



Consiglio Nazionale delle Ricerche

Clima e Cambiamenti Climatici *le attività di ricerca del CNR*



A cura di

B. CARLI, G. CAVARRETTA, M. COLACINO, S. FUZZI



Consiglio Nazionale delle Ricerche

Clima e Cambiamenti Climatici
le attività di ricerca del CNR

A cura di

B. CARLI, G. CAVARRETTA, M. COLACINO, S. FUZZI

A cura di Bruno Carli, Giuseppe Cavarretta, Michele Colacino, Sandro Fuzzi

CNR - Dipartimento Terra e Ambiente

Direttore Giuseppe Cavarretta

Impaginazione e grafica Fortunato Antonelli, Elisabetta Gallo, Luigi Mazari Villanova

Pubblicazione su web Daniela Beatrici (www.dta.cnr.it)

Stampa Istituto Salesiano Pio XI - Roma

Editore Consiglio Nazionale delle Ricerche - Roma

Copyright © 2007, Consiglio Nazionale delle Ricerche

Tutti i diritti riservati

ISBN 978-88-8080-075-0

In copertina: il Colosseo; emissioni di un'acciaieria; acqua alta a piazza San Marco, Venezia.

Sul retro: il Sole (elaborazione di una immagine del satellite SOHO, collaborazione ESA-NASA); la Terra (immagine NASA) e la Luna; *Strombus bubonius* e ricostruzione di *Mammuthus primigenius*, rispettivamente “ospiti” caldo e freddo nell'area Mediterranea durante le ultime oscillazioni climatiche.

Presentazione

Cambiamenti climatici, emissioni in atmosfera, modificazioni antropiche del territorio, sviluppo sostenibile e, più in generale, qualità ambientale: sono concetti e problematiche di interesse generale su cui i media sensibilizzano l'opinione pubblica con una comunicazione quotidiana e una profondità crescente. Le agende dei Governi dei Paesi industrializzati e in via di sviluppo sono dense di impegni relativi a incontri multilaterali finalizzati a concordare strategie comuni di mitigazione e di adattamento alle possibili condizioni climatiche di metà e fine secolo. L'ONU, la Commissione Europea e i Governi nazionali promuovono, programmano e finanziano studi sempre più approfonditi su questi argomenti. Malgrado ciò, molti problemi sono ancora in attesa di soluzione ed è lecito porsi alcune domande:

Quale è il contributo dei fattori naturali e di quelli antropici sui cambiamenti climatici?

Quale è il livello di certezza delle previsioni su cui fondare le decisioni?

Quali i cambiamenti e i relativi impatti a scala regionale e locale?

Quali le limitazioni da far accettare al sistema produttivo e alle popolazioni?

Solo la ricerca scientifica può fornire risposte che possano essere condivise dal sistema-Paese che dovrà sostenere i costi e gli effetti delle possibili azioni di mitigazione e adattamento. Tutta la comunità scientifica internazionale sta quindi lavorando alacremente per fornire ai responsabili delle scelte le migliori basi di conoscenza, con investimenti molto consistenti in termini di risorse umane e finanziarie.

Nel CNR il clima e i cambiamenti climatici sono oggetto di studio già da diversi decenni, con un approccio multidisciplinare, il coinvolgimento di diversi Istituti e la collaborazione a progetti internazionali e nazionali. In termini di risorse umane sono impegnati in queste ricerche circa 500 ricercatori e tecnici, tra cui molti giovani e associati delle Università, per un importo full cost di circa 44 milioni di Euro/anno di cui 9 finanziati dalla Commissione Europea, Ministeri, Enti locali e Aziende.

Il Dipartimento Terra e Ambiente ha chiamato i ricercatori di tutti gli Istituti del CNR che si occupano di clima a presentare in forma sintetica i risultati degli studi realizzati negli ultimi anni, pubblicati in questo volume, per fornire ai fruitori istituzionali delle ricerche una panoramica delle diverse attività realizzate dall'Ente. Questi sono essenzialmente volti a incrementare la conoscenza necessaria a prevedere l'evoluzione del clima in risposta alle forzanti naturali e antropiche. Si segnalano in particolare: la ricostruzione dei climi del passato, lo studio dei processi di interazione tra le componenti ambientali che costituiscono il complesso sistema-clima, la valutazione degli impatti del cambiamento climatico tra cui sono in evidenza quelli riguardanti i sistemi agro-forestali, la realizzazione di modelli numerici predittivi, lo sviluppo e la messa a punto di nuovi metodi di osservazione e misura.

È con soddisfazione che presento quindi quest'opera, nella certezza dell'elevata qualità dei contributi scientifici e nella fiducia che il CNR possa accrescere ulteriormente la consistenza del proprio apporto allo sviluppo economico ed al benessere sociale del Paese.



Federico Rossi
Vice Presidente del CNR

Prefazione

Il CNR ha nel settore degli studi sul clima una lunga tradizione che risale agli anni '30 dello scorso secolo quando, sotto la Presidenza di Guglielmo Marconi, venne avviato il progetto *Ricerche storiche sulle variazioni climatiche in Italia*. L'Ente ha continuamente incrementato il proprio impegno in questo settore con una ricerca fortemente multidisciplinare maturata all'interno dei suoi Istituti che ha prodotto significative competenze, riconosciute a livello internazionale, sulla modellistica ed i processi chimico-fisici del clima, la ricostruzione dei climi del passato, le ricerche polari, gli impatti sugli ecosistemi terrestri ed acquatici ed i rischi socio-economici dei cambiamenti climatici. Il CNR ha anche sviluppato ampie competenze ed importanti infrastrutture per le osservazioni della Terra dal suolo e da satellite e gestisce o collabora a programmi osservativi a livello nazionale ed internazionale che forniscono basi-dati di primaria importanza per l'inizializzazione e la validazione dei modelli climatici.

Dai risultati ottenuti analizzando alcuni indicatori climatici, quali l'aumento della temperatura media, la variazione nel regime delle precipitazioni con l'incremento degli eventi molto intensi, la riduzione della estensione dei ghiacciai alpini, l'innalzamento del livello del mare, emerge in modo inequivocabile che un cambiamento climatico è in atto e rappresenta un fenomeno globale, che coinvolge tutto il pianeta.

Un maggior grado d'incertezza riguarda, invece, l'individuazione delle cause del cambiamento e la previsione delle future evoluzioni del clima. Secondo alcuni studiosi i cambiamenti potrebbero essere spiegati dalla naturale variabilità del clima e dalle variazioni della forzante esterna costituita dalla radiazione solare; tuttavia, l'interpretazione giudicata più probabile dalla maggioranza della comunità scientifica è che accanto alla variabilità naturale stia diventando significativa una variazione indotta dalle forzanti interne al sistema clima dovute alle attività antropiche.

L'*Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC), che fa capo alle Nazioni Unite, ha reso pubblico a maggio 2007 il *Quarto Rapporto sul Clima ed i Cambiamenti Climatici*, al quale hanno contribuito anche ricercatori del

CNR. Nel Rapporto si afferma che il riscaldamento globale è un fatto reale e che l'aumento della temperatura media globale osservato a partire dalla metà del XX secolo è molto probabilmente (probabilità superiore al 90%) dovuto in gran parte all'aumento della concentrazione dei gas serra causato dalle attività umane.

Una valutazione più certa della situazione attuale e della futura evoluzione del clima a scala globale e regionale, richiede la disponibilità di modelli matematici in grado di fornire un'accurata descrizione dei processi fisici, chimici e biologici che hanno luogo all'interno del sistema climatico. Tale descrizione è ancora frammentaria, data l'estrema complessità del sistema. Le eruzioni vulcaniche, la presenza in atmosfera di aerosol e polveri, il ruolo delle nubi, le variazioni della composizione chimica dell'atmosfera, della radiazione solare, delle correnti atmosferiche ed oceaniche, del ciclo idrologico e del bilancio delle precipitazioni, i processi di deforestazione e, in generale, le modificazioni nell'uso del territorio sono alcune degli attori presenti sulla scena climatica. La sfida della ricerca è dunque comprendere i processi che operano all'interno del sistema clima e valutare correttamente il loro ruolo nel contesto della variabilità climatica globale.

Modelli sempre più perfezionati sono infatti necessari per prevedere come evolverà il clima a scala globale e regionale in risposta a diversi scenari di intervento (o non intervento) e contemporaneamente a predisporre misure di adattamento a condizioni climatiche diverse da quelle del passato.

Sono questi i temi di ricerca sul clima sui quali si concentra l'attività degli Istituti del CNR, i cui risultati, con riferimento agli ultimi anni, sono raccolti in questo volume.

Il patrimonio di competenze, strutture e dati, che qui viene presentato, è stato costruito dal CNR al servizio del Paese, anche in collaborazione con gli altri Enti di Ricerca attivi nel settore, soprattutto per fornire ai decisori politici le conoscenze necessarie al fine di predisporre opportune misure di contrasto, mitigazione ed adattamento ai cambiamenti in atto e previsti per il futuro.

Modellistica e processi chimici e fisici del clima

Negli ultimi anni si è verificato un notevole progresso nei modelli climatici e nell'interpretazione dei risultati da essi ottenuti, anche se l'affidabilità delle previsioni climatiche è ancora oggetto di valutazione e discussione. Fondamentale è in questo campo la comprensione dei processi chimico-fisici che caratterizzano il sistema clima e lo studio dei cicli di retroazione (*feedback*) che determinano non linearità nei meccanismi causa-effetto del sistema. Varie

ed ampie sono le attività del CNR nel campo della modellistica del clima: dai modelli a scala globale a quelli a scala regionale, dai modelli climatici a complessità intermedia a quelli a rete neurale. Le tematiche di ricerca affrontate comprendono le anomalie climatiche nelle regioni tropicali e le teleconnessioni con la regione Mediterranea, la variabilità e predicibilità climatica dei regimi di circolazione atmosferica, la descrizione degli ecosistemi marini e terrestri. Importanti ricerche riguardano inoltre lo sviluppo di parametrizzazioni dei processi che coinvolgono l'aerosol atmosferico e le nubi e la validazione dei modelli con dati sperimentali, mentre gli studi sui processi chimico-fisici del clima coprono tematiche molto ampie che includono le variazioni della composizione chimica dell'atmosfera ed i conseguenti effetti radiativi, i sistemi nuvolosi precipitanti e gli eventi estremi, la variabilità del monzone africano e la circolazione termalina.

Ricostruzione dei climi del passato

La ricostruzione dei climi del passato è di grande interesse al fine di valutare la variabilità naturale del clima. Le ricerche sono condotte con metodologie diverse: carotaggi, analisi dei sedimenti, dendrocronologia, analisi dei pollini, rapporti isotopici per gli studi paleoclimatici, documenti storici e serie di dati strumentali per le variazioni climatiche recenti. Gli studi del CNR riguardano la ricostruzione paleoclimatica attraverso l'analisi di lunghe registrazioni sedimentarie di aree continentali e bacini lacustri. Un altro indirizzo di ricerca è finalizzato alla ricostruzione, con particolare attenzione alle temperature e alle precipitazioni, degli andamenti climatici dell'Italia negli ultimi 200 anni. Queste indagini sono effettuate utilizzando serie storiche di dati meteorologici, che sono state raccolte, omogenizzate ed esaminate criticamente, andando a costituire banche dati che rappresentano un patrimonio unico nel loro genere. Vengono anche analizzati altri indicatori del cambiamento climatico come il livello del mare, le piogge molto intense e le onde di calore.

Le ricerche polari ed i cambiamenti climatici

Le aree geografiche utilizzate dall'attività umana non esauriscono la variabilità terrestre e lo studio degli ambienti estremi è fondamentale per completare la conoscenza dei processi fisici, chimici e biologici che determinano il clima globale. Il CNR contribuisce allo studio degli ambienti estremi polari con una significativa partecipazione al Programma Nazionale di Ricerche in Antartide e

con la gestione della stazione Dirigibile Italia nelle isole Svalbard. Le aree polari sono sede ideale per lo studio delle interazioni idrosfera-criosfera-atmosfera e l'Antartide in particolare per le indagini sul paleoclima con l'analisi dei ghiacci continentali e dei sedimenti marini. Inoltre gli ambienti estremi, per la loro collocazione remota rispetto alle sorgenti antropiche, forniscono un banco di prova privilegiato per l'identificazione precoce delle perturbazioni globali (riduzione dell'estensione dei ghiacciai, cambiamento delle specie dominanti, perdita di biodiversità). Gli studi del CNR analizzano infine i processi di tipo radiativo, dinamico e biologico con cui i mari e le aree polari interagiscono con le variabili climatiche (interazione aerosol-radiazione, segregazione marina del carbonio, teleconnessioni fra processi remoti).

Osservazioni da satellite, reti di misura e basi-dati sui cambiamenti climatici

Il CNR è molto attivo nel campo dello sviluppo ed implementazione di nuova strumentazione scientifica, metodi di misura, reti di osservazione, come dimostra la realizzazione di boe marine di vario tipo, strumenti per la caratterizzazione degli aerosol atmosferici, torri per la determinazione dei flussi di CO₂, misure di CO₂ lungo rotte marine ed osservazioni di indicatori climatici. Importanti sono anche i risultati ottenuti grazie ad infrastrutture come le piattaforme aeree a bassa quota per la misura dei flussi superficiali, la camera climatica per lo studio degli effetti delle alterazioni ambientali sulle piante ed i sistemi informativi geografici. Numerose sono le partecipazioni del CNR a reti osservative a livello nazionale ed internazionale. Significativa è l'iniziativa Ev-K²-CNR che gestisce il Laboratorio Piramide collocato a 5050 metri in Himalaya. I problemi climatici richiedono osservazioni di tipo globale che sono efficacemente ottenute con telerilevamento da satellite. Accanto alle misure tradizionali da terra, è pertanto aumentato il numero dei progetti in cui il CNR utilizza i dati satellitari per ricavare campi di precipitazione operativi, temperatura superficiale del mare, proprietà delle nubi, copertura vegetale e risposta della vegetazione alle variazioni dell'irraggiamento e delle precipitazioni.

Impatti dei cambiamenti climatici

L'analisi dell'impatto dei cambiamenti climatici sull'ambiente ha particolare importanza, nell'attuale panorama delle ricerche sul clima. L'aumento della

temperatura, oltre a determinare lo scioglimento dei ghiacci e l'innalzamento del livello del mare, influisce in modo diretto sugli ecosistemi, che sono anche sollecitati dal cambiamento della composizione dell'atmosfera e del regime pluviometrico. Le ricerche del CNR sono molteplici e diversificate: dalla modifica del ciclo idrologico all'erosione delle coste, dalla perdita di biodiversità alla presenza di specie ittiche aliene, dalle comunità fitoplanctoniche alle popolazione di piccoli pelagici con attenzione ai problemi della pesca. L'impatto dei cambiamenti climatici sui laghi viene studiato relativamente agli aspetti fisici, chimici, e biologici sia per i corpi idrici italiani sia per quelli himalayani, per i quali è in corso di realizzazione una banca dati unica nel suo genere. Un ulteriore ambito di studio è rappresentato dalla valutazione dell'impatto dei cambiamenti sul suolo, la vegetazione e la produzione agricola: le ricerche riguardano da un lato l'erosione, i nutrienti, la siccità, la desertificazione e dall'altro le colture mediterranee, gli ecosistemi forestali, la diffusione di insetti e parassiti delle piante. Una rilevante attività concerne lo studio delle risposte degli ecosistemi all'aumento della concentrazione di CO₂ ed alla capacità di sequestro da parte della vegetazione, anche con esperimenti di arricchimento in ambienti non confinati.

Mitigazione dei cambiamenti climatici ed adattamento

Anche nel settore di prevenzione del rischio e di adattamento ai cambiamenti climatici il CNR è presente con numerose iniziative. Le ricerche riguardano argomenti diversi, dall'ambito socio-economico alla pianificazione degli interventi di salvaguardia e mitigazione. *In primis* vanno ricordati gli studi sull'impatto dei cambiamenti sull'agricoltura con indagini finalizzate alla valutazione della quantità e qualità dei prodotti e del degrado del suolo, alla classificazione delle aree agricole ed alle infestazioni di parassiti ed insetti. Altre ricerche sono dedicate all'analisi delle modificazioni ambientali, alla pianificazione e gestione delle risorse idriche, ai problemi degli incendi boschivi ed all'evoluzione del paesaggio. Passando dall'ambiente naturale a quello antropizzato, vanno ricordati gli studi sviluppati per esprimere in termini quantitativi il disagio climatico e per valutare l'impatto del clima sul patrimonio culturale ed anche sul tempo libero. Sul piano tecnologico le ricerche riguardano lavori finalizzati alla riduzione delle emissioni con studi concernenti sia il confinamento dei gas serra, che lo sviluppo di tecnologie per la riduzione dei consumi energetici. Vanno infine citati, ultimi ma non per importanza, i lavori di natura socio-economica aventi come obiettivo l'analisi e la valutazione degli strumenti finora adottati, anche in campo internazionale, per mitigare i rischi.

INDICE

<i>Presentazione</i>	<i>I</i>
<i>Prefazione</i>	<i>III</i>
<i>Indice</i>	<i>IX</i>
Modellistica del clima	1
PlaSim-LSG: un modello climatico a complessità intermedia <i>J. von Hardenberg, A. Provenzale, K. Fraedrich, E. Kirk, F. Lunkeit</i>	3
Scenari climatici e predicibilità: indizi di uno stretto rapporto da un'analisi dinamica e neurale del <i>toy-model</i> di Lorenz <i>A. Pasini</i>	7
Analisi climatiche di attribution a scala globale e di influenze a scala regionale e locale mediante un modello a rete neurale <i>A. Pasini</i>	11
Anomalie climatiche ed onde planetarie <i>G. Dalu, M. Baldi, G. Maroscia, M. Gaetani</i>	15
Predicibilità climatica dei regimi di circolazione atmosferica alle medie latitudini e ai tropici <i>S. Corti</i>	17
Connessioni tra il clima della regione Mediterranea e l'Africa Occidentale attraverso la circolazione meridiana di Hadley <i>M. Gaetani, M. Baldi, G.A. Dalu, G. Maracchi</i>	23
BOLCHEM: uno strumento numerico per la simulazione della composizione dell'atmosfera <i>A. Maurizi, M. D'Isidoro, M. Mircea, F. Tampieri</i>	27
Il vortice stratosferico: indice di teleconnessione per previsioni a lungo periodo <i>G. Messeri, D. Grifoni, B. Gozzini, G. Maracchi, C. Tei, F. Piani</i>	31
Caratterizzazione della variabilità spazio-temporale del vapor d'acqua come diagnostico per un modello di clima <i>G. L. Liberti, F. Congeduti, D. Dionisi, C. Transerici, L. Velea, F. Cheruy</i>	35
Valutazione delle nubi simulate da un modello di clima (LMDZOR) in Area Mediterranea tramite dati da satellite <i>G. L. Liberti, F. Cheruy</i>	39

Diagnostici basati su disaggregazione spazio-temporale per la valutazione delle nubi in un modello di clima.	43
<i>F. Cheruy, F. Aires, G. L. Liberti</i>	
Riduzione dinamica degli scenari climatici a scala di bacino tramite modellistica numerica regionale	47
<i>M. Pasqui, M. Ceseri, G. Maracchi, F. Meneguzzo, F. Piani</i>	
Risultati preliminari di <i>downscaling</i> statistico delle precipitazioni invernali nella Regione Puglia	51
<i>L. Palatella, P. Paradisi, M.M. Miglietta, P. Lionello</i>	
L'igroscopicità e l'attivazione dell'aerosol nei modelli climatici	55
<i>M. Mircea, M.C. Facchini, S. Decesari, S. Fuzzi</i>	
Produttività primaria dell'ecosistema marino, turbolenza oceanica e cicli biogeochimici globali	59
<i>A. Bracco, I. Koszalka, C. Pasquero, A. Provenzale</i>	
Sviluppo di una funzione sorgente di spray marino per predire la componente organica dell'aerosol marino	63
<i>M. C. Facchini, S. Fuzzi, M. Mircea</i>	
Processi chimico-fisici del clima	67
Caratterizzazione dello spettro di emissione atmosferica con misure a larga banda nell'infrarosso termico	69
<i>L. Palchetti, G. Bianchini, B. Carli, U. Cortesi, S. Del Bianco</i>	
Modificazione dell'aerosol marino dovuta alle attività antropiche ed effetti sul clima	73
<i>M. C. Facchini, S. Fuzzi, S. Decesari, M. Mircea, M. Rinaldi, C. Carbone</i>	
Caratteristiche del particolato atmosferico da emissioni di combustione di biomasse	77
<i>S. Decesari, M. C. Facchini, M. Mircea, S. Fuzzi</i>	
Studio dei composti organici solforati volatili di origine marina e loro relazione con i cambiamenti climatici.	81
<i>A. Gambaro, P. Cescon, C. Turetta, R. Piazza, I. Moret</i>	
Misura dei flussi di gas traccia da piattaforma oceanografica: il progetto OOMPH	85
<i>S. Taddei, P. Toscano, B. Gioli, A. Matese, F. Miglietta, F. P. Vaccari, A. Zaldei, G. Maracchi</i>	

Dinamica delle emissioni di mercurio da incendi forestali nell'area Mediterranea: implicazioni del <i>climate change</i> <i>S. Cinnirella, N. Pirrone</i>	89
ECHMERIT – Un modello atmosferico a scala globale per studiare le dinamiche del mercurio con i cambiamenti climatici. <i>G. Jung, I. M. Hedgecock, N. Pirrone</i>	93
Forcing radiativo diretto degli aerosol al TOA per modelli di riflettanza superficiale anisotropa <i>C. Lanconelli, A. Lupi, M. Mazzola, C. Tomasi, V. Vitale</i>	97
Influenza delle forze foretiche nel processo di scavenging e negli effetti indiretti dell'aerosol sul clima <i>F. Prodi, G. Santachiara, L. Di Matteo, A. Vedernikov</i>	101
Un nuovo indicatore climatico per il Mediterraneo: la densità di vapore alla superficie del mare <i>M. E. Schiano, S. Sparnocchia, R. Bozzano, S. Pensieri</i>	105
Formazione di nuove particelle, nuclei di condensazione di nubi ed effetti sul clima <i>M. C. Facchini, S. Fuzzi, S. Decesari, M. Mircea</i>	109
Climatologia di nubi precipitanti nella stagione calda: Primi risultati sull'Europa ed il Mediterraneo <i>V. Levizzani, R. Ginnetti, M. Masotti, S. Melani, M. Pasqui, A. G. Laing, R. E. Carbone</i>	113
Alla ricerca di similarità nelle configurazioni della pressione al livello del mare associate a eventi di precipitazione intensa sull'Italia <i>N. Tartaglione, A. Speranza, T. Nanni, M. Brunetti, M. Maugeri, F. Dalan</i>	117
Caratterizzazione sinottica del clima estivo e della sua variabilità interannuale, sul Mediterraneo e l'Europa <i>F. Piani, A. Crisci, G. De Chiara, G. Maracchi, F. Meneguzzo, M. Pasqui</i>	121
Effetto delle variazioni dell'uso e copertura del suolo sul clima a scala regionale. <i>G. Dalu, M. Baldi</i>	125
Confronto fra metodi di stima dell'EI30 ai fini del calcolo dell'erosione <i>R. Ferrari, L. Bottai, R. Costantini, L. Angeli, L. Innocenti, G. Maracchi</i>	129

L'impatto della circolazione termoalina sulle scarpate del Mediterraneo <i>G. Verdicchio, F. Trincardi</i>	133
L'influenza dei cambiamenti climatici sul ciclo del mercurio su scala regionale e globale <i>F. Sprovieri, I. M. Hedgecock, N. Pirrone</i>	137
Ricostruzione dei climi del passato	145
I travertini quaternari dell'Italia centro-meridionale quali indicatori climatici <i>E. Anzalone, B. D'Argenio, V. Ferreri, M. Sprovieri</i>	147
Variazioni nel flusso di ferro tra periodi glaciali ed interglaciali nel corso degli ultimi 780.000 anni. Implicazioni climatiche <i>C. Barbante, V. Gaspari, P. Gabrielli, C. Turetta, P. Cescon</i>	153
La registrazione dei cicli glaciali quaternari sui margini del Mediterraneo <i>A. Asioli, A. Piva, F. Trincardi</i>	157
Il record paleoclimatico Plio-Quaternario del Salento (Puglia meridionale) <i>M. Delle Rose</i>	161
Le variazioni eustatiche e le influenze climatiche sull'evoluzione della Piana di Sibari nel tardo Quaternario <i>R. Pagliarulo</i>	165
Gli ultimi cinque cicli climatici nella successione sedimentaria della pianura friulana <i>R. Pini, C. Ravazzi, M. Donegana</i>	169
Controllo climatico sull'accumulo di sedimenti di margine Olocenici e Pleistocenici del Mar Tirreno Orientale <i>M. Iorio, L. Sagnotti, F. Budillon, J. C. Liddicoat, R. S. Coe, E. Marsella</i>	173
L'evoluzione del clima nell'area mediterranea durante l'intervallo 20.000-70.000 anni <i>M. Sprovieri, N. Pelosi, R. Sprovieri, A. Incarbona, M. Ribera d'Alcalà</i>	177
L'impatto dell'evento combinato Ignimbrite Campana-Heinrich Event 4 sugli ecosistemi umani europei di 40 ka BP <i>B. Giaccio, F. G. Fedele, R. Isaia</i>	181

L'ultima transizione glaciale-interglaciale sul versante meridionale delle Alpi e in Pianura Padana	185
<i>C. Ravazzi, R. Pini, E. Vescovi, W. Tinner, L. Wick,</i>	
Variazioni climatiche ed evoluzione della zona costiera	189
<i>F. Marabini</i>	
La ricostruzione di paleoclimi e paleoambienti mediante l'uso degli isotopi radiogenici e stabili nei reperti fossili	193
<i>M. Pellegrini, A. Longinelli, P. Iacumin</i>	
Paleoclimatologia e sedimenti lacustri	197
<i>P. Guilizzoni, A. Lami, A. Marchetto, M. Manca, S. Musazzi, S. Gerli</i>	
Clima e tassi di sedimentazione nell'area veneziana	201
<i>S. Donnici, R. Serandrei-Barbero, G. Canali</i>	
Possibili cause delle variazioni dei tassi di sedimentazione della Laguna di Venezia nella cronozona subatlantica	205
<i>S. Donnici, A. D. Albani, A. Bergamasco, L. Carbognin, S. Carniel, M. Sclavo, R. Serandrei-Barbero</i>	
Periodicità submillenarie registrate nei sedimenti marini degli ultimi 2000 anni (Tirreno orientale)	209
<i>F. Lirer, M. Sprovieri, N. Pelosi, L. Ferraro</i>	
Cascate sottomarine nel Mediterraneo	213
<i>G. Verdicchio, F. Trincardi</i>	
Considerazioni sulle modificazioni climatiche e ambientali nel periodo storico e nel prossimo futuro	217
<i>S. Pagliuca, F. Ortolani</i>	
Variabilità climatica in Italia nord-occidentale nella seconda metà del XX secolo	221
<i>J. von Hardenberg, N. Ciccarelli, A. Provenzale, C. Ronchi, A. Vargiu, R. Pelosini</i>	
Variabilità e cambiamenti climatici in Italia nel corso degli ultimi due secoli	225
<i>T. Nanni, M. Brunetti, M. Maugeri</i>	
Variazioni nella frequenza e nell'intensità delle precipitazioni giornaliere in Italia negli ultimi 120 anni	229
<i>T. Nanni, M. Brunetti, M. Maugeri</i>	

Climatologia delle temperature ed eventi estremi estivi a scala nazionale e regionale	233
<i>G. Bartolini, M. Morabito, T. Torrigiani, M. Petralli, L. Cecchi, S. Orlandini, M. Baldi, D. Grifoni, G. Dalu, M. Pasqui, G. Maracchi</i>	
Valutazione dei trend pluviometrici in Calabria	237
<i>G. Buttafuoco, T. Caloiero, R. Coscarelli</i>	
Dalla scala locale alla scala regionale: la pluviometria del bacino del fiume Arno come segnale del cambiamento climatico del Mediterraneo.	241
<i>Gozzini B., M. Baldi, G. Maracchi, F. Meneguzzo, M. Pasqui, F. Piani, A. Crisci, R. Magno, F. Guarnieri, L. Genesio, G. De Chiara, L. Fibbi, F. Marrese, B. Mazzanti, G. Menduni</i>	
Analisi climatologica degli eventi estremi di Libeccio a Livorno	245
<i>A. Scartazza, G. Brugnoli, B. Doronzo, B. Gozzini, L. Pellegrino, G. Rossini, S. Taddei, F. P. Vaccari, G. Maracchi</i>	
Evoluzione secolare del livello marino dalle osservazioni mareografiche di Trieste (Adriatico Settentrionale)	249
<i>F. Raicich</i>	
Anomalie nello stato della copertura vegetale in Africa da serie storiche di dati satellitari	253
<i>P. A. Brivio, M. Boschetti, P. Carrara, D. Stroppiana, G. Bordogna</i>	
Le ricerche polari ed i cambiamenti climatici	257
La ventilazione profonda nel mare di Ross	259
<i>A. Bergamasco, W. P. Budgell, S. Carniel, J. Chiggiato, M. Sclavo, R. Purini</i>	
La convezione “shelf-slope” a Baia Terra Nova: un approccio modellistico numerico	263
<i>A. Bergamasco, S. Aliani, R. Purini</i>	
Incidenza dei cambiamenti climatici sull’ecosistema pelagico del Mare di Ross (Antartide)	267
<i>M. La Mesa, M. Azzali, I. Leonori</i>	
La pompa biologica del carbonio nel mare di Ross (Antartide).	271
<i>G. Catalano, M. Ravaioli, F. Giglio, L. Langone, G. Budillon, A. Accornero, V. Saggiomo, M. Modigh, P. Povero, C. Misic, O. Mangoni, G. C. Carrada, R. La Ferla, M. Azzaro</i>	

Cambiamenti climatici e vita negli ambienti estremi. Struttura, funzione ed evoluzione delle emoglobine dei pesci polari <i>C. Verde, G. di Prisco</i>	277
Evoluzione adattativa delle molecole anticorpali dei teleostei polari <i>U. Oreste, M. R. Coscia</i>	283
Ricerche climatiche e paleoclimatiche in Antartide: un tuffo nel passato presente e futuro del clima globale. <i>F. Giglio, L. Capotondi, M. Frignani, L. Langone, M. Ravaioli</i>	287
I cambiamenti della temperatura degli stati superficiali del mare nella polynya di Baia Terra Nova (Mare di Ross, Antartide) negli ultimi dieci anni <i>S. Aliani, A. Bergamasco, R. Meloni</i>	291
Ricostruzioni paleoambientali e paleoclimatiche in ambienti estremi: l'esempio di un lago artico <i>S. Musazzi, A. Marchetto, A. Lami, M. Manca, L. Langone, A. Brauer, F. Lucchini, N. Calanchi, E. Dinelli e P. Guilizzoni, A. Mordenti</i>	295
Influenza sul ciclo del carbonio della variabilità spatio-temporale della biomassa e della attività microbica nel Mare di Ross (Antartide) <i>R. La Ferla, F. Azzaro, M. Azzaro, G. Maimone, L.S. Monticelli</i>	299
Periodicità orbitali ed influenza eustatica nelle oscillazioni degli ultimi 2,6 Ma della calotta glaciale Antartica <i>M. Iorio</i>	303
Monitoraggio delle coperture nevose con tecniche satellitari per lo studio dei cambiamenti climatici in aree polari <i>R. Salvatori</i>	307
Il ruolo del clima nel controllo del flusso di iridio e platino di origine cosmica <i>C. Barbante, P. Gabrielli, G. Cozzi, C. Turetta, P. Cescon</i>	311
Determinazione delle specie gassose e particellari nella troposfera polare mediante i denuders di diffusione <i>A. Ianniello, I. Allegrini</i>	315
Risposta diretta del contenuto colonnare di NO ₂ e O ₃ al ciclo solare di 27 giorni nell'ottica dei problemi climatici <i>I. Kostadinov, G. Giovanelli, A. Petritoli, E. Palazzi, D. Bortoli, F. Ravegnani, R. Werner, D. Valev, At. Atanassov, T. Markova, A. Hempelmann</i>	319

I valori di fondo della CO ₂ atmosferica a Jubany e le interazioni con il fenomeno de El Niño <i>C. Rafanelli, L. Ciattaglia, S. Carnazza</i>	323
Effetti radiativi diretti indotti dagli aerosol presso le stazioni MZS e Dome C in Antartide <i>A. Lupi, C. Lanconelli, M. Mazzola, V. Vitale, C. Tomasi</i>	327
Osservazioni da satellite, reti di misura e basi-dati sui cambiamenti climatici	331
Temperatura Superficiale del Mare da dati satellitari <i>S. Melani, A. Orlandi, C. Brandini, A. Ortolani</i>	333
La Boa meteo-oceanografica ODAS-Italia1: un laboratorio marino d'altura <i>R. Bozzano, S. Pensieri, M.E. Schiano, S. Sparnocchia, M. Borghini, P. Picco</i>	337
Variabilità dell'oceano globale da dati di boe flottanti: distribuzione e ruolo di cicloni e anticicloni <i>A. Griffa, M. Veneziani</i>	341
La temperatura superficiale del Mar Mediterraneo negli ultimi 21 anni: analisi delle misure satellitari <i>B. Buongiorno Nardelli, R. Santoleri, S. Marullo, M. Guarracino</i>	345
SuMaRad: strumento per la misura della trasmittanza dell'acqua marina <i>G. Fasano, A. Materassi, F. Benincasa</i>	349
Il Pianosa LAB: un laboratorio naturale per lo studio delle interazioni fra atmosfera e biosfera terrestre <i>F. P. Vaccari, F. Miglietta, G. Maracchi</i>	353
Mappe di flussi di calore ad alta risoluzione con dati multispettrali da piattaforma aerea: l'approccio MSSEBS <i>M. Esposito, V. Magliulo, J. Colin, M. Menenti</i>	357
Risposta della vegetazione alla radiazione netta ed alle precipitazioni: serie temporali di dati da satellite <i>M. Menenti, L. Jia, W. Verhoef</i>	361

I sistemi CNR-FACE (<i>Free Air CO₂ Enrichment</i>) per lo studio dell'impatto dei cambiamenti climatici sugli ecosistemi terrestri: tecnologie e risultati	365
<i>F. Miglietta, S. Baronti, M. G. Lanini, A. Raschi, A. Zaldei, F. P. Vaccari, G. Maracchi, F. Selvi, R. Tognetti</i>	
Camera climatica per studi sulle relazioni piante-ambiente	369
<i>A. Materassi, G. Fasano, F. Benincasa</i>	
Analisi delle dinamiche della vegetazione nella regione Saheliana (Africa dell'ovest) mediante uso d'immagini telerilevate.	373
<i>P. Vignaroli, L. Genesio, F. Maselli, C. Vallebona, B. Canessa, V. Capecchi, A. Di Vecchia, G. Maracchi</i>	
Osservazione e previsione del Monsone dell'Africa Occidentale	377
<i>S. Melani, M. Gaetani, M. Pasqui, G.A. Dalu, A. Ortolani, M. Baldi, G. Maracchi</i>	
Stime di precipitazione mediante dati da piattaforme satellitari	381
<i>A. Antonini, S. Melani, A. Ortolani, A. Orlandi, G. Maracchi</i>	
Individuazione dei segnali di cambiamento climatico a scala locale e regionale	385
<i>V. Capecchi, A. Crisci, L. Fibbi, B. Gozzini, D. Grifoni, F. Pasi, M. Rossi, C. Tei, F. Piani</i>	
Monitoraggio a scala globale della superficie terrestre con radiometri a microonde da satellite	389
<i>S. Paloscia, G. Macelloni, P. Pampaloni, E. Santi</i>	
Misure radiometriche al suolo per lo studio delle proprietà ottiche degli aerosol e del vapor d'acqua	393
<i>G. Pavese, F. Esposito, G. Masiello, C. Serio, V. Cuomo</i>	
Osservazione della composizione chimica dell'atmosfera e delle sue evoluzioni con i cambiamenti climatici: l'importanza strategica delle stazioni CNR in Calabria	397
<i>N. Pirrone, F. Sprovieri</i>	
Otto anni di osservazioni a Mt. Cimone: analisi climatologica del biossido di azoto in stratosfera	401
<i>A. Petritoli, E. Palazzi, F. Ravegnani, I. Kostadinov, D. Bortoli, S. Masieri, G. Giovanelli</i>	
Valutazione e definizione degli standard per la spazializzazione dei parametri meteo-climatici	405
<i>R. Ferrari, L. Bottai, F. Maselli, R. Costantini, A. Crisci, R. Magno, G. Maracchi</i>	

Realizzazione per l'Italia di una banca dati climatologia di serie storiche strumentali ultrasecolari <i>T. Nanni, M. Brunetti, M. Maugeri</i>	409
Sviluppo di tecnologie <i>WebGIS Open Source</i> per il monitoraggio dell'impatto dei cambiamenti climatici nell'Africa sub-sahariana. <i>T. De Filippis, L. Rocchi, P. Vignaroli, B. Canessa, A. Di Vecchia, G. Maracchi</i>	413
Ricerche ecologiche di lungo termine (LTER) e cambiamenti climatici: il ruolo del CNR <i>G. Matteucci, F. Bianchi, R. Bertoni, A. Pugnetti, M. Ravaioli</i>	417
Velocità di crescita della CO ₂ atmosferica lungo rotte emisferiche dall'Italia all'Antartide <i>L. Langone, F. Giglio, C. Ori, R. Lenaz, A. Longinelli, E. Selmo</i>	421
Nuove tecnologie per la misura di emissioni e assorbimenti di gas serra a scala regionale <i>B. Gioli, A. Matese, F. Miglietta, P. Toscano, A. Zaldei, G. Maracchi</i>	425
Misura delle emissioni di gas ad effetto serra di un sistema urbano <i>A. Matese, B. Gioli, F. Miglietta, P. Toscano, F.P. Vaccari, A. Zaldei, G. Maracchi</i>	429
Monitoraggio pollinico per lo studio dell'effetto dei cambiamenti climatici in ambiente mediterraneo <i>G. Pellizzaro, B. Arca, A. Canu, C. Cesaraccio</i>	433
Un approccio Bayesiano per la stima del flusso superficiale di CO ₂ a partire da misure rilevate da piattaforma aerea <i>A. Riccio, G. Giunta, S.M. Alfieri, M. Esposito, V. Magliulo</i>	437
Caratterizzazione delle proprietà radiative degli aerosol nella pianura padana da misure delle stazioni AERONET <i>C. Di Carmine, C. Tomasi</i>	441
Caratterizzazione dell'aerosol urbano ed extraurbano mediante misure di telerilevamento passivo da terra e da satellite. <i>M. Campanelli, G. P. Gobbi, C. Tomasi, T. Nakajima</i>	447
Analisi di dati da satellite per lo studio della forzatura radiativa diretta degli aerosol su scala regionale <i>M. Mazzola, C. Lanconelli, A. Lupi, V. Vitale, C. Tomasi</i>	451
La rete lidar europea "EARLINET" per lo studio degli aerosol a scala continentale <i>G. Pappalardo e il team di EARLINET</i>	455

Misura dell'indice di rifrazione di particelle di aerosol mediante nefelometro polare	459
<i>F. Prodi, L. Di Matteo, G. Santachiara, F. Belosi</i>	
Climatologia dell'aerosol atmosferico: telerilevamento di variabili con impatto climatico e ambientale	463
<i>G. P. Gobbi, F. Angelini, F. Barnaba, T. C. Landi</i>	
Microfisica delle nubi e loro impatto sul clima	467
<i>F. Romano, E. Di Tomaso, T. Montesano, E. Ricciardelli, V. Cuomo, E. Geraldini</i>	
Lo studio dell'atmosfera e del clima presso la Stazione WMO-GAW "O. Vittori" di Monte Cimone (2165 m slm)	471
<i>P. Cristofanelli, J. Arduini, U. Bonafè, F. Calzolari, A. Marinoni, M. Maione, F. Roccato, P. Bonasoni</i>	
L'osservatorio ABC-Pyramid a 5079 m slm in Himalaya. Una stazione per la misura di aerosol, ozono e gas serra alogenati	475
<i>A. Marinoni, P. Cristofanelli, U. Bonafè, F. Calzolari, F. Roccato, F. Angelini, S. Decesari, MC. Facchini, S. Fuzzi, G. P. Gobbi e P. Bonasoni, P. Laj, K. Sellegri, H. Venzac, P. Villani, M. Maione, J. Arduini, E. Vuillermoz, G. P. Verza</i>	
Monitoraggio dei cambiamenti globali in Himalaya e Karakorum	479
<i>G. Tartari, E. Vuillermoz, L. Bertolani</i>	
Studio delle variazioni di NO ₂ nella stratosfera antartica a diverse scale temporali	483
<i>D. Bortoli, G. Giovanelli, F. Ravegnani, I. Kostadinov, S. Masieri, E. Palazzi, A. Petritoli, F. Calzolari, G. Trivellani</i>	
La concentrazione di O ₃ e dei gas serra nell'atmosfera polare	487
<i>C. Rafanelli, A. Damiani, E. Benedetti, M. Di Menno, A. Anav, I. Di Menno</i>	
Impatti dei cambiamenti climatici	493
Ciclo del carbonio in mare e cambiamenti climatici	495
<i>C. Santinelli, L. Nannicini, A. Seritti</i>	
Analisi di parametri meteomarinari per studi energetici e morfodinamici di lungo periodo	501
<i>C. Brandini, A. Orlandi, A. Ortolani, G. Giuliani, B. Gozzini</i>	

Accelerati tassi di sequestro di anidride carbonica nelle acque profonde del Mediterraneo Orientale durante il transiente <i>M. Azzaro, R. La Ferla</i>	505
Simulazione dei trasporti allo Stretto di Sicilia come indicatore della variabilità della circolazione termoalina mediterranea <i>R. Sorgente, A. Olita, A. Ribotti, A. Perilli, S. Natale, S. Mazzola, G. Basilone, A. Cuttitta</i>	509
Presenze di specie ittiche esotiche come possibili indicatori di cambiamenti climatici: il caso dello Stretto di Sicilia <i>M. L. Bianchini, S. Ragonese</i>	513
Effetti dell'anomalia termica dell'estate 2003 sull'idrodinamica del Canale di Sicilia <i>A. Olita, R. Sorgente, A. Ribotti, A. Perilli, S. Natale, A. Bonanno, B. Patti, G. Buscaino</i>	517
Canali e stretti quali punti di osservazione privilegiata per lo studio della variabilità interannuale nel bacino Mediterraneo <i>G. P. Gasparini, K. Schröder, A. Vetrano e M. Astraldi</i>	521
Variabilità interannuale della produzione primaria nel Mar Mediterraneo: 8 anni di osservazioni SeaWiFS <i>S. Colella, R. Santoleri</i>	525
Effetti della temperatura (SST) sulla biomassa dei riproduttori di acciughe (<i>Engraulis encrasicolus</i>) <i>G. Basilone, A. Bonanno, B. Patti, A. Cuttitta, G. Buscaino, G. Buffa, A. Bellante, G. Giacalone, e S. Mazzola, A. Ribotti, A. Perilli</i>	529
Influenza delle variabili ambientali sulle fluttuazioni della biomassa di sardine (<i>Sardina pilchardus</i>) nello Stretto di Sicilia <i>A. Bonanno, S. Mazzola, G. Basilone, B. Patti, A. Cuttitta, G. Buscaino, S. Aronica, I. Fontana, S. Genovese, S. Goncharov, S. Popov, R. Sorgente, A. Olita, S. Natale</i>	533
Fluttuazioni interannuali nell'abbondanza degli stadi larvali di <i>Engraulis encrasicolus</i> e di <i>Sardinella aurita</i> in relazione al riscaldamento delle acque superficiali nello Stretto di Sicilia <i>A. Cuttitta, B. Patti, G. Basilone, A. Bonanno, L. Caruana, A. Di Nieri, C. Patti, C. Cavalcante, G. Buscaino, G. Tranchida, F. Placenti e S. Mazzola, L. Saporito, G.M. Armeri, V. Maltese, R. Grammauta, M. Zora</i>	537
Analisi di variabili climatiche in funzione della comprensione della variabilità planctonica (caso di studio: Golfo di Trieste) <i>A. Conversi, F. Crisciani, S. Corti, T. Peluso</i>	541

Fluttuazioni spazio-temporali della biomassa dei piccoli pelagici nel Mare Adriatico in relazione ai cambiamenti climatici <i>M. Azzali, I. Leonori, A. De Felice</i>	547
Comunità fitoplanctoniche e climatologia nell'Adriatico Settentrionale <i>A. Pugnetti, M. Bastianini, F. Acri, F. Bernardi Aubry, F. Bianchi, A. Boldrin, G. Socal</i>	551
Risposta dei sistemi costieri alle variazioni climatiche globali <i>G. De Falco, A. Cucco, P. Magni, A. Perilli, M. Baroli, S. Como, I. Guala, S. Simeone, F. Santoro, S. De Muro</i>	557
Ricostruzione della variabilità biogeochimica nel Mediterraneo: risposta microbica ai cambiamenti globali. <i>R. La Ferla, M. Azzaro, G. Caruso, G. Maimone, L.S. Monticelli, R. Zaccone</i>	561
Studio degli effetti dei cambiamenti climatici sulla biodiversità e sul funzionamento degli ecosistemi marini lungo le coste europee <i>P. Magni, A. Cucco, G. De Falco, A. Perilli, S. Como, G.A. Fenzi, S. Rajagopal, G. van der Velde</i>	565
Il ruolo dei cambiamenti climatici nella dinamica dei nutrienti nel continuum bacino del Po - nord Adriatico <i>S. Cinnirella, G. Trombino, N. Pirrone</i>	569
Impatto dei cambiamenti climatici sui sistemi fluviali a regime temporaneo: modellizzazione idrologica e dinamica dei processi di trasformazione del sedimento <i>A. Puddu, A. Lo Porto, A. Zoppini, A. Barra Caracciolo, S. Fazi, P. Grenni, A. M. De Girolamo, S. Amalfitano, F. De Luca</i>	573
Influenza dei cambiamenti climatici sul regime idrologico di due bacini idrografici in ambiente mediterraneo <i>A. Lo Porto, A. M. De Girolamo, A. Abouabdillah, D. De Luca, G. Santese</i>	577
Impatto del cambiamento climatico su erosione e perdita di nutrienti dal suolo agricolo nel bacino dell'Enza. <i>M. Garnier, G. Passarella, A. Lo Porto</i>	581
Trend termopluviometrico, siccità e disponibilità di acque sotterranee in Italia meridionale <i>M. Polemio, D. Casarano, V. Dragone</i>	585

Fattori climatici che influenzano la struttura termica e la qualità delle acque lacustri. Prospettive di ricerca nell'ambito delle risposte ai cambiamenti globali	589
<i>D. Copetti, G. Tartari, Jörg Imberger</i>	
Gli effetti del riscaldamento climatico sulla chimica delle acque in ambiente alpino	593
<i>M. Rogora, P. Guilizzoni, A. Lami, A. Marchetto, R. Mosello</i>	
Influenze climatiche sui corpi lacustri del Sagarmatha National Park, Mount Everest, Nepal	597
<i>A. Lami, A. Marchetto, G. Morabito, M. Manca, R. Mosello, G. A. Tartari, R. Piscia, G. Tartari, F. Salerno</i>	
Riscaldamento delle acque profonde nei laghi italiani: un indicatore di cambiamenti climatici	601
<i>W. Ambrosetti, L. Barbanti, E. A. Carrara</i>	
Indagini paleolimnologiche in laghi himalayani: ricostruzioni del clima del passato ed effetti delle variazioni climatiche sulle biocenosi.	605
<i>A. Lami, S. Musazzi, M. Manca, A. Marchetto e P. Guilizzoni, L. Guzzella</i>	
Cambiamenti climatici: quali effetti sulle piogge e sui livelli del lago	609
<i>M. Ciampittiello, A. Rolla</i>	
Cambiamenti climatici e fioriture di cianobatteri potenzialmente tossici nel Lago Maggiore	613
<i>R. Bertoni, C. Callieri, E. Caravati, G. Corno, M. Contesini, G. Morabito, P. Panzani, C. Giardino</i>	
Variazioni climatiche interannuali e dinamica stagionale del fitoplancton nel Lago Maggiore	617
<i>G. Morabito</i>	
Impatto del riscaldamento globale sullo zooplancton e sull'efficienza della catena trofica pelagica	621
<i>M. Manca, A. Visconti, R. de Bernardi</i>	
Metodologia di bilancio di massa per la stima degli scambi gassosi superficiali a scala territoriale	625
<i>U. Amato, M. F. Carfora, S. M. Alfieri, M. Esposito, V. Magliulo</i>	
Analisi multiscala del rischio desertificazione per gli agroecosistemi	629
<i>R. Magno, L. Genesio, A. Crisci, G. Maracchi</i>	

Stima dei tempi di correlazione caratteristici dell'attività fotosintetica terrestre su scale climatiche	633
<i>M. Lanfredi, T. Simoniello, V. Cuomo, M. Macchiato</i>	
I composti organici volatili di origine biogenica (BVOC) nell'atmosfera e loro ruolo nei cambiamenti climatici	637
<i>P. Ciccioli, F. Loreto</i>	
Impatto dell'aumento della CO ₂ atmosferica sull'emissione biogenica di composti organici volatili (VOC)	641
<i>R. Baraldi, F. Rapparini, F. Miglietta, G. Maracchi</i>	
Sequestro del C del suolo: la mappatura del C del suolo in ecosistemi mediterranei	645
<i>L. P. D'Acqui, F. Maselli, C. A. Santi</i>	
Studio delle interazioni clima-vegetazione mediante applicazione degli isotopi stabili ¹³ C e ¹⁸ O	649
<i>E. Brugnoli, M. Lauteri, M. Pellegrini, G. Scarascia Mugnozza, L. Spaccino, M. Manieri</i>	
Le sorgenti naturali di CO ₂ : quindici anni d'attività di ricerca scientifica	653
<i>S. Baronti, F. Miglietta, A. Raschi, R. Tognetti, F. P. Vaccari, G. Maracchi</i>	
I modelli di simulazione nello studio dell'impatto dei cambiamenti climatici sulle colture mediterranee	657
<i>C. Cesaraccio, P. Duce, A. Motroni, M. Dettori</i>	
Valutazione della vulnerabilità degli ecosistemi arbustivi ai cambiamenti climatici: esperienze di manipolazione climatica in pieno campo	661
<i>P. Duce, G. Pellizzaro, C. Cesaraccio, A. Ventura, D. Spano, C. Sirca, P. De Angelis, G. de Dato</i>	
Il contributo degli impianti da frutto all'assorbimento della CO ₂ atmosferica	665
<i>O. Facini, T. Georgiadis, M. Nardino, F. Rossi, G. Maracchi, A. Motisi</i>	
La diffusione di <i>Aedes Albopictus</i> (Skuse) (Zanzara Tigre) in relazione ai cambiamenti climatici	669
<i>R. Vallorani, A. Crisci, G. Messeri, B. Gozzini</i>	
Gilia: 4 anni di monitoraggio della migrazione primaverile delle rondini (<i>Hirundo rustica</i> L.)	673
<i>L. Massetti, G. Brandani, A. Crisci, G. Maracchi</i>	

Impatto della variabilità climatica sugli ecosistemi alpini: esempi dal Parco Nazionale Gran Paradiso	677
<i>B. Bassano, A. von Hardenberg, R. Viterbi, A. Provenzale</i>	
Bilancio dei flussi di tre gas serra (CO ₂ , CH ₄ , N ₂ O) in un prato-pascolo alpino: confronto tra 2003 e 2004	681
<i>F. Berretti, S. Baronti, M. Lanini, G. Maracchi, A. Raschi, P. Stefani</i>	
Caratterizzazione meteo-climatica degli eventi pluviometrici in ambiente alpino: metodologia e primi risultati	685
<i>G. Nigrelli</i>	
Verso un modello per l'analisi non lineare delle influenze climatiche sulle densità di popolazione di roditori in Appennino	689
<i>A. Pasini, G. Szpunar, M. Cristaldi, R. Langone, G. Amori</i>	
Cambiamenti globali e complessità della conservazione delle risorse geniche – Il modello della specie polifunzionale <i>Castanea sativa</i> Mill	693
<i>F. Villani, C. Mattioni, M. Cherubini e M. Lauteri</i>	
Impatto del cambiamento climatico sulle interazioni ospite-parassita in specie coltivate: il caso della dorifora della patata (<i>Leptinotarsa decemlineata</i> Say)	697
<i>F. P. Vaccari, F. Miglietta, A. Raschi, G. Maracchi</i>	
Uso di serie temporali NDVI per stimare l'effetto dei cambiamenti climatici sugli ecosistemi forestali	701
<i>F. Maselli, M. Chiesi, A. Rodolfi, G. Maracchi</i>	
Produttività primaria e assorbimento di carbonio in ecosistemi agro-forestali: l'impatto dei cambiamenti atmosferici previsti a metà del secolo XXI	705
<i>G. Scarascia-Mugnozza e C. Calfapietra, P. De Angelis, F. Miglietta</i>	
Ecosistemi forestali e mitigazione dei cambiamenti ambientali: sequestro di carbonio in foreste italiane	709
<i>G. Matteucci, G. Scarascia-Mugnozza</i>	
Modellizzazione dell'accumulo di carbonio in ecosistemi forestali tramite elaborazione di dati telerilevati ed ausiliari	713
<i>L. Fibbi, M. Chiesi, F. Maselli, M. Moriondo, M. Bindi, G. Maracchi</i>	
Impatto dei cambiamenti climatici sugli ecosistemi agro-forestali mediterranei	717
<i>M. Centritto</i>	

Effetto dei cambiamenti climatici sul rischio di incendi boschivi in area mediterranea	721
<i>B. Arca, G. Pellizzaro, P. Duce, A. Ventura, P. Zara, D. Spano, C. Sirca, M. Salis, R. L. Snyder, K. T. Paw U</i>	
Variazioni climatiche e cambiamenti faunistici: l'evoluzione delle faune a mammiferi del Mediterraneo occidentale durante gli ultimi 3 milioni di anni	725
<i>M. R. Palombo</i>	
Mitigazione dei cambiamenti climatici ed adattamento	733
Stima della sensibilità all'erosione del suolo attraverso l'analisi di scenari climatici	735
<i>L. Angeli, L. Bottai, R. Costantini, R. Ferrari, L. Innocenti, G. Maracchi</i>	
Valutazione ed analisi dei fenomeni di degrado del suolo	739
<i>R. Coscarelli, I. Minervino, M. Sorriso-Valvo, B. Ceccanti, G. Masciandaro</i>	
Erosione del suolo, stabilità degli aggregati e clima	743
<i>M. P. Salvador Sanchis, M. S. Yañez, P. Cassi, D. Bartolini, L. Borselli, F. Ungaro, D. Torri</i>	
Ricorrenza degli eventi alluvionali, dissesto idrogeologico e trend climatico nella Locride (Calabria SE)	747
<i>O. Petrucci, M. Polemio</i>	
Ricorrenti variazioni del clima ed eventi alluvionali nel nord Italia	751
<i>D. Tropeano, L. Turconi</i>	
Modificazioni nell'ambiente fisico d'alta montagna e rischi naturali in relazione ai cambiamenti climatici	757
<i>M. Chiarle, G. Mortara</i>	
Cambiamenti climatici, processi di abbandono, conservazione e sviluppo sostenibile in paesaggi marginali mediterranei	761
<i>M. Lauteri, M. Alimonti, A. Oriani, A. Pisanelli</i>	
Metodologie per la classificazione delle aree agricole e naturali in relazione al rischio climatico	765
<i>P. Duce, C. Cesaraccio, D. Spano, A. Motroni</i>	
Effetto dei cambiamenti climatici in atto sulla qualità dei vini	769
<i>D. Grifoni, G. Zipoli, G. Maracchi, S. Orlandini, M. Mancini</i>	

Adattamento alla siccità e utilizzazione di risorse idriche differenziate nelle specie delle dune costiere <i>M. Lauteri, E. Brugnoli</i>	773
Monitoraggio delle condizioni meteorologiche nella prevenzione delle infestazioni da Locusta del deserto <i>C. Vallebona, L. Genesio, A. Crisci, M. Pasqui, A. Di Vecchia, G. Maracchi</i>	777
Ruolo fotoprotettivo degli antociani in piante di mais esposte a episodi di gelo improvviso durante la fase vegetativa <i>F. Pietrini, A. Massacci</i>	781
Tendenze e prospettive climatiche della frequenza di grandine in Toscana e nel centro Italia <i>F. Piani, A. Crisci, G. De Chiara, G. Maracchi, F. Meneguzzo, M. Pasqui</i>	785
Ondata di calore 2006 in Toscana: il circolo vizioso dell'effetto serra <i>L. Genesio, F. P. Vaccari, F. Miglietta, R. Magno, P. Toscano</i>	789
Un modello di riscaldamento del Mediterraneo: le sorgenti idrotermali sono oasi termofile per insediamento di specie lessepsiane <i>S. Aliani, A. M. De Biasi</i>	793
Microclimatologia dell'involucro urbano <i>T. Georgiadis, F. Rossi, G. Maracchi</i>	797
Cambiamenti climatici: comfort e turismo in Italia centrale <i>M. Morabito, S. Orlandini, A. Crisci, G. Maracchi</i>	801
Cambiamenti climatici e patrimonio culturale. Contributi sugli effetti dei cambiamenti climatici sul patrimonio costruito e sul paesaggio culturale <i>C. Sabbioni, A. Bonazza, P. Messina</i>	805
Variazioni climatiche, comfort termico e tipologia di abbigliamento in Italia (1950-2000). <i>A. Crisci, M. Morabito, L. Bacci, G. Maracchi</i>	809
La scarsità idrica in agricoltura: strumenti di supporto per l'analisi economica e la definizione di politiche sostenibili <i>G. M. Bazzani</i>	813
Processi decisionali partecipativi per la definizione di strategie di mitigazione dello stress idrico <i>R. Giordano, V. F. Uricchio</i>	819

La costituzione di una banca dati agrometeorologica e socio-economica per l'analisi dei cambiamenti climatici nella regione saheliana.	823
<i>M. Bacci, T. De Filippis, A. Di Vecchia, P. Vignaroli, V. Tarchiani, G. Maracchi</i>	
Uno strumento di pianificazione delle risorse idriche sotterranee sotto l'influenza dei cambiamenti climatici	827
<i>I. Portoghese, M. Vurro, G. Giuliano</i>	
Possibili metodi di sequestro di gas serra in Italia	831
<i>L. Dallai, C. Boschi, A. Dini, G. Ruggieri, F. Gherardi, S. Biagi, C. Geloni, G. Gianelli, M. Guidi</i>	
Confronto tra climatologia del vento nel Mediterraneo simulata con modello di clima e osservazioni da satellite	835
<i>A. M. Sempreviva, F. Cheruy, B. Furevick, C. Transerici</i>	
Refrigerazione magnetica: un'alternativa alla tradizionale tecnologia basata sulla compressione dei gas.	839
<i>L. Pareti, F. Albertini, A. Paoluzi, S. Fabbrici, F. Casoli, M. Solzi</i>	
Minimizzazione dei consumi energetici negli impianti di depurazione e riduzione dell'impatto sul clima	843
<i>G. Mininni, M. C. Tomei, D. Marani, C. M. Braguglia</i>	
Sviluppo di Strumenti di Supporto alle Decisioni per la mitigazione degli effetti dei cambiamenti climatici sull'ambiente.	847
<i>G. Trombino, S. Cinnirella, N. Pirrone</i>	
Utilizzo di modelli comprehensive per l'individuazione di strategie di mitigazione dei cambiamenti climatici	851
<i>C. Cosmi, S. Di Leo, S. Loperte, F. Pietrapertosa, M. Salvia, V. Cuomo</i>	
Struttura produttiva territoriale ed efficienza di emissioni attraverso la NAMEA regionale	855
<i>M. Mazzanti, A. Montini, R. Zoboli</i>	
<i>Emission trading</i> europeo e processi di eco-innovazione industriale	859
<i>S. Pontoglio, R. Zoboli</i>	
<i>Indice degli Autori</i>	865

Modellistica del clima

PlaSim-LSG: un modello climatico a complessità intermedia

J. von Hardenberg¹, A. Provenzale¹, K. Fraedrich², E. Kirk², F. Lunkeit²

¹*Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Italia*

²*Meteorological Institute, University of Hamburg, Germany*

j.vonhardenberg@isac.cnr.it

SOMMARIO: I modelli climatici a complessità intermedia (EMIC: Earth System Model of Intermediate Complexity) occupano uno spazio importante fra i grandi modelli di circolazione generale, utilizzati per la previsione degli scenari climatici, ed i semplici modelli concettuali quali i modelli a bilancio di energia. I modelli a complessità intermedia possono essere utilizzati per la comprensione di aspetti generali della dinamica del clima e per lo studio quantitativo dei processi climatici. Descriviamo qui la costruzione di un nuovo EMIC accoppiato oceano-atmosfera, particolarmente adatto allo studio della dinamica del clima su scale di tempo dell'ordine di decine di migliaia di anni.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

L'enorme complessità, il gran numero di processi dinamici e l'esteso intervallo di scale spaziali e temporali che caratterizzano il clima terrestre hanno portato allo sviluppo di un ampio spettro di approcci modellistici differenti (si veda per esempio MacGuffie & Henderson-Sellers, 2005). Ad una estremità di questa gamma troviamo semplici modelli concettuali, quali modelli termodinamici a bassa dimensionalità (EBM, Energy Balance Models), che forniscono importanti informazioni di base, se pur limitate, su alcuni dei processi fondamentali all'opera nel sistema climatico (si veda per esempio Saltzman, 2002). All'altro estremo, l'accoppiamento di dettagliati modelli di circolazione generale dell'atmosfera e di modelli di circolazione oceanica (GCM, General Circulation Models), assieme a modelli per altre componenti quali la criosfera, la biosfera e i cicli biogeochimici, ha permesso la costruzione di grandi modelli numerici del Sistema Terra che mirano ad includere tutti i processi dinamici rilevanti. Se da un lato questi modelli rappre-

sentano strumenti fondamentali per esaminare scenari di cambiamento climatico, d'altra parte, proprio a causa della loro stessa complessità, essi si prestano meno bene ad identificare e caratterizzare i principali processi all'opera ed a svolgere semplici esperimenti ideali per comprendere in dettaglio le interazioni tra le diverse componenti.

Un approccio intermedio è basato sullo sviluppo ed utilizzo di modelli a complessità intermedia (EMIC: Earth System Models of Intermediate Complexity, si veda per esempio Claussen *et al.*, 2002). Questa definizione si applica a modelli globali che, analogamente ai grandi modelli accoppiati, mirano ad includere gran parte delle componenti e dei processi fondamentali, tuttavia in forma estremamente semplificata e parametrizzata in modo da ridurre la complessità ed il numero di parametri liberi. Questo approccio permette di mantenere una comprensione d'insieme delle diverse componenti del modello e di isolare ed identificare processi ed interazioni fondamentali. Fornisce inoltre il vantaggio numerico di tempi di calcolo ridotti, permettendo lo studio del sistema clima in un più ampio spa-

zio di parametri e su scale di tempo lunghe, dell'ordine delle decine di migliaia di anni o più. Questo tipo di modello è inoltre molto adatto all'uso in contesti didattici, per permettere a studenti e dottorandi di prendere confidenza con le basi della modellistica climatica e di esplorare i meccanismi basilari della dinamica del clima. Per questo motivo, è molto importante che gli EMIC siano di dominio pubblico, cosa che purtroppo accade raramente.

In questo contributo discutiamo lo sviluppo di un modello "di comunità" (*community model*) a complessità intermedia che descrive la dinamica accoppiata dell'oceano e dell'atmosfera, che verrà prossimamente utilizzato per studi di modellistica paleoclimatica e che si basa sul modello EMIC liberamente disponibile sul sito della Università di Amburgo, <http://www.mi.uni-hamburg.de/Theoretische-Meteorologie.6.0.html>

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

È in corso una collaborazione tra ISAC-CNR e Istituto Meteorologico dell'Università di Amburgo per la costruzione di un nuovo modello a complessità intermedia, attraverso l'accoppiamento del modello di circolazione oceanica semplificato 'Large Scale Geostrophic' (LSG) (Meier-Reimer *et al.*, 1993) con il modello di circolazione generale dell'atmosfera PUMA-II (Fraedrich *et al.*, 2005). Questi due modelli sono caratterizzati da complessità comparabili sia in termini di numero di processi rilevanti inclusi che di risoluzione numerica e semplicità delle parametrizzazioni.

2.1 La componente atmosferica: Puma II

Il modello PUMA (*Portable University Model of the Atmosphere*, si veda Fraedrich *et al.*, 1998) nasce come modello semplificato della circolazione generale dell'atmosfera che risolve le equazioni primitive, in approssimazione idrostatica, su un dominio sferico. L'integrazione numerica avviene attraverso un metodo pseudo-spetttrale in orizzontale,

differenze finite in verticale ed uno schema semi-implicito per l'avanzamento temporale. Sviluppato originariamente come semplice modello dinamico per un'atmosfera secca, che includeva solo poche parametrizzazioni lineari quali un termine di *Rayleigh friction* per parametrizzare lo strato limite planetario, il modello è stato recentemente esteso a rappresentare un completo GCM per un'atmosfera umida, comprendente parametrizzazioni per i flussi e diffusione nello strato limite, un modulo radiativo, processi umidi, ed una parametrizzazione dei processi idrologici. Unito ad un modulo per i ghiacci marini ed ad un semplice modello lineare per la temperatura dello strato superficiale (*mixed layer*) oceanico, queste componenti formano una nuova struttura modulare, sviluppata ad Amburgo, denominata *Planet Simulator* (Fraedrich *et al.*, 2005). Il modello include una ricca interfaccia grafica interattiva utile sia per lo sviluppo che per scopi educativi (Figura 1). Il modello può essere utilizzato sia su singole workstation che in ambiente parallelo (MPI). Al fine di giungere ad un modello di clima equilibrato, una semplice parametrizzazione lineare della temperatura del *mixed layer* oceanico, quale quella attualmente inclusa nel *Planet Simulator*, risulta tuttavia di utilità limitata. Da qui l'esigenza di includere l'accoppiamento con un semplice ma completo GCM della circolazione oceanica.

2.2 La componente oceanica: LSG

Il modello oceanico LSG (*Large Scale Geostrophic*, si veda Meier-Reimer *et al.*, 1993) integra le equazioni primitive in approssimazione idrostatica, filtrando i modi veloci quali onde di Rossby e onde di gravità attraverso l'esclusione dei termini nonlineari di avvezione del momento. La superficie libera è trattata in modo prognostico. Grazie ad uno schema di integrazione implicito ed all'esclusione di modi veloci il modello permette un passo temporale numerico di dieci giorni ad una risoluzione orizzontale di 3.5° e verticale di 11 livelli. Pur non essendo *eddy-resolving*, il modello è in grado, se forzato con

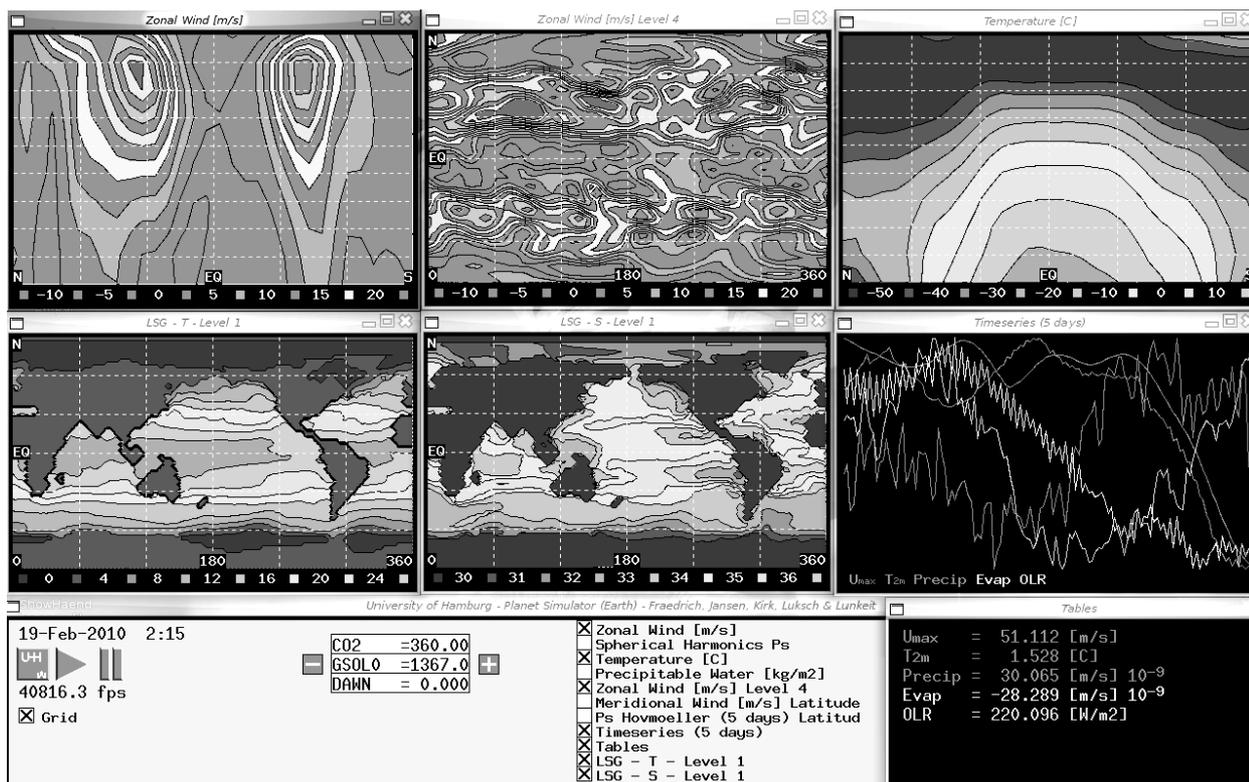


Figura 1: L'interfaccia grafica (GUI) del Planet Simulator accoppiato con LSG. L'interfaccia permette all'utente di selezionare differenti modalità di visualizzazione e di modificare interattivamente alcuni parametri di controllo.

flussi atmosferici climatologici, di riprodurre le caratteristiche principali osservate della circolazione degli oceani, compresa una circolazione termoalina ed una circolazione forzata dal vento con caratteristiche realistiche.

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1 Dettagli sul modello accoppiato oceano-atmosfera e risultati preliminari

La soluzione adottata per la determinazione degli scambi superficiali di calore tra atmosfera ed oceano è di tipo innovativo ed è costituita da un semplice modello lineare per determinare la temperatura del *mixed layer* in ogni punto. Il modello oceanico è utilizzato quale modulo per trasportare la distribuzione di temperatura superficiale e per determinare i flussi dovuti a processi avvertivi e convettivi. Esperimenti numerici di integrazione del modello accoppiato su periodi lunghi (un migliaio di anni), hanno rivelato come questa procedura permetta al modello accoppiato di raggiungere una climatologia atmosferica ed

oceanica stazionaria e realistica, senza necessità di ulteriori correzioni sui flussi di calore. L'unica correzione di flusso ancora mantenuta nel modello accoppiato è sugli scambi di acqua dolce (P-E, precipitazione meno evaporazione), resa necessaria, tra l'altro, dalle risoluzioni numeriche molto limitate e determinata attualmente dal confronto con una climatologia di controllo.

3.2 Inclusione di LSG nel Planet Simulator e tempi di calcolo

Il modello oceanico è stato adattato in forma di modulo aggiuntivo del sistema modulare Planet Simulator e sarà prossimamente pienamente incluso nella versione di sviluppo del sistema. L'interfaccia grafica è stata adattata per permettere un monitoraggio anche dei campi di temperatura, salinità e velocità oceanici.

Utilizzando una componente atmosferica a risoluzione T21 e 10 strati, il modello accoppiato è attualmente in grado di integrare 1 anno di tempo modello in ca. 10 minuti di

orologio, su una singola CPU di un moderno PC. In ambiente parallelo grazie al passo temporale molto più lungo utilizzato per il modello oceanico, ed alle buone proprietà di parallelizzazione del codice atmosferico sono possibili notevoli miglioramenti rispetto a questi tempi.

4 PROSPETTIVE FUTURE

La struttura modulare del Planet Simulator rende possibile diverse estensioni del modello: l'inclusione di un nuovo modulo per la vegetazione terrestre basato su un semplice approccio ecoidrologico (Baudena *et al.*, 2006) è attualmente in fase di implementazione e renderà possibile esaminare semplici scenari idealizzati di interazione clima-vegetazione in configurazioni idealizzate. Analogamente, verrà inserito un modulo semplificato per l'ecosistema marino, al fine di ottenere una rappresentazione elementare dei cicli biogeochimici più importanti e studiare la dinamica dell'interazione e coevoluzione di clima e biosfera. Un'ulteriore estensione, attualmente in fase di progettazione, è rappresentato dall'inclusione di un semplice modello per i ghiacci terrestri, che renderà possibili applicazioni del modello anche allo studio dell'evoluzione su tempi lunghi del Sistema Terra comprendenti transizioni fra periodi glaciali ed interglaciali. Il modello PlaSim-LSG, complementato dai moduli di ecosistema terrestre e marino e di criosfera, potrà quindi diventare un "modello di comunità" a complessità intermedia adatto allo studio di processi climatici e paleoclimatici di base, che potrà essere utilizzato liberamente, con scopi di ricerca e/o didattici, per lo studio della dinamica del clima sulla Terra e su altri pianeti (Segschneider *et al.*, 2005).

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Baudena, M., Boni, G., Ferraris, L., von Hardenberg, J. & Provenzale, A. 2006. Vegetation response to rainfall intermittency in drylands: Results from a simple ecohydrological box model. *Advances Water Resources*. 30(5): 1320-1328.
- Claussen, M., Mysak, L.A., Weaver, A.J., Crucifix, M., Fichefet, T., Lontre, M-F., Weber, S.L., Alcamo, J., Alexeev, V.A., Berger, A., Calov, R., Ganopolski, A., Goose, H., Lohman, G., Lunkeit, F., Mokhov, I.I., Ptoukov, V., Stone, P. & Wang, Z., 2002: Earth system models of intermediate complexity: Closing the gap in the spectrum of climate system models. *Clim. Dyn.* 18: 579-586.
- Fraedrich K., Kirk E. & Lunkeit F., 1998: Portable university model of the atmosphere. DKRZ Rep. 16, Hamburg, Germany.
- Fraedrich, K., Jansen H., Kirk E., Luksch, U. & Lunkeit, F., 2005: The Planet Simulator: Towards a user friendly model. *Meteorol. Z.* 14: 299-304.
- MacGuffie, K. & Henderson-Sellers, A., 2005: *A Climate Modelling Primer*. Wiley, Hoboken, NJ, USA.
- Maier-Reimer, E., Mikolajewicz, U. & Hasselmann, K., 1993: Mean circulation of the Hamburg LSG OGCM and its sensitivity to the thermohaline surface forcing. *J. Phys. Oceanogr.* 23: 731-757.
- Saltzman B., 2002.: *Dynamical Paleoclimatology*. Academic Press, San Diego, CA, USA.
- Segschneider, J., Grieger, B., Keller, H.U., Lunkeit, F., Kirk, E., Fraedrich, K., Rhodin, A. & Greeve, R., 2005: Response of the intermediate complexity Mars Climate Simulator to different obliquity angles. *Planetary and Space Sciences* 53: 659-670.

Scenari climatici e predicibilità: indizi di uno stretto rapporto da un'analisi dinamica e neurale del *toy-model* di Lorenz

A. Pasini

Istituto sull'Inquinamento Atmosferico, CNR, Roma, Italia
pasini@iia.cnr.it

SOMMARIO: nell'ambito degli studi sulle influenze di scenari climatici mutati, si presentano i risultati di un'indagine effettuata mediante metodi dinamici e un modello a rete neurale su sistemi di Lorenz forzati e non forzati per lo studio della predicibilità. I risultati mostrano un incremento netto di predicibilità globale nei modelli forzati e includono dettagli locali nelle diverse zone dell'attrattore. La previsione operativa di una grandezza dinamica (che stima lo sparpagliamento delle traiettorie sull'attrattore), ottenuta col modello neurale, mostra un incremento anche nelle *performance* di previsione della predicibilità stessa, nel caso di presenza di forzanti esterne. Oltre che dare indicazioni sulla predicibilità nel sistema reale all'aumentare delle forzanti esterne, ciò apre anche la prospettiva di elaborare una emulazione neurale delle *ensemble integrations* di un modello dinamico, che porterebbe ad un enorme risparmio di tempo di calcolo in modelli operativi.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

È noto come si siano riscontrati cambiamenti nella frequenza dei diversi regimi in scenari climatici mutati, ad esempio all'aumentare delle forzanti esterne, sia nella circolazione atmosferica che nel sistema di Lorenz, considerato come un *toy-model* che “mima” determinate proprietà del sistema clima e del suo sottosistema atmosfera, come la loro caoticità e proprio l'esistenza di determinati regimi (Corti *et al.*, 1999). A conoscenza dell'autore, poco è stato invece investigato relativamente a cambiamenti di predicibilità in analoghe situazioni. D'altro lato, gli studi di predicibilità rappresentano attualmente un campo di indagine consolidato e in costante sviluppo. Un famoso articolo di Lorenz, 1963, individuò per primo il problema della sensibilità alle condizioni iniziali in un semplice modello di valenza meteorologica. Oggi, gli errori derivanti dall'incertezza insita nella stima dello stato iniziale e dalla sua propagazione nel tempo vengono studiati mediante le cosiddette *ensemble integrations*, cioè corse multi-

ple del modello considerato a partire da diverse condizioni iniziali. Ciò consente di definire un “limite” all'orizzonte temporale oltre cui non si possono più ottenere previsioni meteorologiche affidabili con questi modelli e, nel contempo, consente invece ai modelli climatici di esplorare compiutamente la variabilità climatica di un determinato scenario. Per una discussione sui diversi ruoli delle *ensemble integrations* in modelli meteorologici e climatici si veda Pasini, 2003, e Pasini & Mazzocchi, 2005. Recentemente Evans *et al.*, 2004, hanno studiato la predicibilità locale sull'attrattore di Lorenz mediante una metodica (i *bred vectors*) usata per le *ensemble integrations*, con lo scopo di pervenire a regole per i passaggi da un lobo all'altro dell'attrattore, cioè per i cambiamenti di regime. Unendo metodi dinamici e la modellistica a rete neurale, che negli ultimi anni si è venuta affacciando prepotentemente nel campo delle scienze ambientali, il presente studio vuole indagare i cambiamenti di predicibilità in scenari climatici simulati.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

In questo quadro, data la complessità dei modelli meteorologici e climatici attuali, e con l'intento di studiare il rapporto tra scenari climatici e predicibilità in un sistema più facilmente analizzabile, qui ci si limita allo studio teorico di modelli di Lorenz forzati e non forzati. In particolare, l'inserimento di forzanti esterne in questi *toy-systems* può essere interpretato come l'analogo di un incremento delle forzanti antropogeniche nel sistema climatico reale.

In tale contesto si va ad analizzare proprio l'andamento della predicibilità qualora si inseriscano nel sistema forzanti esterne, utilizzando sia metodi dinamici (come i *bred vectors*) sia un modello a rete neurale. In questo modo si può valutare la predicibilità in vari scenari climatici.

Col modello a rete neurale, inoltre, si procede a prevedere operativamente il cosiddetto *bred-growth rate*, cioè il tasso di crescita nello sparpagliamento delle traiettorie sugli attrattori dei modelli forzati e non forzati: in tal modo si hanno indicazioni anche sulle *performance* di previsione della predicibilità stessa in vari scenari.

2.1 L'amplificazione degli errori e la predicibilità nel modello di Lorenz

Il sistema di Lorenz "esteso" che si considera in questo lavoro è il seguente:

$$\begin{cases} \frac{dx}{dt} = \sigma(y-x) + f_0 \cos \theta \\ \frac{dy}{dt} = rx - y - xz + f_0 \sin \theta \\ \frac{dz}{dt} = xy - bz \end{cases} \quad (1)$$

Qui $\sigma = 10$, $b = 8/3$ e $r = 28$; ovviamente, quando $f_0 = 0$ si ricade nel classico sistema di Lorenz non forzato. Inoltre questo tipo di forzante appare piuttosto generale, in quanto ammettere una forzante anche nella terza equazione equivale a mantenere i *forcings*

nelle prime due e ad attuare uno *shift* nel parametro r (Mittal *et al.*, 2005).

Affinché non si perdano le caratteristiche di comportamento caotico occorre mantenere il valore di f_0 inferiore a 10. Nel presente lavoro si considera un caso di studio con $f_0 = 5$ e $\theta = 90^\circ$. L'integrazione numerica dei sistemi di Lorenz viene effettuata tramite uno schema Runge-Kutta del quarto ordine con passo temporale di 0,01.

Seguendo la trattazione di Evans *et al.*, 2004, per lo studio della predicibilità sul modello di Lorenz, definiamo come *bred vector* un vettore $\delta \mathbf{v}$ che rappresenta semplicemente la distanza euclidea tridimensionale tra gli stati (punti) finali di due traiettorie sull'attrattore dopo un certo numero n di passi temporali di integrazione, nel caso in cui le due corse del modello ad esse relative si distinguano per una piccola perturbazione $\delta \mathbf{v}_0$ nelle condizioni iniziali. Allora, il tasso di amplificazione di questo "errore" sarà dato dal seguente *bred-growth rate*:

$$g = \frac{1}{n} \ln \left(\frac{|\delta \mathbf{v}|}{|\delta \mathbf{v}_0|} \right) \quad (2)$$

Evans *et al.*, 2004, hanno mostrato che, associando il valore di questa grandezza ad ogni punto di arrivo di traiettorie di 8 passi temporali sul classico attrattore di Lorenz, si definiscono zone caratterizzate da differenti classi di valori di predicibilità locale, da valori negativi del *bred-growth rate* per traiettorie convergenti (classe 1 nel seguito), fino a valori positivi ed elevati ($g \geq 0,064$), per traiettorie estremamente divergenti (classe 4 nel seguito).

2.2 Il modello a rete neurale

Nell'ambito di ricerche di *nowcasting* meteorologico (Pasini & Potestà, 1995) si è sviluppato un modello neurale, successivamente perfezionato e applicato a previsioni ed investigazioni nella fisica del *boundary layer* (Pasini *et al.*, 2001, Pasini & Ameli, 2003) e recentemente ottimizzato per analisi climati-

che di più lungo periodo (Pasini *et al.* 2006). Oggi si ha a disposizione un vero e proprio *tool* per modelli di reti *feed-forward* e addestramento a *backpropagation*.

2.3 La ricerca svolta

Nel presente lavoro, dapprima si stima la predicibilità sugli attrattori di Lorenz forzati e non forzati mediante tecniche dinamiche. Quindi si analizza se le *performance* di previsione di traiettorie da parte di una rete neurale su questi attrattori risentano o meno della predicibilità stessa (globale e locale). Infine si effettua una previsione operativa di predicibilità tramite il modello neurale.

Nel far ciò, si presenteranno solo i risultati principali. Per ulteriori dettagli e un'ampia discussione sulla valenza degli stessi si rimanda a Pasini, 2007.

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1 Stime dinamiche e neurali della predicibilità

Se ci si limita a considerare valori delle forzanti piccoli come quelli prescelti in questo caso di studio, si può mostrare che la forma del classico attrattore di Lorenz non si modifica sostanzialmente, mentre cambia la frequenza dei regimi, cioè, nella nostra integrazione discreta, la distribuzione dei punti sui due lobi, con una loro prevalenza sul quadrante $x - y$ positivo nel caso forzato.

Per quanto riguarda la predicibilità, il valore medio globale di g diminuisce e passa da $9,06 \times 10^{-3}$ a $7,56 \times 10^{-3}$. In particolare aumenta il numero degli stati più predicibili e diminuisce quello degli stati meno predicibili (addirittura del 14,4%), come si evince dalla seguente Tabella 1, che riporta i dati relativi a 40.000 stime di g , la metà in condizioni non forzate e l'altra metà con *forcing* esterno (le classi sono in ordine crescente di valore di g).

Dopo questa breve analisi dinamica, appare interessante chiedersi se una rete neurale sia in grado di riconoscere cambiamenti di predicibilità (locale e globale).

Tabella 1: numero di stati appartenenti alle varie classi di predicibilità per ciascun caso.

Classe	$f_0 = 0, \theta = 90^\circ$	$f_0 = 5, \theta = 90^\circ$
1	10.185	10.535
2	4469	4488
3	2569	2601
4	2777	2376

questo proposito si è addestrata una rete *feed-forward*, con singolo strato nascosto e di struttura 3-15-3, a prevedere l'evoluzione di stati su attrattori forzati e non forzati dopo 8 passi di integrazione, a partire dalle coordinate iniziali. I risultati essenziali si presentano nella Tabella 2.

Tabella 2: errori di previsione di corse multiple del modello neurale (distanza tra punto previsto e punto ottenuto dall'integrazione dinamica) su un insieme di *test*.

Classe	$f_0 = 0, \theta = 90^\circ$	$f_0 = 5, \theta = 90^\circ$
1	$5,66 \pm 0,15$	$5,24 \pm 0,23$
2	$6,58 \pm 0,25$	$6,14 \pm 0,20$
3	$6,62 \pm 0,24$	$6,11 \pm 0,30$
4	$8,36 \pm 0,41$	$8,30 \pm 0,45$

Innanzitutto, in ogni caso si nota una sensibilità delle *performance* della rete alla classe di predicibilità. Inoltre, nel caso forzato si ottiene un miglioramento statisticamente significativo nella classe 1 e vicino alla piena significatività per le classi 2 e 3.

3.2 La previsione operativa della predicibilità

L'analisi neurale appena effettuata conferma la precedente analisi dinamica e mostra la sensibilità delle *performance* neurali ai valori di predicibilità globale e locale.

A questo punto, considerati gli enormi tempi di calcolo necessari per effettuare *ensemble integrations* (che partono ad esempio dal calcolo dei *bred vectors*), si può vedere se la metodica neurale consenta una stima operativa (e rapida) della predicibilità locale (ad esempio legata, nella realtà, ad una certa con-

dizione meteorologica). A tale scopo si è addestrata una rete neurale a prevedere il *bred-growth rate* (1 *output*) a partire dalle coordinate dello stato iniziale (3 *input*). I risultati mostrano un incremento statisticamente significativo di *performance* nella previsione di *g*. Inoltre, in Tabella 3 si mostrano i valori ottenuti per alcuni indici calcolati per la soglia di $g = 0,04$ su due corse del modello neurale in un caso forzato e in uno non forzato: per la definizione matematica di questi indici si veda Pasini *et al.*, (2001). In tutti i casi la rete riesce a pre-vedere meglio la predicibilità per il sistema forzato (FAR è il tasso di falsi allarmi).

Tabella 3: indici di *performance* nella previsione neurale di *g*.

Indice	$f_0 = 0, \theta = 90^\circ$	$f_0 = 5, \theta = 90^\circ$
POD	0,907	0,941
FAR	0,154	0,138
HR	0,810	0,841
CSI	0,778	0,818
HSS	0,289	0,512

In conclusione, i risultati (ottenuti con tecniche dinamiche e neurali) mostrano un incremento netto di predicibilità globale nei modelli forzati e includono dettagli locali nelle diverse zone dell'attrattore. La previsione operativa del *bred-growth rate* ottenuta col modello neurale, infine, mostra un incremento anche nelle *performance* di pre-visione della predicibilità stessa, nel caso di presenza di forzanti esterne.

Tutto ciò fa pensare che cambiamenti nei regimi di circolazione, sotto scenari climatici caratterizzati da maggiori forzanti esterne, possano indurre cambiamenti nella predicibilità e nella possibilità di prevederla.

Interessanti prospettive si aprono per la stima operativa della predicibilità tramite modellistica neurale, stima che potrebbe rappresentare una efficiente emulazione delle *ensemble integrations*, così dispendiose dal punto di vista del tempo di calcolo.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Corti S., Molteni F. & Palmer T. N., 1999: Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes. *Nature*: 398, 799-802.
- Evans E., Bhatti N., Kinney J., Pann L., Peña M., Yang S.-C., Kalnay E. & Hansen J., 2004: RISE undergraduates find that regime changes in Lorenz's model are predictable, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*: 85, 520-524.
- Lorenz E.N. 1963. Deterministic non-periodic flow. *J. Atmos. Sci.*: 20, 130-141.
- Mittal A.K., Dwivedi S. & Pandey A.C., 2005: Bifurcation analysis of a paradigmatic model of monsoon prediction, *Nonlin. Proc. Geophys.*: 12, 707-715.
- Pasini A., 2003: *I cambiamenti climatici. Meteorologia e clima simulato*. Milano: Bruno Mondadori.
- Pasini A., 2007: Predictability in past and future climate conditions: a preliminary analysis by neural networks using unforced and forced Lorenz systems as toy models, in *Proceedings of the 87th Annual Meeting of the American Meteorological Society (Fifth Conference on Artificial Intelligence Applications to the Environmental Science)*, CD-ROM, San Antonio: AMS, paper JP3.4.
- Pasini A., Lorè M. & Ameli F., 2006: Neural network modelling for the analysis of forcings/temperatures relationships at different scales in the climate system. *Ecol. Modell.*: 191: 58-67.
- Pasini A. & Mazzocchi F., 2005: Operare nella complessità. Strategie modellistiche nello studio del clima, *Nuova Civiltà delle Macchine*: 91 (4/2005): 112-128.
- Pasini A., Pelino V. & Potestà S., 2001: A neural network model for visibility nowcasting from surface observations: Results and sensitivity to physical input variables. *J. Geophys. Res.*: 106 (D14): 14.951-14.959.
- Pasini A. & Potestà S., 1995: Short-range visibility forecast by means of neural-network modelling: A case-study. *Il Nuovo Cimento*: 18C, 505-516.

Analisi climatiche di *attribution* a scala globale e di influenze a scala regionale e locale mediante un modello a rete neurale

A. Pasini

Istituto sull'Inquinamento Atmosferico, CNR, Roma, Italia
pasini@iia.cnr.it

SOMMARIO: Nell'ambito degli studi di *attribution* del recente riscaldamento globale e delle analisi relative all'influenza di diversi *pattern* di circolazione sulla scala regionale, si presentano i risultati di un'indagine effettuata mediante un modello a rete neurale. In tal modo, con una metodica alternativa e del tutto indipendente dai classici modelli dinamici, si riscopre l'importanza delle forzanti antropogeniche per la corretta ricostruzione dell'andamento della temperatura globale negli ultimi 140 anni. Inoltre, viene evidenziata l'influenza di ENSO sulla variabilità interannuale a questa scala. Infine, ulteriori indagini a livello regionale e locale nel periodo invernale mostrano il ruolo dominante dell'oscillazione nord-atlantica nel determinare le temperature in due zone europee. Tali risultati (generalmente convergenti con quelli dei modelli dinamici) inducono ad aumentare la nostra confidenza nella robustezza dei risultati stessi e, nel contempo, mostrano di poter individuare i maggiori *pattern* di circolazione che guidano il clima a livello regionale e locale con una metodica pienamente non lineare, fornendo gli elementi fondamentali per un successivo *downscaling* e aprendo così prospettive concrete per una ricostruzione e una previsione migliore del clima a queste scale.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 I problemi dei GCMs

Come noto, gli strumenti essenziali per ottenere ricostruzioni del clima passato e proiezioni nel futuro sono attualmente i *Global Climate Models* (GCMs); maggiori dettagli a scala regionale si ottengono mediante i *Regional Climate Models* (RCMs).

In tali modelli si adotta una strategia di ricomposizione del sistema clima a partire dai suoi sottosistemi (atmosfera, oceani, ghiacci, biosfera, ecc.) mediante sistemi di equazioni accoppiate (più parametrizzazioni) che descrivano processi e fenomeni all'interno dei vari sottosistemi e alla loro interfaccia, inclusi i loro reciproci *feedback*. Questa strategia viene ampiamente discussa in Pasini (2003). Il fatto che la maggior parte di questi modelli mostri una buona validazione sul clima passato induce a pensare che l'attuale metodica

simulativa permetta di cogliere in maniera soddisfacente il comportamento complesso del sistema clima. Tuttavia, in realtà tale strategia non consente una ricostruzione univoca della dinamica del sistema clima, in quanto l'esistenza di *feedback* costringe ad introdurre un attento bilanciamento per poter "pesare" correttamente l'influsso delle diverse equazioni accoppiate e parametrizzazioni sulle variabili che il modello tratta in maniera dinamica. Anche se tale bilanciamento è guidato da considerazioni teoriche, tuttavia talvolta è necessario aggiustare artigianalmente determinati parametri. In tale situazione, alcuni risultati di questi modelli possono apparire opinabili.

1.2 Una strategia alternativa

In questo quadro, in cui i modelli dinamici effettuano una continua rincorsa alla descrizione dettagliata di processi, fenomeni e *feed-*

back sempre più numerosi, con la necessità finale di un bilanciamento non completamente determinato teoricamente, vale la pena adottare anche una diversa strategia, che conduca ad un'analisi complessiva del comportamento climatico, visto come il risultato ottenuto dopo tutte le interazioni e i *feedback* tra i vari sottosistemi che lo compongono.

Così, ad esempio, si possono cercare relazioni tra forzanti esterne o *pattern* di circolazione e l'andamento della temperatura a varie scale. Nel complesso ambito climatico ci si accorge subito come le relazioni cercate siano chiaramente non lineari. Ebbene, oggi esistono tecniche, come la modellistica a reti neurali, che consentono di cogliere quantitativamente relazioni non lineari tra queste variabili, relazioni che risultano essere realistiche e non fisicamente improponibili come quelle polinomiali di grado elevato.

Nel seguito di questo articolo, pertanto, si applicherà un modello a rete neurale proprio all'analisi di influenza di forzanti esterne e *pattern* di circolazione sull'andamento della temperatura a varie scale.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Il modello a rete neurale

Nell'ambito di ricerche di *nowcasting* meteorologico (Pasini & Potestà, 1995) si è sviluppato un modello neurale, successivamente perfezionato e applicato a previsioni ed investigazioni nella fisica del *boundary layer* (si veda, ad esempio, Pasini & Ameli, 2003). Recentemente esso è stato ottimizzato per analisi di più lungo periodo e applicato ad alcuni casi di studio climatici (Pasini *et al.*, 2003, 2006).

Oggi si ha a disposizione un vero e proprio *tool* per modellistica con reti *feed-forward* e addestramento a *backpropagation*. Gli algoritmi di *training* di questo *tool* sono particolarmente adatti all'analisi di dati storici.

2.2 I dati a disposizione

Nel presente lavoro vengono considerate

come forzanti globali di origine naturale le anomalie di irradianza solare (rappresentative dell'attività solare) e lo spessore ottico degli aerosol stratosferici a 550 nm (rappresentativo dell'attività vulcanica in termini delle proprietà ottiche della bassa stratosfera). La concentrazione di CO₂ e le emissioni di solfati (SO_x) vengono considerate come forzanti prevalentemente antropogeniche. Inoltre i dati del SOI (*Southern Oscillation Index*), legato a ENSO, e dell'indice NAO (*North Atlantic Oscillation*) vengono impiegati per descrivere due *pattern* di circolazione. Infine, si hanno a disposizione le anomalie di temperatura globale, la serie temporale di temperature medie mensili nell'Inghilterra centrale (CET) e temperature massime e minime nella stazione meteorologica italiana di San Valentino alla Muta.

I dati considerati per forzanti/*pattern* di circolazione e quelli di temperature globali e regionali sono relativi al periodo 1866-1999. I dati della stazione italiana, invece, sono disponibili solo a partire dal 1951.

2.3 La ricerca svolta

Senza entrare in dettagli tecnici di modellistica neurale e rimandando per questo a Pasini *et al.*, (2006), si può dire che nel presente studio le reti vengono utilizzate per ricostruire la temperatura a varie scale a partire dalle forzanti e dai *pattern* di circolazione considerati. Si sottolinea espressamente come, per ogni anno, la temperatura venga stimata a partire da una relazione non lineare costruita a partire da dati di anni diversi.

In questo modo, da un lato si verifica la possibilità di trovare una relazione non lineare che possa "spiegare" correttamente l'andamento di queste temperature a partire da una somma di "cause", dall'altro lato, nel far ciò è possibile anche verificare quali di queste influenze sulle temperature siano quelle maggiormente importanti, cercando di stabilire, ad esempio, quali di queste concause (prese separatamente) permettano di ricostruire meglio gli andamenti reali delle temperature.

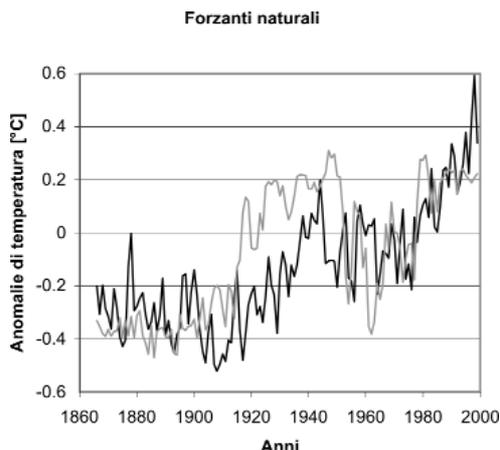


Figura 1: Ricostruzione della temperatura annuale globale a partire dalle sole forzanti naturali.

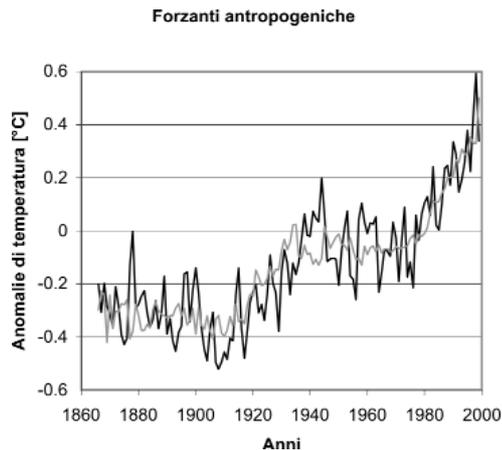


Figura 2: Ricostruzione della temperatura annuale globale a partire dalle sole forzanti antropogeniche.

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1 Il caso globale

Prendendo spunto da un'analisi di validazione ed *attribution* svolta precedentemente usando corse di GCMs (IPCC 2001), in cui si erano identificate le forzanti antropogeniche come cause fondamentali per ritrovare l'andamento della temperatura media annuale globale, ci siamo proposti di effettuare la stessa analisi con una metodica completamente diversa, la modellistica neurale.

I risultati essenziali vengono mostrati nelle Figure 1-2 (linea nera: temperatura osservata; linea grigia: temperatura ricostruita). Utilizzando solo le forzanti naturali in *input* alla rete neurale, questa non ricostruisce correttamente la temperatura osservata (Fig. 1): sono visibili grandi discrepanze nel periodo 1910-1960 e nell'ultimo decennio del secolo. Qualora si considerino le sole forzanti antropogeniche, la ricostruzione è molto migliore (Fig. 2). L'andamento generale viene colto molto bene; esso appare, tuttavia, piuttosto mediato e non rende conto in maniera soddisfacente della variabilità interannuale della temperatura media globale.

Un risultato del tutto nuovo ed originale si mostra, allora, in Figura 3, dove l'inserimento in *input* alla rete neurale di tutte le forzanti (naturali ed antropogeniche) e dei dati relativi all'oscillazione meridionale (ENSO), legata

ai fenomeni di El Niño e La Niña, permette di cogliere pienamente la predetta variabilità interannuale.

In tal modo, non solo (Fig. 3) si è riusciti a ricostruire la serie di anomalie di temperature globali con una relazione non lineare costruita attraverso le varie forzanti e il segnale di ENSO, ma si è effettuato anche uno studio di *attribution*. Esso conferma sostanzialmente quanto rilevato tramite l'utilizzo di GCMs, cioè il fatto che le forzanti antropogeniche appaiono come cause fondamentali che hanno guidato il clima negli ultimi 140 anni: senza di esse non è possibile ricostruire l'andamento reale della temperatura globale in questo periodo.

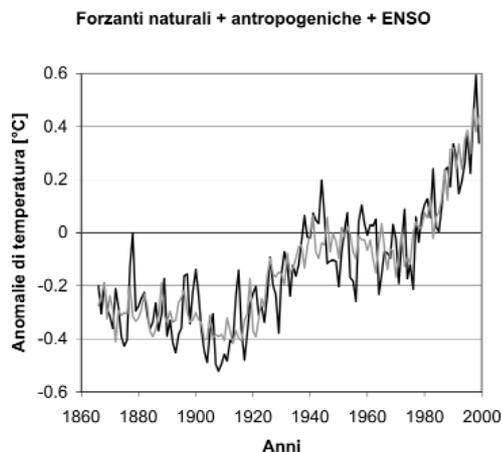


Figura 3: Ricostruzione della temperatura annuale globale a partire da forzanti naturali e antropogeniche e da dati relativi a ENSO.

3.2 I casi regionale e locale

Recentemente (IPCC 2007), le analisi di *attribution* si sono spinte a scala continentale, confermando anche qui che le sole forzanti naturali non riescono a rendere conto dell'andamento reale della temperatura.

È noto, comunque, come alle più ridotte scale regionale e locale, la variabilità interannuale sia più accentuata e l'influsso delle forzanti globali venga "mascherato" dall'influsso più diretto di *pattern* di circolazione a questa scala.

Vale la pena, allora, studiare l'influsso relativo di forzanti e *pattern* di circolazione in due casi di studio: le temperature invernali nell'Inghilterra centrale (CET) e le massime e minime invernali a San Valentino alla Muta (SVM max e SVM min).

Come mostrato in Pasini *et al.*, 2006, le forzanti globali hanno un ruolo poco rilevante, mentre la NAO assume un aspetto di dominanza. La sua considerazione in un modello a rete neurale porta a ricostruire le temperature in maniera soddisfacente (vedi Tab. 1 per l'influenza della sola NAO), anche se con *performance* minori rispetto al caso globale: ciò è dovuto alla maggiore variabilità del clima a queste scale rispetto alla media globale.

Tabella 1: coefficiente di correlazione lineare tra temperature osservate e stimate mediante un modello lineare e una rete neurale.

Case study	Linear model	Neural model
CET	0,688	0,722 ± 0.003
SVM min	0,572	0,725 ± 0,003
SVM max	0,517	0,670 ± 0,004

4 PROSPETTIVE FUTURE

In conclusione, l'analisi neurale qui effettuata mostra come le forzanti naturali non rendano conto dell'andamento della temperatura globale negli ultimi 140 anni. In questo contesto le forzanti antropogeniche, unite al segnale di ENSO, conducono ad un'ottima ricostruzione del comportamento termico dell'atmosfera,

inclusa la sua variabilità interannuale.

A livello regionale e locale il fattore dominante nei casi di studio qui presentati è la NAO, che deve quindi essere considerata come un'oscillazione da cogliere bene nei GCMs, se vogliamo sperare di effettuare un efficace *downscaling* a queste scale.

L'applicazione della metodica illustrata promette buoni risultati in altri casi di applicazione e per analizzare ciò che influenza il mutato regime delle precipitazioni alle varie scale.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- IPCC 2001. *Climate change 2001. The scientific basis*, J.T. Houghton *et al.* (eds.). Cambridge: Cambridge University Press, p. 710.
- IPCC 2007. *Climate change 2007: The physical science basis. Summary for Policymakers*, fig. SPM-4.
- Pasini A. 2003. *I cambiamenti climatici. Meteorologia e clima simulato*. Milano: Bruno Mondadori.
- Pasini A. & Ameli F. 2003. Radon short range forecasting through time series preprocessing and neural network modeling. *Geophys. Res. Lett.*: 30(7), 1386, doi:10.1029/2002GL016726.
- Pasini A., Ameli F., Lorè M., Pelino V. & Zujic A. 2003. Application of a neural network model to the analysis of climatic observations at global, regional and local scales. In F. Miglietta & R. Valentini (eds.), *Mediterraneo e Italia nel cambiamento globale: un ponte fra scienza e società*: 185-187. Paestum: IGBP.
- Pasini A., Lorè M. & Ameli F. 2006. Neural network modelling for the analysis of forcings/temperatures relationships at different scales in the climate system. *Ecol. Modell.*: 191: 58-67.
- Pasini A. & Potestà S. 1995. Short-range visibility forecast by means of neural-network modelling: A case-study. *Il Nuovo Cimento*: 18C, 505-516.

Anomalie climatiche e onde planetarie

G. Dalu, M. Baldi, G. Maroscia, M. Gaetani

Istituto di Biometeorologia, CNR, Roma, Italia

g.dalu@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: Le onde planetarie o di Rossby sono le più grandi presenti nell'atmosfera e nel mare e, a causa della loro lentezza, sono importanti per le previsioni stagionali. Infatti la loro scala dei tempi e dell'ordine di 20-40 giorni, e spesso, nell'emisfero boreale, sono quasi-stazionarie a causa dell'alternanza dei continenti con le loro montagne e dei mari che ne condizionano la fase. Queste onde sono importanti in quanto sono la guida d'onda delle perturbazioni meteo-climatiche, collegando (teleconnettendo) regioni a volte molto distanti. Mediante un modello barotropico e baroclinico dell'atmosfera, si stanno studiando le onde di Rossby nella regione Euro-Atlantica, con l'obiettivo di studiare la propagazione ed i tempi di arrivo nella regione Mediterranea delle perturbazioni Atlantiche. Inoltre, si stanno studiando le anomalie climatiche nelle regioni tropicali e le loro possibili teleconnessioni con la regione Mediterranea, fra cui il monzone Africano, in relazione alla estensione in estate dell'anticiclone libico sul Mediterraneo.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Obiettivo generale è quello di studiare le anomalie climatiche della regione Mediterranea indotte da anomalie in regioni remote via teleconnessioni diretta delle onde di Rossby, o indiretta di anomalie meteo-climatiche che usano le onde di Rossby come guida d'onda.

Nel periodo invernale, la regione Euro-Mediterranea è sotto l'influsso dell'oceano Atlantico. Nella stagione fredda, l'onda planetaria in uscita dal continente Nord Americano porta le tempeste, e quindi anche le precipitazioni, verso l'Europa nord-occidentale o verso il Mediterraneo. L'intensità delle correnti atmosferiche associate a questa onda dipende dal gradiente termico tra le regioni tropicali ed le regioni polari, mentre la fase dipende dalla differenza termica tra le regioni orientali del Canada e le acque della corrente del Golfo. Per esempio, un lieve cambiamento della fase di questa onda può significare un inverno relativamente secco o molto piovoso in Mediterraneo (Blackmon, 1984; Hoskins & Hodges, 2002).

Nel periodo estivo il gradiente termico tra le regioni tropicali e le regioni polari è minore, per cui la circolazione planetaria è meno

intensa, per cui diventano importanti le teleconnessioni della regione Mediterranea con le regioni tropicali o sub-tropicali. Di particolare importanza per il Mediterraneo sono il monzone Asiatico ed il monzone Africano, e le anomalie di temperatura superficiale degli oceani (Rodwell & Hoskins, 2001; Raicich *et al*, 2001).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

È stato sviluppato un modello di circolazione atmosferica planetaria sulla sfera. Il modello nella sua forma spettrale ha cinque livelli in verticale, ed è integrato numericamente per lo studio degli aspetti nonlineari (Lin & Derome, 2004). Il modello ha una sua forma semplificata, in approssimazione barotropica, che è integrato analiticamente. Con questo modello si stanno studiando le strutture delle onde planetarie, e la propagazione delle perturbazioni climatiche che su di esse viaggiano.

Lo studio viene effettuato con l'obiettivo di calcolare i tempi e le traiettorie di queste perturbazioni in funzione della loro dimensione e posizione in relazione alla intensità del flusso atmosferico zonale e della fase dell'onda portante.

In Figura 1 si mostrano le velocità di propaga-

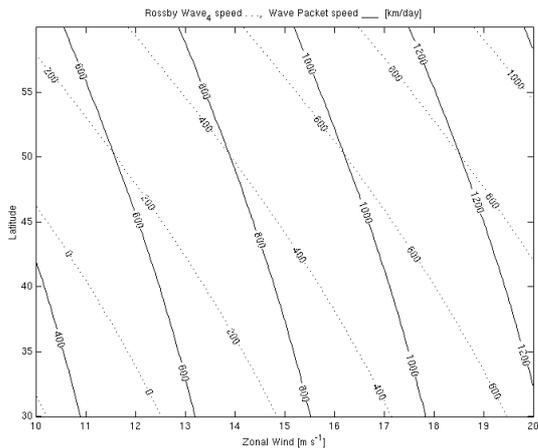


Figura 1: Velocità di propagazione della onda planetaria 4 in chilometri al giorno, linea punteggiata, in funzione dell'intensità del vento zonale della latitudine. Velocità di propagazione di un pacchetto d'onda (perturbazione meteorologica) in chilometri al giorno, linea piena.

zione dell'onda planetaria ed di una piccola perturbazione meteo-climatica, piccola rispetto alla lunghezza d'onda dell'onda planetaria, che è di 10.000 km.

In Figura 2 si mostra le velocità di propagazione di una perturbazione meteo-climatica relativamente grande, 1000-2000 km. Dal confronto tra la Figura 1 e la Figura 2, si vede chiaramente che le grandi perturbazioni si muovono più lentamente.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Questa ricerca è il punto di partenza per lo studio dei meccanismi di teleconnessione climatica fra regioni del pianeta terra anche molto lontane IPCC (2001). Questa ricerca ha un'aspetto fondamentale legato allo studio delle onde e alla propagazione di pacchetti d'onda che usano queste onde come guida d'onda. Questo studio ha come ulteriore obiettivo lo studio delle transizioni di questi pacchetti d'onda tra la fascia tropicale e quella delle medie latitudini. Sotto questo aspetto, questa ricerca è molto vicina alla Fisica Matematica ed alla Meccanica Quantistica. L'obiettivo pratico di questa ricerca è quello da dare un contributo alle previsioni stagionali, 1-3 mesi, usando quei fenomeni che hanno una scala di tempi confrontabile con i tempi della previsione.

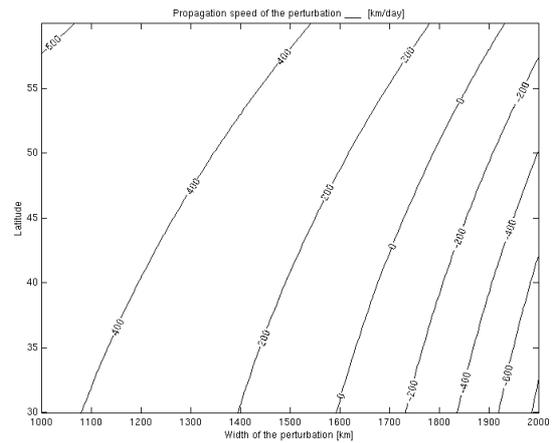


Figura 2: Velocità di propagazione di una anomalia climatica in chilometri al giorno, in funzione della sua dimensione in chilometri e della latitudine.

5 RICONOSCIMENTI

La ricerca è stata in parte finanziata dal progetto Tempio del MIPAAF e verrà portato avanti nell'ambito della convenzione con la Protezione Civile.

6 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Blackmon M.L., Y.H. Lee, J.M. Wallace, and H.H. Hsu, 1984. Time variation of 500 mb height fluctuation with long, intermediate and short time scales as deduced from lag-correlation statistics. *J. Atmos. Sci.*, 41, 981-991.
- Hoskins B.J. and K.J. Hodges, 2002. New perspective on the northern hemisphere winter storm tracks. *J. Atmos. Sci.*, 59, 1041-1061.
- IPCC: Third Assessment Report 'Climate Change 2001. The scientific Basis'. <http://www.ipcc.ch/>.
- Raich, F., Pinaridi N., Navarra A., 2001. Teleconnections between Indian Monsoon and Sahel rainfall and the Mediterranean. *Archo Oceanogr. Limnol.*, 22, 9-14.
- Lin H. and J. Derome, 2004. Nonlinearity of the extratropical response to tropical forcing. *J. of Climate*, 17, 2597-2608.
- Rodwell M.J. and B.J. Hoskins, 2001. Subtropical anticyclones and summer monsoons. *J. of Climate*, 14, 3192-3211.

Predicibilità climatica dei regimi di circolazione atmosferica alle medie latitudini e ai tropici

S. Corti

Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Bologna, Italia

s.corti@isac.cnr.it

SOMMARIO: In questo articolo si descrivono i risultati di quattro lavori condotti nell'ambito dei progetti europei del VI programma quadro ENSEMBLES e AMMA. Nel primo caso (ENSEMBLES) si tratta dell'identificazione della struttura verticale dei regimi di circolazione extratropicale nei dati della rianalisi, nell'identificazione dell'influenza di ENSO nella loro struttura nelle simulazioni del modello SPEEDY e del loro grado di predicibilità su scala interannuale (analisi quest'ultima eseguita utilizzando un ensemble di 55 integrazioni di 18 anni del modello AGCM COLA forzato dalle temperature oceaniche osservate). Per quanto riguarda invece il progetto AMMA, si descrivono brevemente i risultati iniziali di un set di esperimenti numerici eseguiti per capire quali sono gli elementi essenziali che determinano (e hanno determinato) la variabilità interannuale e interdecennale del monzone Africano.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 Regimi di circolazione e predicibilità climatica

La circolazione atmosferica durante l'inverno alle medie latitudini su scala planetaria è caratterizzata da "regimi di circolazione", ovvero strutture di carattere quasi-stazionario (nello spazio) e persistente (nel tempo) le cui anomalie in ampiezza e fase delle onde planetarie risultano dinamicamente tenute in equilibrio attraverso variazioni nelle sorgenti di energia diabatica e interazioni non-lineari con gli *eddies* su scala sinottica. La persistenza temporale di un singolo regime è dell'ordine di 10 fino a 30 giorni, mentre le transizioni fra un regime e l'altro sono veloci (1-5 giorni).

Comportamenti simili si riscontrano anche nella circolazione tropicale, per esempio in quella monsonica. Le depressioni individuali monsoniche associate con una instabilità del *monsoon jet stream* si sviluppano su scale temporali simili (o anche più veloci) di quelle extratropicali, e quindi caratterizzano il problema delle previsioni a corto raggio. D'altra parte quelle che vengono chiamate "*active and break phases of the monsoon*" sembra abbia-

no una dinamica di regime con scale temporali di residenza dell'ordine di 10-20 giorni.

Possibili variazioni delle proprietà generali dei regimi di circolazione (in conseguenza a variazioni delle forzature esterne di origine sia naturale che antropica) rappresentano un problema importante per le previsioni climatiche su diverse scale temporali, a partire dalle previsioni stagionali fino a quelle di scenari futuri.

L'atmosfera può essere rappresentata come un sistema complesso in cui le sorgenti d'energia e momento provenienti dall'interazione con terra e oceano presentano variazioni continue su scale stagionali, interannuali e decennali. Inoltre da un paio di secoli l'atmosfera vede cambiare la sua composizione chimica in conseguenza delle emissioni antropiche. Questo sistema dinamico è perciò soggetto a forzanti esterne che variano continuamente e che quindi sono potenzialmente in grado di alterarne le proprietà statistiche, in particolare quelle dei regimi di flusso.

1.2 Possibili variazioni nelle proprietà dei regimi di circolazione

Studi recenti (apparsi nell'ultimo decennio)

hanno cercato di chiarire quale sia la dipendenza delle proprietà dei regimi di circolazione rispetto alle componenti lentamente variabili del sistema climatico, come per esempio la temperatura superficiale dell'oceano. In analogia con il comportamento di sistemi dinamici semplici si è ipotizzato (Palmer, 1999) che la risposta al primo ordine ad una variazione piccola di una forzante esterna al sistema dovrebbe manifestarsi (sui regimi di circolazione) principalmente attraverso un cambiamento della loro frequenza media di accadimento. A questo proposito è stato suggerito che la recente variazione osservata su scala interdecennale della frequenza dei regimi sull'emisfero nord (aumento degli episodi di *North Atlantic Oscillation* e *Pacific North American pattern* positivi per esempio) possa fare parte della risposta atmosferica all'aumento della concentrazione dei gas serra (si veda per esempio Corti *et al.*, 1999). D'altronde altri studi recenti hanno sottolineato che grandi variazioni nella distribuzione del forcing diabatico (come quelle associate con eventi di El Niño forti) possono condurre a variazioni più "strutturali" nelle proprietà dei regimi, come per esempio cambiamenti riguardanti la conformazione e il numero dei regimi (Molteni e Corti, 1998; Molteni *et al.*, 2003).

1.3 Predicibilità dei regimi di circolazione

È molto difficile determinare l'insieme delle proprietà statistiche dei regimi di circolazione a partire dai dati che costituiscono la serie temporale osservata, a causa delle evidenti disomogeneità presenti nelle forzanti. D'altra parte, se potessimo determinare le proprietà statistiche di un regime in funzione delle anomalie del *forcing*, questo ci permetterebbe di acquisire un certo grado di predicibilità, che possiamo chiamare *predicibilità dei regimi*, della circolazione atmosferica (su larga scala) per scale temporali interannuali. Purtroppo la serie di dati osservati in nostro possesso non è abbastanza lunga da permettere un'analisi statisticamente significativa a questo proposito. Perciò, per riuscire a comprendere il signifi-

cato dinamico delle differenze su scala interdecennale nella frequenza dei regimi osservati come quelle mostrate da Corti *et al.*, 1999, è necessario ricorrere a simulazioni di *ensemble* eseguite con modelli di circolazione generale (GCMs) che ci permettono di poter disporre di realizzazioni multiple del flusso atmosferico in presenza della stessa forzante esterna (per esempio la stessa struttura spaziotemporale delle temperature oceaniche oppure la stessa concentrazione di gas serra).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

Alla luce del problema scientifico sopra delineato, in quest'articolo si vogliono presentare brevemente le attività di ricerca condotte a questo proposito. In particolare si farà riferimento a quanto fatto e *in progress* nell'ambito dei progetti integrati del VI programma quadro della Commissione Europea ENSEMBLES (*ENSEMBLE-based Predictions of Climate Changes and their Impacts*) - di cui l'autore è responsabile per l'ISAC-CNR- e AMMA (*African Monsoon Multidisciplinary Analyses*).

2.1 Regimi di circolazione nei dati delle rianalisi NCEP-ERA40

Sono stati utilizzati i dati mensili delle rianalisi NCEP (1949-1998) e quelli delle rianalisi ERA40 (1958-2002) per stimare la struttura verticale dei regimi di circolazione. La metodologia usata, completamente innovativa, consiste in una preliminare decomposizione in componenti principali (EOF) dei dati mensili da Novembre ad Aprile (stagione fredda) di ciascun campo considerato (geopotenziale a 500 hPa, temperatura alla superficie e a 700 hPa, pressione media superficiale, vento a 200 e 850 hPa) e a una susseguente analisi in EOF "combinata" di tutti i campi nel sottospazio definito dalle prime 20 EOF di ciascun campo. I regimi sono stati individuati nel sottospazio definito dalle prime 2 *multivar EOFs* attraverso due metodologie: 1) massimi della funzione densità di probabilità 2) Cluster individuati tramite la tecnica *k-means*. Le due

tecniche hanno prodotto mappe anomale (centroidi dei cluster) consistenti con strutture ben conosciute in letteratura. I tre cluster corrispondono al COWL (figura 1) (Cold Ocean Warm Land Pattern), al NAM (figura 2) (Northern Annular Mode) nella sua fase positiva) e alla NAO (figura 3) (North Atlantic Oscillation) nella sua fase negativa.

2.2 Impatto della variabilità interannuale e interdecennale di ENSO sulle proprietà statistiche dei regimi di flusso

Per investigare l'impatto di ENSO (*El Niño-Southern Oscillation*) sui regimi di flusso dell'emisfero nord si è fatto uso di un ensemble di 8 simulazioni dal 1954 al 1999 eseguito col modello di circolazione generale atmosferica di complessità intermedia SPEEDY sviluppato all'International Center for Theoretical Physics (ICTP) di Trieste forzato dalle temperature superficiali oceaniche osservate (*AMIP-like experiment*).

2.3 Regimi di circolazione: variabilità caotica e predicibilità indotta dalle condizioni al contorno

In questo studio, i cui risultati sono riportati in Straus *et al.*, 2007, si sono analizzati i regimi di circolazione dell'area Pacifico-Americana (nelle rianalisi NCEP e in un *ensemble* di 55 integrazioni *AMIP-like* eseguite per 18 inverni -1981/82-1998-99 con il modello GCM del Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies) nel tentativo di rispondere alle seguenti questioni: 1) Fino a che punto le proprietà dei regimi simulati dal modello sono consistenti con quelle osservate? 2) Le differenze riscontrate nelle proprietà dei regimi osservati durante il periodo 1981-1999 rispetto a quanto osservato nell'intero periodo della rianalisi

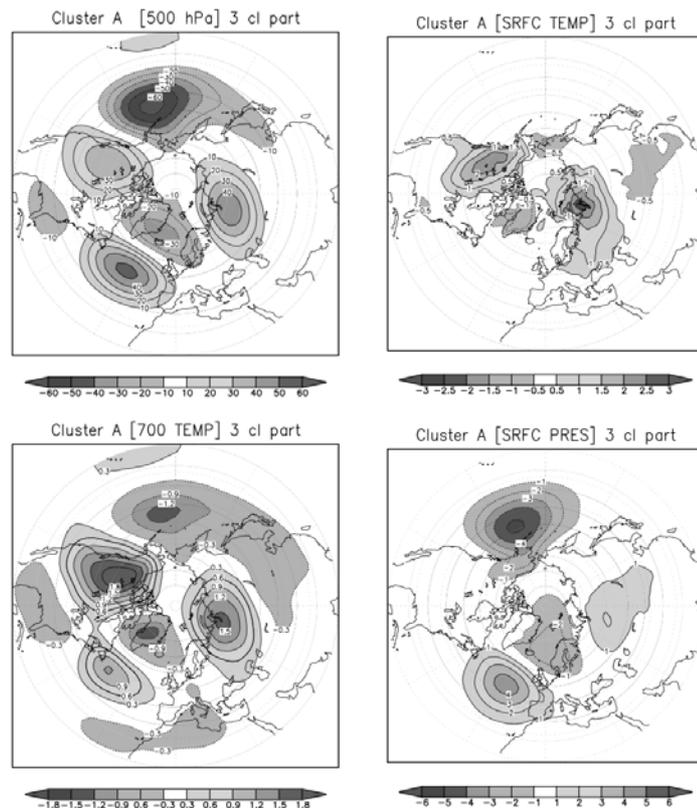


Figura 1: Centroide del cluster A (COWL pattern). Da sinistra a destra e dall'alto in basso sono mostrate rispettivamente le anomalie di geopotenziale a 500 hPa, temperatura superficiale, temperatura a 700 hPa e pressione media superficiale. Le linee tratteggiate denotano anomalie negative.

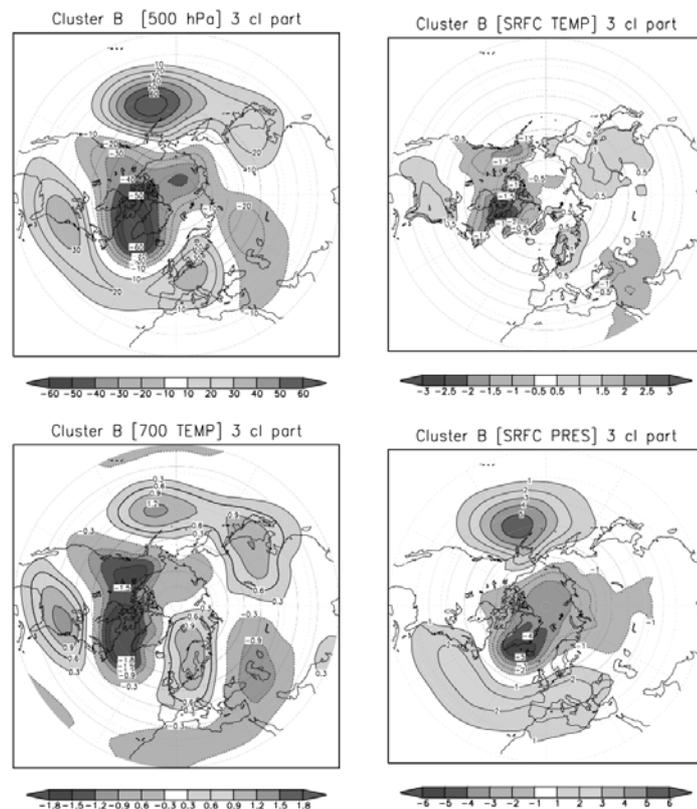


Figura 2: Centroide del cluster B (NAM pattern positivo). Le anomalie si riferiscono agli stessi campi di figura 1. Le linee tratteggiate denotano anomalie negative.

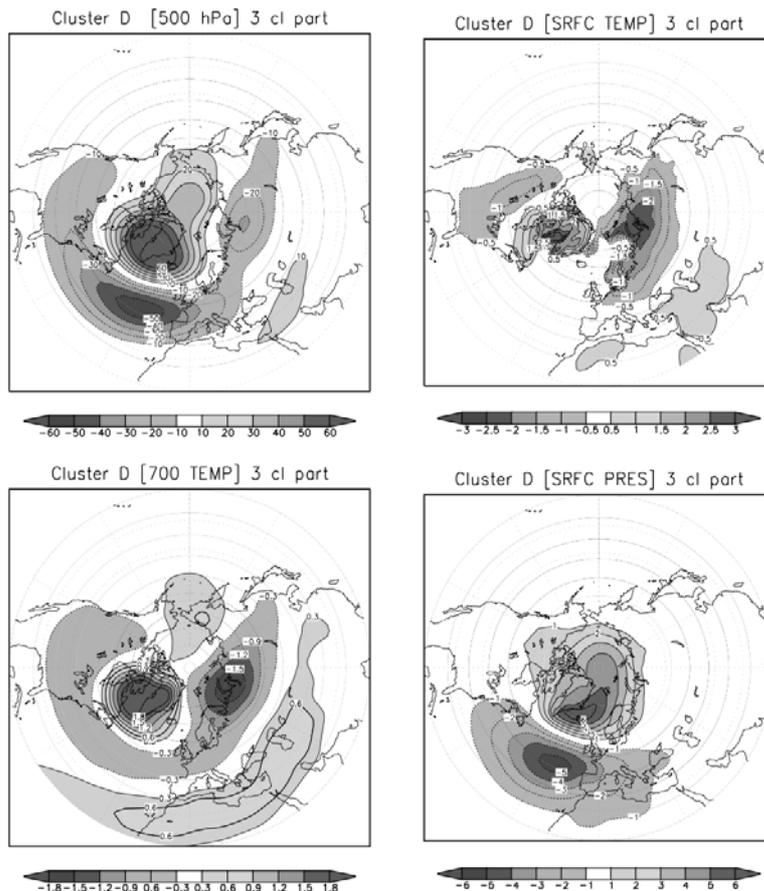


Figura 3: Centroide del cluster C (NAO negativa). Le anomalie si riferiscono agli stessi campi di figura 1. Le linee tratteggiate denotano anomalie negative.

(1948-2001) sono da considerarsi nell'ambito della variabilità atmosferica interna? 3) Possiamo riprodurre le variazioni interannuali nella frequenza dei regimi come una funzione delle temperature oceaniche osservate?

2.4 Variabilità e Predicibilità Interannuale del Monsone Africano

Si è studiata la variabilità interannuale e la predicibilità del Monsone Occidentale africano usando dati provenienti dalle osservazioni e un ensemble di 75 integrazioni AMIP-like nel periodo 1949-2002 eseguite con il già citato modello SPEEDY. Il modello riproduce in maniera piuttosto accurata le principali caratteristiche del trend osservato di precipitazione sul Sahel. (vedi figura 4): la correlazione fra la media dell'ensemble e le osservazioni arriva a 0.7.

3 RISULTATI RILEVANTI

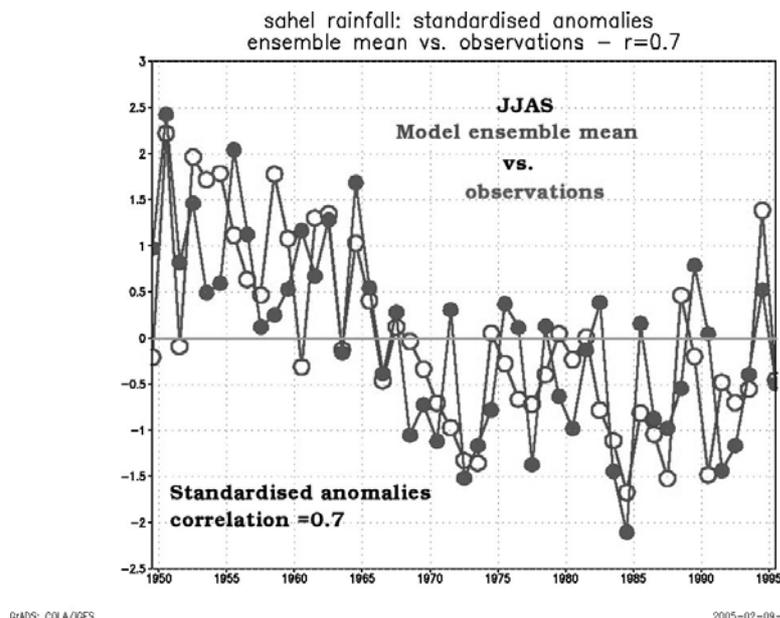


Figura 4: Anomalie standardizzate di precipitazione sul Sahel nella stagione Giugno-Settembre. Media di ensemble del modello e osservazioni.

Il risultato più importante del lavoro descritto nella sezione 2.1 rappresenta una conferma di quanto già evidenziato in Corti *et al.*, 1999 in un'analisi condotta su un solo campo e su altri dati. La crescita di temperatura superficiale durante la stagione fredda degli ultimi decenni sembra in parte associata ad una maggiore frequenza del cluster A che è collegato ad un'anomalia positiva di temperatura superficiale sul Nord-America occidentale, l'Europa e la Siberia. Inoltre si è riscontrata un'influenza di ENSO sulla struttura a regimi: durante gli anni di El Niño i cluster non sono "robusti" da un punto di vista stati-

stico. Perciò la forzatura espressa da El Niño, in accordo con quanto ipotizzato in Molteni and Corti 1998 e, per quanto riguarda il monson indiano, in Molteni *et al.* 2003, sembra indurre una variazione sostanziale nell'organizzazione della circolazione atmosferica su grande scala.

L'influenza di El Niño in questo senso è uno dei risultati importanti dello studio brevemente descritto nella sezione 2.2. I risultati di quest'esperimento sono descritti in dettaglio in Molteni *et al.*, 2006, nondimeno è interessante qui rilevare che la forzatura diabatica anomala dovuta ad episodi di El Niño forti (presenti soprattutto nella seconda metà del periodo considerato) dà luogo a una rottura della struttura a regimi. Questo risultato descrive un panorama un po' più complesso rispetto al semplice paradigma descritto in Palmer 1999. Apparentemente eventi di El Niño forti sono in grado di alterare la forzante media sulle onde stazionarie in maniera sostanziale, suggerendo la possibilità che questo conduca il sistema a passare attraverso un punto di biforcazione. Un altro risultato importante riguarda la predicibilità dei regimi in funzione delle variazioni nelle forzanti esterne. La presenza di un segnale anomalo forte come quello indotto dalle oscillazioni di ENSO induce, almeno nella regione Pacifico-Americana, una certa predicibilità rispetto alla frequenza stagionale dei regimi e di conseguenza rispetto al tempo 'medio' a loro associato. I risultati ottenuti in questo senso sono descritti in dettaglio in Straus *et al.*, 2007. In questo articolo, che descrive i risultati dello studio descritto nella sezione 2.3, si mostra, attraverso un'analisi statistica originale condotta in ragione del gran numero di integrazioni di ensemble disponibili, che la variabilità riscontrata nel periodo 1981-1999 (differente da quella che si ottiene considerando l'intero periodo in cui sono disponibili le rianalisi 1948-2001), nel settore Pacifico-Americano non può essere considerata solo un risultato di "sampling", ma sembra essere funzione di variazioni nelle forzanti esterne.

Il risultato più rilevante dello studio descritto

nella sezione 2.4 riguarda la variabilità interdecennale della precipitazione sul Sahel (molto ben riprodotta dal modello come si può notare in figura 4) la quale dipende essenzialmente dalle variazioni di temperatura superficiale dell'oceano che sono l'unico parametro che può indurre una qualche predicibilità nel modello. Questa conclusione è consistente con i risultati di Giannini *et al.* 2003.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Gli studi riassunti in questo articolo rappresentano un passo importante verso la comprensione del comportamento della circolazione su grande scala in funzione di variazioni delle forzanti esterne. Le tecniche qui esposte saranno applicate alle simulazioni di scenario e alle simulazioni del XX secolo per verificare la capacità dei modelli di riprodurre le caratteristiche più importanti della circolazione su larga scala. In seguito tali modelli (possibilmente integrazioni di ensemble) saranno utilizzati per studiare il comportamento di una molteplicità di stati equivalenti sottoposti alla stessa forzante.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Corti S., Molteni F. and Palmer T.N. 1999. Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes. *Nature* 398: 799-802
- Giannini A., R. Saravanan, P. Chang., 2003: Oceanic forcing of Sahel Rainfall on Interannual to Interdecadal time scales. *Science*, Vol. 302, pp. 1027-1030
- Molteni F. & Corti S. 1998. Long term fluctuations in the statistical properties of low-frequency variability: dynamical origin and predictability *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 124: 495-526
- Molteni F., Corti S., Ferranti L. and Slingo JM, 2003. Predictability experiments for the Asian summer monsoon: impact of SST anomalies on interannual and intraseasonal variability. *J. Climate*, 16: 4001, 4021.

- Molteni F., Kucharski F. and Corti S., 2006. On the predictability of flow-regime properties on interannual to interdecadal timescales. In: "*Predictability of Weather and Climate*", T. Palmer and R. Hagedorn, Eds., Cambridge University Press.
- Palmer T.N. 1999 A nonlinear dynamical perspective on climate prediction. *J. Climate*, 12: 575-591.
- Straus DM, Corti S. and Molteni F., 2007. Circulation Regimes: Chaotic Variability vs. SST-Forced Predictability. *J. Climate* 20: 2251-2272.

Connessioni tra il clima della regione Mediterranea e l’Africa Occidentale attraverso la circolazione meridiana di Hadley

M. Gaetani¹, M. Baldi¹, G. A. Dalu¹, G. Maracchi²

¹*Istituto di Biometeorologia, CNR, Roma, Italia*

²*Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia*

m.gaetani@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: Attraverso l’analisi delle variabili atmosferiche e dei dati di precipitazione, si riscontra, durante la stagione estiva, una significativa correlazione positiva tra l’intensità del monzone dell’Africa Occidentale e la temperatura dell’aria nel bacino del Mediterraneo. Un monzone intenso rafforza la circolazione meridiana di Hadley, con conseguente rafforzamento dell’anticiclone del nord Atlantico e blocco del flusso occidentale verso il Mediterraneo. Una maggiore penetrazione del monzone nel continente produce uno spostamento verso nord dell’anticiclone Libico che arriva a invadere il Mediterraneo occidentale portando subsidenza e condizioni di stabilità. Questa ricerca è orientata a individuare segnali remoti che rendano possibile diagnosticare l’occorrenza delle ondate di calore che negli ultimi decenni hanno colpito frequentemente l’area Euro-Mediterranea.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Il Monzone dell’Africa Occidentale (*West African Monsoon*, WAM) nasce in Maggio nel Golfo di Guinea, quando il contrasto termico tra il mare e la terraferma orienta il flusso negli strati bassi dell’atmosfera dall’oceano verso il continente, portando umidità e pioggia nella fascia di latitudine compresa tra 5°N e 20°N. La stagione piovosa raggiunge la massima intensità e la massima penetrazione nel continente in agosto, per poi terminare nel mese di Ottobre. Durante l’estate boreale le fluttuazioni del WAM influenzano la circolazione atmosferica regionale dalla costa della Guinea fino al Nord Africa (Tourre *et al.*, 2006) e la circolazione sul nord Atlantico subtropicale (Rodwell & Hoskins, 2001).

L’obiettivo di questa ricerca è analizzare l’impatto che le fluttuazioni del WAM, attraverso la circolazione meridiana di Hadley, hanno sul clima del Mediterraneo, sia intensificando

e spostando verso nord l’anticiclone Libico, sia rafforzando l’anticiclone delle Azzorre, con conseguente blocco del flusso occidentale (Cassou *et al.*, 2005). In particolare, la ricerca è orientata a individuare segnali remoti che rendano possibile diagnosticare l’occorrenza delle ondate di calore che negli ultimi decenni hanno colpito frequentemente l’area Euro-Mediterranea (Baldi *et al.*, 2006).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Dati utilizzati

Le variabili atmosferiche utilizzate sono state estratte dalle rianalisi NCEP/DOE (Kanamitsu *et al.*, 2002), hanno una risoluzione spaziale di 2,5° e sono disponibili dal 1979. I dati di precipitazione provengono dal *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP, Xie *et al.*, 2003), hanno una risoluzione spaziale di 2,5° e sono disponibili dal 1979.

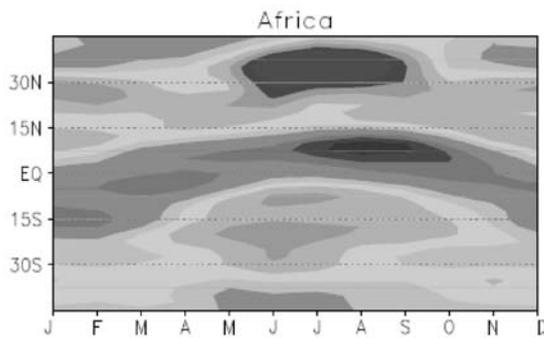


Figura 1: Migrazione stagionale del profilo meridiano della velocità verticale a 500 hPa (Pa / s) su Africa e Mediterraneo.

2.2 Climatologia regionale della circolazione di Hadley e dell'ITCZ

La circolazione di Hadley sulla regione Africana ed Europea (10°E – 40°E) è caratterizzata da una ampia variabilità nell'emisfero nord, con flusso di massa intenso durante i periodi di solstizio e flusso di massa comunque consistente durante gli equinozi. L'emisfero sud mostra un andamento più stabile durante l'anno. La stima delle dimensioni della cella di Hadley si presenta difficoltosa a causa della presenza dei monsoni estivi che rendono più complessa la struttura della circolazione.

Il profilo meridiano di velocità verticale (Fig. 1) ha una estensione di circa 15°, con tre massimi chiaramente separabili, che identificano le regioni monsoniche.

2.3 Correlazione tra il WAM e il clima estivo del Mediterraneo

La variabile scelta per rappresentare l'intensità del WAM è la precipitazione nella regione del Sudan-Sahel, cumulata tra Luglio e Settembre, il trimestre nel quale il monzone è pienamente efficiente. Le variabili scelte per rappresentare il clima estivo Mediterraneo sono la temperatura a 850 hPa e il geopotenziale a 500 hPa, mediate nei mesi di Luglio e Agosto, i mesi nei quali si concentrano il maggior numero di ondate di calore (Baldi *et al.*, 2006). Il periodo analizzato è compreso

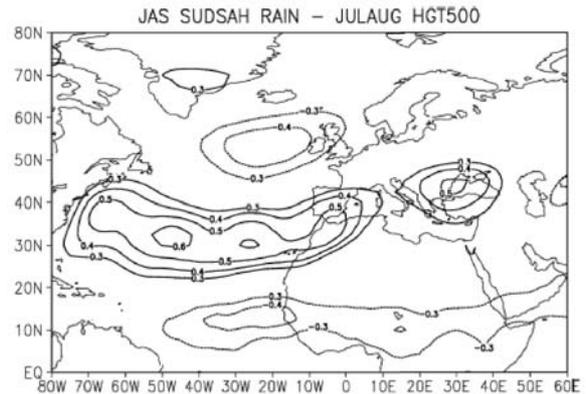


Figura 2: Correlazione tra la pioggia monsonica cumulata nel trimestre Luglio-Settembre e la media Luglio-Agosto del geopotenziale a 500 hPa. Sono rappresentati solo i valori del coefficiente di correlazione significativi al 95%.

tra il 1979 e il 2005.

In Figura 2 è riportata la mappa di correlazione tra la pioggia monsonica e il geopotenziale. Si osservano alti valori del coefficiente di correlazione su tutta la zona dell'anticiclone subtropicale nord Atlantico, con interessamento del Mediterraneo occidentale. Il segnale sul Mediterraneo orientale può essere interpretato come l'impronta della sorgente monsonica del subcontinente Indiano (Raicich *et al.*, 2003). La correlazione tra il campo di temperatura e la pioggia monsonica è elevata in corrispondenza del bacino Mediterraneo (Fig. 3) ed all'interno delle aree ad alta significatività si osservano due massimi. Il massimo localizzato sul bacino orientale è generato dalla subsidenza dovuta, molto presumibilmente, all'effetto del monzone Asiatico. Il massimo localizzato sul bacino occidentale è generato dalla subsidenza dovuta all'anticiclone Libico rinforzato e spostato verso nord dall'intensificarsi della circolazione meridiana di Hadley, diretta conseguenza dell'azione del WAM. La correlazione tra la temperatura mediata sull'intero bacino del Mediterraneo e la pioggia monsonica è $r = 0,65$, valore significativo al 95%. Ripetendo lo stesso calcolo, ma per la temperatura mediata solo sul Mediterraneo occidentale, il coefficiente di correlazione rimane relativamente alto ($r = 0,61$) e significativo.

Prendendo in esame solo gli anni in cui il

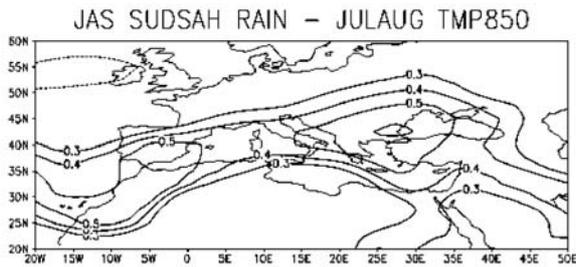


Figura 3: Correlazione tra la pioggia monsonica cumulata nel trimestre Luglio-Settembre e la media Luglio-Agosto della temperatura a 850 hPa. Sono rappresentati solo i valori del coefficiente di correlazione significativi al 95%.

monsone Africano è stato particolarmente intenso, ovvero, quegli anni in cui l'anomalia positiva della pioggia cumulata ha superato la deviazione standard, ed eseguendo la media composita, si osserva, sul Mediterraneo nei mesi di Luglio e Agosto, una anomalia positiva di temperatura di circa 1°C e una vasta anomalia positiva di geopotenziale con un massimo ben localizzato che indica la penetrazione nel bacino occidentale dell'anticiclone Libico.

3 RISULTATI RILEVANTI

L'analisi dell'andamento della circolazione di Hadley e dell'ITCZ sull'Africa e sull'Europa, regioni dove sono presenti grandi masse continentali, mostra variazioni stagionali molto marcate. Le interazioni terra-mare, all'origine del clima monsonico, producono grandi distorsioni nella usuale configurazione a celle proprio in estate, quando l'effetto del monsoone è più intenso.

I risultati delle analisi di correlazione e delle medie composite mostrano che l'ipotesi di una connessione tra il WAM e il clima estivo del Mediterraneo non solo è ampiamente fondata ma, soprattutto, mostrano che la connessione tra monsoone intenso e anomalie positive di temperatura sul Mediterraneo (con la possibilità di avere ondate di calore) è indiscussa. Il meccanismo proposto per spiegare la dina-

mica di questa connessione si articola su una regione ampia. Il fenomeno monsonico in Africa Occidentale produce come primo effetto il rafforzamento dell'anticiclone subtropicale sul nord Atlantico (Rodwell & Hoskins, 2001), con la conseguente deviazione del flusso occidentale verso le regioni del nord Europa e la permanenza di condizioni di stabilità sul Mediterraneo. Un monsoone forte intensifica la circolazione meridiana di Hadley che ha il suo ramo discendente sul Nord Africa, ampliando l'estensione della cella convettiva. I venti orientali che incontrano l'orografia dei massicci dell'Atlante e dell'Ahaggar producono un dipolo alta-bassa pressione, in cui il polo di alta pressione è noto come anticiclone Libico. La circolazione di Hadley agisce modulando l'intensità e la posizione dell'anticiclone Libico, che può arrivare a invadere il Mediterraneo occidentale, contribuendo a mantenere condizioni di tempo stabile. Al rafforzamento del polo di alta pressione corrisponde il rafforzamento del polo di bassa pressione localizzato sulla costa occidentale dell'Africa. Questa circolazione ciclonica genera un flusso umido verso la zona monsonica del Sudan-Sahel (Semazzi & Sun, 1997). Un *feedback* positivo è rappresentato dall'azione remota del monsoone Asiatico che, attraverso l'alta pressione sul Mediterraneo orientale, intensifica il flusso dei venti Etesi dal Mediterraneo verso l'Africa sub-Sahariana (Raicich *et al.*, 2003). L'incontro tra il flusso occidentale dall'oceano Atlantico e i flussi orientali provenienti dagli anticicloni presenti sul Mediterraneo rafforza il fronte intertropicale nella regione del Sudan-Sahel, favorendo le piogge monsoniche.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Per la sua collocazione geografica, il clima del bacino del Mediterraneo è influenzato da diverse connessioni remote. Il successivo sviluppo di questa ricerca è orientato a isolare e identificare i diversi segnali climatici che arrivano sul Mediterraneo determinandone il clima.

Lo studio delle tendenze a medio e lungo ter-

mine della circolazione meridiana di Hadley e dell'ITCZ ricopre una posizione di grande importanza nell'ambito della comprensione dei cambiamenti climatici. In particolare, il possibile intensificarsi dell'attività dell'ITCZ e il conseguente ampliamento della fascia tropicale, rappresenta un problema per i paesi del bacino del Mediterraneo, dato l'impatto che ne deriva in termini di siccità, desertificazione e maggiore frequenza di ondate di calore.

Dal punto di vista dell'utilità operativa, l'esistenza di una connessione tra il WAM e il clima Mediterraneo rende già da subito possibile la diagnosi delle anomalie di temperatura e di geopotenziale sul Mediterraneo, utilizzando la pioggia monsonica come indicatore. L'IBIMET ha elaborato un metodo statistico per la previsione stagionale del WAM (pubblicato sulla pagina web <http://web.fi.ibimet.cnr.it/seasonal/>) che permette di stimare l'intensità del monzone già in aprile utilizzando come predittori le temperature di alcuni domini oceanici. L'obiettivo delle prossime ricerche è elaborare un metodo per la previsione delle anomalie sul Mediterraneo in periodo estivo utilizzando come predittori l'intensità del monzone dell'Africa occidentale, previsto in aprile, e/o le stesse temperature oceaniche utilizzate nella previsione del WAM.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Baldi M., G. Dalu, G. Maracchi, M. Pasqui, F. Cesarone, 2006: Heat waves in the Mediterranean: a local feature or a larger scale effect? *Int. J. Climatol.* 26: 1477–1487 DOI: 10.1002/joc.1389.
- Cassou, C., L. Terray, A.S. Phillips, 2005: Tropical Atlantic influence on European heat waves. *J. Climate*: 18, 2805-2811.
- Kanamitsu, M. & co-authors, 2002: NCEP-DOE AMIP-II reanalysis. *Bull. Am. Met. Soc.*: 83, 1631-1643.
- Raichich, F., Pinardi N., Navarra A., 2001. Teleconnections between Indian Monsoon and Sahel rainfall and the Mediterranean. *Acho Oceanogr. Limnol.*, 22, 9-14.
- Rodwell, M.J. & Hoskins B.J., 2001: Subtropical anticyclones and summer monsoons. *J. Climate*: 14, 3192-3211.
- Semazzi, F.H.M. & Sun L. 1997. The role of orography in determining the Sahelian climate. *Int. J. Climatol.*: 17, 581-596.
- Tourre, Y.M., S. Paz, C. Cassou, H. Kutiel, 2006: Atmospheric dynamics over north-west Africa and linkages with Sahelian rainfall. *Geophys. Res. Lett.*: 33, L14808.
- Xie, P. & co-authors, 2003: GPCP pentad precipitation analysis: an experimental dataset based on gauge observations and satellite estimates. *J. Climate*: 16, 2197-2214.

BOLCHEM: uno strumento numerico per la simulazione della composizione dell'atmosfera

A. Maurizi, M. D'Isidoro, M. Mircea, F. Tampieri

Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Bologna, Italia

a.maurizi@isac.cnr.it

SOMMARIO: Viene presentato BOLCHEM, uno strumento numerico per descrivere l'evoluzione dell'atmosfera mediante la simulazione accoppiata della dinamica e della composizione chimica a scala regionale. Il motore meteorologico è costituito dal modello idrostatico ad area limitata BOLAM; il processore chimico implementa gli schemi CB-IV e SAPRC90. L'integrazione contemporanea delle equazioni della dinamica e della chimica permette in modo naturale la descrizione dei *feedback* e quindi delle interazioni tra qualità dell'aria e clima. Sono stati effettuati esperimenti numerici su numerosi casi di studio (trasporto di polveri, onda di calore del 2003, ecc.) per valutare l'attendibilità della risposta, gli aspetti da migliorare ed i punti critici. Il modello soddisfa gli standard US EPA e si qualifica quindi come strumento per studi di qualità dell'aria.

1. IL PROBLEMA SCIENTIFICO

La presenza in atmosfera di sostanze immesse a causa dell'attività umana si sovrappone a quanto immesso da processi naturali, dando luogo a un sistema di interazioni complesso e dai molteplici effetti. Per esemplificare, è qualitativamente nota l'interazione di gas e particelle con la trasmissione della radiazione nell'atmosfera e con le caratteristiche delle precipitazioni, tuttavia la quantificazione di tali interazioni richiede ulteriori ricerche. Ancora, è evidente ma di complessa valutazione l'influenza di molte sostanze, viste singolarmente e anche come insieme interagente, sulla salute umana.

Nella problematica dei cambiamenti globali, la quantificazione delle interazioni tra i componenti dell'atmosfera ed il clima costituisce un aspetto essenziale per il miglioramento della comprensione dei fenomeni, della loro previsione e della stima degli impatti. La simulazione numerica della composizione dell'atmosfera riveste dunque un ruolo chiave nello studio delle interazioni tra qualità dell'a-

ria e clima. Tradizionalmente la ricerca in queste due aree è stata svolta separatamente, a motivo dei tempi di vita e scale spaziali diverse associate agli inquinanti principali in ogni area (per esempio SO₂, NO_x e aerosol per la qualità dell'aria e i gas serra per i cambiamenti climatici). Ovviamente l'atmosfera è una sola e quindi è opportuno affrontare i problemi in modo unitario, tenendo presenti le relazioni reciproche. Il raggiungimento di un tale obiettivo è lo scopo di numerose attività di ricerca a livello internazionale, finanziate ad esempio attraverso i Programmi Quadro della Unione Europea.

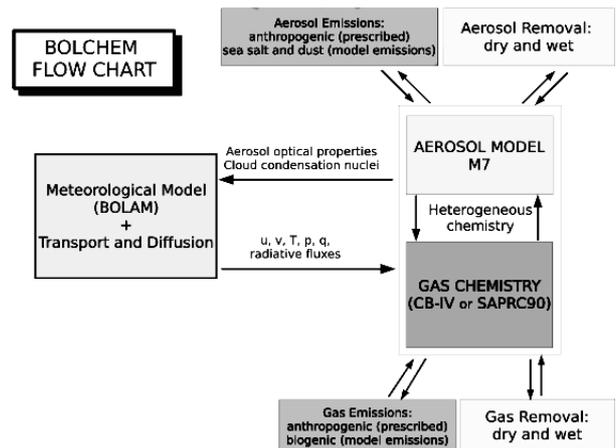
In particolare il progetto BOLCHEM ha portato alla realizzazione di un modello accoppiato di simulazione della meteorologia e della composizione dell'atmosfera sulla scala del Mediterraneo o dell'Europa, e si propone di svilupparlo ulteriormente, affrontando alcuni aspetti critici della problematica. L'ottica complessiva è quella di mettere a punto uno strumento numerico per la simulazione della composizione dell'atmosfera, dei *feedback* climatici, e degli impatti sulla qualità dell'aria.

2. ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1. Descrizione generale del modello.

BOLCHEM (D'Isidoro *et al.*, 2005a; Mircea *et al.*, 2006b) è costituito da:

- un “motore” meteorologico, che simula l'evoluzione dinamica dell'atmosfera. Nella configurazione attuale viene utilizzato il modello idrostatico BOLAM (Bologna Limited Area Model, Buzzi *et al.*, 2003), basato sulle equazioni primitive con temperatura potenziale, componenti orizzontali del vento, umidità specifica e pressione superficiale come variabili dipendenti. La discretizzazione orizzontale è basata su una griglia ruotata del tipo “C” di Arakawa; in verticale viene utilizzata una coordinata sigma-ibrida, *terrain-following* negli strati atmosferici inferiori, con le variabili distribuite secondo la discretizzazione di Lorenz. Il modello può operare fino ad una risoluzione orizzontale di circa 7 km, un limite che emerge dall'approssimazione idrostatica.
- uno schema di avvezione e di mescolamento di scalari, che simula il trasporto e la dispersione dei componenti (gas e particelle) di origine naturale ed antropica. Lo schema avveztivo e di mescolamento turbolento sono gli stessi presenti in BOLAM: l'avvezione è basata su uno schema di tipo *Weighted Average Flux* (WAF; Hubbard and Nikiforakis, 2003) che conserva la massa, mentre la diffusione verticale utilizza una chiusura di tipo *E-1* dove i coefficienti di diffusione verticale sono calcolati in base all'energia cinetica turbolenta e alla lunghezza di rimescolamento.
- un processore di chimica della troposfera, che rappresenta le reazioni chimiche tra i componenti. Attualmente esistono due opzioni: CB-IV e SAPRC90, che corrispondono a due diverse scelte dell'insieme dei componenti gassosi utilizzati per rappresentare la composizione dell'atmosfera: il CB-IV raggruppa i gas organici a seconda del tipo di legame chimico che c'è tra gli atomi di carbonio che li compongono (*carbon*



bond lumping mechanism); il SAPRC90 invece raggruppa le specie organiche a seconda del tipo di molecole (*lumped-structure condensed mechanism*).

- un modello per le emissioni, basato su EMEP, che permette di ottenere le emissioni orarie a partire dai quantitativi totali annuali.
- uno schema per la rimozione secca e umida dei gas.

BOLCHEM integra le equazioni (della dinamica, del trasporto e della chimica) contemporaneamente. Questo significa che le variabili dinamiche vengono usate direttamente nel trasporto e nella chimica, mantenendo una completa coerenza interna che permette di trattare naturalmente i meccanismi di retroazione.

2.2. Alcuni problemi specifici aperti

Nell'ambito dello sviluppo del modello, si sono affrontati alcuni problemi specifici.

L'assimilazione dei dati di composizione costituisce un punto delicato per la variabilità dei campi degli scalari, per la disuniformità della distribuzione dei dati e per la complessità del sistema di equazioni che ne governano l'evoluzione. Attualmente lo schema di assimilazione è in grado di trattare dati di concentrazione alla superficie e profili verticali dei costituenti atmosferici (in particolare O_3 e NO_x); l'algoritmo è basato su una *Optimal Interpolation*, con una descrizione semplificata della matrice di correlazione degli errori del *background*, ottenuta mediante funzioni di tipo gaussiano; sono in corso studi specifici

per ottimizzare il sistema attuale sulla base dei dati disponibili di routine, nell'ambito dell'IP GEMS. Oltre ad una migliore messa a punto dell'attuale algoritmo, lo sviluppo futuro sarà orientato verso l'implementazione di uno schema assimilativo basato su tecniche più evolute, tipo *Ensemble Kalman Filter* (EKF).

Il trattamento delle sorgenti localizzate e delle sorgenti distribuite ma caratterizzate da elevate disuniformità costituisce un problema specifico per modelli a griglia, la cui risoluzione è comunque bassa rispetto alle dimensioni caratteristiche delle sorgenti. Lo studio attuale si rivolge da un lato ad indagare le problematiche relative agli schemi numerici (D'Isidoro *et al.*, 2005b) anche nella direzione di utilizzare modelli stocastici *Well Mixed* per la fase iniziale del trasporto, e dall'altro ad indagare le caratteristiche di dispersione della troposfera in generale (Tiesi *et al.*, 2006).

Altri due argomenti di sviluppo riguardano l'utilizzo di un modello dinamico non idrostatico (MOLOCH: Buzzi *et al.*, 2004) e l'implementazione del modello di aerosol M7 (Vignati *et al.*, 2004). Lo sviluppo di questi due aspetti deve condurre ad una accurata simulazione della attività convettiva profonda, con una parametrizzazione più accurata di quelle attuali degli effetti degli aerosol sulle nubi. Nell'ambito della accuratezza del modello gli effetti diretti degli aerosol sulla radiazione e quelli indiretti legati alle precipitazioni potranno dunque essere meglio quantificati.

3. ALCUNI RISULTATI

BOLCHEM è stato sottoposto a test di valutazione delle performance nella predizione dell'ozono sull'Italia. Il confronto tra le concentrazioni calcolate e quelle misurate nei punti di osservazione, per vari periodi durante l'anno 1999, ha mostrato che il modello è in grado di predire la variazione giornaliera dell'ozono, in particolare durante l'estate quando gli effetti fotochimici sono intensi (Mircea *et al.*, submitted). Il confronto dell'evoluzione temporale simulata e osservata dell'ozono in varie stazioni con caratteristiche di fondo (in

particolare Ispra, Montelibretti e Motta Visconti) per i periodi: 1-3 giugno, 1-4 luglio, 5-7 agosto e 20-24 gennaio 1999 mostra che l'accordo tra modello e misure è buono sia d'estate che d'inverno durante il giorno. Durante la notte, il modello non riesce a predire le concentrazioni basse di ozono osservate a causa della titolazione insufficiente dell'ossido di azoto (NO). Le cause sono molteplici (ad es. una errata stima delle emissioni notturne, una parametrizzazione non abbastanza accurata dei processi di deposizione che si verificano nello strato limite) e saranno oggetto dei studi futuri.

Comunque l'analisi complessiva dei risultati mostra che il modello soddisfa i cosiddetti *US-EPA's criteria* e può quindi essere utilizzato negli studi di qualità dell'aria.

Uno studio sull'impatto della riduzione dei VOC e NO_x sulla formazione dell'ozono sull'Italia (Mircea *et al.*, 2006b) per i periodi 5-8 Agosto 1999 e 9-12 Agosto 2003 mostra che la distribuzione dei regimi chimici dominati da NO_x e VOC è essenzialmente determinata dalle condizioni meteorologiche. Inoltre si è mostrato che l'Italia è dominata da meccanismi chimici sensibili a NO_x con importanti aree dominate da VOC attorno alle maggiori città e porti commerciali.

Un secondo aspetto trattato riguarda la climatologia del trasporto di particelle da sorgenti remote, così come è determinata dal regime meteorologico (e quindi influenzata da variazioni delle circolazioni dovute a modifiche del clima).

Il *dust model* implementato in BOLCHEM è stato sviluppato da Tegen *et al.* (2002).

La simulazione del caso di trasporto del 13 Luglio 2003 (Mircea *et al.*, 2006a), confrontata con le immagini di AQUA/MODIS, mostra che il modello è in grado di simulare correttamente tempi ed estensione dell'evento di trasporto (notare che dal Mediterraneo la nuvola raggiunge direttamente il centro-nord dell'Italia, evitando la Sicilia).

Questi risultati confermano in particolare l'attendibilità della rappresentazione del suolo utilizzata.

4. PROSPETTIVE FUTURE

La disponibilità di un codice per le simulazioni della qualità dell'aria costituisce uno strumento chiave per le stime delle interazioni tra l'uomo e l'ambiente. Ciò che si delinea è la possibilità di un *community model* per analisi di scenario, per lo studio di casi specifici, per la verifica e l'implementazione di schemi e di parametrizzazioni innovative utilizzabili per lo studio dei cambiamenti globali. Il progetto si avvale della collaborazione con gruppi di ricerca coinvolti nello studio sperimentale delle caratteristiche della composizione dell'atmosfera a fini climatici, per orientare le scelte relative a nuove parametrizzazioni.

In una visione unitaria del comportamento dell'atmosfera, che implica l'interazione tra meccanismi operanti su un intervallo di molti ordini di grandezza in termini di scale spaziali e temporali, lo sviluppo scientifico del progetto implica la possibilità di rappresentare, esplicitamente o attraverso opportune parametrizzazioni, questa molteplicità di scale in maniera aggiornata all'avanzamento della conoscenza.

5. RINGRAZIAMENTI

Il lavoro è stato finanziato attraverso IP GEMS, NoE ACCENT, entrambi della UE, e dal Programma di cooperazione Italia-USA su Scienza e Tecnologia per i Cambiamenti Climatici.

6. BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

D'Isidoro M., S. Fuzzi, A. Maurizi, F. Monforti, M. Mircea, F. Tampieri, G. Zanini, and M.G. Villani, 2005a: Development and Preliminary Results of a Limited Area Atmosphere-Chemistry Model: BOL-CHEM, First ACCENT Symposium, Urbino 12-16 September 2005.

Mircea M., M. D'Isidoro, M. G. Villani, A. Maurizi, F. Tampieri, M. C. Facchini, S. Decesari, L. Emblico, S. Fuzzi, A. Buzzi. 2006a: Spotlight on the development of the

regional air quality model BOLCHEM: adding aerosol model M7, 2nd Convegno Nazionale sul Particolato Atmosferico, Florence, 10-13 September 2006.

Mihaela M., M. D'Isidoro, A. Maurizi, M. G. Villani, A. Buzzi, S. Fuzzi, F. Tampieri, G. Zanini, F. Monforti, L. Vitale. 2006b: Ozone modeling over Italy: a sensitivity analysis to precursors using BOLCHEM air quality model, GLOREAM/ACCENT Workshop, 11-13 October 2006.

D'Isidoro, M., A. Maurizi, F. Tampieri, A. Tiesi, M.G. Villani, 2005: Assessment of the numerical diffusion effect in the advection of passive tracer in BOL-CHEM. *Nuovo Cimento C*, 28, 151-158.

Vignati, E., Wilson, J., and Stier, P., 2004: M7: a size resolved aerosol mixture module for the use in global aerosol models, *J. Geophys. Res.*, 109, D22 202, doi:10.1029/2003JD004 485.

Buzzi, A., S. Davolio, M. D'Isidoro and P. Malguzzi, 2004: The impact of resolution and of 4-D VAR reanalysis on the simulations of heavy precipitation in MAP cases. *Meteorologische Zeitschrift*, 13, 91-97.

Hubbard, M. E., Nikiforakis, N., 2003: A three-dimensional, adaptive, Godunov-type model for global atmospheric flows. *Monthly Weather Review* 131, 1848-1864.

Buzzi, A., D'Isidoro, M., Davolio, S., 2003: A case-study of an orographic cyclone south of the Alps during the MAP SOP. *Q. J. Roy. Met. Soc.* 129 (591), 1795 - 1818.

Tegen, I., S.P. Harrison, K. Kohfeld, I.C. Prentice, M. Coe, & M. Heimann. 2002: Impact of vegetation and preferential source areas on global dust aerosol: Results from a model study, *J. Geophys. Res.*, 107(D21), 4576, doi:10.1029/2001JD000963.

A. Tiesi, M. G. Villani, M. D'Isidoro, A. J. Prata, A. Maurizi, F. Tampieri, 2006: Estimation of dispersion coefficient in the troposphere from satellite images of volcanic plumes. *Atmospheric Environment*, 40, 628-638 (doi:10.1016/j.atmosenv.2005.09.079).

Il vortice stratosferico: indice di teleconnessione per previsioni a lungo periodo

G. Messeri^{1,2}, D. Grifoni^{1,2}, B. Gozzini^{1,2}, G. Maracchi^{1,2}, C. Tei^{1,2}, F. Piani^{1,2,3}

¹*Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia*

²*LaMMA (Laboratorio per la Meteorologia e Modellistica Ambientale), Firenze, Italia*

³*Servizio Idrologico Regionale – Centro Funzionale Regione Toscana*

messori@lamma.rete.toscana.it

SOMMARIO: Esiste una vasta letteratura che mette in risalto la stretta correlazione tra la circolazione stratosferica e quella troposferica, rimandiamo ad essa per le spiegazioni dei meccanismi che giustificano questa interazione. Studi recenti hanno mostrato come, specialmente per la stagione invernale, le grosse anomalie della circolazione stratosferica guidino il tempo in troposfera per i successivi 10-60 giorni. Abbiamo applicato le attuali conoscenze in materia presenti in letteratura per verificare la bontà di questa correlazione sull'Italia per poter prevedere anomalie termo-pluviometriche nei 10-60 giorni successivi. Il lavoro, ancora in una fase embrionale, oltre alla verifica dell'interazione stratosfera troposfera in autunno-inverno, prevede l'ottimizzazione di questa interazione sulla nostra penisola. Successivamente si intende verificare se i mutamenti del clima autunnale ed invernale in Italia sono stati accompagnati da evidenti mutamenti della circolazione stratosferica.

1 PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 La stratosfera e l'interazioni con la troposfera

La calotta stratosferica è normalmente sede di un vortice polare sia nell'emisfero nord che in quello sud. Nella stagione invernale è abbastanza comune registrare improvvisi riscaldamento che possono determinare innalzamenti della temperatura anche di 50 gradi in una settimana. Questo fenomeno, noto come *stratwarming*, è associato a una importante variazione di circolazione che può portare anche a una inversione totale della circolazione con formazione di una zona anticiclonica in luogo del vortice polare. Il vortice polare, a sua volta, si può spaccare in varie cellule e spostare decisamente più a sud. Esistono varie terminologie in grado di descrivere l'entità e la tipologia della deformazione a carico del vortice polare. Vari studi hanno mostrato come gli eventi di *stratwarming* siano associati ad importanti cambiamenti di circolazione anche in troposfera che seguono quanto avvenuto in

stratosfera con un ritardo variabile da pochissimi fino a 10-15 giorni. La cosa più rilevante è però che le anomalie stratosferiche possono guidare il tempo in troposfera per i successivi 10-60 giorni ed aiutarci a stabilire se questo periodo sarà caratterizzato da temperature e piogge sopra o sotto la media. In particolare gli eventi di *stratwarming* sono in genere associate a una meridianizzazione del flusso con importanti discese di aria fredda anche a latitudini più meridionali. Occorre a questo punto segnalare che parimenti importante al riscaldamento stratosferico è il fenomeno opposto (raffreddamento stratosferico) che è associato a un anomalo rafforzamento del vortice polare. Questa anomalia è seguita da un rafforzamento del vortice polare anche in troposfera (NAO positivo), temperature miti e piogge più abbondanti alle latitudini più settentrionali e anomalia negativa di pioggia in Italia. Vari autori hanno individuato indici e soglie che possono essere molto utili per stabilire l'entità dell'anomalia stratosferica in modo da stabilire anche gli effetti in troposfe-

rica. A questo proposito citiamo il lavoro di Baldwin (Baldwin, M.P. and T.J. Dunkerton, 2001) che individua due soglie del NAM (*North Annular Mode*) alla 10 hPa. Per $NAM \leq 1,5$ Baldwin mostra come i successivi 60 giorni in troposfera siano caratterizzati da temperature miti e da storm track intorno al 60 parallelo (siccità in Italia). Mentre per $NAM \leq 3,0$ sono altamente probabili irruzioni di aria fredda a latitudini meridionali con anomalie negative di temperatura nei 60 giorni successivi anche in paesi come l'Italia. Nel nostro studio rivolto all'ottimizzazione della teleconnessione tra anomalie stratosferiche e troposfera intorno all'Italia abbiamo monitorato la bassa stratosfera polare (10 hPa – 70 hPa) sia in termini di geopotenziale che di temperatura che di circolazione. Inoltre sono stati resi operativi algoritmi per il calcolo dei flussi di calore e di momento (*Eddy Heat Flux* e *E-P flux*) entranti dalla troposfera nella stratosfera, tali flussi descrivono l'interazione tra le due fasce atmosferiche attraverso le onde planetarie.

Capitolo a parte merita la *Quasi Biennial Oscillation* (QBO) che rappresenta una oscil-

lazione quasi periodica tra il flusso di venti orientale e quello occidentale nella stratosfera tropicale. Il periodo è di circa 28 mesi. L'alternanza del regime dei venti inizia al top della bassa stratosfera (10 hPa) per poi propagarsi verso il basso alla velocità di circa 1 Km al mese.

L'importanza della QBO come teleconnessione del tempo in troposfera è nota già da tempo e numerosi sono i lavori presenti in letteratura. In particolare ricordo l'impatto sulle piogge monsoniche e l'influenza sulla circolazione stratosferica.

Più in dettaglio la fase orientale della QBO focalizza l'azione delle Onde di Rossby sul vortice polare favorendo episodi di riscaldamento stratosferico improvviso.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Materiali e Metodi

La base di partenza è rappresentata dalle soglie di NAM presentate da Baldwin. Sulla base di queste soglie siamo andati a verificare quanto accaduto sulla stazione dello Ximeniano a Firenze nel periodo successivo a

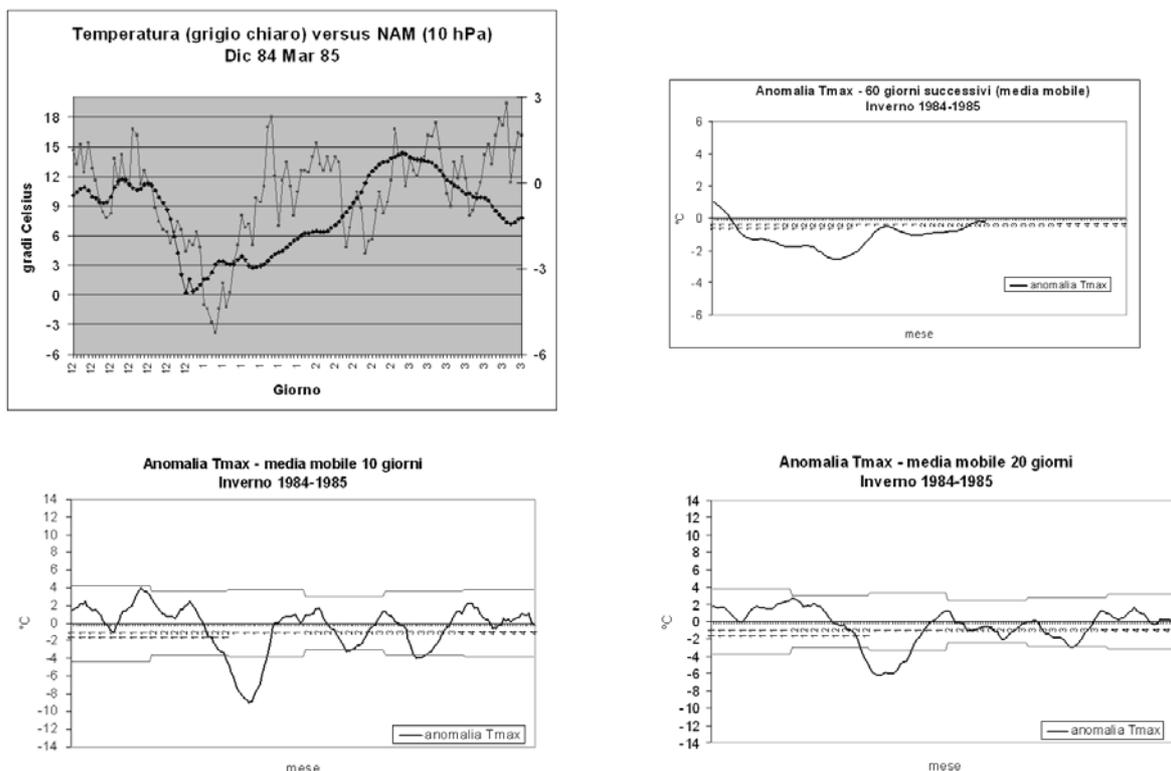


Figura 1: Temperatura e anomalia di temperatura nell'evento di Stratwarming di fine Dicembre 1984

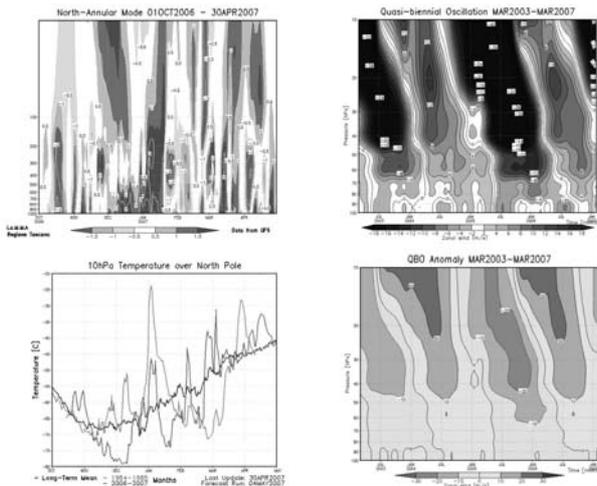


Figura 2: Alcune delle variabili monitorate in stratosfera nell'inverno 2006-2007

un evento di vortice polare stratosferico forte o debole. In questa fase ci siamo focalizzati in particolare sull'aspetto termico e abbiamo verificato sia le medie ai 60 giorni successivi all'anomalia stratosferica sia la presenza nei 60 giorni successivi di periodi con significative anomalie termiche sulla stazione di riferimento. I risultati ottenuti sono in accordo con quanto riportato in letteratura e mostrano una maggiore tendenza a irruzioni di aria fredda/calda in presenza di vortice polare stratosferico debole/forte (Fig. 1).

Successivamente è stata monitorata l'intera stagione invernale 2006-2007 al fine di verificare la risposta troposferica (stazione dello Ximeniano a Firenze) in relazione ad anomalie termiche e di circolazione anche minori rispetto a quelle prese in considerazione da Baldwin e da altri autori. In questa campagna si volevano anche individuare elementi in grado di migliorare la teleconnessione tra circolazione troposferica e stratosferica.

I dati utilizzati per il monitoraggio della stratosfera sono quelli del GFS (*Global Forecasting System*) su una griglia di 0.5 gradi di risoluzione sia in latitudine che in longitudine. Quotidianamente sono stati creati grafici relativi a temperatura, geopotenziale e vento su vari livelli di pressione (10-30-50-70 hPa) con opportune differenze di temperatura su scala settimanale in modo da riconoscere vari tipi di anomalia stratosferica (Fig. 2).

Inoltre, per meglio riconoscere eventi di

major warming, sono state realizzate mappe di sezione longitudinale di temperatura.

Un altro indicatore utilizzato per valutare la presenza di riscaldamento in stratosfera è la temperatura al polo nord ad un'altezza barica pari a 10 hPa. Per avere un quadro più completo e immediato per le valutazioni, si è ritenuto opportuno riportare su un grafico l'andamento da ottobre alla fine di aprile di tale temperatura per quanto riguarda la situazione attuale, confrontata con la media climatologica (ricavata dai dati delle rianalisi *NCEP-NCAR*) e con la situazione di un anno particolarmente interessante per il fenomeno di stratoswarming come il 1984-1985, in cui si ricorda un inverno particolarmente rigido.

Un ulteriore ingrediente utilizzato per monitorare le anomalie stratosferiche è il NAM che costituisce un pattern di variabilità climatica a scala emisferica, che spiega circa il 30% della varianza totale nei campi di geopotenziale e vento delle latitudini extra-tropicali. In particolare, il NAM descrive la variabilità nelle anomalie di flusso atmosferico, cioè quelle non associate con il ciclo stagionale. Il NAM viene calcolato come profilo verticale a diverse quote bariche; alla quota barica di

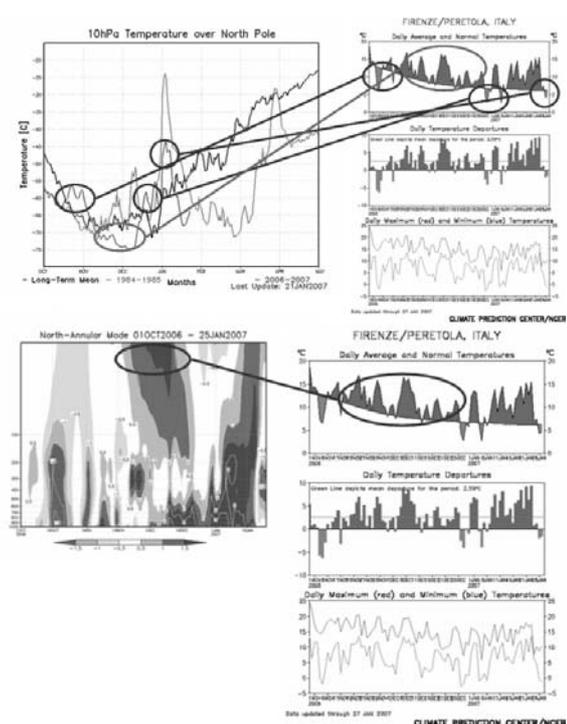


Figura 3: Alcune delle variabili monitorate in stratosfera nell'inverno 2006-2007

1000 hPa coincide con l'AO (*Arctic Oscillation*) la cui influenza sulla frequenza di perturbazioni (e quindi in ultima analisi su temperatura e pioggia) nella zona americana e eurasiatica è stata oggetto di diversi lavori ed è ormai universalmente riconosciuta. Infine tra gli indicatori presi in considerazione per il monitoraggio della Stratosfera abbiamo preso in considerazione la QBO che rappresenta un'oscillazione (da *esterlies* a *westerlies* e viceversa) quasi periodica (con periodo medio di 28-29 mesi) del vento stratosferico nella regione tropicale. L'ampiezza della fase *esterlies* è circa due volte più forte di quella *westerlies* e il moto verso il basso è più irregolare.

Verso la fine di questa campagna di monitoraggio sono stati introdotti i flussi di calore e di momento (*Eddy Heat Flux* e *E-P flux*) i cui risultati devono ancora essere analizzati.

Questa campagna di monitoraggio della stratosfera si inquadra in un discorso più ampio volto a verificare se i cambiamenti climatici avvenuti negli ultimi anni in troposfera sono coincisi con cambiamenti di circolazione anche nella stratosfera in modo da avere utili indicazioni sui meccanismi con cui avvengono tali cambiamenti.

3 RISULTATI

3.1 Analisi dell'inverno 2006-2007

Nell'inverno 2006-2007 abbiamo registrato una sola anomalia principale di NAM secondo la classificazione di Baldwin (NAM > 1,5 alla 10 hPa sul finire del mese di Novembre 2006). In accordo con quanto troviamo in letteratura i 60 giorni successivi sono stati caratterizzati anche in Italia e anche sulla stazione di Firenze-Ximeniano da temperature estremamente miti e da una siccità molto marcata, che in molte stazioni italiane ha rappresentato il valore record della serie storica (fig. 3).

Per quanto riguarda invece le situazioni di vortice stratosferico debole non fu registrata nessuna anomalia principale (NAM ≤ 3,0) ma solo anomalie secondarie conseguenti ad attenuazione o deformazione del vortice polare.

Tuttavia anche dalle anomalie secondarie (fig. 3) abbiamo ricavato interessanti informazioni che saranno approfondite in successivi studi. Le deformazioni o attenuazioni del vortice polare stratosferico riconosciute nella stagione invernale 2006-2007 sono state 5 di cui 4 sono state seguite a distanza variabile di tempo (in media 7-10 giorni) da brevi irruzioni di aria fredda anche sulla nostra penisola, la quinta anomalia non è stata seguita da nessuna rilevante irruzione di aria fredda addirittura in Europa. L'aspetto rilevante osservato, degno per noi di approfondimento, è che, soprattutto per le deformazioni minori del vortice stratosferico, per stabile la direzione dell'afflusso di aria fredda è molto importante la direzione principale del vortice polare deformato. Tenendo in considerazione questo particolare era evidente che l'aria fredda e la conseguente anomalia stratosferica dei primi di febbraio avrebbe interessato solo gli Stati Uniti d'America e, in seconda battuta l'Asia.

4 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton, 1999: Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *J. Geophys. Res.*, 104, 30 937–30 946.
- A. J. Charlton, and A. O'Neill, 2003: Stratospheric memory and extended-range weather forecasts. *Science*, 301, 636–640.
- Baldwin, M.P. and T.J. Dunkerton, 2001: Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes, *Science*, 244, 581-584
- Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, 2001: Regional climate impacts of the Northern Hemisphere annular mode. *Science*, 293, 85-89.
- Gillett, N.P., Baldwin, M.P., Allen, M.R., 2001: Evidence for nonlinearity in observed stratospheric circulation changes. *Journal of Geophysical Research* 106, 7891–7901.

Caratterizzazione della variabilità spazio-temporale del vapor d'acqua come diagnostico per un modello di clima

G. L. Liberti¹, F. Congeduti¹, D. Dionisi¹, C. Transerici¹, L. Velea¹, F. Cheruy²

¹*Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Roma, Italia*

²*LMD-IPSL, CNRS/UPMC, Paris, France.*

g.liberti@isac.cnr.it

SOMMARIO: Sono descritte un insieme di attività in corso all'ISAC-CNR, in collaborazione con LMD-CNRS (Francia), per caratterizzare, tramite osservazioni, la distribuzione spazio-temporale del vapor d'acqua in Area Mediterranea al fine valutare la capacità di riprodurle di un modello di clima. I test sviluppati riguardano principalmente l'analisi della specificità del Mediterraneo sia in confronto ad oceani che terra, il ciclo diurno, la correlazione verticale, la *subgrid variability*. Le osservazioni utilizzate provengono da differenti sorgenti in funzione della caratteristica di variabilità che si vuole descrivere. Principalmente sono utilizzati radiosondaggi per quanto riguarda la caratterizzazione della distribuzione verticale mentre per la caratterizzazione spaziale sono stati considerati prodotti derivati da osservazioni telerilevate da satellite. Risultati preliminari del confronto tra caratteristiche osservate e simulate sono mostrati utilizzando i campi di vapor d'acqua simulati dal modello LMDZOR, *regionalizzato e forzato*, per l'anno 2000 ogni 30' ed alla risoluzione spaziale di circa 50 km.

1 INTRODUZIONE

Il vapor d'acqua rappresenta senza dubbio la variabile atmosferica più importante per la definizione di clima di una determinata regione. Dalla sua distribuzione e variabilità spazio-temporale dipendono nubi e precipitazioni così come il bilancio radiativo atmosferico e superficiale. L'articolo descrive l'insieme di attività in corso presso l'ISAC-CNR, in collaborazione con LMD-CNRS (Francia), volte allo sviluppo di strumenti per lo studio delle caratteristiche di variabilità spazio-temporale del vapor d'acqua sul Mediterraneo. L'interesse per l'area Mediterranea, e l'uso conseguente di un modello di clima regionalizzato, deriva dall'alta sensibilità, in termini socio economici, di tale area a cambiamenti anche modesti di variabili climatiche. Infatti il Mediterraneo è collocato tra le zone aride subtropicali e le medie latitudini, presenta una

morfologia complessa (orografia rilevante, abbondanza di penisole, isole e di coste in generale, batimetria fortemente variabile) che sembra siano all'origine di caratteristiche peculiari rispetto sia ad aree oceaniche e continentali alla stessa latitudine. Le caratteristiche osservate sono dedotte dall'analisi di dati provenienti da differenti sorgenti in funzione del tipo di variabilità che si vuole descrivere. Attualmente si è in fase di catalogazione delle possibili sorgenti di dati, delle loro caratteristiche in termini di disponibilità, di contenuto d'informazione e di accuratezza. Lo studio della variabilità caratteristiche investigate mirano a rispondere ad alcuni interrogativi importanti per una corretta simulazione numerica del vapor d'acqua sia riguardo alla distribuzione alla risoluzione orizzontale del modello sia alle ipotesi sulla distribuzione all'interno dei volumi minimi considerati dal modello (*sub-grid variability*).

2 IL MODELLO DI CLIMA LMDZ4-OR

Il modello di clima LMDZOR segue l'approccio *zooming* per quanto riguarda la regionalizzazione (ovvero risoluzione orizzontale variabile e ottimizzata nell'area di interesse). Nelle simulazioni utilizzate nei confronti preliminari (anno 2000 ogni 30' ed alla risoluzione spaziale di circa 50 km) il modello atmosferico è accoppiato a un modello di superficie e di vegetazione. Una descrizione dettagliata del modello e dell'approccio del forzaggio è contenuta in Hourdin et. al., 2006, e Condreau *et al.*, 2007. Per quanto riguarda il vapor d'acqua un aspetto importante, all'interno di un modello numerico di clima, oltre alla sua variabilità al livello di maglia e quello della variabilità all'interno della maglia. Infatti, l'equazioni diagnostiche del modello permettono di calcolare il contenuto di vapor d'acqua all'interno di ogni singolo volume atmosferico che costituisce la griglia del modello. Tuttavia, alcuni processi come la formazione delle nubi, sono regolati da scale spaziali inferiori a quelle esplicitamente considerate dal modello. Si introduce il concetto di distribuzione (*PDF probability distribution function*) per tener conto della probabile variabilità del contenuto di vapor d'acqua, in termini di umidità specifica, all'interno di ogni volume considerato. Per esempio, per le nubi non convettive, la *PDF* adottata nel modello LMDZOR per l'umidità totale q_t (vapore+condensata) è un funzione log-normale generalizzata (Hosking and Wallis, 1994) che una volta fissato il valore 0 come valore minimo possibile, dipende unicamente da 2 parametri il valor medio q_t e la varianza σ . La varianza è espressa come funzione del valor medio, ovvero:

$$\sigma = r(p) \cdot q_t$$

Dove il coefficiente r , determinato empiricamente, varia linearmente col la pressione tra il valore alla superficie (0,05) e quello a 300 hPa (0,33). Diverso è l'approccio per la *PDF* dell'umidità nel caso di nubi convettive (Bony and Emanuel 2001). Poiché da tale

distribuzione dipende la quantità di acqua condensata all'interno del volume, risulta evidente l'importanza di cercare di caratterizzare, tramite osservazioni, la distribuzione spaziale *fine* del vapor d'acqua.

3 OSSERVAZIONI

Le osservazioni analizzate per descrivere le caratteristiche del vapor d'acqua provengono da diverse sorgenti. Un primo lavoro, tuttora in corso, consiste nel recensire tali possibili sorgenti e documentarle in termini di: accuratezza, contenuto d'informazione, copertura spaziale e temporale, risoluzione spaziale, frequenza di campionamento, accessibilità ai dati ed ad eventuali programmi d'elaborazione. È evidente un determinato tipo d'osservazione può essere più o meno utile a seconda del tipo di variabilità che si vuole descrivere. Nel seguito riportiamo informazioni sui principali *dataset* attualmente in esame. Tuttavia altre sorgenti d'informazioni accessibili sono tuttora in fase di analisi. Tali fonti includono stime basate sull'occultazione del segnale GPS (da satellite tacc.cwb.gov.tw/en/index.htm o da stazioni al suolo www.epncb.oma.be) o sulla fotometria nel visibile (aeronet.gsfc.nasa.gov).

Radiosondaggi: il radiosondaggio nonostante la scarsa copertura spaziale, soprattutto in mare aperto, e la frequenza temporale, rimane una misura fondamentale per la descrizione della struttura verticale dell'atmosfera. Esistono varie banche dati contenenti radiosondaggi dagli anni '50 ad oggi. Da un confronto sulla qualità e completezza tra 3 archivi (raob.fsl.noaa.gov, weather.uwyo.edu www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/igra) facilmente accessibili ed ampiamente usati dalla comunità scientifica, sebbene sostanzialmente derivati dalla stessa sorgente d'informazioni primarie (le osservazioni TEMP inviate su GTS) è risultato interessante l'archivio IGRA (Durre *et al.*, 2006). In Figura 1 sono riportate le posizioni delle stazioni presenti in tale archivio indipendentemente dalla durata della serie temporale di osservazioni effettivamente

disponibili. Risulta evidente che, nonostante vi sia un numero relativamente alto di stazioni costiere, qualora si voglia investigare la reale struttura verticale, in particolare nello strato limite, dell'atmosfera sul Mare Mediterraneo, è necessario includere misure effettuate in mare aperto ovvero, sondaggi effettuati da VOS (Voluntary Observing Ships) nell'ambito del programma WMO: ASAP (Automated Shipboard Aerological Programme) o effettuati da R/V durante campagne di misura. La Figura 1 riporta la posizione dei sondaggi ASAP dal 1980 al 2006 (~1000) nell'area d'interesse.

Il limite maggiore delle misure da radiosonde è la copertura spaziale. Con le osservazioni disponibili (Fig. 1) è per esempio impossibile una corretta caratterizzazione delle scale di variabilità spaziale. Stime del vapor d'acqua da satellite principalmente basati su radiometria passiva nelle microonde (vedi ad es. vari prodotti su www.ssmi.com) possono essere utilizzati per tale tipo di analisi. I campi di vapor d'acqua prodotti e distribuiti nell'ambito del progetto NVAP (eosweb.larc.nasa.gov/PRODOCS/nvap/table_nvap.html) oltre ad integrare informazioni provenienti dai suddetti radiometri, forniscono anche una stima della distribuzione verticale del vapor d'acqua. In particolare gli ultimi 2 anni dell'archivio (2000-2001) denominati NG (New Generation) differiscono dai precedenti anni sia per risoluzione spaziale (50 km), per numero di livelli atmosferici, per frequenza temporale (12 ore) e per strumenti utilizzati per ottenere il vapor d'acqua.

Infine come sorgente di dati ad alta risoluzio-

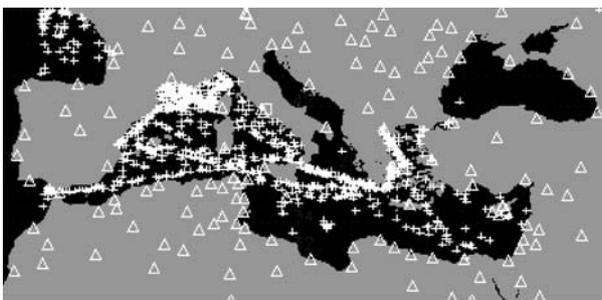


Figura 1: Posizione delle stazioni di radiosondaggio contenute nel database IGRA (Δ), dei radiosondaggi ASAP (+) e del Lidar Raman CNR-Tor Vergata (\square).

ne verticale e temporale si è identificato il *lidar Raman* dell'ISAC-CNR di Tor Vergata (Congeduti *et al* 1999). Tale tipo di misura è indispensabile per caratterizzare scale di variabilità temporale e verticale altrimenti non risolvibili ne tramite sondaggi tradizionali ne da satellite.

4 ESEMPI DI RISULTATI

In questa sezione sono descritti alcuni esempi delle analisi attualmente in corso.

Auto correlazione verticale. La figura 2 mostra per l'intervallo di pressioni corrispondente 10 livelli di coordinata verticale σ (Hourdin *et al.*, 2006) più bassi del modello di clima il profilo di coefficiente di correlazione calcolato tra la serie temporale di valori di rapporto di mescolamento al livello di riferimento e quella agli altri livelli. Ogni pannello si riferisce ad un livello σ e riporta 5 curve. Le curve rosse sono ottenute dall'analisi dei radiosondaggi di 2 stazioni nel Mediterraneo (WMO # 16429 e 16460). La curva nera è invece ottenuta dall'analisi dei campi simulati dal modello LMDZOR nella maglia corri-

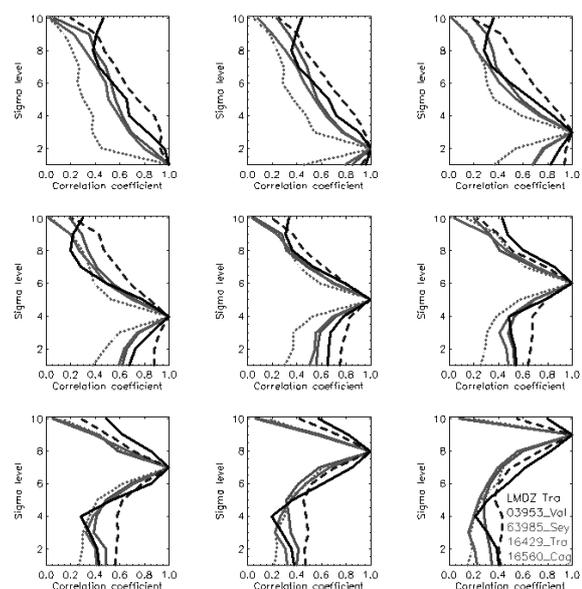


Figura 2: Coefficiente di correlazione tra mixing ratio ad un dato σ level e mixing ratio agli altri sigma levels per i 10 più bassi σ levels calcolato per 4 stazioni di sondaggi ed una maglia del modello

spondente alla stazione 16429. Per confronto sono riportate le curve equivalenti calcolate per dei siti costieri in zone climatiche differenti ovvero nel Nord Atlantico (Valentia, Irlanda 51.93°N 10.20°W, WMO # 3953) e nell'Oceano Pacifico Tropicale (Seychelles, 4.66°S 55.53°E WMO # 63985).

Rappresentatività delle stazioni costiere per rappresentare il mare aperto. Approfittando del fatto che sporadicamente dei sondaggi da VOS vengono effettuati relativamente vicini a stazioni di radiosondaggio su terraferma, è possibile confrontare i profili misurati ed eventualmente valutare la dipendenza dalla distanza della differenza osservata.

Determinazione della PDF. Si è visto (Sez. 2) come i modelli di clima assumano una distribuzione (PDF) del vapor d'acqua all'interno dei volumi atmosferici e come la scelta di tale PDF sia fondamentale per la il calcolo dell'acqua condensata. Assumendo l'avvezione come unico meccanismo responsabile per la variabilità in un determinato intervallo di tempo, ed assumendo una velocità media di avvezione è possibile definire, all'interno di una serie temporale di profili derivati dal lidar Raman, un volume, contenente un insieme di stime di rapporto di mescolamento del vapor d'acqua, che approssima le dimensioni della magia del modello di clima. Di conseguenza, è possibile calcolare le proprietà della distribuzione dei valori di vapor d'acqua all'interno di tale volume. Le proprietà calcolate forniscono informazione utile sulla correttezza della PDF adottata nel modello.

Ciclo diurno. Lo studio dell'eventuale occorrenza di ciclo diurno nella struttura verticale del vapor d'acqua (ad es: Liberti *et al.*, 2002) ed il confronto tra osservazioni e modello forniscono informazioni utili sia per comprendere l'importanza relativa dei processi responsabili per la variabilità temporale del vapor d'acqua sia per diagnosticare eventuali deficienze del modello nel riprodurre i suddetti processi.

5 CONCLUSIONI

Sono presentate una serie di attività in corso per lo studio delle caratteristiche di variabilità spaziale e temporale del vapor d'acqua in area Mediterranea. I risultati preliminari sono in corso di analisi. L'obiettivo finale è l'utilizzo della caratterizzazione della variabilità come strumento diagnostico per un modello di clima. A tal fine è necessario un intenso lavoro nella selezione delle osservazioni da analizzare, nella stima dell'accuratezza e nello sviluppo di metodi di analisi che possano essere applicati ai campi simulati dal modello di clima per produrre confronti significativi.

6 RICONOSCIMENTI

L'attività descritta è finanziata parzialmente dal progetto 'AEROCLOUDS' del MIUR.

7 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Coindreau, O. *et al.*, 2007: Assessment of Physical Parameterizations Using a Global Climate Model with Stretchable Grid and Nudging. *Mon. Wea. Rev.*, 135, 1474–1489.
- Congeduti, F. *et al.*, 1999: The multiple mirror lidar "9-eyes", *J. Opt. A: Pure Appl. Opt.*, 1, 185-191.
- Durre, I. *et al.*, 2006: Overview of the Integrated Global Radiosonde Archive. *J. of Climate*, 19, 53-68
- Hourdin F. *et al.* 2006: The LMDZ4 general circulation model : climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Clim Dyn* 2006 , 27, 787-813
- Liberti, G. L. *et al.* 2002: Analysis of the diurnal variations of the humidity vertical structure over the Mediterranean area. 2002 EGS General Assembly, Nice, France. EGS02-A-03997

Valutazione delle nubi simulate da un modello di clima (LMDZOR) in Area Mediterranea tramite dati da satellite

G. L. Liberti¹, F. Cheruy²

¹*Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Roma, Italia*

²*LMD-IPSL, CNRS/UPMC, Paris Cedex 05, France.*

g.liberti@isac.cnr.it

SOMMARIO: Sono descritte le attività in corso all'ISAC-CNR, in collaborazione con LMD-CNRS (Francia), per valutare la capacità di un modello di clima di riprodurre caratteristiche osservate di variabilità temporale della copertura nuvolosa in area Mediterranea. Si è utilizzato un modello di clima (LMDZOR) *regionalizzato e forzato* ed osservazioni ad alta risoluzione spazio/temporale. Sono stati analizzati 6 mesi (giugno-novembre 2000) di osservazioni e corrispondenti uscite del modello ogni 30'. La copertura nuvolosa osservata è ottenuta da dati IR METEOSAT. Per quanto riguarda la coincidenza spaziale ed il problema della differente risoluzione spaziale, si assume che all'interno della regione d'interesse sia possibile identificare sotto-regioni in cui la nuvolosità è legata agli stessi forzanti locali. Tali sotto-regioni, la cui procedura di definizione è riportata, sono trattate come unico punto. Sotto tale ipotesi, vengono confrontate le caratteristiche dell'evoluzione temporale delle nubi nel modello con quelle osservate. Sono riportati esempi di applicazioni e discussi possibili miglioramenti.

1 INTRODUZIONE

L'articolo descrive l'insieme di attività in corso presso l'ISAC-CNR, in collaborazione con LMD-CNRS (Francia), volte allo sviluppo di strumenti per la valutazione della capacità di un modello di clima regionale (LMDZOR) di riprodurre le caratteristiche osservate di variabilità temporale della copertura nuvolosa in area Mediterranea. L'interesse per l'area Mediterranea, e l'uso conseguente di un modello regionale, deriva dall'alta sensibilità, in termini socio economici, di tale area a cambiamenti anche modesti di variabili climatiche. Le caratteristiche osservate sono dedotte dall'analisi di dati da satelliti geostazionari della serie METEOSAT alla massima risoluzione spaziale e temporale. Gli strumenti diagnostici presentati sono stati sviluppati e testati su una serie temporale di 6 mesi (giugno-novembre 2000) con cadenza di 30' di osservazioni da satellite e

corrispondenti uscite del modello. L'approccio presentato affronta attraverso: l'uso di osservazioni ad alta risoluzione spaziale e temporale, lo sviluppo di diagnostici basati sul confronto delle caratteristiche di variabilità temporale (piuttosto che sul valore assoluto della copertura nuvolosa) e l'introduzione del concetto di sottoregioni (vedi sez. 4) alcuni dei problemi rilevanti che si presentano nello sviluppo di simili diagnostici.

2 IL MODELLO DI CLIMA LMDZ4-OR

Il modello di clima LMDZ4-OR segue l'approccio *zooming* per quanto riguarda la regionalizzazione (ovvero risoluzione orizzontale variabile e ottimizzata nell'area di interesse). Nelle simulazioni analizzate il modello atmosferico è accoppiato a un modello di superficie e di vegetazione. Una descrizione dettagliata del modello e dell'approccio del forzaggio è contenuta in Hourdin *et al.*, 2006, e

Condreau *et al.*, 2007. Il modello produce, per ogni volume una copertura nuvolosa funzione delle variabili all'interno del volume stesso. Tuttavia, sia per calcolare, all'interno del modello, gli effetti radiativi, sia, nel nostro caso, per confrontare la copertura nuvolosa del modello con quella bi-dimensionale osservabile da telerilevamento passivo da satellite, è necessario introdurre una schema che descriva la posizione relativa, all'interno delle maglie, dell'area coperta dalle nubi (schema di *overlap*). La sensibilità nel calcolo della copertura nuvolosa allo schema di overlap adottato è di conseguenza alta. Poiché si desidera verificare i moduli del modello responsabili per la formazione e dissipazione della nube è importante minimizzare l'effetto di tale schema che è generalmente indipendente dai moduli menzionati. A tal proposito sono stati sviluppati diagnostici basati sulle caratteristiche di variabilità temporale della copertura nuvolosa piuttosto che sul valore assoluto. Sebbene il modello di clima adottato uno schema del tipo *maximum random overlap*, nel presente lavoro, per ogni passo temporale e maglia sono stati calcolati 2 valori estremi di copertura nuvolosa assumendo massimo e minimo ricoprimento verticale delle aree nuvolose.

3 DATI DA SATELLITE

La copertura nuvolosa osservata è stimata a partire dalle temperature di brillantezza T_b ottenute da misure del canale in finestra nell'Infrarosso (IR) Termico ($\sim 10 \mu\text{m}$) acquisite dal satellite METEOSAT. Sebbene siano disponibili prodotti di copertura nuvolosa ricavati dallo stesso insieme di dati si è optato per produrli a partire da un algoritmo specifico. Infatti tali prodotti, al fine di ottimizzare l'informazione contenuta nelle osservazioni METEOSAT, includono l'uso, quando possibile, dei dati del canale nel visibile. Ciò si ripercuote su una differente sensibilità, funzione dell'illuminazione solare, che può introdurre variabilità temporali dovute piuttosto al cambio di algoritmo che alla nuvolosità stes-

sa. La stima della copertura nuvolosa da satellite è basata su una singola soglia definita per ogni pixel ogni slot ed ogni mese con una procedura simile a quella descritta in Liberti e Cheruy, 2006. Sono stati utilizzati due metodi distinti per ricavare le soglie di classificazione, e di conseguenza due stime della copertura nuvolosa. Ciò al fine, principalmente, di testare la dipendenza dei risultati ottenuti dalla procedure di stima della copertura nuvolosa.

4 DESCRIZIONE DELL'APPROCCIO

Il presente studio si basa su due aspetti principali che lo distinguono:

Lo sviluppo di diagnostici basati sul confronto delle caratteristiche di variabilità temporale, piuttosto che sul valore assoluto della copertura nuvolosa, presenta il vantaggio di minimizzare le incertezze dovute sia allo schema di overlap (nel modello) che alla definizione di copertura nuvolosa (nei dati da satellite), inoltre produce informazioni facilmente interpretabili in termini delle componenti, ed i processi fisici che esse rappresentano, che costituiscono l'insieme del modello di nube (per es. problemi nella rappresentazione dei processi responsabili del decadimento di un sistema nuvoloso).

L'introduzione di sottoregioni ovvero i diagnostici sviluppati sono basati sull'ipotesi che all'interno della regione d'interesse sia possibile identificare sottoregioni in cui la nuvolosità è legata agli stessi forzanti locali.

Tali sottoregioni sono trattate come un unico punto su cui viene calcolato un valore di copertura nuvolosa ogni $30'$. Sotto tale ipotesi, a prescindere dall'esatta collocazione spaziale e coincidenza temporale, si confrontano le caratteristiche dell'evoluzione temporale delle nubi nel modello con quelle osservate. Tale approccio permette, oltre a risolvere il problema della differente e allo stesso tempo variabile risoluzione spaziale, di minimizzare l'effetto dovuto a variabili d'ingresso generati da moduli del modello differenti da quello delle nubi. Ovvero, si vedrà nella sezione suc-

cessiva, che la maggior parte dei test ricavano le caratteristiche temporali delle nubi indipendentemente nelle 2 serie temporali per poi confrontarle. Ovvero, a prescindere dall'esatta coincidenza temporale, che potrebbe peraltro essere dovuta a fattori differenti dalle nubi, si assume che una volta presenti le condizioni per sviluppare una nube tale nube debba svilupparsi nel modello secondo le stesse caratteristiche osservate.

La procedura per definire le sotto-regioni si basa sull'ipotesi che, una volta identificata una variabile legata principalmente all'attività nuvolosa, è possibile identificare, all'interno della regione d'interesse, sotto regioni caratterizzate da correlazione spaziale relativamente alta della variabile selezionata. La definizione di sottoregioni è stata effettuata sulla base delle osservazioni da satellite e le sottoregioni così ottenute sono state definite nella griglia del modello.

La variabile selezionata è la differenza tra il valore osservato di T_b ed il valore della moda della distribuzione, per quel pixel e quella slot/mese. Tale scelta, è mirata a minimizzare la correlazione dovuta alla superficie (responsabile principale su terra della variabilità diurna). Sono state anche esaminate altre variabili.

La procedura per la definizione delle sottoregioni è la seguente:

1. si definisce soggettivamente un pixel di riferimento iniziale ad es. al centro dell'immagine. Per ogni pixel nell'area d'interesse si calcola il coefficiente di correlazione tra la serie temporale della variabile nel pixel selezionato e quella ottenuta nel pixel di riferimento. Si otterrà una mappa di valori di coefficiente di correlazione.
2. si identifica all'interno di tale mappa il pixel con correlazione più bassa con il pixel di riferimento. Tale pixel, che si assume il più indipendente in termini di forzaggi, viene assunto come nuovo pixel di riferimento.
3. si calcola la nuova mappa di coefficienti di correlazione considerando il nuovo pixel di riferimento e si costruisce una nuova

mappa composta ottenuta selezionando per ogni pixel il valore più alto di coefficiente di correlazione finora trovato. A ogni pixel è associato un indice che contiene l'informazione sul pixel di riferimento con cui tale pixel ha la correlazione massima.

4. si analizza la matrice composta dei coefficienti di correlazione e si identifica, nel pixel col valore minore di coefficiente di correlazione, il nuovo pixel di riferimento.
5. si ripete 3 e 4 fino a che non si è ottenuto il numero desiderato di sottoregioni.
6. si definiscono sottoregioni l'insieme dei pixel che hanno il massimo della correlazione con il medesimo punto di riferimento.

Intuitivamente le definizioni di sottoregioni derivate da tale procedure dipendono da:

- la variabile utilizzata
 - la serie temporale analizzata
 - il punto iniziale
 - il criterio di arresto della procedura iterativa.
- Tali aspetti sono stati parzialmente analizzati e sicuramente, qualora risulti interessante seguire tale approccio, è necessario uno sforzo specifico per definire una procedura robusta e delineare la sensibilità ai criteri soggettivi applicati nella procedura.

5 ESEMPI RISOLUTIVI

In questa sezione sono descritti alcuni esempi di test diagnostici sviluppati. Attualmente i risultati sono in fase di analisi al fine di stimare il contenuto d'informazione utile.

Distribuzione delle derivate temporali. A partire dalle serie temporali di copertura nuvolosa, per ogni sottoregione, viene calcolata la distribuzione in frequenza della derivata temporale della copertura nuvolosa. Differenze in tale distribuzione contengono informazioni su eventuali anomalie (ad es: velocità di crescita troppo rapida) sistematiche del modello rispetto alle osservazioni. Oltre a confrontare la distribuzione è interessante confrontare la simmetria di tali distribuzioni.

Auto de-correlazione temporale. Per ogni sottoregione, per una determinata sorgente di

stima della copertura nuvolosa (per es. osservazioni) si calcola la correlazione tra il valore di copertura a ogni passo temporale e quello ad un passo temporale successivo di un intervallo temporale dato. Si grafica successivamente la correlazione calcolata in funzione del valore del passo temporale.

Cross de-correlazione temporale. Per ogni sottoregione si calcola la correlazione tra il valore di copertura da modello a ogni passo temporale e quello da satellite ad un passo temporale precedente o successivo di un intervallo temporale dato. Si grafica successivamente la correlazione calcolata in funzione del valore del passo temporale. Questo test è l'unico, di quelli presentati che assuma la coincidenza temporale tra osservazioni e modello.

Ciclo diurno. Si calcola il ciclo diurno medio della copertura nuvolosa indipendentemente per osservazioni e per il modello. le due curve, una volta normalizzate per il valore massimo, vengono confrontate.

Curva di vita media. Ogni serie temporale è analizzata per identificare i massimi relativi di copertura nuvolosa. Ogni massimo è identificato come evento e all'occorrenza del massimo viene associato il valore 0 su una scala temporale di sviluppo del singolo sistema. L'evento è delimitato dai minimi relativi che si verificano prima e dopo il massimo relativo. Gli eventi così identificati sono successivamente raggruppati in funzione del valore massimi di copertura raggiunta durante l'evento. Partendo dall'ipotesi che vi sia una relazione tra durata di una nube e sua estensione, gli eventi appartenenti alla stessa classe sono mediati ottenendo, sia per le osservazioni che per il modello, una curva media di vita per ogni nube di una certa classe d'estensione. Il confronto di tali curve medie costituisce il diagnostico.

6 CONCLUSIONI

È stato sviluppato un insieme di programmi per analizzare la capacità del modello di clima LMDZOR di riprodurre, sull'area

Mediterranea, le caratteristiche di variabilità temporale delle nubi come osservate da satellite geostazionario. L'analisi del contenuto d'informazione utile, generato da tali programmi, per lo sviluppo ed il miglioramento della descrizione di nubi all'interno del modello di clima, è attualmente in corso. Le analisi preliminari confermano che l'approccio adottato minimizza la dipendenza dei risultati ottenuti, in termini di comportamento del modello, sia dallo schema di *cloud overlap*, nel modello, che dalla procedura di stima di copertura nuvolosa da dati da satellite, inoltre evidenziano, consistentemente in diversi test, comportamenti sistematici del modello. Risulta evidente verificare la validità di alcune delle ipotesi utilizzate nello sviluppo dei diagnostici descritti. In particolare, è fondamentale verificare la correttezza del concetto sottoregioni, e la procedura per la loro definizione, all'interno delle quali si assume, non solo che i processi fisici responsabili dell'attività nuvolosa siano omogenei ma anche che la vita di un sistema nuvoloso si svolga principalmente all'interno della sottoregione stessa. Al tal fine, oltre a verificare la robustezza della procedura di definizione delle sottoregioni, si sta procedendo in parallelo allo sviluppo di programmi per lo studio, da un punto di vista lagrangiano, delle nubi.

7 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Hourdin F., *et al.* 2006: The LMDZ4 general circulation model: climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Clim Dyn* 2006, 27, 787-813.
- Coindreau, O. *et al.*, 2007: Assessment of Physical Parameterizations Using a Global Climate Model with Stretchable Grid and Nudging. *Mon. Wea. Rev.*, 135, 1474-1489.
- Liberti G.L. and Cheruy F., 2006: Tropospheric dryness and clouds over tropical Indian Ocean. *Atmos. Res.*, 82, 276-293.

Diagnostici basati su disaggregazione spazio-temporale per la valutazione delle nubi in un modello di clima

F. Cheruy², F. Aires², G. L. Liberti¹

¹*Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Roma, Italia*

²*LMD-IPSL, CNRS/UPMC, Parigi, Francia*

cheruy@lmd.jussieu.fr

SOMMARIO: Sono descritte le attività in corso all'LMD-CNRS (Francia), in collaborazione con ISAC-CNR, per valutare la capacità di un modello di clima di riprodurre caratteristiche osservate della copertura nuvolosa in area Mediterranea. Il modello di clima (LMDZOR) *regionalizzato* e *forzato* permette il confronto con osservazioni a scala giornaliera (METEOSAT). A partire dei campi simulati sono stimate, per una risoluzione equivalente a quella delle osservazioni, le distribuzioni all'interno delle maglie delle proprietà delle nubi e del cielo sereno tramite il simulatore ISCCP. A scala regionale, sono state definite 6 classi in base a pressione della sommità e spessore ottico delle nubi. Le distribuzioni delle caratteristiche dinamiche relative ad ogni classe sono ricavate dalle simulazione del modello e dalle re-analisi e sono tra loro confrontate. A scala locale, serie temporali d'istogrammi di distribuzioni delle proprietà delle nubi e di temperature di brillantezza simulate e osservate sono confrontate acquisendo informazioni utili sia per lo sviluppo di nuove parametrizzazioni sia per aggiustamenti della versione attuale del modello per simulazioni di scenari.

1 INTRODUZIONE

La necessità di poter stimare l'impatto di cambiamenti climatici a scala regionale è una priorità che vede impegnata la comunità scientifica nello sviluppo di modelli numerici adeguati per la simulazione del clima. Parallelamente è necessario poter valutare tali modelli alla stessa scala. In questo articolo è analizzata la nuvolosità simulata dal modello atmosferico LMDZ4, (Hourdin *et al.*, 2006) nella versione utilizzata nel recente esercizio di simulazioni per l'IPCC. Nell'approccio descritto il modello di clima è utilizzato con una griglia a risoluzione variabile ottimizzata sulla regione mediterranea. Il modello è guidato a riprodurre la situazione sinottica reale forzando, all'esterno dell'area d'interesse con i campi ottenuti dalle analisi meteorologiche (T, u, v), ciò permette di produrre serie temporali di campi simulati confrontabili con osservazioni a scala giornaliera (METEOSAT) e relativamente alta risoluzione spaziale limitando le possibili sorgenti d'errore dovute all'insieme del modello GCM. Questa

configurazione particolare del modello ha il vantaggio di essere estremamente flessibile e di permettere studi di sensibilità con necessità di risorse di calcolo relativamente limitate. Inoltre permette di utilizzare osservazioni recenti, o relative a campagne sperimentali intensive, per le quali non si dispone di serie temporali sufficientemente lunghe per poter le medie mensili/stagionali o annuali (aggregamento temporale) normalmente utilizzate nella strategia standard di validazione dei modelli numerici di clima. Inoltre adottando la griglia variabile (zooming) è possibile verificare il comportamento del modello a scala regionale se non addirittura locale. Nella configurazione utilizzata il modello ha, nell'area d'interesse, una risoluzione di circa 120 km.

In questo articolo viene presentato un approccio per valutare la nuvolosità simulata dal modello LMDZ4 tenendo conto delle incertezze sia sui campi simulati che sulle osservazioni. Tale metodo può essere utilizzato sia per la valutazione delle parametrizzazioni esistenti con un approccio quasi 3D sia per ottimizzare i vari parametri inclusi nei

moduli di simulazione numerica della versione attuale del modello al fine di migliorare l'attendibilità dei risultati nelle prossimi esercizi di simulazione di scenari. Per quanto riguarda le caratteristiche osservate delle nubi si sono utilizzati i campi di pressione della sommità e di spessore ottico contenuti nell'archivio ISCCP-DX (Rossow and Shiffer, 1999). È stato analizzato un anno (il 2000) di osservazioni alla risoluzione orizzontale di 30 km ad una frequenza di 3 ore è nell'area: 15W-40E, 30N-50N. Al fine di minimizzare possibili cicli diurni indotti dagli algoritmi di telerilevamento delle proprietà nuvolose, sono stati considerati solo i campi stimati alle 1200 UT (circa mezzogiorno locale nell'area d'interesse).

2 DESCRIZIONE GENERALE DELL'APPROCCIO

Le nubi sono tra le variabili atmosferiche più importanti per simulazioni numeriche del clima per la loro importanza sia in termini energetici (effetti radiativi, trasporto di energia sotto forma di calore latente) che in termini di ciclo idrologico. Normalmente, la rappresentazione locale delle nubi all'interno dei modelli di clima è valutata o tramite confronti con misure da siti sperimentali adatti o, alternativamente, tramite confronto con simulazioni effettuate con modelli numerici che contengono in principio una più dettagliata descrizione dei processi d'interesse per la descrizione delle nubi (CRM: Cloud Resolving Models). Nel primo caso il numero di siti sperimentali, o campagne di misura specifiche, è limitato e di conseguenza le conclusioni ottenute da un confronto con i campi equivalenti simulati possono essere poco rappresentative per regimi differenti da quelli in cui si trova il sito. Quanto all'uso dei CRM, poiché sono dei modelli numerici, soffrono di limitazioni sia per la rappresentazione numerica dei processi fisici all'interno del modello sia per la dipendenza dalle condizioni a contorno.

L'impatto delle nubi in una simulazione numerica è un processo a due fasi:

inizialmente, lo schema di nubi stima la copertura nuvolosa all'interno di ogni singola maglia. Tale schema tramite la rappresentazione numerica dei processi di condensazione, evaporazione e preci-

pitazione, calcola la quantità di acqua condensate disponibile per la formazione delle nubi.

In seguito, un algoritmo di sovrapposizione (*overlapping scheme* nel caso dell' LMDZ: *maximum random overlap*) calcola la posizione relativa all'interno delle maglie di una stessa colonna atmosferica, delle porzioni di maglia coperte da nubi. Ciò produce una stima finale della copertura nuvolosa della maglia necessaria per il calcolo dell'interazione con la radiazione.

È evidente che nel calcolo della copertura nuvolosa totale di una colonna atmosferica è necessario fare ipotesi sulla distribuzione delle proprietà delle nubi all'interno di ogni volume atmosferico del modello. Per poter verificare tale ipotesi si dispone, da una parte di osservazioni a risoluzione tali da poter ricavare una distribuzione dall'altra e' necessario applicare una qualche forma di disaggregazione spaziale per simulare la distribuzione all'interno dei singoli volumi di maglia. In questo studio, ciò è ottenuto applicando, ai campi simulati dal modello, un programma, definito simulatore ISCCP (gcss-dime.giss.nasa.gov/simulator.html), specificatamente sviluppato per simulare, a partire dai campi normalmente prodotti da GCM, le stime dei parametri nuvolosi ottenute da satellite.

3 DIAGNOSTICI PRELIMINARI.

Scala Sub-Regionale: Osservazioni e simulazioni sono aggregate in sottoregioni come descritto in Liberti *et al.*, 2007a. L'andamento temporale della copertura nuvolosa simulato dal modello è in buon accordo con quello osservato (Fig. 1). Tuttavia, in termini assoluti, il modello tende a sottostimare la copertura nuvolosa rispetto alle osservazioni ISCCP. 20 % delle osservazioni con bassi valori dello spessore ottico della nube corrisponde a scene senza nubi nel modello. Tuttavia, va considerata anche l'ipotesi che le osservazioni sovrastimino la copertura nel caso di nubi otticamente fini. Per quanto riguarda la distribuzione verticale delle nubi, il confronto preliminare con le osservazioni ISCCP mostra che le nubi alte nel modello sono sovrastimate mentre sono sottostimate quelle medie. La cause di tale disaccordo non sono state ancora identificate e vanno cercate, tra l'altro nella distribuzione verticale del vapor d'acqua,

nella rappresentazione della distribuzione (PDF) all'interno di ogni singolo volume e nella risoluzione verticale del modello. Uno sforzo specifico per valutare la capacità del modello a riprodurre correttamente le caratteristiche osservate del vapor d'acqua è parte della strategia di valutazione del modello in corso (Liberti *et al.*, 2007b).

Per quanto riguarda le situazioni di cielo sereno, l'analisi preliminare dei confronti indica una sottostima dell'ampiezza del ciclo diurno osservato della temperatura di brillanza (Tb). In tal caso lo schema del suolo è il responsabile diretto del comportamento osservato.

Cluster analysis: È stato sviluppato un diagnostico basato sulla definizioni di classi (*cluster analysis*) per confrontare il comportamento di osservazioni e simulazioni a parità di occorrenza di proprietà delle nubi. Le classi sono definite tramite un algoritmo di clustering (K-means) applicato alle stime ISCCP di spessore ottico (TAU) e di pressio-

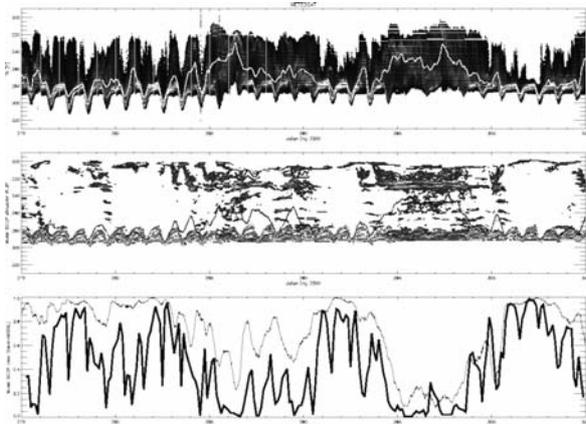


Figura 1: Serie temporale (1-31/10/2000) della distribuzione delle Tb sulla parte orientale della Spagna. Osservazioni (alto) e modello (centro). Corrispondente serie temporale di percentuale di area senza nubi: Modello (linea fine) osservazioni (spessa)

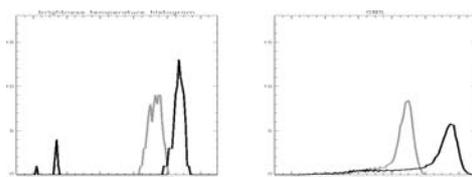


Figura 2: Distribuzione delle Tb sulla parte orientale della Spagna alle 1200 (nero) e 0000 (grigio) LT 1-30/06/2000. (sinistra: modello, destra: osservazioni)

ne della sommità delle nubi (PTOP). Il numero di classi è stato fissato a 6. La Figura 3 mostra gli istogrammi di distribuzione (PDF) delle proprietà delle nubi in ogni classe. Campi osservati (incluse re-analisi) e simulati sono state in seguito classificati sulla base della classe di appartenenza risultante dalle osservazioni ISCCP. Il ciclo annuale delle popolazione di ogni cluster su mare (sopra) e su terra (sotto) e mostrato in Figura 4 per le osservazione (destra) e per il modello (sinistra). Su mare, l'occorrenza di nubi medie basse ed otticamente relativamente dense (ISCCP stratocumulus, proto 6) è sottostimata dal modello. Durante l'estate tale sottostima è parzialmente compensata da una sovrastima di nubi basse e otticamente meno dense (ISCCP: cumulus). Su terra, le nubi basse ed otticamente fini sono drammaticamente sottostimate dal modello (proto 2)

Proprietà della circolazione a larga scala dei clusters. Utilizzando le classi definite con la clustering analysis sono stati costruiti insiemi di variabili a larga scala relative a ciascuna classe. Ad esempio, è stato definito un parametro di stabilità (DTET50) proporzionale alla differenza tra la temperatura potenziale alla superficie e quella alla pressione di 50 hPa inferiore a quella alla superfi-

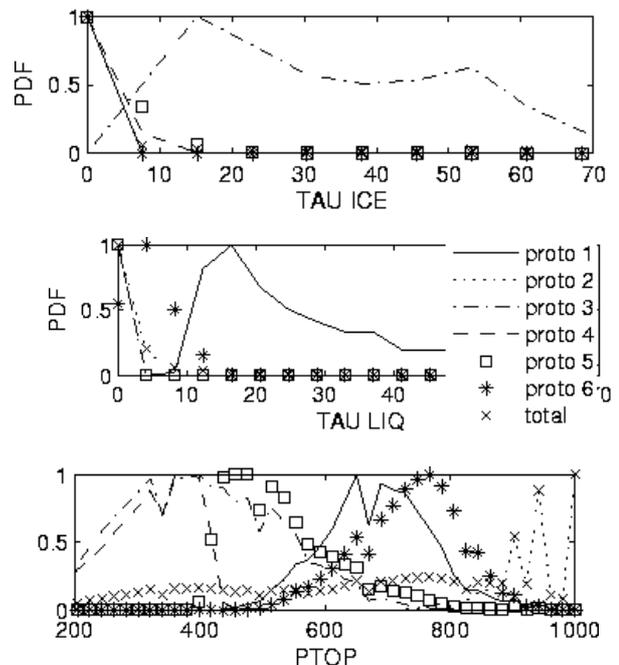


Figure 3: Distribuzioni normalizzate delle proprietà osservate delle nubi. Per TAU le classi sono divise in funzione della fase della nube stimata a partire dal valore centrale della Tb corrispondente a ogni classe.

cie. Valori positivi corrispondono a strato limite convettivo, valori intorno a zero al caso neutro, valori negativi al caso stabile. Le nubi basse e di spessore ottico moderato (classi 2 e 6) corrispondono, come aspettato, principalmente a condizioni instabili per l'insieme ISCCP/ERA40. Per LMDZ si osservano principalmente condizioni di neutralità o stabilità. Ciò evidenzia carenze nella rappresentazione dei processi responsabili per la formazione di nubi nello strato limite. Questo può essere dovuto all'approccio *counter gradient*

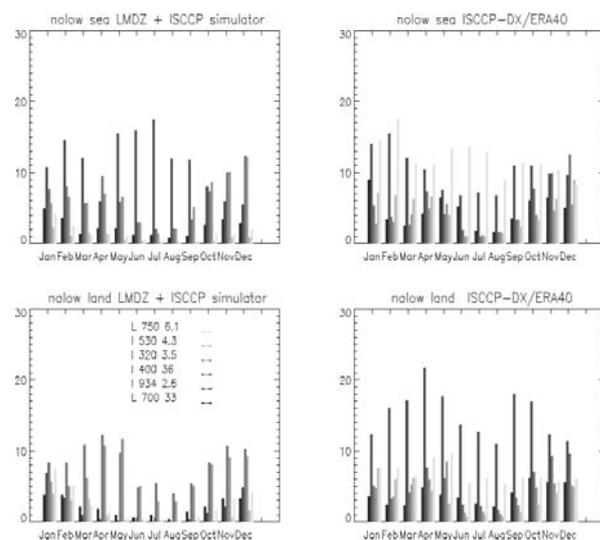


Figura 4: Andamento annuale della popolazione delle classi per osservazioni (destra) e modello (sinistra). I pannelli superiori si riferiscono al mare, quelli inferiori alla terra. Il valore centrale di P_{TOP} [hPa] e TAU e della fase (Liquid o Ice) per ogni classe è riportato, insieme col livello di grigio corrispondente, in legenda.

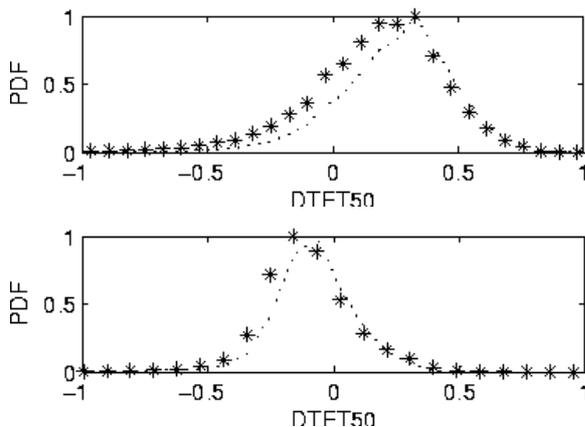


Figura 5: Distribuzione normalizzata del DTET50 per nubi basse e di spessore ottico moderato (classi 2 e 6) su terra. Osservazioni ISCCP combinate con stime della stabilità da ERA40 reanalysis (sopra) e da LMDZ (sotto)

adottato, nella versione utilizzata del modello, per tener conto di strutture coerenti (ad es: termiche). La nuova parametrizzazione, proposta da Rio and Hourdin (2007) dovrebbe portare ad una più realistica descrizione dei processi in questione.

4 CONCLUSIONI

È in corso di sviluppo una serie di diagnostici per valutare la capacità di un modello di clima nel descrivere la nuvolosità nell'area Mediterranea. Alcuni risultati sono riportati, e, sebbene preliminari, dimostrano la capacità di evidenziare problemi nel modello e di permettere possibili connessioni con le variabili prognostiche da cui possono derivare conseguenti miglioramenti delle parametrizzazioni. I diagnostici sviluppati, opportunamente adattati, possono anche essere applicati a studi climatici regionali basati su simulazioni tramite LAM (Limited Area Model). L'applicazione nei diagnostici di osservazioni da satellite di nuova generazione come MSG o da strumentazione attiva deve essere considerata per ridurre le incertezze attualmente contenute nelle stime delle caratteristiche nuvolose.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Hourdin F. *et al.* 2006. The LMDZ4 general circulation model: climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Clim Dyn* 2006, 27: 787-813
- Liberti, G.L. *et al.* 2007a. Valutazione delle nubi simulate da un modello di clima (LMDZOR) in Area Mediterranea tramite dati da satellite. Questo volume.
- Liberti, G.L. *et al.* 2007b. Caratterizzazione della variabilità spazio-temporale del vapor d'acqua come diagnostico per un modello di clima. Questo volume.
- Rossow, W.B., RA Schiffer, 1999: Advances in understanding clouds from ISCCP. *BAMS*, 80: 2261-2287.
- Rio, C. & F.Hourdin, 2007. A thermal plume model for the convective boundary layer: representation of cumulus clouds. *JAS*, in press.

Riduzione dinamica degli scenari climatici a scala di bacino tramite modellistica numerica regionale

M. Pasqui¹, M. Ceseri², G. Maracchi¹, F. Meneguzzo¹, F. Piani¹

¹*Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia*

²*Dipartimento di Matematica, Università di Firenze*

m.pasqui@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: Un metodo di riduzione di scala dinamico particolarmente promettente è rappresentato dall'utilizzo dei modelli atmosferici regionali, comunemente impiegati per le previsioni meteorologiche a medio termine, innestati nei modelli climatici di circolazione globale. Nel presente lavoro è stato simulato, in un contesto di cambiamento climatico, l'evento d'inondazione più significativo occorso nel bacino del fiume del Arno nel 1966. In particolare è stata focalizzata l'attenzione sull'effetto di aumento di temperatura superficiale del mare (SST) nel Mediterraneo e la conseguente modifica della precipitazione, realizzando simulazioni ad alta risoluzione spazio – temporale con il RAMS (Regional Atmospheric Modelling System). Il modello è stato forzato con i campi atmosferici osservati, da NCEP/NCAR Reanalysis, dell'evento ed un campo perturbato di SST. Tale perturbazione è stata costruita nell'ipotesi di un Mediterraneo più caldo secondo la proiezione del modello globale canadese forzato dallo scenario A2 e con tre proiezioni temporali differenti: 2003 - 2013 - 2053.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Durante gli ultimi anni abbiamo assistito ad una proliferazione dei lavori scientifici riguardanti il cambiamento del clima sulla Terra. Tali risultati hanno messo in evidenza quanto veloce possa essere questo cambiamento e quali siano le conseguenze anche al livello regionale. È ormai indubbio (Quarto rapporto dell'IPCC, 2007) come tali cambiamenti siano principalmente dovuti l'attività umana che influenza fortemente l'effetto serra: l'aumento delle concentrazioni dei gas serra nell'atmosfera, in particolare la CO₂, provoca uno squilibrio nella radiazione netta, soprattutto nella tropopausa (forzatura radiativa), che induce, come risposta del sistema climatico, un aumento della temperatura globale in superficie.

Già nel terzo rapporto di valutazione (TAR) dell'IPCC (Houghton *et al.*, 2001) un insieme di simulazioni globali con differenti scenari,

aventi diverse forzanti (solamente naturale, solamente antropogenica e naturale più le forzanti antropogeniche), ha evidenziato l'andamento della temperatura globale osservato. Infatti, mentre la sola forzante naturale non spiega il riscaldamento globale osservato negli ultimi anni, i risultati che considerano tutte le forme delle forzanti: antropogenico più naturale, riescono a riprodurre la variabilità osservata ed in particolar modo gli ultimi 50 anni.

A partire da quei risultati, gli studi sugli effetti dei cambiamenti di clima sulla vita umana e le sue attività si sono moltiplicati, ed in particolare quelli riguardanti il clima delle regioni ad alta densità di popolazione.

La maggior parte degli studi proposti mettono a fuoco il collegamento fra il riscaldamento globale ed il ciclo idrologico influenzato fortemente dai cambiamenti nella temperatura oltre all'intensità ed occorrenza degli eventi estremi come inondazioni e periodi siccitosi.

Yang *et al.*, 2003, ha mostrato come un aumento delle SST globali porta ad un aumento delle precipitazioni globali come conseguenza dell'aumento dell'evaporazione e, così, dell'aumento del vapore acqueo nell'atmosfera. Al contrario, una diminuzione delle SST globali conduce ad un cambiamento delle precipitazioni globali del segno opposto.

Di conseguenza, le SST sembrano essere un fattore chiave nel cambiamento di clima; utilizzando modelli regionali Baldi *et al.*, 2002, ha riscontrato che una perturbazione dei campi di SST estiva nel golfo della Guinea può indurre variazioni della circolazione atmosferica a grande scala sull'Europa ed il bacino del Mediterraneo in particolare; inoltre l'effetto sulla pioggia insiste in una zona più larga di quella interessata dal monzone africano, estendendosi fino alla regione mediterranea. Data l'importanza delle SST nei processi atmosferici, è fondamentale avere dati di SST il più possibile corretti come indicato in Pastor *et al.*, 2001, dove diverse simulazioni con modelli regionali sono state condotte usando i campi di SST da fonti differenti mostrando l'estrema variabilità dei risultati.

Lo scopo del nostro studio è valutare un possibile impatto di cambiamento, per il bacino del fiume del Arno – (superficie di quasi 9200 km²) – con un orizzonte temporale di almeno cinquanta anni nel futuro.

In questo lavoro viene valutata la trasformazione dell'evento dell'inondazione del 3 al 4 novembre 1966 nel quadro dello scenario di cambiamento climatico fornito dal modello globale accoppiato CGCM2 sviluppato dal Centro Canadese per la Modellistica di Clima e dall'Analisi all'università di Victoria, Canada, per lo scenario A2; la forzante atmosferica proviene dalle reanalysis di NCEP/NCAR (Kalnay *et al.*, 1996). La perturbazione proposta ha riguardato soltanto i campi di temperatura superficiale del mare in accordo con il cambiamento climatico. I risultati sono stati confrontati con una simulazione di controllo per valutare la trasformazione dell'evento alluvionale in proiezione di cambiamento climatico. Abbiamo così attuato una

strategia di downscaling dinamico dei dati globali usando il modello regionale (RAMS, Regional Atmospheric Modelling System), che è usato con successo come uno strumento per stima quantitativa della precipitazione (per i dettagli delle simulazioni si veda in Meneguzzo *et al.*, (2004) e Soderman *et al.*, 2003) qui impiegato in modalità climatica (di seguito indicato come RCM).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

La complessità del sistema di clima è ben nota; essa rappresenta il risultato di molti processi che agiscono su un ampio spettro di scale spazio – temporali e che coinvolgono molti componenti fisici quali l'atmosfera, gli oceani, il ghiaccio del mare, la terra, mutualmente interagenti, oltre agli altri fattori esterni come la radiazione solare.

A causa di una tale complessità, una strategia comune adottata nel tempo sia nelle previsioni meteorologiche che in quelle climatiche, è la tecnica chiamata: riduzione di scala “downscaling”. L'idea generale è quella di separare i processi a grande scala da quelli a scale più fine in due passaggi successivi:

1. Usando “un modello globale di circolazione” (GCM) per descrivere le risposte del clima ad una forzante a scala planetaria – modelli numerici con reticoli di calcolo di centinaia di chilometri;
2. Usando i dati delle simulazioni di GCM come input “ad una tecnica di regionalizzazione” per ottenere una descrizione dinamica a scala locale e regionale.

L'elemento più importante sottostante la sopra citata tecnica è la qualità delle forzanti utilizzate, forniti dal GCM; è evidente che dati globali affetti da errori conducono ad informazioni regionali altrettanto errate, pertanto molta attenzione deve essere prestata per scegliere il modello GCM, poiché la regionalizzazione non corregge gli errori della circolazione a grande scala.

Si potrebbe essere condotti a pensare che l'aumento della risoluzione del RCM porti a miglioramento dei risultati. In realtà il vero

miglioramento delle capacità di rappresentazione della dinamica da parte dell'RCM sono raggiunte quando riesce a rappresentare in maniera adeguata i processi fisici che avvengono. Tutte le strategie di calibrazione e configurazione adottate nel presente lavoro sono mutuare dal lavoro Meneguzzo *et al.*, 2004. I campi di SST utilizzati per le simulazioni numeriche sono stati costruiti a partire dai dati osservati COADS e del modello climatico canadesi per le proiezioni future, mediati su un periodo di un quinquennio a cavallo dell'anno di riferimento sull'area del Mediterraneo. In questo modo sono state mediate le SST nel periodo di novembre 1964 – 1968 come rappresentative della proiezione delle SST del novembre 1966; 2001 – 2005 per la proiezione 2003, 2011 – 2015 per la proiezione 2013 ed infine 2051 – 2055 per la proiezione 2053.

3 RISULTATI RILEVANTI

Il modello generale accoppiato di circolazione di seconda generazione è stato sviluppato dal Centro Canadese per la Modellistica di Clima e l'Analisi (CCCma), all'università di Victoria, Canada (per una descrizione dettagliata si veda Flato *et al.*, 2000).

I risultati ottenuti dalle simulazioni ottenute con il modello regionale RAMS sono in accordo con i risultati mostrati in Meneguzzo *et al.*, 2004, sebbene i quantitativi di pioggia totali risultino inferiori. Tali discrepanze sono

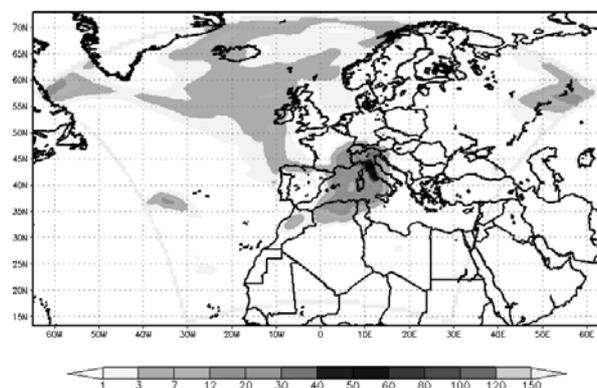


Figura 1: Precipitazione cumulata totale del periodo 3 - 4 novembre 1966, griglia di calcolo con la risoluzione inferiore, forzata da SST osservate.

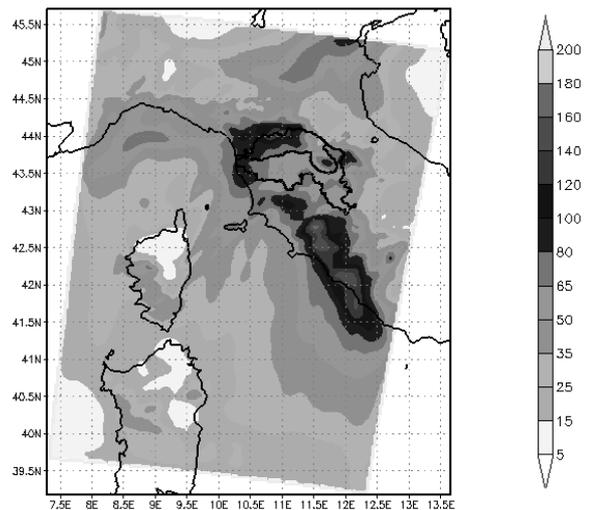


Figura 2: Precipitazione cumulata totale del periodo 3 - 4 novembre 1966, griglia di calcolo con la risoluzione maggiore, forzata da SST osservate.

da ascrivere alle differenze delle temperature superficiali del mare tra i campi osservati, usate in Meneguzzo *et al.*, 2004, e le medie 1964 – 1968 utilizzate per costruire la simulazione Control in questa modalità climatica. Gli andamenti temporali delle precipitazioni sono del tutto paragonabili a quelli mostrati in Meneguzzo *et al.*, 2004.

Il quantitativo totale cumulato simulato invece risulta incrementato in modo progressivo all'aumentare dell'orizzonte futuro fino ad un massimo del 30% come media areale sul bacino come in Figura 3.

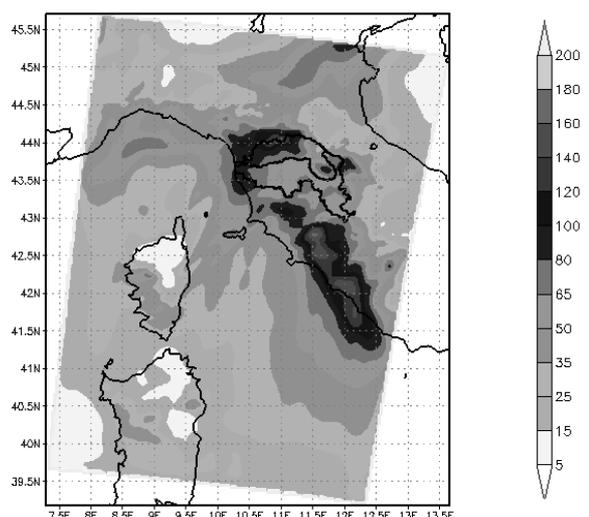


Figura 3: Media areale, sul bacino del fiume Arno, della precipitazione della terza griglia di calcolo con la maggiore risoluzione spaziale, con SST delle diverse proiezioni climatiche.

4 PROSPETTIVE FUTURE

L'utilizzo della modellistica numerica regionale rappresenta una promettente strada per aumentare la risoluzione spaziale dell'informazione climatica per una descrizione dei meccanismi di cambiamento a scala regionale. Tale strada potrebbe essere particolarmente significativa per evidenziare singoli meccanismi fisici che, sotto l'ipotesi di un cambiamento climatico, possono subire una modificazione e che i modelli climatici globali, a bassa risoluzione spaziale, non sono in grado di rappresentare correttamente.

La strategia della riduzione dinamica di scala viene attualmente utilizzata per lo studio dei cambiamenti climatici nel bacino del Mediterraneo, del Monsone Africano e per la valutazione dell'effetto degli aerosol naturali sulla precipitazione nella zona sub-Sahara, nel Mediterraneo e nella Cina settentrionale.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Baldi M., Capecchi V., Crisci A., Dalu G.A., Maracchi G., Meneguzzo F., Pasqui M. 2003. Mediterranean summer climate and its relationship to regional and global processes. *Proceedings of the Sixth European Conference on Applications of Meteorology*, Rome, 15-19 September 2003.
- Flato G.M., Boer G.J., Lee W.G., McFarlane N.A., Ramsden D., Reader M.C., Weaver A.J. 2000. The Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis Global Coupled Model and its Climate. *Clim. Dyn.*, 16: 451-467.
- Houghton J.T. 2001. *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge, Cambridge University Press,
- Kalnay and Co-authors 1996. The NCEP/NCAR Reanalysis 40-year Project. *Bull. A. Met. Soc.* 77: 437-471.
- Meneguzzo F., Pasqui M., Menduni G., Messeri G., Gozzini B., Grifoni D., Rossi M., Maracchi G. 2004. Sensitivity of mete-

- orological high-resolution numerical simulations of the biggest floods occurred over the Arno river basin, Italy, in the 20th century. *Journal of Hydrology*, 288: 37-56.
- Pastor F., Estrela M.J., Peñarrocha D., Millan M. 2001. Torrential rains on the Spanish coast: modeling the effects of the sea surface temperature. *J. Appl. Meteor.*, 40: 1180-1195.
- Soderman D., Meneguzzo F., Gozzini B., Grifoni D., Messeri G., Rossi M., Montagnani S., Pasqui M., Orlandi A., Ortolani A., Todini E., Menduni G., Levizzani V. 2003. Very high resolution precipitation forecasting on low cost high performance computer systems in support of hydrological modeling. *Proc. 17th Conf. on Hydrology, AMS 83rd Annual Meeting*, 9-13 February, Long Beach CA.
- Yang F., Kumar A., Schlesinger M.E., Wang W. 2003. Intensity of hydrological cycles in warmer climates. *J. Climate*, 16: 2419-2423.

Risultati preliminari di *downscaling* statistico delle precipitazioni invernali nella Regione Puglia

L. Palatella¹, P. Paradisi¹, M.M. Miglietta¹, P. Lionello²

¹*Istituto di Scienza dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Lecce, Italia*

²*Dipartimento di Scienze dei Materiali dell'Università del Salento, Lecce, Italia*
palatella@le.isac.cnr.it

SOMMARIO: In questo articolo presentiamo risultati preliminari di un *downscaling* statistico delle precipitazioni in una regione corrispondente approssimativamente alla Puglia. Il risultato ottenuto suggerisce la possibilità di ottenere delle previsioni climatologiche ragionevolmente affidabili mediante questa tecnica.

1 INTRODUZIONE

Negli ultimi anni l'utilizzo di computer sempre più potenti ha permesso lo sviluppo di modelli climatici sempre più raffinati che includono sia la dinamica dell'atmosfera che dell'oceano. Questi modelli vanno sotto il nome di *Global Climate Model* (GCM). Attualmente si possono reperire simulazioni effettuate con questi modelli su una griglia di qualche grado di longitudine e latitudine. Per verificare la bontà di questi modelli si utilizza un cosiddetto *control-run* (CTR) ottenuto da una simulazione con l'attuale composizione dell'atmosfera e si verifica se il clima ottenuto è in accordo con quello osservato nelle registrazioni storiche di pressione, temperatura, ed altro. Effettuato il controllo sul CTR si osserva poi il risultato del GCM utilizzando vari scenari di aumento di gas serra come definiti dall'IPCC negli *Special Report Emission Scenarios* (SRES). In questo modo si ottengono delle proiezioni climatiche con una risoluzione data dalla griglia del GCM. Il problema è che, per quanto questa risoluzione vada via via aumentando, le proiezioni ottenibili attualmente sono ancora fatte su una griglia di alcune centinaia di chilometri, che si dimostra del tutto inadeguata per quanto riguarda la previsione

delle precipitazioni (von Storch e Zwiers, 1999; von Storch *et al.*, 1993; Zorita e von Storch, 1999). Per questo motivo sono state sviluppate numerose tecniche di *downscaling* dinamico o statistico. Le prime utilizzano i risultati dei GCM come condizioni al contorno per nuove simulazioni effettuate con modelli a scala molto più piccola. In questo articolo tratteremo invece delle tecniche di *downscaling* statistico. In questo caso si cerca di stabilire un legame statistico fra le variabili a grande scala (dette predittori) e quelle che si desidera descrivere a scala regionale (predittandi, nel nostro caso le precipitazioni) studiando i dati delle serie storiche di entrambe le variabili. Il modello statistico viene poi utilizzato per ottenere il valore dei predittandi in scenari climatici futuri utilizzando i valori dei predittori forniti come risultato dal modello GCM. Esistono numerose tecniche di *downscaling* statistico. In questo articolo utilizzeremo solamente quella nota come Analisi Canonica della Correlazione (CCA) benché altre tecniche siano utilizzabili e nel futuro saranno oggetto di studio.

2 L'ANALISI CANONICA DELLA CORREZIONE (CCA)

Prima di effettuare l'analisi CCA abbiamo provveduto a filtrare i predittori con una analisi delle componenti principali (PCA), i cui dettagli omettiamo per brevità (consultare ad esempio von Storch e Zwiers, 1999), allo scopo di eliminare le componenti minoritarie della variabilità a piccola scala. In tutti i calcoli abbiamo utilizzato i primi 15 autovettori corrispondenti a più del 90% della varianza totale. Lo scopo della CCA è individuare dei *pattern* di variazione coniugati f_x, f_y (*canonical pattern*) in maniera tale da massimizzare la correlazione nel tempo, r , fra le proiezioni dei dati su di essi. In formule risulta

$$(1) r = \text{Cov}(b_x, b_y) / [\text{Var}(b_x)\text{Var}(b_y)]^{1/2}$$

dove le coordinate canoniche di correlazione (CCC), b_x e b_y , sono $b_x = \langle f_x, X(t) \rangle$, $b_y = \langle f_y, Y(t) \rangle$, ($\langle \rangle$ indica il prodotto scalare effettuato sommando sulle varie componenti dei vettori) mentre $X(t)$ e $Y(t)$ sono i vettori dei dati al tempo t . Generalmente si cercano *canonical pattern* f_x, f_y normalizzati in maniera tale che le CCC abbiano varianza unitaria. In questo modo si elimina il denominatore della (1) e si cercano i vettori che massimizzano r con i vincoli dati dalla normalizzazione. Utilizzando la tecnica dei moltiplicatori di Lagrange si giunge a due equazioni agli autovalori accoppiate

$$(2) S_{xx}^{-1} S_{xy} S_{yy}^{-1} S_{xy}^T f_x = \lambda f_x$$

$$(3) S_{yy}^{-1} S_{xy}^T S_{xx}^{-1} S_{xy} f_y = \lambda f_y$$

dove S_{xx} , S_{yy} , S_{xy} sono rispettivamente la matrice di covarianza delle variabili $X(t)$, $Y(t)$ e la matrice di cross-covarianza delle variabili $X(t)$ e $Y(t)$. Si può dimostrare come ad ogni autovettore f_x dell'equazione (2) corrisponda un autovettore coniugato f_y della (3) con lo stesso autovalore λ e che la correlazione temporale fra i rispettivi coefficienti sia pari alla radice quadrata di λ . L'idea alla base della tecnica del *downscaling* statistico è che se si effettua la CCA

utilizzando i predittori per la variabile $X(t)$ e i predittandi per la variabile $Y(t)$, utilizzando opportune serie storiche, otterremo una relazione statistica fra i coefficienti dei *canonical pattern*. Questo ci permette, dopo aver scelto un numero adeguato di coppie da utilizzare k , di approssimare le variabili $Y(t)$ in termini delle variabili $X(t)$ secondo la

$$(4) b_y = \tau^1 b_x^1 + \dots + \tau^k b_x^k + f_y^k$$

(la dipendenza dal tempo è stata omessa per alleggerire la notazione). L'ipotesi chiave è che l'espressione (4) rimanga una valida approssimazione anche nella proiezione climatica ottenuta con il modello GCM. Se questo è vero avremo che, date le proiezioni per le variabili a larga scala X^p , potremo avere i valori delle variabili Y^p utilizzando la (4), dopo aver ottenuto b_x proiettando i valori X sui pattern f_x^1 .

3 LE SERIE STORICHE E IL MODELLO GCM

In questo articolo utilizzeremo per i predittori la serie storica di pressione sul livello del mare (SLP) fornite nel *database EMULATE* (Ansell *et al.*, 2006). La serie contiene i valori della SLP media giornaliera dal 1850 al 2003 in una regione che va da 70W-70N a 50E-20S con una griglia di 5x5 gradi in latitudine e longitudine. Questa regione corrisponde all'europa fino all'isola comprendendo tutta la regione coinvolta nell'oscillazione Nord-Atlantica (NAO) che è noto influenzare notevolmente le precipitazioni in Europa. I predittandi sono costituiti dalle medie mensili di precipitazione del periodo 1901-2002 relative a 24 punti, estratti da una griglia di 0.5 gradi di spaziatura, fornite dalla *Climate Research Unit (CRU) East Anglia University* (www.cru.uea.ac.uk). Questi punti corrispondono ad una regione che comprende la Puglia, parte della Basilicata ed una piccola parte della Calabria. Ci riferiremo a questi dati come "Puglia" anche se in realtà per incrementare la statistica si sono inclusi anche altri punti di regioni limitrofe. Uno dei

problemi principali nell'effettuare procedure di *downscaling* statistico è la scelta della scala temporale sui cui effettuare la CCA. Se si scegliesse una scala temporale breve (giornaliera) la precipitazione a scala regionale risulterebbe correlata al campo di pressione nelle zone adiacenti riflettendo il legame fra circolazione locale e piovosità. La CCA fornirebbe in questo caso dei *canonical pattern* f_x^i con una scala tipica comparabile, se non minore, alla risoluzione dei GCM. Ma questi *pattern* non sarebbero utilizzabili poiché i GCM su questa scala non possono fornire proiezioni affidabili (secondo alcuni autori la "scala utile" è almeno otto volte la risoluzione, vedi von Storch *et al.*, 1993). Per questo motivo utilizzeremo le medie stagionali sia dei predittandi che dei predittori limitandoci ai dati invernali (dicembre-gennaio-febbraio). La scelta dell'inverno è dovuta al fatto che le precipitazioni invernali sono maggiormente collegate a forzanti associate alla circolazione a larga scala. Al contrario nelle altre stagioni, in particolare l'estate, i fattori a scala locale possono risultare ugualmente o maggiormente importanti rispetto alle forzanti sinottiche. I GCM sono stati usati ormai da molti anni per simulare il clima terrestre ed ormai possono riprodurre con successo le variazioni stagionali e regionali dei valori medi e delle variabilità di grandezze meteorologiche con un buon grado di accuratezza (IPCC-TAR). Fra tutti questi modelli in questo articolo utilizzeremo esclusivamente quello denominato GCM NASA/GISS 4x3 (dettagli sul sito <http://aom.giss.nasa.gov>). Questo modello presenta un accoppiamento atmosfera-oceano con una griglia regolare definita con un intervallo di 4 gradi in longitudine e 3 gradi in latitudine, 12 livelli atmosferici e 16 livelli per l'oceano. Noi utilizzeremo le proiezioni climatiche stagionali del modello mediate su ogni decade. Il modello simula la circolazione sulla base della composizione atmosferica secondo lo scenario analizzato. In questo articolo utilizzeremo i risultati del modello

per il "20° secolo" come CTR e gli scenari A1B e B1. Il CTR "20° secolo" effettua la simulazione del clima utilizzando i valori di gas serra misurati per il secolo appena trascorso. Il CTR viene poi prolungato utilizzando lo scenario A1B che si riferisce all'ipotesi di una rapida crescita economica mondiale che raggiunge il suo apice, insieme alla popolazione mondiale, intorno al 2050 per poi scendere in seguito. Questo, insieme all'introduzione di nuove e più efficienti tecnologie, permetterà un bilanciamento fra l'uso di combustibili fossili ed altre fonti di energia. Lo scenario B1 considera lo stesso andamento per la popolazione mondiale con l'ipotesi che l'economia mondiale si concentrerà su servizi ed informazione con l'introduzione di tecnologie più pulite ed efficienti. Gli scenari A1B e B1 vanno dal 2000 al 2100.

4 RISULTATI

Seguendo le indicazioni in letteratura abbiamo utilizzato come predittore per le precipitazioni la pressione al livello del mare (SLP). Prima di effettuare l'analisi CCA su tutta la serie storica di predittori e predittandi abbiamo diviso la serie in due parti. La prima dal 1900 al 1950 (*training*) è stata usata per effettuare una CCA mentre i dati di SLP (predittori) della seconda parte della serie dal 1951 al 2002 (*validation*) sono stati utilizzati per simulare una proiezione delle precipitazioni della seconda metà del secolo. In questo modo è possibile verificare l'accuratezza e la stabilità del modello statistico confrontando le precipitazioni realmente osservate con la simulazione. Il risultato (qui non riportato per mancanza di spazio), ottenuto con due coppie di *canonical pattern*, è sufficientemente buono e, sebbene peggiore rispetto a quello ottenuto da altri autori (von Storch *et al.*, 1993) sulle precipitazioni della penisola Iberica, mostra tuttavia una certa capacità predittiva anche per l'identificazione di un *trend*. L'analisi CCA su tutta la serie storica (1901-2002)

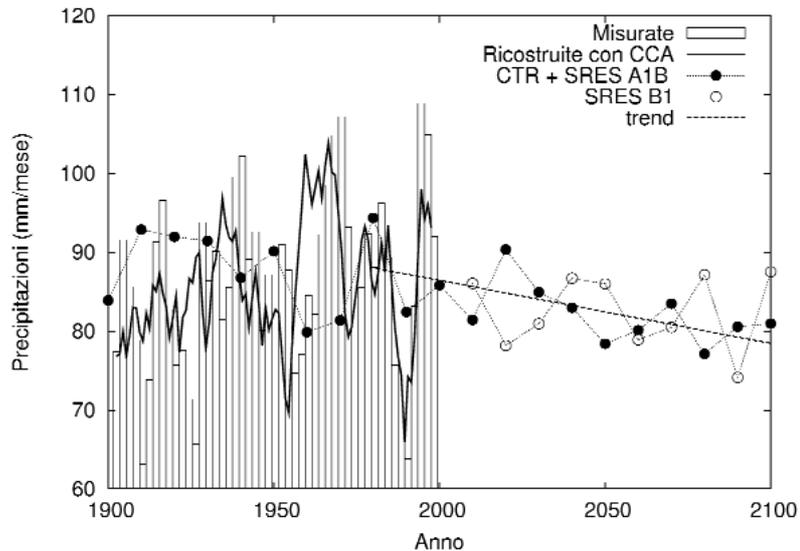


Figura 1: Media mobile a 5 anni delle precipitazioni in Puglia (istogramma) e del segnale ricostruito con due *canonical pattern* (linea continua); proiezioni GCM regionalizzate nei tre scenari: 20° secolo (CTR)+A1B (pallini pieni) e B1 (pallini vuoti). Da notare il *trend* di diminuzione.

fornisce due coppie di *canonical pattern* con cui abbiamo ricostruito il segnale misurato ed effettuato il *downscaling* statistico dei risultati del GCM NASA/GISS 4x3 relativo al CTR, A1B e B1. Tutti i risultati sono stati poi mediati sui 24 punti in esame. Come accennato in precedenza i risultati del GCM si riferiscono alle medie su ogni decade. Per questo motivo nella Figura 1 i valori ottenuti con il *downscaling* statistico dei risultati del GCM hanno un punto ogni 10 anni e presentano ovviamente una variabilità minore rispetto agli altri dati.

Va notato come la previsione del *downscaling* relativa allo scenario “20° secolo” (CTR) presenta un valor medio abbastanza compatibile con quello osservato. Nel futuro abbiamo invece un trend di diminuzione nell’ A1B (la linea è un fit lineare del CTR+A1B dal 1980 in poi).

5 CONCLUSIONI

Questo articolo presenta risultati preliminari che servono soprattutto a mostrare le potenzialità della tecnica di *downscaling* statistico nella previsione climatologica delle precipitazioni regionali. Altro lavoro sarà necessario prima di poter affermare che la previsione ottenuta sia affidabile. In

particolare il nostro progetto futuro sarà di utilizzare il modello statistico con altri GCM, di cambiare la configurazione del modello statistico e di confrontare i risultati con quelli ottenuti con le tecniche di *downscaling* dinamico.

6 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Ansell, T. J. *et al.* 2006. Daily mean sea level pressure reconstructions for the European - North Atlantic region for the period 1850-2003, *Journal of Climate* 19: 2717-2742.
- von Storch H., Zorita E. & Cubash U. 1993. Downscaling of global Change Estimates to Regional Scales: An application to Iberian Rainfall in Wintertime, *Journal of Climate* 6: 1161 – 1171.
- von Storch H. & Zwiers F.W. 1999. *Statistical Analysis in Climate Research*, Cambridge: Cambridge University Press.
- Zorita E. & von Storch H. 1999. The analog method as a simple Statistical Downscaling Technique: Comparison with More Complicated Methods, *Journal of Climate* 12: 2474-2489.

L'igroscopicità e l'attivazione dell'aerosol nei modelli climatici

M. Mircea, M.C. Facchini, S. Decesari, S. Fuzzi

Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Bologna, Italia

m.mircea@isac.cnr.it

SOMMARIO: Le particelle di aerosol interagiscono con il vapor d'acqua atmosferico sia in regime di sottosaturazione (crescita igroscopica), influenzando direttamente il bilancio della radiazione globale (effetto climatico diretto) che in regime di sovrasaturazione (attivazione dell'aerosol) modificando le proprietà microfisiche ed ottiche delle nubi (effetto climatico indiretto). Le stime del *forcing* associato agli effetti diretti ed indiretti dell'aerosol sul clima sono affette da grandi incertezze a causa della disomogeneità spaziale e temporale delle proprietà dell'aerosol ed, in gran parte, a causa delle complesse relazioni tra le proprietà fisiche e chimiche dell'aerosol ed il vapor d'acqua. Negli ultimi anni, le nostre ricerche sperimentali e modellistiche hanno contribuito a migliorare la comprensione delle interazioni tra l'aerosol ed acqua per diversi tipi di aerosol, con particolare attenzione alla frazione organica ed agli effetti ad essa connessi. Inoltre, abbiamo esplorato l'influenza dell'igroscopicità degli aerosol organici sulle proprietà ottiche dell'aerosol mediante il sistema di modellistica del clima ECHAM5-HAM. I primi risultati indicano che l'igroscopicità della componente organica dell'aerosol gioca un ruolo importante nell'aumento dello spessore ottico dell'aerosol e nella distribuzione dei componenti organici ed inorganici in funzione della dimensione delle particelle.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Le specie organiche costituiscono una frazione importante dell'aerosol atmosferico in ambienti urbani, marini, rurali, o caratterizzati da emissioni biogeniche (Kanakidou *et al.*, 2005). I nostri studi sperimentali condotti in laboratorio ed in campo, e le simulazioni modellistiche hanno evidenziato che i composti organici (ed alcune loro proprietà come tensione superficiale e solubilità), influenzano fortemente la crescita igroscopica delle particelle di aerosol e la loro attivazione a nuclei di condensazione (CCN), e quindi la formazione di nubi (Facchini *et al.*, 1999; Mircea *et al.*, 2002, 2005). Entrambi questi processi influenzano fortemente il clima modificando il bilancio della radiazione globale e le proprietà microfisiche ed ottiche) delle nubi ed il loro tempo di vita.

A causa della complessità della composizione chimica dell'aerosol organico e della sua variabilità, dovuta alla diversità delle sorgenti

(Decesari *et al.*, 2007), le interazioni tra l'aerosol e acqua non sono attualmente trattate in modo adeguato nei modelli climatici anche se questo settore della ricerca ha ricevuto molta attenzione negli ultimi anni.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 L'importanza della composizione chimica dell'aerosol organico nella descrizione della crescita igroscopica e dell'attivazione dell'aerosol nei modelli atmosferici

La tensione superficiale dell'aerosol e la sua solubilità sono controllate dalla composizione chimica, in particolare dalla frazione organica. Attraverso un approccio sperimentale e modellistico, è stato studiato l'effetto dei composti organici sulla crescita delle particelle di aerosol in regime di sottosaturazione e sulla loro attivazione in regime di sovrasaturazione (Mircea *et al.*, 2005).

2.2 Trattamento dell'igroscopicità dell'aerosol organico nel modello climatico ECHAM5-HAM
Negli anni passati alcuni studi climatici hanno studiato l'effetto della crescita igroscopica della frazione organica sul *forcing radiativo diretto* (DRF) degli aerosol impiegando composti surrogato come solfato (Liao and Seinfeld, 2005) o acido malonico (Ming *et al.*, 2005) e hanno stimato un valore normalizzato per composti organici di DRF compreso fra -49 e -269 W gOC⁻¹ (Ming *et al.*, 2005).

Questa grande variazione nella stima di DRF suggerisce la necessità di approfondire lo studio dell'effetto dei componenti organici dell'aerosol nei modelli a circolazione globale (GCMs) e nei modelli climatici. La crescita igroscopica dell'aerosol è infatti molto sensibile alla composizione della frazione organica e al modo in cui questa viene "semplificata" a fini modellistici (Mircea *et al.*, 2005).

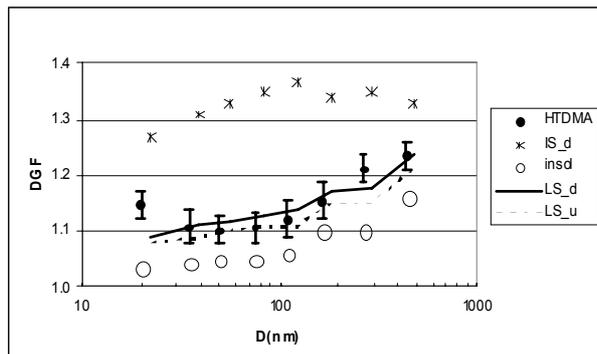
In questa ricerca esploriamo quanto l'igroscopicità della frazione organica influenzi le proprietà ottiche dell'aerosol utilizzando il modello ECHAM5-HAM (Stier *et al.*, 2005). La risoluzione del GCM per questo studio è T21 con 19 livelli verticali. Le simulazioni sono state fatte con l'inventario delle emissioni AEROCOM per l'anno 2000 e trattando la meteorologia a larga scala con la tecnica *nudging* mediante rianalisi dei dati ECMWF ERA-40.

3 RISULTATI RILEVANTI

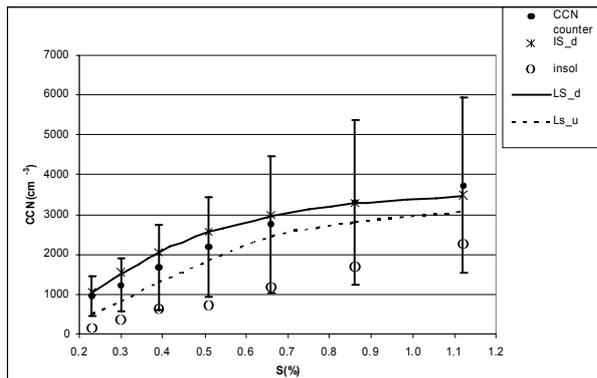
3.1 L'effetto dell'aerosol organico sulla crescita igroscopica e sull'attivazione dell'aerosol

I composti organici contenuti nelle particelle di aerosol causano una notevole diminuzione della tensione superficiale delle goccioline di nube in via di formazione, generando un aumento del loro numero di circa il 20% (Facchini *et al.*, 1999; Mircea *et al.*, 2002) e fanno sì che le nubi risultino più riflettenti, aumentando il loro effetto di raffreddamento sul clima. Nel caso dell'aerosol marino, è stato dimostrato che l'effetto della componente organica emessa nei periodi di alta attività biologica può produrre un aumento del nume-

ro di CCN fino al 100% (O'Dowd *et al.*, 2004). Lo studio sull'impatto dei composti organici rappresentativi per l'aerosol di combustione di biomasse sulle proprietà igroscopiche dell'aerosol e sull'attivazione delle particelle di aerosol ha mostrato l'importanza di una corretta e realistica rappresentazione della composizione chimica della frazione organica ed in particolare della sue proprietà di solubilità (Mircea *et al.*, 2005). La Figura 1a mostra i fattori di crescita igroscopica (DGF) misurati nella foresta Amazzonica durante l'esperimento SMOCC e calcolati in funzione del diametro delle particelle di aerosol al 90% di umidità relativa. Le barre di errore rappresentano la variabilità osservata nella misura di DGF nell'intervallo temporale corrispondente al campionamento dell'aerosol per determinare la composizione. I DGF sono stati calcolati considerando quattro casi corrispondenti a diversi livelli di semplificazione del sistema: IS_d – assume i composti organici completamente solubili e dissociati in ioni; insol – li assume completamente insolubili; LS_d e LS_u considerano esplicitamente la solubilità ed i casi di dissociazione (_d) o non dissociazione (_u). Il confronto delle simulazioni con i dati misurati mostra chiaramente che il modello sovrastima i DGF se non si introduce la solubilità limitata dei componenti organici (IS_d). D'altra parte, se tutto l'aerosol organico è considerato insolubile (insol), i valori calcolati per i DGF risultano molto inferiori a quelli misurati. Il miglior accordo tra il modello e le misure è ottenuto quando la solubilità delle specie organiche è considerata esplicitamente nel calcolo dell'igroscopicità (LS_d e LS_u). La Figura 1b mostra il confronto fra concentrazioni di CCN misurate e calcolate in funzione della sovrasaturazione per gli stessi casi riportati nella Fig. 1a. Si può vedere che i CCN predetti nel caso "insol" sono molto inferiori a quelli misurati e che un buon accordo tra le simulazioni e il modello si ottiene solo introducendo la composizione molecolare dell'aerosol organico.



a)

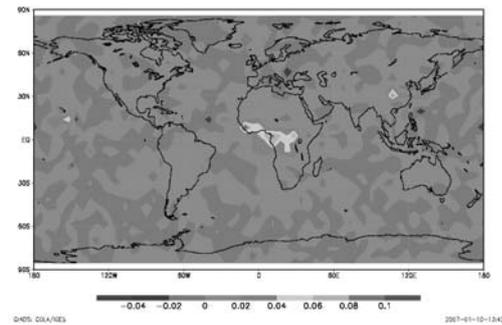


b)

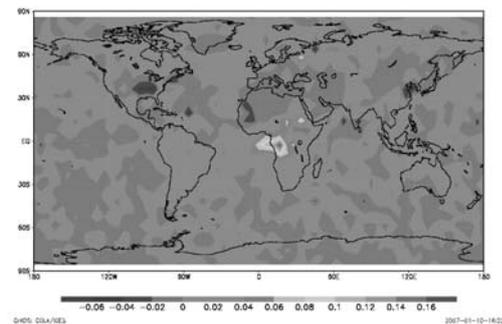
Figura 1, a,b: a) I fattori di crescita igroscopica (DGF) misurati e calcolati in funzione del diametro delle particelle di aerosol. b) Le concentrazioni di CCN misurati e calcolati in funzione della sovrasaturazione.

3.2 L'influenza dell'igroscopicità dell'aerosol organico nel modello climatico ECHAM5-HAM

I risultati preliminari di questa ricerca sono stati presentati e discussi in ambito internazionale (Mircea *et al.*, 2006). In Figura 1 sono mostrate le differenze sul calcolo dello spessore ottico dell'aerosol (AOD) che si ottengono considerando la crescita igroscopica dovuta ai composti organici rispetto ad una simulazione di riferimento dove la massa organica dell'aerosol non influenza l'igroscopicità. In Figura si nota in generale un aumento di AOD quando si considera la crescita igroscopica della frazione organica. Questo aumento di AOD è particolarmente rilevante in zone con elevato contributo antropico alle emissioni (regioni Asiatiche nel periodo invernale) e nelle regioni con elevata attività di combustione di biomasse (Africa centrale estate ed inverno). Nel periodo estivo si nota anche un aumento di AOD sulle foreste boreali Europee.



a)



b)

Figura 2: Differenze mensili nello spessore ottico (AOD) in simulazioni con e senza la crescita igroscopica della frazione organica dell'aerosol per i periodi gennaio 2000 (a) e luglio 2000 (b).

4 PROSPETTIVE FUTURE

Lo sviluppo di nuove parametrizzazioni dell'interazione aerosol-acqua partendo da nuove rappresentazioni semplificate ma realistiche della composizione chimica della frazione organica dell'aerosol, delle interazioni tra le specie organiche e le specie inorganiche continuerà nei prossimi anni nell'ambito di progetti europei e collaborazioni internazionali. L'obiettivo finale è l'eliminazione delle assunzioni semi-empiriche attualmente utilizzate nei modelli globali per descrivere le interazioni aerosol-acqua in regime sottosaturato e sovrasaturato.

Un primo obiettivo è di approfondire l'effetto dell'igroscopicità della frazione organica dell'aerosol sui processi influenzati dalla distribuzione chimica dimensionale come la coagulazione e la rimozione secca e umida nel modello ECHAM5-HAM. La rappresentazione dell'igroscopicità dell'aerosol nei modelli climatici potrà essere migliorata e condurrà

alla sostituzione dei parametri attualmente prescritti nei modelli come i tempi di vita dell'aerosol, attraverso studi sperimentali e di modellistica. Sarà, inoltre, studiato l'effetto della composizione chimica dell'aerosol sulla sua attivazione a scala globale. Questi studi saranno condotti nell'ambito della collaborazione con il Centro Euromediterraneo per i Cambiamenti Climatici (CMCC).

5 RINGRAZIAMENTI

Questa ricerca è sviluppata nell'ambito dei progetti europei ACCENT (Atmospheric Composition Change: the European Network of Excellence) ed EUCAARI (European Integrated project on Aerosol Cloud Climate and Air Quality interactions) e del programma FISR AEROCLOUDS "Studio dell'effetto diretto ed indiretto di aerosol e nubi". Si ringraziano Philip Stier, Sebastian Rast and Luis Kornblüh (Max Planck Institute for Meteorology) per l'assistenza prestata nell'implementazione del modello ECHAM5-HAM.

6 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Decesari, S., *et al.*, 2007. Source Attribution of Water-Soluble Organic Aerosol by Nuclear Magnetic Resonance Spectroscopy. *Environ. Sci. Technol.*, 41: 2479-2484.
- Facchini, M.C., M. Mircea, S. Fuzzi & R.J. Charlson, 1999. Cloud albedo enhancement by surface-active organic solutes in growing droplets. *Nature*, 401: 257-259.
- Kanakidou, M., *et al.*, 2005. Organic aerosol and global climate modelling: a review. *Atmos. Chem. Phys.*, 5: 1053–1123.
- Liao, H., & J.H. Seinfeld, 2005. Global impacts of gas-phase chemistry-aerosol interactions on direct radiative forcing by anthropogenic aerosols and ozone. *J. Geophys. Res.*, 110, 18208, doi:10.1029/2005JD005907.
- Ming, Y., V. Ramaswamy, P. A. Ginoux, & L.H. Horowitz, 2005. Direct radiative forcing of anthropogenic organic aerosol, *J. Geophys. Res.*, 110: D20208, doi:10.1029/2004JD005573.
- Mircea M., M.C. Facchini, S. Decesari, S. Fuzzi & R.J. Charlson, 2002. The influence of the organic aerosol component on CCN supersaturation spectra for different aerosol types. *Tellus*, 54B: 74-81.
- Mircea, M., *et al.*, 2005. Importance of the organic aerosol fraction for modeling aerosol hygroscopic growth and activation: a case study in the Amazon Basin. *Atmos. Chem. Phys.*, 5: 3111-3126.
- Mircea, M., Facchini, M.C., Decesari, S., & Fuzzi, S.. Modelling water uptake by OC in ECHAM5-HAM, HAM Workshop Report, Hamburg, 27-28 November 2006.
- O'Dowd, C.D., M.C. Facchini, F. Cavalli, D. Ceburnis, M.Mircea, S. Decesari, S. Fuzzi, Y.J. Yoon & J.-P. Putaud, 2004. Biogenically-driven organic contribution to marine aerosol. *Nature*, 431: 676-680.
- Stier, P., J. Feichter, S. Kinne, S. Kloster, E. Vignati, J. Wilson, L. Ganzeveld, I. Tegen, M.Werner, Y. Balkanski, M. Schulz, O. Boucher, A. Minikin, & A. Petzold, 2005. The aerosol-climate model ECHAM5-HAM. *Atmos. Chem. Phys.*, 5: 1125–1156.

Produttività primaria dell'ecosistema marino, turbolenza oceanica e cicli biogeochimici globali

A. Bracco², I. Koszalka³, C. Pasquero⁴, A. Provenzale¹

¹*Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Torino, Italia*

²*Georgia Institute of Technology, Atlanta, GA, USA*

³*Dottorato di ricerca in Fluidodinamica, Politecnico di Torino, Italia*

⁴*University of California at Irvine, CA, USA*

abracco@gatech.edu

SOMMARIO: Il ciclo globale del carbonio e la concentrazione atmosferica di CO₂ sono influenzati dai flussi biogeochimici fra oceano ed atmosfera. Questi flussi dipendono dal funzionamento dell'ecosistema marino; modifiche significative nella dinamica del plancton e nella produttività primaria possono avere rilevanti effetti sul clima. La dinamica del plancton, a sua volta, risente degli effetti di trasporto e rimescolamento indotti dalle strutture a mesoscala quali vortici e fronti, che per questo motivo sono uno degli attori sulla scena della dinamica del clima.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

La produttività primaria dell'ecosistema marino, definibile come la produzione di biomassa mediante fotosintesi da parte del fitoplancton, è strettamente legata ai flussi di carbonio, azoto e fosforo fra oceano ed atmosfera, e costituisce una delle componenti dei cicli biogeochimici globali (Sarmiento & Gruber, 2006) ed in particolare dei flussi di CO₂ fra oceano ed atmosfera. Modifiche nella dinamica dell'ecosistema marino possono portare ad alterazioni di questi flussi ed a cambiamenti della concentrazione di CO₂ atmosferica e dell'effetto serra ad essa associato. La corretta determinazione della produttività primaria in scenari di cambiamento climatico è quindi importante al fine di stimare i flussi di carbonio fra oceano ed atmosfera e l'intensità dell'effetto serra.

L'ecosistema marino non è omogeneo, ma è caratterizzato da forte variabilità spaziale e temporale della distribuzione di nutrienti, fito- e zoo-plancton e consumatori secondari. Parte di questa disomogeneità è dovuta all'azione delle correnti e della turbolenza oceanica a mesoscala, attiva fra i 5 e i 200 km circa,

che trasporta e ridistribuisce i nutrienti ed il plancton. Nel seguito utilizzeremo un modello di turbolenza a mesoscala in approssimazione quasigeostrofica, accoppiato ad un modello dei livelli trofici inferiori dell'ecosistema marino, per studiare come la produttività primaria e di conseguenza i cicli biogeochimici globali siano influenzati dalle strutture turbolente.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

Il fitoplancton necessita di luce e nutrienti per poter effettuare la fotosintesi, reponsabile della produttività primaria. Poiché la luce solare penetra solo negli strati superficiali dell'oceano, il fitoplancton si osserva generalmente fino a profondità dell'ordine di 100 metri, nel cosiddetto "strato eufotico". Qui, il ciclo vitale del fitoplancton induce un forte consumo di nutrienti (principalmente di azoto). Affinchè il fitoplancton possa sopravvivere è necessario un continuo rifornimento di nutrienti nello strato eufotico.

In generale, gli strati oceanici a profondità superiori ai 100 metri sono ricchi di nutrienti, e quando si hanno fenomeni di *upwelling*

(risalita di acque profonde verso gli strati superficiali) lo strato superficiale viene fertilizzato. I fenomeni di risalita di acque profonde sono particolarmente intensi in zone costiere. In oceano aperto, si ha *upwelling* in corrispondenza dei fronti, che sono associati a velocità verticali anche relativamente intense, e dei vortici a mesoscala, che inducono un campo secondario di velocità verticali.

Negli scorsi anni sono stati sviluppati diversi modelli per descrivere la dinamica dell'ecosistema marino. Una delle possibilità più semplici si basa sull'utilizzo di un modello a tre compartimenti, che descrive la dinamica dei nutrienti, del fitoplancton e dello zooplancton (modelli NPZ, *Nutrient Phytoplankton Zooplankton*, si veda per esempio Fasham, 1993). Una variante leggermente più complessa include il detrito organico sospeso, nei modelli NPZD (*Nutrient Phytoplankton Zooplankton Detritus*).

In questi modelli, il rifornimento di nutrienti viene simulato mediante la considerazione esplicita delle velocità verticali, o mediante un termine di rilassamento turbolento che dipende dall'intensità dei moti di mescolamento verticale (Martin *et al.*, 2002, Pasquero *et al.*, 2005). I nutrienti vengono consumati dal fitoplancton (produttore primario), che a sua volta viene consumato dallo zooplancton erbivoro. Maggiori dettagli su questi modelli possono essere trovati nei lavori citati.

I nutrienti, il fitoplancton e lo zooplancton sono trasportati orizzontalmente, in modo sostanzialmente passivo alle mesoscale, dalla turbolenza e dalle correnti oceaniche. La dinamica a mesoscala in oceano copre approssimativamente le scale fra i 5 e 200 km, è caratterizzata da un rapporto d'aspetto fra scale verticali ed orizzontali molto piccolo ed è dominata dagli effetti della forza di Coriolis. Queste proprietà portano ad una situazione in cui l'approssimazione idrostatica è verificata con buona accuratezza e le velocità orizzontali sono di alcuni ordini di grandezza maggiori di quelle verticali (Vallis, 2006). Per questo motivo, la turbolenza a mesoscala può essere descritta, in prima approssimazione, da forme

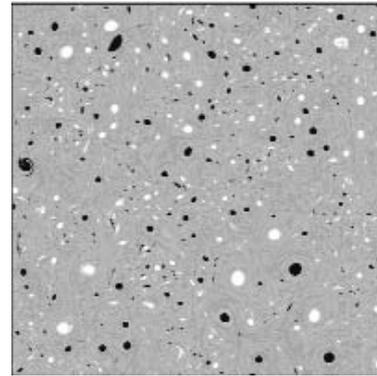


Figura 1: Istantanea del campo di vorticità ad un istante dato, ottenuto mediante simulazione numerica delle equazioni della turbolenza bidimensionale in un caso forzato e dissipato. Il campo turbolento evolve dinamicamente nel tempo ma è in una situazione statisticamente stazionaria ove forzante e dissipazione si bilanciano in media. Il nero indica vorticità positiva (vortici ciclonici) ed il bianco vorticità negativa (vortici anticiclonici).

semplificate delle equazioni fluidodinamiche (equazioni primitive o approssimazione quasigeostrofica barotropica o baroclina).

In passato, la turbolenza oceanica a mesoscala è stata spesso descritta in approssimazione quasigeostrofica (Provenzale, 1999; Bracco *et al.*, 2004). La Figura 1 riporta il campo di vorticità, ad un istante fissato, ottenuto mediante la simulazione numerica di turbolenza quasigeostrofica barotropica (turbolenza bidimensionale) forzata e dissipata. È evidente la presenza di numerosi vortici coerenti, che concentrano la maggior parte dell'energia e della vorticità del flusso e che sono caratterizzati da vita media molto lunga rispetto ai tempi turbolenti locali. Maggiori dettagli sulla turbolenza bidimensionale e sui vortici coerenti possono essere trovati nei lavori citati. In questi ultimi anni abbiamo utilizzato i modelli NPZ e NPZD, accoppiati con la dinamica del trasporto turbolento bidimensionale, per esplorare alcuni aspetti di base della dinamica degli ecosistemi marini (Bracco *et al.*, 2000; Martin *et al.*, 2002; Pasquero *et al.*, 2004, 2005; Koszalka *et al.*, 2007). La Figura 2 riporta, come esempio, la distribuzione di fitoplancton ottenuta da una simulazione del modello accoppiato ecosistema marino-turbolenza bidimensionale. Si noti la presenza di forte disomogeneità e di filamenti di fitoplancton,

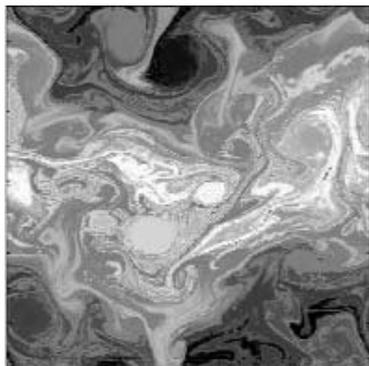


Figura 2: Istantanea della distribuzione di fitoplancton in una simulazione del modello accoppiato ecosistema marino-turbolenza bidimensionale. I colori chiari indicano presenza di fitoplancton. L'area mostrata rappresenta idealmente una porzione di oceano aperto con lato 256 km.

in analogia a quanto osservato nelle immagini satellitari di clorofilla.

3 RISULTATI RILEVANTI

A causa della loro limitata risoluzione, i modelli climatici non sono generalmente in grado di risolvere le strutture della turbolenza a mesoscala. La produttività primaria, e quindi il consumo di anidride carbonica e la produzione di ossigeno, dipendono tuttavia da come vengono immessi i nutrienti nello strato eufotico. In oceano aperto l'*upwelling* è essenzialmente associato a strutture a mesoscala, e dunque possiamo chiederci se la stima della produttività primaria dipenda da come viene risolta la frammentazione delle regioni di risalita d'acqua.

Per esplorare questo problema, abbiamo condotto una serie di simulazioni del modello accoppiato ecosistema-turbolenza bidimensionale considerando diversi gradi di frammentazione delle regioni di *upwelling*. Abbiamo analizzato una configurazione in cui i nutrienti sono immessi mediante un termine di rilassamento turbolento, ed abbiamo considerato situazioni caratterizzate dalla stessa area totale di *upwelling* turbolento, frammentata però in modo differente (per esempio, un'unica area di raggio di circa 50 km o molte regioni con raggio minore).

Il risultato principale emerso da queste simulazioni è che l'intensità della produttività pri-

maria può variare del 300% al variare del grado di frammentazione, crescendo al crescere di quest'ultima. I risultati ottenuti indicano dunque che una stima corretta della produttività primaria in oceano aperto richiede la capacità di risolvere o parametrizzare in modo appropriato la frammentazione delle aree di *upwelling*. Modelli climatici che non risolvono le strutture a mesoscala possono fornire stime della produttività primaria, e dei flussi associati, con errori superiori al 100%.

4 PROSPETTIVE FUTURE

La turbolenza a mesoscala influenza la dinamica dell'ecosistema marino in molti modi. La presenza di vortici coerenti e fronti porta alla frammentazione delle aree di *upwelling* con effetti rilevanti sulla produttività primaria e sui flussi di CO₂ fra oceano ed atmosfera (Martin *et al.*, 2002; Pasquero *et al.*, 2005). I vortici permettono la coesistenza prolungata di specie di plancton in competizione per le stesse risorse (Bracco *et al.*, 2000; Pasquero *et al.*, 2004), e la presenza di avvezione orizzontale e di disomogeneità spaziali può rendere non rilevabile la presenza di oscillazioni non lineari nella dinamica del sistema nutrienti-fitoplancton-zooplancton (Koszalka *et al.*, 2007).

Nel prossimo futuro, intendiamo ottenere una migliore rappresentazione delle velocità verticali, estremamente importanti nella dinamica dell'*upwelling*, mediante l'uso di modelli basati sulle equazioni primitive. Per questo motivo, è in corso lo studio della turbolenza a mesoscala utilizzando il modello ROMS (Regional Ocean Modelling System), sia in configurazione utile per simulare l'oceano aperto, che in una configurazione adatta alla simulazione della circolazione nel Mar Ligure. Il lavoro sulle condizioni di oceano aperto ha fra i suoi scopi lo sviluppo di parametrizzazioni della produttività primaria e dei flussi biogeochimici ad essa associati, che tengano conto della presenza di strutture coerenti. Il lavoro sul Mar Ligure è volto alla costruzione di un modello sufficientemente realistico per stimare gli impatti della variabilità climatica

sull'ecosistema marino di quest'area, in diversi scenari di cambiamento climatico.

È inoltre in corso la preparazione di un modulo semplificato di ecosistema marino da inserire in un modello climatico a complessità intermedia per studi di processo e paleoclimatici, per descrivere la parte legata all'interazione oceano-atmosfera del ciclo globale del carbonio.

La conclusione generale di questi studi è che la turbolenza a mesoscala è una delle componenti importanti dell'ecosistema marino, e non può essere trascurata se si desidera ottenere una corretta rappresentazione dei flussi biogeochimici associati alla produttività primaria.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Bracco, A., Provenzale A. & Scheuring, I. 2000. Mesoscale vortices and the paradox of the plankton. *Proc. Royal Soc. London B – Biological Sciences* 267 : 1795-1800.
- Bracco, A., von Hardenberg, J., Provenzale, A., Weiss, J.B. & McWilliams, J.C. 2004. Dispersion and mixing in quasigeostrophic turbulence. *Physical Review Letters* 92 : doi 084501.
- Fasham, M. 1993. Modelling the marine biota, in *The Global Carbon Cycle*, curatore M. Heimann, pp. 457-504, Springer, New York, NY, USA.
- Koszalka I., Bracco A., Pasquero C. & Provenzale A. 2007. Plankton cycles disguised by turbulent advection. *Theoretical Population Biology*: doi 10.1016/j.tpb.2007.03.007.
- Martin, A., Richards, K., Bracco, A. & Provenzale, A. 2002. Patchy productivity in the open ocean. *Global Biogeochemical Cycles* 16: doi 10.1029/2001GB001449.
- Pasquero, C., Bracco, A. & Provenzale, A. 2004. Coherent vortices, Lagrangian particles and the marine ecosystem, in *Shallow Flows*, curatori G. Jirka e W. Uijtterwaal, pp. 399-412. Balkema, Brookfield, VT, USA.
- Pasquero, C., Bracco, A. & Provenzale, A. 2005. Impact of the spatiotemporal variability of the nutrient flux on primary productivity in the ocean. *J. Geophysical Research – Oceans* 110: doi 10.1029/2004JC002738.
- Provenzale, A. 1999. Transport by coherent barotropic vortices. *Annual Review of Fluid Mechanics* 31 : 55-93.
- Sarmiento J.L. & Gruber N. 2006. *Ocean Biogeochemical Dynamics*. Princeton University Press, Princeton, NJ, USA.
- Vallis, G.K. 2006. *Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Sviluppo di una funzione sorgente di spray marino per predire la componente organica dell'aerosol marino

M.C. Facchini, S. Fuzzi, M. Mircea

Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Bologna, Italia

mc.facchini@isac.cnr.it

SOMMARIO: L'implementazione delle sorgenti di aerosol dovute a *spray* marino è oggi ancora un punto critico nei modelli climatici. In particolare, i modelli correnti mancano ancora della rappresentazione della frazione dimensionale sub-micronica ed includono solamente la parte inorganica (solfato + sale marino). In collaborazione con la National University of Ireland, Galway e nell'ambito di alcuni progetti Europei abbiamo intrapreso un nuovo approccio per sviluppare una funzione sorgente che combina le componenti organiche ed inorganiche dello *spray* marino utilizzabile nei modelli climatici regionali o globali che includono l'aerosol. La funzione *spray* marino calcola la concentrazione di aerosol organico in base alla conoscenza dei campi di velocità del vento e di concentrazione di *a*-clorofilla da osservazioni satellitari.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

L'aerosol marino di origine primaria (o *spray* marino) rappresenta una delle principali sorgenti di aerosol a livello globale e contribuisce al bilancio radiativo della terra sia diffondendo la radiazione solare incidente (effetto diretto), che modificando le proprietà delle particelle che fungono da nuclei di condensazione (CCN) incidendo quindi sulle proprietà microfisiche e radioattive delle nubi (effetto indiretto). Le stime del forcing annuale globale (al top dell'atmosfera) dovuto all'aerosol marino sono di $-1,51$ e $-5,03 \text{ Wm}^{-2}$ rispettivamente per basse ed alte emissioni (IPCC 2001); inoltre l'effetto dell'inclusione di sale marino nella frazione submicronica dell'aerosol aumenta la concentrazione di CCN del 50 % (O'Dowd e de Leeuw, 2007). Se da un lato è riconosciuto da tempo che il sale marino costituisce una frazione rilevante della concentrazione in numero della componente submicronica dell'aerosol (O'Dowd e Smith, 1993), una funzione sorgente affidabile per l'aerosol submicronico non è attualmente disponibile. In aggiunta alla non realistica rappresentazione della frazione inorganica dello *spray* mari-

no, la frazione organica associata non è infatti attualmente rappresentata. È noto fin dalla metà del secolo scorso (Blanchard, 1964) che il materiale organico che si concentra sulla superficie del mare costituisce un componente dello *spray* marino, ma la totale mancanza sia della conoscenza del processo di arricchimento di materiale organico nell'aerosol che di misure sperimentali ha impedito finora lo sviluppo di questo settore della ricerca.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Osservazioni sulla variabilità stagionale delle caratteristiche dell'aerosol marino

Recentemente lo sviluppo di sofisticate e sensibili tecniche di analisi chimica della componente organica dell'aerosol ha portato alla scoperta che l'aerosol marino si arricchisce nella frazione submicronica di componenti organiche con spiccato carattere insolubile e tensioattivo durante la fioritura del fitoplancton, portando ad ipotizzare che la componente primaria potesse dominare la frazione organica dell'aerosol in periodi di alta attività biologica (O'Dowd *et al.*, 2004; Cavalli *et al.*, 2005). Questi studi recenti

condotti nel Nord Atlantico per tre anni (Yoon *et al.*, 2007) hanno mostrato che la frazione submicronica dell'aerosol marino è dominata da sale marino nel periodo invernale mentre nel periodo primaverile ed estivo è dominata dalla componente organica. Questo comportamento stagionale è stato legato alla variazione stagionale di clorofilla-a osservata con l'ausilio di dati satellitari. In aggiunta al comportamento stagionale della composizione chimica, è stato anche osservato un chiaro andamento stagionale delle proprietà microfisiche dell'aerosol marino: in particolare si è osservato un aumento del diametro medio delle particelle di aerosol da 100 nm a 180 nm, passando dal periodo invernale di bassa attività biologica, al periodo estivo caratterizzato da alta attività biologica, come mostrato in Figura 1.

2.2 Caratterizzazione delle componenti organiche primarie nell'aerosol marino

Per identificare la sorgente di materiale organico marino sono stati pianificati due esperimenti successivi: misure di gradienti di concentrazione a diverse altezze ed esperimenti condotti in laboratorio di produzione di particelle marine. Misure di gradienti di concentrazione a diverse altezze (5, 10 e 50 m) sono state eseguite durante il periodo di alta attività biologica ed hanno permesso di discriminare le componenti chimiche organiche ed inorganiche di origine primaria.

Esperimenti condotti in laboratorio di produzione di particelle marine mediante "bubble bur-

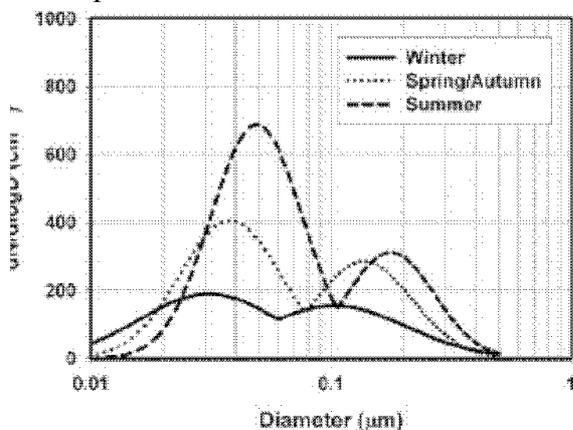


Figura 1: Variazione stagionale della distribuzione dimensionale della concentrazione in numero delle particelle.

sting" utilizzando acqua marina campionata durante il periodo di elevata attività biologica, sono stati eseguiti nell'ambito del progetto Europeo MAP e sono ancora in corso per altri ambienti marini (Mar Baltico).

2.3 Sviluppo della funzione "sea spray" che include la componente organica

Le metodologie sperimentali sopra riportate ed i risultati ottenuti sono alla base dello sviluppo della funzione "sorgente spray marino" che include la componente organica primaria. È stato innanzitutto messo a punto un metodo per calcolare l'impatto della attività biologica sulla frazione organica (WIOC) dello spray marino. La metodologia si basa sul calcolo della concentrazione media di clorofilla-a su una griglia di 1000 x 1000 Km ad ovest del punto di campionamento in direzione delle traiettorie di masse d'aria che caratterizzano l'aerosol marino di fondo, che arrivano in condizioni medie di velocità del vento al punto di campionamento in 48 ore. La concentrazione di clorofilla media nella griglia è poi correlata con la frazione di WIOC misurata nello spray marino nello stesso intervallo temporale.

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1 Componenti organiche primarie dello spray marino

La misura verticale di gradienti di concentrazioni chimiche di componenti primari e secondari dell'aerosol marino hanno mostrato un flusso diretto verso l'alto del sale marino e della componente organica insolubile (WIOC), mentre un flusso netto diretto verso il basso è osservato per il solfato e per la componente organica solubile (WSOC). Questi risultati indicano che i processi dominanti di formazione di WSOC sono di origine secondaria (conversione gas-particella) mentre è verosimile che la sorgente primaria arricchisca la frazione fine dell'aerosol di componenti insolubili (WIOC). In Figura 2 sono riportati i profili verticali della massa PM1 dell'aerosol, della concentrazione di sale marino, di WIOC, di solfato non derivante dal sale marino (nss SO₄) e di WSOC. L'influenza della zona di

emissione costale è limitata in un intervallo compreso fra il 5 e il 20 % della massa ed il flusso costale misurato è caratteristico di una zona entro i 5 Km dal punto di campionamento.

Una conferma indiretta dei risultati dell'esperimento di gradiente verticale proviene da esperimenti di produzione di aerosol marino in laboratorio, mediante bubble bursting. L'esperimento di bubble bursting condotto nel laboratorio della nave oceanografica Celtic Explorer nel giugno 2006, utilizzando acqua oceanica ricca di componenti organici ha confermato che l'aerosol marino primario è composto essenzialmente da sale marino (99 % della massa totale) nella frazione grossolana, mentre nella frazione fine si osserva un progressivo arricchimento della componente organica prevalentemente insolubile che raggiunge 80% della massa nell'intervallo dimensionale 0,125 – 0,25 μm .

3.2 Funzione spray marino che include la componente organica

La concentrazione media della clorofilla calcolata con la metodologia descritta nel precedente paragrafo 2.3 e stata correlata con la concentrazione di WIOC normalizzata alla massa totale di sale marino. La relazione è mostrata in Figura 3. La composizione relativa per le particelle di spray marino in funzione dei campi di concentrazione di clorofilla è poi integrata in una fun-

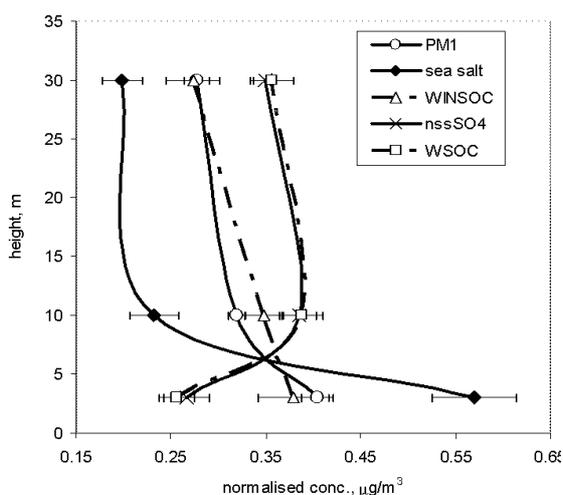


Figura 2. Profili verticali delle concentrazioni normalizzate: massa di PM1, sale marino, nss SO4-, carbonio organico solubile (WSOC) ed insolubile (WIOC). Le barre di errore rappresentano la deviazione standard delle misure.

zione-sorgente di sale marino derivata da Geever *et al.*, (2005). Assumendo che lo spray marino sia mescolato internamente con la componente organica, la funzione sorgente può essere direttamente implementata in modelli a larga scala che contengono l'aerosol.

I risultati preliminari delle simulazioni eseguiti con il modello regionale REMOTE che include il modello di aerosol M7 (Vignati *et al.*, 2004) sono confrontati con le misure eseguite a Mace Head (Tabella 1).

I risultati ottenuti dal calcolo mediante la nuova funzione sorgente per i periodi di alta e bassa attività biologica si confrontano bene con le misure: in inverno la componente inorganica dominante è ben riprodotta e rappresenta il 90 – 100 % della massa dell'aerosol di spray marino mentre in estate durante il periodo di elevata attività biologica la frazione di WIOC costituisce il 50 % della massa dello spray marino.

I risultati ottenuti dal calcolo mediante la nuova funzione sorgente per i periodi di alta e bassa attività biologica si confrontano bene con le misure: in inverno la componente inorganica dominante è ben riprodotta e rappresenta il 90 – 100 % della massa dell'aerosol di spray marino mentre in estate durante il periodo di elevata attività biologica la frazione di WIOC costituisce il 50 % della massa dello spray marino.

4 PROSPETTIVE FUTURE

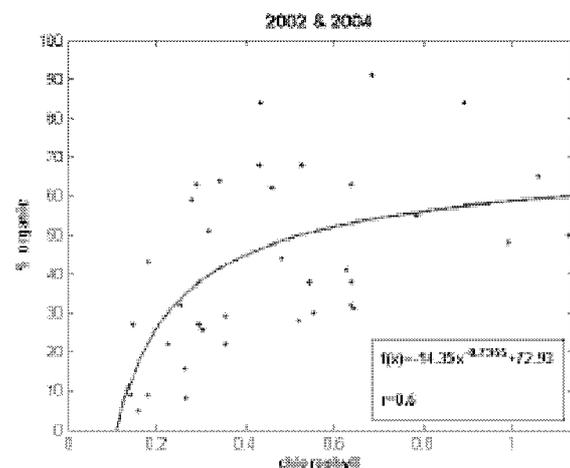


Figura 3: Correlazione fra la frazione del componente WIOC dello spray marino e la concentrazione di clorofilla-a (media di griglia 1000 x 1000 Km)

Tabella 1. Confronto fra misure e simulazioni di spray marino (organico ed inorganico) a Mace Head (Irlanda).

	7-15	24-30	6-22	
Massa	Maggio	Maggio	Maggio	Sorgente
	2002	2002	2003	
	($\mu\text{g}/\text{m}^3$)	($\mu\text{g}/\text{m}^3$)	($\mu\text{g}/\text{m}^3$)	
Sale marino	0.25	0.16	1.71	Modello Remote
Sale marino	0.52	0.55	1.51	Misure
Carbonio organico primario	0.33	0.22	0.02	Modello Remote
WIOC	0.44	0.34	0.10	Misure

L'elaborazione dei risultati degli esperimenti di bubble bursting condotti recentemente permetteranno di migliorare sia le relazioni empiriche che legano la concentrazione di WIOC, arricchita nella frazione submicronica dell'aerosol marino, alla concentrazione di sale marino, alla concentrazione di materiale organico particolato (POC) e disciolto (DOC) nell'acqua di mare ed alla concentrazione di clorofilla - a nell'acqua del mare. La funzione sorgente di spray marino sarà in seguito implementata in modelli climatici nell'ambito del progetto Europeo integrato EUCAARI. Questa ricerca verrà inoltre integrata nell'ambito della collaborazione con il Centro Euro Mediterraneo per i Cambiamenti Climatici (CMCC).

5 RINGRAZIAMENTI

Questa ricerca è sviluppata nell'ambito dei progetti europei MAP (Marine Aerosol Production: Primary & Secondary Marine Aerosol Production from Natural Sources), EUCAARI (European Integrated Project on Aerosol Cloud Climate and Air Quality Interactions) e ACCENT (Atmospheric Composition Change: the European Network of Excellence). Fra i vari partner internazionali che partecipano a questa ricerca, fondamentale è per il nostro gruppo la collaborazione con la National University of Ireland, Galway.

6 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Blanchard D.C. 1964. Sea to air transport of surface active material. *Science*. 146: 396-397.
- Cavalli, F. *et al.*, 2004. Advances in characterization of size-resolved organic matter in marine aerosol over the North Atlantic. *J. Geophys. Res.* 109: D24215, doi:10.1029/2004JD005137.
- Geever, M. *et al.*, 2005. Sub-micron sea-spray fluxes. *Geophys. Res. Lett.* 32: L15810.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2001. Climate Change 2001: The scientific Basis. Houghton *et al.*(eds.), Cambridge Univ. Press. New York.
- O'Dowd, C.D. & de Leeuw G., 2007: Marine Aerosol Production: a review of the current knowledge. *Phil. Tran. Of the Roy. Soc. A.*
- O'Dowd, C.D. *et al.*, 2004: Biogenically-driven organic contribution to marine aerosol. *Nature*. doi:10.1038/nature02959.
- O'Dowd, CD & Smith. M.H. 1993: Physico-chemical properties of aerosol over the North East Atlantic: Evidence for wind speed related sub-micron sea-salt aerosol production. *J. Geophys. Res.* 98: D1, 1137-1149.
- Vignati, E., *et al.* 2004: M7: an efficient size-resolved aerosol microphysics module for large-scale aerosol transport models. *J. Geophys. Res.* 109: D22202, doi:10.1029/2003JD004485.
- Yoon, Y.J. *et al.*, 2007: Seasonal characteristics of the physico-chemical properties of North Atlantic marine atmospheric aerosols. *J. Geophys. Res.* 112: D04206, doi:10.1029/2005JD007044.

Processi chimico-fisici del clima

Caratterizzazione dello spettro di emissione atmosferica con misure a larga banda nell'infrarosso termico

L. Palchetti, G. Bianchini, B. Carli, U. Cortesi, S. Del Bianco

Instituto di Fisica Applicata "Nello Carrara", CNR, Firenze, Italia

l.palchetti@ifac.cnr.it

SOMMARIO: La componente di emissione termica del bilancio radiativo terrestre (ERB – *Earth Radiation Budget*) è stata caratterizzata con misure da pallone stratosferico effettuate con buona risoluzione spettrale in tutto l'intervallo in cui esiste un contributo radiativo significativo, da 7 a 100 micron di lunghezza d'onda. Per eseguire questa misura, che finora è stata realizzata solo in limitati intervalli spettrali o a bassa risoluzione, è stato sviluppato un nuovo spettrometro di alta efficienza e di semplice operabilità. La misura consente la caratterizzazione dei contributi radiativi e la quantificazione del profilo del vapore acqueo in troposfera che rappresenta uno dei principali meccanismi di *feedback* nei processi climatici.

Questo nuovo strumento di misura apre la strada a progetti per il monitoraggio sistematico di questa componente dell'ERB.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 Bilancio radiativo terrestre

Il bilancio radiativo terrestre (ERB – *Earth Radiation Budget*) dipende dall'equilibrio fra l'energia solare assorbita nel visibile/ultravioletto (corte lunghezze d'onda) e l'energia emessa nell'infrarosso termico (grandi lunghezze d'onda). Quest'ultima è fortemente dipendente dall'assorbimento della radiazione da parte dei gas serra (p.e. Harries 1996). Il vapore acqueo, l'anidride carbonica, il metano ed altre specie minori hanno bande di assorbimento che intrappolano la radiazione emessa dalla superficie terrestre. Una variazione di concentrazione di questi gas porta ad una variazione dell'equilibrio termico.

1.2 Forcing e feedback

L'accuratezza con cui i modelli prevedono l'entità del cambiamento climatico dipende dalla precisione con cui sono noti i vari fenomeni che caratterizzano la chimica e la fisica degli scambi energetici nel sistema Terra-Atmosfera-Spazio. Un primo aspetto impor-

tante è quantificare l'effetto radiativo diretto (*forcing*) causato dalla variazione di concentrazione dei gas serra, come ad esempio la CO₂. Un secondo aspetto importante è quantificare gli effetti radiativi indiretti (*feedback*) dovuti alle variazioni di equilibrio, come ad esempio il vapore acqueo. Il sistema può reagire con effetti che compensano la perturbazione (*feedback* negativo) o che l'amplificano (*feedback* positivo). Alcuni lavori hanno mostrato che il *feedback* radiativo dovuto al vapore acqueo è positivo e produce circa il raddoppio della risposta climatica alle variazioni di CO₂ (Held & Soden 2000).

1.3 Emissione nel lontano infrarosso

Un modello climatico accurato non può prescindere da una precisa caratterizzazione del *feedback* dovuto al vapore acqueo ed alle nubi. Questa conoscenza richiede lo sviluppo di strumentazione spettroscopica che copra adeguatamente tutta la banda di emissione atmosferica dal medio infrarosso (MIR) al lontano infrarosso (FIR – *Far InfraRed*).

Fino a pochi anni fa, le misure nel FIR erano

limitate a grande lunghezza d'onda dalla bassa energia dei fotoni che potevano essere osservati con sufficiente sensibilità solo con rivelatori raffreddati a temperature dell'azoto o dell'elio liquidi. Inoltre per coprire efficacemente il FIR, le misure devono essere eseguite in località caratterizzate da bassissima umidità: alta quota, regioni polari, o a bordo di palloni stratosferici e satelliti. Questi requisiti, difficili da soddisfare, hanno reso costose e poco attraenti queste misure. Negli ultimi anni lo sviluppo di spettrometri a trasformata di Fourier non raffreddati e ad alta efficienza ha consentito di superare i limiti tecnologici.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Sviluppo di strumentazione

Presso l'IFAC-CNR di Firenze, è stato sviluppato uno strumento, chiamato REFIR-PAD (*Radiation Explorer in the Far InfraRed - Prototype for Applications and Development*), in grado di eseguire questa misura (Palchetti et al. 2005). Lo strumento è uno spettroradiometro a trasformata di Fourier che utilizza un rivelatore piroelettrico non raffreddato per misurare lo spettro della radiazione emessa dall'atmosfera nell'intervallo $100-1400\text{ cm}^{-1}$ ($7,1 - 100\text{ micron}$) con una risoluzione di $0,5\text{ cm}^{-1}$. REFIR-PAD è uno spettrometro compatto, progettato per operare in maniera remota sia per misure dall'alto della radiazione emessa verso lo spazio (OLR - *Outgoing Longwave Radiation*) a bordo di palloni stratosferici, che per misure dal basso della radia-

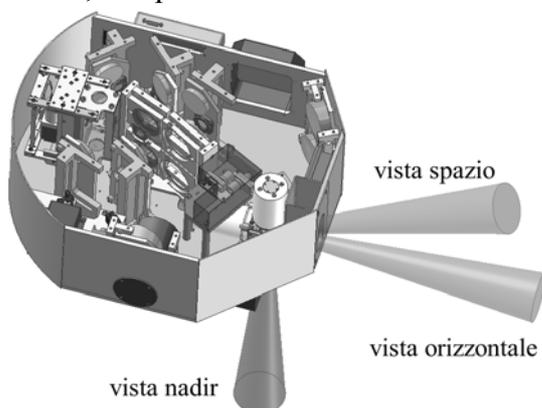


Figura 1: Lo strumento REFIR-PAD con evidenziate le 3 direzioni di osservazione. Il diametro è circa 60 cm, l'altezza 20 cm, il peso 55 kg e il consumo medio è circa 50 W.

zione emessa verso la superficie (DLR - *Downward Longwave Radiation*) in alta montagna o in regioni polari (Esposito et al. 2007). L'accuratezza di misura di $0,5\text{ K}$ è sufficiente alla caratterizzazione nel FIR della banda rotazionale del vapore acqueo e del contributo dovuto ai cirri e alle nubi sottili.

2.2 Misure sul campo

REFIR-PAD è stato utilizzato con successo per misure di OLR in regioni tropicali a bordo di un pallone stratosferico lanciato il 30 giugno 2005 dall'aeroporto di Timon, presso Teresina, Brasile (Palchetti et al. 2006). Durante le 8 ore di volo ha acquisito, dalla quota di 34 km, spettri di emissione atmosferica.

In Figura 2 si mostra come esempio la misura della radianza in condizioni di cielo sereno (curva nera).

In figura sono riportate le curve di emissione di corpo nero alla temperatura della superficie di 306 K e degli strati più freddi della tropopausa a 192 K e gli intervalli spettrali delle specie molecolari atmosferiche responsabili della modulazione della radianza. La differenza fra le curve relative all'emissione della superficie e all'emissione dell'atmosfera fornisce una quantificazione oggettiva dell'effetto serra che, grazie alla risoluzione spettrale, può essere attribuito alle diverse cause di *forcing* e di *feedback*.

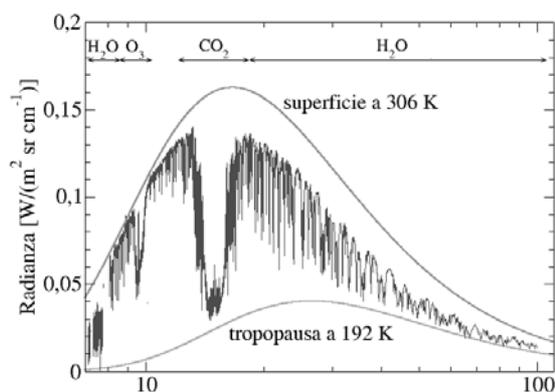


Figura 2: Emissione atmosferica misurata da REFIR-PAD su pallone stratosferico a 34 km di quota il 30 giugno 2005, Teresina, Brasile (curva nera). Le curve continue (in grigio) corrispondono all'emissione di corpo nero della superficie terrestre e della tropopausa alle temperature indicate.

2.3 Sviluppo di modelli

L'analisi delle misure a larga banda della radiazione emessa verso lo spazio richiede l'elaborazione di un modello diretto di trasferimento radiativo per la simulazione della radianza raccolta dallo strumento e di un algoritmo di inversione in grado di estrarre informazioni sulle grandezze incognite attraverso una procedura di *fit* degli spettri di radianza osservati. Il codice di *retrieval* sviluppato presso l'IFAC-CNR per l'analisi delle misure di REFIR-PAD integra questi due aspetti assolvendo le funzioni del modello diretto e del modello di inversione.

Il modello diretto simula le misure a larga banda di REFIR-PAD basandosi su procedure di calcolo "*line-by-line*" per riprodurre la radianza che raggiunge il sensore e gli effetti strumentali (forma di riga strumentale e campo di vista). Il calcolo del trasferimento radiativo è effettuato sotto l'ipotesi di stratificazione uniforme dell'atmosfera e utilizzando l'approssimazione di Curtis-Godson, che associa valori equivalenti di temperatura e pressione alle diverse specie in ciascuno strato per poi valutare un valore medio della sezione d'urto di assorbimento.

Per il calcolo della forma di riga, il modello considera un profilo di Voigt, che corrisponde alla convoluzione tra effetti gaussiani e lorentziani, corretto tenendo conto della correzione di Van Vleck-Weisskopf all'allargamento lorentziano. Le simulazioni utilizzano HITRAN 2004 (Rotmann et al. 2005) come database spettroscopico. Per il continuo atmosferico si fa riferimento al lavoro di Clough et al. (2005), e per la CO₂ si ricorre ad un database spettroscopico e ad una forma di riga dedicati, in modo da tener conto degli effetti di *line-mixing* (Niro et al. 2005).

La procedura di *retrieval* utilizza un approccio basato sul *fit* non lineare vincolato con il metodo dei minimi quadrati: la funzione costo da minimizzare tiene conto dell'informazione a priori (metodo bayesiano) e del parametro di Marquardt (Rodgers 2000). L'algoritmo di *retrieval* consente di eseguire il *fit* simultaneo di più quantità.

3 RISULTATI RILEVANTI

Dall'analisi degli spettri misurati è stato possibile ricavare, oltre alla validazione dei nostri modelli di trasferimento radiativo, la ricostruzione dei profili verticali di temperatura e vapore acqueo, come mostrato in Figure 3 e Figura 4.

Le figure riportano un esempio del risultato della procedura di *fit* (misura) con la barra di errore ed il confronto con i valori ricavati dall'analisi ECMWF (*European Centre for Medium-range Weather Forecast*) e con i valori puntuali misurati da un radiosondaggio eseguito in contemporanea alla misura spettroscopica.

Nonostante la discontinuità dei dati nel radiosondaggio del vapore acqueo, l'accordo trovato con i dati puntuali dimostra la bontà della tecnica utilizzata per la ricostruzione dei profili dalle misure remote.

Le misure dimostrano che lo strumento è sufficientemente sensibile per la caratterizzazione dei componenti atmosferici che producono effetti radiativi nella critica regione spettrale del FIR ed in particolare che la misura di vapore acqueo in alta troposfera potrebbe utilmente integrare i calcoli di ECMWF.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Il buon accordo che è stato osservato fra le misure ed i modelli di trasferimento radiativo nel caso di osservazioni fatte con cielo sereno, consentono di prendere in considerazione lo studio degli effetti dovuti alle nubi visibili e subvisibili. In questo modo sarebbe possibile caratterizzare contemporaneamente i contributi dell'acqua sia in forma gassosa che di nube.

Questo nuovo strumento di misura apre la strada a progetti per il monitoraggio sistematico della componente di raffreddamento dell'ERB per la completa caratterizzazione dei meccanismi di *feedback* del vapore acqueo.

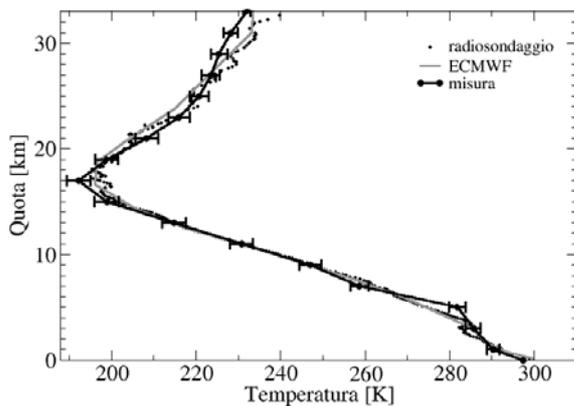


Figura 3: Ricostruzione del profilo verticale di temperatura (in nero) e confronto con il radiosondaggio (a punti) ed i valori calcolati da ECMWF (in grigio).

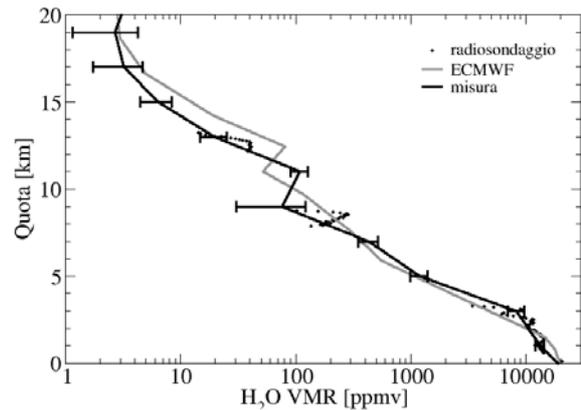


Figura 4: Ricostruzione del profilo verticale di vapore acqueo (in nero) e confronto con il radiosondaggio (a punti) e con i valori calcolati da ECMWF (in grigio).

5 RICONOSCIMENTI

Gli autori ringraziano il Prof. C.Camy-Peyret, LPMAA-CNRS, Paris, Francia e l'Agenzia spaziale francese CNES per il supporto dato durante la campagna di misura in Brasile.

6 BIBLIOGRAFIA

- Clough, S.A., Shephard M.W., et al. 2005. Atmospheric radiative transfer modeling: a summary of the AER codes. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 91, 233-244.
- Esposito, F., Grieco G., Leone L., Restieri R., Serio C., Palchetti L., Bianchini G., Pellegrini M., Cuomo V., Masiello G. & Pavese G. 2007. REFIR/BB initial observations in the water vapour rotational band: results from a field campaign. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer* 103, 524-535.
- Harries, J. E. 1996. The Greenhouse Earth - A view from space. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 122, 799-818.
- Held, I.M. & Soden B.J. 2000. Water vapor feedback and global warming. *Annual Review of Energy and the Environment* 25, 441-475.
- Niro F. et al. 2005. Spectra calculations in central and wing regions of CO₂ IR bands. IV: Software and database for the computation of atmospheric spectra. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 95, 469-481.
- Palchetti, L., Bianchini G., Castagnoli F., Carli B., Serio C., Esposito E., Cuomo V., Rizzi R., & Maestri T. 2005. Breadboard of a Fourier-transform spectrometer for the Radiation Explorer in the Far Infrared atmospheric mission. *Applied Optics* 44, 2870-2878.
- Palchetti L., Belotti C., Bianchini G., Castagnoli F., Carli B., Cortesi C., Pellegrini M., Camy-Peyret C., Jeseck P., & Té Y. 2006. Technical note: First spectral measurement of the Earth's upwelling emission using an uncooled wideband Fourier transform spectrometer, *Atmospheric Chemistry & Physics* 6, 5025-5030.
- Rodgers, C.D. 2000. Inverse Methods for Atmospheric Sounding: Theory and Practice. *World Scientific*, Singapore, New Jersey, London, Hong Kong.
- Rothman L.S. et al. 2005. The HITRAN 2004 molecular spectroscopic database, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 96, 139-204.

Modificazione dell'aerosol marino dovuta alle attività antropiche ed effetti sul clima

M.C. Facchini, S. Fuzzi, S. Decesari, M. Mircea, M. Rinaldi, C. Carbone
Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Bologna, Italia
mc.facchini@isac.cnr.it

SOMMARIO: Contribuendo in modo significativo alla concentrazione globale di particelle atmosferiche, l'aerosol marino costituisce un punto chiave per quantificare gli impatti radiativi dell'aerosol (effetti diretto ed indiretto). Il forcing radiativo causato dalle attività antropiche deriva dalla modificazione dell'aerosol marino naturale (concentrazione e composizione chimica) e per calcolarlo è necessario conoscere il fondo naturale e sapere come questo viene modificato. Questo contributo tratta alcune di queste fondamentali domande con particolare interesse alla composizione chimica della frazione organica dell'aerosol marino primaria (prodotta dallo spray marino) e secondaria (formatasi da processi di conversione gas-particella mediante reazioni chimiche). L'approccio sperimentale è orientato a rispondere ad esigenze di tipo modellistico quali la produzione di semplici parametrizzazioni di CCN, la messa a punto di una funzione di produzione dello spray marino che contenga le componenti organiche dell'aerosol, la determinazione della composizione organica dell'aerosol marino mediante tecniche a gruppi funzionali/classi di composti, la categorizzazione di classi di solubilità dei componenti l'aerosol marino utilizzabili per la comprensione delle proprietà igroscopiche e radioattive dell'aerosol stesso.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 Importanza dell'aerosol marino sul bilancio di radiazione

L'aerosol marino contribuisce in modo significativo alla concentrazione globale di particolato atmosferico e quindi ha un impatto importante sull'albedo della Terra e sul clima (Charlson et al. 1987). Fino ad alcuni anni fa la ricerca sull'aerosol marino era concentrata sulla produzione di particelle dallo spray marino e sul solfato prodotto dal ciclo del DMS (Heintzenberg & Charlson 1996). Recentemente, uno studio condotto nel Nord Atlantico ha mostrato che durante la fioritura del fitoplancton marino la frazione fine del particolato (diametro $< 1 \mu\text{m}$) è costituita prevalentemente da composti organici insolubili in acqua. Queste particelle organiche sono immesse in atmosfera dalla esplosione delle bollicine di aria prodotte dal moto ondoso degli oceani (spray marino). L'arricchimento

di materiale organico con proprietà tensioattive nelle particelle atmosferiche mostra lo stesso ciclo stagionale della fioritura del fitoplancton marino osservabile da immagini satellitari. Questa nuova sorgente di materiale organico aumenta la disponibilità di nuclei di condensazione di nubi nell'atmosfera marina ed influenza quindi il clima del pianeta (O'Dowd et al. 2004, Cavalli et al. 2004). L'inclusione di questa nuova sorgente di materiale organico nei modelli climatici può avere un impatto importante sulle future previsioni della risposta del pianeta al riscaldamento globale indotto dalle attività antropiche.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

La ricerca, che è iniziata nel 2001, viene attualmente svolta nell'ambito di alcuni progetti europei ed è articolata su alcune tematiche principali descritte di seguito.

2.1 Studio delle variazioni stagionali delle proprietà chimiche e fisiche dell'aerosol marino e dell'influenza della attività biologica

Il prodotto di questa attività di ricerca è la conoscenza della variabilità della proprietà chimiche e fisiche dell'aerosol marino legate alla attività biologica dell'oceano ed al suo complesso ciclo stagionale. Gli esperimenti sono condotti presso la Stazione di Ricerca di Mace Head (Irlanda) e si basano sulla misura di aerosol marini in settori puliti, scarsamente influenzati dalla attività umana.

2.2 Studio delle perturbazioni antropiche sulle proprietà chimico-fisiche dell'aerosol

Utilizziamo una metodologia osservativa simile alla precedente, ma focalizzando il campionamento e le osservazioni a masse di aria di origine antropica che modificano le proprietà chimiche e fisiche dell'aerosol marino.

2.3 Studio dei meccanismi di produzione primari di aerosol organico marino (da processi di bubble-bursting)

Questa attività si basa su esperimenti di laboratorio condotti prelevando l'acqua di mare durante periodi di fioritura del fitoplancton e quindi arricchita di materiale organico tensioattivo. In condizioni controllate e che simulano i processi naturali si producono poi aerosol in laboratorio mediante processi di *bubble bursting* e vengono misurate le proprietà fisiche (distribuzione dimensionale in numero e volume) e le caratteristiche chimiche (composizione organica ed inorganica in funzione della dimensione) dell'aerosol primario che costituiscono una serie di preziose informazioni per la comprensione dei processi ben più complessi di produzione di aerosol nell'atmosfera marina.

2.4 Studio della componente organica dell'aerosol marino di origine secondaria

Lo studio delle reazioni chimiche che producono trasformazioni gas-particelle organiche in ambiente marino è un campo ancora quasi inesplorato. Il contributo del nostro gruppo di

ricerca a questa attività si basa su uno studio approfondito della composizione chimica della frazione organica dell'aerosol mediante varie tecniche analitiche, principalmente sulla analisi a gruppi funzionali mediante spettroscopia a risonanza magnetica nucleare (NMR) da noi sviluppata alcuni anni addietro. La frazione organica dell'aerosol marino pulito (cioè non influenzato da processi antropici) è suddivisa fra componenti primari e secondari mediante una metodologia da noi messa a punto (Decesari et al. 2007).

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1 Variazioni della composizione chimica dovuta alla stagionalità del ciclo biologico

In Figura 1 sono mostrate le variazioni stagionali della composizione chimica organica ed

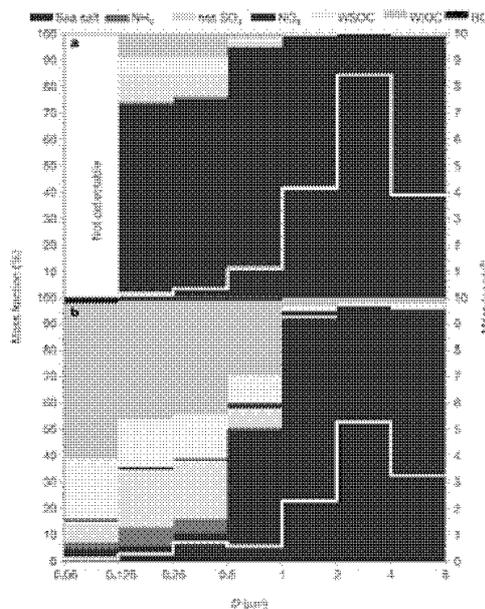


Figura 1: Composizione chimica dell'aerosol marino del Nord Atlantico in funzione della dimensione (in diametro, D): i risultati delle analisi su campioni collezionati con un impattore multistadio per periodi di alta attività biologica (HBA) e di bassa attività biologica (LBA) mostrano il drastico cambiamento della composizione chimica della frazione fine dominata dalle componenti organiche insolubili durante la fioritura del fitoplancton e dal sale marino durante il periodo invernale. Le concentrazioni di sale marino (sea salt), ammonio (NH₄) nitrato (NO₃), solfato non derivante dal sale marino (nss SO₄), sostanza organica solubile ed insolubile (WSOC e WIOC) sono riportate come massa di sostanza organica.

inorganica dell'aerosol marino. La frazione grossolana ($d > 1 \mu\text{m}$) non mostra variazioni stagionali ed è dominata dal sale marino. La frazione fine ($d < 1 \mu\text{m}$) è dominata invece dalla componente organica che rappresenta in media il 63 % della massa durante il periodo di alta attività biologica (HBA) e mostra una prevalentemente insolubilità in acqua ed un marcato carattere tensioattivo. Durante il periodo invernale invece il sale marino domina anche la composizione della massa della frazione fine dell'aerosol (O'Dowd et al. 2004; Yoon et al. 2007).

3.2 Aerosol organico derivante da processi di bubble-bursting

La frazione organica dell'aerosol marino pulito mostra una elevata insolubilità in acqua, marcatamente variabile però all'interno del ciclo di fioritura del fitoplancton che inizia nel periodo primaverile con un picco di produzione primaria (durante il quale l'aerosol marino è dominato da componenti insolubili) a cui segue un periodo di evoluzione complessa e parziale decomposizione (l'aerosol mostra la dominanza di componenti secondarie come MSA, nss SO₄ e componenti organiche solubili) e poi di nuovo una fioritura nel periodo autunnale (ed un nuovo aumento delle componenti insolubili dell'aerosol) (Yoon et al. 2007). Queste osservazioni sono la base di una ipotesi, supportata da studi termodinamici (Blanchard 1976, Oppo et al. 1999): i processi primari mediati da *bubble bursting* arricchiscono l'aerosol di composti insolubili e tensioattivi che si accumulano più facilmente sulla superficie dell'oceano. L'esperimento di *bubble bursting* condotto nel laboratorio della nave oceanografica Celtic Explorer nel giugno 2006 utilizzando acqua oceanica ricca di componenti organici ha confermato le ipotesi basate sui campionamenti atmosferici: l'aerosol marino primario è composto essenzialmente nella frazione grossolana da sale marino (xx % della massa totale), mentre nella frazione fine si osserva un progressivo e crescente arricchimento della frazione organica insolubile che diventa

80 % della massa nell'intervallo dimensionale 0,125 – 0,25 μm (Fig. 2).

La similitudine della distribuzione dimensionale della composizione chimica (componenti organiche insolubili e sea salt, Fig. 1) ottenuta in laboratorio dagli esperimenti di *bubble bursting* con quella osservata nell'aerosol marino è stupefacente e questo risultato ci ha permesso alcune immediate semplificazioni utilizzabili nella modellizzazione delle sorgenti primarie marine di aerosol.

L'analisi della frazione organica insolubile dell'aerosol marino condotta mediante spettroscopia NMR ha mostrato forti similitudini con il particolato organico ottenuto dagli esperimenti di *bubble bursting* durante la stessa crociera (POC) e con spettri di materiale mucillagginoso marino riportati in letteratura.

4 PROSPETTIVE FUTURE

I risultati ottenuti in laboratorio ed in campo saranno utilizzati per produrre parametrizzazioni per modelli climatici. In particolare, la produzione primaria di aerosol marino mediante processi di *bubble bursting* verrà arricchita della componente organica insolubile e le sue variazioni stagionali saranno legate alle osservazioni da satellite dell'attività biologica alla superficie marina (concentrazione di clorofilla). Le caratteristiche chimi-

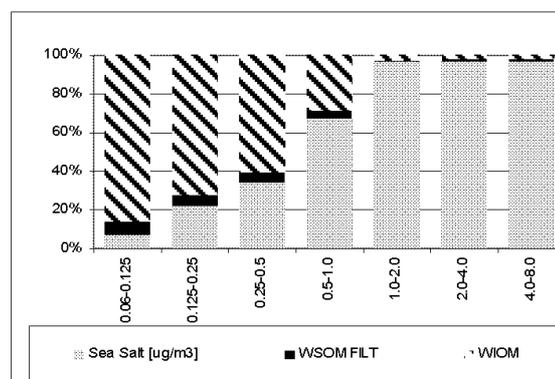


Figura 2. Composizione chimica percentuale dell'aerosol derivato da esperimenti di bubble bursting misurata con impattore multistadio. WIOM = componente organica insolubile; WSOM = componente organica solubile; sea salt = sale marino.

che (composizione e frazione solubile) e fisiche (distribuzione dimensionale, tensioattività, densità, ecc.) della frazione fine dell'aerosol marino saranno poi utilizzate per produrre semplici parametrizzazioni di CCN marini contenenti la componente organica. Attualmente infatti i modelli climatici considerano l'aerosol marino composto unicamente da solfato e sale marino. Le proprietà ottiche dell'aerosol marino saranno oggetto di futuri studi sul forcing climatico diretto, mentre lo studio dell'influenza dell'attività antropica nella modifica delle proprietà dell'aerosol marino sarà esteso anche alle componenti organiche (cambiamento in numero e composizione dei CCN marini).

5 RINGRAZIAMENTI

Questa ricerca è sviluppata nell'ambito dei progetti europei MAP (Marine Aerosol Production: Primary & Secondary Marine Aerosol Production from Natural Sources), EUCAARI (European Integrated Project on Aerosol Cloud Climate and Air Quality Interactions) e ACCENT (Atmospheric Composition Change: the European Network of Excellence). Fra i vari partner internazionali che partecipano a questa ricerca, fondamentale è per il nostro gruppo la collaborazione con la National University of Ireland, Galway.

6 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Barnes, A.M. & White B.K. 1970. Studies on chemistry. *Indian J. Genet.* 20: 191-206.
- Blanchard, D.C. 1976. Bubble scavenging and the water to air transfer of organic material in the sea. *Adv. Chem. Ser.* 145: 360-387.
- Cavalli, F. *et al.* 2004. Advances in characterization of size-resolved organic matter in marine aerosol over the North Atlantic. *J. Geophys. Res.* 109: D24215, doi:10.1029/2004JD005137.
- Charlson, R.J., *et al.* 1987. Oceanic phytoplankton, atmospheric sulfur, cloud albedo and climate. *Nature.* 326: 655-661
- Heintzenberg, J. & Charlson R.J. 1996. Design and applications of the integrating nephelometer: A review. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 13: 987-1000.
- O'Dowd, C.D. *et al.* 2004. Biogenically-driven organic contribution to marine aerosol. *Nature.* doi:10.1038/nature02959.
- Oppo, C. *et al.* 1999. Surfactant component of marine organic matter as agents for biogeochemical fractionation of pollutants transport via marine aerosol. *Mar. Chem.* 63: 235-253.
- Yoon, Y.J. *et al.* 2007. Seasonal characteristics of the physico-chemical properties of North Atlantic marine atmospheric aerosols. *J. Geophys. Res.* 112: D04206, doi:10.1029/2005JD007044.

Caratteristiche del particolato atmosferico da emissioni di combustione di biomasse

S. Decesari, M.C. Facchini, M. Mircea, S. Fuzzi

Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Bologna, Italia

s.decesari@isac.cnr.it

SOMMARIO: La combustione di biomasse è la sorgente principale di particolato organico in atmosfera. Le particelle emesse sono per lo più di dimensioni submicrometriche, con elevati tempi di residenza in atmosfera e in grado di aumentare la concentrazione di nuclei di condensazione delle nubi (CCN) modificando le proprietà radiative e il tempo di vita delle nubi stesse. In una regione rurale del Brasile soggetta a progressiva deforestazione nella stagione secca, sono stati campionati gli aerosol prodotti dai fuochi e misurate le proprietà igroscopiche e l'abilità di fungere come CCN. L'analisi chimica completa della frazione idrosolubile dei campioni, ed il confronto delle proprietà igroscopiche derivate con quelle misurate, ha evidenziato che alcune classi di sostanze organiche, come le anidridi degli zuccheri formate dalla pirolisi della cellulosa, hanno un ruolo attivo nell'assorbimento di vapor d'acqua da parte dell'aerosol, e quindi nella loro capacità di fungere da nuclei di condensazione delle nubi.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

La combustione di biomasse nelle sue varie forme – incendi accidentali, dolosi o regolamentati, fuochi domestici o per la produzione di carbone – è responsabile ogni anno dell'immissione in atmosfera di 34 Tg di carbonio organico particolato (Bond et al. 2004). Le maggiori emissioni da combustione di biomasse sono localizzate nelle regioni tropicali di Asia, Africa e America durante la stagione secca, e sono associate alle attività di deforestazione. Osservazioni satellitari hanno mostrato che i fenomeni convettivi propri delle aree tropicali possono trasportare gli aerosol emessi dalla combustione delle biomasse negli strati elevati della troposfera dove possono viaggiare per diverse migliaia di chilometri influenzando le proprietà radiative dell'atmosfera e la popolazione di nuclei di condensazione su cui le nubi si formano.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 L'esperimento SMOCC

Un esperimento intensivo su campo è stato svolto nel periodo settembre – metà novem-

bre 2002 in un'area rurale dello Stato di Rondônia, Brasile, tra le fine della stagione secca e l'inizio della stagione delle piogge. Durante l'esperimento, il campionamento sistematico di aerosol segregato dimensionalmente è stato accompagnato da misure fisiche della distribuzione dimensionale in numero delle particelle, delle loro proprietà igroscopiche e come nuclei di condensazione di nube (CCN). L'esperimento è stato coordinato dal Max Planck Institute for Chemistry di Mainz, in collaborazione con l'Università di São Paulo, nell'ambito del progetto europeo SMOCC (Andreae et al. 2004). Personale dell'ISAC ha prelevato campioni di aerosol per successive analisi di laboratorio.

2.2 Le analisi dei campioni di particolato

I campioni di aerosol segregato dimensionalmente prelevati sul campo con impattori multistadio e campionatori dicotomi, sono stati analizzati con metodi cromatografici (HPLC, cromatografia ionica) e spettroscopici (risonanza magnetica nucleare) nei laboratori dell'ISAC e dell'Università di Bologna per le componenti organiche e inorganiche idrosolubili (Decesari et al. 2006, Tagliavini et al. 2006).

2.3 Utilizzo dei dati chimici in modelli microfisici

Le decine di specie chimiche organiche e inorganiche individuate dalle analisi dei campioni di particolato sono state organizzate in classi chimiche per fornire composizioni semplificate per l'uso in modelli microfisici che riproducono le proprietà degli aerosol dal punto di vista dell'igroscopicità e dell'abilità come CCN. I risultati dei modelli sono stati confrontati con le misure delle stesse proprietà ottenute durante l'esperimento su campo.

2.4 Misure di laboratorio delle proprietà igroscopiche e di CCN

Aerosol prodotto artificialmente nebulizzando soluzioni contenenti sostanze rappresentative della composizione dell'aerosol da combustione delle biomasse è stato sottoposto a misure di laboratorio presso i laboratori delle Università di Copenhagen e di Lund per la determinazione delle proprietà igroscopiche e di CCN. Gli esperimenti sono stati condotti variando le proporzioni dei vari componenti organici e inorganici per valutarne effetti specifici e sinergie.

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1 Variazioni stagionali nella concentrazione e composizione degli aerosol

Nel settembre 2002, durante la stagione secca, gli incendi forestali sono stati responsabili di concentrazioni di particolato atmosferico (PM10) pari a 80 - 140 $\mu\text{g m}^{-3}$ (media sulle 12 ore) presso il sito di campionamento, mentre le stesse concentrazioni sono diminuite fino a 6 $\mu\text{g m}^{-3}$ una volta iniziata la stagione delle piogge in novembre. Per un periodo di transizione durato due settimane in ottobre, le concentrazioni si sono assestate sui 25 $\mu\text{g m}^{-3}$ senza andamenti evidenti. Conseguentemente, la combustione di biomasse nella regione durante la stagione secca è stata responsabile di concentrazioni di particolato superiore fino a 20 volte rispetto ai livelli di fondo (Fuzzi et al. 2007).

3.2 Composizione chimica segregata dimensionalmente

Il confronto delle distribuzioni dimensionale del particolato evidenzia che le emissioni dagli incendi influenzano principalmente la concentrazione delle particelle submicrometriche mentre i livelli di particolato grossolano (PM2 - 10) hanno subito limitate variazioni nel periodo considerato.

Le analisi chimiche mostrano che gli aerosol emessi dai fuochi forestali e concentrati nella frazione fine dell'aerosol sono formati essenzialmente da sostanze organiche, in buona parte idrosolubili, e con un contenuto minore di sali inorganici (Fig. 1). Tra questi ultimi, i sali di potassio caratteristici di emissioni recenti sono più arricchiti durante la stagione secca, mentre i sali di ammonio, caratteristici di emissioni più datate, diventano predominanti nel periodo di transizione e nella stagione umida. Questo risultato indica che le più basse concentrazioni di aerosol da combustione di biomasse riscontrate durante le ultime settimane dell'esperimento, si debbono a emissioni regionali via via più distanti e rarefatte. La concentrazione di sali inorganici solubili cresce in queste particelle di fumo "invecchiate" (Fig. 1) per via della condensazione di sali di solfati originati dalla progressiva ossidazione dei vapori di diossido di zolfo all'interno dei "plume".

Al contrario dei sali inorganici, la maggior parte delle particelle organiche si forma nelle emissioni fresche, con differenze di composizione tra il giorno e la notte, che si possono almeno in parte ricondurre alle diverse condizioni di combustione. La maggiore intensità della combustione a fiamma di giorno porta a maggiori concentrazioni di sostanze ossidate, come acidi carbossilici, mentre le emissioni notturne dalle braci arricchiscono l'aerosol di prodotti di combustione incompleta come le anidridi degli zuccheri. Una classe di acidi aromatici policarbossilici di dubbia origine e costituente circa il 15 - 20 % del carbonio organico idrosolubile risulta sistematicamente più arricchita nei campioni prelevati nelle ore diurne (Decesari et al. 2006).

Le particelle grossolane (PM₂₋₁₀) sono costituite da minerali, spore fungine e i composti derivanti dalla combustione delle biomasse vi si ritrovano solo in basse concentrazioni, soprattutto nella stagione umida.

3.3 Composizioni chimiche semplificate ed utilizzo in modelli microfisici.

La composizione segregata dimensionalmente della frazione idrosolubile dell'aerosol campionato durante i tre periodi dell'esperimento SMOCC (periodo secco, di transizione, umido) sono state sintetizzate con miscele di quattro sali inorganici e di nove composti organici, che nel loro complesso riassumono la complessità dell'insieme dei dati chimici ottenuti (Decesari et al. 2006, Mircea et al. 2005). Queste composizioni sono state utilizzate per predire la crescita igroscopica di particelle di diametro da 20 a 440 nm per perio-

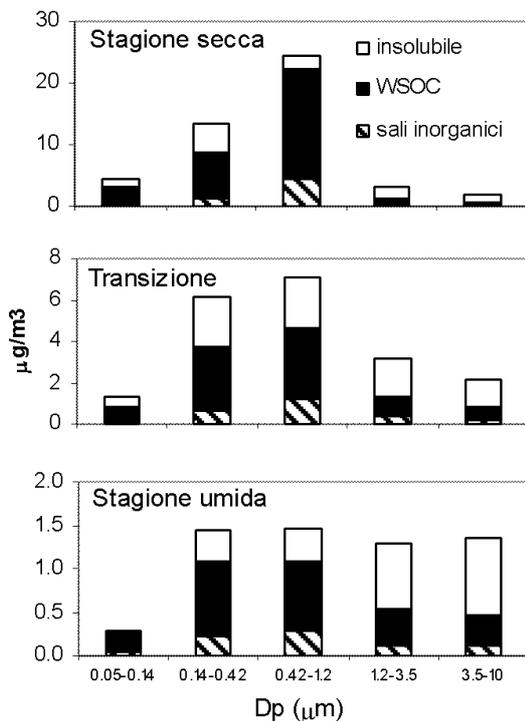


Figura 1: Composizione medie segregate dimensionalmente dell'aerosol campionato durante i tre maggiori periodi della campagna SMOCC. I cinque intervalli dimensionali del diametro delle particelle (D_p) corrispondono agli stadi di un impattore di Berner. In figura sono indicate la frazione di sali inorganici, di composti organici idrosolubili (WSOC) e la rimanente frazione di massa insolubile.

di della campagna durante i quali erano disponibili misure dirette. In generale, il modello riesce a riprodurre accuratamente i fattori di crescita igroscopica osservati di 1,04 – 1,12 (confrontando il diametro umido a 90 % di UR e il diametro secco), ma solo includendo l'assorbimento di vapor d'acqua dovuto alle sostanze organiche (Fig. 2). Un analogo confronto tra modello e misure di concentrazione di CCN mostra che anche in questo caso l'inclusione dell'assorbimento di vapor d'acqua da parte delle sostanze organiche migliora considerevolmente il fitting del modello. Questi risultati mostrano che le particelle prodotte da emissioni da combustione delle biomasse mostrano proprietà igroscopiche e di CCN governate sia dal contenuto di sali inorganici che dalle sostanze organiche idrosolubili.

3.4 Studi di laboratorio.

Lo studio delle proprietà igroscopiche e di CCN di composti inorganici e organici rappresentativi della composizione degli aerosol da emissioni dei fuochi forestali ha mostrato che le sostanze organiche mostrano effetti molto diversificati, con alcuni composti (come le anidridi degli zuccheri) altamente igroscopici ed altri (come alcuni acidi carbos-

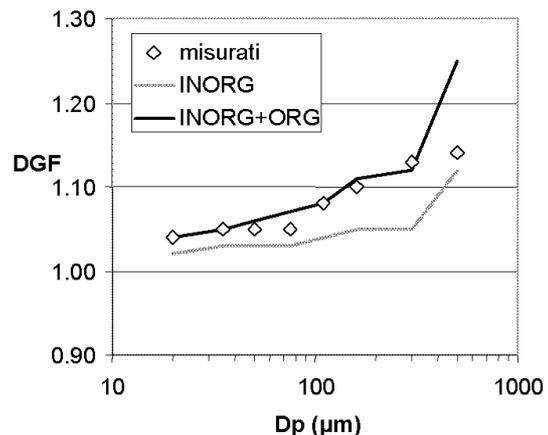


Figura 2: Confronto tra i fattori di crescita misurati in funzione del diametro delle particelle (D_p) ed i valori predetti dai modelli microfisici nel caso in cui sia considerata solo l'igroscopicità delle sostanze inorganiche (INORG) e nel caso in cui sia aggiunta l'igroscopicità delle sostanze organiche idrosolubili (INORG+ORG).

silici alifatici) scarsamente igroscopici ma attivi come CCN. Infine, gli acidi aromatici policarbossilici sono debolmente igroscopici e moderatamente attivi come CCN (Svenningsson et al. 2006). Questi risultati mostrano l'importanza di una caratterizzazione chimica completa al di là della semplice misura del contenuto di carbonio organico nell'aerosol.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Studi recenti hanno mostrato come le emissioni da combustione di biomasse contribuiscono significativamente alle concentrazioni di polveri fini non solo nelle aree tropicali ma anche alle medie latitudini. Nel corso del 2007 e 2008 verranno compiute attività sperimentali nell'ambito del progetto integrato EUCAARI per lo studio delle emissioni da fuochi domestici e incendi forestali in varie regioni dell'Europa (valli alpine, foresta boreale, aree rurali). L'attività di ricerca nell'ambito di questi progetti, così come quella avviata in aree remote d'alta quota (Himalaya), fornirà nuove informazioni sugli effetti climatici degli aerosol da combustione delle biomasse a scala continentale e globale.

5 RINGRAZIAMENTI

Questa ricerca è sviluppata nell'ambito dei progetti europei SMOCC (Smoke Aerosols, Clouds, Rainfall and Climate) ed EUCAARI (European Integrated Project on Aerosol Cloud Climate and Air Quality Interactions). Fra i vari partner internazionali che partecipano a questa ricerca, fondamentale è per il nostro gruppo la collaborazione con il Max Planck Institute for Chemistry di Mainz, Germania, e il Centro di Ricerche per le Scienze Ambientali (Ravenna) dell'Università di Bologna.

6 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Andreae, M.O. et al. 2004. Smoking rain clouds over the Amazon. *Science*. 303: 1337-1342.
- Bond, T.C. et al. 2004. A technology-based global inventory of black and organic carbon emissions from combustion. *J. Geophys. Res.* 109: D14203, doi: 10.1029/2003JD003697.
- Decesari, S. et al. 2006. Characterization of the organic composition of aerosols from Rondônia, Brazil, during the LBA-SMOCC 2002 experiment and its representation through model compounds. *Atmos. Chem. Phys.* 6: 375-402.
- Fuzzi, S. et al. 2007. Overview of the inorganic and organic composition of size-segregated aerosol in Rondônia, Brazil, from the biomass burning period to the onset of the wet season. *J. Geophys. Res.* 112: D01201, doi:10.1029/2005JD006741.
- Mircea, M. et al. 2005. Importance of the organic aerosol fraction for modeling aerosol hygroscopic growth and activation: a case study in the Amazon Basin. *Atmos. Chem. Phys.* 5: 3111-3126.
- Svenningsson, B. et al. 2006. Hygroscopic growth and critical supersaturations for mixed aerosol particles of inorganic and organic compounds of atmospheric relevance. *Atmos. Chem. Phys.* 6, 1937-1952.
- Tagliavini, E. et al. 2006. Functional group analysis by H NMR/chemical derivatization for the characterization of organic aerosol from the SMOCC field campaign". *Atmos. Chem. Phys.* 6: 1003-1019.

Studio dei composti organici solforati volatili di origine marina e loro relazione con i cambiamenti climatici

A. Gambaro^{1,2}, P. Cescon¹, C. Turetta¹, R. Piazza^{1,2}, I. Moret^{1,2}

¹Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali, CNR, Venezia, Italia

²Dipartimento di Scienze Ambientali, Università di Venezia "Ca' Foscari", Venezia, Italia
gambaro@unive.it

SOMMARIO: L'evoluzione temporale della concentrazione di composti organici solforati di origine naturale (DMS, DMSP, CS₂) in acqua superficiale e nei sedimenti in ambienti sottoposti a diverso grado di antropizzazione (Laguna di Venezia, Laguna di Grado e Marano, Nord Adriatico, Antartide) è messa in relazione ai cicli climatici e stagionali attraverso il confronto con i principali parametri meteorologici (radiazione solare, piovosità, temperatura, ecc.). La concentrazione di DMS in acqua superficiale e nel sedimento della Laguna di Venezia presenta caratteristici andamenti temporali evidenziando una stretta relazione con gli andamenti della clorofilla *a*, del DMSP e con i principali parametri meteorologici (temperatura, piovosità, radiazione solare ecc.). Per quanto riguarda il sistema acquatico antartico è stata evidenziata una stretta relazione tra DMS, clorofilla *a* e DMSP, ma i valori della concentrazione di DMS riscontrati sono notevolmente superiori a quelli rilevati in ambienti lagunari temperati e negli oceani. I risultati ottenuti hanno permesso di comprendere maggiormente la relazione tra la concentrazione dei composti organici solforati volatili e le principali variabili biologiche e meteorologiche in riferimento ai cambiamenti climatici.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

La comunità scientifica internazionale negli ultimi anni ha dedicato crescente attenzione allo studio dell'aerosol atmosferico a causa dell'importanza di quest'ultimo sulla salute umana e sull'influenza esercitata sul "global change". Infatti l'aerosol influenza sia direttamente (forzatura radiativa attraverso processi di scattering ed assorbimento della radiazione solare) che indirettamente (formazione dei nuclei di condensazione delle nubi) il clima. Le particelle di aerosol presenti nell'atmosfera terrestre sono generate da numerosi processi naturali e antropici. Tra i processi naturali particolare importanza assume la stima del flusso di zolfo immesso in atmosfera mediante diffusione del dimetilsolfuro (DMS) di origine naturale presente nei sistemi acquatici. Recenti studi (Rodhe, 1999) hanno riportato

che le emissioni antropiche di zolfo (1.9-2.7 Tmol S anno⁻¹) ormai eguagliano il flusso di zolfo di origine biogenica immesso in atmosfera (0.47 – 2.2 Tmol S anno⁻¹), inoltre è stato osservato che circa 2/3 delle emissioni in atmosfera di zolfo di origine naturale sono dovuti al DMS presente nel sistema acquatico oceanico (0.3-1.6 Tmol S anno⁻¹). In atmosfera (troposfera) DMS subisce una serie di trasformazioni fotochimiche i cui prodotti giocano un ruolo importante nella regolazione climatica della Terra. In particolare SO₂, mediante trasformazione in H₂SO₄, influenza notevolmente il pH delle piogge e dell'aerosol mentre i solfati formano i nuclei di condensazione delle nubi intervenendo così nei fenomeni di assorbimento e riflessione della radiazione solare che raggiunge la Terra. Il principale precursore del DMS è il dimetilsolfoniopropionato (DMSP) (Cantoni e Anderson,

1956); un composto solfonico terziario presente nella cellula di varie specie di macroalghe e fitoplancton con la funzione di osmoregolatore, di crioprotettore e da recenti studi anche di difesa contro l'attacco dei batteri.

Il DMS nell'ambiente marino si forma principalmente attraverso processi legati all'attività biologica, quali:

- rilascio diretto da parte del fitoplancton,
- trasformazione, ad opera dei batteri, del DMSP disciolto,
- lisi del DMSP durante i processi di assimilazione e digestione del fitoplancton da parte dello zooplancton.

Una volta in acqua il DMS può subire diversi destini tra cui:

- diffusione in atmosfera,
- fotossidazione,
- degradazione batterica, ecc. (Kiene, 1992; Kieber *et al.*, 1996).

Nello studio di tutte queste problematiche l'attenzione va rivolta al ruolo dei cambiamenti climatici nella produzione e destino dei composti organici solforati volatili di origine naturale.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

L'attività di ricerca prevede lo studio dell'evoluzione temporale della concentrazione di composti organici solforati volatili in ambienti sottoposti a diverso grado di antropizzazione (ecosistema lagunare veneziano, laguna di Grado e Marano, Nord Adriatico, Antartide, ecc...).

In particolare è stata effettuata la determinazione della concentrazione di DMS, CS₂ e DMSP in acqua superficiale e lungo la colonna d'acqua sia nella fase acquosa che associata al particolato e nel sedimento nei vari ambienti (Moret *et al.* 2000; Gambaro *et al.* 2002).

Il confronto con l'evoluzione temporale di alcuni parametri chimico-fisici (temperatura, salinità, fluorescenza ecc..) e biologici (conta e identificazione fitoplanctonica) ha permesso di comprendere l'origine del DMS nei vari ambienti. I dati sono stati messi in relazione con valori di temperatura dell'acqua e di intensità del vento per stimare il flusso di

zolfo di origine biogenica immesso in atmosfera dai vari sistemi acquatici e messo in relazione ai cicli climatici e stagionali attraverso il confronto con i principali parametri meteorologici (radiazione solare, piovosità, temperatura ecc.).

In questo lavoro vengono riportati e discussi i risultati ottenuti dall'analisi di campioni di acqua e ghiaccio marino prelevati in una stazione della Gerlache Inlet (Baia Terra Nova) in Antartide (Gambaro *et al.* 2004) e in acqua superficiale e sedimento in diverse stazioni della Laguna di Venezia (Gambaro *et al.* 2003; Moret *et al.* 2004) allo scopo di individuarne la variabilità spaziale e temporale.

La metodologia analitica per la determinazione di DMS e DMSP in acqua, sedimento e ghiaccio marino prevede l'estrazione mediante il metodo "Purge and Trap" seguito da analisi gascromatografica.

Il DMS contenuto in 100 ml di campione veniva "strippato" mediante un flusso di azoto, intrappolato in una cartuccia Carbotrap 200 (Supelco Inc., Bellafonte, USA) ed infine trasferito ad una colonna capillare Megabore riempita con un polimero poroso (GS-Q, J&W Scientific, Folson, CA). Per l'analisi quantitativa veniva utilizzato un rivelatore a fotometria di fiamma e il metodo della calibrazione esterna.

Mediante idrolisi basica del campione il DMSP totale (somma del DMSP disciolto e particellato) veniva trasformato in DMS e determinato con la metodologia precedentemente riportata.

3 RISULTATI RILEVANTI

I dati ottenuti hanno permesso di identificare i periodi di massima produzione di composti organici solforati e le specie fitoplanctoniche responsabili di questa produzione e di comprendere, infine, le condizioni ambientali e climatiche che favoriscono questa produzione attraverso l'individuazione dei parametri meteorologici (temperatura, radiazione solare, piovosità, vento ecc..) più significativi.

L'evoluzione temporale della concentrazione

del dimetilsolfuro (DMS) e del dimetilsolfoniopropionato (DMSP) in acqua e nel sedimento della laguna di Venezia è stata studiata assieme a quella della clorofilla *a*, della temperatura e del fitoplancton (composizione e abbondanza) per comprendere il ruolo del sedimento come sorgente di DMS nel periodo invernale. Il confronto dell'evoluzione temporale dei parametri indagati permette di effettuare importanti conclusioni sull'origine dei vari composti organici solforati. In particolare viene evidenziata una differente origine per il CS₂ e per il DMS:

- il CS₂ verrebbe prodotto dalla degradazione del materiale organico solforato accumulato nei sedimenti;
- il DMS verrebbe prodotto attraverso due vie: la prima nel periodo primaverile-estivo legata al bloom fitoplanctonico e algale, la seconda nel periodo invernale-primaverile legata alla diminuzione dell'attività degradativa batterica.

Nel sedimento le concentrazioni di DMS e di DMSP sono maggiori di quelle in acqua. Il trend temporale della concentrazione di DMS nel sedimento mostra un massimo in Febbraio (1155 nmol S l⁻¹) in corrispondenza al massimo di concentrazione di DMS in acqua superficiale. Queste osservazioni suggeriscono che nel periodo invernale la concentrazione del DMS presente nelle acque superficiali è dovuta principalmente alla diffusione di quello presente nel sedimento.

Per quanto riguarda il sistema acquatico antartico è stata evidenziata, per l'intera durata della campagna e soprattutto durante il bloom fitoplanctonico, una stretta relazione tra DMS, clorofilla *a* e DMSP con elevate concentrazioni di clorofilla *a* corrispondenti ad elevate concentrazioni di DMS e di DMSP (Fig. 1). I valori della concentrazione di DMS riscontrati sono notevolmente superiori a quelli rilevati in ambienti lagunari temperati e negli oceani ma paragonabili a quelli osservati in diverse aree antartiche.

Il bloom fitoplanctonico e le elevate concentrazioni di DMSP e DMS nella colonna d'acqua sottostante sono stati osservati in presen-

za di uno spessore di circa 2.5 m di ghiaccio marino. Alcune determinazioni sono state effettuate nelle carote di ghiaccio marino rilevando concentrazioni di DMS e DMSP superiori di circa un ordine di grandezza rispetto a quelle osservate nell'acqua sottostante.

I risultati ottenuti in questo studio ci permettono di:

- porre le basi per lo studio del ciclo biogeochimico del DMS nell'ecosistema marino antartico;
- evidenziare la stagionalità dell'emissione di DMS in atmosfera per supportare ulteriormente le determinazioni di acido metansolfonico in carote di neve e ghiaccio come tracciante per la loro datazione;
- comprendere la relazione tra la concentrazione dei composti organici solforati volatili e le principali variabili meteorologiche in riferimento ai cambiamenti climatici.

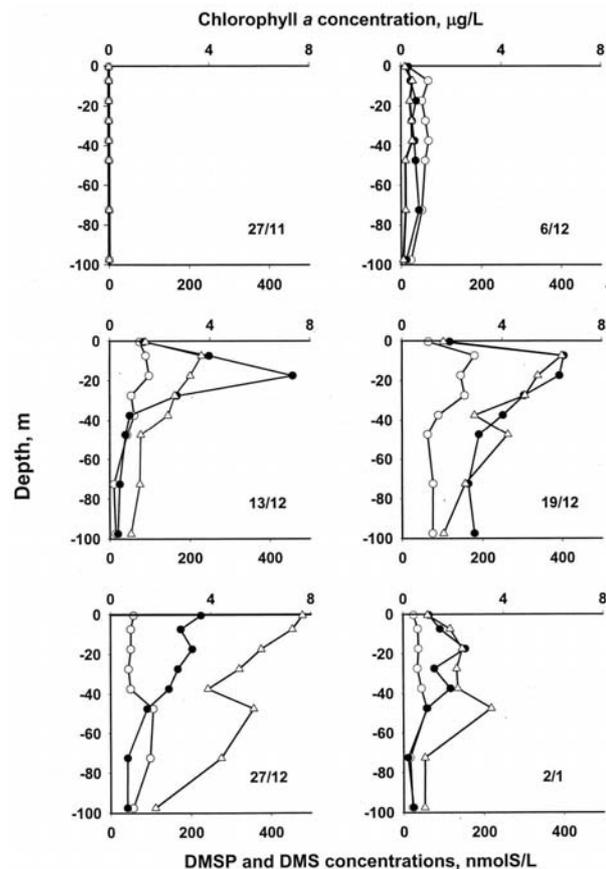


Fig. 1 Concentrazioni di DMS (∇), DMSP (●) e clorofilla *a* (o) nella colonna d'acqua della Gerlache Inlet (Antartide)

4 PROSPETTIVE FUTURE

Nell'ambito degli studi sull'influenza del clima sui processi che influenzano la produzione dei composti organici solforati volatili di origine naturale e viceversa particolari sforzi dovranno essere compiuti nel valutare il flusso di zolfo di origine naturale immesso in atmosfera a livello globale comprendendo aree non ancora studiate quali laghi, fiumi, zone stuarine, lagune ecc.. Si sottolinea l'impegno futuro per quantificare la produzione di aerosol da parte di composti solforati di origine naturale quali il DMS e valutarne l'influenza sull'albedo e in ultima analisi sui cambiamenti climatici.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Cantoni, G.L. & Anderson, D.G., 1956. Enzymatic cleavage of dimethylpropiothetin by *Polysiphonia lanosa*. *J. Biol. Chem.* 222: 171-177.
- Gambaro, A., Moret, I., Piazza, R., Da Rin, E., Turetta, C., & Cescon, P. 2002. Winter concentration evolution of DMS and DMSP in Venice lagoon water and sediment. *Ann. Chim.* 92: 217-228.
- Gambaro, A., Moret, I., Piazza, R., Andreoli, C., Corami, F., Turetta, C., & Cescon, P. 2003. Study of organic sulphur compounds (DMS, DMSP and CS₂) in lagoon ecosystems: the case of the Venice lagoon. *Ann. Chim.* 93(3): 223-239.
- Gambaro, A., Moret, I., Piazza, R., Andreoli, C., Da Rin, E., Capodaglio, G., Barbante, C., Cescon, P. 2004. Temporal evolution of DMS and DMSP in Antarctic coastal seawater. *Int. J. Environ. Anal. Chem.* 84 (6-7): 401-412.
- Kiene, R.P., 1992. Dynamics of dimethyl sulfide and dimethylsulfoniopropionate in oceanic water samples. *Mar. Chem.* 37: 29-52.
- Kieber, D.J., Jiao, J., Kiene, R.P., Bates, T.S., 1996. Impact of dimethylsulfide photochemistry on methyl sulfur cycling in the equatorial Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.* 101: 3715-3722.
- Moret, I., Gambaro, A., Piazza, R., Barbante, C., Andreoli, C., Corami, F., Scarponi, G. 2000. The seasonal variations of dimethyl sulphide and carbon disulphide in surface waters of the Venice lagoon. *Mar. Chem.* 71: 283-295.
- Moret, I., Gambaro, A., Piazza, R., Corami, F., Ravazzi, C., Andreoli, C., Truzzi, C., Lambertucci, L., Scarponi, G. 2004. Chemometric studies in the lagoon of Venice, Italy. 2. Evolution of sulphur species and relationship to biogeochemical cycles in lagoon water. *Ann. Chim.* 94 (5-6): 373-387.
- Rodhe, H., 1999. Human impact on the atmospheric sulfur balance. *Tellus* 51 A-B, 110-122.

Misura dei flussi di gas traccia da piattaforma oceanografica: il progetto OOMPH

S. Taddei, P. Toscano, B. Gioli, A. Matese, F. Miglietta, F. P. Vaccari, A. Zaldei, G. Maracchi

Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia

s.taddei@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: In questo articolo vengono descritte delle metodologie avanzate per la misura dei flussi di gas traccia in corrispondenza dell'interfaccia oceano-atmosfera mediante crociere su battelli oceanografici. Queste misure sono state fatte nell'ambito del progetto europeo OOMPH, che si propone di studiare i meccanismi che regolano la produzione, emissione ed assorbimento di composti organici da parte degli oceani. Questi meccanismi hanno profonde implicazioni sulla chimica dell'atmosfera e quindi su fenomeni importanti come il ciclo dell'ozono, l'effetto serra e i cambiamenti climatici.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Se si considera la dimensione e l'importanza degli oceani sorprende abbastanza il fatto, in gran parte dettato dalle difficoltà nell'organizzare esperimenti in ambito marino, che essi non siano stati ancora ben caratterizzati in termini di scambi di composti organici che giocano un ruolo importante nella chimica dell'atmosfera. Per avere un'idea del peso degli oceani nell'ambito degli scambi gassosi con l'atmosfera, si consideri per esempio il bilancio atmosfera-mare di CO₂: gli oceani assorbono fino a 2 Gt/anno, che rappresentano la differenza tra un flusso entrante di circa 92 Gt/anno ed uno uscente di 90 Gt/anno.

Il progetto europeo OOMPH (*Organics over the Ocean Modifying Particles in both Hemispheres*, www.atmosphere.mpg.de/enid/oomph) ha proprio lo scopo di caratterizzare la natura dei gas traccia organici e i loro meccanismi di scambio in corrispondenza dell'interfaccia oceano-atmosfera. L'attività di ricerca prevista dal progetto consiste in particolare di due crociere su battelli oceanografici allo scopo di misurare sia l'emissione che l'assorbimento di queste sostanze in mare aperto, confrontando anche le differenti caratteristiche dell'oceano Atlantico nell'emisfero australe con quelle dell'oceano

Atlantico nell'emisfero boreale, più soggetto ad influenze antropogeniche.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

L'attività di ricerca svolta dall'IBIMET-CNR di Firenze nell'ambito del progetto OOMPH ha riguardato la progettazione, preparazione e svolgimento di una serie di esperimenti a bordo dei battelli oceanografici durante le due crociere di un mese ciascuna, allo scopo di misurare flussi atmosferici di gas traccia organici in corrispondenza dell'interfaccia oceano-atmosfera. La prima crociera si è svolta nell'oceano Atlantico a latitudini tropicali, tra Capo Verde e le Canarie, a bordo del battello oceanografico tedesco Meteor. La seconda è consistita nella traversata dell'Atlantico tra il 40esimo e il 50esimo parallelo, da Cape Town (Sud Africa) a Punta Arenas (Cile), a bordo del battello oceanografico francese Marion Dufresne.

Le tecniche utilizzate per la misura diretta dei flussi atmosferici sono state tre: EC (*Eddy Covariance*), DEC (*Disjunct Eddy Covariance*) e REA (*Relaxed Eddy Accumulation*). Queste sono tecniche standard sulla terraferma e si basano sul fatto che lo strato di atmosfera a diretto contatto con la Terra è sede di moti turbolenti dell'aria che trasportano i gas traccia;

questi moti determinano un flusso netto di gas che può essere calcolato a partire dalla misura simultanea di parametri sia micro-meteorologici che chimici in uno stesso luogo. Rispetto però all'utilizzo di tali metodi sulla terraferma, quello sulle navi presenta ulteriori difficoltà, dovute al fatto che la nave stessa è in movimento. Tale movimento deve essere registrato con precisione per poter calcolare i valori reali del vento dai valori apparenti misurati. Inoltre la nave, date le sue dimensioni, distorce significativamente il flusso d'aria originario e anche questo deve essere valutato. Per tale motivo, come operazione preliminare, sono state effettuate accurate simulazioni fluidodinamiche mediante modelli numerici per calcolare questa distorsione. Sono stati quindi implementati modelli sia del Meteor che del Marion Dufresne e i risultati dei calcoli numerici sono stati utilizzati per individuare le migliori posizioni per l'installazione degli strumenti e per quantificare gli errori indotti dalla distorsione dei flussi d'aria (figura 1).

La tecnica *Eddy Covariance* è il metodo più accurato per la misura diretta dei flussi atmosferici (M. Aubinet *et al.*, 2000). Esso si basa su un campionamento veloce dei moti turbolenti che permette di determinare la differenza netta di gas traccia che si spostano verso l'alto o verso il basso durante un certo arco di tempo. Questa si ottiene mediante un'analisi statistica della correlazione tra il moto verticale dell'aria e la concentrazione delle specie gassose di interesse. Più precisamente si tratta di calcolare il valor medio della covarianza tra le fluttuazioni della velocità verticale del vento e quelle di concentrazione. Sfruttando infatti la cosiddetta decomposizione di Reynolds si può verificare che il flusso risulta essere uguale a (1):

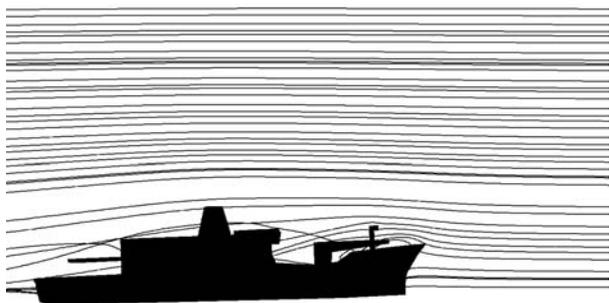


Figura 1: Linee di flusso intorno al Marion Dufresne.

$$\text{Flusso} = \langle w'c' \rangle \quad (1)$$

dove w' è la fluttuazione della velocità verticale del vento e c' è la fluttuazione della concentrazione. In realtà il metodo è ancora più generale e permette il calcolo dei flussi di altre quantità scalari come per esempio l'energia. Per effettuare l'analisi statistica di cui sopra è necessario raccogliere un numero elevato di dati tramite campionamenti ad alta frequenza (10-20 Hz) che possono essere eseguiti attraverso l'uso di sensori veloci capaci di misurare istante per istante le componenti della velocità del vento ed uno o più scalari.

Per poter utilizzare questa tecnica sulla nave è stato necessario sviluppare codici che controllano simultaneamente diversi strumenti, compreso un sistema inerziale/GPS per la misura dei movimenti della nave. I codici di controllo acquisiscono i dati sincronizzandoli tra loro con una frequenza di 10 Hz allo scopo di poter calcolare i flussi. I codici e l'intero sistema di strumenti sono stati preliminarmente testati e si è visto che gli effetti della velocità della nave sulla misura del vento possono essere corretti con elevata precisione. Il metodo EC è stato utilizzato per la misura dei flussi di calore latente, calore sensibile e CO₂. Pur non essendo l'obiettivo principale del progetto, tale misura fornisce informazioni utili sia in termini di conoscenza specifica che di controllo sui dati acquisiti con altre tecniche meno consolidate. Lo strumento usato per la misura delle concentrazioni di CO₂ e vapore acqueo è stato un LICOR 7000.

L'utilizzo di EC per la misura dei flussi è possibile solo se si hanno a disposizione sensori veloci. Questo non si verifica nel caso dei gas traccia organici di principale interesse in questo progetto. Una tecnica alternativa è il cosiddetto *Disjunct Eddy Covariance*, in cui si utilizza un sottocampionamento delle grandezze fisico-chimiche sopra menzionate (H.J.I. Rinne, *et al.*, 2000). Preliminare alla preparazione della strumentazione definitiva per gli esperimenti sulle navi, è stato quindi lo sviluppo di un prototipo del sistema per DEC. Questo sistema è stato testato confrontandolo con un sistema classico

per EC per la misura di concentrazioni di CO₂ sia in ambiente rurale che urbano. In questo test si è trovato un buon accordo quantitativo. Il prototipo è stato poi interfacciato con un Proton Transfer Reaction Mass Spectrometer (PTR-MS) presso la sede del Max Planck Institute a Mainz per verificare il funzionamento del sistema completo per la misura di concentrazioni di gas organici. Il sistema definitivo installato sulle navi era costituito da due bottiglie da mezzo litro di acciaio inossidabile, foderate internamente in Teflon ed equipaggiate con due grosse valvole in Teflon ad apertura veloce, un anemometro sonico (METEK, USA-1) e un sistema di navigazione inerziale combinato con un sistema di posizionamento satellitare (INS/GPS platform, C-Migits III). Lo stesso anemometro sonico e lo stesso sistema inerziale/GPS sono stati usati contemporaneamente per tutti i tre metodi di misura descritti: EC, DEC e REA. L'apparato descritto è stato posizionato in cima all'albero frontale delle navi (Figura 2) ed era collegato mediante linee di campionamento in Teflon ad un sistema di pompe che trasportavano l'aria campionata all'interno di un container-laboratorio in cui si trovavano altri strumenti di acquisizione e controllo. Ogni 30 secondi l'aria veniva risucchiata per circa 0.3 secondi in uno dei due contenitori di acciaio e immediatamente analizzata mediante il PTR-MS nel container-laboratorio. Mentre uno dei due contenitori veniva analizzato, il secondo veniva svuotato e preparato per il successivo ciclo di campionamento. L'anemometro sonico e il sensore INS/GPS registravano continuamente il vento, la posizione e la velocità con una frequenza di 10 Hz in modo da fornire i dati meteorologici con cui i valori di concentrazione provenienti dall'analisi di cui sopra verranno successivamente correlati. Un'altra possibilità per misurare i flussi di composti organici, e quindi in mancanza di sensori veloci per la misura di concentrazione, è quella di utilizzare il metodo detto Relaxed Eddy Accumulation (J.A. Businger, S.P. Oncley, 1990). Per implementare tale metodo è stato programmato un computer che calcolasse in tempo reale la velocità assoluta del vento tramite l'analisi dei dati dell'anemometro e del siste-

ma INS/GPS. Se la velocità del vento era sopra o sotto una data soglia l'aria veniva campionata nell'una o l'altra di due cartucce di grafite specifiche per la cattura di VOC, o altrimenti scartata. Il sistema di campionamento consisteva di valvole in Teflon controllate elettronicamente, collegate alle cartucce e montate in prossimità dell'anemometro. Le cartucce venivano sostituite periodicamente ogni ora.

2 RISULTATI

Il progetto OOMPH è tuttora in corso, ma la parte relativa all'acquisizione dei dati è terminata. Lo svolgimento di questi esperimenti ha prodotto un'ingente mole di dati la cui analisi deve essere completata. Il rapporto segnale/rumore nel caso dei flussi misurati all'interfaccia oceano/atmosfera risulta essere molto basso, sia a causa del basso valore dei flussi stessi che del valore elevato del rumore dovuto alle distorsioni del flusso causate dal movimento e dalla struttura della nave. Pertanto i dati grezzi devono essere corretti il più accuratamente possibile da tali distorsioni prima di poter ottenere valori attendibili di flusso. Alcuni risultati preliminari che confermano il buon funzionamento della strumentazione sono comunque già stati ottenuti. In figure 3 e 4 vengono mostrati i flussi di calore latente e calore sensibile, confrontati con valori ottenuti mediante metodi bulk (COARE 3.0) (C.W. Fairall *et al*, 2003). I risultati mostrano un buon accordo.

Il metodo bulk è basato su relazioni empiriche tra i flussi turbolenti e i valori di vento e diffe-



Figura 2: Strumentazione sull'albero del Marion Dufresne.

renze di temperatura e umidità tra il mare e l'atmosfera. A differenza dei metodi diretti, le formule del metodo bulk permettono di calcolare i flussi cinematici a partire da valori medi invece che dalle fluttuazioni. Le relazioni per il calcolo del flusso di calore sensibile e del flusso di calore latente sono rispettivamente le seguenti (2) (3):

$$H = \rho_a c_p C_t U_Z (T_s - \theta_Z) \quad (2)$$

$$LE = \rho_a L_e C_e U_Z (Q_s - Q_Z) \quad (3)$$

dove ρ_a è la densità media dell'aria, L_e è il calore latente di evaporazione, c_p è il calore specifico a pressione costante dell'aria, C_t e C_e sono coefficienti semiempirici, U_Z , θ_Z e Q_Z sono rispettivamente la velocità media del vento, la temperatura potenziale e l'umidità specifica all'altezza di misura, infine T_s e Q_s sono la temperatura superficiale del mare e l'umidità specifica superficiale. Dato che tale metodo si basa su principi fisici completamente differenti, un accordo tra i dati calcolati col metodo EC e quelli calcolati con il metodo bulk rappresenta un ottimo test di validità dei risultati.

4 PROSPETTIVE FUTURE

La conoscenza degli oceani sta diventando sempre più un'esigenza fondamentale dell'umanità. Non a caso l'oceanografia e le scienze correlate stanno vivendo in questi ultimi anni un forte sviluppo. Di primaria importanza in questo ambito è la comprensione di tutti i meccanismi che producono e regolano gli scambi di materia ed ener-

gia tra oceano e atmosfera. Il progetto OOMPH rappresenta un primo tentativo per capire a fondo le connessioni tra la fisica, chimica e biologia del sistema marino in particolare per quanto riguarda la produzione, emissione ed assorbimento di composti organici. Il lavoro svolto in questo progetto non può quindi che essere considerato un primo passo verso la comprensione di questi fenomeni, che hanno profonde implicazioni per quanto riguarda la chimica dell'atmosfera e le conseguenze su ciclo dell'ozono, effetto serra e cambiamenti climatici. La conoscenza sia tecnica che scientifica acquisita nel corso di OOMPH permetterà più approfondite ed accurate indagini su queste problematiche in progetti futuri.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- M. Aubinet, *et al.* *Estimates of the annual net carbon and water exchange of European forest: the EUROFLUX methodology.* Advances in Ecological Research 30: 113-175, 2000.
- H.J.I. Rinne, *et al.* *A true eddy accumulation system for trace gas fluxes using disjunct eddy sampling method.* (J. Geophys. Res. 105: 24791-24798, 2000.
- J.A Businger, S.P. Oncley. *Flux measurement with conditional sampling,* J. Atmos. Oceanic. Technol. 7: 349-352, 1990.
- C.W. Fairall, *et al.* *Bulk parametrization of air-sea fluxes: updates and verification for the COARE algorithm.* J. of Climate 16: 571-591, 2003.

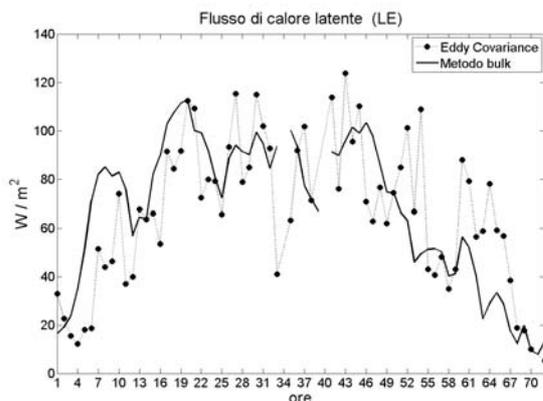


Figura 3: Flusso di calore latente.

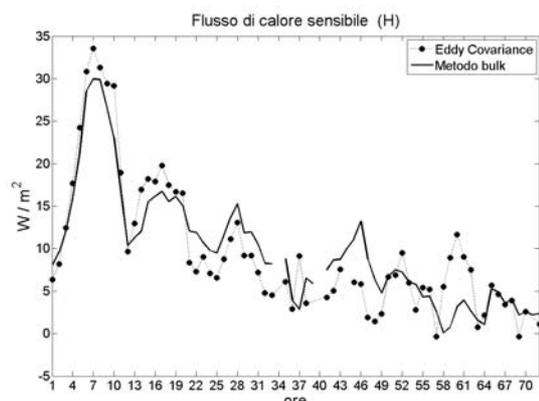


Figura 4: Flusso di calore sensibile.

Dinamica delle emissioni di mercurio da incendi forestali nell'area Mediterranea: implicazioni del *climate change*

S. Cinnirella, N. Pirrone

Istituto sull'Inquinamento Atmosferico, CNR, Rende (CS), Italia

s.cinnirella@cs.ii.cnr.it

SOMMARIO: Vengono riportati i risultati della stima delle emissioni di mercurio da incendi forestali nella regione Mediterranea. I parametri necessari alla stima delle emissioni sono stati dedotti dall'elaborazione delle informazioni raccolte dal sensore MODIS. I risultati ottenuti per il 2006 mettono in evidenza il consistente ruolo di Italia, Francia, Austria, Bulgaria, Algeria, Spagna e Croazia che contribuiscono in modo sostanziale alle emissioni su tutta la scala regionale. Gli scenari costruiti sulla base dei trend di superficie forestale, biomassa delle foreste e andamento degli incendi hanno consentito la stima delle emissioni di mercurio future. In particolare, rispetto al 2006 (4.1 Mg anno^{-1}) sono stati ottenuti valori incrementali del 24%, 30% e 39% rispettivamente per il 2025, 2050 e 2075.

1 INTRODUZIONE

Gli inquinanti emessi in atmosfera producono effetti dannosi per la salute umana. Il mercurio (Hg) è uno dei principali inquinanti che assume particolare rilevanza per gli effetti persistenti e la complessità della sua presenza nell'ambiente (Pacyna *et al.*, 2001, Pirrone *et al.*, 1996, 2001, 2003). Tra le sorgenti di emissione di mercurio in atmosfera, quelle di origine naturale stanno assumendo particolare rilevanza nel bilancio globale a causa dei forcing naturali come quello indotto dai cambiamenti climatici (Friedli *et al.*, 2003, Eisenreich 2005, Pirrone *et al.*, 2005, Cinnirella & Pirrone 2006, 2007). Al fine di ridurre l'impatto del mercurio sulla salute umana e pianificare gli interventi di riduzione a lungo termine è necessario conoscere la distribuzione spaziale e temporale delle sorgenti di emissione. Inoltre, l'applicazione di modelli chimico-fisici al ciclo del mercurio consente di ottenere le informazioni necessarie alla pianificazione di tali interventi. Ma se da un lato le conoscenze sulle emissioni da sorgenti di origine antropica sono dettagliate e ben simulate nell'ambito di scenari di tipo socio-economico, dall'altro la scarsa conoscenza spazio-temporale delle sorgenti di origine naturale non consente di predisporre scenari a medio-lungo termine.

Le strategie di riduzione delle emissioni di mercurio nell'ambiente devono, quindi, essere raffinate partendo da stime spazio-temporali e scenari costruiti sulla base degli scenari elaborati dall'IPCC (IPCC, 2001). A tale scopo, nell'ambito di MERCYMS un progetto del 5° Programma Quadro (www.cs.ii.cnr.it/MERCYMS/), è stata avviata una ricerca sulle emissioni di mercurio da sorgenti di origine naturale ed in particolare dagli incendi boschivi (Cinnirella & Pirrone 2006, 2007). Usando le tecnologie di telerilevamento ed i Sistemi Informativi Geografici è stata stimata la quantità di mercurio emessa nella regione Mediterranea durante il 2006. Successivamente, costruendo alcuni scenari, basati sui risultati dell'IPCC, sono state stimate le emissioni in funzione di alcuni indicatori di riferimento legati ai cambiamenti climatici per il periodo 2005-2075.

2 METODOLOGIA

Durante un incendio boschivo, la quantità di mercurio immessa in atmosfera è funzione della superficie bruciata, della quantità di biomassa bruciata e della concentrazione di inquinante contenuta nei tessuti vegetali. Questi parametri sono di difficile determinazione soprattutto se di essi è necessario conoscere

la distribuzione spaziale e temporale. Per stimare la superficie incendiata nella regione Mediterranea sono state usate immagini del sensore MODIS. L'identificazione delle aree incendiate è basata sull'anomalia termica rilevata dal sensore per ciascun pixel. Il risultato finale è un prodotto (MOD14A2) che fornisce la maggiore probabilità di ciascun pixel (di lato pari a 1 km) di essere stato percorso dal fuoco. Nel nostro caso sono stati scelti solamente quei pixel che appartenevano alle classi di confidenza elevate. Al fine di considerare solo gli incendi forestali è stato usato il prodotto MOD12Q1 che riporta i pixel classificati come foresta secondo la classificazione IGBP. L'intersezione, in ambito GIS, dei due dataset ha consentito di ottenere la distribuzione spaziale (regione Mediterranea) e temporale (tutti i mesi del 2006) delle aree forestali sottoposte ad incendio. La stima della biomassa in piedi tramite telerilevamento necessita di un processo di inferenza a partire da dati rilevati a terra ed indici di vegetazione. Per passare dal volume di legno alla biomassa totale è stato necessario adottare alcuni coefficienti, poiché gli inventari a terra prendono in considerazione, in via prevalente, il volume di legno commerciale. Nel caso in esame la quantità di biomassa è stata stimata a partire dalla percentuale di copertura vegetativa (MOD44B), dall'Indice di area fogliare -LAI- (MOD15A2) e dalla tipologia di copertura del suolo (MOD12Q1). I modelli allometrici per le tipologie di foresta classificate secondo l'IGBP sono stati derivati da Muukkonen (2004). Il passaggio dalla biomassa in piedi a quella effettivamente bruciata, che rappresenta l'efficienza della combustione, è stato fatto attraverso l'analisi multitemporale del LAI (MOD15A2). Tale scelta pur non totalmente corretta è risultata essere la più adeguata per la distribuzione del mercurio nella vegetazione. In particolare, il mercurio rilasciato in atmosfera proviene prevalentemente dalle foglie nelle quali si deposita dopo esser stato assorbito dalle radici e trasportato attraverso lo xilema. Il mercurio giunge al terreno attraverso le deposizioni atmosferiche e attraverso la lettiera. In prossimità di siti contaminati o naturalmente ricchi di mercurio la concentrazione dell'elemento nelle piante è, ovviamente, maggiore (Ericksen & Gustin, 2004). Poiché non è stato possibile conoscere la distribuzione spaziale e temporale della concentrazione di mercurio nella vege-

tazione è stato adottato un coefficiente di emissione sperimentale. Quest'ultimo, pari a $112 \pm 17 \mu\text{g kg}^{-1}$ (Friedli *et al.*, 2003) approssima con sufficienza i valori medi dedotti dalla letteratura (Cinnirella & Pirrone, 2006). Gli scenari che considerano variazioni della composizione, struttura e consistenza areale della superficie boschiva e variazioni della biomassa sono stati derivati dal European Forest Information Scenario Model (EFISCEN) (Karjalainen *et al.*, 2003).

3 RISULTATI RILEVANTI

Le emissioni di mercurio sono state stimate per l'anno 2006 per la regione mediterranea (20° - 50°N , -15° - 50°W).

La superficie bruciata di foreste è risultata essere di 310268 ha. Non avendo a disposizione stime ufficiali per tutti i paesi, è stato fatto il paragone con gli anni antecedenti. Pur con le debite precauzioni, legate all'assoluta casualità temporale degli incendi dovuta all'andamento meteorologico ed a fattori socio-economici, in molti casi è stato possibile un paragone con gli anni precedenti, in altri casi sono stati ottenuti valori anomali (ad es. Austria 1242 ha contro una media di 74 ha, Tunisia 100 ha contro 1423 ha). Nel caso della Spagna si disponeva di dati ufficiali che riportavano 143990 ha contro 200259 ha stimati con il sensore MODIS. Questa differenza è spiegabile con l'erronea classificazione delle EBF che rappresentano circa il 50% delle foreste bruciate. L'anomalia legata all'algoritmo è stata corretta con la nuova versione del prodotto MODIS. Tra le tipologie forestali, circa il 20% di ENF, il 45% di MF e il 20% di EBF sono state interessate da incendi (Fig. 1A). A livello dei principali paesi interessati (in ordine Spagna, Algeria, Italia, Francia e Turchia) le EBF bruciate sono state 107500 ha, seguite dalle MF con 77500 ha e dalle ENF con 61500 ha. In Algeria e Spagna le EBF hanno rappresentato il 46-48% delle foreste bruciate, mentre in Francia, Grecia, Italia e Turchia la MF bruciata ha rappresentato il 40-78% del totale (Fig. 1B).

Come atteso, la stima della biomassa ha mostrato variazioni temporali (in funzione del mese), spaziali (in funzione del clima) e tipologiche (Fig. 2). In media la ENF è costituita da 25 Mg/ha di biomassa, la EBF da 24 Mg/ha, la DBF da 18 Mg/ha, la MF

da 29 Mg/ha e la CS da 17 Mg/ha. Le foreste italiane, austriache slovene e croate hanno oltre il 60% delle biomassa della regione considerata. Le stime sono sicuramente in difetto per l'eterogeneità e la frammentazione del paesaggio mediterraneo la cui caratterizzazione a scala sub-chilometrica è fattore determinante. L'incertezza della stima della biomassa assume grande rilevanza arrivando a determinare fino al 50% delle emissioni (Cinnirella & Pirrone 2006, 2007).

Le emissioni di mercurio da parte degli incendi forestali nella regione considerata ammontano a 4.1 Mg anno⁻¹. Tale dato è risultato essere superiore a quello stimato con informazioni statistiche sugli incendi (Cinnirella & Pirrone, 2006). Il dato non sorprende poiché nella prima stima per alcuni paesi non erano disponibili informazioni, o le informazioni erano insufficienti come nel caso di Algeria, Egitto e Siria. L'uso delle informazioni ottenute dal sensore MODIS ha prodotto un database con stime verosimilmente più vicine alla realtà. Anche in questo caso Italia, Francia, Austria, Bulgaria, Algeria, Spagna e Croazia sono i paesi che maggiormente contribuiscono in termini di emissioni di mercurio con valori compresi tra 331 e 967 kg annui (Fig. 3).

Gli scenari relativi all'andamento futuro della biomassa, sotto l'effetto contrastante di un aumento di CO₂ e una diminuzione della disponibilità di acqua nel suolo, unitamente all'incremento della richiesta evaporativa, indicano una riduzione consistente della biomassa fogliare (fino al 30%) ma solamente una riduzione del contenuto (2%) della biomassa legnosa (Borghetti *et al.*, 1998, 2005, Cinnirella *et al.*, 2002). Gli scenari sulla consistenza futura della superficie forestale evidenziano globalmente un aumento della superficie a bosco con distinzioni all'interno delle tipologie (ad es.

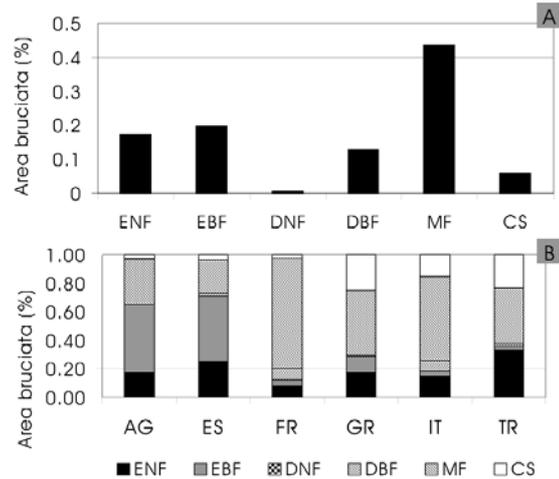


Figura 1: Percentuale di superficie forestale bruciata suddivisa per tipologie (A) e percentuale di superficie bruciata in alcuni paesi del Mediterraneo (B). Le tipologie considerate sono: ENF=foresta di conifere sempreverdi; EBF=foresta di latifoglie sempreverdi; DNF=foresta di conifere decidue; DBF=foresta di latifoglie decidue; MF=foresta mista; CS=macchia.

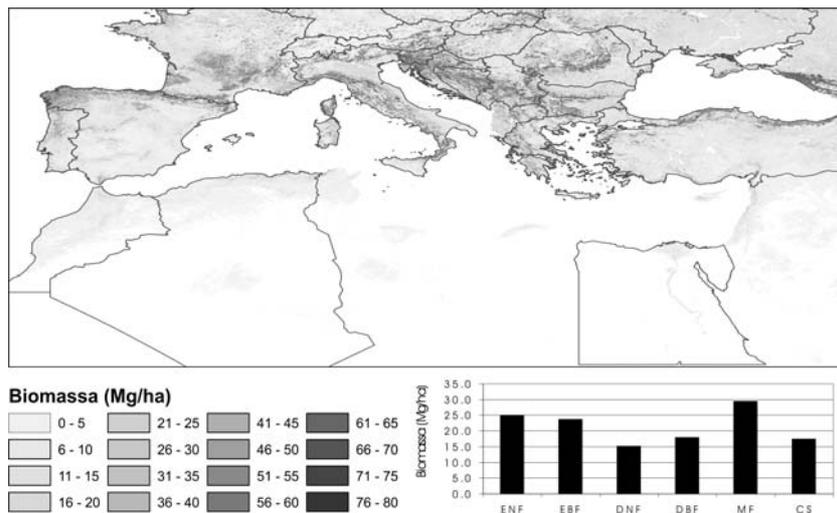


Figura 2: Distribuzione spaziale della biomassa (media annuale).

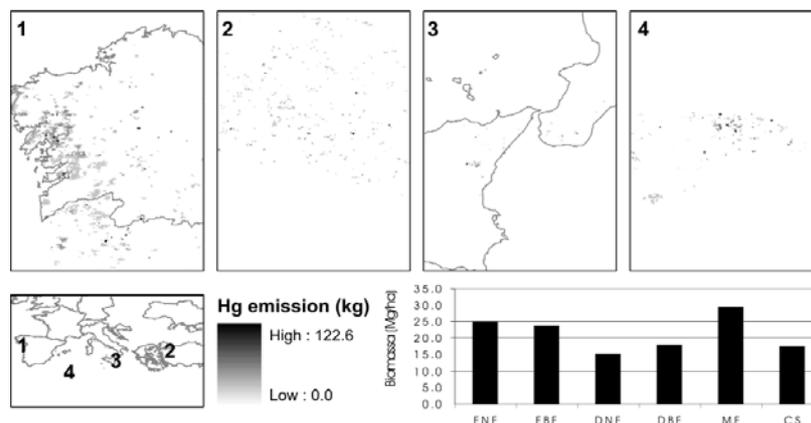


Figura 3: Distribuzione spaziale delle emissioni di mercurio (media annuale). Nei particolari sono evidenziate le aree che nel 2006 hanno maggiormente subito incendi forestali.

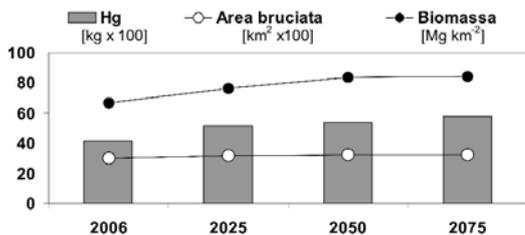


Figura 4: Scenari di emissione di mercurio dagli incendi forestali.

è attesa una diminuzione della macchia mediterranea). Infine, l'andamento degli incendi, valutato solo in funzione dell'aumento di temperatura ed escludendo fattori sociali, è crescente all'aumentare della temperatura. Gli scenari di emissione di mercurio hanno, quindi, fornito valori di 5.1, 5.4 e 5.8 Mg anno⁻¹, rispettivamente per il 2025, 2050 e 2075 (Fig. 4). A tali valori corrisponde un incremento del 24%, 30% e 39% se paragonato al 2006.

4 CONCLUSIONI E PROSPETTIVE FUTURE

Gli effetti dei cambiamenti climatici sulla dinamica delle emissioni di mercurio da incendi forestali nell'area Mediterranea sono stati simulati tenendo conto delle presunte variazioni di consistenza della biomassa forestale, della superficie dei boschi e dell'andamento degli episodi di incendio. Dall'analisi è risultato evidente un aumento delle emissioni di mercurio che, quindi, assumeranno maggiore importanza nel bilancio globale a causa della riduzione delle emissioni di origine antropica. La pianificazione degli interventi di riduzione delle emissioni dovrà quindi tener conto dei cambiamenti indotti dal *climate change* sui principali fattori che regolano il rilascio di mercurio in atmosfera. Infine, una maggiore responsabilità ed opera educativa dovrà essere attuata per ridurre le occasioni di incendio dei boschi.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

Borghetti M., Cinnirella S., Magnani F., Saracino A., 1998. Impact of long-term drought on xylem embolism and growth in *Pinus halepensis* Mill. *Trees* 12: 187-195.

Borghetti M., Cinnirella S., Magnani F., Saracino A., 2005. Effetti di carenze idriche prolungate su pinete mediterranee: insegnamenti da due esperimenti in Italia. *Forest@*, 2(1): 31-36.

Cinnirella S., Magnani F., Saracino A., Borghetti M., 2002. The response of *Pinus laricio* Poiret to a three-year restriction of water supply: structural and functional acclimation. *Tree Phys.*, 22: 21-30.

Cinnirella S., Pirrone N., 2006. Spatial and temporal distribution of mercury emission from forest fires in Mediterranean region and Russian federation. *Atm. Env.*, 40: 7346-7361.

Cinnirella S., Pirrone N., 2007. Mercury emissions from forest fires in the Mediterranean region by means of MODIS. *Env. Fluid Mech* (submitted).

Eisenreich S. J., Bemasconi C., Camprostrini P., De Roo A., George G., Heiskanen A.-S., Hjorth J., Hoepffner N., Jones K.C., Noges P., Pirrone N., Runnalls N., Somma F., Stilanakis N., Umlauf G., van de Bund W., Viaroli P., Vogt J., Zaldivar J.-M., 2005. Climate Change and the European Water Dimension. EU Report No. 21553, EC-JRC, Ispra, Italy, pp.253.

Ericksen J.A., Gustin M.S., Schorran D.E., Johnson D.W., Lindberg S.E., Coleman J.S., 2003. Accumulation of atmospheric mercury in forest foliage. *Atm. Env.*, 37(12): 1613-1622.

Friedli H.R., Radke L.F., Lu J.Y., Banic C.M., Leaitch W.R., MacPherson J.I., 2003. Mercury emissions from burning of biomass from temperate North American forests: laboratory and airborne measurements. *Atm. Env.*, 37(2): 253-267.

Karjalainen T., Pussinen A., Liski J., Nabuurs G.-J., Eggers T., Lapveteläinen T., Kaipainen T., 2003. Scenario analysis of the impacts of forest management and climate change on the European forest sector carbon budget. *For. Pol. & Econ.* 5: 141-155.

Muukkonen P., 2004. Generalised allometric volume and biomass functions for some European tree species. COST E21 Task Force Meeting on Biomass expansion factors (BEFs) and allometric biomass equations. <http://www.cs.ia.cnr.it> per dettagli sull'attività di ricerca.

ECHMERIT – Un modello atmosferico a scala globale per studiare le dinamiche del mercurio con i cambiamenti climatici

G. Jung, I. M. Hedgecock, N. Pirrone

Istituto sull'Inquinamento Atmosferico, CNR, Rende (CS), Italia

g.jung@cs.iia.cnr.it

SOMMARIO: Il mercurio è un inquinante a scala globale poiché nella sua forma elementare reagisce abbastanza lentamente con la maggior parte degli ossidanti atmosferici, venendo trasportato dalle sorgenti di emissione fino alle aree più remote del pianeta. Pertanto, la sua concentrazione di background ai poli è simile a quella delle aree rurali dell'Europa. Con lo scopo di stimare il trasporto di mercurio attraverso *patterns* intercontinentali, e quindi l'impatto che le emissioni continentali potrebbero avere su altre regioni è stato messo a punto ECHMERIT, un modello globale sul trasporto e la chimica del mercurio in atmosfera. Un modello di questo tipo è fondamentale perché serve a fornire accurate condizioni al contorno per i modelli regionali, poiché la maggior parte del mercurio depositato in una regione è originato fuori dalla stessa. Il modello è anche in grado di valutare gli effetti delle variazioni che i cambiamenti climatici ed i *patterns* di circolazione atmosferica possono avere sui meccanismi/processi di dispersione e deposizione del mercurio per vari scenari climatici.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 La natura globale dell'inquinamento da mercurio

Il mercurio viene rilasciato in atmosfera da numerose sorgenti naturali, come vulcani, superficie del mare, terreni e vegetazione, così come da sorgenti antropiche quali centrali termoelettriche a combustibili fossili, estrazione di metalli non-ferrosi, impianti di soda caustica ed inceneritori. Dopo l'emissione, il mercurio è soggetto a trasformazioni chimiche, trasporto atmosferico, deposizione secca ed umida e bioaccumulazione negli organismi viventi (Pirrone & Mahaffey, 2005).

La frazione principale di mercurio in atmosfera è composta da mercurio elementare gassoso ($\text{Hg}^0_{(g)}$) che da un punto di vista chimico è relativamente inerte. Per questa specie il trasporto può avvenire su lunghe distanze, prima che venga rimosso dalle masse di aria tramite processi di deposizione. Il monitoraggio in siti di background, sia in aree estremamente remote che polari, indicano che il mercurio

viene trasportato su lunghe distanze e può essere depositato in regioni molto lontane da quelle di emissione (Sprovieri *et al.*, 2002).

1.2 L'influenza dei cambiamenti climatici

I cambiamenti climatici possono influenzare l'inquinamento atmosferico in diversi modi. I cambiamenti climatici avranno un impatto sulla circolazione a larga scala ed influenzeranno il trasporto intercontinentale. Inoltre, la composizione dell'atmosfera verrà alterata da un cambiamento delle emissioni antropiche, influenzate dagli sviluppi tecnici ed industriali, così come dalle politiche di contenimento. In questo lavoro sono stati impiegati modelli numerici al fine di comprendere gli effetti derivanti dai possibili cambiamenti globali del clima sulle distribuzioni spaziali e temporali di questo inquinante molto tossico per l'ambiente e la salute dell'uomo. Le proiezioni riportate nell'IPCC (2001) (Intergovernmental Panel on Climate Change) e successive integrazioni, mostrano un possibile incremento dall'attività dei cicloni tropicali, un chiaro incremento

della frequenza di precipitazioni severe su molte aree così come un incremento di onde di calore su molte terre emerse. L'aumento più pronunciato nelle precipitazioni è stato predetto nelle regioni tropicali. Associata con uno shift del polo di accumulo è prevista una ridotta attività nelle regioni a media latitudine (Meehl *et al.*, 2007). Mentre le variazioni nei *pattern* di circolazione e convezione potranno influenzare il trasporto degli inquinanti atmosferici, i cambiamenti nella frequenza e nell'intensità delle precipitazioni potranno influenzare i *pattern* delle deposizioni. Inoltre, un incremento della pressione di saturazione del vapore a temperature più alte porterà ad un incremento della quantità di vapore acqueo in atmosfera. A causa dell'importanza delle reazioni in fase acquosa nella chimica del mercurio, queste potrebbero essere influenzate direttamente dall'aumento del vapore acqueo. In aggiunta, ci sarebbe un impatto indiretto dovuto ai cambiamenti della fotochimica, a causa dell'impatto del vapore acqueo sulle radiazioni a onda corta, con l'ossidazione del mercurio che dipende fortemente dalla concentrazione di O₃ e OH.

Il nostro istituto ha sviluppato il modello ECHMERIT nel quale sono stati accoppiati modelli di circolazione globale con modelli di trasporto e modelli di chimica dell'atmosfera. Il modello ECHMERIT è in questo momento in fase di test e validazione.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 ECHMERIT

La parte della fisica atmosferica del modello a scala globale ECHMERIT è un modello climatico globale (GCM): ECHAM5 (Roeckner *et al.*, 2003). ECHAM5 è un GCM pseudo-spettrale, che è basato su una predizione numerica del tempo del modello di predizione ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecasting) ed è stato ulteriormente sviluppato per essere usato come modello climatico al Max-Planck Institute per la Meteorologia di Amburgo. Da allora è usato intensivamente per valutare le risposte

ai diversi scenari di emissioni *green-house-gases*. Il modulo chimico inserito in ECHMERIT è simile a quello usato in MECAWEx (Hedgecock *et al.*, 2006, in questo volume), sebbene sia stato sviluppato per includere la più complessa chimica organica dal meccanismo CBM-Z (Zaveri & Peters, 1999). Tale meccanismo adesso include 120 specie chimiche, considera valori medi mensili delle principali specie chimiche a livello di stratosfera e calcola la conversione chimica delle specie a livello troposferico. Il modello considera il trasporto di 27 specie chimiche e del vapor acqueo usando lo schema di flusso di advezione semi-Lagrangiano per variabili traccianti implementato in ECHAM5.

2.2 Trasporto emisferico degli inquinanti

Mentre le sorgenti locali e regionali sono la causa principale dell'inquinamento mondiale dell'aria, c'è una forte evidenza che gli inquinanti atmosferici sono trasportati su scala globale o emisferica. Le osservazioni e le predizioni dei modelli mostrano il potenziale per il trasporto intercontinentale di:

- a) ozono e i suoi precursori
- b) particelle fini
- c) sostanze acidificanti
- d) mercurio
- e) inquinanti organici persistenti

Nell'emisfero nord, questi flussi possono essere importanti per comprendere il problema dell'inquinamento atmosferico nei centri abitati e l'impatto sulle aree remote. L'Executive Body della UNECE-LRTAP convention ha stabilito una Task Force sul trasporto emisferico (TF HTAP) per sviluppare una buona comprensione di questa problematica. La Task Force farà il suo primo report alla Convention degli Steering Body dell'EMEP. La Task Force HTAP sta conducendo una serie di valutazione di modelli e delle comparazioni per:

- 1) produrre una stima delle relazioni tra sorgenti e recettori a livello intercontinentale;
- 2) migliorare la comprensione dei diversi problemi nelle stime attuali dei modelli;
- 3) guidare lo sviluppo di nuovi modelli per

far diminuire l'incertezza nella definizione delle relazione tra sorgenti e corpi recettori.

La comparazione è fatta su un set di 4 esperimenti illustrati di seguito:

- 1) Set 1 - Studio della sensibilità alle emissioni per sorgenti-recettori. Consiste in una simulazione di riferimento (2001) ed una simulazione in cui si riducono le emissioni antropiche del 20% in Europa, Nord America, Est Asia e Sud Asia (Figura 1).
- 2) Set 2 - Studio dei processi e dei tracciati. Questi esperimenti svilupperanno un set semplice di strumenti diagnostici che potranno essere utilizzati per capire la differenze fra i vari modelli che avverranno durante gli esperimenti del Set 1. Questi studi cercheranno di isolare i ruoli relativi del mescolamento/trasporto e dei processi chimici usando analisi di CO, traccianti colorati, Rn222 e NMVOC;
- 3) Set 3 - Studio in dettaglio dei processi. Questi esperimenti analizzeranno i proces-

si specifici di trasporto atmosferico su scala intercontinentale. Tra gli argomenti potenziali ci sono NOx pulsato contro il *tagging* dell'NOx, la destinazione del mercurio, l'aerosol (congiuntamente ad AEROCOM), la comparazione dei risultati dei modelli con quelli delle campagne sperimentali (TRACE-P e ICARTT), il ruolo dei cambiamenti globali e la variabilità degli stessi, ed il mescolamento verti-

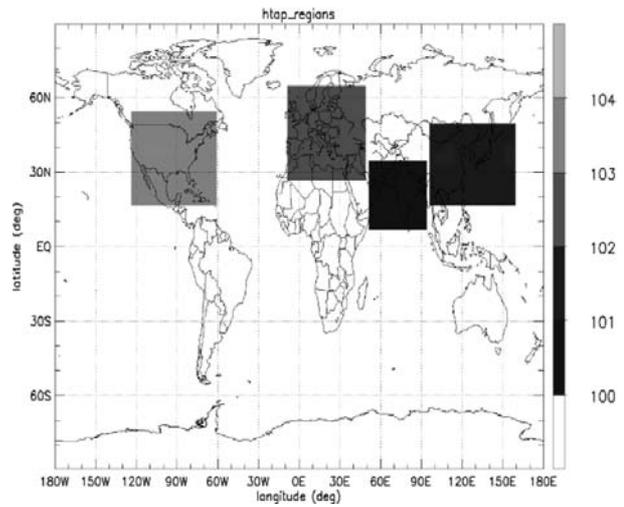


Figura 1

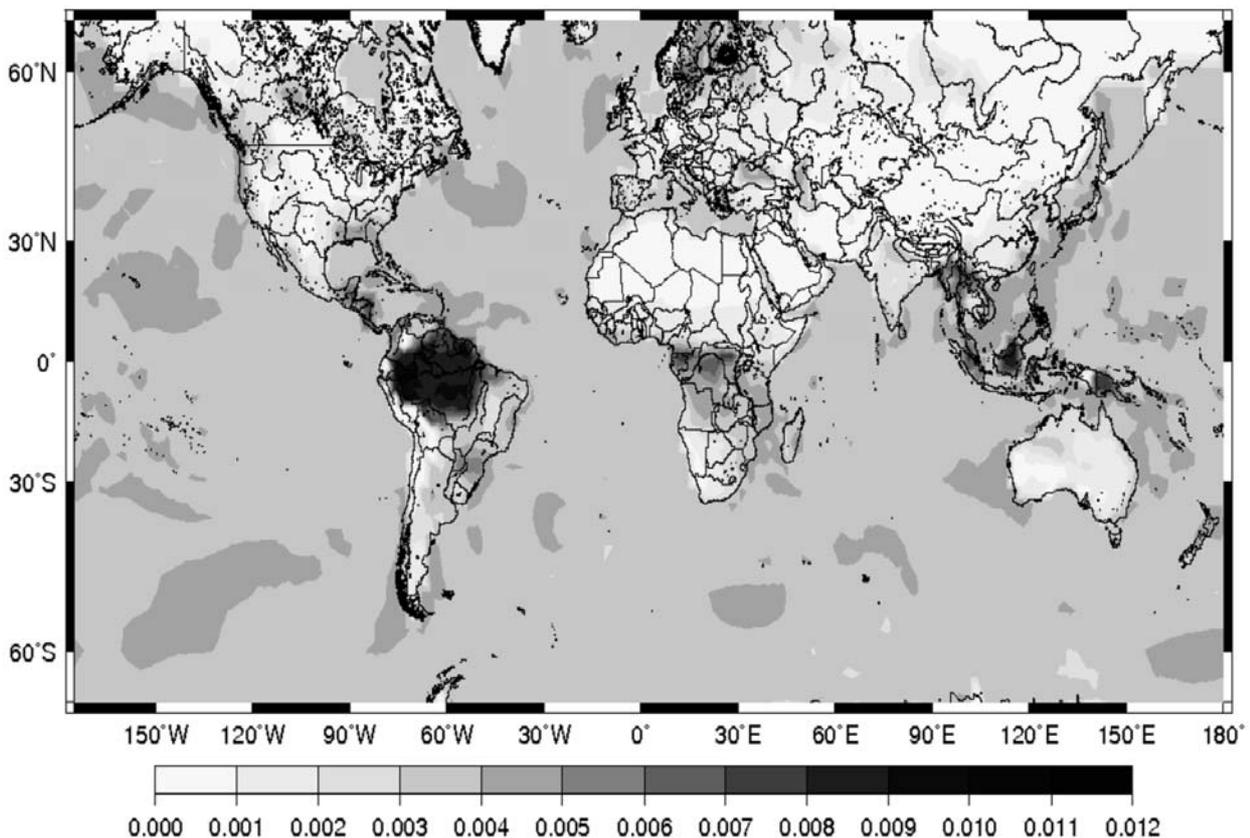


Figura 2

cale dell'ozono.

- 4) Set 4 - Ottimizzazione della stima delle relazioni tra sorgenti di emissione e recettori.

3 RISULTATI RILEVANTI

I risultati riguardano la validazione dei singoli moduli di processo che sono stati inseriti nel modello ECHAM5 per produrre il modello ECHMERIT. Perciò sono stati condotti numerosi test sui moduli relativi alle emissioni, alla chimica e alla deposizione. Il modello è stato testato anche per ridurre il tempo di calcolo (che è significativo), e per definire il numero di processori usati durante i test in modo che la piattaforma informatica utilizzata sia il più economica possibile. La Figura 2 mostra la velocità di deposizione di CO calcolata ad ogni time step del modello.

Come richiesto dalle indicazioni della Task Force UNECE-HTAP, nella Sezione 2 l'intercomparazione dei modelli sta andando avanti e sarà ultimata entro la fine del 2008.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Come menzionato sopra, il tempo di calcolo per effettuare un *run* del modello è significativo; ciò vuol dire che attualmente il modello è lontano dalle indicazioni della Task Force UNECE-HTAP. ECHMERIT sarà utilizzato per studiare i possibili cambiamenti nei *pattern* di trasporto di mercurio su scale emisferiche e globali e le variazioni nel tempo dei campi di deposizione al variare delle condizioni climatiche future. Anche se ECHAM5 è un modello climatologico che consente di eseguire *run* di scenari climatici, questi non sono molto frequenti poiché consumano molte risorse. Di conseguenza è probabile che gli scenari IPCC saranno usati ancora per molti anni. Un altro importante utilizzo di ECHMERIT sarà quello di fornire le condizioni al contorno e lo stato iniziale a MECAWEx, un modello locale sulla chimica del mercurio (Hedgecock *et al.*, 2006, Hedgecock *et al.*, 2007). Questo permetterà studi sui possibili effetti dei cambiamenti climatici sul ciclo del

mercurio nella regione del Mediterraneo con una risoluzione spaziale regionale più elevata, e con l'utilizzo di banche dati per le sorgenti di emissioni molto più dettagliate.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Hedgecock I.M., Pirrone N., Sprovieri F., 2007. Sensitivity of the net mercury exchange at the air-water interface of the Mediterranean Sea in a changing climate. This volume.
- Hedgecock I.M., Pirrone N., Trunfio G.A., Sprovieri F., 2006. Integrated mercury cycling, transport, and air-water exchange (MECAWEx) model. *J. Geophys. Res.* 111(D20): D20302.
- Pirrone N., Mahaffey K., 2005. Dynamics of Mercury Pollution on Regional and Global Scales. Springer Verlag Publishers, Norwell, MA, USA, pp. 750.
- Roeckner E., Baeuml G., Bonaventura L., Brokopf R., Esch M., Giorgetta M., Hagemann S., Kirchner I., Kornblueh L., Manzini E., Rhodin A., Schlese U., Schulzweida U., Tompkins A., 2003. The atmospheric general circulation model ECHAM5, Part I: Model description. MPI report No. 349.
- Sprovieri F., Pirrone N., Hedgecock I.M., Landis M.S., Stevens R.K.J., 2002. Intensive atmospheric mercury measurements at Terra Nova Bay in Antarctica during November and December 2000. *J. Geophys. Res.* 107D: 4722.
- Zaveri R.A., Peters L.K., 1999. A new lumped structure photochemical mechanism for large-scale applications. *J. Geophys. Res.* 104(D23): 30387-30415
- <http://www.cs.iiia.cnr.it> per dettagli sull'attività di ricerca

Forcing radiativo diretto degli aerosol al TOA per modelli di riflettanza superficiale anisotropa

C. Lanconelli, A. Lupi, M. Mazzola, C. Tomasi, V. Vitale

Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Bologna, Italia

c.lanconelli@isac.cnr.it

SOMMARIO: L'albedo della superficie terrestre influisce sugli effetti radiativi prodotti dagli aerosol atmosferici. Nella maggior parte delle valutazioni del forcing, l'albedo è assunta essere isotropa mentre nella realtà essa varia in funzione dell'angolo zenitale solare θ_S . Un metodo che tiene conto di tale effetto è stato sviluppato utilizzando quattro diversi modelli di riflettanza bidirezionale (BRDF) che descrivono l'albedo di altrettanti tipi di superficie (acqua, vegetazione, terreni aridi e neve). Gli effetti radiativi diretti di polidispersioni di aerosol aventi albedo di singolo scattering crescente da 0,65 a 0,99 sono stati calcolati per albedo superficiali crescenti da 0,03 a 0,80 a vari θ_S (0° - 80°) e per diversi contenuti colonnari di aerosol espressi in termini dello spessore ottico (AOD) a 500 nm (0,1-0,9). L'analisi di alcuni casi di studio (Lecce ed ACE-2, Portogallo) ha evidenziato scostamenti degli effetti radiativi da quelli ottenuti assumendo l'isotropia della riflettanza superficiale, dell'ordine di alcuni W/m^2 .

1 INTRODUZIONE

Il forcing radiativo diretto degli aerosol

Le particelle di aerosol sospese in atmosfera interagiscono fortemente con la radiazione solare (0,25 - 4 μm) determinando in generale una diminuzione del flusso di radiazione incidente al suolo e, su scala globale, un aumento della radiazione riflessa al *Top* dell'Atmosfera (TOA) dal sistema superficie-atmosfera. Queste variazioni producono un raffreddamento del sistema, sul quale grava attualmente una certa incertezza legata alla complessità del problema fisico. Tuttavia, in presenza di aerosol particolarmente assorbenti (albedo di singolo scattering minore di 0,80) e in condizioni di elevata albedo superficiale ($>0,5$), l'effetto radiativo cambia di segno e l'aerosol si comporta alla stregua dei gas serra come H_2O , CO_2 , CH_4 , O_3 , producendo un riscaldamento del sistema.

Altri effetti prodotti dall'aerosol sono indiretti in quanto legati al ruolo che essi svolgono come nuclei di condensazione nella formazione delle nubi, determinandone le caratteristiche di copertura nuvolosa e le proprietà ottiche.

Gli effetti radiativi diretti *istantanei* al TOA (ΔF_{TOA}) si valutano calcolando le differenze tra i flussi uscenti di radiazione solare riflessi dal sistema superficie-atmosfera in presenza (F^\uparrow) ed in assenza (F_0^\uparrow) di aerosol, come nella seguente equazione

$$(1) \Delta F_{TOA} = F_0^\uparrow - F^\uparrow.$$

L'aumento del flusso di radiazione riflessa corrispondente ad un raffreddamento del sistema comporta quindi valori negativi di ΔF_{TOA} (Chylek & Coakley 1974). Il *forcing* radiativo diretto (ΔF) è espresso come media sulle 24 ore di ΔF_{TOA} .

1.2 Il ruolo dell'albedo superficiale

L'albedo a del sistema superficie-atmosfera è definita dal rapporto tra la radiazione solare riflessa (F^\uparrow) e quella incidente (F^\downarrow) al TOA. L'Equazione (1) si può esprimere in termini di albedo nella seguente forma

$$(2) \Delta F_{TOA} = F^\downarrow (a_0 - a),$$

dove l'albedo del sistema in assenza di aerosol

è indicata con a_0 . Il flusso di radiazione solare incidente al TOA (F^i) non è funzione dello stato e della composizione chimico-fisica dell'atmosfera ma dipende solamente da fattori geometrici legati alla posizione della Terra nella sua orbita e dall'attività solare in corso. Il suo valore medio è di 1367 W/m^2 .

L'albedo del sistema risulta dalla composizione dell'albedo della superficie terrestre, dell'atmosfera e dalle riflessioni multiple tra superficie ed atmosfera, e può essere calcolata utilizzando codici di calcolo del trasferimento radiativo. Il codice *6S, Second Simulation of Satellite Signal in the Solar Spectrum* (Vermote et al. 1997), permette di tener conto dell'anisotropia della riflettanza superficiale attraverso l'implementazione nel codice di diversi modelli di riflettanza bidirezionale (BRDF) con i quali si può descrivere la dipendenza dell'albedo dalla posizione del Sole sull'orizzonte. Una rappresentazione isotropa dell'albedo appare infatti inadeguata per la descrizione della variazione dell'albedo durante la giornata e le stagioni dell'anno (Ricchiazzi et al., 2005), comportando degli errori nella valutazione del forcing radiativo diretto degli aerosol.

Il codice utilizzato per il calcolo del forcing permette anche di definire in modo accurato le caratteristiche fisiche ed ottiche della polidispersione delle particelle di aerosol, utilizzando sia combinazioni lineari di quattro classi predefinite *dust like, water soluble, oceanic, soot*, sia inversioni in termini di distribuzione dimensionale e indice di rifrazione complesso, ottenute da misure di fotometria solare multi-spettrale. L'albedo di singolo scattering (ω) è il parametro cruciale che determina gli effetti radiativi dell'aerosol, descrivendone le proprietà di assorbimento della radiazione solare: bassi valori di ω , minori di 0,8, sono attribuibili a polidispersioni di aerosol assorbente. Fissate le proprietà ω e di retro-diffusione (ωb) della polidispersione di particelle, l'albedo del sistema a diventa il parametro discriminante tra l'effetto di riscaldamento o di raffreddamento. Le condizioni per cui l'effetto dell'aerosol sulla radiazione riflessa al TOA è

nullo possono essere espresse dall'uguaglianza $(1-\omega)/(\omega b) = (1-a)^2/(2a)$, in cui ωb rappresenta la frazione di energia retro-diffusa dallo strato di aerosol, mentre $1-\omega$ la frazione assorbita (Chylek & Coakley 1974) (Fig.1).

2. ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Definizione dei modelli di riflettanza superficiale

Durante gli ultimi due decenni sono stati sviluppati vari modelli per la descrizione della anisotropia della riflettanza superficiale. Le funzioni di distribuzione della riflettanza superficiale (BRDF) possono descrivere la forma del campo di radianza riflesso mediante pochi parametri fisici o empirici. Per la descrizione dell'albedo delle superfici naturali ricoperte da acqua, vegetazione, terreno nudo e ghiaccio o neve sono stati utilizzati i modelli *OC, AK, BS, e PS* rispettivamente (Lanconelli, 2007).

L'irradianza incidente può essere suddivisa in una componente diretta ed una diffusa. L'albedo superficiale (a) è data dalla somma di (i) un termine legato alla frazione di radiazione diffusa (d) moltiplicato per la *riflettanza biemisferica* (r_{EE}) ottenuta per doppia integrazione emisferica della BRDF, e, (ii) di un termine legato alla componente diretta ($1-d$)

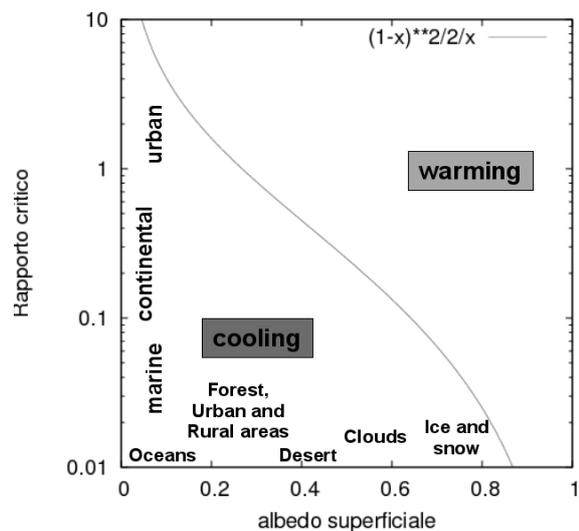


Figura 1: Definizione del rapporto critico R secondo Chylek & Coakley 1974. La curva suddivide due regioni per le quali l'aerosol ha effetti radiativi opposti sul sistema superficie-atmosfera.

moltiplicato per la *riflettanza direzionale-emisferica* (r_{DE}) ottenuta per singola integrazione emisferica della BRDF (Lewis 1995), come nella seguente equazione

$$(3) a(\theta_S) = (1-d) \cdot r_{DE}(\theta_S) + d \cdot r_{EE}$$

L'albedo in questo contesto non è più una caratteristica intrinseca della superficie, ma dipende in modo più realistico anche dalle condizioni di illuminazione della superficie stessa. Nella Figura 2 è riportato un esempio della dipendenza dell'albedo dall'angolo zenitale del Sole (θ_S) nel caso di una superficie ricoperta da neve inquinata da particelle carboniose. Si nota come la riflettanza-direzionale emisferica aumenti all'aumentare di θ_S .

Diverse parametrizzazioni dei quattro modelli di BRDF elencati precedentemente hanno permesso di definire 15 modelli di superficie a riflettanza anisotropa crescente da circa 0,03 a 0,80 (albedo per $\theta_S=0^\circ$, aerosol continentale e $AOD=0,1$).

2.2 Definizione dei modelli di aerosol

Il contenuto di aerosol è stato descritto in termini di 16 combinazioni lineari delle quattro classi di aerosol predefinite nel codice 6S per ottenere una variazione di ω da 0,65 (condizioni di forte inquinamento) a 0,99 (aerosol marino), e una graduale diminuzione del parametro α di Ångström, da 1.4 a 0.

2.3 Creazione delle tabelle di variazione del flusso al TOA indotto dall'aerosol

Utilizzando uno schema automatico basato sul codice 6S, sono state create tabelle di variazione di flusso incrociando le classi di aerosol con i modelli di superficie, per valori di θ_S crescenti da 0° a 80° con passo di 10° , e per valori di AOD crescenti da 0 a 0,9 con passo di 0,1. Tali tabelle sono state utilizzate per il calcolo del forcing radiativo diretto al TOA scegliendo le opportune parametrizzazioni per la descrizione dell'aerosol e dell'albedo superficiale, in modo che fossero capaci di descrivere meglio le condizioni osservate presso la stazione AERONET di Lecce (Holben *et al.*, 1998), oppure ottenute da inversioni delle misure di fotometria solare effettuate durante l'esperimento ACE-2 (Sagres - Portogallo, 1997). Gli angoli reali del Sole e i valori dell'AOD misurato sono stati risolti per interpolazione lineare dei valori ottenuti dalle tabelle.

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1 Valutazione del forcing diretto indotto dagli aerosol a Lecce (2003-2004)

Gli effetti radiativi al TOA nella zona di Lecce sono stati calcolati utilizzando i dati osservati per le caratteristiche fisiche ed ottiche degli aerosol. I valori medi quindicinali dei parametri α , ω ed AOD , ottenuti nel

periodo da marzo 2003 a febbraio 2004, sono stati utilizzati per definire l'evoluzione annuale della polidispersioni come combinazioni lineari delle 4 classi predefinite nel 6S. Per due diverse superfici vegetate rappresentative dell'area salentina [AK1 di albedo pari a 0,15 ed AK4 di albedo pari a 0,30],

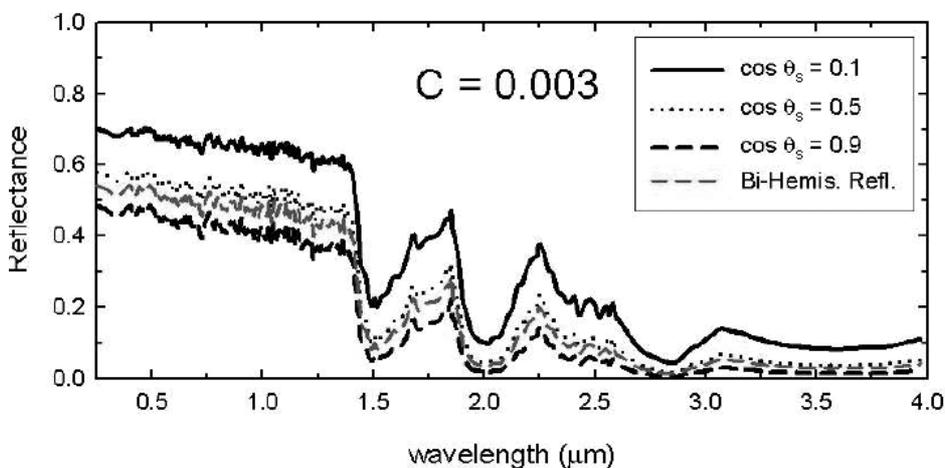


Figura 2 Riflettanza direzionale-emisferica e riflettanza biemisferica per una superficie costituita da una polidispersione di particelle sferiche di neve (raggio medio=100 μm) e soot (0,1 μm) per concentrazione in volume delle particelle di neve $C=0,003$ (Warren & Wiscombe, 1980).

il calcolo del *forcing* al TOA ha prodotto valori negativi (raffreddamento) variabili nel range da $-6,1 \text{ W/m}^2$ a $-3,6 \text{ W/m}^2$ per un AOD medio annuo di 0,22.

3.2 Valutazione delle differenze nel calcolo del *forcing* legato alla BRDF

L'effetto dell'anisotropia della riflettanza superficiale sul *forcing* diretto degli aerosol, è stata valutata confrontando i risultati ottenuti assumendo un'albedo isotropa con quelli ottenuti utilizzando un modello anisotropo avente la stessa albedo media. In particolare, questo esercizio è stato effettuato su due casi di studio ricavati dall'elaborazione dei dati della campagna ACE-2 (Portogallo, 1997), per aerosol marino e superficie oceanica ($a = 0,05$), e per aerosol continentale e superficie vegetata ($a = 0,30$). Sono state evidenziate delle differenze in termini di variazione di flusso istantaneo dell'ordine della variazione stessa (alcuni W/m^2). L'introduzione dell'anisotropia permette di ricavare stime più realistiche di un più marcato effetto di raffreddamento nel primo caso (oceano), e di un più intenso effetto di riscaldamento nel secondo, quando si passi da superfici isotrope a superfici non isotrope (Fig.3).

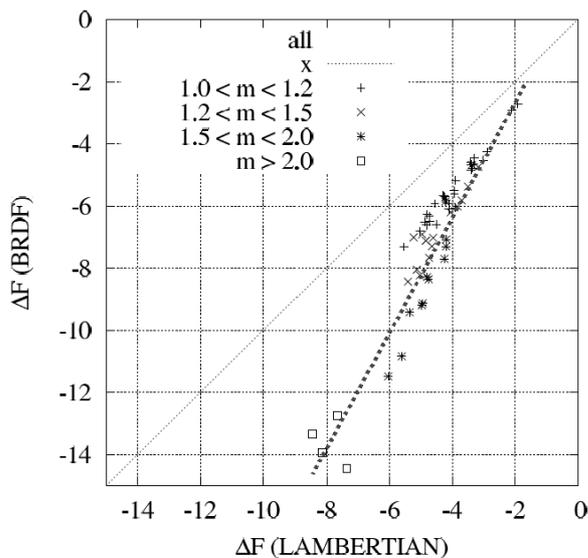


Figura 3: Variazione di flusso al TOA indotto da particelle marine nella giornata del 19/06/97 a Sagres, POR, per superfici d'acqua ad albedo lambertiana e anisotropa. L'assunzione dell'anisotropia produce più marcati effetti di raffreddamento.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Il metodo ha evidenziato che la corretta assunzione dell'anisotropia della riflettanza superficiale porta a differenti stime del *forcing* diretto prodotto dagli aerosol atmosferici, che possono essere dello stesso ordine di grandezza dell'ordine del *forcing* stesso (100 %). Migliorare la descrizione della superficie ampliando la gamma delle parametrizzazioni dell'anisotropia dell'albedo superficiale sulla base di osservazioni reali, anche da satellite, può contribuire a diminuire l'incertezza che affligge i metodi di valutazione degli effetti climatici delle particelle di aerosol. Il metodo qui sviluppato è direttamente integrabile in uno schema routinario di calcolo del *forcing* basato sui prodotti AERONET.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Chylek P. & Coakley J. 1974. Aerosols and Climate. *Science*. 183:75-77.
- Holben B.N., et al. 1998. AERONET - A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Rem. Sens. Environ.* 66: 1-16.
- Lanconelli, C. 2007. Evaluation of the effects produced by surface reflectance anisotropy in the direct radiative forcing induced by atmospheric aerosols. PhD Thesis Ferrara University, Dept of Physics.
- Lewis. P. 1995. On the Implementation of Linear Kernel-Driven BRDF Models. *Proc. RSS 95, Remote Sensing in Action, Southampton, UK, 11-14 Sept.* 333-340.
- Ricchiuzzi P. et al. 2005. XV ARM Science Meeting Proceedings. Daytona Beach, Florida, March 14-18.
- Vermote E.F et al. 1997 Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum, 6S: an overview. *IEEE Trans. Geosci. and Remote Sensing*. 35:675-686.
- Warren S.G. & Wiscombe W.J. 1980. A model for the spectral albedo of snow. II: Snow Containing Atmospheric Aerosols. *J.Atmos. Sci.* 37:2734-2745.

Influenza delle forze foretiche nel processo di scavenging e negli effetti indiretti dell'aerosol sul clima

F. Prodi^{1,2}, G. Santachiara¹, L. Di Matteo¹, A. Vedernikov³

¹*Istituto di Scienze dell'atmosfera e del Clima, CNR, Bologna, Italia*

²*Dipartimento di Fisica, Università di Ferrara, Ferrara, Italia*

³*Microgravity Research Center, Université Libre de Bruxelles, Belgium*

f.prodi@isac.cnr.it

SOMMARIO: Le particelle di aerosol influenzano il clima direttamente e indirettamente attraverso la microfisica delle nubi. La loro rimozione è pertanto importante. È nota la esistenza del cosiddetto “Greenfield gap” per le particelle nel range $0.1 - 1 \mu\text{m}$, che svolgono un ruolo importante nello scattering della radiazione. È in questo intervallo che agiscono prevalentemente le forze termo- e diffusio-foretiche. È importante quindi conoscere i parametri da cui dipendono queste forze. Poiché in esperimenti terrestri (1g) non è possibile studiare il moto delle particelle dovuto esclusivamente alle forze foretiche, essendo presenti anche moti derivanti dalla forza di gravità e da processi convettivi, sono stati effettuati esperimenti in condizioni di microgravità (Voli Parabolici e Torre di Brema). Gli esperimenti sono stati effettuati con aerosol di diversa conducibilità termica (cera carnauba, paraffina, cloruro di sodio) e con differenti carrier gas (He, N₂, Xe, Ar). I risultati ottenuti con azoto possono essere considerati validi anche per l'aria.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Le particelle di aerosol antropico (attività industriale, utilizzo di combustibili fossili), oltre ad avere una azione diretta sul clima per effetto dell'assorbimento e diffusione della radiazione solare, possono fungere da nuclei di condensazione (CCN) e di ghiacciamento (IN).

Si ha pertanto un effetto indiretto sul clima, in quanto si produce una modificazione dell'albedo delle nubi ed anche della loro vita media. È evidente quindi che i processi di rimozione dell'aerosol dalla atmosfera, in cui nubi e precipitazioni svolgono un ruolo importante, influenzano il clima. La acquisizione di conoscenze dei meccanismi di base dei processi di rimozione è fondamentale nella stima del forcing radiativo previsto nei processi climatici.

Le modalità con cui avviene lo scavenging sono diverse, cioè: nucleazione, cattura inerziale, diffusione browniana, forze elettriche,

forze foretiche. Ciascuno di questi meccanismi prevale in un determinato range dimensionale dell'aerosol. Per esempio il processo di diffusione browniana ha un ruolo prevalente per particelle di raggio minore $0.01 \mu\text{m}$, mentre la cattura inerziale prevale per dimensioni maggiori di $1 \mu\text{m}$.

Nel range $0.1 < r < 1 \mu\text{m}$, in cui si ha un minimo nella efficienza di rimozione, svolgono un ruolo importante le forze foretiche (termo- e diffusioforetiche).

Il contributo delle forze foretiche nei processi di rimozione sia all'interno delle nubi che da parte di idrometeore è stato oggetto di diversi studi teorici.

Wang and Pruppacher (1980), Martin *et al.* (1980) hanno presentato un modello per lo studio della efficienza di rimozione di particelle $< 1 \mu\text{m}$ da parte di cristalli piatti o colonari, e sono pervenuti alla conclusione che gli effetti foretici hanno un importante effetto nel processo di rimozione di queste particelle.

Grover and Pruppacher (1977) in un modello teorico dimostrano che la efficienza di rimozione da parte di goccioline sferiche ($r_{\text{drop}} = 42\mu\text{m}$; r.h. 50%) di particelle nel range 0.1-1 μm aumenta di due ordini di grandezza per effetto delle forze foretiche, rispetto al valore derivante da cattura inerziale.

Chate (2005) si è occupato dello scavenging di aerosol nel range 0.02-1 μm in funzione della intensità della precipitazione, sia teoricamente che sperimentalmente. La conclusione è che il coefficiente di scavenging aumenta di un fattore 5, assumendo una differenza di temperatura fra 1 e 5°C fra la superficie della goccia e la temperatura dell'aria durante la caduta.

Pertanto le forze foretiche intervengono nel range 0.1 – 1 μm , noto come “Greenfield gap”, cioè l'intervallo in cui c'è un minimo nella efficienza di cattura per la scarsa efficacia della cattura inerziale e della diffusione browniana. Le particelle in questo range svolgono un ruolo importante nello scattering della radiazione solare.

Termoforesi è il fenomeno per cui particelle sospese in un fluido in cui vi è un gradiente di temperatura, sono soggette ad una forza chiamata termoforetica, che ne determina un movimento in direzione opposta al gradiente di temperatura. Per diffusioforesi si intende il processo che determina il movimento di particelle di aerosol quando si hanno gradienti di concentrazione in un miscela gassosa con temperatura uniforme. In condizioni stazionarie la forza termoforetica (diffusioforetica) è equilibrata dalla forza di attrito, e le particelle si muovono con una velocità costante chiamata velocità termoforetica (diffusioforetica).

La velocità termoforetica è:

$$V_{\text{th}} = -K v \nabla T/T \quad (1)$$

dove: V_{th} è la velocità termoforetica; v , la viscosità cinematica; ∇T , gradiente di temperatura nel gas; T , temperatura media all'interfaccia gas-particella; K , velocità termoforetica ridotta (V_{thr}).

Un caso di grande interesse in atmosfera si ha quando molecole di vapor acqueo diffondono

attraverso aria in quiete. Questo può avvenire in nube quando si ha crescita od evaporazione di goccioline o di cristalli. In questo caso si ha un flusso idrodinamico (flusso di Stefan):

$$V_s = -(D_v / p_2) dp_1/dx \quad (2)$$

dove: D_v , coefficiente di diffusione di vapore nel gas; p_1 e p_2 sono le pressioni parziali del vapore e del carrier gas.

Le forze foretiche pertanto intervengono all'interno delle nubi quando si ha crescita od evaporazione di goccioline liquide oppure di cristalli o durante la caduta di idrometeore.

Se si considera ad esempio il caso di una nube mista, la crescita dei cristallini per apporto di vapore da goccioline sopraffuse determina un gradiente di temperatura all'interfaccia cristallo-aria, e quindi è presente una forza termoforetica che tende ad allontanare particelle di aerosol dal cristallo, mentre la forza diffusioforetica agisce in verso opposto.

Da quanto sopra esposto ne deriva quindi l'importanza, anche dal punto di vista climatico, di conoscere gli effettivi valori delle forze foretiche.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

Lo studio delle forze foretiche in esperimenti terrestri (1g) è resa complessa dal fatto che le particelle si muovono anche per effetto della gravità e per convezione derivante da gradienti di temperatura.

Queste difficoltà possono essere superate effettuando esperimenti in microgravità, per esempio con voli parabolici o in torri in cui l'apparato sperimentale può muoversi in caduta libera.

Esperimenti riguardanti le forze foretiche sono stati effettuati utilizzando sia la tecnica dei voli parabolici (Airbus A-300, Bordeaux), sia con apparati in caduta libera (Bremen Tower). Nel caso dei voli parabolici la condizione di microgravità è ottenuta per un tempo di circa 22s attraverso una serie di manovre paraboliche dell'aereo. L'apparato sperimentale è assemblato su un rack e fissato sul pavi-

mento dell'aereo. La Torre di Brema consente di ottenere condizioni di microgravità per un tempo $t = 4.7$ s. In questo caso l'apparato sperimentale è inserito in una capsula pressurizzata. L'aerosol monodisperso (cera carnauba, paraffina) viene prodotto con un generatore a condensazione controllata (Minimage), mentre particelle di cloruro di sodio vengono ottenute nebulizzando una soluzione con un dispositivo ad ultrasuoni (Omron U1), oppure per condensazione omogenea di vapori di NaCl ottenuti riscaldando un tubo ceramico ricoperto con un strato di sale. Successivamente l'aerosol viene introdotto in una piccola cella ($18.5 \times 18.5 \times 7$ mm). Nel caso di esperimenti di termoforesi viene imposto un gradiente di temperatura tra la piastra superiore ed inferiore delle cellette.

Negli esperimenti di diffusioforesi il gradiente di vapor acqueo nella cella viene ottenuto utilizzando come piastra superiore materiale sinterizzato impregnato di acqua, mentre nella piastra inferiore viene posto gel di silice. Il movimento dell'aerosol all'interno della cella in condizioni di microgravità viene osservato con un microscopio olografico digitale (Dubois *et al.*, 1999).

Le misure sperimentali sono state finalizzate a valutare le velocità termo e diffusioforetiche di particelle di aerosol con diversa conducibilità termica, ed anche l'influenza del carrier gas (N_2 , Ar, Xe, He). Le prove effettuate in azoto si possono ritenere valide anche per l'aria.

Gli esperimenti di termoforesi hanno riguardato quella che viene definita come "zona di transizione", cioè numeri di Knudsen compresi fra 0.1 ed 1. Infatti per questo range dimensionale di Kn vi sono incertezze sperimentali e teoriche per i valori delle forze e delle velocità.

3 RISULTATI RILEVANTI

Per quanto riguarda gli esperimenti di termoforesi, le prove effettuate con aerosol di diversa conducibilità termica (cera carnauba, paraffina, cloruro di sodio) non hanno evidenziato una evidente dipendenza della velocità termoforetica V_{th} dalla conducibilità termica

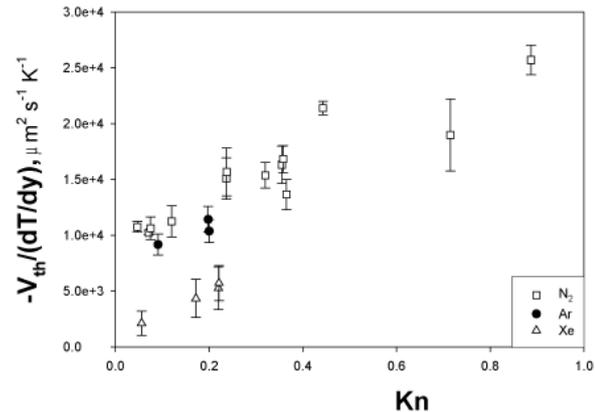


Figura 1: Dati sperimentali della velocità termoforetica per UTG vs. Kn.

dell'aerosol (Prodi *et al.*, 2006) In Fig. 1 viene riportata la velocità termoforetica per unità di gradiente di temperatura (UTG) relativa a prove effettuate con aerosol di paraffina, cambiando il carrier gas (N_2 , Ar, Xe). Si può osservare che la V_{th} diminuisce dall'azoto allo xenon. Ciò può essere attribuito principalmente alla variazione della viscosità cinematica dei gas considerati, da cui dipende la forza termoforetica.

In Fig. 2 viene riportata una immagine delle particelle di paraffina all'interno della cellette durante la caduta in microgravità nella torre di Brema. Per quanto riguarda gli esperimenti di diffusioforesi effettuati in condizioni di microgravità, i dati sperimentali evidenziano un modesto incremento della velocità diffusioforetica con il numero di Knudsen.

Sono stati effettuati esperimenti anche con una goccia pendente evaporante in presenza di aerosol di paraffina. In Fig. 3 viene



Figura 2: particelle di paraffina durante una prova di termoforesi in microgravità.

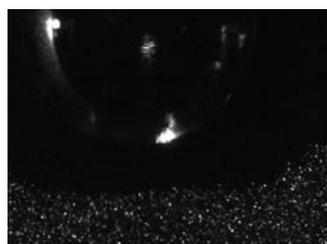


Figura 3: goccia evaporante in presenza di aerosol

mostrata l'immagine registrata durante la caduta della capsula, che mostra una zona intermedia vicina alla goccia in cui non è presente aerosol. Dalla sequenza delle immagini registrate si osserva che l'aerosol si allontana dalla goccia. Ciò evidenzia che nel caso studiato di goccia evaporante la forza diffusioforatica prevale sulla forza termoforetica.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Le forze foretiche intervengono nello scavenging di aerosol in atmosfera, e pertanto devono essere considerate nei modelli che studiano tale processo.

È pertanto importante l'approfondimento teorico e sperimentale di tali forze.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Chate D.M., 2005. Study of the scavenging of submicron-sized aerosol particles by thunderstorms rain events. *Atmospheric Environment*, 39: 6608-6619.
- Dubois, F., Joannes, L., Legros, J.C. 1999. Improved three-dimensional imaging with digital holography microscope using a partial spatial coherent source. *Applied Optics*, 38: 7085-7094.
- Grover S. N. & Pruppacher H. R. 1977. A numerical determination of the efficiency with which spherical aerosol particles collide with spherical water drops due to inertial impaction and phoretic and electrical forces. *J. Atmos. Sciences*, 34: 1655-1663.
- Martin J.J, Wang P.K. & Pruppacher H.R. 1980. A theoretical determination of the efficiency with which aerosol particles are collected by simple ice crystal plates. *J. Atmos. Sci.*, 37: 1628-1638.
- Prodi, F., Santachiara, G., Travaini, S., Vedernikov, A., Dubois, F. & Legros J.C. 2006. Measurements of phoretic velocities of aerosol particles in microgravity conditions. *Atmospheric Research*, 82: 183-189.
- Wang P.K. & Pruppacher H.R. 1980. On the efficiency with which aerosol particles of radius less than 1 μ m are collected by columnar ice crystals. *Pageoph*, 118: 1090-1108.

Un nuovo indicatore climatico per il Mediterraneo: la densità di vapore alla superficie del mare

M.E. Schiano¹, S. Sparnocchia¹, R.Bozzano², S.Pensieri²

¹*Istituto di Scienze Marine, CNR, Italia*

²*Istituto di Studi sui Sistemi Intelligenti, CNR, Italia*

elisabetta.schiano@ge.ismar.cnr.it

SOMMARIO: Per studiare la possibile evoluzione del clima mediterraneo verso regimi più tropicali, si è proposto l'impiego di un nuovo indicatore basato sulla densità di vapore alla superficie del mare. L'analisi di misure sperimentali, realizzate nel Mediterraneo negli ultimi 10 anni, ha mostrato che questo parametro è in grado di evidenziare quando le condizioni climatiche del bacino presentano caratteristiche più tropicali. Lo studio sull'intero bacino è stato condotto utilizzando i dati ERA-40 dell'ECMWF per il periodo dal 1958-2001. I risultati confermano che, sull'intera area, negli ultimi due decenni si sono verificate condizioni tropicali con maggior frequenza, con una tendenza a manifestarsi con un significativo anticipo e con intensificazione della fenomenologia.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Il bacino Mediterraneo è una zona di transizione tra il deserto subtropicale del Nord Africa e le regioni continentali del Centro e Nord Europa. Numerosi fattori fisici e geografici, in particolare il mare, controllano il clima dell'area e ne determinano un regime dove sono presenti sia caratteristiche tropicali sia quelle tipiche delle medie latitudini. Molti segnali suggeriscono che il clima di questa regione sta cambiando: le peculiarità delle stagioni invernali ed estive mutano e gli aspetti più tropicali prevalgono. Il significativo riscaldamento delle ultime decadi ha suggerito un possibile spostamento verso nord delle zone climatiche con un rafforzamento delle caratteristiche tropicali del clima del Mediterraneo (IPCC, 2002). Per analizzare i segnali di questo cambiamento climatico è stato proposto un nuovo indicatore: la densità di vapore alla superficie del mare.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 La scelta dell'indicatore

La densità di vapore (ρ) è definita come:

$$\rho = 216.68 \cdot e / T$$

dove e è la pressione di vapore d'acqua (hPa) e T è la temperatura dell'aria (K).

La costante numerica corrisponde a $1/R_v$, dove $R_v = 4.615 \cdot 10^2 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ è la costante dei gas per il vapor d'acqua. ρ è espressa in gm^{-3} .

Il suo valore dipende sia dalla temperatura dell'aria che dall'umidità che, in prossimità della superficie, sono strettamente correlate con la temperatura del mare. Questo parametro è quindi ben rappresentativo dei processi d'interazione aria-mare. Il suo uso come indicatore climatico è stato suggerito dai risultati di vari studi, eseguiti impiegando dati sperimentali ottenuti nel Mar Mediterraneo negli ultimi 15 anni (Bignami *et al.*, 1995; Schiano, 1996, Schiano *et al.*, 2000).

In particolare, analizzando molte relazioni tra parametri atmosferici e marini, si è riscontrato che queste non sono costanti durante l'anno, ma presentano delle discontinuità che, se esaminate in funzione della densità di vapore alla superficie, hanno luogo per valori superiori ai 15 gm^{-3} , ovvero in corrispondenza di situazioni caratterizzate da alte temperature ed elevati contenuti di vapor d'acqua. Tali condizioni, nel Mediterraneo, si verificano da maggio ad ottobre e sono associate ad una prevalenza degli aspetti più tropicali del suo regime climatico. Poiché è noto che alcune

relazioni tra parametri atmosferici e marini cambiano con la latitudine, mostrando chiare discontinuità andando verso la fascia sub-tropicale (Raval *et al.*, 1994, Lau *et al.*, 1997), si può supporre che sul Mediterraneo avvenga qualcosa d'analogo, con una variazione nel tempo anziché nello spazio, a causa delle forti differenze stagionali i cui effetti possono essere comparati ad un cambio di regime climatico.

Le evidenze sperimentali indicano che la densità di vapore alla superficie del mare e la sua soglia di 15 gm^{-3} sono un buon indicatore per contraddistinguere quando ciò avviene (Schiano *et al.*, 2005).

2.2 I dati

Lo studio richiede serie temporali di dati meteorologici alla superficie dell'intero bacino Mediterraneo lunghe, omogenee e con un'elevata risoluzione, sia spaziale che temporale. Misure sperimentali con simili requisiti non sono disponibili e, di conseguenza, è necessario ricorrere all'uso di dati derivati dai modelli numerici, in particolare quelli ottenuti dai processi di re-analisi che assicurano, quanto meno, una omogeneità temporale maggiore. L'archivio impiegato nella presente ricerca è quello prodotto dal progetto ERA40 dell'ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts), che fornisce i valori della temperatura dell'aria e dell'umidità alle ore sinottiche, su un grigliato regolare di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ sopra la superficie dell'intero Mediterraneo, nel periodo dal gennaio 1958 al dicembre 2001. I risultati delle prove eseguite per valutare la sua idoneità (Schiano *et al.*, 2005), suggeriscono una possibile sottostima dei valori più elevati e, di conseguenza, delle occorrenze di condizioni tropicali. Tuttavia, mediando i dati

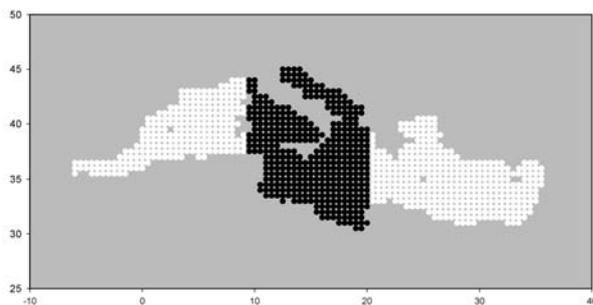


Figura 1: Divisione del Mediterraneo nei sottobacini usata in questo studio

nello spazio e nel tempo, la sottostima si riduce e ciò permette l'impiego di questo archivio con un grado di affidabilità accettabile. Per ogni punto del grigliato, è stata quindi calcolata la densità di vapore ed eseguita la media giornaliera. I valori ricavati sono stati mediati su tutto il bacino e sui tre sottobacini: l'Occidentale ($-6.0 - 9.0^\circ\text{E}$ $35.5 - 44.0^\circ\text{N}$), il Centrale ($9.5 - 20.0^\circ\text{E}$ $30.5 - 45.0^\circ\text{N}$) e l'Orientale ($20.5 - 35.5^\circ\text{E}$ $31.0 - 40.5^\circ\text{N}$).

Tale suddivisione tiene conto dei differenti regimi di temperatura associati ai diversi tipi di circolazione atmosferica ed è una delle più usate negli studi di oceanografia fisica (Fig. 1).

Per ogni anno si sono calcolati, sull'intero bacino e sui tre sottobacini, il valore medio e il valore massimo registrato, il numero totale di giorni in cui $\rho \geq 15 \text{ gm}^{-3}$ e il primo e l'ultimo giorno i cui valori medi giornalieri hanno superato questa soglia. Sulle serie temporali così costruite si è eseguita una media mobile sui 3 anni per ridurre le fluttuazioni interannuali. Nell'analisi, per verificare la presenza di trend significativi si è impiegato il test di Mann-Kendall e il metodo non parametrico di Sen, mentre l'inizio del trend è stato discriminato impiegando un metodo basato su serie dirette e retrograde (Gerstengarbe *et al.*, 1999).

3 RISULTATI RILEVANTI

I risultati mostrano che negli ultimi due decenni gli aspetti tropicali stanno prevalendo nel regime climatico del Mediterraneo, anche se in modi diversi nei suoi sottobacini.

Nel Mediterraneo Occidentale (Fig. 2), sia la distribuzione del valor medio annuale che quella del numero di giorni con valor medio maggiore della soglia, mostrano una fase decrescente che precede quella crescente, molto ripida inizialmente.

Ma la prevalenza delle caratteristiche tropicali si rivela in questo bacino soprattutto per la marcata tendenza a manifestarsi in anticipo. Si assiste ad un aumento del periodo interessato da queste condizioni e ad un intensificarsi della fenomenologia. Nel Mediterraneo Orientale (Fig. 3), il prevalere delle condizioni tropicali si evidenzia in particolare nell'ultima decade esaminata ed è caratteriz-

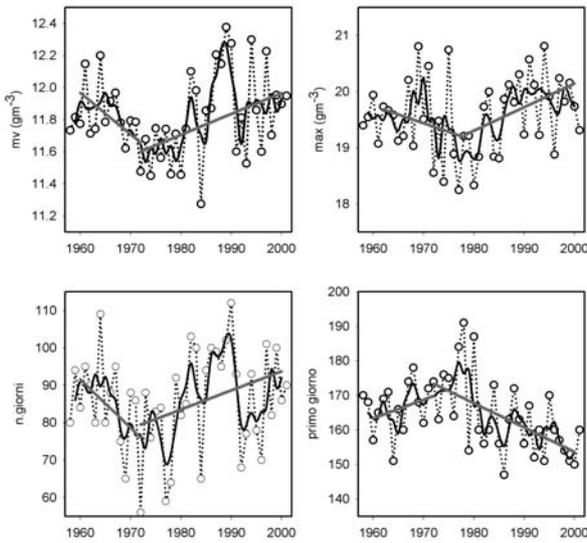


Figura 2: Valor medio e massimo di ρ , numero totale dei giorni con $\rho \geq 15 \text{ gm}^{-3}$ e primo giorno dell'anno sopra la soglia, per il Mediterraneo Occidentale.

zato da un intensificarsi dei valori estremi e da un aumento del numero di giorni con valori sopra la soglia. In questo bacino, sia il primo che l'ultimo giorno dell'anno con il valor medio sopra la soglia non presentano variazioni significative. Ciò implica che la durata del periodo interessato dalla prevalenza delle condizioni tropicali resta sostanzialmente costante, ma, aumentando il numero di giorni sopra la soglia, il cambiamento verso regimi più tropicali qui si manifesta con un intensificarsi della fenomenologia.

I segnali di una sempre più frequente prevalenza degli aspetti tropicali sono molto più chiari sul

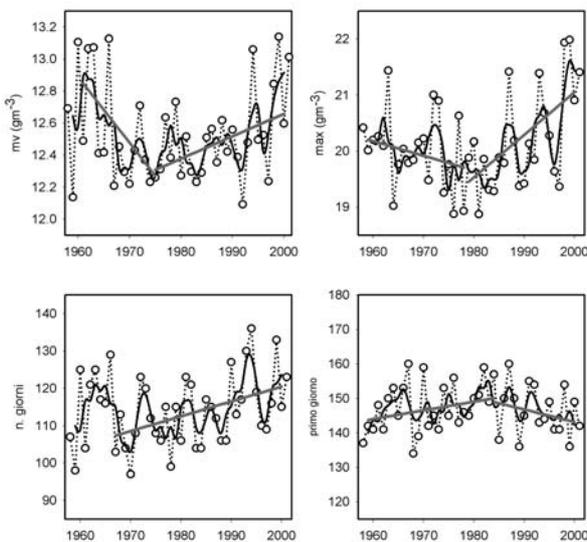


Figura 3: Come Figura 2 per il Mediterraneo Orientale.

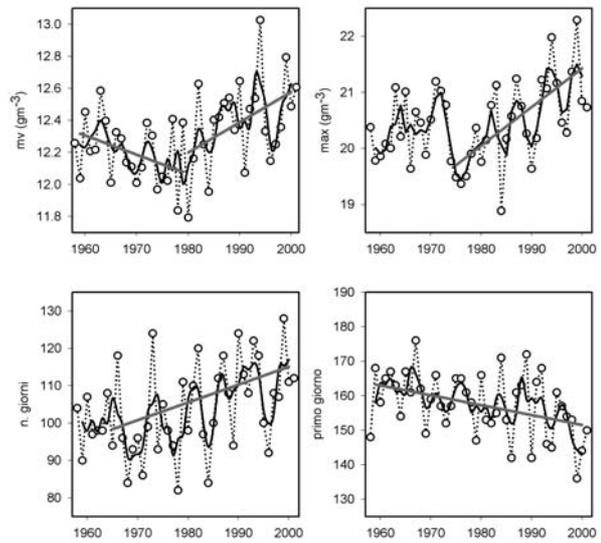


Figura 4: Come Figura 2 per il Mediterraneo Centrale.

Mediterraneo Centrale (Fig. 4). Tutte le quantità esaminate mostrano, per questo bacino, un ben definito trend a partire dagli inizi degli anni '70. Il periodo interessato da questa fenomenologia diviene più lungo a causa sia dell'anticipo con cui si verifica il primo giorno in cui è superata la soglia, sia il ritardo con cui si presenta l'ultimo. Complessivamente aumentano i giorni oltre la soglia e i valori massimi, indicando il rafforzarsi della fenomenologia.

Le variazioni delle quantità esaminate non mostrano alcuna correlazione tra i bacini Occidentale e Orientale, invece alcune variazioni del Bacino Centrale si correlano con le analoghe dell'Occidentale (valor medio e massimo) e altre con quelle dell'Orientale, a riprova che la circolazione sui due bacini è sostanzialmente differente.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Sebbene la relativa brevità del periodo esaminato e l'ampia variabilità interannuale non permettano di escludere che il trend osservato sia parte di un'oscillazione multiennale, i risultati di questa analisi confermano che il clima dell'area Mediterranea si è modificato assumendo caratteristiche sempre più simili a quelle sub-tropicali. Tali risultati concordano con quelli di numerosi studi, i quali, per evidenziare le mutazioni in atto, utilizzavano altre variabili, sia atmosferiche che

marine e biologiche (Sparks *et al.*, 2002, Xoplaki *et al.*, 2003). L'accordo con questi lavori permette di affermare che la densità di vapor d'acqua alla superficie del mare è un buon indicatore climatico per questa regione. In particolare, il suo valore di soglia di 15 gm^{-3} permette di identificare facilmente quando si rafforzano sul Mar Mediterraneo le caratteristiche più tropicali del suo regime climatico. Ciò ne suggerisce l'impiego anche in altre ricerche nelle quali serve suddividere l'anno nelle principali stagioni. Di solito, si usa la definizione astronomica delle stagioni, determinandone una durata fissa delimitata da due giorni del calendario. Questa definizione schematica potrebbe rivelarsi inadeguata soprattutto quando accade che la variabilità climatica è vigorosa, sia sulla scala interannuale che sul lungo periodo. L'uso di indici ottenuti da quantità misurabili, come è nel nostro caso la densità di vapore, potrebbe invece assicurare una maggior accuratezza nel determinare l'inizio e la fine di una stagione. Ciò permetterebbe quindi di studiare i processi legandoli più propriamente ai fenomeni che, in parte o totalmente, li determinano, cosa questa che non è garantita quando ci si riferisce a periodi di tempo prestabiliti. Un esempio in tal senso è dato dall'analisi della stratificazione superficiale del Mar Mediterraneo, eseguita utilizzando i profili di temperatura del mare estratti dall'archivio MEDATLAS/2002 nel periodo gennaio 1958-dicembre 2001. Il gradiente termico è stato calcolato tra -10 e -30 m di profondità su tutto il Mediterraneo e per i tre sottobacini, ed è stato analizzato in funzione della densità di vapore. Il risultato ha mostrato che, indipendentemente dall'area considerata e dalla specifica circolazione marina, tale gradiente è nullo per valori di $\rho < 10 \text{ gm}^{-3}$ e inizia a formarsi solo in corrispondenza di valori superiori. La stratificazione diviene stabile e ben sviluppata per $\rho > 15 \text{ gm}^{-3}$. Il gradiente termico nel mare si sviluppa a seguito dell'interazione con l'atmosfera, e adottando la densità di vapore come indice si riesce a seguirne l'evoluzione stagionale, nonostante il ciclo marino non sia in fase con quello atmosferico, se li si confrontano sulla base di una divisione basata sul calendario. Utilizzando questo indice sarà quindi interessante andare a valutare la variabilità di

alcuni processi di interazione aria mare e della circolazione marina superficiale.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Bignami F, Marullo S, Santoleri R, Schiano ME. 1995. Long-wave radiation budget in the Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res.* 100(C2): 2501-2514.
- Gerstengarbe FW, Werner PC. 1999. Estimation of the beginning and end of a recurrent events within a climate regime. *Climate Research* 11: 97:107.
- IPCC 2002: Climate Change and Biodiversity. *Technical Paper V*. Gitay H, Suarez A, Watson RT, Dokken DJ, (Eds). Geneva, Switzerland, pp 86.
- Lau K.M., H.T. Wu, S. Bony, The role of large-scale atmospheric circulation in the relationship between tropical convection and sea surface temperature, *J. of Climate*, 10, 381-392, 1997
- Raval A., A.H. Oort, V. Ramaswamy, Observed dependence of Outgoing Long-wave Radiation on Sea Surface Temperature and Moisture, *J. of Climate*, 7, 807-821, 1994.
- Schiano ME. 1996. Insolation over the western Mediterranean Sea: A comparison of direct measurements and Reed's formula. *J. Geophys. Res.* 101(C2): 3831-3838
- Schiano ME, Borghini M, Castellari S, Luttazzi C. 2000. Climatic features of the Mediterranean Sea detected by the analysis of the long-wave radiative bulk formulae. *Ann. Geophys.* 18:1482-1487
- Schiano ME., Sparnocchia S, Cappa C., Bozzano R. 2005. An analysis of the climate variability over the Mediterranean Sea by means of the surface water vapour density. *Int. J. Climatol.*, 25: 1731-1748
- Sparks TH, Menzel A. 2002. Observed changes in seasons: an overview. *Int. J. Climatol.*, 22: 1715-1725.
- Xoplaki E, Gonzáles-Rouco JF, Luterbacher J, Wanner H. 2003. Mediterranean summer air temperature variability and its connection to the large-scale atmospheric circulation and SSTs. *Climate Dynamics* 20: 723-739.

Formazione di nuove particelle, nuclei di condensazione di nubi ed effetti sul clima

M.C. Facchini, S. Fuzzi, S. Decesari, M. Mircea

Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Bologna, Italia

mc.facchini@isac.cnr.it

SOMMARIO: La formazione di nuove particelle nella troposfera è un fenomeno che ha ricevuto una attenzione crescente negli ultimi anni. Diversi studi hanno infatti mostrato che il processo di formazione di nuove particelle può influenzare sia la concentrazione di nuclei di condensazione di nubi (CCN) che la concentrazione di particelle fini, in aree pulite ed in aree inquinate, su scala regionale e sinottica. Questa sorgente non è attualmente considerata nei modelli climatici. Affinché si formi una nuova particella sono necessari due processi distinti: la nucleazione di nuovi e stabili nuclei (detti *clusters*) e l'accrescimento dei *clusters* attraverso la condensazione di specie presumibilmente diverse da quelle responsabili della nucleazione. La nostra ricerca su questo tema si articola su due filoni: 1) l'impiego di nuove metodologie di analisi organica per studiare l'accrescimento dei *clusters* a CCN in eventi di nucleazione in aree diverse (inquinata, marine, forestate); 2) la collaborazione nell'ambito di un progetto europeo (EUCAARI) alla creazione di una rete di osservazioni europea sugli eventi di formazione di nuove particelle.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

La rilevanza climatica del fenomeno di formazione di nuove particelle dipende non solo dal contributo delle specifiche sorgenti al *budget* globale di particelle fini in troposfera su scala globale, ma anche da cambiamenti su scala regionale o locale indotti da questo tipo di sorgenti sulle proprietà ottiche delle particelle e sulla formazione dei CCN (effetti radiativi diretto ed indiretto) rispetto alle condizioni pre-industriali (ad esempio un aumento della riflettività di nubi in aree remote e quindi particolarmente sensibili ai cambiamenti indotti dall'attività antropica).

Lo sviluppo di nuova strumentazione in grado di misurare la distribuzione dimensionale in numero delle particelle fino a pochi manometri (Nano-DMPS) ha reso possibile negli ultimi anni l'osservazione della ubiquità del fenomeno di nucleazione, frequente sia in zone pulite, dove ne è stata dimostrata l'importanza sul *budget* totale di particelle fini,

ma anche in ambienti inquinati, dove si riteneva che la formazione di nuove particelle fosse un fenomeno raro e difficilmente osservabile (Kulmala *et al.* 2004, Komppula *et al.* 2005, Laaksonen *et al.* 2005). Anche se è indubbio che il fenomeno di formazione di nano particelle sia ubiquitario, c'è una domanda scientifica che non ha ancora risposta e che sta alla base della rilevanza climatica di questi processi: quale frazione di nano particelle formate per nucleazione cresce fino alle dimensioni di CCN (> 50 nm) e quanto questa sorgente è importante sul *budget* globale/regionale dei CCN.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Studio della crescita di nanocluster a particelle fini (CCN)

Questa ricerca è cominciata nell'ambito del progetto europeo QUEST (2001-2004) con lo studio della distribuzione in numero e della composizione chimica (organica ed inorganica)

delle particelle fini in aree inquinate (Pianura Padana, Italia), in aree marine (Costa Atlantica, Irlanda) ed in zone caratterizzate da forte emissioni biogeniche terrestri (foresta boreale, Finlandia) durante eventi di nucleazione.

2.1.1 Aree inquinate: la Pianura Padana

Presso la base sperimentale ISAC-CNR di San Pietro Capofiume nella Pianura Padana sono in corso dal 2002 osservazioni continue del fenomeno di formazione di nuove particelle in collaborazione con l'Università di Kuopio. Nell'ambito del progetto QUEST è stata inoltre condotta una campagna intensiva (primavera 2004) con misure al suolo e con un aereo ultraleggero a diverse quote. Durante gli eventi di nucleazione le particelle sono state campionate con impattori multistadio ed i loro componenti organici ed inorganici determinati con varie tecniche analitiche.

2.1.2 Aree pulite: la foresta Boreale

Lo studio è cominciato nell'ambito del progetto QUEST con una campagna intensiva nel Marzo - Aprile 2003 ed è tuttora in corso con campionamenti nell'ambito di un secondo progetto Europeo appena iniziato (EUCAARI). Gli eventi di nucleazione sono ben caratterizzati nella foresta boreale da una lunga serie storica di dati e da numerose valutazioni modellistiche. Durante gli eventi di nuclea-

zione osservati presso la stazione di Hyytiälä (Finlandia) le masse d'aria prevalenti sono provenienti da aree polari/artiche quindi estremamente pulite e di origine marina.

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1 Aree inquinate: osservazioni continue di eventi di enucleazione e composizione chimica dei CCN

I risultati ottenuti a San Pietro Capofiume hanno dimostrato che il processo di formazione di particelle fini da precursori gassosi, attivato dalla radiazione solare, ha un ruolo importante nella produzione in atmosfera di "particolato" fine, soprattutto nella stagione primaverile, ma in generale in tutto il periodo compreso fra la primavera e l'autunno, durante il quale la radiazione solare è particolarmente intensa. La frequenza degli episodi di formazione di nuove particelle è infatti superiore al 50 % nel periodo marzo – ottobre (Fig. 1).

La Figura 2 mostra un classico esempio di evento di nucleazione in Val Padana. Il grafico descrive la variazione temporale (asse delle ascisse) delle dimensioni delle particelle di aerosol in atmosfera (asse delle ordinate) e della loro abbondanza in numero (scala dei grigi) durante un evento di formazione di particelle. Le nuove particelle aventi diametro di circa 3 nm sono presenti in concentrazioni elevatissime (10^6 particelle ^{-3}cm) e crescono di dimensione nelle ore successive fino a raggiungere diametri di 100 – 200 nm (nuclei di condensazione di nube, CCN). Questi risulta-

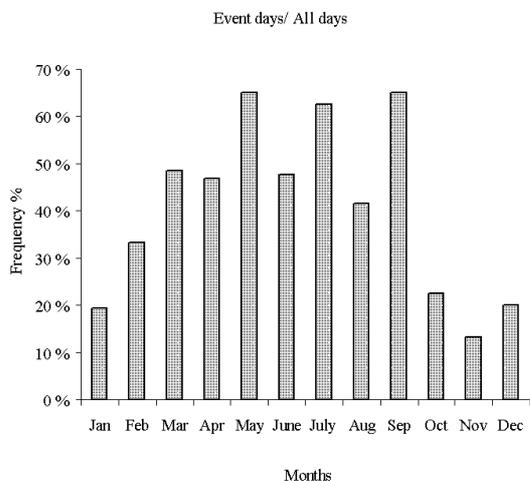


Figura 1: Distribuzione della frequenza degli eventi di nucleazione osservata a San Pietro Capofiume.

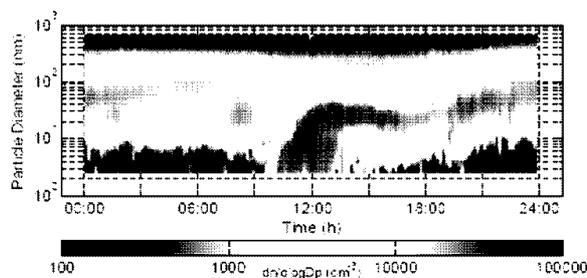


Figura 2: Evoluzione temporale della concentrazione in numero di particelle durante un evento di formazione di nuove particelle nella Pianura Padana.

ti suggeriscono che gli eventi di nucleazione hanno un ruolo importante nella produzione di CCN in aree inquinate accumulando elevate concentrazioni di particelle che hanno un tempo di vita in atmosfera significativo. Si può infatti stimare che nell'area della Pianura Padana gli eventi di nucleazione contribuiscono fino al 30 % della produzione annuale di CCN (Laaksonen *et al.* 2005).

Lo studio condotto a San Pietro Capofiume ha mostrato che anche in regioni inquinate il fenomeno della nucleazione è associato a masse d'aria relativamente pulite e con una particolare combinazione di condizioni meteorologiche (direzione preferenziale masse d'aria dai settori marini) e caratteristiche chimiche e fisiche delle particelle (concentrazione di ammonio nitrato molto basso nell'intervallo di accumulazione) (Hamed *et al.*, 2006). L'analisi della frazione organica dell'aerosol ha inoltre mostrato che durante l'accrescimento delle particelle nelle ore successive ai fenomeni di nucleazione strutture di tipo carbonilico si trasformano in strutture a più alto grado di ossidazione (gruppi carbossilici).

3.2 Aree pulite: la foresta Boreale

Lo studio della composizione chimica delle nuove particelle nella foresta boreale della

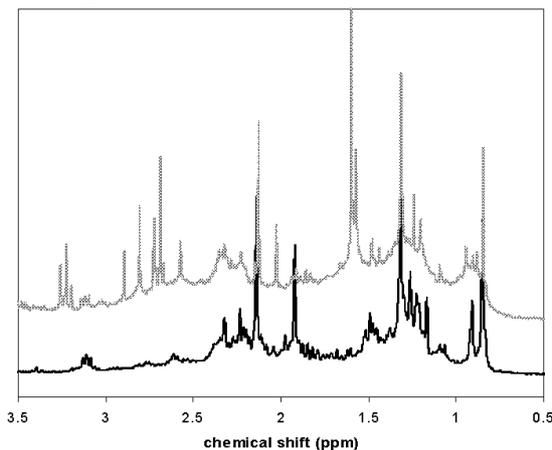


Figura 3: spettri NMR di un campione di aerosol raccolto nella foresta boreale a Hyttiälä durante un evento di nucleazione (traccia in grigio) ed un campione ottenuto in esperimenti di ossidazione di α -pinene in camera di reazione (traccia in nero): l'integrale del segnale dei prodotti di ossidazione di α -pinene in camera di reazione rappresenta più del 50% in carbonio organico del segnale ottenuto da aerosol ambientali

Finlandia ha mostrato che la composizione organica è controllata durante l'accrescimento dai prodotti di ossidazione dei monoterpeni emessi dalla vegetazione. In particolare, studi condotti con la tecnica di risonanza magnetica nucleare (NMR) hanno evidenziato che le particelle sono costituite per una frazione molto media elevata (> 50 % in carbonio) da componenti che derivano dalla ossidazione di α -pinene. Questi risultati sono stati ottenuti da un confronto fra misure ottenute in camera di reazione dall'ossidazione di α -pinene (Cavalli *et al.* 2005) e misure condotte durante eventi di nucleazione a Hyttiälä come mostrato dagli spettri NMR in Figura 3.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Per introdurre nei modelli climatici i processi di formazione di nuove particelle è necessario conoscere le caratteristiche distintive dei processi (precursori e condizioni al contorno) che caratterizzano le diverse aree geografiche. Anche se la ricerca in questo settore ha compiuto enormi avanzamenti negli ultimi anni, non si sono ancora identificate le specie responsabili della formazione di nuovi *clusters* (specialmente in aree complesse come quelle inquinate) e la conoscenza dei meccanismi di accrescimento legati ai composti organici è in una fase iniziale. D'altro canto, dati recentemente pubblicati nella letteratura scientifica (Allen 2007) hanno mostrato che in aree antropiche, a differenza di quanto avviene per zone caratterizzate da forti emissioni biogeniche, i modelli non sono ancora in grado di predire più del 5 % della massa organica dell'aerosol secondario osservato. La ricerca futura si estenderà quindi non solo allo studio dei processi ma anche all'identificazione dei precursori antropici degli eventi di nucleazione ed alle sinergie fra precursori antropici e biogenici.

5 RINGRAZIAMENTI

Questa ricerca è sviluppata nell'ambito dei progetti europei EUCAARI (European Integrated Project on Aerosol Cloud Climate and Air Quality Interactions) e ACCENT (Atmospheric Composition Change: the European Network of Excellence). Fra i vari partner internazionali che partecipano a questa ricerca, fondamentale è per il nostro gruppo la collaborazione con la Università di Kuopio e di Helsinki. La ricerca è inoltre supportata dal MIUR, programma strategico FISR, "Sviluppo sostenibile e cambiamenti globali", progetto AEROCLOUDS "Studio dell'effetto diretto ed indiretto di aerosol e nubi"

6 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Allen, L. *et al.* 2007. *Science*. 315: 1259-1262.
- Cavalli, F. *et al.* 2006. Size-segregated aerosol chemical composition at a boreal site in southern Finland, during the QUEST project. *Atmos. Chem. Phys.* 6: 993-1002.
- Hamed, A. *et al.* 2006. Nucleation and growth of new particles in Po Valley, Italy. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 6: 9603-9653.
- Komppula, M. *et al.* 2005. *J. Geophys. Res.* 110: D06204.
- Kulmala, M. *et al.* 2004. *J. Aerosol Sci.* 35: 143.
- Laaksonen, A. *et al.* 2005. Cloud Condensation Nucleus Production from Nucleation Events at a Highly Polluted Region *Geophys. Res. Lett.* 32: L06812, doi:10.1029/2004GL022092
- Mikkonen, S. *et al.* 2006. Using discriminant analysis as a nucleation event classification method. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 6: 8485-8510.
- Sogacheva, L. *et al.* 2006. Relation of air mass history to nucleation events in Po Valley, Italy, using back trajectories analysis. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 6: 11209-11246.

Climatologia di nubi precipitanti nella stagione calda: Primi risultati sull'Europa e il Mediterraneo

V. Levizzani¹, R. E. Carbone³, R. Ginnetti¹, A. G. Laing³, M. Masotti¹, S. Melani², M. Pasqui²

¹*Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Bologna, Italia*

²*Laboratorio di Meteorologia e Modellistica Ambientale (LaMMA), Firenze*

³*National Center for Atmospheric Research (NCAR), Boulder, CO, USA*

v.levizzani@isac.cnr.it

SOMMARIO: La previsione quantitativa di precipitazione (*quantitative precipitation forecasting*, QPF) rimane una delle sfide aperte più importanti per la previsione del tempo con ricadute sulla conoscenza del clima a scala regionale. Gli episodi di precipitazione nella stagione estiva costituiscono un problema ancora maggiore data la carente rappresentazione della convezione nei modelli di previsione numerica (*numerical weather prediction*, NWP). Tali eventi possono inoltre essere associati a strutture coerenti di precipitazione caratteristiche di sistemi che si propagano secondo una vasta tipologia di condizioni atmosferiche. Essi sono frequenti in condizioni debolmente forzate in estate e sono fortemente modulati dal riscaldamento diurno. Il *World Weather Research Programme* (WWRP) della *World Meteorological Organization* (WMO) ha in corso uno studio globale teso a meglio comprendere le caratteristiche fisiche dei sistemi precipitanti nella stagione calda. Il presente lavoro riporta i risultati di un'analisi di cinque anni di dati del satellite Meteosat sull'Europa ed il Mar Mediterraneo dal 1999 al 2003.

1 INTRODUZIONE

Ricerche negli Stati Uniti sul ciclo di sviluppo dei *mesoscale convective systems* (MCS) hanno trovato che la stragrande maggioranza di essi inizia nella scia delle Montagne Rocciose, si muove verso est e produce un massimo di precipitazione notturno che attraversa la pianure centrali, a volte passando attraverso vari cicli di rigenerazione (es. Maddox, 1980; Fritsch *et al.*, 1986; Laing & Fritsch, 1997; Anderson & Arritt, 1998). Utilizzando dati della rete *Weather Surveillance Radar-88 Doppler* (WSR-88D) Carbone *et al.* (2002) hanno trovato che i cluster di precipitazione intensa mostrano strutture coerenti di propagazione attraverso gli Stati Uniti continentali con velocità di propagazione che eccedono quelle di ogni MCS singolo. La loro longevità (fino a 60 h) suggerisce una predicibilità intrinseca della precipitazione

nella stagione calda che va al di là della vita media dei sistemi convettivi individuali.

Wang *et al.* (2004, 2005) hanno sviluppato una simile climatologia nella stagione calda in Estremo Oriente utilizzando le temperature di brillanza nell'infrarosso termico (IR) del *Geostationary Meteorological Satellite* (GMS). Lo studio mostra che la propagazione di cluster di nubi fredde interessa un'estensione zonale di 3000 km con una durata di 45 h. Una climatologia di episodi analoghi in Africa è in corso di studio utilizzando i dati IR del Meteosat (Laing *et al.* 2007).

Pochi studi esistono sull'estensione e la durata dei sistemi precipitanti sull'Europa. Chaboureaud & Claud (2003) hanno utilizzato tre diversi campi ricavati dalle misure del *TIROS-N Operational Vertical Sounder* (TOVS), temperatura della bassa stratosfera, pressione della sommità della nube e indice di precipitazione, per caratterizzare la variabilità

intra-stagionale di grandi sistemi precipitanti invernali sul nord Atlantico. Chaboureau & Claud (2006) hanno poi applicato la tecnica ai cicloni mediterranei, fornendo una tipologia dei sistemi nuvolosi per ogni stagione per determinare la proporzione della basse pressioni per le quali la dinamica è dominata dalla situazione agli alti livelli e per esaminare le relazioni potenziali tra i singoli sistemi nuvolosi e la variabilità a bassa frequenza.

Lo studio qui riportato è focalizzato sulla produzione di una climatologia di cinque anni di sistemi nuvolosi nella stagione calda (maggio-agosto) sull'Europa utilizzando le temperature di brillantezza del satellite Meteosat. Sono state determinate la persistenza delle nubi fredde, la loro estensione (*span*) e durata per derivare la velocità di propagazione zonale ed il ciclo diurno. I primi risultati si riferiscono al periodo 1999-2003.

2. DATI E METODI

Il database consiste di cinque anni di dati di radianza nell'IR (10.5–12.5 μm) del *Meteosat Visible and InfraRed Radiometer* (MVIIR) da cui si sono calcolate le temperature del top delle nubi. Le immagini IR hanno una risoluzione di $5 \times 5 \text{ km}^2$ al *sub-satellite point* (0,0) ad intervalli di 30 min; la risoluzione spaziale alle latitudini centroeuropee è intorno a $7 \times 8 \text{ km}^2$. Una tecnica di soglia permette di identificare i sistemi nuvolosi freddi collegati alla presenza di precipitazione convettiva.

Le caratteristiche di propagazione sono state determinate utilizzando una metodologia simile a quella impiegata da Carbone *et al.* (2002) e Wang *et al.* (2004). Il dominio com-

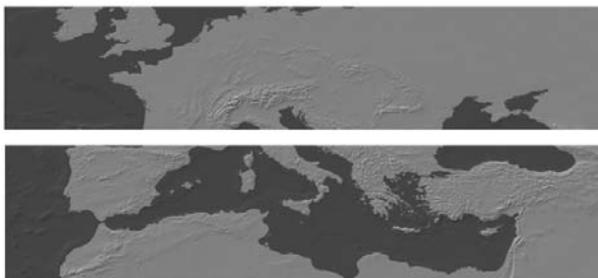


Figura 1: Domini di analisi nord (44°-54°N) e sud (30°-44°N). Le dimensioni in longitudine sono 15°O-40°E

pleto di analisi (30°-54° N, 15°O-40°E) è stato ulteriormente suddiviso in due sottosectori: nord (44°-54°N) e sud (30°-44°N) (Fig. 1). Sono stati applicati i diagrammi di Hovmöller utilizzando strisce di 0.05° in longitudine attraverso tutto il dominio da nord a sud. L'informazione meridiana è persa in questo modo, mentre la procedura di media in longitudine preserva la componente zonale.

3. I DIAGRAMMI DI HOVMÖLLER

La Figura 2 mostra il diagramma di Hovmöller relativo al periodo 1-15 maggio 2000 per il settore sud. Alcuni *cloud pattern* si sviluppano a partire dalla zona in alto a sinistra nel diagramma longitudine-tempo fino alla zona in basso a destra, comportamento indicativo di

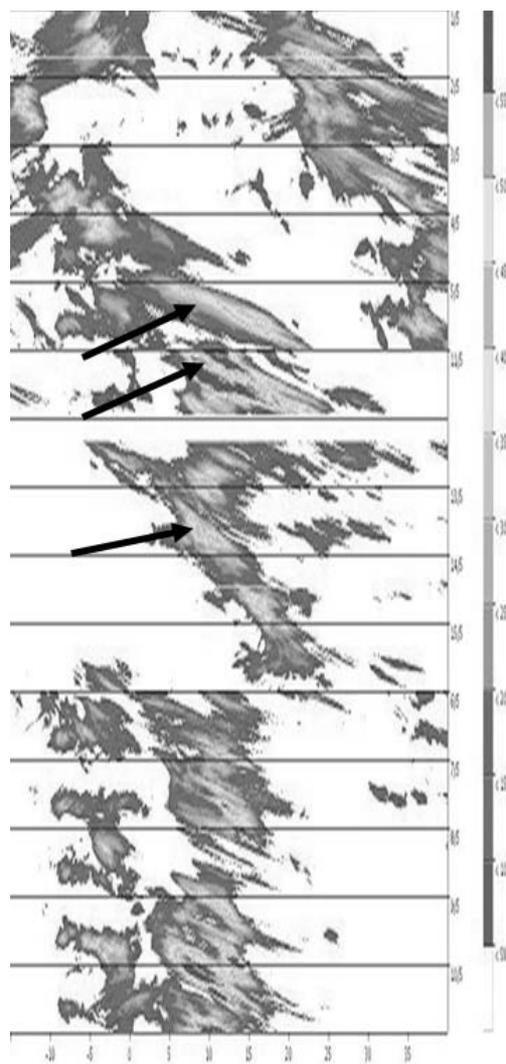


Figura 2: Esempio di diagramma di Hovmöller per il settore sud. Le frecce indicano streak di propagazione dei sistemi verso est.

una propagazione coerente verso est. La tipica velocità di propagazione, ottenuta attraverso l'osservazione dell'inclinazione delle *streak*, è circa di 12-15 m s⁻¹, valore simile a quello ottenuto da Carbone *et al.* (2002).

Il settore nord è in generale caratterizzato da una serie di *streak* "orizzontali" (rappresentative di sistemi già formati che non si propagano), principalmente dovute a convezione, e *streak* in propagazione verso ovest, generalmente prodotte da easterlies.

4. ANALISI STATISTICA

In Tabella 1 sono riportati i risultati dell'analisi statistica sulla totalità degli eventi e sul 50% di eventi più significativi. Sono mostrati l'estensione orizzontale (*span*), la durata e la velocità di propagazione identificate dalle *streak* lasciate dai sistemi freddi sui diagrammi di Hovmöller. I risultati sono in accordo con quelli di Carbone *et al.* (2002) e Wang *et al.* (2004), suggerendo che tutti questi fenomeni siano legati da una comune base dinamica.

Tabella 1: Statistica degli eventi

Anno	Span km	Durata h	Velocità m s ⁻¹
Tutti gli eventi			
1999	473.0	8.1	15.7
2000	457.1	8.2	15.1
2001	516.2	9.4	15.0
2002	468.6	9.1	13.9
2003	430.9	8.0	14.7
media	469.2	8.6	14.9
50% più rilevante			
1999	758.0	12.2	20.6
2000	728.9	12.2	20.3
2001	823.3	14.4	19.4
2002	744.0	13.8	18.3
2003	691.6	12.0	19.9
media	749.2	12.9	19.7

5 ANALISI DEL CICLO DIURNO

L'analisi degli spettri di potenza per ricavare informazioni sul ciclo diurno rivela alcune caratteristiche salienti dell'interazione dei sistemi precipitanti con l'orografia complessa dell'Europa e del bacino del Mediterraneo.

La Figura 3 mostra il grafico riassuntivo dell'analisi sull'intero periodo 1999-2003 per il settore nord. Si nota un picco significativo nell'intervallo longitudinale 6°-8°E dovuto al contrasto terra-mare sulle coste francesi, dove l'attività massima si registra verso le 1800 UTC; il minimo di intensità di questo picco è attorno alle 0900 UTC e si registra una debole propagazione verso est. Un secondo picco di intensità si osserva alla longitudine 18°-22°E (ad est delle Alpi) con un massimo di intensità alle ore 1700 UTC ed un minimo attorno alle 1000 UTC. Il terzo massimo è collocato nell'intervallo di longitudine 26°-29°E (ad est dei Carpazi) con un massimo di attività attorno alle 1400 UTC ed un minimo attorno alle 1000 UTC.

Il ciclo diurno nel settore sud (Fig. 4) mostra un picco significativo nell'intervallo longitudinale 4°O-2°E (ad est dell'Atlante) dove l'attività massima si registra verso le 1800 UTC ed un minimo è osservato attorno alle 0900-1000 UTC. Il picco presenta una direzione di propagazione verso est.

Quindi possiamo notare come le catene montuose giochino un ruolo primario nella deter-

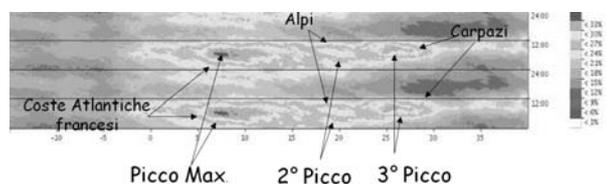


Figura 3: Ciclo diurno dei sistemi convettivi estivi nel periodo 1999-2003 per il settore nord.

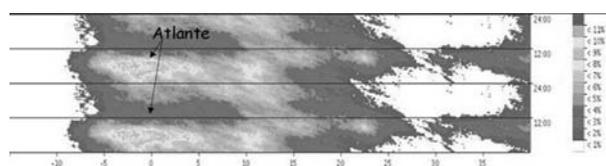


Figura 4: Ciclo diurno dei sistemi convettivi estivi nel periodo 1999-2003 per il settore sud.

minazione del ciclo diurno anche in una situazione complessa come quella europea.

6. VARIAZIONI INTRA-STAGIONALI

La Tabella 2 mostra le variazioni intra-stagionali dei parametri di propagazione dei sistemi nuvolosi. Il numero di eventi con propagazione verso est e durata superiore alle 3 h è riportato ed è maggiore nei primi due mesi del periodo rispetto ai mesi che seguono. La span e la durata media sono maggiori in maggio, giugno e luglio, con un minimo in agosto, mentre la velocità di propagazione raggiunge un massimo in giugno e poi diminuisce fino ad agosto.

Tabella 2. Variazioni intra-stagionali

	M	G	L	A
No. streak	601	433	320	328
Span (km)	462.8	506.8	469.6	421
Durata (h)	8.6	9.0	8.3	8.2
Velocità (m s ⁻¹)	14.7	15.4	15.2	13.9

7. CONCLUSIONI

La convezione e le nubi fredde esibiscono caratteristiche di coerenza nello spazio longitudine-tempo (Hovmöller).

La velocità di fase media varia da 7 a 30 m s⁻¹ sull'intero dominio con una velocità media di circa 15 m s⁻¹, valore mantenuto anche nella suddivisione nord-sud.

La convezione è attiva soprattutto ad est dei sistemi orografici più importanti, ai quali sono associati segnali diurni piuttosto chiari con un picco attorno alle 1800 (LST).

La durata (longevità) degli episodi suggerisce un'intrinseca predicibilità degli episodi di precipitazione nella stagione estiva.

Gli studi sono ora concentrati sull'utilizzo dei dati di precipitazione da satellite per fornire alla modellistica meteorologica e climatica risultati non ambigui sulla localizzazione delle precipitazioni convettive.

8 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Anderson C. & Arritt R., 1998. Mesoscale convective complexes and persistent elongated convective systems over the United States during 1992 and 1993. *Mon. Wea. Rev.* 126: 578-599.
- Carbone R. E., Tuttle J. D., Ahijevich D. A. & Trier S. B., 2002. Inferences of predictability associated with warm season precipitation episodes. *J. Atmos. Sci.* 59: 2033-2056.
- Chaboureau J.-P. & Claud C., 2003. Observed variability of North Atlantic oceanic precipitating systems during winter. *J. Geophys. Res.* 108(D14): 4435.
- Chaboureau J.-P. & Claud C., 2006. Satellite-based climatology of Mediterranean cloud systems and their association with large-scale circulation. *J. Geophys. Res.* 111: D01102.
- Fritsch J. M., Kane R. J. & Chelius C. H., 1986. The contribution of mesoscale convective weather systems to the warm season precipitation in the United States. *J. Climate Appl. Meteor.* 25: 1333-1345.
- Laing A. G. & Fritsch J. M., 1997. The global population of mesoscale convective complexes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 123: 389-405.
- Laing A. G., Carbone R. E., Levizzani V. & Tuttle J. D., 2007. The propagation and diurnal cycles of deep convection in northern tropical Africa. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, submitted.
- Maddox R. A., 1980. Mesoscale convective complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 108: 1374-1387.
- Wang C.-C., Chen G. T.-J. & Carbone R. E., 2004. A climatology of warm-season cloud patterns over East Asia based on GMS infrared brightness temperature observations. *Mon. Wea. Rev.* 132: 1606-1629.
- Wang C.-C., Chen G. T.-J. & Carbone R. E., 2005. Variability of warm-season cloud episodes over East Asia based on GMS infrared brightness temperature observations. *Mon. Wea. Rev.* 133: 1478-1500.

Alla ricerca di similarità nelle configurazioni della pressione al livello del mare associate a eventi di precipitazione intensa sull'Italia

N. Tartaglione², A. Speranza², T. Nanni¹, M. Brunetti¹, M. Maugeri³, F. Dalan⁴

¹Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Bologna, Italia

²Dipartimento di Fisica, Università di Camerino, Camerino, Italia

³Istituto di Fisica Generale Applicata, Università di Milano, Milano, Italia

⁴ARPA Veneto, Padova, Italia

nazario.tartaglione@unicam.it

Sommario: Nella pratica operativa si presentano situazioni meteorologiche apparentemente simili. Questa somiglianza, in termini di immagini da satellite o nelle configurazioni bariche è stata oggetto di studio di intere generazioni di meteorologi, ed ancora oggi rappresenta un ramo nella ricerca di base nel campo meteo-climatico specie per quanto riguarda le configurazioni bariche associate ad eventi di precipitazione intensa. Lo scopo di questo lavoro è verificare se la similarità tra configurazioni bariche possa essere definita in modo rigoroso e se è possibile identificare una caratteristica comune a sistemi depressionari che hanno portato a precipitazioni intense in Italia nel periodo 1951-2000.

1 DATI E METODI

In questo lavoro sono stati utilizzati due insiemi di dati. Un dataset pluviometrico giornaliero di 50 anni (dal 1951 al 2000) sull'Italia. Da tale dataset sono state definite in un precedente lavoro (Brunetti et al., 2004) attraverso un'analisi delle componenti principali cinque macroregioni ognuna caratterizzata da un proprio regime pluviometrico: NW, NN, NS, CE, SO (vedi Fig. 1).

Si definiscono come eventi di precipitazione intensa quegli eventi che all'interno del dataset raggiungono o superano il 99mo percentile.

Le configurazioni bariche sono state ricavate dal dataset NCEP (Kalnay et al., 1996) disponibili liberamente sul sito NCEP (<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/reanalysis.shtml>). Poiché ci sono quattro configurazioni bariche al giorno, per definire una unica configurazione barica è stata eseguita una media tra le quattro. Le depressioni associate a questi eventi sono state seguite dalla

loro genesi alla loro lisi attraverso un algoritmo di tracciamento (Lionello et al., 2002).

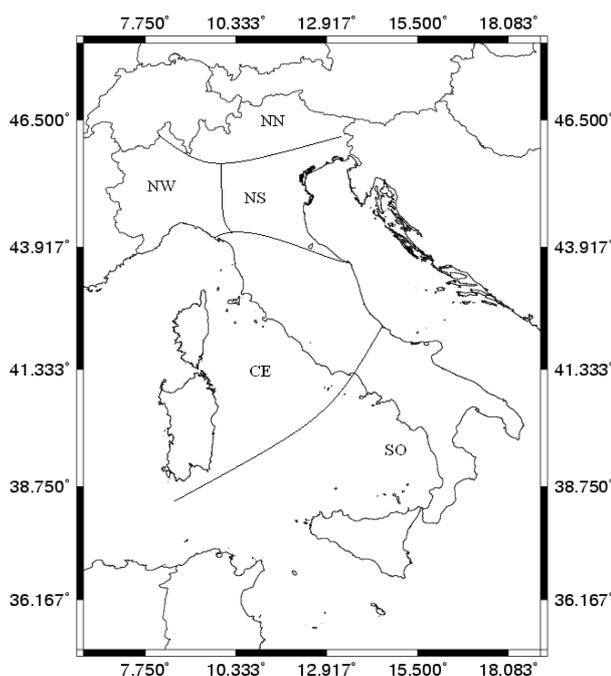


Figura 1: Suddivisione dell'Italia in 5 Macroregioni

Affinché ci sia un controllo rigoroso della similarità, devono essere definite in modo rigoroso le misure che determinano tale similarità.

Un primo modo è attraverso una misura proporzionale alla differenza quadratica delle pressioni in un punto di griglia. Infatti definito un punto p_{kj} dove j rappresenta il punto di griglia e k è il giorno dell'evento. Quindi possiamo definire una differenza quadratica media sull'intero dominio.

$$D_{m,n}^2 = \sum_{j=1}^{600} (p_{mj} - p_{nj})^2 \quad (1)$$

Allo scopo di differenziare i risultati si applica la seguente espressione, come in Lorenz (1969):

$$E1_{m,n} = \frac{1}{2} h \log(D_{m,n}^2) \quad (2)$$

Dopo l'applicazione della (2) si esegue un'arrotondamento.

Questa ultima espressione serve per normalizzare le categorie di similarità da 0 a 10.

$$E_{m,n} = 29 - E1_{m,n} \quad (3)$$

Un'altra tecnica di confronto è attraverso la correlazione, la quale ha il vantaggio di evidenziare la similarità della struttura delle configurazioni piuttosto che la similarità in termini di differenza numerica come per la (1).

$$C_{m,n} = \frac{\sum_{j=1}^{600} p'_{mj} p'_{nj}}{\left(\sum_{j=1}^{600} (p'_{mj}) \sum_{j=1}^{600} (p'_{nj}) \right)^{1/2}} \quad (4)$$

Poiché confronti spaziali di variabili meteorologiche attraverso l'uso della correlazione possono dar luogo a valori di correlazione relativamente alti a causa della dipendenza spaziale delle variabili, è necessario amplificare tale relazione in modo da considerare simili solo quei valori che sono effettivamente molto alti. In tal senso si usa la seguente espressione:

$$F_{m,n} = 10^{C_{m,n}} \quad (5)$$

Essa ha anche il vantaggio di dividere in 11 categorie di similarità le varie situazioni. Infatti una volta calcolati i valori dalla (5) vengono arrotondati all'intero più vicino. Anche in questo caso i punteggi vanno da 0 (strutture anticorrelate) a 10 (strutture fortemente correlate).

Un metodo che si propone di far risaltare la differenza o la similarità in termini di gradiente è il cosiddetto S1 score (Teweles and Wobus, 1954)

$$S1_{m,n} = \frac{\sum \left| \left(\frac{dp_m}{dy} - \frac{dp_n}{dy} \right) \right| + \sum \left| \left(\frac{dp_m}{dx} - \frac{dp_n}{dx} \right) \right|}{\sum \left| \max \left(\frac{dp_m}{dy}, \frac{dp_n}{dy} \right) \right| + \sum \left| \max \left(\frac{dp_m}{dx}, \frac{dp_n}{dx} \right) \right|} \quad (6)$$

valori sono anche in questo caso arrotondati all'intero più vicino. Una volta determinati il massimo ed il minimo all'interno dell'insieme dei confronti viene applicata la seguente formula:

$$G_{m,n} = 10 - 5 * S1_{m,n} \quad (7)$$

Ancora una volta ci sono 11 categorie di similarità.

Quindi per tutti gli "score" o punteggi definiti in precedenza vanno da zero a dieci, questo ultimo caso indicante ottima similarità tra le varie configurazioni analizzate.

2 RISULTATI E DISCUSSION

Dei tre score definiti nella sezione precedente solo lo "score" E raggiunge il valore 10, mentre lo "score" G ha un valore massimo di 8. La tabella 1 mostra le coppie di date (evento A e B) che hanno raggiunto tali valori, la loro regione di genesi e le regioni dove sono registrate le precipitazioni intense. I numeri nA ed nB all'interno della tabella mostrano il numero di eventi che non sono stati classificati come intensi, ma che danno un valore di similarità con l'evento A o B maggiore o uguale al valore massimo ottenuto negli "score". Si può notare che ci sono stati 3 eventi simili (in ter-

mini di E) nell'arco di tempo dal 1951-2000, che però non sono stati classificati come "intensi", all'evento del 14 ottobre 2000. Tra le altre cose bisogna evidenziare che le

Tabella 1 Caratteristiche delle depressioni associate ad intense precipitazioni (99mo percentile sulla serie storica di precipitazioni dal 1951-2000 sull'Italia)

Sc.	Ev. A	nA	Ev. B	nB	Gen. A	Gen. B	Hit A	Hit B
E	2000 10-14	3	1953 10-25	2	Afr.	Atl.	NW	NS
G	1958 12-20	1	1966 02-21	1	Atl.	Atl.	NW	NN

depressioni associate alle due configurazioni con E=10 avevano origine diversa, e sono diverse anche le regioni colpite. In figura 2 è possibile vedere le due coppie elencate nella Tabella 1.

Tale risultato generale, descritto per E e G può essere riscontrato anche per lo "score" F, anche se in questo caso ci sono molte più coppie che risultano essere simili (il massimo risultato per F è stato 9) tra loro. In ogni caso non ci sono gruppi di similarità, cioè le coppie sono isolate tra loro e non formano un cluster. Inoltre c'è un'alta variabilità nel numero di eventi non precipitativi che hanno una configurazione barica simile a quella delle coppie di eventi con F alto. Sia le regioni di ciclogenese che le macroregioni colpite sono le più svariate e non mostrano una caratteristica univoca. Anche una statistica più generale delle depressioni che hanno portato eventi "intensi" sull'Italia non dà un'indicazione chiara dell'esistenza di una qualche caratteristica peculiare delle depressioni associabili appunto all'intensità degli eventi precipitativi. Evidentemente la scelta della sola pressione

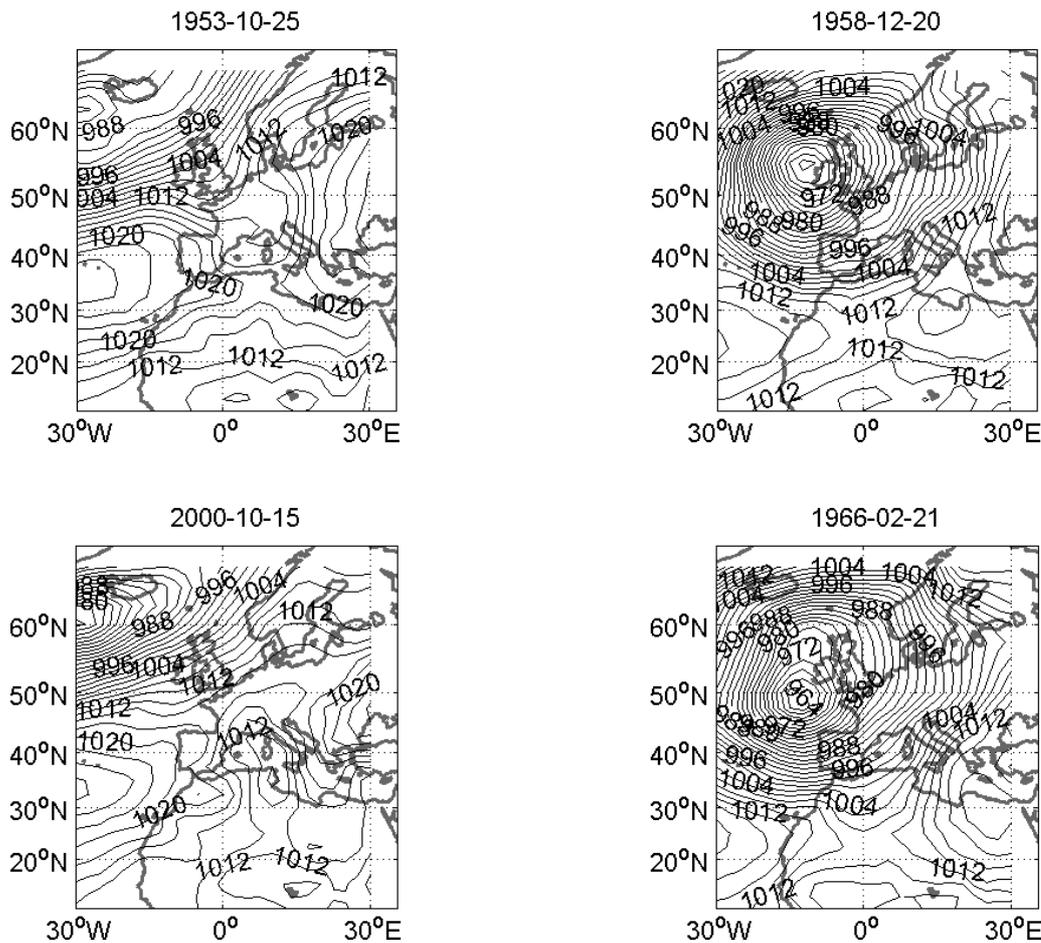


Figura 2: Le coppie di configurazioni bariche con il massimo E (a sinistra) ed il massimo G (a destra)

non è sufficiente come variabile per discernere una situazione potenzialmente dannosa da una che non lo è.

3 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

Brunetti M, Maugeri M, Monti F, Nanni T (2004) Changes in daily precipitation frequency and distribution in Italy over the last 120 years. *J Geo Res-A*, 109: D05102, doi:10.1029/2003JD004296

Kalnay E, and coauthors (1996) The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *B Am Meteor*, 77: 437-472.

Lionello P, Dalan F, Elvini E (2002) Cyclones in the Mediterranean region: the present and the doubled CO2 climate scenarios. *Climate Res*, 22: 147-159

Lorenz EN (1969) Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogues. *J Atmos Sci*, 26: 636-646.

Teweles, S., and H. Wobus, 1954: Verification of prognostic charts. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 35, 455-463.

Caratterizzazione sinottica del clima estivo e della sua variabilità interannuale, sul Mediterraneo e l'Europa

F. Piani, A. Crisci, G. De Chiara, G. Maracchi, F. Meneguzzo, M. Pasqui
Istituto di Biometeorologia, CNR, Italia
piani@lamma.rete.toscana.it

SOMMARIO: In un clima estivo normalmente semi-arido del Mediterraneo centrale e occidentale, le occasionali perturbazioni barocliniche che si propagano dal Nord Atlantico portano consistenti e diffuse precipitazioni e sollievo dalle siccità locali e regionali, mentre gli scarsi temporali di breve durata, che scoppiano durante il giorno sopra terre surriscaldate, portano piogge localmente rilevanti, specialmente sui rilievi di collina e di montagna. L'identificazione dei meccanismi, anche remoti, che presiedono alla variabilità dinamica e termodinamica dell'atmosfera, quindi in ultima analisi alla variabilità della precipitazione, rappresenta quindi un passo critico per la comprensione e la previsione, stagionale e climatica, del clima mediterraneo.

1 PROBLEMA SCIENTIFICO

Il sistema climatico è forzato da fattori naturali (radiazione solare, cenere e aerosol vulcanici, dinamica e interazioni interne) e fattori antropici (emissione di gas serra e aerosol, cambiamenti nell'uso del suolo, ecc). Mentre esiste un accordo generale almeno sul segno positivo della risposta termica del sistema climatico, della superficie terrestre e dell'atmosfera, alle forzanti antropiche correnti, permanendo notevoli incertezze riguardo alla velocità del riscaldamento, alla possibilità di improvvise accelerazioni del riscaldamento stesso legate al temporaneo immagazzinamento di grandi quantità di calore in sistemi naturali (in particolare le profondità oceaniche), agli effetti del cambiamento dell'uso del suolo, della vegetazione e del ciclo del carbonio e della risposta del vapor acqueo, molta incertezza rimane sul segno dei cambiamenti dell'intensità del ciclo idrologico in un clima più caldo.

Come risultato di una varietà di fattori (quelli antropici sembrano prevalere da alcune decadi), retroazioni interne e inerenti non-linearità, che influiscono tutte sul sistema climatico,

lo stesso ciclo idrologico subisce rilevanti cambiamenti nel tempo, su una varietà di scale spaziali e temporali. Sull'area italiana, uno studio (Brunetti *et al.*, 2001) ha preso in considerazione 67 siti durante 46 anni (1951-1996) con dati di precipitazione, analizzando la frequenza dei giorni di pioggia e l'intensità di precipitazione, entrambe sia presso stazioni singole che su aree estese.

Gli eventi di precipitazione giornalieri oltre soglie elevate mostrano un definitivo aumento fin dai primi anni '70, all'opposto degli eventi sotto basse soglie, ottenendo rispettivamente le più alte e le più basse frequenze, da circa 120 anni. La riduzione della frequenza dei giorni di pioggia concorda con i regimi di cambiamento della circolazione dell'atmosfera invernale negli ultimi 50 anni, mentre l'aumento dell'intensità delle precipitazioni concorda con altri studi di osservazioni e di modelli (Groisman *et al.*, 1999).

L'impatto dei monsoni africano sul clima dell'Atlantico nord-orientale, dell'Europa centrale e, con speciale intensità, sul clima mediterraneo in piena estate, sono state documentate in un recente studio (Baldi *et al.*, 2003).

Mentre alcuni studi propongono il ruolo dominante del monzone asiatico sul clima estivo sub-tropicale e delle medie latitudini del nord-Atlantico e del Mediterraneo (Rodwell & Hoskins, 2001), altri attribuiscono un ruolo rilevante anche al monzone dell’Africa occidentale (Hurrell & Folland, 2002). Tutti gli autori dimostrano che la connessione dei monsoni con il clima sub-tropicale e delle medie latitudini opera attraverso “ponti atmosferici”, costituiti principalmente da onde di Rossby.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

L’attività di ricerca è stato condotta per mezzo di numerosi database, tra i quali è obbligatorio menzionare:

- Dati di precipitazione mensile su griglia regolare, solo su terra, a risoluzione 1° Lat-Lon: Global Precipitation Climatology Centre GPCP (Xie & Arkin, 1996);
- Dati di precipitazione pentadale e mensile su griglia regolare, su terra e su mare, a risoluzione 2.5° Lat-Lon: Global precipitation Climatology Project GPCP (Xie *et al.*, 2003)
- Dati di precipitazione mensile su griglia regolare, solo su terra, a risoluzione 2.5° Lat X 3.75° Lon: Climatic Research Unit – University of East Anglia CRU-UEA (Hulme, 1992)
- Dati di precipitazione puntuale presso stazioni distribuite sul Bacino del fiume Arno
- Rianalisi atmosferiche e superficiali globali

National Center for Environmental Predictions – National Center for Atmospheric Research NCEP-NCAR (Kalnay *et al.*, 1996); (Kistler *et al.*, 2001) L’intensità e il percorso delle perturbazioni, caratteristiche fondamentali della circolazione atmosferica, anche in relazione alla variabilità del clima pluviometrico, sono state diagnosticate per mezzo della variazione del vento meridionale alla quota isobarica di 300 hPa, calcolato usando un filtro a 24 ore, tecnica che è stata dimostrata equivalente ad altri algoritmi più complessi (Wallace *et al.*, 1988; Chang & Fu, 2002; Harnik & Chang, 2003), utilizzando quali dati di base le rianalisi globali NCEP-NCAR (Kalnay *et al.*, 1996; Kistler *et al.*, 2001).

La caratterizzazione sinottica della variabilità del clima estivo è effettuata in questo lavoro con particolare riguardo alla variabilità degli afflussi pluviometrici sulle aree Europee e soprattutto Mediterranee analizzando alcuni aspetti delle tendenze sinottiche del clima estivo sull’area del Nord Atlantico, dell’Europa e del Mediterraneo, negli aspetti della circolazione generale dell’atmosfera, delle masse d’aria locali, della precipitazione; la scelta della stagione estiva risponde alla considerazione della maggiore probabilità, in tale stagione, degli eventi intensi ed estremi, legati ai nubifragi, alle carenze pluviometriche e alle lunghe siccità.

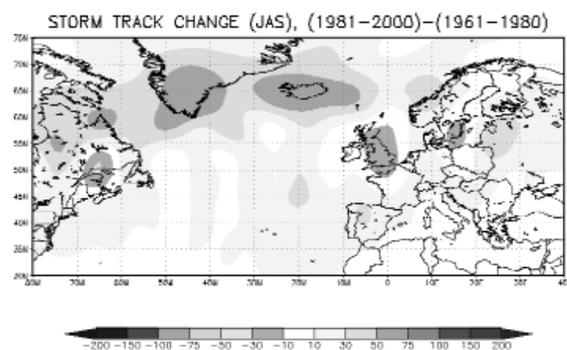


Figura 1: Anomalia del percorso medio delle perturbazioni atlantiche nell’intervallo 1981-2000 rispetto al precedente 1961-1980.

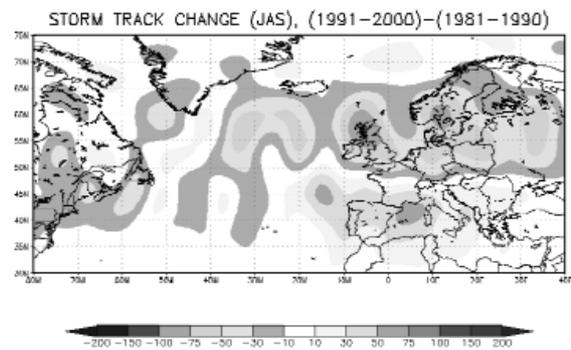


Figura 2: Anomalia del percorso medio delle perturbazioni atlantiche nell’intervallo 1991-2000 rispetto al precedente 1981-1990.

3 RISULTATI RILEVANTI

Il percorso delle perturbazioni estive, molto più debole della sua controparte invernale, in coerenza con la ridotta instabilità baroclinica meridionale, mostra un'intensificazione a latitudini molto alte (60-70N) negli ultimi 40 anni (Fig. 1), ed una rilevante riduzione alle latitudini medio-alte (50-65N) negli ultimi 10 anni, quando si è manifestato anche un moderato aumento a latitudini più basse, intorno a 35-45N ed ad est di 20W, la cui origine è ancora non completamente investigata (Fig. 2). L'evoluzione della intensità delle perturbazioni alle alte latitudini dovrebbe essere collegata allo spostamento verso nord dell'instabilità baroclinica, a sua volta collegata sia al riscaldamento del Nord Atlantico fino alle alte latitudini, sia alla trasformazione della circol

Per quanto riguarda i campi sinottici, il monzone Asiatico sembra produrre un treno d'onde di Rossby che si propaga dall'estremo nord-est verso il bordo sud-occidentale del dominio, rilevato nel campo delle altezze geopotenziali a 500 hPa: il minimo di geopotenziale a sud-ovest delle isole Britanniche è particolarmente profondo (Fig. 3).

Il monzone dell'Africa occidentale sembra produrre un treno d'onde Rossby che si propaga dal Mediterraneo, dove si rileva una

anomalia positiva di geopotenziale, molto estesa zonalmente, che si contrappone a una banda di geopotenziale anormalmente basso a latitudini più alte (Fig. 4).

In corrispondenza con i campi di anomalia di geopotenziale, il monzone asiatico più intenso della media produce una intensificazione delle perturbazioni sul Nord Atlantico proprio all'altezza della Francia occidentale, e li riduce sull'Europa centrale, mentre produce uno scarso effetto sul Mediterraneo (non mostrato). Un monzone dell'Africa occidentale più intenso della media si associa a una intensificazione delle perturbazioni da occidente rispetto alle Isole Britanniche fino all'estremo oriente del dominio, con un moderato aumento anche sull'Italia settentrionale, e li riduce alle alte latitudini (dalle regioni di entrata sul Canada orientale) e anche (moderatamente) a ovest della penisola Iberica (non mostrato).

4 PROSPETTIVE FUTURE

L'analisi della variabilità inter-annuale e decadale e delle tendenze a lungo termine, nella stagione stiva, sull'area Mediterranea ed Europea potrebbe essere estesa ai regimi termici; quello della superficie marina riveste un ruolo fondamentale, in particolare riguardo agli effetti diretti sulla circolazione a grande scala e sui sistemi di precipitazione sinottici e

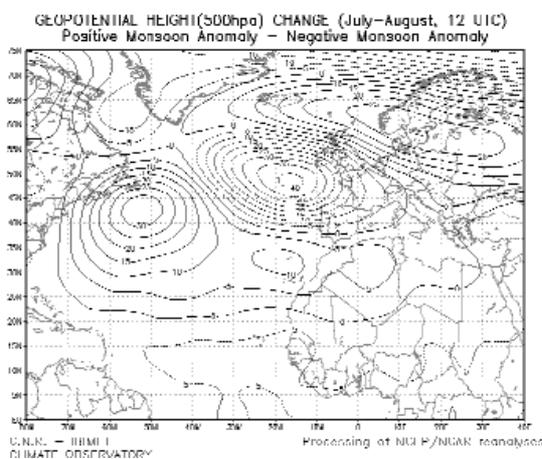


Figura 3: Differenza composta dell'altezza di geopotenziale a 500hPa in anni con Monzone Asiatico più intenso della media rispetto a quelli con Monzone Asiatico più debole della media.

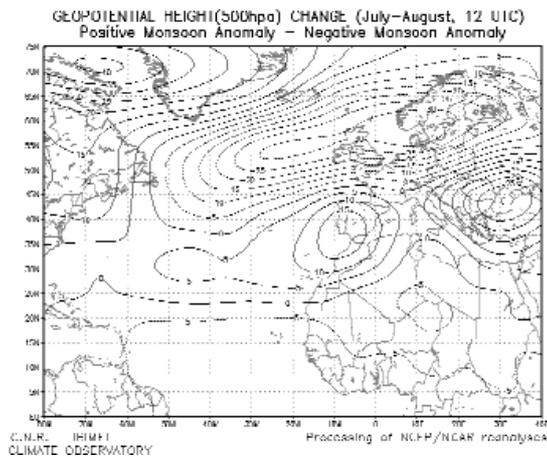


Figura 4: Differenza composta dell'altezza di geopotenziale a 500hPa in anni con Monzone Africano più intenso della media rispetto a quelli con Monzone Africano più debole della media.

alla mesoscala.

La stessa analisi dei meccanismi di teleconnessione verso il clima estivo europeo e mediterraneo potrebbe essere estesa a ulteriori potenziali e importanti precursori, quali la temperatura superficiale del mare degli Oceani tropicali. Un'indagine più approfondita si rende necessaria in merito ai meccanismi che collegano la circolazione media e le anomalie dei transienti baroclinici alla variabilità delle precipitazioni regionali. Gli impatti dei monsoni "estremi" sul clima estivo europeo e mediterraneo riveste inoltre una grande rilevanza anche alla luce del rischio di variazioni improvvise e consistenti di tali sistemi, particolarmente variabili e sensibili alle trasformazioni climatiche globali.

L'ulteriore sviluppo di questa attività di ricerca potrebbe puntare anche al miglioramento degli scenari climatici regionali e delle previsioni stagionali per la stagione estiva, in particolare sulle aree mediterranee.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Baldi, M., V. Capecchi, A. Crisci, G.A. Dalu, G. Maracchi, F. Meneguzzo, and M. Pasqui, 2003a: Mediterranean summer climate and its relationship to regional and global processes. *Proceedings of the Sixth European Conference on Applications of Meteorology*, Rome, 15-19 September 2003.
- Brunetti, M., M. Colacino, M. Maugeri, and T. Nanni, 2001: Trends in the daily intensity of precipitation in Italy from 1951 to 1996. *Int. J. Climatol.*, 21, 299-316.
- Brunetti, M., M. Maugeri, T. Nanni, and A. Navarra, 2002: Droughts and extreme events in regional daily Italian precipitation series. *Int. J. Climatol.*, 22, 5432-316.
- Groisman, P., T.R. Karl, D.R. Easterling, R.W. Knight, P.F. Jamason, K.J. Hennessy, R. Suppiah, C.M. Page, J. Wibig, K. Fortuniak, V.N. Razuvaev, A. Douglas, E.J. Førland, and P. Zhai, 1999: Changes in the probability of heavy precipitation: important indicators of climatic change. *Climate Change*, 42, 243-283.
- Hulme, M., 1992: A 1951-80 global land precipitation climatology for the evaluation of General Circulation Models. *Clim. Dyn.*, 7, 57-72.
- Hurrell, J.W., and C.K. Folland, 2002: A change in summer atmospheric circulation over the North Atlantic. *CLIVAR Exchanges*, 25, 52-54 [Available online at <http://www.clivar.ucar.edu/publications/exchanges/ex25/ex25.pdf>].
- Rodwell, M.J., and B.J. Hoskins, 2001: Subtropical anticyclones and summer monsoons. *J. Climate*, 14, 3192-3211.
- Xie, P., and P. A. Arkin, 1996: Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model predictions. *J. Climate*, 9, 840-858.
- Xie, P., J.E. Janowiak, P.A. Arkin, R. Adler, A. Gruber, R. Ferraro, R., G.J. Huffman, and S. Curtis, 2003: GPCP pentad precipitation analyses: an experimental dataset based on gauge observations and satellite estimates. *J. Climate*, 16, 2197-2214.

Effetto delle variazioni dell'uso e copertura del suolo sul clima a scala regionale

G. Dalu, M. Baldi

Istituto di Biometeorologia, CNR, Roma, Italia
g.dalu@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: Le variazioni in utilizzo del suolo e copertura della superficie possono avere sul clima a scala regionale un impatto equivalente a quello che hanno le alterazioni delle concentrazioni di gas ad effetto serra in atmosfera. Variazioni di uso e copertura del suolo, ad esempio, influiscono sulla distribuzione spaziale e temporale dei fenomeni convettivi e delle precipitazioni ad essi associati e quindi sul clima di una determinata regione. Se da una parte i processi a mesoscala possono fornire umidità ed instabilità sufficienti perché si inneschino fenomeni convettivi, d'altra parte, le disomogeneità del terreno possono favorire lo sviluppo di perturbazioni e i processi convettivi. Una volta iniziato, il fenomeno convettivo tende a rafforzare la perturbazione in atto ed eventualmente a favorire fenomeni atmosferici estremi. Gli Autori illustrano un modello lineare sviluppato *ad hoc* per la valutazione del tipo ed entità delle perturbazioni indotte in funzione delle caratteristiche delle disomogeneità alla superficie.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Negli ultimi anni diversi studi hanno mostrato il ruolo fondamentale ed altrettanto importante di quello esercitato dai gas ad effetto serra, che i cambiamenti di uso del suolo e le variazioni della copertura del suolo stesso giocano sulle variazioni di precipitazioni, temperature ed altre variabili climatiche a scala regionale (Chase et al., 2000; Zhao et al., 2001; Foley et al., 2005). Tali studi, unitamente alla considerazione che una porzione di superficie terrestre compresa fra 1/3 e 1/2 del totale è stata, negli ultimi decenni, trasformata a seguito delle attività umane e destinata ad altro uso (si pensi ad esempio alla deforestazione o ai vasti territori oggi destinati alle monocolture), rafforzano non solo la necessità ma anche la importanza delle ricerche sulla tipologia ed entità delle trasformazioni climatiche a scala regionale indotte da cambiamenti di uso e copertura del suolo.

Tali variazioni, ad esempio, influiscono sulla distribuzione spaziale e temporale dei fenomeni convettivi e delle precipitazioni ad essi associati e finanche sull'occorrenza degli

eventi estremi. Molti Autori hanno mostrato non solo che i processi a mesoscala possono fornire umidità ed instabilità sufficienti perché possano instaurarsi dei fenomeni convettivi, ma anche che le disomogeneità del terreno, agendo sullo strato superficiale di atmosfera, giocano un ruolo fondamentale nel favorire la convezione stessa. Una volta iniziato, il fenomeno convettivo tende a rafforzare la perturbazione a mesoscala in atto e a favorire fenomeni atmosferici estremi.

Alcuni autori, inoltre, hanno ipotizzato il fatto che opportune variazioni di uso del terreno (ad esempio riforestazione, coltivazioni estensive-intensive, ecc) potrebbero favorire, in determinate situazioni ambientali (ad esempio in zone attualmente semi-aride), precipitazioni di tipo convettivo (Feddema et al., 2005), variando il clima ad una scala che vada dalla locale alla mesoscala. Già nel 1984 Anthes in un lavoro che possiamo definire pionieristico, utilizzando una teoria lineare, era arrivato alla conclusione che rivegetare in modo adeguato, in presenza di opportune condizioni ambientali, favorisce lo sviluppo di processi convettivi e di precipitazione ad essi associata. In

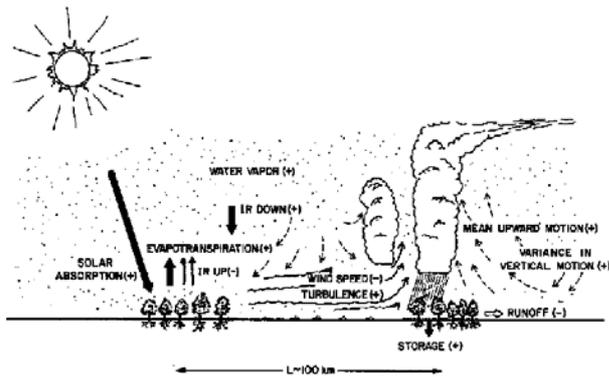


Figura 1: Ipotetico effetto di stabilizzazione conseguente all'introduzione di vegetazione in regioni semiaride. Gli effetti, positivi e negativi, sui singoli effetti e processi sono indicati dai segni positivo e negativo. Da Anthes (1984).

Figura 1 vengono mostrati gli ipotetici effetti di stabilizzazione conseguenti all'introduzione di vegetazione in regioni semiaride sui singoli effetti e processi: radiazione IR, vapor d'acqua, assorbimento di radiazione solare, evapotraspirazione, moti verticali, turbolenza, runoff.

Diversi sono i lavori (Cotton e Pielke, 2007 e citazioni in esso riportate; Pielke et al., 2007) pubblicati sull'argomento in cui gli Autori hanno utilizzato sia modelli teorici e numerici che risultati di campagne sperimentali. Ognuno di questi lavori, tuttavia, ha analizzato il problema in determinate circostanze ambientali senza fornire un quadro generale del problema, ed offrendo una visione frammentata e risultati, a prima vista, in contraddizione gli uni con gli altri.

Alcuni autori, poi, hanno studiato il caso di regioni particolarmente aride nelle quali le condizioni per l'innescò della convezione dipendono in modo cruciale dalle condizioni al contorno e alla superficie come nella regione Saheliana (Taylor et al, 2002) dove eventuali interventi *ad hoc* potrebbero modificare in modo considerevole la climatologia a scala locale e/o regionale.

Obiettivo generale della ricerca qui presentata è quello di fornire una teoria lineare che, in funzione delle diverse condizioni ambientali (vento a grande scala o di fondo, lunghezza d'onda delle disomogeneità, stabilità dell'atmosfera) sia in grado di fornire indicazioni sulle perturbazioni indotte dalle diverse diso-

omogeneità e sulla formazione o meno di processi convettivi e quindi sulla possibilità di avere precipitazioni in una determinata regione, mettendo in certo qual senso ordine fra le diverse ricerche che sono state svolte finora ed offrendo le basi per una discussione sulla opportunità o meno di effettuare interventi specifici sulla vegetazione della regione

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

Per portare a termine la ricerca è stato sviluppato un modello matematico lineare, a partire dal modello proposto da Anthes (1984). Le soluzioni sono presentate in funzione del flusso ambientale (fino a 10 m/s) e per diverse dimensioni dei patches di vegetazione presenti sul terreno, definiti in base alla loro lunghezza d'onda (fra 10 e 100 km). Per la descrizione completa del modello si veda Baldi et al. (2007).

3 RISULTATI RILEVANTI

Il problema viene qui definito da equazioni linearizzate, nonidrostatiche, in ipotesi di Boussinesq ed in 2D:

$$\mathcal{L}u - fv + \partial_x \phi = \partial_z \tau$$

$$\mathcal{L}v + fu = 0$$

$$\mathcal{L}w + \partial \phi / \partial z - b = 0 \text{ oppure: } \partial \phi / \partial z = b$$

$$\mathcal{L}b + N^2 w = Q; \partial_x u + \partial_z w = 0$$

$$\text{Dove: } \mathcal{L} \equiv (\partial_t + U \partial_x + \lambda - K \partial_{xx})$$

La variabile ϕ rappresenta il geopotenziale, U il vento a grande scala, (u, v, w) le componenti della quantità di moto, b la perturbazione della buoyancy, Q rappresenta la sorgente di calore, τ il coefficiente di Rayleigh, N la frequenza di Brünt-Väisälä ed f il parametro di Coriolis.

E' stata quindi assegnata una forma funzionale specifica alla Q in modo che il flusso di calore sia costante per tutto lo strato limite convettivo e sia nullo al di sopra:

$$Q = Q_0 \text{He}(h_Q - z) \exp i(\omega_0 t + k_0 x)$$

Con: $k_0 = 2\pi/L$; $\omega_0 = 2\pi / \text{giorno}$;

$$Q_0 = \omega_0 N^2 h_Q ; N^2 = g\Theta_z/\Theta;$$

$$h_Q = \mu_Q^{-1} = 1000m$$

A questo punto è stata introdotta la definizione di *stream function* ed è stata risolta l'equazione per questa nuova variabile in diverse condizioni ambientali.

Successivamente è stata scritta la soluzione in termini di velocità verticale w in presenza di forzanti di diversa natura (Fig. 2) della perturbazione di temperatura $\delta\theta_\lambda$, e della perturbazione della frequenza di Brünt-Väisälä, N_{CBL} , al top dello strato limite convettivo.

Poiché è noto che nella stagione estiva, dopo il tramonto, l'intensità del vento decresce rapidamente, è stato calcolato il moto verticale, o *updraft*, che deriva dall'energia potenziale residua (Fig. 3).

I risultati di questa ricerca possono essere riassunti come segue.

Le condizioni ambientali, compresa la distribuzione delle disomogeneità del terreno e le loro caratteristiche ed il vento a grande scala, riducono il contrasto termico e l'*updraft*

generato termicamente. Tale *updraft* al top dello strato superficiale è più intenso in presenza di vento debole.

Un flusso moderato (3 – 4 m/s) e la presenza di disomogeneità della superficie modificano i parametri fisici ambientali e favoriscono la formazione di nubi attraverso una intensificazione dei moti verticali al top dello strato limite atmosferico e lo spostamento del flusso verticale dalle zone non vegetate a quelle vegetate dove, di conseguenza, la stabilità si indebolisce.

Il contributo dello stress dovuto al vento diviene rilevante in presenza di vento di fondo moderato. Nel caso in cui esso superi i 5 m/s la velocità verticale è mantenuta dall'effetto meccanico indotto dalla rugosità della superficie e quindi dal tipo di copertura del suolo.

Dopo il tramonto, quando il flusso di fondo e il forzante diabatico sono più deboli, la energia potenziale disponibile può favorire lo sviluppo di processi convettivi serali.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Lo sviluppo futuro della teoria qui presentata consisterà in primo luogo in una validazione del modello, passo preliminare per la elaborazione di un modello più complesso. Tale validazione è stata programmata, in collaborazio-

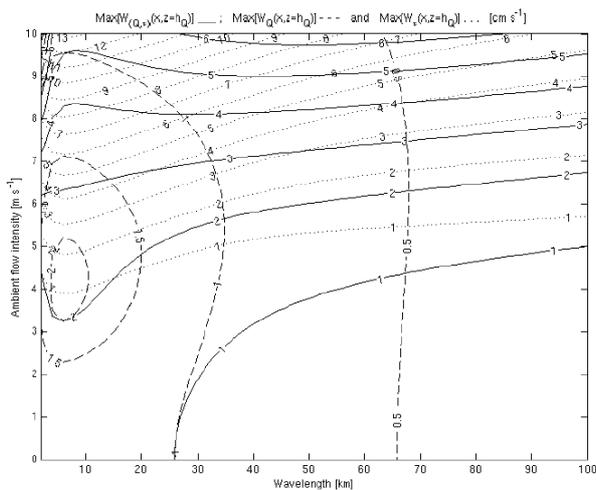


Figura 2: Velocità verticale al top dello strato limite planetario indotta da sorgente diabatica e rugosità, $w_{(Q, \tau)}$, (linea continua), dalla sola sorgente diabatica, w_Q , (linea tratteggiata), dalla sola rugosità, w_τ (linea punteggiata).

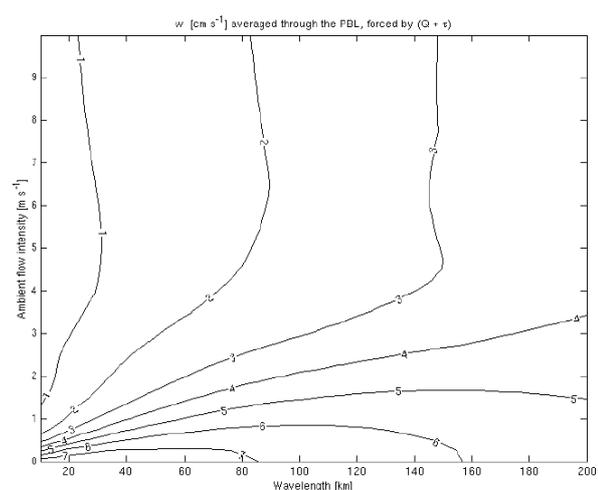


Figura 3: Velocità verticale media nello strato limite planetario dopo il tramonto.

ne con i colleghi della Università di Leeds ed il Centre for Ecology and Hydrology nel Regno Unito al fine di valutarne eventuali debolezze tramite l'applicazione a casi studio specifici. Tali casi studio saranno scelti in primo luogo fra quelli individuati nel corso delle campagne di misura effettuate nell'ambito del progetto AMMA svoltesi in Africa nella regione Saheliana e sub-Saheiana in periodo monsonico.

I risultati di questa teoria potranno essere utilizzati in modelli numerici complessi al fine di valutare l'opportunità di introdurre della vegetazione e di quale tipo in regioni semiaride al fine non solo di favorire l'innesco di fenomeni convettivi e di precipitazione, ma soprattutto di rallentare il fenomeno di desertificazione in atto in tali regioni modificandone in parte il clima.

5 RICONOSCIMENTI

La ricerca è stata in parte finanziata da AMMA – Integrated Project della Unione Europea e dal CNR tramite il programma di *Short Term Mobility*.

6 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Anthes, R.A., 1984: Enhancement of convective precipitation by mesoscale variations in vegetative covering in semiarid regions. *J. Appl. Meteor.*, 23: 541-554.
- Baldi M., G.A. Dalu, R.A. Pielke, 2007: Vertical velocities and available potential energy generated by landscape variability – theory. Accettato per la pubblicazione su *J. of Applied Meteor. and Climatol.*
- Chase, T. N., R. A. Pielke Sr., T. G. F. Kittel, R. R. Nemani, and S. W. Running, 2000: Simulated impacts of historical land cover changes on global climate in northern winter. *Clim. Dyn.*, 16: 93–105.
- Clark, C.A. and R.W. Arritt, 1995: Numerical simulations of the effect of soil moisture and vegetation cover on the development of deep convection. *J. Appl. Meteor.*, 34: 2029-2045.
- Cotton W.R., R.A. Pielke, 2007: *Human Impacts on Weather and Climate*. Cambridge University Press, pp 330.
- Feddema J.J., Oleson K.W., Bonan G.B., Mearns L.O., Buja L.E., Meehl G.A., Washington W.M., 2005: The importance of land-cover change in simulating future climates. *Science*, 310: 1674-1678
- Foley J.A., et al., 2005 : Global Consequences of Land Use. *Science* 309, 570.
- Pielke R. A. Sr, J.O. Adegoke, A. Beltrn-Przekurat, C.A. Hiemstra, J. Lin, U.S. Nair, D. Niyogi, T.E. Nobis, 2007: An overview of regional land use and land cover impacts on rainfall. *Tellus B* 59(3): 587–601.
- Taylor C.M., E.F. Lambin, N. Stephenne, R.L.H. Essery, 2002: The influence of land use change on climate in the Sahel. *J. Climate*, 15: 3615-3629.
- Zhao, M., A. J. Pitman, and T. N. Chase, 2001: Influence of landcover change on the atmospheric circulation. *Clim. Dyn.*, 17: 467–477.

Confronto fra metodi di stima dell' EI_{30} ai fini del calcolo dell'erosione

R. Ferrari, L. Bottai, R. Costantini, L. Angeli, L. Innocenti, G. Maracchi
Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia
ferrari@lamma-cres.rete.toscana.it

SOMMARIO: Nel presente lavoro si è svolta un'analisi sugli eventi pluviometrici relativi a tre stazioni, situate nella Toscana settentrionale, facenti parte della Rete Agrometeorologica Nazionale (RAN), gestita dall'Ufficio Centrale di Ecologia Agraria (UCEA), per le quali sono disponibili acquisizioni a 10 o 15 minuti, eseguite in un arco temporale sufficientemente ampio per ritenerli campioni statisticamente validi. La scarsità di dati con tale frequenza temporale rende di norma impraticabile un calcolo rigoroso del fattore R e quindi una stima quantitativa dell'erosione. Si è valutato come utilizzare relazioni che leghino l'indice di erosività a dati di pioggia in formati temporali meno restrittivi. Si è verificata l'applicabilità di alcuni metodi di stima del fattore R a livello annuale noti in letteratura. Infine si è studiato l'effetto di plausibili scenari di aumento di intensità degli eventi pluviometrici, legati ai cambiamenti climatici in atto.

1 L'INDICE DI EROSIVITÀ DELLA PIOGGIA

L'intensità della pioggia

L'intensità di pioggia è uno dei parametri fondamentali che influiscono sui processi di erosione. Quando piogge di forte intensità durano poco e cadono su suolo secco, l'erosione e il ruscellamento restano deboli, ma quando sono abbondanti e il suolo è già umido possono innescarsi fenomeni di erosione rilevanti. Ai fini di un'adeguata valutazione dell'erosione, nasce la necessità di analizzare il comportamento degli eventi pluviometrici sia in termini di quantità di pioggia, che di durata temporale del fenomeno.

Il fattore R della RUSLE

Stimare la perdita di suolo dovuta all'erosione è assai complicato, poiché essa varia spazialmente e temporalmente secondo molti fattori e le loro interazioni. Fra le principali metodologie di valutazione quantitativa dell'erosione superficiale, la RUSLE (*Revised Universal Soil Loss Equation*) considera il processo erosivo funzione sia di variabili antropiche sia di fattori ambientali. Uno di questi, il fattore R, è rappresentato dall'indice di erosività della

pioggia ed è probabilmente fra i più difficili da ottenere, soprattutto per la frequente difficoltà a reperire i dati in formato temporale opportuno. Wischmeier (1959) trovò infatti che il miglior indicatore dell'erosività della precipitazione era un parametro composto, formato dall'energia cinetica (E_c) delle piogge unitarie e dalla loro massima intensità durante 30 minuti, riportata a valore orario (I_{30}). La somma di EI per i singoli eventi di un anno, mediata su una serie storica di una certa consistenza rappresenta il fattore R:

$$R = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \left[\sum_{k=1}^{m_n} (E)_k (I_{30})_k \right] \quad [1]$$

dove: $n = n^\circ$ di anni considerati nella media; $m_n = n^\circ$ di eventi del n-esimo anno. Per calcolare il fattore R in modo rigoroso, è necessario un elevato numero di osservazioni pluviometriche ad alta risoluzione temporale (meno di 30 minuti).

2 ATTIVITÀ SVOLTA

L'obiettivo della prima parte dell'attività è consistito nel verificare l'applicabilità nel calcolo del fattore R di formule semplificate, che

fanno uso di dati di precipitazione semiorari, orari o giornalieri.

Successivamente, alcune fra le più note formule empiriche sono state confrontate con il fattore R ottenuto dal metodo rigoroso in termini di RMSE e R^2 .

Infine è stato valutato l’impatto di possibili scenari climatici sull’indice di erosività e sull’utilizzo, nel calcolo, delle formule empiriche considerate.

2.1 EI_{30} di riferimento

Il fattore R è stato calcolato sulla base delle acquisizioni disponibili per tre stazioni meteorologiche, con diverse caratteristiche geografiche, site nella Toscana centro-settentrionale: San Casciano e San Piero a Grado (acquisizioni ogni 10 minuti per 10 anni), Capalle (acquisizioni ogni 15 minuti per 3 anni). I dati utilizzati sono forniti dalle stazioni della Rete Agrometeorologica Nazionale (RAN) gestita dall’Ufficio Centrale di Ecologia Agraria (UCEA).

Tabella 1: Risultato rigoroso.Precipitazione

	Precipitazione media annuale mm	EI_{30} medio annuale MJ mm / ha / h
Staz. 1	848,1	1378,1
Staz. 2	874,2	2795,3
Staz. 3	736,1	2176,4

2.2 Relazioni con dati a differente risoluzione temporale

L’indice di erosività, EI, calcolato sui dati originali (10 e 15 minuti) è stato comparato con l’EI calcolato sugli stessi dati aggregati su base mezz’oraria, oraria e giornaliera. E’ stata ricavata la retta di regressione, imponendo la soglia minima di precipitazione per evento a 0,2 mm.

In Figura 1 si confronta l’EI calcolato a partire da dati registrati ogni mezz’ora con l’EI valutato in modo rigoroso; in Figura 2 si confronta l’EI calcolato su dati registrati ogni ora con lo stesso calcolato su dati a 10 e 15 minu-

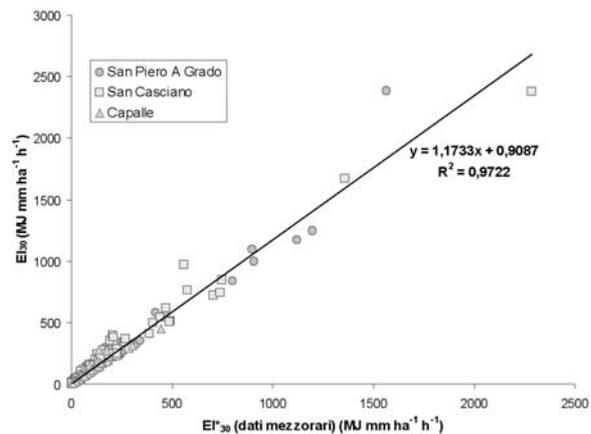


Figura 1: Retta di regressione tra EI_{30} di riferimento ed EI^*_{30} calcolato su dati mezz’orari.

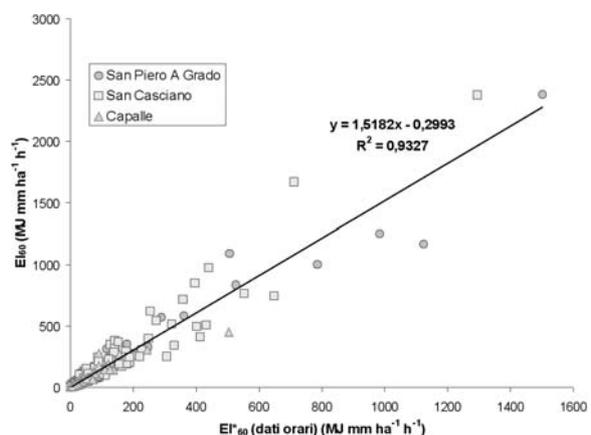


Figura 2: Retta di regressione tra EI_{60} di riferimento ed EI^*_{60} calcolato su dati orari.

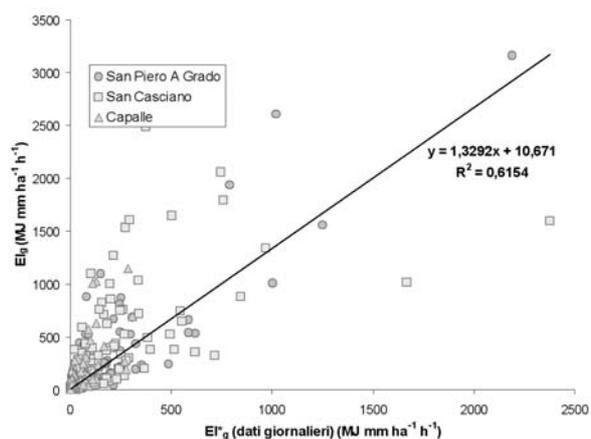


Figura 3: Retta di regressione tra EI_g di riferimento ed EI^*_g calcolato su dati giornalieri.

ti e successivamente riportato a intervalli di un’ora; in Figura 3 si confronta l’EI calcolato su dati giornalieri con l’EI rigoroso riportato al valore giornaliero.

Il risultato ottenuto mostra che la correlazione fra i due valori, R^2 , è elevata nel caso di dati

mezz'orari (0,972) e orari (0,933), mentre decade fortemente (0,615) se si considerano aggregazioni giornaliere.

2.3 Confronto fra alcune formule empiriche

L'altra fase dell'analisi condotta è stata la verifica dell'applicabilità, nelle condizioni climatiche delle stazioni considerate, di alcuni fra i metodi di stima del fattore R a livello annuale noti in letteratura, con la prospettiva di estenderli in modo ragionevole all'intero territorio toscano. Lo scopo di tale indagine è legato al fatto che usando l'una o l'altra tecnica si ottengono risultati piuttosto diversi, essendo le formule derivate su zone climatiche differenti.

Gli algoritmi considerati si basano sulla precipitazione media annuale o sull'indice di Fournier modificato (rapporto tra somma delle precipitazioni mensili precipitazione annuale). In aggiunta sono state ottenute altre quattro relazioni dal confronto fra EI₃₀ annua-

le rigoroso (Wischmeier) e precipitazione media annuale o indice di Fournier.

È stata condotta un'analisi statistica valutando per ciascuna delle dieci relazioni l'errore quadratico medio e la correlazione (Fig. 4) rispetto all'EI₃₀ calcolato in modo rigoroso.

2.4 Effetto dei cambiamenti climatici

L'utilizzo delle formule citate per il calcolo del fattore R a livello annuale non permette di valutare l'effetto reale dei cambiamenti climatici in atto. Infatti, le principali proiezioni climatiche forniscono scenari in cui le piogge subiranno una consistente riduzione ma aumenteranno d'intensità.

Secondo il calcolo delle formule empiriche, una riduzione delle precipitazioni porterebbe a una conseguente riduzione del fattore R. Tuttavia, essendo quest'ultimo legato all'energia cinetica e all'intensità delle piogge nei 30 minuti (EI₃₀), è logico aspettarsi che l'intensificarsi degli eventi ne implichi un complessivo aumento.

A prova di ciò è stato svolto un test sulle acquisizioni della stazione meteorologica di Grosseto del CNR-IBIMET nell'anno 2006, durante cui in Settembre si concentrarono abbondanti precipitazioni in pochi giorni, esempio di ciò che prospettano per il futuro gli scenari climatici. In parallelo è stato simulato un set di dati analogo al precedente ma con le piogge di Settembre complessivamente

Tabella 2: Relazioni considerate

N°	Relazione	Formula
1	Arnoldus (1980)	$R = 4.17 \cdot F - 152$
2	Yu&Rosewell (1996)	$R = 3.82 \cdot F^{1.41}$
3	Renard Freimund - F (1994)	$R = 0.739 \cdot F^{1.847}$
4	Renard Freimund - P (1994)	$R = 0.0483 \cdot P^{1.61}$
5	Lo et al. (1985)	$R = 38.46 + 3.48 \cdot P$
6	Arnoldus (1977)	$R = 0.302 \cdot F^{1.93}$
7	Exp - F	$R = 36.496 \cdot F^{0.8603}$
8	Exp - P	$R = 0.092 \cdot P^{1.4969}$
9	Lineare - F	$R = 12.856 \cdot F + 890.75$
10	Lineare - P	$R = 4.0412 \cdot P - 965.53$

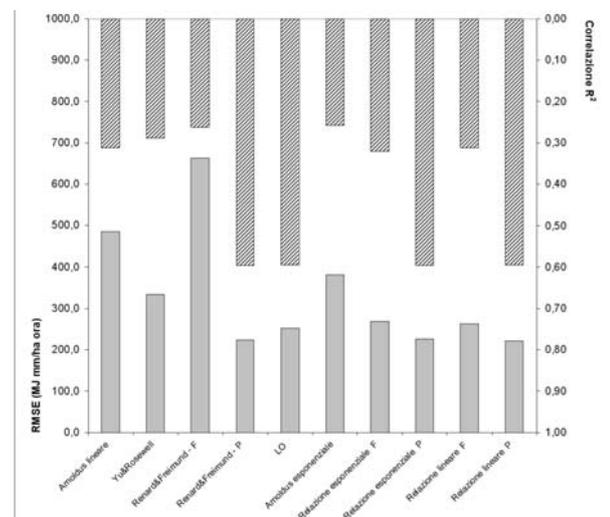


Figura 4: RMSE e correlazione tra fattore R annuale risultante dalle formule empiriche e rigoroso.

più abbondanti pur se distribuite uniformemente nell'arco del mese.

Si nota (Tab. 3) che il fattore R risultante dalla formula approssimata di Renard & Freimund (1994) è maggiore nel caso simulato; dal calcolo rigoroso risulta invece più elevato nel caso misurato dalla stazione.

Tabella 3: Test sullo scenario climatico.

	misurato	simulato
Precipitazione mm	557,7	565,7
Renard-Freimund EI ₃₀ MJ mm /ha/h	1275,4	1305,0
Wischmeier EI ₃₀ MJ mm /ha/h	1293,2	671,1

3 RISULTATI OTTENUTI

Dai risultati ottenuti (P. 2.2), emerge che i dati aggregati su base mezz'oraria e oraria sono un buon punto di partenza per ricostruire il fattore di erosività tramite formule empiriche, come quelle ricavate nel caso in esame. Diversamente, nel caso di aggregazioni giornaliere, perdendo la caratterizzazione temporale non è più possibile risalire all'intensità e all'energia dei singoli eventi e il calcolo dell'EI subisce forti variazioni, cosicché i dati non sono sufficienti a ricostruire in modo adeguato il fattore R.

Dal confronto fra le formule empiriche per il calcolo del fattore R annuale (P. 2.3), emerge una marcata differenza di prestazioni fra quelle che utilizzano come stimatore la precipitazione media annua e quelle che utilizzano l'indice di Fournier: le prime presentano valori RMSE più bassi e di R² più elevati. Nel complesso risultano più performanti le relazioni n°8 e n°10, derivate dal set di dati a disposizione e la relazione n°4, ricavata da Renard & Freimund dalla precipitazione media annua.

Il test finale (P. 2.4) mostra come il fattore R calcolato tramite formule che tengono conto solo della precipitazione complessiva sia superiore nel caso di piogge abbondanti e uniformi, mentre in realtà è più elevato nel caso

di eventi estremi e di durata temporale inferiore.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Sulla base delle considerazioni del paragrafo 2.4, è in corso un'attività di valutazione del fattore R calcolato in modo semplificato, tenendo conto oltre che delle precipitazioni totali, anche del numero dei giorni piovosi, introducendo pertanto la durata temporale degli eventi pluviometrici.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Arnoldus, H.M.J., 1977. Methodology used to determine the maximum potential average annual soil loss due to sheet and rill erosion in Morocco. *FAO Soils Bull.*, 34: 39-51.
- Arnoldus, H. M. J., 1980. An approximation of the rainfall factor in the Universal Soil Loss Equation. In *Assessment of erosion - FAO Land and Water Devel. Div. - Wiley & Sons, England*, 127-132.
- Ferrari, R., Pasqui, M., Bottai, L., Esposito, S. Di Giuseppe, E., 2005. Assessment of soil erosion estimate based on a high temporal resolution rainfall dataset. *5th Annual Meeting of EMS - AW6, Utrecht*.
- Lo, A., El-Swaify, S.A., Dangler, E.W., Shinshiro, L., 1985. Effectiveness of EI₃₀ as erosivity index in Hawaii. In El-Swaify, Moldenhauer, Lo (Editors), *Soil Con. Soc. Amer.*, Ankeny, 384-392.
- Renard, K.G. & Freimund, J.R., 1994. Using monthly precipitation data to estimate the R-factor in the revised USLE. *Journ. of Hydr.*, 157: 287-306.
- Wischmeier, W.H. 1959. A rainfall erosion index for a universal soil loss equation. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 32: 246-249.
- Yu, B. & Rosewell, C.J., 1996. A robust estimator of R-factor for the universal soil loss equation. *Trans.ASAE*, 39: 559.

L'impatto della circolazione termoalina sulle scarpate del Mediterraneo

G. Verdicchio, F. Trincardi

Istituto di Scienze Marine, CNR, Bologna, Italia

giuseppe.verdicchio@bo.ismar.cnr.it

SOMMARIO: Il clima è fortemente governato dagli oceani i quali, interagendo con la circolazione atmosferica, ridistribuiscono verso le alte latitudini il calore immagazzinato nella fascia intertropicale. Le oscillazioni climatiche che hanno interessato la Terra nell'ultimo milione di anni (incluse le grandi glaciazioni quaternarie) hanno avuto profonde ripercussioni sulla circolazione oceanica dando luogo a spostamenti (a volte repentini) delle aree di formazione di acque dense e profonde. In Mediterraneo, le acque dense si formano sulle ampie piattaforme settentrionali e si inabissano, portando ossigeno e nutrienti fondamentali a numerosi ecosistemi, fino a riempire le parti più profonde del bacino. Nel recente passato geologico la formazione di queste acque ha subito notevoli variazioni che riflettono segnali eustatici e climatici, dei quali i sedimenti accumulati lungo le scarpate dalle correnti profonde costituiscono l'archivio principale.

1. INTRODUZIONE

1.1 Clima e circolazione marina profonda

Gli oceani rappresentano uno dei principali componenti del sistema climatico e ne influenzano il delicato equilibrio in numerosi modi. A scala globale la circolazione marina profonda, legata alle variazioni di densità delle acque (circolazione termoalina) ridistribuisce il calore verso le alte latitudini e tende ad equilibrare le anomalie di salinità (Rahmstorf 2002). Uno degli aspetti più delicati del sistema climatico globale è legato al processo di inabissamento in Atlantico settentrionale, generato dal raffreddamento di acque superficiali relativamente salate che fluiscono in profondità portando ossigeno e nutrienti, fondamentali alla vita, verso i bacini profondi alle basse latitudini. Nel loro percorso verso sud, queste acque fredde e ricche di nutrienti tendono a risalire verso la superficie, definendo aree ad elevata produttività biologica. Per comprendere appieno le variazioni climatiche che hanno interessato la Terra nell'ultimo milione di anni, comprese le grandi glaciazioni quaternarie, e quindi per poter comprendere gli scenari di evoluzione futura del

clima, è necessario capire come la circolazione marina profonda è variata nel tempo.

Pur essendo un bacino relativamente piccolo, il Mediterraneo è un'area nevralgica per i cambiamenti globali in quanto è un bacino di concentrazione (a bilancio idrologico negativo) che scambia acque con l'Atlantico, ricevendo da questo acque superficiali poco salate e restituendo acque fortemente salate, a profondità intermedie, che sono fondamentali per l'attuale schema di circolazione termoalina globale. I sedimenti depositi dalle correnti profonde sono l'archivio principale per comprendere i cambiamenti di tale circolazione nel passato. Infatti, questi sedimenti sono organizzati in depositi molto diversificati che registrano le variazioni di intensità e direzione delle correnti e le caratteristiche chimico-fisiche delle masse d'acqua, oltre a conservare i resti di organismi che danno indicazioni sulla vita nei fondali del passato.

1.2 Correnti marine profonde e loro impatto sui fondali marini

Le correnti marine profonde sono in genere connesse allo schema globale di circolazione termoalina. Essendo governate dalla densità,

queste masse d'acqua si muovono in un intervallo di profondità determinato dalla differenza di densità rispetto alle acque circostanti. Inoltre, la rotazione terrestre fa deflettere queste gigantesche masse d'acqua confinandole lungo le scarpate continentali (forza di Coriolis: deflette verso destra nell'emisfero settentrionale). Le correnti così generate, che fluiscono parallele alle scarpate, sono definite "correnti di contorno" (dall'inglese *contour currents*). In alcuni casi la densità di queste acque è di molto superiore rispetto alle masse circostanti ed esse tendono a fluire verso le parti più basse dei bacini marini, vincendo le forze che le defletterebbero lungo le scarpate, formando correnti definite cascadi (cascading currents).

L'intensità e la direzione del secondo tipo di correnti varia da zona a zona (mediamente tra 2-3 e 100 cm/sec) subendo più o meno accennate variazioni stagionali ma mantenendo caratteristiche costanti se mediate alla scala delle centinaia di anni. Variazioni ben più marcate delle correnti, sia in direzione sia in

intensità possono invece essere dedotte su scale di tempo di migliaia o centinaia di migliaia di anni, durante le quali il sistema climatico, cioè il principale forzante per la formazione di acqua profonda, ha subito radicali variazioni attraverso salti di stato repentini o oscillazioni periodiche da periodi glaciali a periodi interglaciali.

Le correnti di fondo sono in genere in grado di erodere, trasportare e deporre i sedimenti presenti sul fondale e, lungo numerosi margini continentali, la loro attività prolungata, fino centinaia di migliaia di anni, porta alla formazione di estesi depositi sedimentari chiamati genericamente conturiti (*contourites*). Questi depositi registrano al loro interno numerose informazioni sulla corrente che le ha generate. Il loro studio, fisico, chimico e paleo-biologico, permette di ottenere numerose informazioni su intensità, direzione delle paleocorrenti, sulla composizione delle masse d'acqua e quindi, in modo indiretto, importanti informazioni sul clima del passato e sulle sue variazioni.

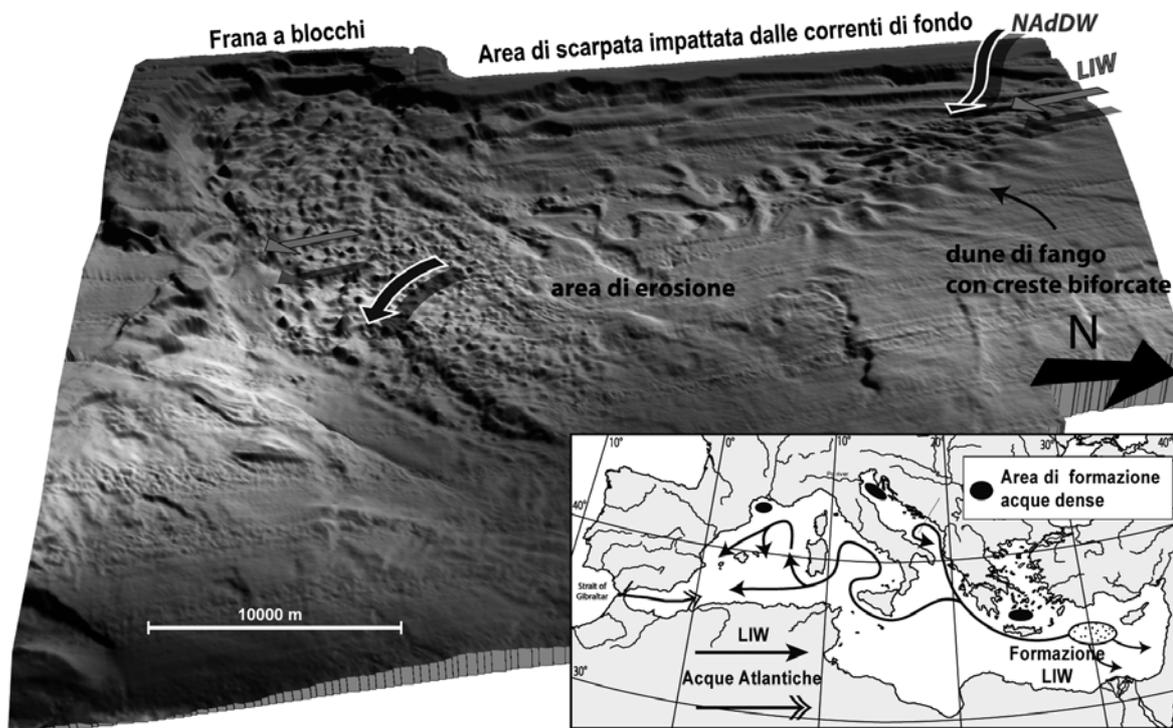


Figura 1: Batimetria ad alta risoluzione della scarpata dell'Adriatico Meridionale (tra 150 m e 900m) che documenta la complessità dell'area e, in particolare, la presenza di campi di dune subacquee lungo le aree di passaggio preferenziale delle cascadi (NAdDW). Il riquadro in basso schematizza la circolazione Mediterranea e la posizione delle aree in cui si formano le acque dense oggi. Durante le glaciazioni questo schema di circolazione era molto diverso (Modificato da Trincardi et al. In stampa).

2. I DEPOSITI DA CORRENTE DI FONDO NEL MEDITERRANEO

2.1 La circolazione Mediterranea profonda dall'ultimo periodo glaciale ad oggi

Il Mediterraneo è un bacino di concentrazione dove l'evaporazione supera le precipitazioni e rappresenta la principale sorgente di acque ad elevata salinità per l'Atlantico settentrionale. La circolazione Mediterranea (Fig.1) è di tipo antiestuarino ed è influenzata dall'afflusso, attraverso lo stretto di Gibilterra, di acque superficiali di origine atlantica. Nel Mediterraneo orientale, soprattutto nella zona di Cipro, l'eccesso di evaporazione porta ad un aumento di salinità delle acque, e quindi di densità, formando le Acque Intermedie Levantine (LIW), che fluendo verso Ovest lungo i margini Mediterranei, tra i 200 e i 700m di profondità, fuoriescono in Atlantico come acque ad elevata salinità. Acque a densità maggiore delle LIW si formano stagionalmente in seguito al raffreddamento invernale delle acque sulle piattaforme del Golfo del Leone e dell' Adriatico Settentrionale, formando cascaditi che vanno a riempire il fondo del Mediterraneo occidentale e Orientale, rispettivamente (Canals *et al.* 2006; Trincardi *et al.* in stampa). Durante il Quaternario, il susseguirsi di periodi glaciali e interglaciali (questi ultimi simili alla situazione attuale) ha portato profonde variazioni del sistema climatico e della circolazione mediterranea. In particolare, durante i periodi glaciali il basso livello del mare, inferiore rispetto all'attuale di circa 120m, ha portato all'emersione delle estese piattaforme settentrionali e alla riduzione nella formazione di acque dense. Inoltre, drastici cambiamenti nella salinità delle acque hanno ostacolato la formazione delle LIW.

I progetti europei EUROSTRATAFORM ed HERMES affrontano lo studio delle variazioni nella circolazione profonda in Adriatico meridionale come area chiave per la circolazione profonda del Mediterraneo orientale. L'area è infatti interessata dall'attività di due masse d'acqua e dalla loro complessa intera-

zione: le LIW, che fluiscono lungo la scarpata occidentale del bacino fluendo verso il Mar Ionio, e le acque dense nord-adriatiche (NAdDW) che si formano per raffreddamento della sottile lama d'acqua sulla piattaforma adriatica e scendono, formando cascaditi, lungo la scarpata dell'Adriatico meridionale a fine inverno (pur con velocità e volumi che sembrano variare significativamente su scala inter-decennale).

2.2 Prodotti sedimentari delle correnti di fondo in Adriatico Meridionale.

Gli studi condotti entro questi progetti europei consentono, per la prima volta di:

- 1) Definire precisamente l'area di prevalente passaggio di queste masse d'acqua sul fondo marino (Verdicchio & Trincardi, 2006). Infatti, nelle zone di massima interazione tra le due masse (a profondità comprese tra 300 e 600m) dati morfobatimetrici acquisiti con strumenti *multibeam* e dati di *backscatter* dei sedimenti superficiali acquisiti tramite *side-scan sonar* di profondità (TOBI), sono presenti strutture sedimentarie diverse ma tra loro geneticamente collegate. Si riconoscono: dune di fango di varie forme e dimensioni (Fig. 1), lineazioni erosive (*furrows*) e strutture a cometa (*comet mark*) con deposizione-erosione differenziale sotto- e sopra-corrente rispetto a "ostacoli" sul fondo (es. blocchi di frana).
- 2) Ricostruire e datare intervalli in cui l'intensità di queste masse d'acqua è stata massima o minima (Verdicchio *et al.*, 2007). Le dune di fango giganti (lunghezza d'onda fino a 1 km e ampiezza fino a 50 m) si depositano in condizioni energetiche meno estreme rispetto alle altre strutture osservate ma offrono un archivio stratigrafico che registra intervalli in cui la minore velocità delle correnti favorisce deposizione piano-parallela in drappeggio e i periodi di massima intensificazione del processo causano la crescita asimmetrica del lato sopra corrente della duna e l'erosione del lato sotto-corrente.

3) valutare l'impatto di tali masse d'acqua sugli ecosistemi che vivono sul fondo (Trincardi *et al.* In stampa). Infatti, recenti campagne di ricerca anche con telecamere subacquee di profondità (ROV) hanno documentato la presenza di colonie di coralli profondi proprio nelle aree di scarpata maggiormente impattate dal passaggio delle acque dense (Taviani *et al.*, questo volume).

3 CONCLUSIONI

- I depositi da corrente di fondo del Mediterraneo contengono informazioni sulle condizioni oceanografiche, e indirettamente sul clima, durante il succedersi delle glaciazioni nel Quaternario.
- Lo studio paleo-climatico di sedimenti prelevate da depositi contutitici è complementare a quello di carote di ghiaccio (prelevate in Groenlandia, Antartide o, per periodi brevi e recenti, nei ghiacciai temperati) e di depositi lacustri.
- Il processo di formazione delle acque dense e la loro interazione con altre masse d'acqua e con i fondali varia nel tempo a scala dei cicli glacio-eustatici (ca. 100 ka) alle oscillazioni brevi, probabilmente legate alla *North Atlantic Oscillation* (NAO).

L'Adriatico meridionale è, nel Mediterraneo, l'area che meglio registra variazioni climatiche in fase con le curve ricostruite da carote di ghiaccio in Groenlandia (GISP e GRIP) e carote in oceano Atlantico almeno negli ultimi 20000 anni, cioè a partire dall'ultimo mas-

simo glaciale e per tutta la complessa fase di deglaciazione (Asioli *et al.*, 2001). È quindi possibile ricostruire in quali fasi di un ciclo di variazione climatica la formazione delle acque dense è intensificata o ridotta.

4 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Asioli A., Trincardi F., Lowe J.J., Ariztegui D., Langone L., Oldfield F., 2001. Sub-millennial climatic oscillations in the Central Adriatic during the last deglaciation: paleoceanographic implications. *Quat. Sci. Rev.* 20: 1201-1221.
- Canals *et al.* 2006 Flushing Submarine Canyons. *Nature* 444: 354-357.
- Rahmstorf S. 2002. Ocean Circulation and Climate during the past 120,000 years. *Nature* 149: 207-214.
- Trincardi F., Verdicchio G., Miserocchi S., 2007 Sea-floor evidence for the interaction between Cascading and along-slope bottom-water masses. *J. Geophys. Res.* In stampa.
- Verdicchio G. & Trincardi F. 2006. Short-distance variability in slope bed-forms along the Southwestern Adriatic Margin (Central Mediterranean). *Mar. Geol.* 234: 261-270.
- Verdicchio G., Trincardi F., Asioli A. 2007. Mediterranean bottom current deposits: an example from the Southwestern Adriatic Margin. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 276: 199-224.

L'influenza dei cambiamenti climatici sul ciclo del mercurio su scala regionale e globale

F. Sprovieri, I.M. Hedgecock, N. Pirrone

Istituto sull'Inquinamento Atmosferico, CNR, Rende (CS), Italia

f.sprovieri@cs.iaa.cnr.it

SOMMARIO: Il mercurio reagisce in maniera relativamente lenta con la maggior parte degli ossidanti atmosferici (i.e. O_3 ed OH). Tuttavia la presenza in atmosfera di composti reattivi contenenti Br porta ad una rapida ossidazione e ad una sua rimozione per deposizione atmosferica. L'acidificazione dell'aerosol marino nel Mar Mediterraneo determina il rilascio di questi composti nel MBL (Marine Boundary Layer, strato confinante mare-atmosfera) che reagiscono rapidamente con il mercurio diminuendo in maniera significativa la sua vita media in atmosfera. Il fenomeno noto come deplezione del mercurio (MDE), durante il quale il mercurio elementare gassoso (Hg^0) viene convertito nella forma reattiva depositandosi negli ecosistemi, osservato nella primavera Artica, è stato recentemente osservato anche in Antartide e rappresenta un importante fenomeno di deposizione del mercurio atmosferico. Diversi sono i fattori che influenzano la concentrazione degli alogeni nel MBL: la concentrazione degli acidi inorganici, temperatura, la copertura delle nubi e il contenuto di acqua dell'atmosfera. Con i cambiamenti climatici c'è da aspettarsi un cambiamento nella copertura delle nubi (e della profondità ottica), nella temperatura e nei venti (il *forcing* per la produzione di aerosol marino).

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 Il Hg su scala globale e i suoi effetti

Il Mercurio è presente in atmosfera prevalentemente sotto forma di mercurio elementare in fase gassosa, $Hg^0(g)$, con una piccola frazione di mercurio ossidato, gassoso reattivo (RGM), e associato al particolato ($Hg-p$). Il $Hg^0(g)$ è caratterizzato da una bassa solubilità e da un'alta pressione di vapore, di conseguenza, una volta emesso in aria, tenderà a rimanere in atmosfera con un tempo di residenza stimato tra 6 e 12 mesi. Esso è, di conseguenza, distribuito su scala emisferica e globale attraverso meccanismi di *long-range transport* e in parte depositato anche in aree remote, come l'Artico e l'Antartide. Il mercurio è dunque un inquinante "globale" e questo implica che la sua concentrazione di background sia costante, con piccole variazioni tra l'emisfero nord e l'emisfero sud. Tali variazioni riflettono la predominanza delle sorgenti antropiche nell'emisfero nord e una velocità di mescolamento relativamente bassa tra gli

emisferi. La Sezione di Rende dell'Istituto sull'Inquinamento Atmosferico del CNR ha condotto nel corso degli ultimi 10 anni diversi studi e campagne sperimentali sia nelle aree polari dell'Artico, presso la stazione italiana "Dirigibile Italia" a Ny-Ålesund (Sprovieri *et al.*, 2005a; 2005b) e dell'Antartide presso la stazione italiana "Zucchelli" a Terranova Bay (Sprovieri *et al.*, 2002), sia nell'area mediterranea attraverso numerose campagne oceanografiche stagionali (Sprovieri *et al.*, 2003) a bordo della nave oceanografica URANIA del CNR. L'obiettivo di questi studi è stato quello di comprendere i processi chimici e fisici che governano le dinamiche del mercurio sia in atmosfera, che alle interfacce atmosfera-mare, -suolo, e -foreste e nel contempo valutare il suo impatto sulla qualità degli ecosistemi e della catena alimentare. Nel seguito è riportata una breve sintesi dei maggiori risultati conseguiti, ulteriori dettagli possono essere acquisiti dalla letteratura citata.

1.2 Il Hg nel MBL

Sebbene i tempi di reazione del mercurio con alcuni ossidanti atmosferici come O_3 ed OH siano relativamente lenti, esso può reagire molto più rapidamente in presenza di composti reattivi contenenti bromo. Questo è stato ampiamente osservato periodicamente nelle regioni artiche immediatamente dopo l'alba polare. In quel periodo, la concentrazione di ozono decresce fino a valori estremamente bassi dando origine al fenomeno noto come ODE (Ozone Depletion Events). È stato riconosciuto che il meccanismo che determina la deplezione è da ricondursi al bromo reattivo rilasciato dallo snowpack che reagisce sia con l'ozono che con $Hg^0(g)$. Durante l'alba polare infatti anche la concentrazione di $Hg^0(g)$ decresce contemporaneamente all' O_3 fino a valori estremamente bassi (MDE, Mercury Depletion Events) ed aumenta quella del mercurio ossidato e/o del mercurio nella fase di particolato (Sprovieri *et al.*, 2005a; 2005b). Entrambi i composti si depositano più velocemente del $Hg^0(g)$ essendo più solubili. Ciò porta ad un aumento dei flussi di interscambio del mercurio dalle superfici dei ghiacci/acque. Un fenomeno simile accade nel MBL dell'area mediterranea come risultato del rilascio di composti reattivi contenenti bromo dalle particelle di sale marino influenzando sulla vita media del mercurio atmosferico nel MBL con sostanziali conseguenze sulla sua redistribuzione negli ecosistemi acquatici e terrestri. I processi chimico-fisici che determinano il rilascio degli alogeni sono influenzati da diversi fattori (i.e. la copertura delle nubi e la profondità ottica delle stesse, la temperatura, i venti dominanti, responsabili della generazione dell'aerosol marino) a loro volta influenzati dai cambiamenti climatici (Hedgecock *et al.*, 2005). Precedenti studi riguardanti il ciclo del mercurio nel MBL hanno evidenziato come al variare delle condizioni climatiche e quindi al variare di questi parametri si verificano sostanziali variazioni nei processi riguardanti la chimica del mercurio e quindi nei meccanismi di deposizione secca ed umida dello stesso con disastrose conseguen-

ze per gli ecosistemi ambientali. È stato infatti riscontrato che la concentrazione del mercurio nelle acque del Mediterraneo è più bassa di quella misurata negli oceani, ma quella riscontrata nei pesci predatori ed in alcuni molluschi è più alta. Il meccanismo per cui la contaminazione da mercurio nei pesci sia amplificata nel mediterraneo non è ben chiara. Le campagne di misura e l'uso di modelli hanno chiarito il bilancio di scambio tra la superficie del mare e l'atmosfera. I fenomeni che alterano questo bilancio potrebbero avere potenziali effetti negativi sia sul patrimonio ittico della regione che sulla salute pubblica, e quindi sulle attività economiche ad esso collegate. È pertanto importante intraprendere misure di controllo e tutela della qualità ambientale tali da garantire un corretto equilibrio tra benefici e possibili danni.

1.3 Scambio all'interfaccia aria-acqua

La stima dei flussi di scambio richiede o la stima diretta o l'utilizzo di modelli numerici validati con dati sperimentali. Il flusso di una sostanza semi-volatile all'interfaccia aria-acqua dipende dalle sue concentrazioni nella fase gassosa e acquosa, dalla temperatura dell'aria e dell'acqua, e dalla velocità del vento. Per calcolare il flusso di scambio gassoso del mercurio in funzione del tempo su una superficie estesa d'acqua come il Mediterraneo, è necessario ricorrere a tecniche di modellazione, utili sia per la stima del flusso attuale che per la valutazione di cambiamenti futuri sul bilancio emissione/deposizione al variare delle condizioni climatiche che hanno a loro volta un'influenza determinante sui carichi di deposizione e di emissione.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Introduzione

La ricerca sviluppata per determinare i processi coinvolti nel ciclo biogeochimico del mercurio nel bacino del mediterraneo e nelle aree polari, Artico ed Antartide, è stata molto intensa negli ultimi anni nel contesto di progetti europei (MAMCS, MERCYMS,

ESPREME) e internazionali (MEDEX). Ognuno di questi progetti ha visto lo svolgimento di campagne sperimentali sia su piattaforma fissa (siti costieri nel bacino del mediterraneo e la stazione italiana “Dirigibile Italia” in Artico e quella “Zucchelli” in Antartide) che a bordo di navi oceanografiche (es. Urania) per una durata complessiva di diverse settimane per stagione. I siti costieri sono stati selezionati in Spagna, Francia, Italia, Turchia, Slovenia e Israele. Diverse campagne oceanografiche (Med-Oceanor) sono state effettuate tra il 2000 ed il 2006 (Sprovieri *et al.*, 2003; Andersson *et al.*, 2007), misurando il mercurio ed i suoi composti in atmosfera, nella colonna d’acqua, nei sedimenti e negli organismi. Durante i progetti citati, nel contesto delle attività che l’istituto conduce nell’ambito del programma UNEP e della convenzione UNECE-LRTAP, sono stati ideati e sono ad oggi in fase di sviluppo modelli atmosferici, sia riguardanti processi a piccola scala (AMCOTS) sia processi a scala regionale e globale (MECAWEx, ECHMERIT).

2.2 Campagne di Misura nelle aree Polari

Dal 1998 sono state condotte diverse campagne di monitoraggio presso le stazioni italiane in Artico e in Antartide finalizzate allo studio della speciazione chimica del mercurio atmosferico in ambiente polare. È stato effettuato il campionamento e l’analisi del mercurio elementare gassoso, Hg^0 , quello reattivo RGM, il mercurio particolato $Hg-p$, l’ O_3 oltre ai parametri meteorologici ad entrambi i siti di campionamento (Sprovieri *et al.*, 2002; 2005a; 2005b) Le campagne di misura sviluppate nell’ambito di progetti e collaborazioni internazionali (es. MEDEX) hanno permesso di studiare in dettaglio gli eventi di deplezione del Hg^0 e dell’ O_3 e l’aumento simultaneo delle concentrazioni dell’RGM e/o $Hg-p$ durante l’alba polare.

2.3 Campagne Costiere

Durante le campagne di monitoraggio presso i siti costieri nell’area mediterranea sono stati

effettuati campionamenti stagionali in continuo delle diverse specie di mercurio in atmosfera. Inoltre, sono stati misurati i parametri meteorologici, così come le concentrazioni dei più importanti costituenti atmosferici es. O_3 , SO_2 , NO_x , CO_2 , CO , NH_3 . Il sito costiero utilizzato in Calabria attualmente opera come stazione sperimentale di monitoraggio permanente e fa parte della rete EMEP (Pirrone e Sprovieri, questo volume).

2.4 Campagne Oceanografiche

Le campagne oceanografiche “Med-Oceanor” sono state effettuate nel periodo 2000-2006 (Sprovieri *et al.*, 2003; Pirrone *et al.*, 2003; 2006). Tali campagne sono state condotte a bordo della nave URANIA del CNR, in collaborazione con Università ed Istituti di Ricerca Europei e Statunitensi. La collaborazione fra gruppi con esperti nelle varie discipline ha permesso di eseguire un gran numero di esperimenti, tra cui la misura in continuo del mercurio e dei suoi composti in atmosfera, all’interfaccia aria-acqua, nella colonna d’acqua e nei sedimenti a diverse profondità presso stazioni strategicamente selezionate lungo le diverse rotte seguite e distribuite nel Mar Mediterraneo. Ulteriori dettagli possono essere ottenuti sul sito dell’istituto di Rende <http://www.cs.iaa.cnr.it>.

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1 Campagne Sperimentali

Le concentrazioni di Hg^0 e O_3 osservate nella primavera artica 2003 sono riportate in Figura 1. La deplezione del mercurio troposferico simultaneamente agli ODE è stata osservata come un evento periodico in tutto il circolo polare. La forte correlazione positiva osservata tra le concentrazioni di Hg^0 and O_3 durante l’aurora polare ha portato ad ipotizzare che la deplezione del mercurio elementare possa dipendere anche dagli ossidanti prodotti da reazioni fotochimiche e quindi dalla velocità di produzione degli atomi di Br provenienti dall’aerosol marino in aree dove la superficie libera del mare è mossa dalle onde

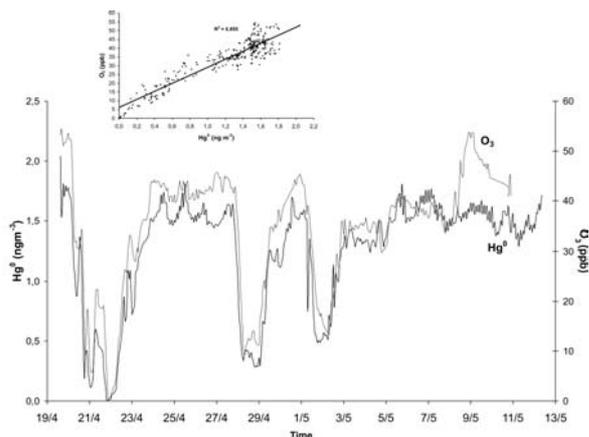


Figura 1: Concentrazioni di Hg^0 ed O_3 osservate durante la campagna di misura in Artico, a Ny Alesund nel 2003. L'inserito riportato nella figura mostra la forte correlazione positiva tra Hg^0 ed O_3 con un r^2 pari a 0.855.

e la generazione di aerosol è molto elevata. La deplezione di $Hg^0(g)$ osservata nel 2003 a Ny-Ålesund si è verificata contemporaneamente ad un drammatico incremento dei livelli di tutte le specie di mercurio ossidate presenti in fase gassosa, [RGM and $Hg(p)$] (Sprovieri *et al.* 2005b).

Anche le concentrazioni di RGM rilevate in Antartide sono paragonabili a quelle osservate nei siti influenzati direttamente da significative sorgenti antropiche di Hg (Sprovieri *et al.*, 2002). Come già accennato, avendo l'RGM un tempo di vita medio in atmosfera di pochi giorni a causa delle sue caratteristiche chimico-fisiche, esso non può essere trasportato per lunghe distanze, di conseguenza, l'RGM misurato in Antartide è il solo risultato dell'ossidazione in fase gassosa del $Hg^0(g)$: Molti studi sul mercurio nelle regioni polari suggeriscono che una frazione rilevante del mercurio depositato sia biodisponibile (fino al 40%), all'incirca il 25% può essere ri-emesso attraverso processi di fotoreduzione in atmosfera e la frazione che si scioglie in acqua può raggiungere il 50%. Il rapporto fra deposizione e riemissione è un importante parametro per valutare l'impatto del MDE negli ecosistemi polari.

Le campagne di misura stagionali realizzate nell'ambito dei progetti europei (MAMCS-MOE, MERCYMS) presso siti costieri dell'area mediterranea e quelle *off-shore* realizzate

sul mar Mediterraneo a bordo della nave URANIA del CNR hanno messo in evidenza come le concentrazioni di Hg gassoso fossero più elevate nell'area mediterranea rispetto alle aree industriali dell'Europa centrale e del nord (Sprovieri *et al.*, 2003; Pirrone *et al.*, 2003).

3.2 Sviluppo di Modelli

La Sezione di Rende dell'Istituto sull'Inquinamento Atmosferico ha sviluppato diversi modelli di simulazione nell'ambito di numerosi progetti europei e collaborazioni internazionali tra cui il Modello AMCOTS (Atmospheric Mercury Chemistry Over The Sea) (Hedgecock *et al.*, 2005) finalizzato allo studio dettagliato della chimica atmosferica del mercurio nel MBL ed il MECAWEx (The Integrated Mercury Cycling, Transport and Air-Water Exchange Model) (Hedgecock *et al.*, 2006) che simula il trasporto atmosferico utilizzando una versione modificata del modello RAMS (Regional Atmospheric Modelling System, ATMET 2004).

3.2.1 Il Modello AMCOTS

AMCOTS comprende un database di reazioni omogenee in fase gassosa ed acquosa, di reazioni fotolitiche in fase gassosa ed acquosa, reazioni eterogenee e reazioni di cambio di fase gas-acqua. Il numero totale di equazioni considerate attualmente nel modello è di circa 1000. Lo scambio di specie chimiche tra fase gassosa e fase acquosa è di particolare importanza nei runs del modello per studiare l'MBL, poiché è l'acidificazione dell'aerosol marino che inizia il ciclo di reazioni e che porta al rilascio di alogeni reattivi nella fase gassosa. Per riprodurre questo fenomeno è necessario tenere conto non solo delle reazioni chimiche che avvengono nell'aerosol marino ma anche negli aerosol solfati non marini, che hanno una composizione chimica differente e devono essere modellati separatamente (Hedgecock & Pirrone, 2004).

3.2.2 Scenario con cielo sereno

La più importante reazione di ossidazione del

$\text{Hg}^0(\text{g})$ in questi modelli è la reazione del $\text{Hg}^0(\text{g})$ con atomi di Br, pertanto l'ossidazione del $\text{Hg}^0(\text{g})$ dipende soprattutto dalla velocità di produzione e rilascio degli atomi di Br. Inoltre, la deplezione del $\text{Hg}^0(\text{g})$, è funzione anche della latitudine e della temperatura dell'aria (Pirrone & Hedgecock, 2005; Hedgecock & Pirrone, 2004). Quest'ultima, infatti, influenza la rapidità e l'estensione dell'attivazione degli alogeni, principalmente perché la solubilità dei gas aumenta al diminuire della temperatura. Un aumento di gas acidi accelera il dislocamento di Br_2 e BrCl dalle particelle di aerosol, la bassa temperatura stabilizza i prodotti della reazione di equilibrio che produce N_2O_5 e XNO_3 (X è Cl o Br) i quali tramite una reazione eterogenea con l'aerosol marino, rilascia composti alogenati in fase gas. Sono state effettuate diverse simulazioni in cui si manteneva fissa la latitudine e si variava la temperatura e viceversa. Queste simulazioni hanno evidenziato che per una data temperatura la latitudine gioca un ruolo minore sotto i 30° mentre la deplezione del $\text{Hg}^0(\text{g})$ aumenta in maniera sempre più consistente tra 40° e 60° . Durante il periodo estivo, alla latitudine di 30° e ad un aumento di 15°K (da 283 a 298) la deplezione del $\text{Hg}^0(\text{g})$ si dimezza quasi in una settimana. In inverno la differenza è minore: un aumento di 15°K determina una diminuzione del 20% della deplezione nello stesso arco temporale. La

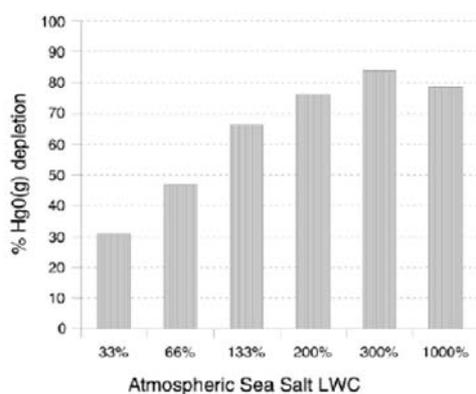


Figura 2. Variazione della deplezione di $\text{Hg}^0(\text{g})$ in funzione dell'aerosol marino dopo una settimana. Il valore di 3×10^{-11} vol/vol corrisponde al 100% dei valori standard utilizzati nelle simulazioni.

diminuzione del contenuto di acqua, inoltre, riduce la velocità di deplezione del $\text{Hg}^0(\text{g})$; aumentando il contenuto di acqua liquida (LWC) fino al 300% del valore utilizzato nelle simulazioni standard sia ha, infatti, una più rapida deplezione. Incrementando il LWC oltre il 300% abbiamo un maggiore effetto iniziale sulla deplezione dell' $\text{Hg}^0(\text{g})$ che poi decresce. Ciò è dovuto ad una più rapida attivazione degli alogeni, seguito da un maggior declino nella concentrazione dei composti con alogeni attivi. La Figura 2 illustra la deplezione in funzione di vari LWC in atmosfera; tali simulazioni sono state fatte ipotizzando una latitudine di 30°N in luglio.

3.2.3 Scenario con cielo nuvoloso

La copertura nuvolosa ha una grande influenza sulla chimica del mercurio durante il periodo invernale, all'aumentare della latitudine. Le Figure 3 e 4 illustrano la relazione tra la profondità ottica delle nuvole e la deplezione del $\text{Hg}^0(\text{g})$.

La concentrazione dei composti contenenti Br dipende dalla frazione di luce che raggiunge la superficie in quanto attiva la loro fotolisi. Le costanti di velocità della fotolisi, dipendenti dal periodo dell'anno, dalla latitudine e dalla profondità ottica delle nuvole influenzano il diverso andamento della deplezione del $\text{Hg}^0(\text{g})$ (Figure 3 e 4).

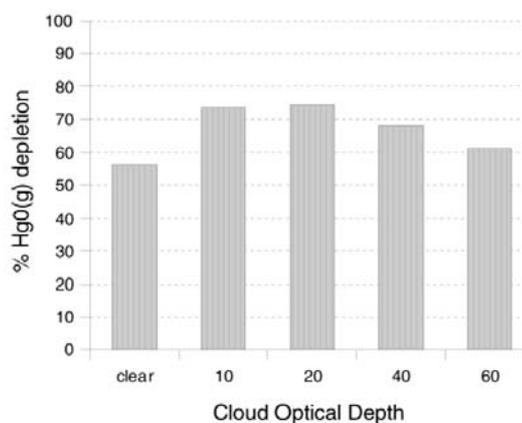


Figura 3. L'influenza della profondità ottica delle nuvole sulla deplezione dell' $\text{Hg}^0(\text{g})$ a 30°N nel mese di gennaio dopo una simulazione di una settimana.

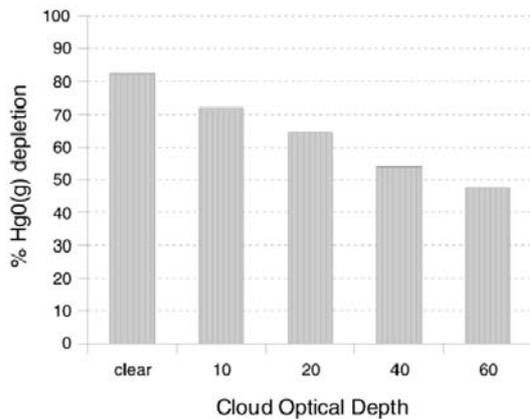


Figure 4. L'influenza della profondità ottica delle nuvole sulla deplezione dell' $\text{Hg}^0(\text{g})$ a 30°N nel mese di luglio dopo una simulazione di una settimana.

3.3 Il tempo di vita del $\text{Hg}^0(\text{g})$ nel MBL

Il tempo di vita del $\text{Hg}^0(\text{g})$ può essere calcolato dalla somma degli inversi delle costanti di velocità di ossidazione. Nei modelli riguardanti il MBL di aree remote la concentrazione media di una settimana è stata determinata considerando la profondità ottica media per il periodo estivo a 10° , 40° e 60°N con O_3 a 21 ppb, OH nel range $5\text{-}20 \times 10^5$ molecole cm^{-3} , e Br a ca. 3×10^5 molecole cm^{-3} . Il tempo di vita del $\text{Hg}^0(\text{g})$ varia al variare dell'altitudine. Nella troposfera libera e nello strato limite continentale il tempo di vita medio è circa un anno anche se bisogna tener presente che la concentrazione di ozono utilizzata (21ppb) per il MBL remoto è bassa rispetto a quella riscontrata, ad esempio, nelle masse di aria continentali e mediterranee (Hedgecock & Pirrone, 2004). Una concentrazione maggiore di O_3 non porta ad un tempo di vita molto più basso, ma una concentrazione più alta di OH potrebbe abbassare il tempo di vita di $\text{Hg}^0(\text{g})$. Nel MBL, in relazione al periodo dell'anno ed alle condizioni atmosferiche, il tempo di vita del $\text{Hg}^0(\text{g})$ potrebbe essere di circa 2 settimane. Considerando il fatto che l'attivazione degli alogeni è più rapida in condizioni di inquinamento (alte concentrazioni di NO_x), il $\text{Hg}^0(\text{g})$ all'interno di masse d'aria di origine continentale potrebbe essere depositato più rapidamente e quindi abbastanza vicino alle coste. Questo potrebbe essere particolarmente

vero per aree come il Mediterraneo.

3.4 Il Modello MECAWEx

Il modello MECAWEx include moduli per calcolare le emissioni antropiche, la chimica dell'atmosfera, la deposizione, le emissioni naturali dal terreno, dalla vegetazione e dalla superficie del mare che sono di particolare importanza per lo scambio di mercurio (Pirrone *et al.*, 2005; Hedgecock *et al.*, 2006). MECAWEx è stato validato con dati sperimentali ottenuti durante le campagne di misura presso i siti fissi nelle zone costiere e durante le campagne oceanografiche come precedentemente descritto.

3.4.1 Flussi di emissione e deposizione

MECAWEx è stato impiegato per simulazioni di 12 mesi per due periodi. Il primo periodo è quello relativo al progetto MAMCS (1998-1999), il secondo è quello relativo all'anno 2000 (campagna Medoceanor). I risultati hanno permesso di ricavare delle mappe delle deposizioni secche ed umide per l'area mediterranea. In particolare è stato osservato che le emissioni dalla superficie del mare sono molto più elevate delle deposizioni in entrambi i periodi con valori di 90.4 e 82.1 t rispettivamente per MAMCS e Med-Oceanor. Questi valori sono tra il 25 ed il 30% delle emissioni totali antropiche per l'Europa per l'anno 2000, e questo significa che le emissioni naturali provenienti dal Mediterraneo rappresentano un contributo notevole al bilancio regionale del mercurio atmosferico.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Con la prospettiva di una variazione futura nelle emissioni antropiche in Europa, risultante dall'implementazione di nuove tecnologie secondo le nuove direttive europee, l'importanza relativa delle emissioni marine dal Mediterraneo diventerà maggiore. Allo stesso tempo il variare delle condizioni meteorologiche produrrà dei cambiamenti nella distribuzione spaziale e temporale dei flussi di deposizione e riemissione del mercurio nella regio-

ne del Mediterraneo. Non è possibile affermare categoricamente quale influenza possano avere i cambiamenti climatici sulla chimica atmosferica del mercurio. In parte, a causa dell'incertezza degli effetti dei cambiamenti climatici ed in parte, a causa della complessità dei processi chimici in atmosfera. Un aumento nella copertura delle nuvole porterebbe ad un incremento del tempo di vita del mercurio nel MBL, mentre un aumento della velocità media dei venti incrementerebbe la produzione di aerosol marino che tenderebbe ad abbassare il tempo di vita del mercurio. In generale con temperature più alte e una maggiore copertura delle nuvole, risultanti dai cambiamenti climatici, il tempo di vita del mercurio nel MBL tenderebbe ad aumentare. Poiché l'oceano è sia una sorgente che un sink di mercurio, con i cambiamenti climatici si potrebbe avere come primo effetto la variazione della concentrazione media di mercurio in aria ma un incremento della deposizione soprattutto in corrispondenza di aree con livelli di O₃ più alti, come il Mediterraneo o le aree ad elevata urbanizzazione. Stime correnti suggeriscono che il bilancio netto (riemissioni – deposizioni) di mercurio dal Mediterraneo è di 60-70 tonnellate annue. È probabile che tale bilancio possa anche cambiare con i previsti aumenti di temperatura derivanti dai cambiamenti climatici. Utilizzando, pertanto i dati di monitoraggio ed i modelli climatici è possibile determinare gli effetti a lungo termine sul ciclo del mercurio nel MBL e quindi i danni che ne deriverebbero per gli ecosistemi e la salute pubblica.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Anderson, M., Gardfeldt, K., Wangberg, I., Sprovieri, F., Pirrone, N., O. Lindqvist, 2007. Seasonal and daily variation of mercury evasion at coastal and off-shore sites at the Mediterranean Sea. *Marine Chemistry*, 104(3): 214-226.
- Hedgecock I.M., Pirrone N., 2004. Chasing Quicksilver: Modeling the Atmospheric Lifetime of Hg^{0(g)} in the Marine Boundary Layer at Various Latitudes. *Env. Sci. Technol.* 38: 69–76.
- Hedgecock I.M., Trunfio G.A., Pirrone N., Sprovieri F., 2005. Mercury chemistry in the MBL: Mediterranean case and sensitivity studies using the AMCOTS (Atmospheric Mercury Chemistry over the Sea) model. *Atmos. Environ.* 39: 7217-7230.
- Hedgecock I.M., Pirrone N., Trunfio G.A., Sprovieri F. 2006. Integrated mercury cycling, transport, and air-water exchange (MECAWEx) model. *J. Geophys. Res.* 111 (D20): D20302, doi: 10.1029/2006JD007117
- Pirrone N., Ferrara R., Hedgecock I.M., Kallos G, Mamane Y., Munthe J., Pacyna J.M., Pytharoulis I., Sprovieri F., Voudouri A., Wangberg I., 2003. Dynamic Processes of Atmospheric Mercury Over the Mediterranean Region. *Atmos. Environ.* 37/S1: 21-40.
- Pirrone N., Hedgecock I.M., 2005. Climate Change and the Mercury Biogeochemical Cycle. In: *Climate Change and the European Water Dimension: A Report to the European Water Directors 2005*. EU Report No. 21553, Eisenreich et al. (Eds.), European Commission- Joint Research Centre, Ispra, Italy, *Chapter VI-C*, 190-196.
- Sprovieri F., Pirrone N., Hedgecock I.M., Landis M., Stevens R.K., 2002. Intensive Atmospheric Mercury Measurements at Terra Nova Bay in Antarctica during November and December 2000. *Journal of Geophysical Research*, 107(D23), 4722.
- Sprovieri F., Pirrone N., Gardfeldt K., Sommar J., 2003. Mercury Speciation in the Marine Boundary Layer along a 6000 km Cruise path around the Mediterranean Sea. *Atmos. Env.* 37- S1: 63-71.
- Sprovieri F., Pirrone N., Landis M.S., Stevens R.K., 2005a. Atmospheric mercury behavior at different altitudes at Ny Alesund during Spring 2003. *Atmospheric*

Environment, 39: 7646-7656.

Sprovieri F., Pirrone N., Landis M.S., Stevens R.K., 2005b. Oxidation of Gaseous Elemental Mercury to Gaseous Divalent Mercury during 2003 Polar Sunrise at Ny-Ålesund. *Environmental Science and Technology*, 39(23): 9156-9165.

<http://www.cs.iaa.cnr.it> per ulteriori dettagli.

Ricostruzione dei climi del passato

I travertini quaternari dell'Italia centro-meridionale quali indicatori climatici

E. Anzalone¹, B. D'Argenio^{1,2}, V. Ferreri^{1,2}, M. Sprovieri¹

¹ *Istituto per l'Ambiente Marino Costiero, CNR, Napoli, Italia*

² *Dipartimento di Scienze della Terra, Università "Federico II", Napoli*
erlisiana.anzalone@iamc.cnr.it

SOMMARIO: I travertini di Faiano (Salerno) sono stati analizzati in chiave paleoclimatica. Nel sistema fossile (Pleistocene sup.) lo studio sedimentologico e geochemico ha consentito di individuare una regolare organizzazione gerarchica delle caratteristiche primarie e di ipotizzare un controllo climatico di alta e altissima frequenza. Il controllo climatico è indicato anche dalla organizzazione gerarchica delle superfici di discontinuità che testimoniano sistematiche interruzioni nella sedimentazione per abbassamento del livello di falda, a sua volta controllato da variazioni della piovosità. Inoltre, la dinamica ambientale del sistema fossile mostra analogie con quella del sistema di incrostazioni carbonatiche attualmente in formazione lungo i canali di irrigazione di Faiano. Questi, monitorati per oltre un anno, hanno evidenziato il controllo delle variazioni climatiche stagionali sui processi di incrostazione. Si conclude che i travertini costituiscono un archivio naturale di informazioni geologiche e possono utilizzarsi sia nella comprensione delle forzanti climatiche che per effettuare confronti con depositi coevi anche marini.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Lo studio delle variazioni climatiche del Quaternario ha portato negli ultimi anni ad incrementare le ricerche per meglio comprendere le relazioni tra le complesse dinamiche dei processi di atmosfera, idrosfera, biosfera e litosfera e il significato della variabilità di alta e altissima frequenza nel quadro delle fluttuazioni a lungo termine. A tale scopo, molti sedimenti sia marini che continentali sono stati investigati in termini di archivi climatici. Tra i differenti indicatori continentali, i sedimenti lacustri e gli speleotemi hanno avuto un ruolo rilevante. Più recentemente, anche i travertini sono stati analizzati in chiave di sistemi deposizionali (D'Argenio, 2001). I travertini si formano in prossimità di aree sorgentizie da acque a temperatura ambiente o termale e la loro genesi è legata alla complessa interazione tra

fattori chimici (quantità di CO₂ disciolta, valori di pH della soluzione, cinetica delle reazioni, ecc.), fisici (temperatura, turbolenza delle acque, morfologia del substrato, ecc.) e biochimici (fotosintesi, decomposizione della materia organica, ecc.). I travertini quaternari si sono sviluppati prevalentemente durante i periodi interglaciali; in particolare essi appaiono correlati a intervalli climatici caldo-umidi (Anzalone *et al.*, 2007).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Inquadramento generale

A Napoli, nell'ultimo quinquennio presso l'Istituto per l'Ambiente Marino Costiero (IAMC), si sono condotte ricerche sui travertini depositi da acque a temperatura ambiente (Filetta, Faiano, Rocchetta al Volturno, Paestum) e termale (Tivoli, Rapolano Terme, Tanagro) visti come un

sistema deposizionale complesso che può fornire informazioni su eventi geologici quaternari in Italia centro-meridionale. Questa tematica è stata sviluppata anche col supporto di un progetto di ricerca COFIN 2003-2005 (Vincoli geochimici, sedimentologici, strutturali e idrogeologici per lo studio dell'evoluzione tettonica e paleoclimatica dell'area dei travertini di Tivoli (Roma) coordinato dal prof. Adriano Taddeucci (Univ. Roma 3). Attualmente le problematiche affrontate sono inserite nell'ambito del modulo Sedimenti del Mediterraneo centrale ed evoluzione paleoclimatica recente coordinato dalla dott.ssa Marina Iorio (Commessa Cambiamenti climatici: paleoclimatologia; Resp.: dott. Cesare Ravazzi, IDPA) nonché nell'ambito del progetto VECTOR (Vulnerabilità delle Coste e degli ecosistemi marini italiani ai cambiamenti climatici e loro ruolo nei cicli del carbonio mediterraneo, linea 2, Vulnerabilità di 5 sistemi Costieri, impatto dei cambiamenti climatici sul trasporto fluviale e sulle falde acquifere, coordinato dal prof. Bruno D'Argenio, Univ. Federico II di Napoli e IAMC).

In questo breve articolo vengono riportati i principali risultati di uno studio sui depositi di Faiano (Salerno, Campania), in quanto questi offrono non solo l'opportunità di esaminare il sistema fossile interpretandone i processi, ma anche di effettuare confronti con i processi di precipitazione e i loro prodotti attualmente in formazione lungo alcuni canali di irrigazione. A tal uopo, uno di questi canali è stato usato come laboratorio naturale, allestendovi cinque stazioni di prelievo, monitorate periodicamente. Il sistema carbonatico non marino di Faiano, già parzialmente analizzato negli anni ottanta (D'Argenio *et al.*, 1983) è stato pertanto riesaminato in chiave moderna e a scala da millimetrica a metrica, per interpretarne l'evoluzione ambientale e i controlli genetici.

2.2 Metodologie analitiche

L'approccio metodologico è stato basato sull'integrazione di dati sedimentologici e geochimico-isotopici. La ricerca si è articolata in due fasi che constano di un lavoro di campagna e di successive analisi di laboratorio. Ad uno studio preliminare dell'area in esame, condotto attraverso documentazione ed osservazioni su foto-aree, è seguito un rilevamento tematico (scala 1:5.000) dei depositi fossili ed attuali di Faiano durante il quale sono state individuate le principali associazioni di litofacies e loro significato ambientale, usando i criteri di classificazione descritti in Ferreri (1985). Sui campioni raccolti sia nel sistema fossile che attuale sono state effettuate, e sono tuttora in corso, analisi sedimentologiche di laboratorio (microscopio ottico ed elettronico) e di geochimica-isotopica. Per le analisi isotopiche, i campioni di travertino sono stati analizzati usando uno Spettrometro Delta ^{plus} XP, in dotazione presso l'IAMC, sede di Napoli. Deviazioni standard delle misure isotopiche dell'ossigeno e del carbonio sono state stimate dell'ordine dello 0.1‰ e 0.08‰, rispettivamente. Tutti i dati isotopici sono riportati in per mille (‰) relative allo standard VPDB.

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1 Sistema fossile

I travertini di Faiano, affioranti nel settore meridionale della complessa struttura geologica dei Monti Picentini (D'Argenio *et al.*, 1983; Anzalone *et al.*, 2007), sono spessi circa 90 metri ed immergono generalmente verso sud. Dai rapporti stratigrafici con i terreni adiacenti e dai primi risultati delle datazioni radiometriche, l'intervallo temporale stimato per la loro formazione è il tardo Pleistocene che ben si inquadra in uno dei periodi di massima diffusione dei travertini (Henning *et al.*, 1983). Le analisi sedimentologiche condotte su questi depositi hanno permesso l'individuazione di tessiture sia autoctone (litofacies stromatolitica,

microermale e fitoermale) che detritiche (litofacies fitoclastica). Litofacies e strutture deposizionali ad esse associate formano raggruppamenti naturali di litofacies (associazioni di litofacies in Ferreri, 1985) che sono stati interpretati in termini di originari ambienti deposizionali. In particolare, ambienti di pendio sono stati riconosciuti nelle parti basali e centrali del corpo di travertino mentre ambienti di lago poco profondo, transizionali al palustre (lacuo-palustre), nelle parti sommitali. Infine, nelle aree marginali sono stati individuati ambienti di rapida/cascata. La distribuzione spaziale delle associazioni di litofacies porta ad ipotizzare una complessa dinamica paleoambientale in cui sono state riconosciute geometrie di crescita aggradazionali e progradazionali. La crescita del corpo di travertino non è avvenuta in modo continuo, ma pulsante come testimoniato dalle superfici di discontinuità (periodi di non deposizione/erosione) individuate a differente altezza stratigrafica e più o meno marcate da livelli arrossati e/o paleosuoli. Ciò suggerisce che ricorrenti cadute del livello di falda e conseguente diminuzione di flusso alla sorgente, a loro volta controllate non solo da fattori locali ma anche da variazioni climatiche, hanno regolato l'evoluzione dei processi deposizionali (Anzalone *et al.*, 2007). Il controllo climatico è peraltro suggerito dalla regolare distribuzione verticale delle litofacies in ritmi e sequenze ritmiche. Detta organizzazione è risultata strettamente confrontabile con quella riconosciuta anche in altri depositi di travertino, sia a temperatura ambiente (Rocchetta a Volturno, Isernia) che termali (Tivoli, Roma). Le analisi microscopiche eseguite sui differenti tipi litologici, oltre a consentire una migliore definizione delle microfacies, hanno consentito di escludere dallo studio isotopico tutti quei campioni che fossero interessati da modificazioni diagenetiche e di evidenziare la presenza di forme batteriche ed algali che hanno agito da supporti attivi o passivi nei processi di precipitazione carbonatica.

Le analisi dei rapporti isotopici dell'ossigeno e del carbonio offrono una molteplicità di informazioni sui parametri ambientali, sulla composizione isotopica e temperatura dell'acqua da cui precipita il carbonato di calcio, sugli effetti del tempo di residenza delle acque nell'acquifero carsico dei Monti Picentini, dell'evaporazione, sulla origine dell'anidride carbonica (D'Argenio *et al.*, 1983; Andrews, 2006). In particolare, le analisi isotopiche di alta risoluzione (scala mm) condotte sui travertini stromatolitici a Chironomidi di Faiano hanno consentito di individuare la registrazione di un segnale climatico stagionale. Passando dalla scala millimetrica a quella centimetrica, indipendentemente dalle caratteristiche sedimentologiche primarie sono stati riconosciuti sia una regolare gerarchia di oscillazioni isotopiche (O, C) che dei trend regolari di più lunga durata. Essi suggeriscono la natura climatica del segnale anche se ulteriori indagini necessitano per meglio comprendere l'entità delle forzanti registrate nelle sequenze ritmiche (Anzalone *et al.*, 2007).

3.2 Sistema attuale

Incrostazioni travertinose attualmente in formazione affiorano a Faiano, lungo canali di irrigazione alimentati da alcune sorgenti dette Sette Bocche (Anzalone *et al.*, 2007). In particolare si è analizzato uno di questi canali lungo circa 2000 m e largo 1,5-2 m, con un'acclività media di 5° ed è localizzato a nord-est di Faiano. Le incrostazioni calcaree sono formate da litofacies prevalentemente microermali (su *Vaucheria* sp.) a cui si associano facies clastiche (frammenti di foglie e quanto altro le acque incrostano lungo il loro percorso) e subordinatamente stromatolitiche. Il deposito di incrostazione che si forma lungo il canale può, nel complesso, essere considerato come il corrispondente attuale di quello che nel sistema fossile identificava l'ambiente di pendio. Rispetto a questo ultimo, esso costituisce un momento dell'intera

evoluzione di un corpo di travertino. Il monitoraggio per oltre un anno del canale ha anche offerto l'opportunità di comprendere meglio l'evoluzione di queste litofacies. I processi di incrostazione iniziano ai lati del canale ed in seguito, anche attraverso la formazione di duomi che si giustappongono, barre ed aree ad esse retrostanti, tendono a procedere lungo l'asse del canale.

Come risultato, l'originaria morfologia tende ad appiattirsi (come nel sistema fossile) occludendo il canale e provocando lo straripamento delle acque, che è arrestato dai lavori stagionali di ripulitura. Ciò consente la ripresa dei processi di formazione delle incrostazioni.

Alla scala dell'intero canale, sono state monitorate cinque stazioni. Un primo sito è stato posto in corrispondenza della sorgente; gli altri quattro, posti a circa 500 metri di distanza tra loro, rispettivamente: il primo dove i processi di incrostazione hanno inizio e l'ultimo dove questi hanno termine, gli altri due nella zona intermedia. Ciò ha consentito sia di classificare le acque come bicarbonato-magnesiache che di confrontare la composizione chimica delle incrostazioni attuali con quella del sistema fossile e osservare che esistono numerose analogie, in particolare per i contenuti in Mg, Na e K.

Da un punto di vista isotopico, affinché i travertini possano essere utilizzati come archivi di informazioni ambientali e climatiche, condizione necessaria è che il sistema possa considerarsi abbastanza prossimo all'equilibrio (Andrews, 2006). Su queste basi sono stati analizzati i rapporti isotopici dell'ossigeno e del carbonio dei travertini di Faiano verificando che il canale può considerarsi, nel complesso, un sistema prossimo all'equilibrio. I dati isotopici indicano che, a parità di litofacies (in questo caso si tratta di travertini microermali) i valori del $\delta^{18}\text{O}$ assumono, come nel sistema fossile, valori diversi. Qui peraltro, indipendentemente dal sito, appaiono essere in relazione al periodo di campionamento e mostrano oscillazioni di piccola ampiezza,

riflettendo variazioni stagionali. D'altra parte i valori del $\delta^{13}\text{C}$, anche se registrano piccole oscillazioni temporali, sembrano dipendere più dal sito (microambiente) che dalle variazioni stagionali del periodo di campionamento. Detti valori comunque suggeriscono, come per il sistema fossile, una CO_2 prevalentemente inorganica (Anzalone *et al.*, 2007).

3.3. Conclusioni

Il sistema non marino di Faiano (Salerno) già parzialmente analizzato (D'Argenio *et al.*, 1983) è stato riesaminato in chiave moderna, per interpretare l'influenza del clima sulla evoluzione ambientale. L'approccio multidisciplinare utilizzato (sedimentologico e geochimico isotopico) ha consentito:

- a) di studiare questi depositi in termini di sistemi carbonatici continentali dove è possibile riconoscere differenti ambienti deposizionali la cui organizzazione interna è controllata non solo da fattori locali (morfologia, vegetazione igrofila, ecc.) ma anche da variazioni climatiche;
- b) di individuare, a scala metrica e centimetrica, una regolare organizzazione interna delle caratteristiche deposizionali che si riflette nella formazione di ritmi e sequenze ritmiche, troncate da ricorrenti superfici di discontinuità, che testimoniano la natura "pulsante" (alternanza di periodi di accumulo e non deposizione e/o erosione) della crescita dei travertini;
- c) di interpretare la organizzazione verticale delle litofacies (punto b) e la regolare gerarchia di oscillazioni isotopiche dell'ossigeno e del carbonio in termini climatici, individuando dei trend regolari;
- d) di comprendere le variazioni climatiche registrate localmente per inquadrare i risultati ottenuti nelle problematiche di carattere generale;
- e) di riscontrare numerose analogie sedimentologiche e geochimiche tra il sistema fossile e quello attuale dell'area oggetto di studio.

4 PROSPETTIVE FUTURE

I risultati qui illustrati lasciano numerosi problemi aperti relative all'individuazione delle relazioni tra clima, idrologia e travertini. Per questo motivo altri sistemi travertinosi fossili ed attuali saranno investigati sia dal punto di vista sedimentologico, che idrologico e chimico.

4.1 Sistemi fossili

Una particolare attenzione sarà data all'analisi delle superfici di discontinuità e alle loro relazioni con le variazioni dei livelli di falda (ciclo idrologico), a loro volta regolate dal clima. Inoltre, il trattamento matematico dei dati sedimentologici e isotopici, raccolti a scala da millimetrica a centimetrica, consentirà di quantizzare la durata dei vari ordini di cicli e quindi di comprendere meglio la natura del segnale climatico. Questo ultimo, registrato dai travertini, termali e non, sarà confrontato con quello di altri depositi carbonatici, non solo marini ma anche continentali, come gli speleotemi e i depositi lacustri. Infine, sarà interessante investigare le relazioni che legano la formazione di un sistema deposizionale di travertino alle oscillazioni coeve sia della CO₂ atmosferica (carota di "Vostok", Antartica, Petit *et al.*, 1999), che del livello del mare (Antonioli *et al.*, 2004) e del δ¹⁸O – SPECMAP (Imbrie *et al.*, 1984).

4.2 Sistemi attuali

Le variazioni chimiche che avvengono lungo i canali, artificiali e naturali, non sono ancora chiare in termini di tassi di deposizione di CaCO₃, tempo di residenza delle acque nell'acquifero carsico ed influenza dei fattori microambientali (morfologia, idrodinamica, biologia, ecc.). In questo contesto, nel prosieguo delle ricerche si porrà particolare attenzione sia alle variazioni dell'idrochimica nei differenti microambienti dei canali analizzati che alle relazioni tra stagionalità, tipi di incrostazione e tassi di precipitazione

di CaCO₃, nonché ai rapporti tra la formazione dei travertini, tassi di piovosità e venuta a giorno delle acque.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Andrews J.E., 2006. Palaeoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: Synthesis and review. *Earth-Science Reviews*. 75: 85 - 104.
- Antonioli F., Bard E., Potter E.K., Silenzi S., Improta S., 2004. 215-ka History of sea-level oscillations from marine and continental layers in Argentarola Cave speleothems (Italy) *Global and Planetary Change*, 43 (1-2): 57-78.
- Anzalone E., Ferreri V., Sprovieri M., D'Argenio B., 2007. Travertines as paleohydrologic archives. The case of Pontecagnano. *Advances in Water Resource*, in press.
- D'Argenio B., 2001. From Megabanks to Travertines - The Independence of Carbonate Rock Growth-Forms from Scale and Organismal Templates through Time. In: *Earth System Science. Proceedings of the Intern. School Earth and Planetary Sciences*. Siena, 2001: 109-130.
- D'Argenio B., Ferreri V., Stanzione D., Brancaccio L. & Ferreri M., 1983. I travertini di Pontecagnano (Campania). *Geomorfologia, Sedimentologia, Geochimica. Bollettino Società Geologica Italiana*. 102: 123-136.
- Ferreri V., 1985. Criteri di analisi di facies e classificazione dei travertini pleistocenici dell'Italia meridionale. *Rend. Acc. Scienze Fisiche e Matematiche*; Napoli, 52: 1-47.
- Henning G.J., Grøn & Brunnacker K. 1983. Speleothems, Travertines and Palaeoclimates. *Quaternary Research*. 20: 1-29.
- Imbrie J., Hays J.D., McIntyre A., Mix A.C., Morley J.J., Pisias N.G., Prell W.L. and Shackleton N.J. 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine δ¹⁸O

record. 269-305. In: *Milankovitch and Climate*. Reidel: Boston.

Petit, J. R., J. Jouzel, D. Raynaud, N. I. Barkov, J. M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delaygue, M. Delmotte, V. M. Kotlyakov, M. Legrand, V. Y. Lipenkov, C. Lorius, L. Pepin, C. Ritz, E. Saltzman, and M. Stievenard., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399 (6735): 429-436.

Variazioni nel flusso di ferro tra periodi glaciali e interglaciali nel corso degli ultimi 780.000 anni. Implicazioni climatiche

C. Barbante^{1,2}, V. Gaspari², P. Gabrielli¹, C. Turetta¹, P. Cescon¹

¹Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali, CNR, Venezia, Italia

²Dipartimento di Scienze Ambientali, Università di Venezia, Venezia, Italia
barbante@unive.it

SOMMARIO: È stato ricostruito il flusso di ferro nell'Oceano Meridionale nel corso degli ultimi 780.000 anni mediante l'analisi chimica di una carota di ghiaccio prelevata a Dome C (Antartide dell'Est) nell'ambito del progetto EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica). Le analisi sono state effettuate mediante spettrometria di massa con sistema di introduzione al plasma accoppiato induttivamente su campioni di ghiaccio preventivamente trattati in modo da evitare la contaminazione del fluido di perforazione utilizzato per contrastare l'elevata pressione della calotta glaciale alle elevate profondità. Il ferro, considerato un importante micronutriente, gioca un ruolo fondamentale nel ciclo della CO₂ atmosferica. Si è notato in particolare come il flusso di ferro sia variato nel tempo in funzione del periodo climatico. In particolare si sono riscontrate concentrazioni di ferro più elevate durante i periodi glaciali e più basse durante i periodi interglaciali passando da circa 24×10^{-2} mg Fe m⁻² yr⁻¹ durante l'ultimo massimo glaciale (circa 20,000 anni fa) a circa 0.7×10^{-2} mg Fe m⁻² yr⁻¹ all'inizio dell'Olocene. Il record del ferro è strettamente correlato a quello delle polveri di origine crostale, ed inversamente correlato alla concentrazione di CO₂ atmosferica, misurata negli stessi campioni.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Grazie all'utilizzo di carote di ghiaccio come archivi storici del clima e della composizione dell'atmosfera terrestre, è emerso come dall'inizio della Rivoluzione Industriale il tasso di crescita della concentrazione di anidride carbonica (CO₂) non abbia precedenti negli ultimi 650.000 anni (Fig. 1) (Siegenthaler *et al.* 2005, Petit *et al.* 1999, Indermühle, 1998). A partire dalla Rivoluzione Industriale, la concentrazione di CO₂ nell'atmosfera è progressivamente aumentata: era di 280 parti per milione in volume (ppmv) alla metà dell'Ottocento, è oggi di 380 parti per milione (Fig. 1).

Allo stesso tempo, si è verificato anche un graduale aumento della temperatura media, che negli ultimi anni ha subito un'accelerazione: gli anni '90 sono stati il decennio più

caldo a memoria d'uomo, e al 1998 è toccato il record di anno più caldo fino ad ora mai registrato.

Nonostante la bassa concentrazione, l'anidride carbonica è un componente fondamentale dell'atmosfera terrestre perché, insieme al vapore acqueo ed al metano, intrappola la radiazione infrarossa della luce solare riflettendola nuovamente verso la superficie terrestre (il cosiddetto effetto serra) impedendo alla Terra di raffreddarsi.

Si ipotizza che l'aumento della quantità di anidride carbonica nell'atmosfera vada ad incrementare l'effetto serra e contribuisca quindi ad un rapido riscaldamento del pianeta al quale gli ecosistemi non avrebbero il tempo necessario per adattarsi.

La storia della terra racconta di variazioni climatiche di eccezionali proporzioni verificatesi per cause naturali: epoche glaciali, separate

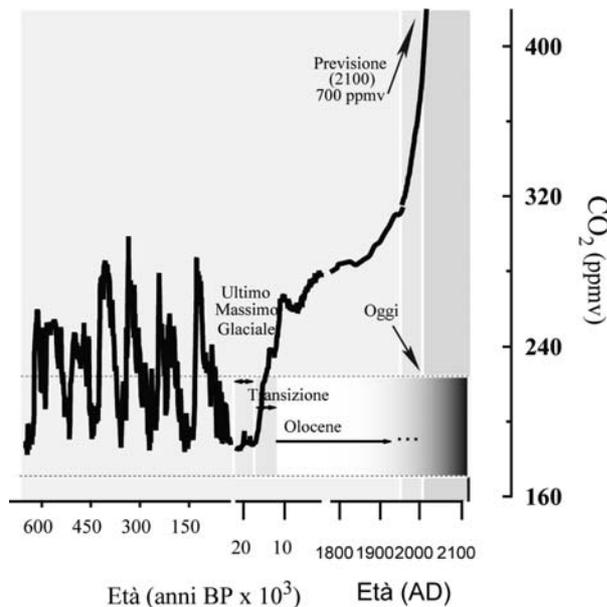


Figura 1: Andamento della concentrazione atmosferica di anidride carbonica da 650.000 anni fa ad oggi ottenuto mediante analisi di carote di ghiaccio dell'Antartide e misure dirette presso la stazione di Mauna Loa, Hawaii.

da periodi interglaciali di minore durata e leggermente più caldi. In particolare, il ghiaccio ha registrato un ritmo ciclico secondo il quale in un primo tempo avanza, instaurando un'era glaciale della durata di circa 100.000 anni, poi si ritira, lungo un periodo che dura all'incirca 10.000 anni, dando vita questa volta ad un'era interglaciale, con temperature più miti. La più recente fase di glaciazione ebbe fine circa 18.000 anni fa.

È ormai diffusamente accettato che le recenti modificazioni prodotte dall'uomo abbiano portato a delle variazioni nel clima del nostro pianeta, ma questi fattori si vanno a sommare alle variazioni climatiche che avvengono per fenomeni naturali che vanno ben compresi e quantificati.

Diverse sono le ipotesi formulate per spiegare un andamento dell'anidride carbonica in atmosfera che negli ultimi 700.000 anni ha visto l'alternarsi di minimi e massimi di concentrazione rispettivamente nei periodi glaciali ed interglaciali. Recenti risultati, ottenuti nel corso di una serie di innovative campagne internazionali, hanno mostrato come nelle aree dell'Oceano Meridionale ad alta concentrazione di nutrienti maggiori, la limitata atti-

vità fotosintetica sia attribuibile alla scarsità di ferro. Esperimenti *in situ* hanno dimostrato che la produttività oceanica aumenta drasticamente quando si immette nella zona eufotica (strato d'acqua che al quale arriva una quantità di radiazione solare sufficiente a consentire i processi fotosintetici e che si estende mediamente per i primi 100 m di profondità) un'adeguata quantità di ferro in forma facilmente assimilabile da parte del fitoplancton.

Il ferro, infatti, è un elemento essenziale per la fotosintesi, la respirazione e la fissazione dell'azoto nelle acque oceaniche operati dal plancton marino, quando è presente in quantità consistenti favorisce la fotosintesi, che a sua volta comporta una diminuzione di anidride carbonica nell'atmosfera. È quindi possibile che, nel passato, alcuni cambiamenti nella quantità di ferro disponibile abbiano influenzato la produttività primaria e quindi la capacità degli oceani di assorbire anidride carbonica. In particolare, l'aumento della deposizione di polveri continentali sulle acque superficiali oceaniche, verificatosi nei periodi glaciali, e registrato nelle carote di ghiaccio, è con ogni probabilità uno dei maggiori responsabili della riduzione dell'anidride carbonica atmosferica attraverso la "pompa biologica", cioè quel meccanismo con il quale il carbonio inorganico viene assimilato dagli organismi marini attraverso la fotosintesi e successivamente sedimentato come materia organica nel fondo degli oceani. In questo contesto, e alla luce del lento ma costante aumento di temperatura osservato negli ultimi 150 anni, si inserisce il grande interesse dimostrato dalla comunità scientifica in tutto ciò che riguarda la ricostruzione dei record di concentrazione del ferro durante le ere climatiche passate.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

Grazie agli oltre 3200 m della carota di Dome C (Antartide, 75° 06' S, 123° 21' E, 3,233 m) è stato possibile ricostruire le variazioni temporali della composizione dell'atmosfera terrestre del passato durante gli ultimi otto cicli climatici cioè circa 740.000 anni.

Un'importante scoperta, ottenuta dalla ricostruzione dei flussi di ferro negli ultimi 740.000 anni, ha rivelato flussi massimi in periodi a pieno regime glaciale e minimi nei periodi interglaciali con fluttuazioni cicliche riconducibili alle periodicità orbitali terrestri, in opposizione di fase con l'anidride carbonica (Fig. 2).

Inoltre, misure in continuo di elementi come il sodio, che è uno dei maggiori costituenti del sale marino, dati forniti dai satelliti relativi alle traiettorie delle masse d'aria, nonché l'applicazione di opportuni modelli matematici (che tengono conto del rapporto degli elementi nell'aerosol, nell'acqua e nella neve) hanno portato a concludere che la principale sorgente di sale marino nel continente antartico sia proporzionale alla superficie di ghiaccio marino; in particolare, il flusso di sale marino sull'area studiata è strettamente correlato alla formazione di nuovo ghiaccio marino nel settore Indiano dell'Oceano che circonda l'Antartide. Lo studio delle variazioni nel flusso di elementi con concentrazioni elevate in acqua di mare permette quindi di ricostruire le dinamiche di ritiro e avanzamento del ghiaccio intorno all'Antartide, con i relativi effetti sulla circolazione oceanica globale e quindi sul clima.

3 RISULTATI RILEVANTI

L'elevata correlazione del flusso di ferro col contenuto di polveri conferma l'aerosol minerale come unica sorgente di metalli per le zone remote. La bassa percentuale di terre emerse che caratterizza l'emisfero australe spiega perché il ferro sia carente nelle acque dell'Oceano Meridionale: la sua disponibilità, a causa della sua chimica sfavorevole, è sempre piuttosto scarsa e deve essere rifornito frequentemente.

Una serie di evidenze sperimentali, legate soprattutto alla composizione chimica ed isotopiche delle polveri, hanno identificato nella Patagonia la principale sorgente di polveri continentali trasportate sull'Antartide orientale. Considerazioni relative alle dimensioni e

alla composizione di queste particelle hanno poi stabilito che le variazioni di flusso non sono dovute a modificazioni nei sistemi di trasporto e/o al tempo di residenza in atmosfera bensì a cambiamenti presso la stessa sorgente. Tra le cause principali possono essere citate: (a) condizioni di temperatura, umidità e copertura vegetale tali da potenziare la produzione di aerosol continentali, (b) variazioni nella risospensione delle polveri dovute alla forza del vento, (c) aumento della frazione di particellato fine originato da variazioni della copertura di ghiaccio sulla Patagonia, (d) contributo da parte di altre sorgenti a seguito dell'abbassamento del livello del mare e relativa esposizione di aree sommerse. Si può quindi

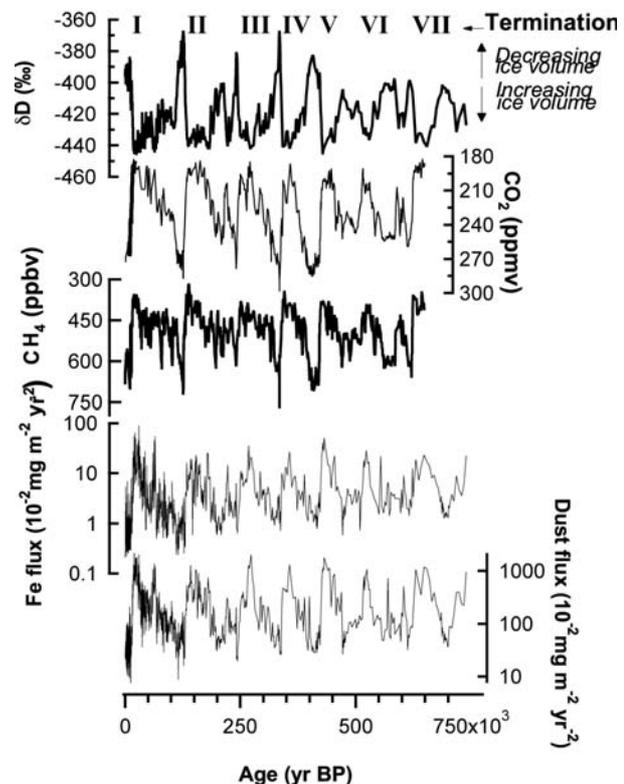


Figura 2: Andamenti di alcuni parametri chimici determinati nella carota di Dome C e che ricostruiscono la storia climatica e della composizione dell'atmosfera terrestre nel corso degli ultimi 740.000 anni. In particolare sono riportati: (i) il record del δD , rappresentativo della temperatura al sito di deposizione; (ii) il record dell'anidride carbonica ottenuto dall'unione dei dati relativi alla carota di Vostok e di Dome C; (iii) il record del metano (CH_4), che con l'anidride carbonica è uno dei gas serra; (iv) il record del flusso di ferro; (v) il record delle polveri continentali. I flussi sono espressi in $10^{-2} \text{ mg m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. L'età è espressa, per convenzione, in yr BP, anni Before Present, dove per anno di riferimento si considera il 1950.

concludere che il flusso di ferro sull'Antartide orientale rifletta principalmente le condizioni di aridità e ventosità della Patagonia con un contributo non trascurabile della copertura di ghiaccio e della superficie di scarpata continentale esposta quando il livello del mare è particolarmente basso.

Ma il dato più importante che è emerso nel corso delle analisi riguarda la diversa solubilità del ferro nei diversi periodi climatici: maggiore nei periodi glaciali rispetto a quelli interglaciali. In altre parole, nei campioni rappresentativi dei periodi glaciali, sia per caratteristiche dimensionali delle polveri stesse, sia per modificazioni alla sorgente, la frazione di ferro che è possibile portare in soluzione acquosa è maggiore rispetto a quanto si verifica in campioni interglaciali.

Dal momento che la solubilità del ferro costituisce il presupposto per la sua biodisponibilità, è ragionevole supporre per i periodi glaciali una condizione migliore in termini di "quantità e qualità" relativamente all'apporto di ferro con relativo beneficio per l'attività fitoplanctonica e riduzione di anidride carbonica.

Ciò è supportato anche dal fatto che il flusso di ferro inizia a diminuire circa 2.000 anni prima che l'anidride carbonica cominci la sua fase crescente, come risulta dall'analisi dettagliata delle Transizioni I (18.000-12.000 anni BP) e V (428,000-422,000 anni BP), che sono confrontabili dal punto di vista dei parametri orbitali (precessione, obliquità, eccentricità) e quindi della radiazione solare incidente.

In generale, se si fa una correlazione incrociata tra la serie storica del flusso di ferro e dell'anidride carbonica per gli ultimi 700.000 anni si ottiene il massimo valore quando la CO₂ è ritardata di circa 2.000 anni rispetto al ferro.

In conclusione, tutto sembra supportare l'ipotesi che il ferro giochi un ruolo determinante nella regolazione dell'anidride carbonica in

atmosfera almeno per quel che riguarda gli ultimi cicli glaciali-interglaciali, e soprattutto durante le prime fasi delle transizioni da periodi glaciali ad interglaciali. Quando il processo è avviato altri parametri, fisici e chimici quali la temperatura, la salinità e l'acidità dell'acqua e la circolazione oceanica, assumono un ruolo di primaria importanza.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Il passo successivo sarà quello di aumentare la risoluzione dei dati di ferro grazie alla perforazione di siti con tassi di accumulazione delle precipitazioni più elevati rispetto a Dome C e mediante l'applicazione di nuove metodologie sperimentali che ne permettano la misura in continuo; questo allo scopo di analizzare le variazioni stagionali del flusso di ferro e le ripercussioni sulla produttività primaria.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Gaspari, V. *et al.* 2006. Atmospheric iron fluxes over the last deglaciation: Climatic implications. *Geophysical Research Letters* 33: doi:10.1029/2005GL024352.
- Augustin, L., Barbante, C., 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* 429: 623-628.
- Indermühle, A. *et al.* 1998. High-resolution Holocene CO₂-record from the Taylor Dome ice core (Antarctica), *Nature* 398: 121-126.
- Siegenthaler, U. *et al.* 2005. Stable carbon cycle-climate relationship during the late Pleistocene. *Science* 310: 1313-1317.
- Wolff, E., Barbante, C. *et al.* 2006. Southern Ocean sea-ice extent, productivity and iron flux over the past eight glacial cycles. *Nature* 440: 491-496.

La registrazione dei cicli glaciali quaternari sui margini del Mediterraneo

A. Asioli¹, A. Piva², F. Trincardi²

¹Istituto di Geoscienze e Georisorse, CNR, Padova, Italia

²Istituto di Scienze Marine, CNR, Bologna, Italia

alessandra.asioli@igg.cnr.it

SOMMARIO: Il progetto PROMESS 1 ha permesso la perforazione di quattro pozzi sui margini continentali del Golfo del Leone e Adriatico Centrale, caratterizzati da elevata velocità di sedimentazione di depositi fini. I pozzi hanno perforato sequenze fangose che registrano oscillazioni climatiche a scala dei 100.000 anni (in fase con le variazioni di eccentricità dell'orbita terrestre), separate da estese superfici erosive originate durante i minimi eustatici delle glaciazioni Quaternarie. Il pozzo PRAD1-2, in Adriatico, documenta la potenzialità di questi depositi per ricostruzioni paleo-oceanografiche e paleo-climatiche permettendo di "risolvere" anche oscillazioni climatiche a scala molto breve. Sono stati riconosciuti, per la prima volta in un'area poco profonda, i principali *sapropel* che registrano episodi di stagnazione del Mediterraneo (in fase con i minimi di precessione) negli ultimi 370 mila anni. Inoltre, sono stati individuati depositi riferibili agli eventi Dansgaard-Oeschger riconosciuti in Atlantico e nelle carote di ghiaccio in Groenlandia.

1 INTRODUZIONE

Durante il Quaternario, il sistema climatico è influenzato da grandi oscillazioni glaciali che, negli ultimi 800 mila anni, sono in fase con le variazioni dell'eccentricità dell'orbita terrestre. Oggi viviamo in un periodo interglaciale che rappresenta, insieme a periodi analoghi che lo hanno preceduto, soltanto il 10% del tempo geologico nel Quaternario. In questo periodo, infatti, prevalgono gli intervalli glaciali che hanno una durata nell'ordine dei 100 mila anni pur con importanti oscillazioni al loro interno.

Molti problemi sono ancora da risolvere, come capire perché le glaciazioni siano in fase con l'eccentricità che è il minore tra i principali fattori astronomici (gli altri sono la precessione e l'obliquità dell'asse terrestre) che determinano l'insolazione alle medie latitudini dell'emisfero nord (dove è massima la distribuzione di terre emerse). Il passato climatico della Terra è ulteriormente complicato dal fatto che ripetute oscillazioni climatiche

sono avvenute su scale di tempo brevi (comprese tra alcuni secoli e pochi millenni), sono sovrimposte ai cicli glaciali causati dalle variazioni astronomiche. Uno dei temi più dibattuti dalla comunità internazionale è spiegare l'origine di questi eventi a scala breve documentandone l'estensione geografica e la successione nel tempo. Lo scopo principale in questo tipo di studi è comprendere se, e in quali circostanze del passato, il sistema climatico della Terra sia stato in grado di compiere bruschi salti tra stati completamente diversi.

2 OSCILLAZIONI CLIMATICHE BREVI

Tradizionalmente la ricostruzione paleoceanografica è una componente fondamentale per la comprensione dei climi nel passato, dei meccanismi del cambiamento climatico e, in particolare, dei cambiamenti estremi che sono avvenuti nel passato e nei quali si pensa che il sistema climatico abbia attraversato un repentino "cambio di stato". Tipico esempio di questi cambiamenti è la rapida oscillazione cli-

matica che marca la fine del Pleistocene (11.500 anni calibrati BP) e che va sotto il nome di Younger Dryas, dal nome della piccola pianta steppica (*Dryas octopetala*) che è avanzata per l'ultima volta su gran parte del suolo europeo quando la probabile interruzione della circolazione termoalina in Atlantico ha indotto un sostanziale raffreddamento. Oggi, questo tipo di circolazione trasporta calore verso le alte latitudini e consente al Nord Europa di raggiungere temperature più elevate di quelle che caratterizzano le stesse latitudini in Nord America. Al termine di quest'oscillazione, durata circa 1200 anni, le carote di ghiaccio in Groenlandia e lacustri in Europa documentano un riscaldamento improvviso nell'ordine di 5° C in 3-7 anni (Alley et al., 2003). Questa ed altre oscillazioni simili hanno un grande impatto sul ciclo idrologico e, quindi, sulla produzione e trasporto di sedimenti clastici. E' quindi realistico aspettarsi che i sedimenti che si accumulano sui margini continentali siano in grado di registrare tali cambiamenti meglio di quanto non facciano i depositi marini profondi che si accumulano a velocità molto inferiori.

3 I MARGINI CONTINENTALI MEDITERRANEI

Il Mediterraneo è un bacino geologicamente giovane, dove il sollevamento rapido delle aree circostanti favorisce la rapida erosione di grandi volumi di sedimento e il loro accumulo sui margini continentali. La geometria con cui questi depositi si accumulano permette di ricostruire l'impatto delle avanzate glaciali (quando il livello del mare più basso di almeno 120 m rispetto all'attuale portava all'esposizione sub-aerea di quasi tutte le aree di piattaforma); le associazioni di organismi unicellulari (ad esempio foraminiferi planctonici e bentonici), di pollini (che registrano cambi vegetazionali sul continente) e di salinità e temperatura delle acque (isotopi stabili dell'O e del C) permettono di ricostruire con precisione oscillazioni paleoambientali e inferire cambiamenti climatici ad alta frequenza

all'interno di un ciclo glaciale.

4 IL PROGETTO PROMESS 1

Nell'ambito del progetto PROMESS 1 sono stati perforati quattro pozzi a carotaggio continuo attraverso depositi accumulati negli ultimi ca. 400 mila anni per ricostruire le variazioni climatiche legate alle glaciazioni quaternarie nell'area Mediterranea. In particolare, i due siti scelti in Adriatico avevano il duplice scopo di 1) contribuire alla ricostruzione climatica in un'area chiave per la formazione delle acque fredde che ventilano i fondali del Mediterraneo Orientale (Asioli et al., 2001) e, 2) verificare la possibilità di utilizzare successioni fangose, deposte in zone poco profonde e prossime agli apporti fluviali, per ricostruzioni paleoclimatiche. In questi ambienti, infatti, il rapido accumulo di sedimenti fini offre, almeno in teoria, una risoluzione stratigrafica ottima (quindi con la possibilità di definire variazioni a scala secolare o decennale). Alcuni processi sedimentari tipici di questi ambienti prossimali (come le piene fluviali, le tempeste o le frane sottomarine) possono, però, determinare una notevole complessità dei depositi sedimentari a differenza di quanto avviene in ambienti a sedimentazione più uniforme, come i laghi o i fondi oceanici. Per minimizzare questo tipo di problemi i punti da perforare sono stati definiti in base ad indagini geofisiche dettagliate che hanno permesso una precisa ricostruzione della geometria delle sequenze sedimentarie.

5 IL POZZO PRAD1-2

Il pozzo PRAD1-2, è stato prelevato in 185 m di profondità ed ha recuperato una successione di 72 m, depositata durante gli ultimi 370 mila anni, tra la parte alta del MIS11 e il MIS1 (Olocene). Al momento si tratta della successione marina più espansa e continua del Mediterraneo. La stratigrafia del pozzo, basata su indicatori multipli (isotopi stabili dell'ossigeno, associazioni a foraminiferi planctonici e bentonici, magnetostratigrafia), permette di riconoscere vari ordini di ciclicità:

quella dei cicli glaciali, in fase con l'eccentricità (100 mila anni); quella della deposizione dei *sapropel*, in fase con la precessione (23 mila anni); e, infine, quella legata al succedersi di oscillazioni brevi, particolarmente evidenti nell'intervallo tra 20 e 80 mila anni (MIS4-MIS2). Questi ultimi sono i cicli di Dansgaard-Oeschger e gli eventi di Heinrich. Oltre alla conferma che le sequenze sedimentarie sul margine Adriatico registrano primariamente i cicli glaciali, il pozzo PRAD1-2 ha portato a due risultati assolutamente nuovi per la paleoceanografia del Mediterraneo (Piva et al., G3 – submitted):

1) Episodi di stagnazione (*sapropel*)

Anche se il pozzo è stato perforato in acque basse (185 m) sulla scarpata superiore, sono stati riconosciuti livelli simili e correlabili ai

sapropel del Mediterraneo orientale. Questo risultato indica che gli episodi di stagnazione del Mediterraneo si sono estesi anche all'Adriatico interrompendo la formazione di acque profonde o riducendone la portata. Le condizioni di anossia o ipossia associate ai *sapropel* sono quindi estese alla maggior parte del bacino e non solo alle sue parti più profonde. In zone prossime agli apporti fluviali, come l'Adriatico, gli indicatori paleoambientali suggeriscono un aumento di portate legato ad un aumento di piovosità. Inoltre, questi depositi possono essere usati per raffinare la stessa cronologia dei depositi attraversati

2) Oscillazioni di Dansgaard-Oeschger nel centro del Mediterraneo
Queste oscillazioni in Adriatico sono evidenziate da variazioni di composizione isotopica

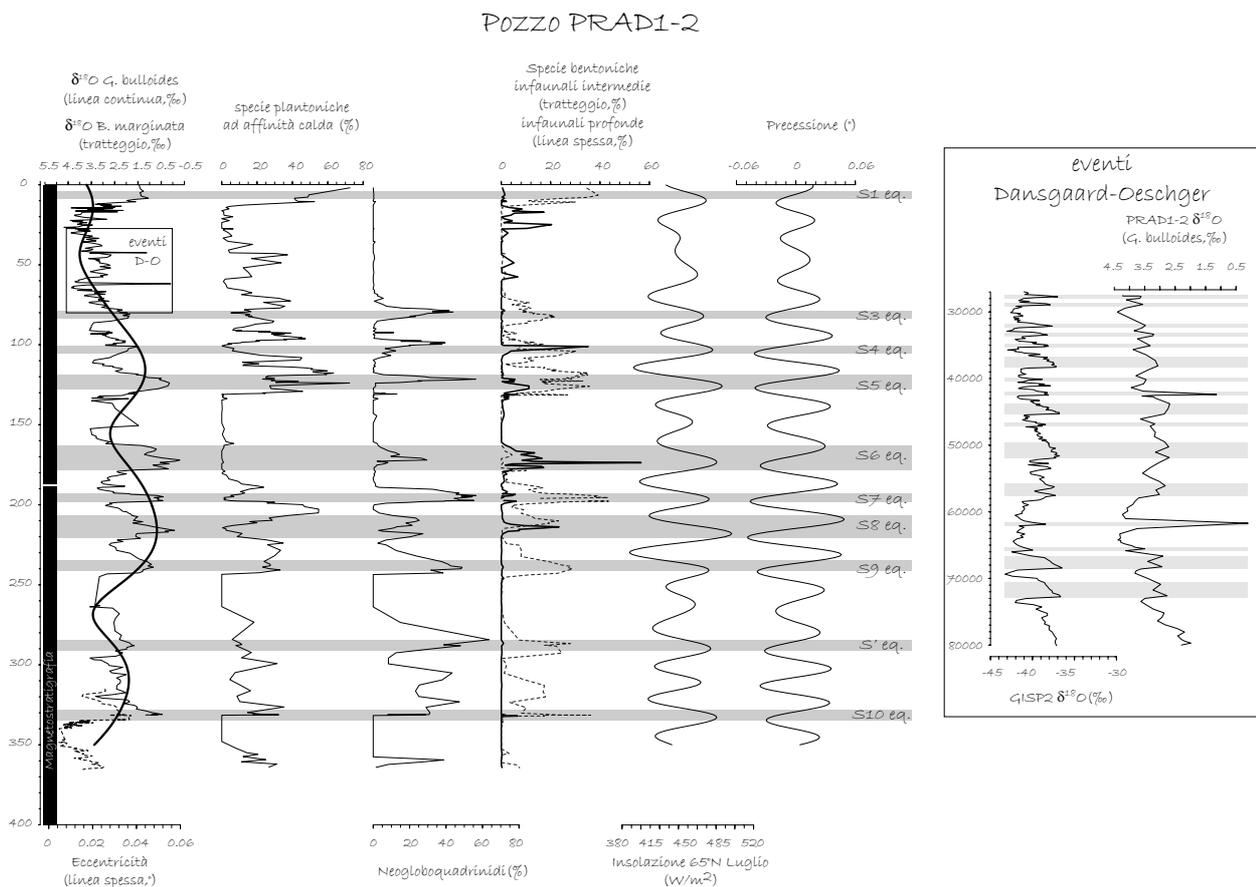


Figura 1: Il pozzo PRAD1-2. Il record isotopico e i foraminiferi planctonici ad affinità calda mettono in evidenza le oscillazioni glaciale-interglaciale, modulate dall'eccentricità. Gli equivalenti sapropelatici (fasce grigio scuro) individuati nel pozzo corrispondono a 1) minimi isotopici, 2) aumento di foraminiferi planctonici erbivori (Neogloboquadrinidi) e bentonici infaunali, 3) massimo apporto di sostanza organica nella massa d'acqua e al fondo, 4) massimi di insolazione e minimi di precessione. A destra: dettaglio sugli eventi Dansgaard-Oeschger riconosciuti tra 80 e 30 mila anni circa e proposta di correlazione con la carota di ghiaccio GISP2 (fasce grigio chiaro).

che suggeriscono oscillazioni di temperatura con rapidi riscaldamenti alla fine di ogni ciclo. La correlazione (basata su *wiggle matching*) tra la carota di ghiaccio in Groenlandia (GISP2) e PRAD1-2 dimostra la possibilità di stabilire correlazioni emisferiche che suggeriscono l'importanza della teleconnessione atmosferica tra il sistema Nord Atlantico e l'Adriatico, zona chiave del sistema Mediterraneo perché è il sito dove si formano acque dense che "ventilano" il Mediterraneo orientale.

Lo studio geochimico di depositi vulcanici distali (tephra), attualmente in corso, permetterà di stabilire correlazioni più affidabili tra gli eventi riconosciuti e i loro possibili equivalenti in altre aree del Mediterraneo e, soprattutto, dell'Atlantico.

6 CONCLUSIONI

Il pozzo PRAD1-2, in Adriatico Centrale ha recuperato una successione di mare basso depositata durante gli ultimi 370 mila anni, a partire dalla parte alta dello stadio isotopico 11 (MIS11) e rappresenta la successione marina più espansa e continua del Mediterraneo. La stratigrafia del pozzo registra vari ordini di ciclicità: quella dei cicli glaciali, in fase con l'eccentricità (100 mila anni); quella della deposizione dei *sapropel*, in fase con la precessione (23 mila anni); e quella legata al succedersi di oscillazioni brevi, particolarmente evidenti tra 80 e 20 mila anni (MIS4-MIS2). In particolare, le curve isotopiche (ottenute analizzando le variazioni di composizione dei

gusci di foraminiferi) appaiono in fase con quelle che provengono da carote profonde in Atlantico o dalle carote di ghiaccio della Groenlandia (GISP-GRIP, per gli ultimi ca. 100.000 anni) fornendo un importante riferimento per comprendere il ruolo del Mediterraneo nel sistema climatico della Terra. I risultati di questa ricerca, inoltre, dimostrano oltre ogni dubbio l'enorme potenziale dei depositi fangosi sui margini continentali (anche in ambienti poco profondi) come archivio per lo studio del passato climatico della Terra.

7 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Alley R. B., Marotzke J., Nordhaus W. D., Overpeck J. T., Peteet D. M., Pielke R. A. Jr., Pierrehumbert R. T., Rhines P. B., Stocker T. F., Talley L. D., Wallace J. M. 2003. Abrupt Climate Change. *Science* 299: 2005-2010.
- Asioli A., Trincardi F., Lowe J.J., Ariztegui D., Langone L., Oldfield F., 2001. Sub-millennial climatic oscillations in the Central Adriatic during the last deglaciation: paleoceanographic implications, *Quat. Sci. Rev.*, 20: 1201-1221.
- Piva A., Asioli A., Schneider R., Trincardi F., Colmenero-Hidalgo E., Dennielou B., Flores J-A, Vigliotti L. The last four glacial cycles from PROMESS1 borehole PRAD1-2, Central Adriatic, part I: integrated stratigraphy. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, submitted.

Il record paleoclimatico Plio-Quaternario del Salento (Puglia meridionale)

M. Delle Rose

Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica, Bari, Italia

m.dellerose@ba.irpi.cnr.it

SOMMARIO: In una regione a clima temperato, sono stati individuati, attraverso studi stratigrafici e petrografici, indicatori geologici riferibili a varie condizioni paleoclimatiche del Pliocene superiore e del Quaternario. Tali indicatori sono costituiti da livelli guida stratigrafici, strati macrofossiliferi, depositi riferibili ad alti stazionamenti marini e depositi carbonatici continentali di ambienti carsici che, coprendo un intervallo di tempo di circa 2,5 Ma di anni, costituiscono nell'insieme un *proxy record* di particolare rilevanza. Essi rappresentano elementi utili alla comprensione degli effetti dei mutamenti del clima alle medie latitudini e possono costituire punti di riferimento sull'interazione tra processi naturali, come dedotti dal record geologico, e impatto antropico.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 *Il record geologico*

Lo studio della registrazione geologica degli eventi paleoclimatici è alla base della previsione delle future tendenze climatiche (Howard, 1997). Il clima attuale è l'approdo di un processo evolutivo le cui origini vanno collocate al passaggio Pliocene medio/superiore, ossia a circa 2,5 Ma fa, come evidenziato dalla relativa espansione della calotta glaciale artica (Raymo *et al.*, 1989). Altre tappe fondamentali coincidono con il limite Terziario/Quaternario e le suddivisioni cronostatigrafiche del Pleistocene, di cui sedimenti dei fondi oceanici e ghiacciai polari ne rappresentano gli archivi paleoclimatici di riferimento (Shackleton & Hall, 1984; EPICA, 2004).

L'individuazione di eventi e fasi paleoclimatiche in contesti deposizionali quali piattaforme carbonatiche e ambienti continentali delle medie latitudini costituisce uno strumento per l'analisi degli effetti dei mutamenti del clima in regioni attualmente temperate.

1.2 *Le interpretazioni del record*

Il record paleoclimatico delle successioni stratigrafiche si presenta sotto molteplici aspetti non sempre adeguatamente interpretabili. Le aree in cui affiorano substrati carbonatici bene si prestano a studi paleoclimatici, in ragione della tipologia dei processi sedimentari, benché la complessità dei fenomeni carsici non sempre consente dettagliate decodificazioni del record (Delle Rose, 2006a,b).

Le registrazioni di eventi e fasi paleoclimatiche possono essere contemporanee o successive alla sedimentazione, e pertanto fondamentali sono le analisi sedimentologica e petrolologica dei corpi sedimentari (Scholle *et al.*, 1983). Esse si presentano sotto forma di indicatori paleoclimatici, alla cui individuazione è stata dedicata la prima fase della ricerca.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 *L'area carsica salentina*

L'attività di ricerca si è svolta nel Salento, estremità peninsulare sud orientale della Puglia, che presenta successioni prevalentemente calcaree, marine e continentali, del

Pliocene e del Quaternario, in gran parte non ancora considerate *proxy data* di informazioni paleoclimatiche. Le età delle successioni abbracciano le varie tappe dell'evoluzione climatica degli ultimi 2,5 milioni di anni (Fig. 1): il Pliocene superiore è rappresentato da depositi carbonatici clastici di piattaforma; il Pleistocene “preglaciale” da un ciclo sedimentario calcarenitico-argilloso; il Pleistocene “glaciale” da “depositi marini terrazzati” e da depositi continentali di vari ambienti carsici. Tuttavia molte e contrastanti sono le ricostruzioni delle successioni plio-quadernarie del Salento avanzate nella letteratura di merito (Delle Rose, 2006a, *cum biblio*), per cui individuazione ed analisi degli indicatori paleoclimatici sono subordinate a studi stratigrafici e, più in generale, a rilievi geologici di terreno.

2.2 Rilievi geologici e studi stratigrafici

Sono state studiate unità non formalizzate note in letteratura come “formazione di Uggiano la Chiesa”, “calcareniti del Salento”, “formazione di Gallipoli”, “sabbie a brachio-

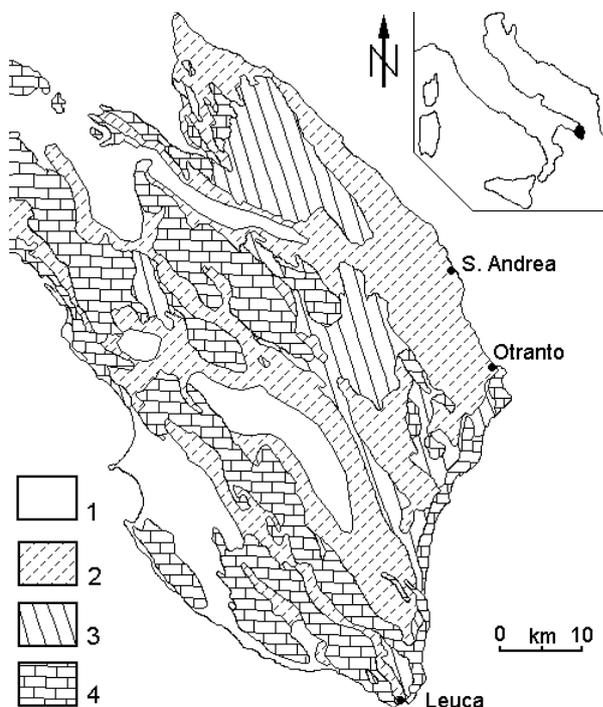


Figura 1: Schema geologico del Salento e aree di studio citate nel testo. 1, Pleistocene (Emiliano-Ioniano); 2, Pliocene e Pleistocene inferiore (Zancleano-Santerniano); 3, Miocene e Oligocene; 4, Eocene e Cretaceo.

podì”, deposte in un arco di tempo compreso tra i deterioramenti climatici dell’inizio del Pliocene superiore e della fine del Pleistocene inferiore. Per lo studio del Pleistocene medio l’attenzione è stata posta sui “depositi marini terrazzati” al fine di individuare alti livelli di stazionamento marino correlabili con periodi caldi interglaciali. Per ciò che attiene al Pleistocene superiore ed all’Olocene, sono stati esaminati depositi carbonatici continentali, quali speleotemi (depositi di grotta) e concrezioni di microforme carsiche.

2.3 Analisi microscopiche

Sono stati prelevati campioni sia dalle successioni marine che dai depositi carsici continentali studiati in affioramento, per analisi in sezione sottile al microscopio polarizzatore. Questo studio ha riguardato gli aspetti composizionali, tessiturali, strutturali e diagenetici delle rocce.

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1 Successioni marine

Alla base della “formazione di Uggiano la Chiesa” (Fig. 2) è stato individuato un livello guida costituito da clasti grossolani fosfatizzati in matrice calcarenitica, la cui formazione e sedimentazione possono essere riferite al cambiamento climatico globale avvenuto al

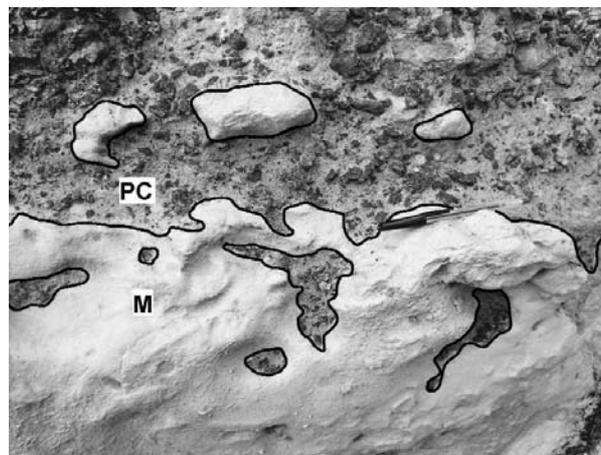


Figura 2: Contatto tra il livello guida con clasti fosfatizzati (PC) e le sottostanti marne (M) del Pliocene inferiore-medio (Otranto).

passaggio tra i piani medio e superiore del Pliocene (Delle Rose, 2006a).

Nelle “calcareni del Salento”, nella “formazione di Gallipoli” e nelle “sabbie a brachiopodi” (Pliocene superiore – Pleistocene inferiore) sono state individuate varie comparse dei cosiddetti “ospiti nordici”, quali *Arctica islandica*, che convenzionalmente segna l’inizio del Quaternario, *Mya truncata* e *Macoma Obliqua*, anch’essi di particolare rilevanza cronostratigrafica e paleoecologica (Delle Rose & Medagli, 2006). Tali comparse infatti caratterizzano il succedersi di differenti condizioni climatiche durante il Pleistocene “preglaciale”, scandite dai successivi arrivi di malacofaune nord-atlantiche nel Mediterraneo a preannunciare l’evoluzione verso il Pleistocene “glaciale”.

Di rilevanza sedimentologica, e possibile interpretazione quali prodotti di condizioni climatiche ed ecologiche idonee alla proliferazione di alcune specie viventi, sono inoltre alcuni livelli macrofossiferi (*shell concentrations* della letteratura internazionale) individuati ed analizzati.

3.2 Terrazzi marini pleistocenici

Sono stati individuati due terrazzi marini riferibili al Pleistocene (Delle Rose, 2006b). Uno di essi è compreso tra un orlo esterno a quota 125 m sul livello del mare e un margine interno a quota 145 m. A quest’ultimo elemento può essere riferito un alto livello di stazionamento marino correlabile con un periodo caldo interglaciale. Per questo terrazzo sono stati anche riconosciuti depositi di mare sottile con caratteristiche di *transgressive systems tract*.

La seconda superficie terrazzata ha un margine interno a circa 190 m sul livello del mare. I depositi probabilmente correlabili con tale morfologia riempiono fessure carsificate del substrato cretaceo e hanno composizione vulcanoclastica, biogenica e terrigena. La correlazione del primo tipo di apporto con il centro eruttivo di origine, fornendo un riferimento temporale, costituisce un ulteriore elemento utile alla ricostruzione del quadro paleoclimatico.

3.3 Depositi carbonatici continentali

Sono stati analizzati, in affioramento ed al microscopio a luce polarizzata, depositi carbonatici concrezionati sulla superficie di microforme carsiche cilindriche verticali (Delle Rose & Parise, 2003), già note come “pozzetti carsici” ma interpretate come biocostruzioni (Fig. 3). E’ stata così accertata la loro origine che risulta ascrivibile a precipitazione di carbonati in condizioni climatiche caldo-umide riferibili al tardo Pleistocene medio o a periodi più recenti. Altri *hardpans* calcarei sono stati osservati in corrispondenza di superfici sedimentarie e tettoniche. Tali depositi si collocano nell’ambito delle *calcrete* (o *caliche*) *crusts* e quindi assumono la rilevanza paleoclimatica propria di tali formazioni carbonatiche.

Tra gli speleotemi analizzati, sono degni di nota in questa sede quelli rinvenuti nella Grotta Piccola delle Mannute (Cacciatore & Delle Rose, 2003). Un tipo morfologico è riferibile agli “accrescimenti freatici” (*phrea-*



Figura 3: Sezione verticale di un “pozzetto carsico” affiorante a circa 2,5 km a nord di S. Andrea. gura 3: Sezione verticale di un “pozzetto carsico” affiorante a circa 2,5 km a nord di S. Andrea.



Figura 4: Concrezioni composite nella Grotta Piccola delle Mannute (3 km a nord di Leuca) e punto di prelievo di uno dei campioni petrografici.

tic overgrowth della letteratura internazionale). Si tratta di depositi chimici attualmente elevati 35-40 m sul livello del mare ma originati nella fascia intertidale, probabilmente durante l'interglaciale Riss-Würm o una fase calda più antica.

Altre concrezioni sono risultate bio-costruite da organismi fototropici, presentano analogie con i *calcareous tufas* e potrebbero anch'esse fornire indicazioni paleoambientali. In particolare il loro sviluppo è legato a condizioni caldo umide e un'ipotesi di lavoro è quella di una origine durante l'*Optimum* Climatico olocenico. Oltre a pseudo-stalattiti erratiche, le ricerche svolte hanno anche permesso di definire corpi composti con apice sigmoidale (Fig. 4), non ancora segnalati in letteratura e in parte formate da organismi bio-costruttori.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Le ricerche svolte nel Salento, regione centrale del Mediterraneo con clima temperato non continentale, dovranno essere approfondite sia in merito alle attribuzioni geocronologiche di dettaglio degli indicatori paleoclimatici individuati, che per le correlazioni con *proxy record* di altri contesti deposizionali e geografici. Il quadro paleoclimatico che verrà delineato, potrà indicare gli effetti locali di cambiamenti globali e costituire un contributo alla comprensione dell'interazione tra processi naturali e impatto antropico.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Cacciatore, G. & Delle Rose, M. 2003. Le concrezioni della grotta "Mannute Piccola" (Prov. di Lecce). *Grotte e dintorni*: 5, 49-58.
- Delle Rose, M. 2006a. Mediterranean Pliocene events in the Salento geological record. *Thalassia Salentina*. 29: 77-99.
- Delle Rose, M. 2006b. Indicatori paleoclimatici e paleobatimetrici di possibili stazionamenti marini quaternari (Puglia meridionale). *Atti 83a Riun. Soc. Geol. It.*: 109-111.
- Delle Rose, M. & Medagli, P. 2006. Osservazioni su strati con malacofaune "nordiche" del Pleistocene salentino. *Atti 83a Riun. Soc. Geol. It.*: 113-115.
- Delle Rose, M. & Parise, M. 2003. Pozzetti carsici e processi geomorfologici a Rocavecchia (prov. di Lecce). *Grotte e dintorni*: 5, 35-48
- EPICA C.M., 2004. Eight glacial cycles from Antarctic ice core. *Nature*: 429, 623-628.
- Howard W.R. 1997. A warm future in the past. *Nature*: 338, 418-419
- Raymo, M.E., Ruddiman, W.F., Backmann, J., Clement, B.M. & Martinson, D.G. 1989. Late Pliocene variation in northern Hemisphere ice sheets and North Atlantic deep water circulation. *Paleoceanography*: 4, 413-446.
- Shackleton, N.J. & Hall, M.A. 1984. Oxygen and carbon isotope stratigraphy of Deep Sea Drilling Project hole 552A: Pliocene-Pleistocene glacial history. *Init. Rept. DSSP 81*: 599-609.
- Scholle, P.A., Bebout, D.G. & Moore, C.H. (eds) 1983. *Carbonate depositional environments. Memoir 83*. Tulsa, Oklahoma: AAPG.

Le variazioni eustatiche e le influenze climatiche sull'evoluzione della Piana di Sibari nel Tardo Quaternario

R. Pagliarulo

Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica, CNR, Bari, Italia
r.pagliarulo@ba.irpi.cnr.it

SOMMARIO: Nell'ambito del Progetto Finalizzato "Beni Culturali" del CNR (1993-2002) sono stati condotti studi interdisciplinari di geomorfologia, mineralogia, tettonica e geotecnica per la definizione delle incidenze geologiche e geotecniche che hanno influito sulla evoluzione del sito archeologico di Sibari, localizzato nella piana alluvionale omonima, e per determinare le cause che hanno prodotto la subsidenza dell'area sin da tempi remoti. Le ricerche sono state effettuate con prove e misure *in situ* e con l'esecuzione di sondaggi geognostici a carotaggio continuo da cui sono stati prelevati, a diverse profondità, numerosi campioni di sostanza organica e resti fossili da sottoporre ad analisi al ^{14}C . Sulla base di questi dati, con il prosieguo delle ricerche, è stato possibile ricostruire con dettaglio la curva di risalita del livello del mare e, attraverso l'analisi dei profili litostratigrafici, biostratigrafici, e cronostratigrafici, di correlare gli eventi paleoclimatici con gli ambienti di sedimentazione.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 Caratteristiche geologiche dell'area

La Piana di Sibari, limitata a N e a NW dal massiccio carbonatico del Pollino e a S e SW dagli ammassi cristallini della Sila, strutturalmente è un graben, colmato da sedimenti alluvionali dello spessore di circa 400 m, costituiti da sabbie da fini a grossolane, da argille limose a ghiaie che si anastomizzano con frequenti eteropie di facies. A diverse profondità si rinvengono livelli di torbe. L'attività tettonica lungo i sistemi di faglie delimitanti il graben ha causato estesi movimenti verticali negativi nell'ambito del generale sollevamento della Catena Appenninica.

1.2 Le problematiche del sito

L'area archeologica di Sibari, costituisce un importante *case history* per la complessità delle fenomenologie che ne hanno condizionato l'evoluzione. Processi di subsidenza, sin da tempi remoti, hanno coinvolto il sito che si

trova ora immerso in depositi alluvionali. La ricerca archeologica ha identificato tre città sovrapposte: *Sybaris* (720-510 BC), *Thurii* (444- 285 BC) e *Copiae* (193 BC) attualmente ad una profondità che varia da 7 a 3,5 m al di sotto del piano campagna. Le aree di scavo sono Parco del Cavallo, Casa Bianca e Stombi. La subsidenza è il risultato della interazione di tre processi principali: tettonica, variazioni eustatiche e compressione dei sedimenti (Cherubini *et al.* 2000).

La componente attiva nel fenomeno è la compressione primaria dei sedimenti. Il tasso totale di subsidenza, calcolato in base alle età ^{14}C calibrate (anni BP) di campioni di torba, è di 5,4 mm/anno per i livelli più profondi, mentre diminuisce verso il piano campagna alle quote in cui si trovano i piani abitativi, raggiungendo il valore di 1,6 mm/anno. Tale valore è più o meno dello stesso ordine di grandezza del sollevamento tettonico medio dell'area. Questo dato, ottenuto dalla correlazione allo Stadio Isotopico Marino 5.5 del più vicino

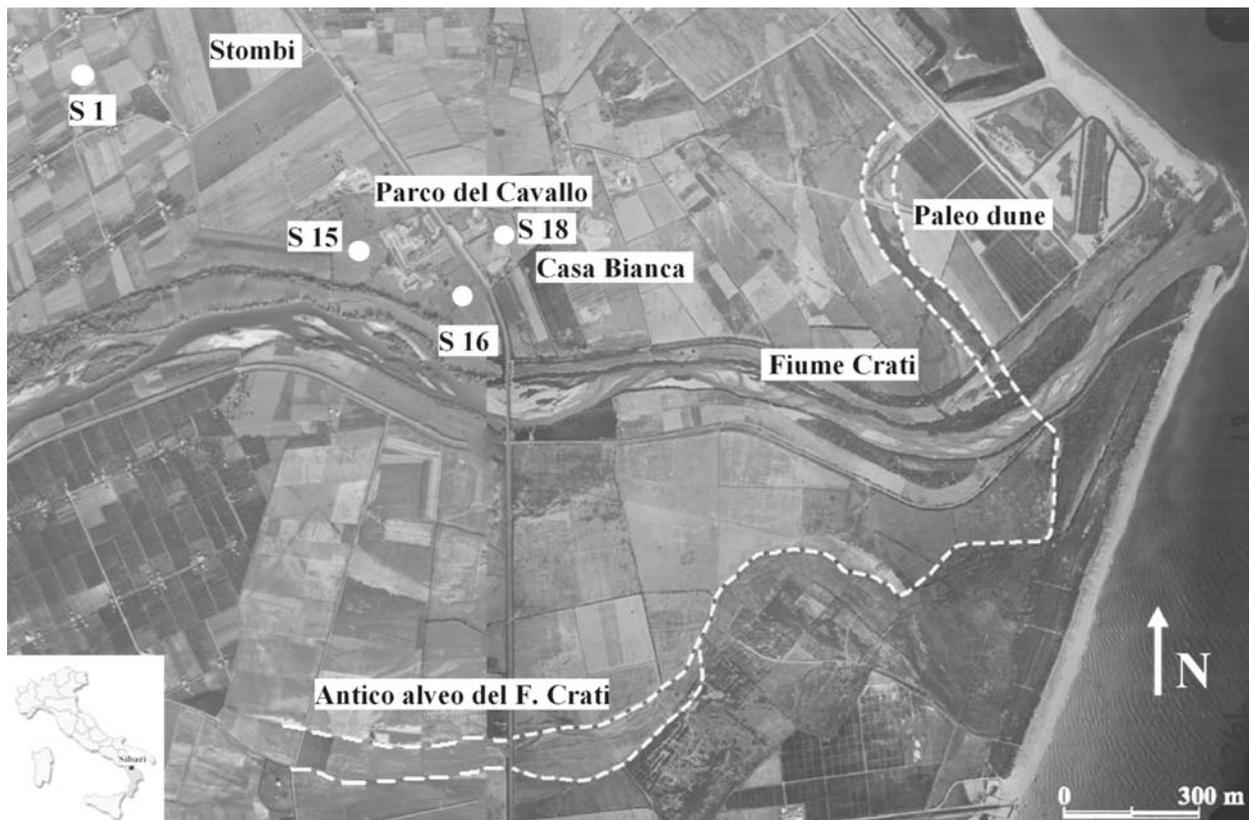


Figura 1: Ubicazione delle aree archeologiche di Sibari, dei sondaggi geognostici e andamenti dell'antico alveo del Fiume Crati e dei cordoni dunari del 1700 che dimostrano la progradazione del delta del Fiume Crati in epoca storica.

terrazzo marino, è di 0,7 mm/anno. I due movimenti, negativo e positivo quasi si annullano a vicenda, quindi il cedimento del suolo è quasi del tutto dovuto a cause geotecniche. (Fig. 1).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Attività pregressa

Nell'ambito del Progetto Finalizzato "Beni Culturali" del CNR (1993-2002) è stata condotta una ricerca multidisciplinare volta alla definizione delle incidenze geologiche e geotecniche sulla evoluzione storica e sulla scomparsa del sito archeologico di Sibari e alle metodologie atte alla salvaguardia delle aree archeologiche e alla difesa dalla cospicua falda acquifera (Cherubini *et al.* 1994). Le ricerche hanno compreso l'esecuzione di 20 sondaggi geognostici a carotaggio continuo, di cui 4 profondi (Fig. 2), numerose misure e controlli *in situ* ed in laboratorio sui campioni prelevati. Le datazioni convenzionali al ^{14}C , ottenute da torbe, frustoli carboniosi e resti

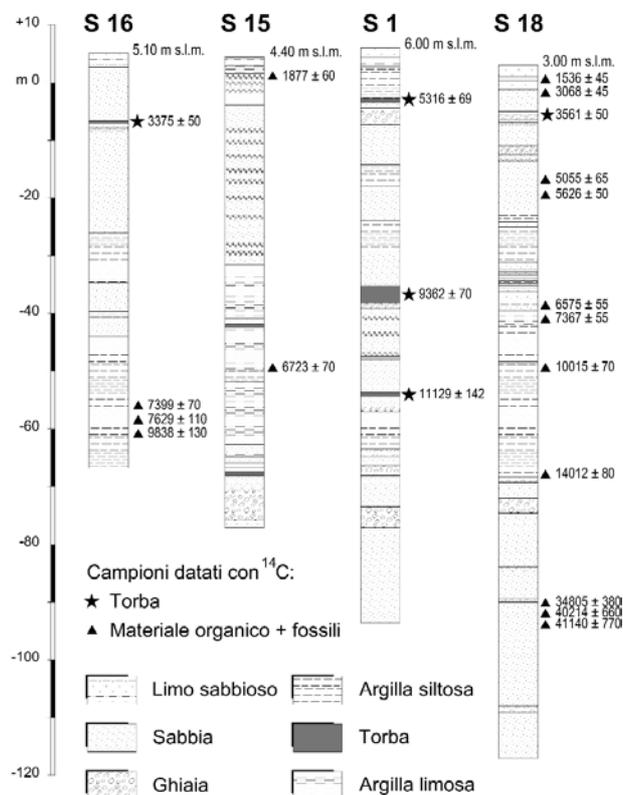


Figura 2 Profili stratigrafici dei sondaggi profondi con le età dei campioni al ^{14}C (età calibrate in anni BP).

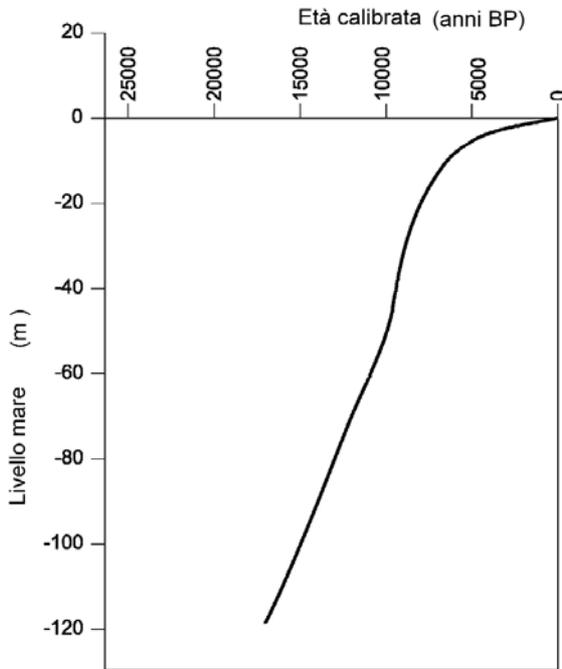


Figura 3 Curva di risalita del livello del mare ricostruita sulla base delle datazioni ^{14}C dei livelli di torba rinvenuti nei sondaggi.

fossili sono state eseguite al Centre de Recherches Geodynamiques di Parigi e a mezzo di analisi con AMS presso l'Australian National Tandem for Applied Research a Sydney a presso l'University of Tucson in Arizona. L'analisi dell'associazione faunistica alle diverse profondità ha permesso di definire e correlare gli ambienti di sedimentazione (Pagliarulo *et al.* 1995), (Pagliarulo & Cotecchia F. 2000).

2.2 Attività recente

Con l'approfondimento degli studi, in questi ultimi tre anni, sulla base del modello che ricostruisce le variazioni del livello mare per il Tardo Pleistocene e l'Olocene ed i relativi movimenti verticali (Lambeck *et al.* 2004; Antonioli *et al.* 2004), per il mare Mediterraneo e delle età ^{14}C calibrata dei campioni di torba rinvenuti nei sondaggi, si è ricostruita con dettaglio la curva di risalita del livello del mare negli ultimi 20.000 anni. La variazione del livello mare, sin dalla fine del Pleistocene, ha influenzato gli ambienti di sedimentazione innescando movimenti verticali nel livello di base dei corsi d'acqua (Fig. 3).

Sulla base delle osservazioni litologiche, crono e biostratigrafiche (Pagliarulo 2006), è stato possibile ricostruire l'evoluzione di questa porzione della Piana di Sibari e correlare le principali fasi paleoclimatiche con gli ambienti di sedimentazione nel Tardo Quaternario. La correlazione delle stratigrafie dei sondaggi profondi mette in evidenza a circa 75 m di profondità il passaggio tra i sedimenti ascrivibili alla fase fredda dell'Ultimo Massimo Glaciale e l'inizio della successiva trasgressione post-glaciale a partire dal Tardo Wurm. A questa fase è seguito un altro periodo freddo (Younger Dryas) fino a raggiungere la fase di massimo alluvionamento durante l'Optimum Climatico Olocenico con le temperature divenute più miti.

3 RISULTATI RILEVANTI

La ricerca ha messo in evidenza il complesso fenomeno di subsidenza in questa porzione della Piana di Sibari. Il tasso di subsidenza totale diminuisce dagli strati più profondi procedendo verso il piano campagna, dove sono immersi i resti archeologici. Essendo questo valore dello stesso ordine di grandezza del sollevamento tettonico, i due movimenti si annullano reciprocamente, quindi la componente attiva nel fenomeno subsidenza è la compressione primaria dei sedimenti. La presenza di livelli comprimibili profondi e di strati di torba ha determinato le dislocazioni differenziali dei piani abitativi.

Le variazioni della linea di costa sono il risultato dell'equilibrio tra i livelli del mare e le diverse fasi di sovralluvionamento del Fiume Crati. Dalla osservazione di mappe del 1700 e dalla localizzazione di uno scalo di allaggio per la riparazione delle imbarcazioni appartenente alla città di *Thurii*, nella zona Casa Bianca, si nota una progradazione del delta del Fiume Crati. L'antica struttura di Casa Bianca doveva necessariamente trovarsi, se non sulla linea di costa, almeno lungo un canale in stretta connessione con il mare, mentre attualmente dista circa 2,5 km.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Per il futuro, ciò che appare chiaramente è l'inversione dei *trends* evolutivi geomorfologici osservati e desunti da tutti i risultati delle analisi, misure e osservazioni di campagna effettuate nell'ambito di questa ricerca.

È plausibile pensare ad una ripresa e accelerazione dei fenomeni di subsidenza indotti essenzialmente da fattori antropici. Dalle misure topografiche, eseguite rispetto al caposaldo IGM localizzato sul ponte del Fiume Crati, per gli ultimi 50 anni, si registra un ulteriore abbassamento del suolo di 20 cm a causa di intensi ed indiscriminati emungimenti dalla falda acquifera.

La tendenza alla progradazione del delta del Fiume Crati osservata in tempi storici potrebbe ridursi in futuro o addirittura subire un arretramento a causa dello scarso apporto solido da parte del fiume, per la presenza di invasi artificiali realizzati a monte. Da qualche anno è già in corso un arretramento delle spiagge a Nord del delta.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

Antonioli F., Lambek K., Amorosi A., Correggiati A., Devoti S., Demuro S., Monaco C., Marocco R., Pagliarulo R., Orrù P., Silenzi S. 2004. *Sea level at 8 and 22 ka cal BP along the Italian coastline*. In Antonioli F. & Vai G.B. (eds.). *Climex Maps Italy Explanatory Notes*, 11-14.

Cherubini C., Cotecchia V., Pagliarulo R. 1994. *Geological and geotechnical problems connected with the disappearance of the ancient city of Sybaris*. *Sc. and Tech. for Cultural Heritage*. 3. 95-112.

Cherubini C., Cotecchia V., Pagliarulo R. 2000. *Subsidence in the Sybaris Plain (Italy)*. In Carbognin L., Gambolati G., Johnson A.I. (eds) *Land Subsidence*. Ravenna. 3-15.

Lambeck K., Antonioli F., Purcell F., Silenzi S., 2004. *Sea level change along the Italian coast for the past 10.000 yr*. *Quat. Sc. Reviews*, 23. 1567-1598.

Pagliarulo R., Cotecchia F., Coop M.R., Cherubini C. 1995. *Studio litostratigrafico e geotecnico della Piana di Sibari con riferimento all'evoluzione ambientale del sito archeologico*. *Geol. Appl. e Idrogeol.*, 30. Bari. 357-391.

Pagliarulo R. & Cotecchia F. 2000. *Le influenze dell'evoluzione geoambientale e della compressione dei sedimenti sulla scomparsa dell'antica Sybaris*. In Lollino G. (ed.). *Geoben 2000. Geological and Geotechnical influences in the preservation of historical and cultural heritage*. Torino. 715-722.

Pagliarulo R. 2006. *Coastal changes and the environmental evolution of the archaeological site of Sybaris (Southern Italy)*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*. 29. 51-59.

Gli ultimi cinque cicli climatici nella successione sedimentaria della pianura friulana

R. Pini, C. Ravazzi, M. Donegana

Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali, CNR, Milano, Italia

roberta.pini@idpa.cnr.it

SOMMARIO: Il CNR-IDPA ha partecipato al progetto di perforazione “Azzano Decimo” del CARG-FVG. Lo studio multistratigrafico ad alta risoluzione della carota ha consentito di elaborare un quadro delle relazioni tra variazioni climatiche, evoluzione degli ambienti continentali padano-alpini e marini dell’Alto Adriatico durante gli ultimi 5 cicli climatici. Lo studio palinostratigrafico ha evidenziato una successione ciclica di fasi forestali e steppiche, in fase con i cicli glacioeustatici. Questi ultimi sono stati ricostruiti tramite la curva paleobatimetrica degli intervalli a deposizione marina, che caratterizzano gli Stadi Isotopici Marini dispari. Viene messo a disposizione un record continuo anche per l’ultimo ciclo climatico (il Pleistocene Superiore). La dinamica forestale dell’Olocene in Pianura Padana differisce dagli interglaciali precedenti per cause in parte connesse alla dinamica climatica naturale e in parte per il contributo delle attività umane.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Uno degli strumenti informativi per lo studio del clima è l’analisi di lunghe e continue registrazioni sedimentarie. La modulazione dei cicli glaciali sulla dinamica regionale del clima dell’ultimo mezzo milione di anni nel bacino padano-adriatico è ben documentata nelle successioni deposte nella bassa Pianura friulana. Il regime subsidente dell’area ha determinato l’accumulo di una successione espansa e continua durante gli ultimi 5 cicli climatici. Sono registrati tanto i maggiori eventi glacioeustatici globali (ingresso marina durante gli stadi marini dispari) quanto eventi di scala millenaria. La palinostratigrafia ad alta risoluzione di questi depositi fornisce un *proxy* utile per esaminare le relazioni tra i climi e gli ambienti continentali - in particolare la struttura degli interglaciali - con corrispondenti oscillazioni marine e variazioni dell’attività fluviale.

Gli obiettivi del progetto della perforazione “Azzano Decimo” (CARG, FVG, C.N.R. IDPA e IGG, Univ. Udine, Padova, Trieste,

Roma, Berna) sono quindi i seguenti:

- fornire un quadro delle relazioni tra variazioni climatiche, ambienti continentali padano-alpini e marini dell’Alto Adriatico durante gli ultimi 5 cicli glaciali;
- esaminare i limiti della variabilità naturale della vegetazione della Pianura Padana per evidenziare il contributo delle attività umane ai cambiamenti ambientali e climatici intervenuti durante l’Olocene;
- evidenziare l’impatto delle oscillazioni glacioeustatiche e dei maggiori mutamenti degli ambienti continentali sui sistemi fluviali;
- costruire una scala biostratigrafica e climatostratigrafica utile ad ulteriori studi geologici nella regione padano-alpina.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Il sondaggio CARG-FVG4 Azzano Decimo

Nell’ambito del progetto CARG della Regione Friuli-Venezia Giulia è stato scelto un settore subsidente, in posizione distale

rispetto ai sistemi deposizionali pedalpini. È stato quindi eseguito un carotaggio con tecnica wire-line che ha consentito il recupero di una serie sedimentaria lunga 262 m.

2.2 Indagini multidisciplinari

La carota di Azzano Decimo è stata oggetto di indagini multistratigrafiche: determinazioni geocronologiche (datazioni ^{14}C e IRSL), analisi pollinica, studio delle associazioni fossili a ostracodi e nanofossili calcarei, analisi sedimentologiche, pedologiche e petrografiche, misura della suscettività magnetica e del gamma-ray (Zanferrari *et al.*, eds., in stampa).

2.2.1 Cronologia della successione

Le età ^{14}C (AMS/radiometriche) hanno consentito di costruire un modello età-profondità relativo ai 35 m sommitali della successione. Oltre il limite del metodo del radiocarbonio, l'età dei sedimenti è stata definita attraverso i metodi della cronologia relativa (palinostratigrafia, confronto con record isotopici dai fondali oceanici e dalle calotte glaciali, confronto della curva paleobatimetrica con il record globale delle oscillazioni glacio-eustatiche). Datazioni IRSL sono attualmente in corso presso l'Università di Berna.

2.2.2 Ambienti deposizionali

Dati micropaleontologici e l'analisi di facies hanno consentito di caratterizzare gli ambienti deposizionali che si succedono lungo i 262 m della carota di Azzano Decimo (Zanferrari *et al.*, eds., in stampa). L'alternanza di depositi marini, transizionali e continentali (Fig. 1) documenta gli effetti delle oscillazioni glacio-eustatiche. Nel complesso comunque, considerati i tassi di subsidenza, la successione di Azzano Decimo mostra un trend regressivo, caratterizzato da una velocità media di sedimentazione stabile.

2.2.3 Analisi pollinica

Lo studio palinostratigrafico è stato in gran parte svolto grazie ad una Tesi di Dottorato finanziata dal C.N.R. (Pini, 2005) ed ha compreso, oltre all'identificazione di polline e

spore, alghe, funghi e microparticelle di carbone. Sono stati studiati 400 campioni con distanza stratigrafica di circa 1000 anni.

3 RISULTATI RILEVANTI

Il diagramma pollinico offre un quadro articolato della storia della vegetazione nel bacino padano-adriatico e delle variazioni dell'ambiente sedimentario. Vi si osserva una successione ciclica di fasi forestali di clima temperato caldo, con fasi oceaniche e fresche, in alternanza con fasi steppiche (steppe e foreste-steppe) di clima continentale arido (Fig. 1, curva xerofite).

Il confronto tra fasi vegetazionali osservate nella porzione inferiore-media della carota di Azzano Decimo e i cicli glacio-eustatici mostra che gli episodi di espansione di vegetazione forestale sono generalmente in fase con le trasgressioni marine, mentre gli episodi steppici sono in fase con eventi di regressione (Fig. 1). In alcuni casi la trasgressione raggiunge il sito con un ritardo di alcune migliaia di anni rispetto all'inizio dell'interglaciale (Fig. 1, stadio isotopico 11). Tale lag riflette la durata della rispettiva *termination* ovvero dipende dalla velocità di risalita del livello del mare fino al sito in esame, dopo l'inizio della deglaciazione.

Ciascuna fase forestale presenta un momento iniziale caratterizzato dalla diffusione di boschi di latifoglie termofile decidue, cui seguono boschi misti di abete bianco e latifoglie di clima oceanico. Densissime foreste dominate da *Abies* hanno caratterizzato le fasi centrali degli interglaciali. Per questi intervalli le stime di precipitazioni sono quasi doppie di quelle attuali. L'assenza di una fase ad *Abies* nell'Olocene distingue la dinamica climatica della parte iniziale dell'Olocene, e in parte dipende dalle attività antropiche. *Fagus* distingue fasi medie ed avanzate dei periodi temperati.

La parte superiore della carota di Azzano (0-78 m) è deposta in ambiente continentale (fluviale, palustre, di torbiera) e contiene episodi di pedogenesi. La fase con vegetazione aperta

di clima temperato freddo o freddo riconosciuta alla base di questo tratto rappresenta l'espressione biostratigrafica della penultima maggiore fase glaciale che ha riguardato il settore alpino sud-orientale, riferibile al MIS 6. Durante questo intervallo i tassi di sedimentazione sono confrontabili con i valori stimati durante l'accrescimento del sandur fluvio-glaciale durante l'Ultimo Massimo Glaciale. Il MIS 6 è seguito dallo sviluppo di una successione forestale correlabile con il penultimo interglaciale (Eemiano). La dinamica forestale mostra una significativa correlazione con successioni eemiane nord-alpine (Mondsee; Füramoos) e mediterranee (Valle di Castiglione). Una sequenza di fasi stadiali/interstadiali segue l'Eemiano ed è a sua volta seguita dall'espansione di xerofite, che segna l'inizio del MIS 4.

È stato messo in evidenza il ruolo dell'incendio nella dinamica ambientale del mosaico di foreste di conifere e betulle, steppe e semideserti durante i MIS 4-3.

Durante l'Ultimo Massimo Glaciale si verifica l'accrescimento di un sandur con elevata velocità di sedimentazione. Questo corpo è correlato con i depositi glaciali dell'anfiteatro del Tagliamento. La deposizione di palinomorfi rimaneggiati da sedimenti del Pleistocene Inferiore è costantemente in relazione con l'abrasione glaciale.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Dalla dinamica climatica evidenziata per gli ultimi 500 mila anni nella successione di Azzano Decimo potranno scaturire:

- l'elaborazione quantitativa dei dati palinologici consentirà di ottenere stime di precipitazione, temperatura, stagionalità;
- un approfondimento degli eventi climatici improvvisi e in particolare delle terminazioni glaciali sulla dinamica fluviale e vegetazionale della Pianura Padana;
- l'implementazione del modello cronologico tramite datazioni IRSL (in corso) e un'indagine magnetostatigrafica sulle escursioni geomagnetiche;

- la definizione di criteri palinostratigrafici utili alla distinzione degli interglaciali tardo-quadernari e per il CARG;
- La ricerca di eventuali tephra permetterà di sviluppare teleconnessioni a scala mediterranea.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Pini R. 2005. Stratigrafia pollinica del Pleistocene nel Bacino Padano. Tesi di Dottorato di Ricerca, Università degli Studi di Milano-Bicocca e CNR.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M. 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quat. Sci. Rev.*, 21: 295-305.
- Zanferrari, A., Avigliano, R., Fontana, A., Paiero, G. (eds.). Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 086, San Vito al Tagliamento. *Servizio Geologico d'Italia*.

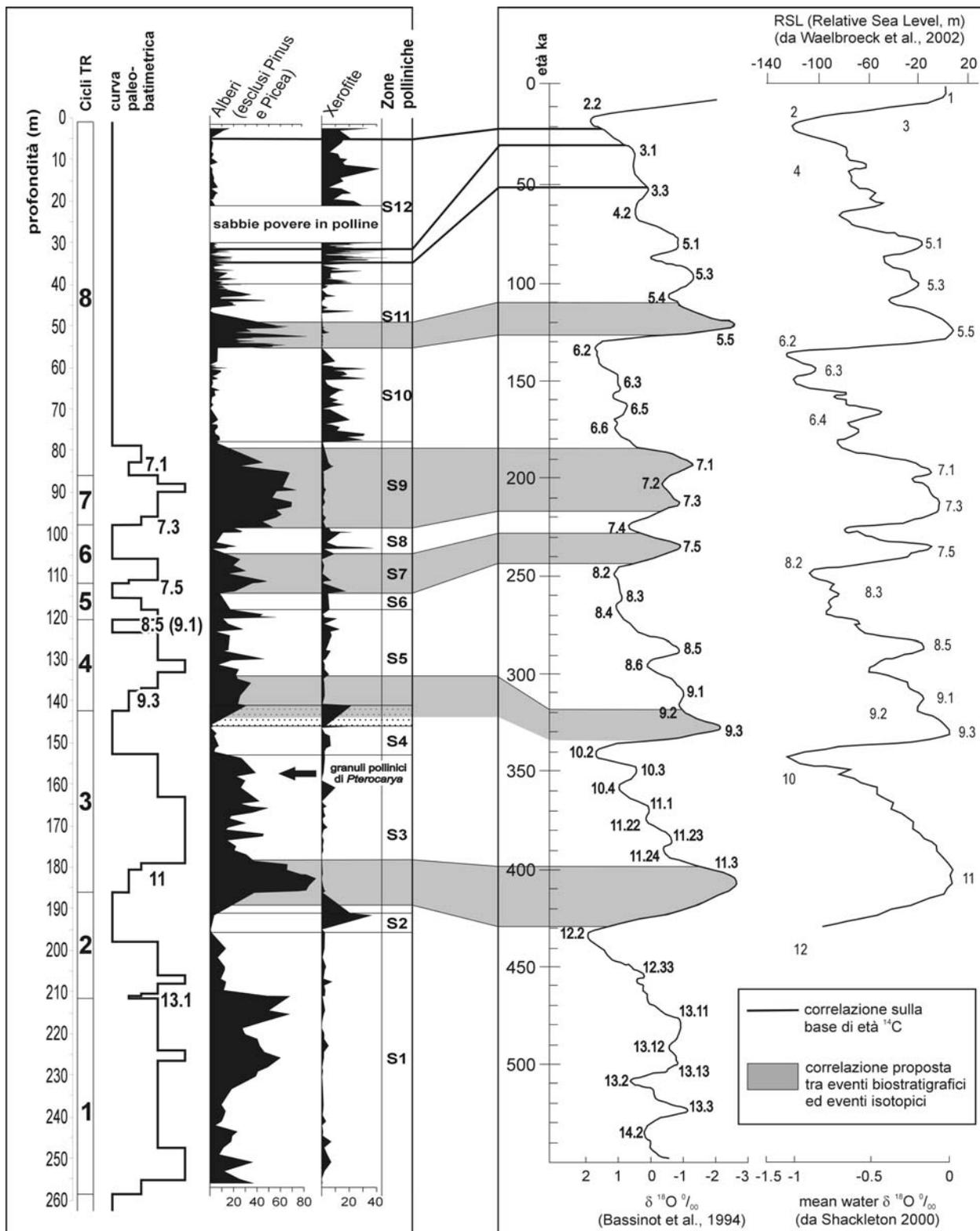


Figura 1: La successione paleobatimetrica (da Zanferrari *et al.*, eds., in stampa) e palinostratigrafica della perforazione di Azzano Decimo (Pianura Friulana), a confronto con il record isotopico composito, ottenuto da Bassinot *et al.* (1994) per le basse latitudini, e con la curva delle oscillazioni glacioeustatiche di Waelbroeck *et al.* (2002). Con bande grigie sono indicati i principali intervalli caratterizzati da densa vegetazione forestale e la correlazione proposta con cicli orbitali di precessione, impiegati nella suddivisione degli Stadi Isotopici Marini dispari.

Controllo climatico sull'accumulo di sedimenti di margine Olocenici e Pleistocenici del Mar Tirreno Orientale

M. Iorio¹, L. Sagnotti², F. Budillon¹, J.C. Liddicoat³, R.S. Coe⁴, E. Marsella¹

¹*Istituto per l'Ambiente Marino Costiero, CNR, Napoli, Italia.*

²*Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma, Italia*

³*Columbia University, New York, New York, USA*

⁴*California University, S. Cruz, California, USA*

marina.iorio@iamc.cnr.it

SOMMARIO: Dati di paleovariazioni secolari (PSV) del campo geomagnetico sono stati ottenuti negli ultimi 25.000 anni da diverse carote recuperate nel Golfo di Salerno (Mar Tirreno orientale). Le curve composte di PSV, sono comparate con le "PSV Master Curves" britanniche e francesi. La comparazione fornisce uno strumento cronologico per determinare un trend di accrescimento del tasso di sedimentazione nell'Olocene superiore e di variazione ad intervalli di circa 1000 anni nell'Olocene medio della piattaforma. Inoltre durante i due principali episodi caldi del Mediterraneo a circa 3.3 e tra 6-9 ka sia la piattaforma che la scarpata superiore registrano un aumento con successiva diminuzione del tasso di sedimentazione, mentre ulteriori diminuzioni si registrano, in scarpata superiore, durante l'ultimo picco Glaciale (LGM) e l'interstadio Bølling-Allerød, suggerendo così un'influenza climatica sui processi di accumulo dei sedimenti del margine del Golfo di Salerno.

1 INTRODUZIONE

Il Campo Geomagnetico fluttua su un ampio intervallo di scale temporali. Tali fluttuazioni sono state usate, tra l'altro, in studi di stratigrafia per correlare e datare i sedimenti. In tale ambito le curve di riferimento di paleovariazioni secolari del campo magnetico terrestre "PSV Master Curves", (calibrate con una stima indipendente dell'età), coprono qualche migliaio di anni e sono generalmente ritenute valide su scala regionale (1000-2000 km).

Tali curve sono state stabilite da misure geomagnetiche dirette negli ultimi 400 anni e, nei restanti intervalli di tempo, da "proxy records" provenienti da materiali archeologici, lave e successioni sedimentarie espanse marine e lacustri. In questo lavoro usando un modello d'età Olocene-Pleistocene superiore, ottenuto con datazioni PSV in sedimenti marini recuperati nel Golfo di Salerno (Mar Tirreno orientale), si

presenta una variazione del trend di aggradazione del margine in relazione ad eventi climatici noti.

2 DATI E METODI

Studi ad alta risoluzione sedimentologici, petrofisici e paleomagnetici (intervalli di campionatura 1 e 2 cm e in continuo U-Channels), furono effettuati presso i Laboratori di Petrofisica dell'IAMC-CNR di Napoli e di Paleomagnetismo dell'INGV di Roma, dell'Università di Napoli Federico II, e dell'Earth Science Department dell'Università della California S. Cruz, USA, su cinque carote a gravità, prelevate in sedimenti marini provenienti dalla piattaforma interna indisturbata e dalla scarpata superiore del Golfo di Salerno. Le proprietà petrofisiche (la Suscettività Magnetica di Volume, la Densità da Raggi Gamma, e le Variazioni di Colore) furono

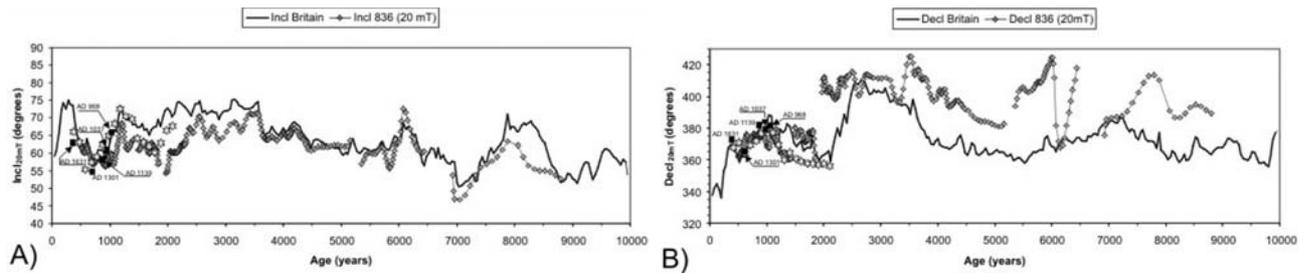


Figura 1: Variazioni di inclinazione (A) e declinazione (B) paleomagnetica per la carota C836 e per le isole Britanniche (Turner and Thompson 1981; 1982) plottate verso il tempo. Per chiarezza grafica, in (B) tutte le declinazioni orientali (i.e. minori di 65° nei nostri dati) sono state arbitrariamente aumentate di 360°. Stelle e quadrati solidi mostrano, rispettivamente, le direzioni paleomagnetiche ottenute, per gli ultimi 2000 anni, da manufatti archeologici in Francia, e dalle lave del Vesuvio e dell' Etna (Da Iorio *et al.* 2004).

misurate usando il GEOTEK Multi-Sensor Core Logger, mentre le proprietà paleomagnetiche furono ottenute usando magnetometri Molspin Minispin e DC SQUID “2G Enterprise”.

Per correlare i dati sedimentologici paleomagnetici e petrofisici delle carote e per ottenere sezioni singole di riferimento (una teorica sezione stratigrafica continua) per i siti coinvolti, i dati petrofisici di ogni carota furono processati usando un programma interattivo (SPLICER) su piattaforma UNIX.

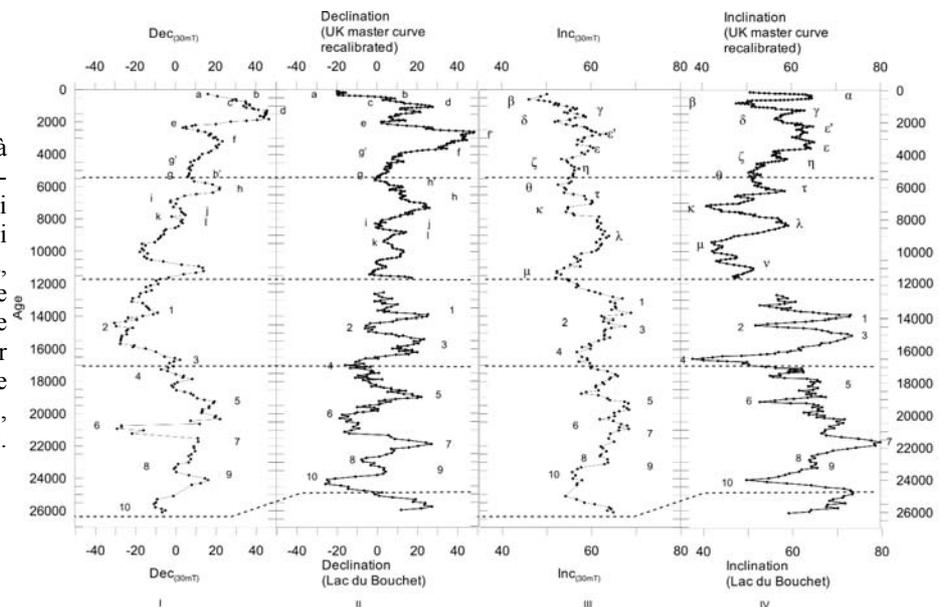
3 RISULTATI

I sedimenti, costituiti in prevalenza da fanghi marini coerenti, indicanti sedimentazione continua e indisturbata in un ambiente di piattaforma interna e di scarpata, sono intercalati da diversi livelli di tefra vulcanici provenienti dal Vesuvio o dai Campi Flegrei. La magnetizzazione carat-

teristica rimanente è ben definita, e presenta andamenti stratigrafici e oscillazioni caratteristiche che, insieme con i dati petrofisici, possono essere correlate tra le carote. Due modelli di età, con l'ausilio di datazione radiocarboniche AMS¹⁴C e tefrocronologiche furono proposte per le due curve PSV di piattaforma e scarpata (Iorio *et al.* 2004; Iorio *et al.* in stampa). I sedimenti recuperati coprono un intervallo temporale di circa 25ka che va dall'Olocene al tardo Pleistocene. Fu anche effettuata una stima dell'incertezza (variabile da poche decine a qualche centinaia di anni) sull'età ottenuta con metodologie PSV per la prima volta in sedimenti marini (Sagnotti *et al.* 2005).

Le due curve PSV di alta risoluzione Figure 1 e 2, furono comparate con le “PSV Master Curves” di riferimento britanniche (Turner and Thompson, 1981; 1982), e francesi (Lac du Bouchet, Thouveny *et al.* 1990) e ciò permise un calcolo dettagliato delle variazioni dei tassi

Figura 2: Modello d'età Olocene/Pleistocene superiore. (I e III) Variazioni di declinazione relativa e di inclinazione paleomagnetica, per la carota C1201, plottate verso il tempo e correlazione (II e IV) con le “PSV Master Curves” britannica e francese (Turner and Thompson, 1981; 1982 e Thouveny *et al.* 2000) (Iorio *et al.* in press)



di sedimentazione nei due ambienti sedimentari di piattaforma interna e scarpata. Tali tassi di sedimentazione furono comparati tra loro e con quelli ottenuti con metodologia radiocarbonio AMS¹⁴C (Buccheri *et al.* 2000) in sedimenti provenienti dallo stesso margine (Figura 3). I tre record di tassi di sedimentazione ottenuti con le due metodologie mostrano un buon accordo nell'ambito del trend generale, ma risulta che le datazioni con PSV sono molto più dettagliate, grazie probabilmente alla modalità di campionatura in continuo.

L'aumento del tasso di sedimentazione nella piattaforma per l'Olocene superiore è simile a

Comparazione dei tassi di sedimentazione del margine del Golfo di Salerno

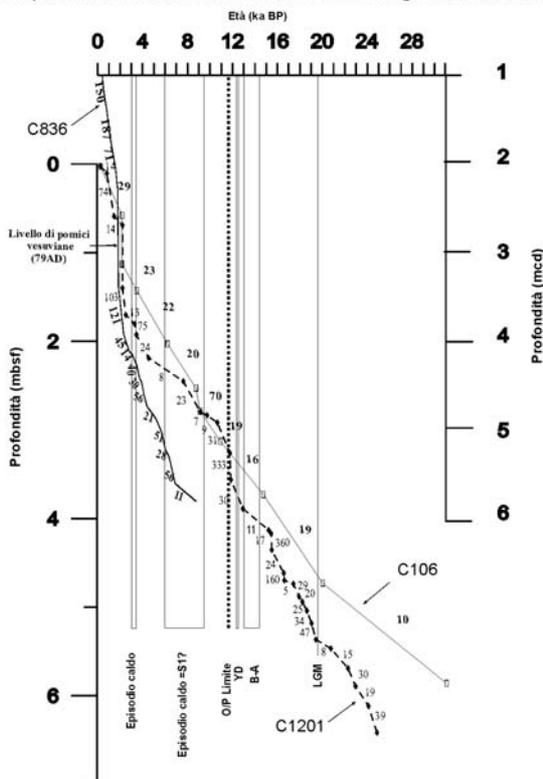


Figura 3: Comparazione dei tassi di sedimentazione ottenuti con cronologia ¹⁴C e PSV in carota C106 (Buccheri *et al.* 2002), C1201 e C836 (Iorio *et al.* 2004; in stampa). Vedi testo per spiegazioni. I numeri, verticali per la carota C836 perforata in piattaforma, orizzontali in neretto e neri per le carote C106 e C1201 perforate in scarpata superiore, indicano le variazioni (esprese in cm/ka) dei tassi di sedimentazione in relazione all'età ed alla profondità del sedimento. O/P: Limite Olocene/Pleistocene. YD, B-A, LGM indicano rispettivamente: Younger Dryas evento freddo breve, Interstadio Bølling-Allerød e ultimo picco Glaciale. Nota che la scala di profondità per la carota C836 è sul lato destro e comincia ad 1 metro di profondità composta (mcd) (profondità ottenute in Iorio *et al.*, 2004, combinando i risultati paleomagnetici dalla carota C836 e di due altre carote sedimentarie) (Da Iorio *et al.* 2004 in stampa modificato).

quello osservato nel record stratigrafico degli ultimi 6000 anni nella piattaforma adriatica (Rolph *et al.* 1996), ed è consistente con il modello di stratigrafia sequenziale (Trincardi *et al.* 1994).

D'altra parte la piattaforma del Golfo di Salerno è marcata da episodi di aggradazione istantanea che riflettono contributi di alluvionamento terrestre (Budillon *et al.* 2005). Questo suggerisce che la sedimentazione della piattaforma possa essere sensibile ad eventi sia locali che climatici più generali. Ed in effetti oscillazioni del tasso di sedimentazione si riscontrano nell'Olocene medio-superiore della piattaforma con intervalli regolari di circa 1000 anni (Figura 3). Inoltre durante i due principali episodi caldi del Mediterraneo (Buccheri *et al.* 2002) a circa 3.3 e tra 6,5-9 ka, sia la piattaforma che la scarpata registrano prima un aumento e poi una diminuzione del tasso di sedimentazione. Infine le altre due diminuzioni significative del tasso di sedimentazione della scarpata si registrano durante l'interstadio Bølling-Allerød a circa 14,5 ka e durante l'ultimo picco Glaciale (LGM) a circa 19,5 ka.

4 CONCLUSIONI

Sedimenti marini recuperati nel Mediterraneo occidentale, registrano variazioni secolari del campo magnetico terrestre durante gli ultimi 25ka. Questa è la prima volta che un record di variazioni paleosecolari Olocenico/Pleistocenico del campo magnetico terrestre è ottenuto in sedimenti marini del Tirreno orientale.

Il modello d'età proposto per i primi 25ka fornisce un inquadramento cronologico originale che permette di determinare un progressivo aumento nel tasso di sedimentazione durante il tardo Olocene, in accordo con il trend di aumento identificato in carote dell'Adriatico occorso durante la massima estensione della trasgressione post-glaciale.

La cronologia PSV ottenuta è stata comparata con una cronologia radiocarbonica ottenuta in sedimenti della stessa area, e mostra un buon accordo con minori differenze principalmente

dovute alla maggiore risoluzione delle datazioni PSV.

Oscillazioni del tasso di sedimentazione con intervalli regolari di circa 1000 anni e la coincidenza per l'Olocene medio superiore dei principali cambi di tassi di sedimentazione durante periodi climatici caldi conosciuti nel Mediterraneo (in particolare a circa 3,3 e tra 6,5-9 ka) nonché la diminuzione del tasso di sedimentazione durante il Pleistocene all'interstadio Bølling-Allerød (14,5 ka) e all'ultimo massimo Glaciale (19,5 ka) suggeriscono una influenza climatica sulla sedimentazione della piattaforma del Golfo di Salerno. E' inoltre in corso un lavoro interdisciplinare di studio di proxy climatici (i.e. Foraminiferi, Nannofossili, Isotopi dell'Ossigeno e del Carbonio) nei sedimenti per distinguere l'influenza di variazioni climatiche locali da quelle globali (Lirer *et al.* in prep.). Il modello proposto trova applicazione in studi regionali sedimentari, tefrocronologici e paleoclimatici (Iorio *et al.* 2004). L'ulteriore ricerca sarà tesa ad estendere i risultati ad altre regioni del Mediterraneo occidentale, al fine di costruire una curva di riferimento regionale.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Buccheri, G., Capretto G., Di Donato, V., Esposito P., Ferruzza G., Pescatore T., Russo Ermolli E., Senatore M. R., Sprovieri M., Bertoldo M., Carella D., Madonia G. 2002: A high resolution record of the last deglaciation in the southern Tyrrhenian Sea: environmental and climatic evolution. *Marine Geology*, 186, 447-470.
- Budillon, F., Violante C., Conforti A., Esposito E., Insinga D., Iorio M. & Porfido S., 2005. Event beds in the recent prodelta stratigraphic record of the small flood-prone Bonea stream (Amalfi Coast, Southern Italy). *Marine Geology*, 419-441.
- Iorio, M., Sagnotti, L., Angelino, A., Budillon, F., D'Argenio, B., Dinare`s-Turell, J., Macri, P. & Marsella, E., 2004. High-resolution petrophysical and palaeomagnetic study of late-Holocene shelf sediments, Salerno Gulf, Tyrrhenian Sea, *Holocene*, 14, 426-435.
- Iorio, M., Liddicoat, J.C., Budillon, F., Tiano, P., Incoronato, A., Coe, R.S., e Marsella E., Palaeomagnetic Secular Variation Time Constrain of Late Neogene Geological Events in Sediment from Eastern Tyrrhenian Sea Margin. *In: External Controls on Deep-Water Depositional Systems. Society for Sedimentary Geology, SEPM Spec. Pub.*, in stampa.
- Rolph, T.C., Oldfield, F. e Post, K.D. 1996, Palaeomagnetism and rock-magnetism results from lake Albano and the central Adriatic Sea (Italy). In Guilizzoli, P. and Oldfield, F., editors, Palaeoenvironmental analysis of Italian Crater Lake and Adriatic sediments. *Memorie dell'Istituto italiano di idrobiologia Pallanza, Italy*, Consiglio Nazionale delle Ricerche, (CNR) Istituto Italiano di Idrobiologia, 55, 265-83.
- Sagnotti, L., Budillon, F., Dinare`S-Turell, J., Iorio, M., and Macri, P., 2005. Evidence for a variable paleomagnetic lock-in depth in the Holocene sequence from the Salerno Gulf (Italy): Implications for "high-resolution" paleomagnetic dating. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, Q11013, doi:10.1029/2005GC001043.
- Thouveny, N., Creer, K.M., e Blunk, I., 1990, Extension of the Lac du Bouchet palaeomagnetic record over the last 120,000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 97, 140-161
- Trincardi, F., Correggiari, A. e Roveri, M. 1994: Late Quaternary transgressive erosion and deposition in a modern epicontinental shelf: the Adriatic semienclosed basin. *Geomarine Letters*, 14, 41-51.
- Turner, G.M. & Thompson, R., 1981. Lake sediment record of the geomagnetic secular variation in Britain during the Holocene times. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 65, 703-725.
- Turner, G.M. & Thompson, R., 1982. The transformation of the British geomagnetic secular variation record for Holocene times. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 70, 789-792.

L'evoluzione del clima nell'area mediterranea durante l'intervallo 20.000-70.000 anni

M. Sprovieri¹, N. Pelosi¹, R. Sprovieri², A. Incarbona², M. Ribera d'Alcalá³

¹*Istituto per l'Ambiente Marino Costiero, CNR, Napoli, Italia*

²*Dipartimento di Geologia e Geodesia, Università di Palermo, Italia*

³*Stazione Zoologica "Anton Dohrn", Napoli, Italia*

mario.sprovieri@iamc.cnr.it

SOMMARIO: Questo contributo si ripropone di mostrare i risultati di uno studio ad alta risoluzione (scala decadale) effettuato su una carota sedimentaria prelevata nel Canale di Sicilia durante il Leg 160 ODP Site 963 e ricoprente l'intervallo temporale 20.000-70.000 anni. Tutte le fluttuazioni improvvise a scala decadale precedentemente registrate nelle carote di ghiaccio prelevate nei due emisferi e in molti altri record marini e continentali sono state fedelmente documentate tramite l'utilizzo di traccianti faunistici, floristici e geochimici misurati nel record sedimentario considerato. Il bacino mediterraneo appare un fedele registratore di tutte le dinamiche climatiche più importanti che coinvolgono almeno il sistema emisferico settentrionale e ancor più appare come un amplificatore di tali segnali a causa delle variazioni nei budget evaporazione/precipitazione generalmente associati a variazioni di temperatura atmosferica e, possibilmente, allo spostamento della fascia di Convergenza Intertropicale.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

La scoperta di improvvise e rilevanti fluttuazioni climatiche durante l'intervallo di tempo compreso tra circa 20.000 e 100.000 anni (noti come Stadiali ed Interstadiali degli eventi Dansgaard-Oeschger), nei record di ghiaccio della Groenlandia (Carote di ghiaccio GISP2, GRIP, NGRIP; e.g., Johnsen *et al.*, 1992; Dansgaard *et al.*, 1993; Jouzel, 1994; NGRIP members, 2004) e della zona antartica (carote di ghiaccio EPICA, e.g., Bender *et al.*, 1994; Mayewski *et al.*, 1996; EPICA Community Members, 2006) ha focalizzato l'attenzione di parte della comunità scientifica internazionale interessata a studiare le dinamiche del clima nel passato per una più profonda comprensione dei processi che ne determinano l'evoluzione.

Le fluttuazioni di composizione isotopica dell'ossigeno documentate nei ghiacci polari e attribuite a variazioni fino a circa 10°C di temperatura della bassa atmosfera in brevissimi intervalli di tempo (scala decadale), seguite da più lenti effetti di raffreddamento sono state negli ultimi anni documentate in molti altri record continentali (speleotemi, sedimenti lacustri, etc.) e marini (carote di sedimento, coral-

li, etc.) sulla base di traccianti faunistici, floristici, geochimici ed isotopici (e.g., Behl & Kennett, 1996; Kotilainen & Shackleton, 1995; Martrat *et al.*, 2004; Porter & An, 1995; Schulz *et al.*, 1998; Siero *et al.*, 2005) che è noto rappresentano risposte fedeli a forzanti climatiche/oceaniche. Questo studio presenta i risultati relative alle analisi di un record sedimentario campionato ad alta risoluzione (circa un campione ogni 40 anni) per l'intervallo 20.000-70.000 anni. Il record sedimentario è il Leg 160 ODP Site 963A (37° 102.1480' N, 13° 110.6860' E; 480m) campionato durante la crociera oceanografica ODP nel 1997 nel Canale di Sicilia (Mediterraneo centrale) (Emeis *et al.*, 1996; Sprovieri *et al.*, 2003).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 I traccianti utilizzati

Sono stati analizzati i valori di composizione isotopica dell'ossigeno e del carbonio della specie di foraminifero planctonico *Neogloboquadrina pachyderma* (organismo che vive a profondità di circa 150-200 mt della colonna d'acqua; Rohling *et al.*, 2004) e bentonico *Uvigerina peregrina*. Entrambi questi organismi secernono il loro guscio in equilibrio iso-

topico (o con un offset noto e ritenuto sostanzialmente invariante nel tempo) con l'acqua di mare all'interno della quale vivono. Così, i valori di composizione isotopica registrati dal guscio carbonatico di questi due organismi possono essere utilizzati come fedeli registratori della composizione isotopica di acqua intermedia (di origine orientale) e profonda del bacino mediterraneo, durante il periodo di tempo considerato.

È stata inoltre misurata la variabilità nella distribuzione quantitativa della specie di foraminifero planctonico *Globigerinoides ruber* la cui abbondanza è considerata funzione di della variabilità di temperatura dell'acqua di mare superficiale (e.g., Sprovieri *et al.*, 2003) e della specie di nannofossile calcareo *Florisphaera profunda* indicatore di variazioni di produttività superficiale (e.g., Beaufort *et al.*, 1997, 2001).

3 RISULTATI RILEVANTI

Le significative variazioni (impoverimenti e positivizzazioni) nei valori di composizione isotopica dell'ossigeno registrate sia sui gusci di *N. pachyderma* che di *U. peregrina* (Figura 1) in corrispondenza degli eventi di riscaldamento e raffreddamento registrati nei ghiacci polari (rispettivamente gli interstadiali e gli studiali dei D/O) suggeriscono una risposta fedele dell'area mediterranea a forzanti climatiche che hanno interessato l'intero emisfero settentrionale durante l'intervallo di tempo considerato. La comparazione con i valori di composizione isotopica dell'ossigeno precedentemente misurati su carote prelevate nella zona occidentale del bacino mediterraneo (Cacho *et al.*, 1999; Cacho *et al.*, 2000; Sierro *et al.*, 2005) mostrano variazioni dello steso tipo nei record isotopici seppur meno ampie rispetto a quelle registrate nel record ODP Site 963A suggerendo una più complessa e soprattutto longitudinalmente differenziata risposta oceanografica agli eventi D/O all'interno del bacino mediterraneo. Si ritiene che, oltre all'effetto di riscaldamento atmosferico e marino registrato durante le fasi di interstadiali dei singoli D/O fedelmente registrati dall'aumento relativo delle percentuali di abbondanza della specie di foraminifero planctonico *G. ruber* (Figura 1), una significativa componente di variazione dei budget di evaporazione e precipitazione abbia interessato l'area

orientale del bacino e soprattutto le zone di formazione di acqua intermedia ivi localizzate amplificando il segnale di negativizzazione del record isotopico dell'ossigeno (sia per quanto riguarda la parte intermedia che profonda della colonna d'acqua). Un limitato spostamento verso Nord della Intertropical Convergence Zone (ITCZ) potrebbe avere direttamente influito sul regime di piovosità dell'area orientale del bacino mediterraneo provocando l'impoverimento dei valori di composizione isotopica dell'ossigeno in quell'area rispetto agli stessi valori registrati nell'area occidentale.

Mentre la variazioni verso valori più negativi della composizione isotopica di entrambe le specie planctoniche e bentoniche risulta evidente durante gli Interstadiali D/O, soltanto una forte negativizzazione è registrata dal carbonato di *N. pachyderma* e non da quello di *U. peregrina* durante i cinque periodi Heinrich registrati (e.g., Grousset *et al.*, 1988; Heinrich, 1988; Broecker *et al.*, 1992;) lungo il record analizzato. Come precedentemente indicato da Sierro *et al.* (2005) per il record sedimentario prelevato nel bacino mediterraneo occidentale, le forti variazioni di composizione isotopica dell'ossigeno dell'acqua intermedia sono da imputare ad una forte diluizione dell'acqua atlantica entrante a Gibilterra e modificata all'interno del bacino nel suo percorso verso oriente. Tale processo non risulta direttamente influenzare la composizione isotopica dell'acqua profonda del bacino stesso.

L'aumento relativo della specie di nannofossile calcareo *F. profunda* (Figura 1) in corrispondenza degli Interstadiali D/O sembra da imputare ad una diminuzione di produttività superficiale frutto di potenziali processi di stratificazione della colonna d'acqua per effetto di riscaldamento e variazione dei budget E-P proprio negli intervalli considerati.

4 PROSPETTIVE

Le variazioni dei parametri faunistici e geochimici misurati nei sedimenti prelevati durante l'ODP Site 963A mostrano una fedele risposta del bacino mediterraneo alle forzanti climatiche ad alta frequenza che hanno interessato il Pianeta nell'intervallo compreso tra i 20.000 e 70.000 anni fa. I risultati ottenuti da questo studio mostrano inoltre la rilevanza nello studio del record paleoceanografico del bacino

mediterraneo come utile registratore di eventi di dinamica del clima che interessano il sistema globale e in alcuni casi come amplificatore di tali venti in relazione agli effetti combinati tra variazioni di temperatura e variazioni nel budget evaporazione precipitazione del bacino.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Beaufort L., T. de Garidel-Thoron, A.C. Mix, N.G. Pisias, 2001. ENSO-like Forcing on Oceanic Primary Production during the Late Pleistocene. *Science* 293: 2440-2444.
- Beaufort L., Y. Lancelot, P. Camberlin, O. Cayre, E. Vincent, F. Bassinot, & L. Labeyrie, 1997. Insolation Cycles as a Major Control of Equatorial Indian Ocean Primary Production. *Science* 278: 1451- 1454.
- Behl, R. J. & Kennett, J. P, 1996. Brief interstadial events in the Santa Barbara basin, NE Pacific during the past 60 kyr. *Nature* 379: 243-246.
- Bender, M. *et al.*, 1994. Climate correlations between Greenland and Antarctic during the past 100,000 years. *Nature* 372: 663-666.
- Broecker, W., Bond, G., Klas, M., Clark, E. & McManus, J. 1992. Origin of the northern Atlantic Heinrich events. *Clim. Dyn.* 6: 265-273.
- Cacho, I., J.O. Grimalt, C. Pelejero, M. Canals, F. J. Sierro, J. A. Flores, & N. J. Shackleton, 1999. Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in the Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography*, 14: 698-705.
- Cacho, I., J. O. Grimalt, F. J. Sierro, N. J. Shackleton, & M. Canals, 2000. Evidence for enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 183: 417- 429.
- Dansgaard, W. *et al.* 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364: 218-220.
- Emeis, K.-C., A.H.F. Robertson, & C. Richter, *et al.* 1996. Site 963. In: Proceedings of the Ocean Drilling Program, *Initial Reports* 160: 55-84.
- Grousset, F. *et al.* 1993. Patterns of ice-rafted detritus in the glacial North Atlantic. *Paleoceanography* 8: 175- 192.
- Heinrich, H. 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quat. Res.*, 29: 143- 152.
- Johnsen, S. J. *et al.* 1992. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature* 359: 311-313.
- Jouzel, J. 1994. Ice cores north and south. *Nature*, 372: 612-613.
- Kotilainen, A. & Shackleton, N. J. 1995. Rapid climate variability in the North Pacific Ocean during the past 95,000 years. *Nature* 377: 323-326.
- Martrat, M., J. O. Grimalt, C. Lopez-Martinez, I. Cacho, F. J. Sierro, J. A. Flores, R. Zahn, M. Canals, J. H. Curtis, & D. A. Hodell, 2004. Abrupt temperature changes in the western Mediterranean during the last and penultimate glacial and interglacial periods. *Science*, 306, 1762- 1765.
- Mayewski, P. A. *et al.* 1996. Climate change during the Last Deglaciation in Antarctica. *Science* 272: 1636-1638.
- NGRIP members, 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431: 147-151.
- Porter, S. C. & Z.S. An, 1995. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. *Nature* 375: 305-308.
- Rohling, E.J., M. Sprovieri, T. Cane, J.S.L. Casford, S. Cooke, I. Bouloubassi, K.C. Emeis, R. Schiebel, M. Rogerson, A. Hayes, F.J. Jorissen & D. Kroon, 2004. Reconstructing past planktic foraminiferal habitats using stable isotope data: a case history for Mediterranean sapropel S5, Mar. *Micropaleontology*, 48: 169-202.
- Schulz, H., U. von Rad, & H. Erlenkeuser, 1998. Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillations of the past 110,000 years. *Nature*, 393(6680): 54-57.
- Sierro F.J., D. A. Hodell, J. H. Curtis, J. A. Flores, I. Reguera, E. Colmenero-Hidalgo, M. A. Barcena, J. O. Grimalt, I. Cacho, J. Frigola & M. Canals, 2005. Impact of iceberg melting on Mediterranean thermohaline circulation during Heinrich events. *Paleoceanography*, 20, PA2019, doi:10.1029/2004PA001051.
- Sprovieri R., E. Di Stefano, A. Incarbonaa, & D.W. Oppo, 2006. Suborbital climate variability during Marine Isotopic Stage 5 in the central

Mediterranean basin: evidence from calcareous plankton record. *Quaternary Science Reviews* 25: 2332-2342.

Sprovieri, R., E. Di Stefano, A. Incarbona, M.E. Gargano, 2003. A high resolution record of the last deglaciation in the Sicily Channel based on foraminifera and calcareous nannofossil quantitative distribution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 202: 119-142.

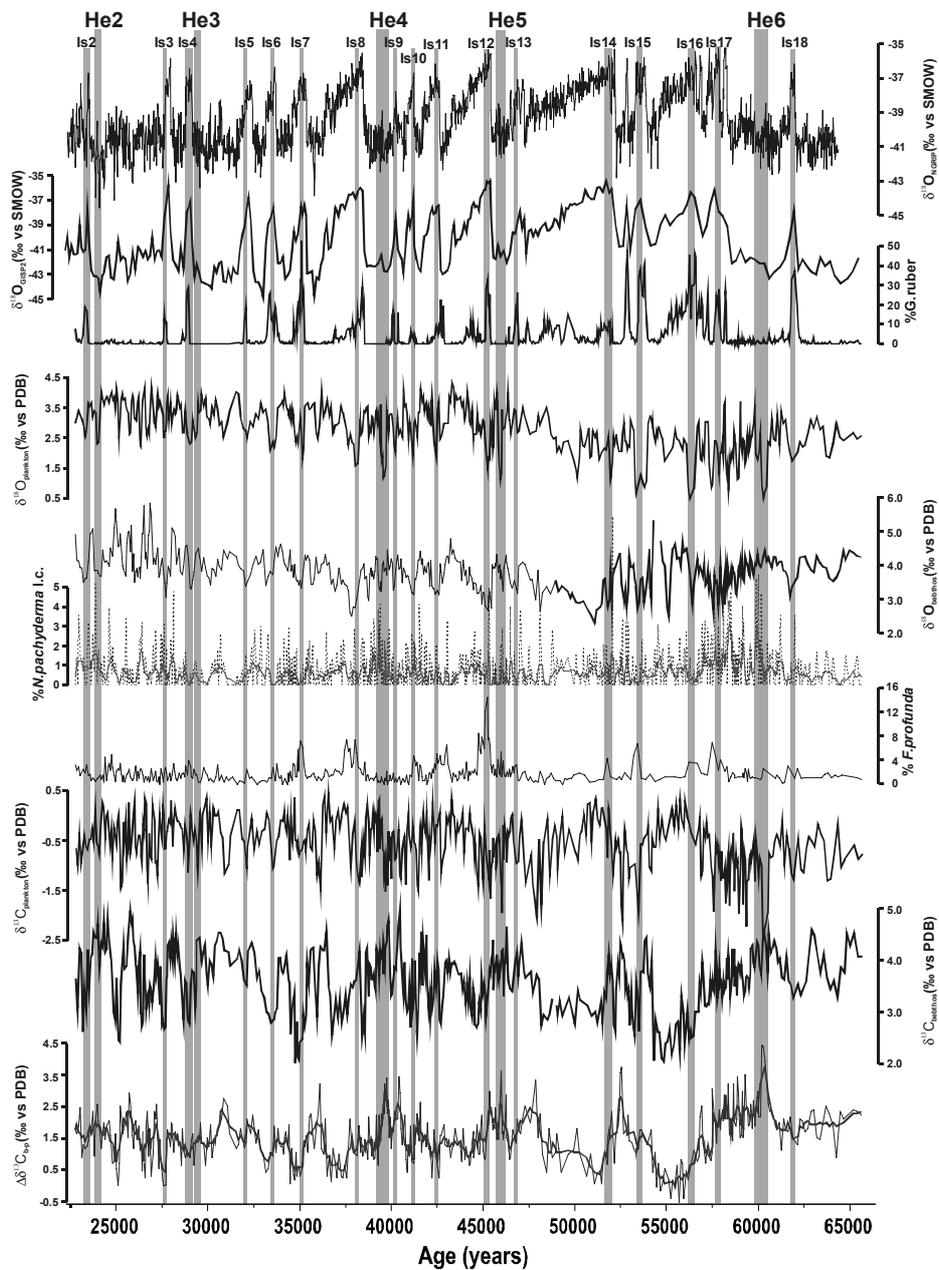


Figura 1 Correlazione ad alta frequenza della per l'intervallo 22-65 ky tra il record isotopico dei ghiacci artici (NGRIP) e i traccianti isotopici, faunistici e floristici del record sedimentario ODP Site 963A. Le bande verticali grigie sono relative agli intervalli interstadiali D/O IS2-18 e agli intervalli temporali relative agli eventi di Heinrich

L'impatto dell'evento combinato *Ignimbrite Campana-Heinrich Event 4* sugli ecosistemi umani europei di 40 ka BP

B. Giaccio¹, F.G. Fedele², R. Isaia³

¹*Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria, CNR, Roma, Italia*

²*Cattedra e Laboratorio di Antropologia, Università di Napoli 'Federico II', Napoli, Italia*

³*Osservatorio Vesuviano, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Napoli, Italia*

biagio.giaccio@igag.cnr.it

Sommario: Vengono presentati i risultati di uno studio interdisciplinare sull'impatto dell'evento combinato *vulcanico-climatico* della "super-eruzione" dell'Ignimbrite Campana (IC) avvenuta ai Campi Flegrei e dell'episodio di acuto raffreddamento dell'*Heinrich Event 4* (HE4), entrambi di c. 40.000 anni BP, sugli ecosistemi umani europei al passaggio Paleolitico medio/Paleolitico superiore. Questi risultati indicano che il raffreddamento globale indotto dall'evento eruttivo dell'IC, stimato intorno ai 3-4 °C, si determinò esattamente all'inizio dell'HE4, con probabile prolungamento ed amplificazione degli effetti climatico-ambientali e conseguente notevole impatto sui gruppi paleolitici. Questa ipotesi è argomentata sulla base delle tendenze e dei processi climatici in prossimità dell'evento dell'IC, sui parametri fisici e chimici dell'eruzione nonché sulle evidenze archeologiche derivanti dall'analisi sia del contesto generale europeo che di alcune importanti sequenze stratigrafico-culturali contenenti il tefra dell'IC distribuite in un'ampia area tra l'Italia meridionale e la Russia.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Un recente rapporto di un gruppo di lavoro della Geological Society of London (Sparks *et al.*, 2005) ha posto all'attenzione della comunità scientifica e politica internazionale le così dette "super-eruzioni" vulcaniche come potenziale minaccia per la popolazione umana e per gli ecosistemi su scala planetaria. Questi eventi catastrofici estremi, capaci di emettere centinaia di chilometri cubi di magma, sebbene non attesi nell'immediato futuro, hanno sicuramente una frequenza e una probabilità di verificarsi molto più elevata dell'impatto di asteroidi, con equivalente potere distruttivo, che recentemente hanno ricevuto la giusta attenzione da parte di numerosi organi governativi.

A parte la devastazione locale, connessa alla spessa copertura di depositi piroclastici che arresta completamente il ciclo vitale nel raggio di oltre 100 km dal punto di emissione, la

più significativa minaccia globale delle super-eruzioni è senz'altro rappresentata dalle perturbazioni climatiche. Gli aerosol prodotti dall'ossidazione di composti di zolfo iniettati nell'atmosfera dalle eruzioni vulcaniche agiscono infatti come schermi riflettenti della radiazione solare, determinando un generale raffreddamento della superficie terrestre la cui entità è funzione della massa di zolfo emessa (es. Robock, 2000).

L'eruzione dell'Ignimbrite Campana (IC, Campi Flegrei, Italia meridionale) di c. 40 ka BP è da tempo riconosciuta come uno dei maggiori eventi esplosivi della storia vulcanica mediterranea degli ultimi 200 ka e considerata come un esempio di super-eruzione (Sparks *et al.*, 2005; Marianelli *et al.*, 2006) (si veda Tab. 1 per una sintesi dei parametri eruttivi). Il presente articolo riassume alcuni anni di ricerche interdisciplinari sui potenziali effetti climatico-ambientali di questa catastrofica eruzione (es. Fedele *et al.* 2003;

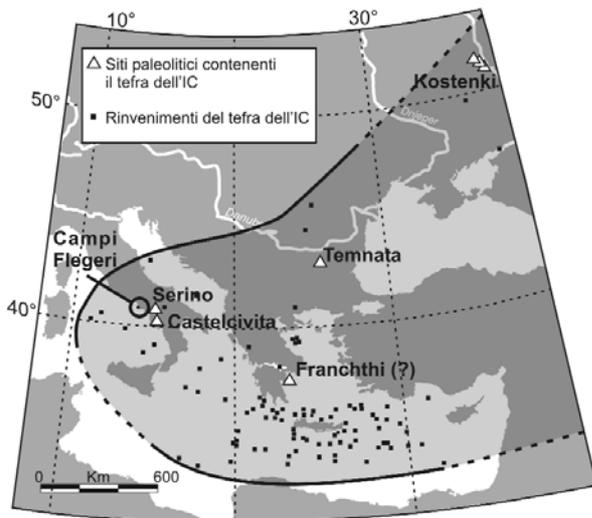


Figura 1: Area minima di distribuzione delle ceneri dell'Ignimbrite Campana (IC) con ubicazione dei siti paleolitici nei quali sono state rinvenute.

Giaccio, 2005; Fedele *et al.*, 2006; Giaccio *et al.* 2006). I risultati mostrano, non solo che l'eruzione dell'IC ebbe un notevole impatto climatico, ma anche come questo evento, insieme con altri fattori paleoclimatico-ambientali, ponga le basi per una radicale

riconsiderazione dei ritmi e dei processi coinvolti nella cosiddetta "transizione Paleolitico medio/Paleolitico superiore" (Pm/Ps), spesso intesa come una delle più marcate modificazioni bio-culturali della preistoria del Vecchio Mondo.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA E RISULTATI

Nell'ambito del prolungato e intenso dibattito intorno alla cosiddetta transizione Pm/Ps, databile a c. 45-35 ka BP, e alla ipotetica, coeva sostituzione del tipo fisico di Neandertal da parte di popolazioni di *Homo sapiens* di "anatomia moderna", il contributo del progetto di ricerca sull'IC è duplice: cronologico ed ecologico.

Sul piano della dimensione temporale, lo studio ha evidenziato una valenza formidabile dell'IC come marker per la determinazione dell'età, ritmi e contesto paleoclimatico del passaggio Pm/Ps. Il tefra dell'IC è stato infatti identificato in alcuni importanti siti, o gruppi

Tabella 1: sintesi dei parametri vulcanologici e dei dati relativi all'impatto dell'Ignimbrite Campana (da Fedele *et al.*, 2006; submitted, con riferimenti).

Area di emissione	Campi Flegrei / <i>Campanian Volcanic Zone</i>
Stile eruttivo	Pliniana seguita da collasso calderico e generazione flussi piroclastici
Massima altezza della colonna pliniana	c. 44 km
Minima altezza della nube co-ignimbritica	c. 30-35 km
Volume di depositi piroclastici eruttati	c. 500-600 km ³
Volume equivalente di magma denso eruttato	c. 200-300 km ³
Distanza minima raggiunta dai flussi piroclastici	100 km
Area minima investita dai flussi piroclastici	30.000 km ²
Area minima investita dall'ash fallout	5.000.000 km ²
Tasso di emissione stimato	c. 1010-1011 kg s ⁻¹
Temperatura eruttiva	c. 1000 °C
Stima dello zolfo iniettato nell'atmosfera	2.1 ± 0,8 10 ¹⁵
Segnale vulcanogenico nella carota GISP2	375 ppb SO ₄ ²⁻ (secondo più ampio dell'intero record)
Migliori stime di età	40,012 ka BP _{GISP2} ; 39.395 ± 0,051 ka BP _{Ar/Ar}
Eventi geofisici, climatici e cosmogenici correlati	Inizio dell' <i>Heinrich Event 4</i> , <i>Laschamp Event</i> e picco di 10Be e 14C
Direzione del vento ed area impattata	E, NE
Raffreddamento indotto	3-4°C
Fattore di raffreddamento alle alte latitudini (>60° N)	4-7 (c. 12-20 °C)
Possibile amplificazione/prolungamento degli effetti	Si, anomalia dell' <i>Heinrich Event 4</i>
Evidenze di impatto sulle popolazioni umane	Si, discontinuità archeologiche in siti del sud Italia ed est Europa

di siti europei (Fig. 1) in stretta relazione con livelli archeologici attribuiti alle fasi più antiche del Paleolitico superiore tradizionalmente inteso (es. Giaccio *et al.*, in press).

In queste sequenze l'IC marca inoltre l'abbandono dei siti o una prolungata interruzione della frequentazione umana. L'esame di numerose sequenze stratigrafiche del Mediterraneo contenenti il tefra dell'IC ha inoltre evidenziato che l'eruzione si verificò in stretta coincidenza temporale con alcuni importanti eventi o marker stratigrafico-temporali globali dello stadio isotopico marino 3 (MIS 3), grazie ai quali è stato possibile identificare il segnale dell'IC anche nel record paleoclimatico ad alta risoluzione groenlandese GISP2 (Tab. 1) (es. Fedele *et al.*, 2003; Giaccio, 2005).

La precisa definizione della posizione etnostratigrafica dell'IC, da un lato, e l'individuazione del suo segnale nella carota GISP2, dall'altro, ha quindi permesso di correlare, con elevato dettaglio stratigrafico, queste importanti serie archeologiche europee direttamente alla stratigrafia isotopica groenlandese (Giaccio *et al.*, 2006; Anikovich *et al.*, 2007). Questa correlazione mostra un suggestivo parallelismo tra cambiamenti culturali e processi climatici in atto, caratterizzati da una marcata instabilità e da una progressiva tendenza al raffreddamento ed inaridimento, suggerendo un possibile legame tra i due fenomeni (Fedele *et al.*, 2006; Fedele *et al.*, submitted). Sul piano dell'impatto climatico-ambientale, in base alla stima di zolfo emesso nel corso dell'eruzione dell'IC (c. 2×10^{15} g) (Giaccio, 2005; Fedele *et al.*, 2006), comparabile a quella delle più grandi eruzioni dell'intero record vulcanico globale (es. Toba e Bishop Tuff), è stato possibile valutare in circa 3-4 °C l'abbassamento della temperatura globale o semiglobale indotto dall'evento vulcanico. Sebbene un simile "inverno vulcanico" sarebbe di per sé sufficiente ad indurre drastiche alterazioni degli ecosistemi persino in una fase interglaciale, i peculiari processi climatici in atto al tempo dell'eruzione probabilmente ne amplificarono e prolungarono l'impatto.

Alcune sequenze del Mediterraneo mostrano infatti una stretta coincidenza stratigrafico-temporale tra tefra dell'IC e l'inizio di una marcata fase di raffreddamento e inaridimento del clima corrispondente all'*Heinrich Event 4* (HE4) (Tab. 1). Queste stesse sequenze, ed altre distribuite tra il Mediterraneo occidentale e l'area nord atlantica, indicano inoltre che le condizioni climatiche dell'HE4 furono particolarmente più fredde e aride di quelle associate agli altri Heinrich Events. Considerando quindi la coincidenza dell'eruzione dell'IC con l'inizio dell'HE4, le anomale condizioni climatiche associate a questo evento possono essere interpretate in termini di meccanismi di *feedback* positivi innescati dall'interazione tra il raffreddamento indotto dall'IC e gli altri processi di riorganizzazione del sistema climatico connessi all'HE4. L'evento dell'IC avrebbe quindi contribuito come ulteriore fattore di raffreddamento, di almeno 3 °C, esattamente pochi decenni dopo il brusco inizio di uno degli Heinrich Events, gli episodi climatici freddi connessi ai più drastici processi di riorganizzazione climatica dell'Ultimo Glaciale.

3 CONCLUSIONI E PROSPETTIVE FUTURE

Il quadro vulcanologico, paleoclimatico-ambientale e archeologico che emerge (dinamica dell'eruzione, enorme massa di zolfo, tendenze climatiche e culturali in atto, anomalia dell'HE4, abbandono dei siti paleolitici) suggerirebbe che l'evento combinato IC-HE4 – qui inteso come sistema complesso sostenuto da *feedbacks* – si inserì nelle dinamiche interattive *uomo-ambiente* come potenziale agente in grado di accelerare e/o catalizzare i processi di adattamento umano già innescati nei millenni precedenti in risposta all'eccezionale instabilità ed imprevedibilità ambientale della seconda metà del MIS 3. L'IC-HE4 agì probabilmente su questi processi con differenti modalità in relazione alle locali capacità ed opportunità di adattamento; un agente catalitico e selettivo – non necessariamente negativo – probabilmente molto più efficace

degli ordinari fattori ambientali.

Questo modello di impatto dell'IC-HE4 si riferisce ovviamente ad una umanità estinta, una società di cacciatori raccoglitori tecnologicamente "semplice", ma per molti versi meno vulnerabile di quella odierna.

Questi risultati sottolineano quindi l'importanza di un ulteriore sviluppo delle ricerche sui meccanismi che governano il sistema interattivo vulcanismo-clima, in relazione soprattutto alle super-eruzioni, e al loro impatto sul popolamento antico, non solo come elemento conoscitivo in sé, ma anche come strumento di mitigazione dei rischi connessi ad eventi eruttivi estremi che inevitabilmente l'umanità dovrà in futuro nuovamente fronteggiare. Infatti, parafrasando un'espressione contenuta nel rapporto della *Geological Society of London* (Sparks *et al.*, 2005), 'it is not a question of "if" – it is a question of "when" ...'.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Anikovitch M.V., Sinitsyn A.A., Hoffecker J.F., Holliday V.T., Popov V.V., Lisitsyn S.N., Forman S.L., Levkovskaya G.M., Pospelova G.A., Kuz'mina I.E., Burova N.D., Goldberg P., Macphail R.I., Giaccio B., Praslov N.D. (2007). *Early Upper Paleolithic in eastern Europe and implications for the dispersal of modern humans*. *Science* 315: 223-226.
- Fedele F.G., Giaccio B., Hajdas I. (submitted). *Timescales and Cultural Process at 40 ka BP in the light of the Campanian Ignimbrite Eruption, Western Eurasia*. *Journal of Human Evolution*.
- Fedele, F.G., Giaccio, B., Isaia, R., Orsi, G. 2003. *The Campanian Ignimbrite eruption, Heinrich event 4 and the Palaeolithic change in Europe: a high-resolution investigation*. In A. Robock & C. Oppenheimer (eds.) "Volcanism and Earth's Atmosphere". *Geophysical Monograph* 139, 301-325. Washington: AGU.
- Fedele F.G., Giaccio B., Isaia R., Orsi, G., Carrol M., Scaillet B., (2006). *The Campanian Ignimbrite factor: towards a reappraisal of the Middle to Upper Palaeolithic "transition"*. In R. Torrence & J. Grattan (eds.) "Natural Disasters and Cultural Change". London, UK: UCL Press.
- Giaccio B., Hajdas I., Peresani M., Fedele F.G., Isaia R. (2006). *The Campanian Ignimbrite tephra and its relevance for the timing of the Middle to Upper Palaeolithic shift*. In N. Conard (ed) "When Neanderthals and Modern Humans Met", pp. 343-375. Tübingen: Tübingen Publication in Prehistory.
- Giaccio B., Isaia R., Fedele F.G., Di Canzio E., Hoffecker J.F., Ronchitelli A., Sinitsyn A.A., Anikovitch, M., Lisitsyn S.N., Popov V.V. (in press). *The Campanian Ignimbrite and Codola tephra layers: two temporal/stratigraphic markers for the Early Upper Palaeolithic in southern Italy and eastern Europe*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- Giaccio, B. 2005. *L'eruzione dell'Ignimbrite Campana (c. 40 ka BP), oscillazioni climatiche sub-orbitali e i cambiamenti bioculturali dell'OIS 3 europeo*. Tesi di Dottorato, Università di Napoli "Federico II" pp. 164, www.fedoa.unina.it/583/.
- Marianelli, P., Sbrana, A., Proto, M. 2006. *Magma chamber of the Campi Flegrei supervolcano at the time of eruption of the Campanian Ignimbrite*. *Geology*, 34 (11), 937-940.
- Robock, A., 2000. *Volcanic eruptions and climate*. *Review of Geophysics* 38, 191-219.
- Sparks, S., Self, S., Grattan, J., Oppenheimer, C., Pyle, D., Rymer, H. 2005. *Super-eruptions: global effects and future threats*. Report of a Geological Society of London Working Group. (2nd (print) Edn.), www.geolsoc.org.uk/supereruptions.

L'ultima transizione glaciale-interglaciale sul versante meridionale delle Alpi e in Pianura Padana

C. Ravazzi¹, R. Pini¹, E. Vescovi², W. Tinner², L. Wick³

¹*Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali, CNR, Milano, Italia*

²*Institute of Plant Sciences, University of Bern*

³*Institute of Prehistory and Archaeological Science, University of Basel*
cesare.ravazzi@idpa.cnr.it

SOMMARIO: Lo studio palinostratigrafico, radiometrico e isotopico ad alta risoluzione di successioni lacustri deposte durante l'ultima transizione glaciale-interglaciale sul versante meridionale delle Alpi, nei Colli Berici ed Euganei ha evidenziato gli effetti delle oscillazioni climatiche sugli ecosistemi alpini e padani. La correlazione con serie lacustri e dendrocronologiche disponibili sul versante alpino settentrionale ed in Europa centrale evidenzia che gli eventi sono sincroni a scala decennale. Gli archivi lacustri hanno registrato brusche oscillazioni del limite degli alberi e della paleoproduttività forestale, comparabili con i processi innescati dal riscaldamento climatico attualmente in corso.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

L'intervallo che si estende tra l'Ultimo Massimo Glaciale (UMG) e l'inizio del presente interglaciale (Olocene), noto come *Lateglacial* e in italiano come "Tardoglaciale", si estende tra circa 19 mila e 11.550 anni cal BP ed è caratterizzato da una sequenza di oscillazioni climatiche di maggiore ampiezza, durante la quale l'interferenza delle azioni antropiche è ritenuta trascurabile. Il radiocarbonio e la palinologia nelle successioni lacustri varvate, nonché le serie isotopiche contenute nelle calotte di ghiaccio e gli spessori negli anelli degli alberi forniscono vincoli cronologici a risoluzione annuale da cui scaturisce la potenzialità di usare il Tardoglaciale come laboratorio privilegiato per lo studio delle transizioni climatiche rapide.

Nell'ultimo decennio una collaborazione tra il C.N.R. – IDPA e l'Università di Berna ha consentito di approfondire gli effetti di queste transizioni rapide sugli ecosistemi alpini e padani, attraverso lo studio palinologico, iso-

topico e radiometrico di archivi lacustri del versante meridionale delle Alpi e dei colli padani (Berici ed Euganei), a confronto con le serie lacustri ad alta risoluzione disponibili sul versante nord delle Alpi (Vescovi *et al.* 2007).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 siti studiati e i metodi impiegati

Numerose successioni lacustri continue a partire dall'ultima deglaciazione (Fig. 1), poste a diverse altitudini, sono state perforate mediante tecniche di carotaggio indisturbato. Sono stati svolti un'analisi sedimentologica, LOI e uno studio palinostratigrafico che ha riguardato 470 campioni con distanza stratigrafica variabile tra 30-80 anni e somma polinica di 600-1000 granuli. Sono state ottenute 38 datazioni ¹⁴C AMS su macroresti di piante terrestri accuratamente selezionati per setacciatura. Il Laacher See Tephra è stato impiegato come ulteriore vincolo cronologico e strumento di correlazione.

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1. L'evoluzione glaciale e paraglaciale delle valli alpine

Dopo il collasso dei ghiacciai alpini nei settori di anfiteatro e dei grandi laghi (21 a 17.5 mila anni cal BP) si sono verificate riavanzate e stazionamenti, indicati come “stadi tardoglaciali” che hanno dato luogo ad apparati di deposizione glaciale via via più arretrati nelle valli alpine (Fig. 2). Lo studio delle successioni lacustri indica che già 16-15.5 mila anni cal BP le principali valli alpine e i versanti esposti a mezzogiorno fino ad oltre 2000 m s.l.m., non interessati da circhi, erano sgombri da ghiaccio. Durante la prima parte del Tardoglaciale la vegetazione legnosa presentava una copertura trascurabile all'interno delle vallate. Da questo quadro emerge che, per alcune migliaia di anni, tra la deglaciazione del settore interno delle vallate (18-16 mila anni cal BP) e l'interstadio di Bølling-Allerød (14.7-14.3 mila anni cal BP), gran parte delle Alpi rimase in condizioni paraglaciali, soggetta, cioè, a importanti processi di ridistribuzione

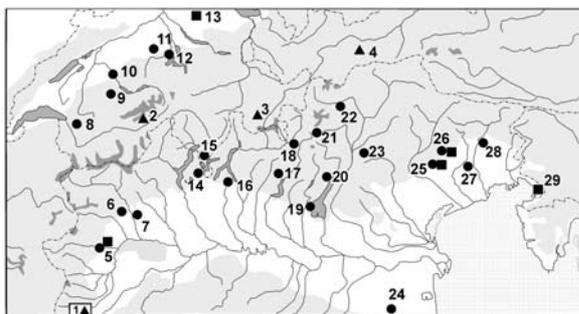


Figura 1: Gli archivi lacustri impiegati per le analisi o per il confronto degli eventi climatici nel Tardoglaciale (**Pallini pieni**: 5 – Lago Piccolo di Avigliana; 6 – Lago di Alice Superiore; 7 – Lago di Viverone; 8 – Leysin; 9 – Regenmoos; 10 – Gerzensee; 11 – Soppensee; 12 – Rotsee; 14 – Lago di Ganna; 15 – Lago di Origlio; 16 – Lago di Annone; 17 – Cerete; 18 – Pian di Gembro; 19 – Lago Lucone; 20 – Lago di Ledro; 21 – Torbiera del Passo del Tonale; 22 – Totenmoos; 23 – Lago di Lavarone; 24 – Depositi fluviali di Bubano; 25 – Laghi di Revine; 26 – Palughetto di Cansiglio; 27 – Depositi fluviali e di torbiera di Bannia; 28 – Lago di Ragogna. **Quadrati**: siti di interesse dendrocronologico e speleotemi. 5 – Avigliana; 13 – Dätttau; 25 – Revine; 26 – Palughetto di Cansiglio; 29 – Grotta Savi. **Triangoli**: siti di interesse paleoglaciologico. 1 – Argentera; 2 – Aletschgletscher; 3 – Julier Pass; 4 – Gschnitz).

zione e aggiustamento di ingenti masse di sedimento. Questa intensa attività, condizionata dalla persistenza dell'attività glaciale a monte, riguarda sia il fondovalle (aggradazione di ambienti fluvioglaciali, alluvionali, delizi e lacustri, talora seguita da rapida incisione nei bacini sospesi sulle valli principali), che il riequilibrio dei versanti (frane catastrofiche, *Sackungen*, *talus*, colate in depositi glaciali).

3.2. La vegetazione forestale del margine alpino e l'oscillazione di Ragogna

La presenza di conifere e di alcune latifoglie al termine dell'UMG in Pianura Padana e al margine alpino orientale è sostenuta da macroresti e da dati palinologici quantitativi datati con il ^{14}C . Nelle aree stabili erano presenti formazioni di alberi distanziati, boschie e arbusteti xerofili, steppe e semideserti. L'elevata frequenza di incendi limitava l'addensamento della vegetazione forestale. Nelle aree di anfiteatro liberate dai ghiacciai è documentata la colonizzazione della vegetazione forestale pioniera. La successione palinologica di Ragogna (Udine) stabilisce che, dopo l'espansione della foresta a parco durante il primo Tardoglaciale, seguì una fase di parziale arretramento (17 a 15.6 mila anni cal BP). Questa interruzione della colonizzazione forestale degli anfiteatri può essere attribuita ad una fase fredda (“oscillazione di Ragogna”), che non trova riscontro biostratigrafico sul versante settentrionale delle Alpi, ove a quel tempo non vi erano specie forestali. L'oscillazione di Ragogna è coeva con lo Stadio di Gschnitz e l'evento Heinrich 1 (Fig. 2).

3.3. L'interstadio di Bølling-Allerød

Negli archivi pollinici lacustri e palustri fino a oltre 2000 m è ben documentato un brusco mutamento vegetazionale tra 12.260 e 12.400 anni ^{14}C BP, ovvero 14.7 – 14.3 mila anni cal BP. Le date ^{14}C sono statisticamente indistinguibili, perciò è possibile individuare un limite climatostratigrafico sincrono, corrispondente all'inizio dell'interstadio di Bølling-Allerød (GI-1 nel GRIP) Eventi associati

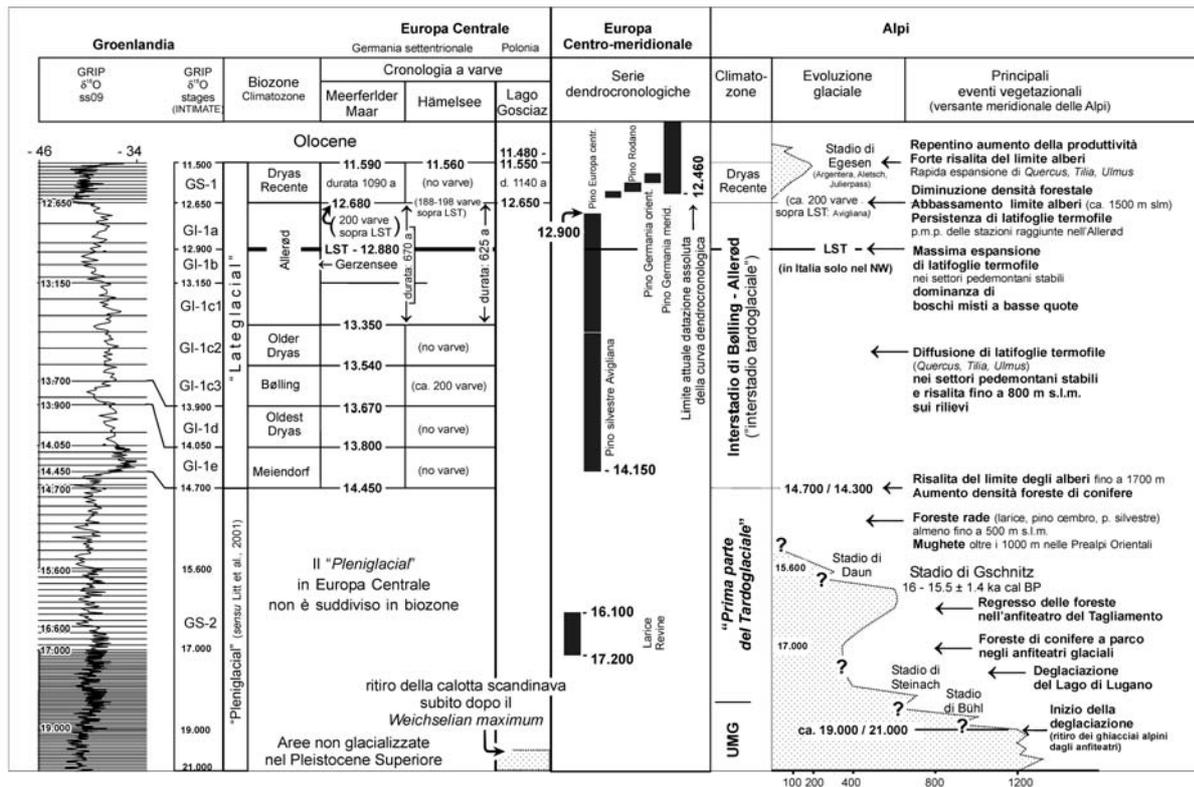


Figura 2: Schema della stratigrafia climatica del Tardoglaciale, dei principali vincoli cronologici disponibili e degli eventi vegetazionali documentati sul versante sud delle Alpi. Sono illustrate: la stratigrafia isotopica GRIP (cronologia ss09; le barre orizzontali indicano intervalli di 100 anni); la cronologia e la suddivisione stratigrafica proposta da INTIMATE; la cronologia e la stratigrafia delle successioni varvate dell'Europa Centrale; le serie dendrocronologiche e la successione di stadi glaciali definiti nelle Alpi su base paleoglaciale. L'individuazione di stadi glaciali è basata sul calcolo dell'abbassamento della linea di equilibrio dei ghiacciai, proprio di ciascuno stadio.

all'inizio dell'interstadio sono:

- i) un forte aumento della paleoproduttività nei bacini, ovvero l'inizio dell'accumulo di torba (*peat initiation*) e di altri sedimenti biogenici propri di acque lacustri aperte (*gyttja*) nella fascia montana e basso montana delle Alpi, fino a 1800 m s.l.m.. Contestualmente si osserva una brusca diminuzione della componente terrigena e tassi di sedimentazione tra i più bassi (tipicamente 0.1-0.5 mm/anno) degli ultimi 18 mila anni. Queste condizioni sono state osservate anche nei laghi svizzeri;
 - ii) un brusco innalzamento del limite degli alberi, che si porta in poche centinaia di anni a circa 1700 m s.l.m.;
 - iii) un aumento della densità forestale e riduzione della frequenza di incendi lungo tutto l'ampio *range* altitudinale compreso tra la Pianura Padana e oltre i 1350 m s.l.m..
- All'inizio dell'interstadio, le superfici prossimali dei megaconoidi costruiti durante l'UMG

sono già state abbandonate e terrazzate. Alcuni conoidi restarono in aggradazione nei settori mediani e distali. Il settore basso della Pianura Padana era caratterizzato da intensa aggradazione e da vegetazione pioniera. Nella seconda parte dell'interstadio, da circa 13.5 mila anni cal BP, si espansero alcune latifoglie termofile, formando boschi misti. Il Laacher See Tephra (LST) segna la fase di massima espansione delle latifoglie termofile.

3.4. Il Dryas Recente

In tutte le successioni polliniche dell'Italia Settentrionale l'interstadio di Bølling –Allerød è seguito da una flessione del tasso di afforestamento seguita da una fase con valori stabilmente più bassi, correlata con il Dryas Recente. La migliore cronologia per la fase di declino delle latifoglie è fornita dalla successione di Avigliana, ove sono disponibili date ^{14}C e il LST, posto 8 cm sotto un brusco decli-

no di *Quercus* che segna l'inizio del Dryas Recente, qui datato 12.700 anni cal BP, 200 anni dopo il LST. Negli archivi a varve e dendrocronologici centro-europei il LST precede di 188-200 anni l'inizio del Dryas Recente, posto a 12.680 anni cal BP. I dati di Avigliana stabiliscono, pertanto, che l'inizio del Dryas Recente in Europa Centrale e in Nord Italia è stato sincrono a scala decennale.

L'abbassamento del limite degli alberi rimase nell'ordine di 200-300 m. La produzione pollinica della componente forestale termofila della Pianura Padana e dei rilievi pedemontani subì un moderato decremento. Della diminuzione di densità forestale si avvantaggiarono praterie, steppe e arbusteti xerofitici, con esclusione di ericacee di brughiera. Questa dinamica è tipica di climi continentali semiaridi, in cui si sviluppano ecotoni di foresta-steppe, soggetti a forte insolazione. L'espansione di piante acquatiche e palustri, la bassa velocità di sedimentazione e la presenza di hiatus suggeriscono un abbassamento dei livelli lacustri. Durante il Dryas Recente e l'Olocene antico, l'influenza orbitale della precessione determina valori di insolazione estiva massima alle medie latitudini negli ultimi 20 mila anni e condizioni di massimi contrasti stagionali, cioè una predisposizione verso climi continentali asciutti. L'aumento del tasso di accumulo di particelle

di microcarbone è in accordo con condizioni di marcata aridità. Riteniamo che la flessione osservata nella densità forestale in pianura sia causata dagli incendi e dalla scarsità delle precipitazioni, più che dall'effetto termico.

Al termine del Dryas Recente si verifica un drammatico incremento della biomassa forestale termofila, con un aumento di temperatura di 4-6 °C. L'evento presenta una durata inferiore ai 50 anni, quindi paragonabile, per espressione climatostratigrafica, alla brusca terminazione del Dryas Recente nelle registrazioni isotopiche delle carote di ghiaccio, negli speleotemi delle grotte del Carso e nello spessore degli anelli di accrescimento degli alberi in Europa Centrale.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Sono in corso studi isotopici e dendrocronologici sull'interstadio di Bølling-Allerød per esaminare gli eventi brevi.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

Vescovi E. *et al.* 2007. Interactions between climate and vegetation on the southern side of the Alps and adjacent areas during the Late-glacial period as recorded by lake and mire sediment archives. *Quat. Sci. Rev.* doi: 10.1016/j.quascirev.2007.03.005.

Variazioni climatiche ed evoluzione della zona costiera

F. Marabini

Istituto di Scienze Marine, CNR, Bologna, Italia
franco.marabini@bo.ismar.cnr.it

SOMMARIO: Lo scopo di questo lavoro è di considerare l'influenza delle variazioni climatiche e la possibile interferenza dell'attività antropica, sull'evoluzione della fascia costiera. L'influenza delle variazioni climatiche sull'evoluzione degli ambienti naturali è ormai accettata, ma sul meccanismo e tendenza futura, a tutt'oggi, emergono tesi contrastanti e disaccordo all'interno del mondo scientifico. Alla luce di osservazioni e ricerche ultradecennali, nell'ambito di programmi nazionali e collaborazioni internazionali, viene esposta un'interpretazione delle variazioni climatiche, in tempi storici, basata sulla lettura degli eventi considerati a scala temporale diversa.

Non si tratta di una semplice ricerca teorica perché, se sulla base di quanto avvenuto in passato, si riesce ad individuare un "trend" futuro, diventa possibile previsione e prevenzione per contrastare i fenomeni negativi (ad esempio l'erosione costiera) prima che avvengano. Ciò comporta una minor spesa e una migliore possibilità di successo.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Uno studio sull'impatto ambientale del "sea level rise" e dell'arretramento della linea costiera dovuti al "global warming" richiede ricerche accurate e interpretazione di quanto avvenuto durante gli ultimi 20.000 anni. In questo periodo si sono succeduti due eventi climatici di interesse globale.

Il massimo dell'ultima glaciazione wurmiana durante il Pleistocene superiore e, circa 10.000 anni fa, la fine della glaciazione con il successivo riscaldamento globale durante l'Olocene.

Il generale aumento di temperatura continua ancora oggi ed è di interesse planetario. Rispetto al passato, all'evento naturale, si somma oggi l'effetto serra, dovuto all'azione antropica, che esalta, aggravandolo, il fenomeno per il prossimo futuro.

Riscaldamento globale abbinato all'effetto serra rischia un pericoloso innalzamento del livello marino che, nei prossimi 100 anni, potrebbe raggiungere un massimo di +0,80

metri sommergendo vaste aree costiere (lagune, spiagge, atolli).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

Il riscaldamento globale fino ai giorni nostri è quindi assodato e generalmente accettato. Entro questo "trend" generale su scala temporale di alcune migliaia di anni (dalla fine dell'ultima glaciazione) è possibile distinguere altre ricorrenti variazioni climatiche, di durata rispettivamente di alcune centinaia di anni, che hanno influenzato pesantemente le condizioni ambientali del passato. All'interno di queste variazioni climatiche, che alternano periodi freddi a periodi caldi, è possibile individuare periodi ancora più brevi (10-30 anni) di alternanza freddo/umido, caldo/secco. Questi ultimi, studiati per la prima volta da Brückner nel 1890, sono noti in letteratura come "cicli di Brückner".

In figura 1 è mostrata l'entità delle oscillazioni climatiche del passato su scala temporale di $n \times 100$ anni, utilizzando una

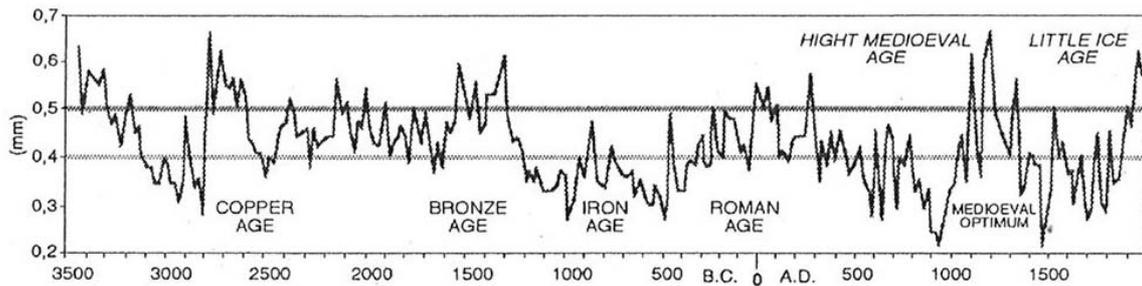


Figura 1: Curva dendrocronologica dei Monti White-California USA- dal 3500 A.C. ad oggi che mostra le variazioni climatiche corrispondenti alle oscillazioni di estensione delle zone climatiche riportate in fig. 2. Sulla curva sono stati riportati i periodi storici dall'età del rame ad oggi. (Lamb 1982, modificato).

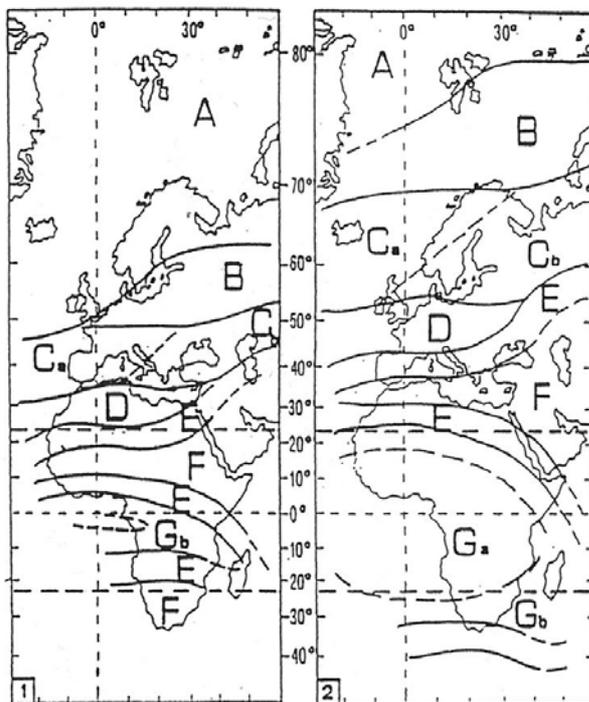


Figura 2: La variazione di ampiezza delle zone climatiche (Ortolani & Pagliuca, 1995). 1) Periodo freddo. 2) Periodo caldo. [A = zona polare; B = zona sub-artica; Ca-Cb = zone umido-temperate; D = zona mediterranea; E = zona di steppa; F = zona arida-desertica; Ga = zona equatoriale; Gb = Savana]

curva dendrocronologia su cui sono stati riportati i vari periodi storici dal Neolitico ai tempi nostri.

In figura 2, in accordo con i dati di figura 1, sono riportate le massime variazioni spaziali di zone climatiche a seconda delle variazioni climatiche del passato.

Il risultato finale di questa sovrapposizione di variazioni climatiche a scala temporale diversa è che, considerando il continuo incremento di temperatura durante gli ultimi 10.000 anni,

il più recente periodo (n x 100 anni e n x 10 anni) di caldo/secco è più caldo e arido del precedente così come il più recente periodo freddo/umido è meno freddo del precedente. Questa complessa sovrapposizione di variazioni climatiche a scala temporale diversa produce alcune complicazioni alla generale regressione della linea di riva causata, in ambiente costiero, dall'innalzamento del livello marino.

La prima chiara controindicazione in ambiente costiero è evidenziata dalla forte progradazione dei delta e foci fluviali in genere, durante i periodi freddo/umidi quando, durante le piene a causa delle forti piogge, si ha un forte apporto solido al mare. Questo fenomeno tende a mascherare la regressione generale della linea di riva dovuta al riscaldamento globale e conseguente innalzamento del livello marino.

La lettura degli effetti delle variazioni climatiche considerate a differente scale temporale (n x 1000 anni, n x 100 anni, n x 10 anni), dà i seguenti risultati:

- l'influenza delle variazioni climatiche sull'evoluzione della fascia costiera è di interesse planetario;
- i cicli climatici (freddo/umido – caldo/secco) si verificano su scala temporale differente con differente durata. In particolare:
 - 1) variazioni climatiche a lungo periodo (n x 1000 anni): dalla fine dell'ultima glaciazione (10.000 anni fa) fino ad oggi, si continua ad avere un aumento di riscaldamento con conseguente innalzamento del

- livello marino;
- 2) variazioni climatiche con periodo $n \times 100$ anni: dopo la "piccola età glaciale" (periodo di freddo/umido compreso tra il 1600 A.D. e il 1820) siamo oggi in un periodo caldo/secco con sensibile aumento di temperatura e diminuzione drastica di precipitazioni;
 - 3) l'interferenza e sovrapposizione di variazioni climatiche in differenti scale temporali produce una generale regressione della linea di riva nel lungo periodo ($n \times 1000$ anni), ma con oscillazioni di avanzamento e arretramento della linea di riva durante i cicli climatici di durata più breve ($n \times 100$ anni e $n \times 10$ anni).

Per avere un esempio pratico consideriamo l'evoluzione del delta del Po in tempi storici recenti.

L'esame dei rilievi topografici del delta del Po dal 1600 (fig. 3) ha permesso di formulare un'ipotesi suffragata dai fatti, almeno a grandi linee.

In un periodo freddo-umido l'equilibrio della zona costiera è regolato dal rapporto tra il grande apporto solido e la frequenza di mareggiate: se cioè l'apporto solido prevale

per abbondanza sulla capacità di attacco da parte delle onde di tempesta, l'ampiezza della spiaggia tende ad aumentare, mentre se prevale la capacità distruttiva delle mareggiate, la linea di riva arretra. Durante il periodo caldo/secco, l'apporto solido al mare è scarso, ma anche le mareggiate sono meno frequenti, quindi la tendenza naturale è di oscillazioni della linea di riva attorno ad una posizione di equilibrio con, al massimo, qualche avanzamento. Ne deriva che i periodi di condizioni freddo-umido, sono determinanti per l'evoluzione della fascia costiera.

Dal 1600 fino al secolo scorso il delta del Po si è sviluppato enormemente perché l'apporto solido, relativo alle condizioni climatiche della piccola età glaciale (1600-1820), era talmente enorme che le mareggiate non riuscivano ad incidere negativamente sull'equilibrio costiero.

Successivamente le fluttuazioni climatiche di più modesta entità, con periodi da 10 a 35 anni, hanno prodotto avanzamenti minori finché, dall'inizio di questo secolo con il culmine dopo gli anni '50, l'apporto solido dei periodi freddi è diventato insufficiente per la forte antropizzazione della fascia costiera e dell'ambiente retrostante. Ciò ha fatto sì che per il periodo freddo-umido degli anni '50 e '70 prevalesse l'azione del moto ondoso con la sua capacità distruttiva su un ambiente costiero non più adeguatamente rifornito di materiale da parte fluviale.

Dall'inizio degli anni '80 è seguito un periodo caldo-secco, caratterizzato da scarsa piovosità e scarsa frequenza di forti mareggiate.

Questo risultato permette di avere un nuovo e più completo punto di vista sulle fluttuazioni climatiche a breve e medio periodo e sui loro effetti sull'ambiente con particolare riguardo a quello costiero.

3 CONCLUSIONE

L'influenza delle variazioni climatiche sull'evoluzione dell'ambiente costiero è di interesse planetario. I cicli climatici si sviluppano a differenti scale temporali con differente dura-

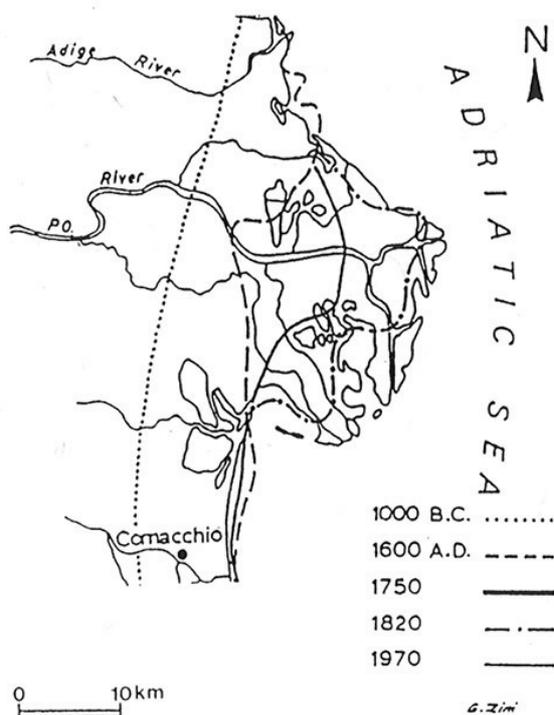


Figura 3: Evoluzione del delta del Po (Nelson 1970).

ta (n x 1000 anni, n x 100 anni, n x 10 anni). La variabilità nell'avanzamento o arretramento delle linee di riva è particolarmente evidente nel medio (n x 100 anni) e breve (n x 10 anni) periodo. Comunque il lungo periodo (n x 1000 anni) è particolarmente importante per il risultato finale del "sea level rise". Questo perché il lungo periodo è caratterizzato da un continuo e generale aumento del riscaldamento globale dopo la fine dell'ultima fase dell'era glaciale circa 10.000 anni fa. In ogni caso, comunque, la sola naturale ed efficiente difesa è un abbondante apporto solido fluviale per contrastare il prevalere delle onde di tempesta con conseguente arretramento della linea di riva, e per contrastare anche l'innalzamento del livello del mare dovuto al riscaldamento globale iniziato 10.000 anni fa. Sfortunatamente, fronteggiare oggi questo problema risulta particolarmente difficile per la sempre più massiccia attività antropica lungo la fascia costiera con la progressiva alterazione dell'equilibrio naturale dell'ambiente costiero e per l'insufficiente apporto solido al mare, atto a contrastare e bilanciare il duplice attacco portato alla zona costiera dall'azione delle onde di burrasca e dall'innalzamento del livello marino.

4 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Carbognin L. & Marabini F. 1995. Evolutional trend of the Po River delta (Adriatic Sea, Italy), in *Proceedings of the 28th International Geological Congress* (July 9-19). Washington D.C.: I, 238-239.
- Lamb H.H. 1982. *Climate, history and the modern world*. London.
- Marabini F. 1997. The Po river delta evolution. In *Atti di Fluvial-Marine Interactions*, International Workshop (Malnas Romania). Bucaresti: 47-55.
- Marabini F. & Veggiani A. 1991. Evolutional trend of the coastal zone and influence of climatic fluctuations. In *Proceedings of the 2nd International Symposium on coastal ocean space utilization. Cosu II*. Long Beach (California): 459-474.
- Marabini F., Veggiani A., Qin Yunshan & Cang Shuxi 1993. Climatic variations in the coastal zone. Comparison between the Po river delta (Adriatic Sea, Italy) and the Huanghe river (Bohai Sea, China). *Chin. J. Oceanol. Limnol.* II/3: 1-14.
- Nelson B.W. 1970. Mineralogical differentiation of sediments dispersed from the Po delta. In *The Mediterranean Sea, a Natural Sedimentation Laboratory*, a c. di Stanley D.J.: 441-453.
- Ortolani F. & Pagliuca S. 1995. Climatic variations and crised in the anthropized environment in the Mediterranean region. In *Proceedings Geosciences and Archeology Seminar* (Special pubbl. n. 70). Cairo: 113-126.
- Tardy Y. 1986. Le cycle de l'eau. Climats, paleo climats et geochemie globale. Paris: 169-209.

La ricostruzione di paleoclimi e paleoambienti mediante l'uso degli isotopi radiogenici e stabili nei reperti fossili

M. Pellegrini¹, A. Longinelli², P. Iacumin²

¹*Istituto di Biologia Agro-Ambientale e Forestale, CNR, Porano Terni, Italia*

²*Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Parma, Parma, Italia*

maurapellegrini@ibaf.cnr.it

SOMMARIO: Si riportano i risultati di due casi-studio nei quali gli isotopi stabili e radiogenici sono stati utilizzati su reperti fossili continentali, per la ricostruzione di ecologia, paleoambienti e paleoclimi, e le variazioni di questi nel tempo. Nel primo caso, sono stati investigati reperti ossei di *Equus* (cavallo) e *Cuvieronius* (mastodonte), appartenenti alla megafauna Boliviana che è andata quasi completamente estinta alla fine del Pleistocene. E' stato possibile dimostrare che i due gruppi di animali occupavano nicchie ecologiche differenti, con i *Cuvieronius* costretti nelle aree umide intorno ai corpi idrici maggiori e gli *Equus* liberi di spaziare nelle praterie. Il variare del $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nello smalto dei denti, ha ulteriormente supportato l'ipotesi che i cavalli si spostassero su maggiori distanze. Le variazioni di $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ dalla base al tetto della successione hanno suggerito il deterioramento delle condizioni climatiche nel tempo, con temperature più basse e maggiore aridità al tetto della sequenza, che è datato a 20.000 anni, cioè intorno al massimo glaciale. Il secondo caso-studio ha riguardato reperti ossei di pecore e umani provenienti da siti archeologici delle steppe russe. Il confronto tra i valori isotopici nei due gruppi ha mostrato che gli uomini integravano la loro dieta con proteine animali di origine diversa dalle sole pecore, mentre la variazione nel tempo dei parametri isotopici ha messo in luce cambiamenti climatici a piccola scala temporale, con il passaggio da climi secchi e caldi a climi più umidi e freschi, che con tutta probabilità hanno influito sulle strategie adattative di queste popolazioni.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Per identificare i climi e gli ambienti passati, gli isotopi stabili si sono rivelati e si stanno rivelando di sempre maggior aiuto nella risoluzione di problematiche ambientali di varia natura. Gli isotopi vengono utilizzati in contesti marini, continentali e atmosferici per ricostruire le condizioni climatiche e ambientali e i loro mutamenti nel tempo. Questo consente di costruire modelli teorici utili all'interpretazione degli attuali cambiamenti climatici e delle conseguenze di tali mutamenti sui regni vegetale e animale, uomo compreso. Alcuni esempi di tali applicazioni isotopiche sono lo studio delle carote di ghiaccio, dei sedimenti marini e lacustri, lo studio della composizione di acque di falda profonde e quello degli spe-

leotemi, la dendrocronologia, lo studio di reperti fossili continentali e marini e quello dei reperti archeologici.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Introduzione

I principi e le tecniche della geochimica isotopica sono stati qui applicati a resti fossili umani e animali per risalire all'ecologia e alla dieta degli individui investigati e ricostruire le condizioni paleoclimatiche e paleoambientali dei loro habitat. E' stato possibile identificare le variazioni dei parametri ambientali nell'intervallo di tempo coperto da questi reperti e le conseguenze sugli organismi.

Vengono riportati due casi-studio:

1) La megafauna continentale Pleistocenico-

- Olocenica della Bolivia meridionale;
2) Le popolazioni nomadi delle steppe russe dell'età del Bronzo.

Sono stati misurati i rapporti isotopici di C, N, S, O e Sr nelle frazioni minerali (carbonato-idrossiapatite) e organiche (collagene) di ossa e denti. Questi risultano per vari motivi indicatori delle condizioni ambientali in cui gli organismi sono vissuti e possono fornire informazioni di tipo paleoidrologico, paleoclimatico, sulle diete, sulla disponibilità e qualità del cibo, ecc. Alcuni di questi parametri possono inoltre essere utilizzati per identificare la mobilità e le migrazioni degli individui studiati.

Lo scheletro dei mammiferi è costituito da una frazione minerale di carbonato idrossiapatite (bioapatite) e da una struttura di sostegno costituita da fibre di collagene nelle quali sono dispersi i minerali. È stato osservato che entrambi i tessuti sono in grado di "registrare" nella loro composizione isotopica le condizioni dell'habitat. Il $\delta^{13}\text{C}$ del collagene e della bioapatite [con δ definito come $(R_{\text{sa}} - R_{\text{st}})/R_{\text{st}} * 1.000$] deriva principalmente dalla dieta (Schoeninger, & DeNiro, 1984), a sua volta dipendente dalla distribuzione e dalla tipologia delle piante. Anche il $\delta^{15}\text{N}$ e il $\delta^{34}\text{S}$ del collagene dipendono strettamente dalla componente alimentare. Il $\delta^{15}\text{N}$ risulta anche correlato direttamente con l'aridità dell'habitat. Il $\delta^{34}\text{S}$ risulta invece dipendente anche dal contesto geologico, dato che subisce scarsi frazionamenti durante i vari passaggi della catena trofica, per cui può essere utilizzato per ricostruire la mobilità degli individui (Richards *et al.* 2001), esattamente come il $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Il $\delta^{18}\text{O}$ della porzione fosfatica ($\delta^{18}\text{Op}$) e carbonatica ($\delta^{18}\text{Oc}$) della bioapatite è dipendente da tutte le fonti di ossigeno (cibo, acqua, O_2 respiratorio, ecc.) ma per il bilancio di massa l'acqua ingerita, essendo in maggiore quantità rispetto alle altre componenti, risulta generalmente responsabile della composizione isotopica del minerale dello scheletro (Longinelli, 1984).

2.2 Metodologia

Specifiche tecniche di estrazione sono applicate ai reperti scheletrici al fine di separare i tessuti di interesse per eseguirvi le misure isotopiche allo spettrometro di massa (Pellegrini, 2005 e citazioni ivi riportate). Il fosfato viene estratto dalle ossa e precipitato come Ag_3PO_4 e il $\delta^{18}\text{Op}$ viene misurato mediante fluorurazione off-line o per pirolisi; il carbonato viene purificato dalla calcite secondaria e reagito con H_3PO_4 per ottenere CO_2 , dove sono determinati il $\delta^{18}\text{Oc}$ e il $\delta^{13}\text{C}$. Il collagene viene separato dalla frazione minerale e il $\delta^{13}\text{C}$, il $\delta^{15}\text{N}$ e il $\delta^{34}\text{S}$ misurati mediante analisi elementare e CF-IRMS. Il rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ viene determinato nello smalto e nella dentina, previa dissoluzione con HNO_3 concentrato.

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1 Dieta e Paleoecologia della Megafauna Boliviana Quaternaria.

I campioni sono stati prelevati dal bacino alluvionale di Tarija-Padcaya (Bolivia Meridionale), che è uno dei più importanti siti di riferimento per la megafauna sudamericana, andata incontro quasi completamente ad estinzione alla fine del Pleistocene. Questo bacino rappresentava un'area di studio decisamente interessante data la ricchezza della fauna fossile e la relativa facilità di trovare i reperti in continuità stratigrafica.

La ricostruzione degli ambienti e delle sue variazioni in un periodo di così grandi cambiamenti globali si preannunciava di enorme interesse. Nell'area sono state descritte e caratterizzate diverse successioni, e i campioni sono stati prelevati da ciascun livello correlabile. L'età precisa di questa fauna di mammiferi è stata più volte oggetto di discussione (MacFadden, 2000 e sue referenze), ma evidenze di avanzamenti glaciali relativi agli Stadi Isotopici Marini (MIS) 4 e 2, e nuove datazioni radiometriche (Coltorti *et al.*, 2007), collocano questa sequenza tra il tardo Pleistocene e gli inizi dell'Olocene.

Lo studio isotopico è stato focalizzato su due

generi rappresentativi della megafauna Tarijense: il cavallo (*Equus*) e il mastodonte (*Cuvieronius*), secondo MacFadden (2000) facenti parte della stessa nicchia ecologica. Il $\delta^{18}\text{O}_p$, il $\delta^{18}\text{O}_c$ e il $\delta^{13}\text{C}$ sono stati misurati nella bioapatite di ossa e denti, mentre il $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ è stato misurato in sequenza in quattro denti di cavallo. Il $\delta^{18}\text{O}_p$ è stato utilizzato per risalire ai valori isotopici dell'acqua ambientale ($\delta^{18}\text{O}_w$), per mezzo delle calibrizioni sul cavallo e sull'elefante disponibili in letteratura. In Figura 1 sono riportati i valori di $\delta^{18}\text{O}_w$ dell'acqua ambientale e quelli di $\delta^{13}\text{C}$ misurati nella bioapatite.

Il $\delta^{13}\text{C}$ è stato utilizzato per stimare il quantitativo di piante C_3 e C_4 nella dieta dell'animale. Entrambi i generi sono risultati "mixed feeders" (dieta mista), ma con una netta preferenza da parte del *Cuvieronius* per le piante C_3 , e dell'*Equus* per quelle C_4 . Secondo Yoshida and Yamazaki (1982), la maggior parte della vegetazione dell'area, nel periodo considerato, era costituita da erbe tipo C_4 mentre le poche piante C_3 erano rappresentate da alberi e arbusti che si sviluppavano sulle sponde di fiumi e laghi. Il risultato di questo studio suggerisce che il *Cuvieronius*, nella ricerca di cibo, è stato probabilmente costretto a vivere vicino ai corpi idrici, mentre l'*Equus* poteva spaziare nelle praterie, ricche di specie C_4 . Qui la disponibilità di cibo era

sicuramente maggiore ma gli animali dovevano abbeverarsi da pozze e laghi effimeri, caratterizzati da acque arricchite in ^{18}O per processi evaporativi. Il cavallo infatti mostra valori più alti di $\delta^{18}\text{O}_w$, mentre il *Cuvieronius* ha registrato valori più bassi nell'apatite ossea, a conferma che stanziava soprattutto vicino ai fiumi e laghi perenni, con composizione più impoverita di ^{18}O (Figura 1). L'andamento del $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, misurato nello smalto in modo sequenziale lungo l'accrescimento dei denti supporta queste conclusioni. A differenza di quanto riportato in letteratura quindi i due gruppi di animali non occupavano la stessa nicchia ecologica ed è forse per questo che il cavallo, con più facilità di reperire il cibo, è andato incontro ad estinzione molto dopo rispetto al mastodonte.

Le variazioni temporali del $\delta^{18}\text{O}$ e del $\delta^{13}\text{C}$ lungo la sequenza stratigrafica hanno registrato le modificazioni ambientali e climatiche avvenute nell'area nell'intervallo considerato. È stato possibile osservare un complessivo decremento del $\delta^{18}\text{O}$, che suggerisce una diminuzione della temperatura verso i livelli alti della sequenza (datati intorno a 20.000 anni, cioè intorno al massimo dell'ultimo glaciale), e un incremento del $\delta^{13}\text{C}$, che indica condizioni di maggiore aridità verso l'inizio dell'Olocene (Coltorti *et al.*, 2007).

3.2 Dieta e ambienti delle popolazioni nomadi russe dell'età del bronzo

I campioni umani e animali hanno un'età variabile tra i 5.500 e i 1.600 anni BP e provengono da cinque siti archeologici delle steppe russe: Pokrovka, ai piedi della catena degli Urali, Ipatovo, Aigursky and Zolotarevka nel territorio di Stavropol, tra il Mar Nero ed il Mar Caspio. e Goryachevodsky, a Nord del Caucaso. L'intento era di verificare l'impatto dei cambiamenti climatici in queste aree sull'uomo e sulla sua economia. Le popolazioni locali alternavano in questo periodo attività agricole stanziali ad attività pastorali più mobili.

Sono stati misurati nel collagene delle ossa il $\delta^{13}\text{C}$, il $\delta^{15}\text{N}$ e il $\delta^{34}\text{S}$. Il confronto diretto tra

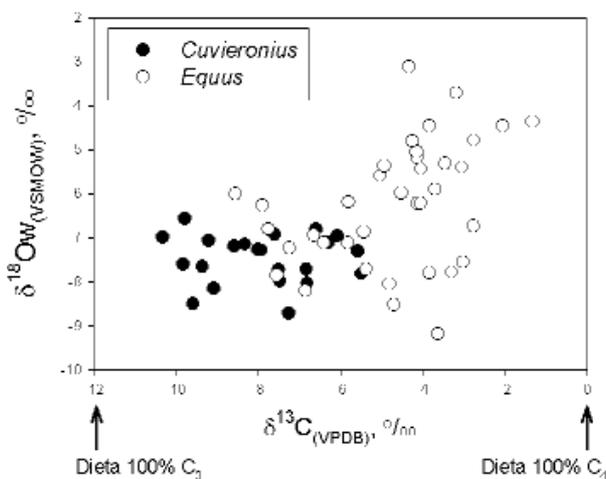


Figura 1: Il *Cuvieronius* e l'*Equus* si distinguono per il $\delta^{18}\text{O}_w$ e il $\delta^{13}\text{C}$ della bioapatite. I due generi occupavano nicchie ecologiche differenti.

i fossili animali e umani ha consentito una ricostruzione accurata delle diete di queste popolazioni e anche degli ambienti in cui si muovevano. I gruppi animali e umani dello stesso sito archeologico mostrano sistematicamente valori isotopici differenti, con il collagene umano arricchito in ^{13}C e ^{15}N e impoverito in ^{34}S rispetto alle pecore (Pellegrini, 2005). Il $\delta^{15}\text{N}$ nel collagene umano risulta arricchito in media del 4.5‰ rispetto a quello delle pecore, il che suggerisce un'integrazione con altre proteine animali che, in base anche ai valori di $\delta^{34}\text{S}$ e di $\delta^{13}\text{C}$, potrebbero essere rappresentate da pesci di acqua dolce. L'arricchimento in ^{13}C potrebbe altresì indicare un diverso sfruttamento delle risorse vegetali tra l'uomo e le pecore, con i primi che preferivano le piante C_4 e le seconde che si nutrivano di piante C_3 . I valori del $\delta^{34}\text{S}$ mostrano una composizione compatibile con quella della geologia dell'area per le pecore, ma leggermente diversa nel caso degli umani, che con tutta probabilità acquisivano S anche dal consumo di pesci anadromi dell'Ural. Questo studio ha anche permesso la ricostruzione della variazione dei parametri ambientali con alto dettaglio temporale, che risultano in linea con altri studi nell'area (Iacumin *et al.*, 2004), suggerendo condizioni climatiche aride tra 3500 e 4500 anni BP a Ipatovo, e intorno a 2500 anni BP a Pokrovka, seguiti da periodi più umidi.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Nel presentare questi due casi-studio si sono volute mettere in evidenza le potenzialità degli isotopi stabili e radiogenici nel fornire informazioni rilevanti negli studi paleoclimatici e paleoambientali in ambito continentale. Lo studio delle risposte adattative dell'uomo e delle faune passate ai cambiamenti globali è di sicuro interesse per la costruzione dei modelli di adeguamento dell'uomo moderno ai sempre più devastanti effetti degli attuali cambiamenti climatici.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Coltorti, M., Abbazzi, L., Ferretti, M., Iacumin, P., Paredes Rios, F., Pellegrini, M., Pieruccini, P., Rook, L. & Tito, G. (2007) Late Pleistocene South American fauna and paleoenvironment: new data from Tarija Basin (Bolivia). *Naturwissenschaften*, 94, 4 288-299.
- Iacumin, P., Nikolaev, V., Genoni, L., Ramigni, M., Ryskov, Y.G. & Longinelli, A. (2004): Stable isotope analyses of mammal skeletal remains of Holocene age from European Russia: A way to trace dietary and environmental changes. *Geobios*, 37, 37-47.
- Longinelli, A. (1984): Oxygen Isotopes in Mammal Bone Phosphate - a New Tool for Paleohydrological and Paleoclimatological Research. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 48, 385-390.
- MacFadden, B.J. (2000): Middle Pleistocene Climate Change Recorded in Fossil Mammal Teeth from Tarija, Bolivia, and Upper Limit of the Ensenadan Land-Mammal Age. *Quaternary Research*, 54, 121-131.
- Pellegrini, M. (2005): Multi-proxy biogeochemical approach to paleoenvironmental reconstructions: the use of stable and radiogenic isotopes in skeletal fossil remains. Tesi di Dottorato in Scienze della Terra, Università di Parma, XVII ciclo.
- Richards, M.P., Fuller, B.T. & Hedges, R.E.M. (2001): Sulphur isotopic variation in ancient bone collagen from Europe: implications for human palaeodiet, residence mobility, and modern pollutant studies. *Earth and Planetary Science Letters*, 191, 185-190.
- Schoeninger, M.J. & DeNiro, M.J. (1984): Nitrogen and carbon isotopic composition of bone collagen from marine and terrestrial animals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 625-639.
- Yoshida, A. & Yamazaki, E. (1982): Micro-fossils, pp. 57-62. In F. Takai (Ed.): *Tarija Mammal-Bearing Formation in Bolivia*, Research Institute of Evolutionary Biology 3, Tokyo.

Paleoclimatologia e sedimenti lacustri

P. Guilizzoni, A. Lami, A. Marchetto, M. Manca, S. Musazzi, S. Gerli
Istituto per lo Studio degli Ecosistemi, CNR, Verbania, Italia

SOMMARIO: L'attività che viene qui presentata fa riferimento soprattutto all'area del centro Italia: qui infatti sono state prelevate carote di sedimento nei laghi di Nemi e Albano e su tale materiale sono stati condotti studi particolarmente approfonditi sul clima e sulle variazioni di livello delle acque durante il massimo glaciale ed Olocene. Altri ambienti sono stati parimenti studiati e molti sono i risultati ottenuti a fronte di ricerche svolte nell'ambito di progetti internazionali che avevano come scopo principale quello della ricostruzione del clima del passato e, secondariamente, quello di separare gli effetti sull'ecosistema delle variazioni climatiche da quelle determinate dalle attività dell'uomo. Le ricerche sulla variabilità paleoclimatica rappresentano un pre-requisito essenziale nella comprensione dell'evoluzione futura del sistema climatico del nostro pianeta e delle potenziali conseguenze dei futuri cambiamenti globali.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Nell'ultimo ventennio la ricerca ambientale è stata caratterizzata da un crescente sviluppo degli studi di carattere paleoclimatologico e paleoecologico.

Gran parte di questo sviluppo è dovuto al notevole contributo che le ricerche in questo campo offrono per la comprensione delle modificazioni recenti del clima e l'individuazione dei meccanismi attraverso i quali esse si attuano.

Tali modificazioni sono oggetto di studio da parte di equipe di studiosi in tutto il mondo, ma anche oggetto di preoccupazioni, che talvolta alimentano facili allarmismi da parte di vasti settori della società umana, frutto della sostanziale disinformazione che accompagna il trasferimento delle conoscenze dal mondo scientifico e accademico al mondo della società civile.

In questo contesto, gli studi paleoclimatici rivestono un ruolo di fondamentale importanza: essi consentono di fare chiarezza sul significato degli eventi climatici del presente, poiché permettono di calibrarne la portata sulla base delle variazioni climatiche del passato e di prevederne gli effetti, a partire dalla stima dell'impatto, che eventi di diversa entità ebbero sul nostro pianeta.

Le ricerche sul paleoclima sono finalizzate

alla realizzazione di due obiettivi principali. Il primo obiettivo è rappresentato dall'analisi di dettaglio della variabilità climatica naturale a medio e lungo termine. Il secondo, ad esso strettamente legato, è quello della stima dei fattori e dei meccanismi fisici che sottendono a tali variazioni climatiche. Per realizzare questi due obiettivi, si utilizzano dati vicarianti ("proxy-records"), tratti da discipline molto diverse in grado di fornire le informazioni necessarie per la ricostruzione dei diversi scenari climatici occorsi nel passato.

In questo contributo viene data una presentazione sintetica di alcuni studi svolti in settori chiave della ricerca paleoclimatica, ed in particolare di ricerche in campo paleolimnologico (vale a dire, ricostruzioni ottenute a partire da sedimenti lacustri). Si farà principalmente riferimento ad ambienti lacustri di pianura, mentre in altri capitoli di questo volume saranno presentate le ricerche condotte in artico (Svalbard) e in laghi d'alta quota (Alpi e Himalaya).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

Negli ultimi 15 anni sono stati sviluppati diversi progetti nazionali ed internazionali, di volta in volta dedicati allo studio di laghi col-

locati in aree geografiche molto diverse tra loro: laghi vulcanici del Lazio (Guilizzoni & Oldfield 1996), laghi d'alta quota dell'Europa (quattro progetti Europei) e del Nepal Himalayano (Progetto Ev-K²-CNR); laghi in aree artiche, Lapponia e Svalbard (Progetto con l'Università di Helsinki; Polarnet) e in Patagonia (accordo bilaterale tra CNR e CONICET).

Le analisi hanno preso in considerazione prevalentemente i resti biologici, i nutrienti algali e i pigmenti fotosintetici e il periodo maggiormente studiato è stato l'Olocene recente, sebbene non manchino esempi di ricostruzioni paleoclimatiche sul tardo Pleistocene e sul penultimo interglaciale (Eemiano).

Di particolare interesse è una ricerca internazionale appena iniziata, relativa alla ricostruzione degli ultimi due cicli climatici attraverso l'analisi dei sedimenti del Lago Peten-itza, Guatemala. Grazie alla sua ubicazione (area neotropica in centro America) e alla sua età (ca. 160.000 anni), nonché alla natura del suo sedimento, questo ambiente presenta caratteristiche uniche al mondo, che consentono lo studio approfondito delle variazioni climatiche di un'area relativamente poco studiata in una finestra temporale tra le più ampie finora esaminate in studi di questo tipo.

Negli anni più recenti l'attività di ricostruzione paleoclimatica si è rivolta anche ad ambienti nei quali l'esistenza di lunghe serie temporali di dati limnologici e meteorologici garantisce la possibilità di verificare e calibrare il dato sedimentologico con quello relativo al corpo d'acqua. Un esempio al riguardo è costituito dal Lago Maggiore (Marchetto *et al.* 2004, Manca *et al.* 2007).

3 RISULTATI RILEVANTI

Ragioni di brevità ci inducono a limitare il presente contributo ai principali risultati delle ricostruzioni paleoclimatiche nell'area romana, ottenuti nell'ambito di un progetto interdisciplinare finanziato dalla UE (PALICLAS; Guilizzoni & Oldfield 1996).

In particolare, lo studio sul Lago di Albano ha

rivelato aspetti interessanti delle variazioni climatiche del tardo Pleistocene e, soprattutto, del periodo di freddo più intenso della glaciazione Würmiana, registrato tra 30.000 e 16.000 anni fa (Guilizzoni *et al.* 2000, Chondrogianni *et al.* 2004).

L'elevato livello di interazione e di integrazione di studiosi con diverse competenze ha consentito la realizzazione di un lavoro prettamente interdisciplinare condotto a 360 gradi: dalla ricostruzione delle temperature e delle precipitazioni a partire dall'analisi di isotopi stabili dell'ossigeno in matrici calcaree e silicee, all'analisi delle proprietà magnetiche; dalla granulometria e litologia del sedimento, alla stima dell'indice di bioturbazione; dall'analisi di fossili biologici e biochimici (diatomee, cladoceri, ostracodi, chironomidi, pigmenti specifici di alghe e solfobatteri), alla ricostruzione della vegetazione a partire dall'analisi pollinica.

L'insieme dei risultati ottenuti nell'arco di 10 anni di intensa attività di ricerca ha messo in luce il verificarsi nel paleoambiente del Lago di Albano, tra 15.000 e 30.000 anni fa, oscillazioni a scale temporali diverse, da quella millenaria a quella sub-decennale, passando attraverso oscillazioni centenarie e decennali, tutte indotte da repentine modificazioni climatiche (Fig. 1). Le periodicità ricostruite nelle carote del Lago di Albano sono risultate coincidere con quelle registrate in carote di ghiaccio della Groenlandia (GRIP, GISP) e nei sedimenti marini del nord Atlantico.

Il fatto che le oscillazioni registrate nei sedimenti del Lago di Albano siano strettamente correlate con le temperature superficiali dell'Oceano Atlantico a nord-ovest dell'Africa depone a favore dell'ipotesi secondo la quale l'influenza del clima monsonico sarebbe arrivata fino all'Italia Centrale, fatto che presenta implicazioni importanti relativamente alla scelta dei modelli relativi ai *driver* climatici e ai rapporti tra i due continenti.

Le variazioni climatiche osservate a scala temporale più corta, quali quelle multidecadiche (30-50 anni) e interdecennali (3-8 anni), sembrerebbero riflettere variazioni dell'Oscillazione Nord

Atlantica (NAO), con una perfetta sincronizzazione delle variazioni di temperatura, forza del vento e del movimento di masse d'aria umida, legato alla quantità di precipitazioni atmosferiche registrate. I dati hanno messo in evidenza il verificarsi, tra 23.000 e 15.000 anni fa, di quattro importanti episodi di incremento delle precipitazioni, accompagnati da un notevole innalzamento del livello delle acque lacustri (Fig. 1). Tali episodi, dei quali non si aveva notizia in precedenza, si vanno ad aggiungere all'innalzamento, verificatosi tra 28.000 e 30.000 anni fa, in occasione del quale si originò, per riempimento del cratere, il Lago di Albano. Le quattro fasi di incremento nelle precipitazioni atmosferiche sono risultate direttamente correlate con i cicli di rilascio di grandi iceberg nell'Atlantico (noti come eventi di Heinrich). Tali eventi, ne sono stati descritti principalmente sei, sono il risultato di rapidi cambiamenti climatici di portata globale; ne recano traccia carote marine prelevate a molte centinaia di chilometri di distanza dall'Atlantico settentrionale, e alcune carote di

ghiaccio della Groenlandia, nelle quali essi segnano l'inizio dei cicli denominati di Dansgaard-Oeschger.

Le variazioni climatiche osservate consistono in un aumento delle precipitazioni e in un rapido incremento nella temperatura dell'acqua (da 4 a 6 °C entro pochi decenni: in 40, o al massimo, 100 anni). Queste paleotemperature sono ricostruite a partire dai valori di $\delta^{18}\text{O}$ in frustoli di diatomee.

Le modificazioni ricostruite sono quasi certamente sovrastimate, e si ritiene che siano in realtà il risultato della sovrapposizione di modificazioni idrologiche su quelle del riscaldamento.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Comprendere il passato e la variabilità climatica naturale potrà aiutarci a prevedere l'evoluzione futura dell'impatto delle modificazioni climatiche nelle condizioni di forte condizionamento delle attività dell'uomo caratteri-

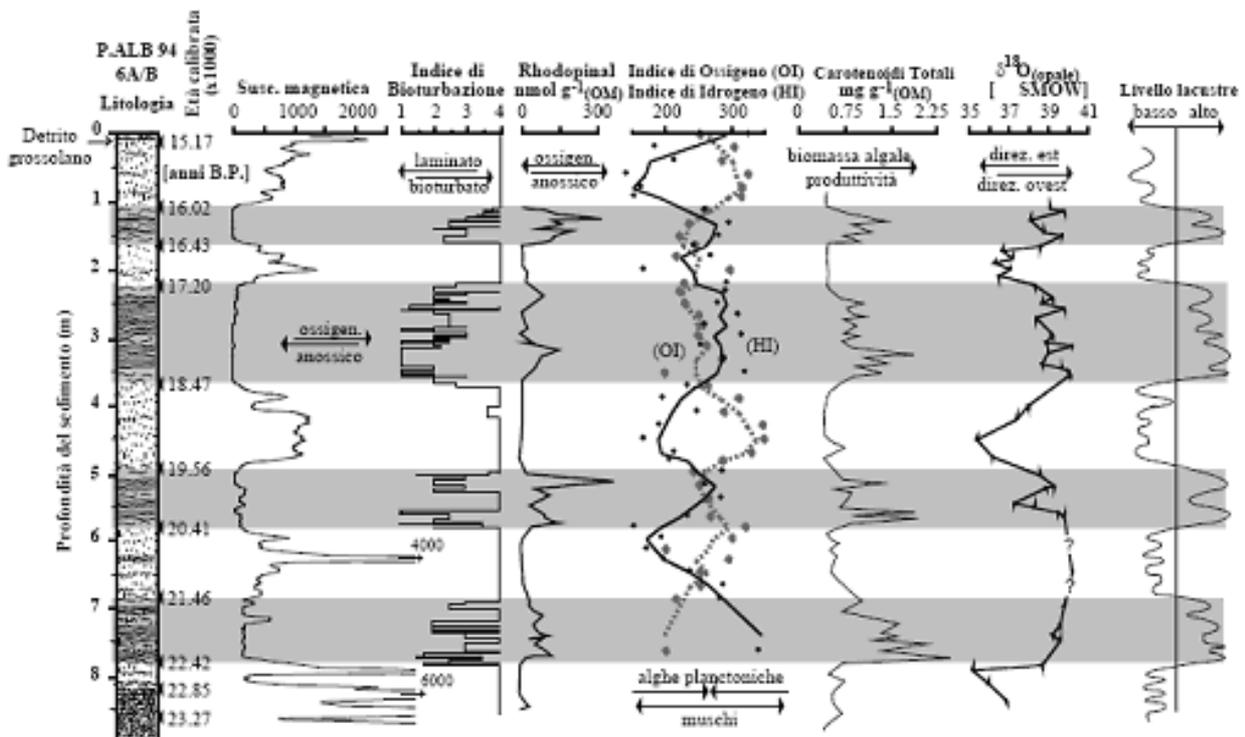


Figura 1: Ricostruzioni paleoambientali e paleoclimatiche ottenute mediante analisi di due carote, 6A/6B del Lago di Albano. Tra gli altri parametri è rappresentata una curva schematica delle fluttuazioni di livello dell'acqua del lago tra 15.000 e 23.000 anni fa. Le massime variazioni di livello, associate a condizioni anossiche, sono evidenziate dalle quattro zone ombreggiate. Gli intervalli con acque ben ossigenate sono in relazione ad una forte componente dei venti con direzione nord-est, mentre i periodi con acque profonde anossiche sono caratterizzate da condizioni climatiche calde e umide a causa della prevalenza dei venti con direzione sud-ovest (Chondrogianni et al. 2004).

stico del nostro tempo.

Le informazioni raccolte attraverso gli studi paleoclimatici e paleoambientali costituiranno la base conoscitiva sulla quale i modelli previsionali dovranno basarsi, in modo tale da consentirne una migliore calibrazione.

Essenziale è a questo proposito lo studio dei processi di "feedback", in grado di amplificare o ridurre le dirette conseguenze di fattori innescanti un determinato processo evolutivo. La conoscenza di questi processi è ancora piuttosto deficitaria e vi è un vivace dibattito nella comunità scientifica sui livelli di soglia necessari ad innescare i cambiamenti climatici.

Alcune aree geografiche (es. centro America) sono reputate di particolare interesse, in quanto zone di confluenza di regimi climatici differenti; tale è ad esempio l'area Mediterranea, sottoposta all'influenza della circolazione continentale nord-Atlantica da una parte, e a quella nord-Africana, subtropicale dall'altra.

È dunque su tali aree che lo sforzo di ricerca è attualmente focalizzato, soprattutto sull'aspetto relativo alla distinzione dell'effetto naturale (climatico) da quello antropogenico (Brauer & Guilizzoni 2004).

Inoltre, aspetti nuovi e rilevanti sulle forzanti dei cambiamenti climatici stanno emergendo dalle ricerche avviate in siti remoti dell'emisfero australe, anche grazie a progetti di collaborazione scientifica con colleghi di enti di ricerca argentini (Progetto CNR-CONICET). Organismi internazionali quali l'IGBP-PAGES auspicano una maggiore interazione tra climatologi e ricercatori che si occupano di ricostruzioni paleoambientali, così come tra climatologi e ricercatori che si occupano di tematiche socio-economiche. Lo scopo è quello di colmare il vuoto esistente tra quanto previsto dagli studi paleoclimatici, in termini di conseguenze per la vita sul nostro pianeta, e la programmazione delle attività e dei modelli di sviluppo sostenibili per l'uomo nel XXI secolo. Evidentemente, il punto critico è rappresentato dall'efficienza e dall'efficacia con le quali il risultato scientifico viene trasferito a quei settori del mondo politico ed economico ai quali è deputata la pianificazio-

ne della gestione del territorio e delle risorse ambientali.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Brauer, A. & Guilizzoni P. 2004. The record of human/climate interactions in lake sediments. *Quaternary International*. 113: 1-3.
- Chondrogianni, C., Ariztegui D., Rolph T., Juggins S., Shemesh A., Rietti-Shati M., Niessen F., Guilizzoni P., Lami A., McKenzie J.A. & Oldfield F. 2004. Millennial-to interannual climate variability in the Mediterranean during the Last Glacial Maximum. *Quaternary International*. 122: 31-41.
- Guilizzoni, P. & Oldfield F. (Eds). 1996. Palaeoenvironmental Analysis of Italian Crater Lake and Adriatic Sediments (PALI-CLAS). *Mem. Ist. ital. Idrobiol.* 55. 357 pp.
- Guilizzoni, P., Marchetto A., Lami A., Oldfield F., Manca M., Belis C.A., Nocentini A.M., Comoli P., Jones V.J., Juggins C., Chondrogianni S., Ariztegui D., Lowe J.J., Ryves D.B., Devoy E., Battarbee R.W., Rolph T.C. & Massaferrero J. 2000. Evidence for short-lived oscillations in the biological records from the sediments of Lago Albano (central Italy) spanning the period ca. 28 to 17 kyr BP. *J. Paleolimnol.* 23: 117-127.
- Manca, M., Torretta B., Comoli P., Amsinck S.L. & Jeppesen E. 2007. Major changes in trophic dynamics in large, deep sub-alpine Lake Maggiore from 1940s to 2002: A high resolution comparative palaeo-neolimnological study. *Freshwater Biology* (in press).
- Marchetto, A., Lami A., Musazzi S., Massaferrero J., Langone L. & Guilizzoni P. 2004. Lake Maggiore (N. Italy) trophic history: fossil diatoms, plant pigments, chironomids and comparison with long-term limnological data. *Quaternary International*. 113: 97-110.

Clima e tassi di sedimentazione nell'area veneziana

S. Donnici¹, R. Serandrei-Barbero¹, G. Canali²

¹*Istituto di Scienze Marine, CNR, Venezia, Italia*

²*Dipartimento di Biologia Evolutiva e Funzionale, Università di Parma, Italia*

s.donnici@ismar.cnr.it

SOMMARIO: Nel sottosuolo veneziano, tra 38 m e 23 m di profondità dal livello mare, l'analisi pollinica evidenzia un periodo glaciale interrotto da due fasi di addolcimento climatico di età compresa tra 34500 anni BP e 27760 anni BP. In questo intervallo il tasso di accumulo è calcolabile in circa 1mm/anno. L'intervallo da 23 a 6 m di profondità corrisponde all'ultimo stadiale e a due fasi di addolcimento climatico datate rispettivamente circa 22270±100 anni BP e tra 19260±90 e 9060±100 anni BP. In questo intervallo si registra un aumento del tasso di accumulo da 1 a 3mm/anno attorno a 23000 anni dal presente. Nell'intervallo tra 18000 e 6000 anni BP è presente una lacuna stratigrafica. La formazione della laguna in quest'area risale ad una fase di definitivo addolcimento climatico. Nei depositi lagunari il tasso di accumulo passa da 1,1 mm/anno nell'intervallo tra 2500 e 1500 anni BP a 0.5 mm/anno in epoca storica. Alla drastica riduzione del tasso di sedimentazione è imputabile l'attuale approfondimento del bacino lagunare.

1 INTRODUZIONE

Data la sua posizione geografica, Venezia è particolarmente vulnerabile all'aumento del livello del mare, controllato, principalmente, dai cambiamenti climatici. Sulla pianura costiera, il tasso di accumulo è correlato con la creazione di spazio disponibile per la sedimentazione, che a sua volta dipende dalla subsidenza di varia origine e dall'innalzamento del livello del mare. Ma esso dipende in modo determinante dalla disponibilità di sedimenti, che può ridursi notevolmente durante una fase trasgressiva, quale quella che sta vivendo la laguna di Venezia.

Un recente sondaggio a carotaggio continuo profondo 38 m, effettuato dal CNR nell'area urbana dell'antico Arsenale di Venezia, ha permesso di recuperare una successione sedimentaria comprendente gran parte del Pleistocene Superiore. Questi sedimenti sono risultati adatti per le indagini palinologiche fornendo la possibilità di approfondire la conoscenza della biostratigrafia pollinica del Pleistocene Superiore, ancora lacunosa per

l'Italia Settentrionale, e di ricostruire le vicende climatiche succedutesi nell'area veneziana, dove gli equilibri tra l'aumento del livello del mare e il tasso di sedimentazione sono oggi fortemente condizionati dall'azione dell'uomo.

2 RISULTATI

2.1 Ambiente di deposizione

Da 38 a 26 metri dal livello medio del mare i depositi appartengono a un sistema fluviale in facies di piana inondabile e sono costituiti da argille, argille siltose e silt con intercalazioni sottili di sabbie fini siltose; localmente si osservano strutture trattive e laminazioni incrociate; talora sono presenti strati argillosi massivi contenenti sostanza organica e resti di gasteropodi dulcicoli.

Da 26 a 13 m le facies indicano una maggior vicinanza con il corso d'acqua. Sono presenti sabbie, da medio-grossolane a fini, talora organizzate in sequenze Fining Upwards, indicative di depositi canalizzati o di argine. Negli intervalli più spessi si osservano lami-

nazioni planari o incrociate. Da 13 a 6 m la sequenza, a granulometria decrescente e a cui seguono orizzonti argillosi e torbosi, indica l'instaurarsi di una facies palustre sovrastata da suoli incipienti o evoluti, con concrezioni carbonatiche ed orizzonti ossidati.

I 6 m superiori, costituiti da limi e argille ricchi di gusci di molluschi e di foraminiferi bentonici, appartengono al sistema costiero e si sono depositi in facies lagunare, di barena o di piana di marea.

2.2 Sviluppo vegetazionale

I risultati analitici relativi a tutti i pollini contati (AP +NAP) in 90 campioni sono stati interpretati attraverso raggruppamenti vegetazionali a significato ambientale.

Da 38 a 23 m la sequenza pollinica è dominata dagli Elementi Pionieri con NAP abbondanti; essa testimonia condizioni stadiali con due fasi di addolcimento climatico in cui sono riconoscibili condizioni interstadiali date da un modesto arricchimento delle Latifoglie.

Da 23 a 6 m di profondità, le condizioni sono ancora stadiali con due fasi di leggero miglioramento climatico in cui si registra un arricchimento delle formazioni arboree ed una presenza significativa, ma sempre esigua (max 5%) di elementi del Querceto. Elementi esigenti dell'orizzonte montano (*Abies*, *Fagus* e *Picea*) si mescolano con la formazione a Pini testimoniando una fase fredda, ma mitigata, indicativa di due oscillazioni climatiche di tipo interstadiale.

La zona pollinica superiore rappresenta una vistosa discontinuità vegetazionale, con dominanza del Quercetum e crollo degli Elementi Pionieri e delle NAP. Le condizioni climatiche corrispondono al Postglaciale.

2.3 Analisi radiometriche e tassi di sedimentazione

Riportando in un grafico le età ottenute e le relative profondità si ottiene una valutazione del tasso di accumulo, corrispondente al Relative Sea Level Rise, a sua volta comprensivo di subsidenza ed eustatismo. Il grafico ottenuto indica un tasso di accumulo (dato

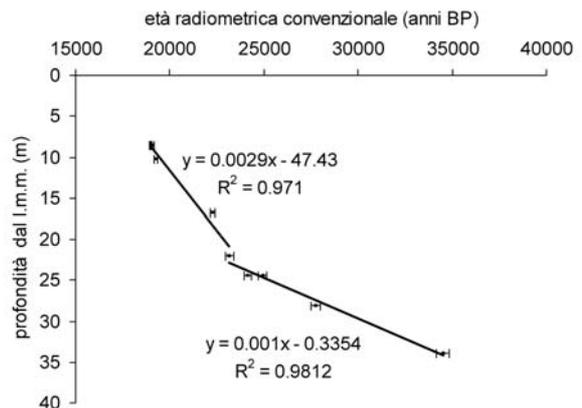


Figura 1: Età vs. profondità (rispetto al l.m.m. 1897) nei depositi continentali pleistocenici dell'Arsenale di Venezia: il cambiamento di pendenza della retta di regressione indica un aumento del tasso di sedimentazione attorno a 23 000 anni BP di età convenzionale ¹⁴C.

dal coefficiente angolare della retta di regressione lineare in Fig. 1) di circa 1 mm/a tra i 35 e i 23 m di profondità, corrispondenti all'intervallo temporale 35000-23000 BP, e di circa 2,9 mm/a procedendo verso il culmine dell'Ultimo Glaciale, tra circa 22 m e 8 m di profondità.

3 CRONOSTRATIGRAFIA

Le due fasi interstadiali inferiori sono comprese tra uno strato torboso circa a m 33,80, datato al ¹⁴C 34500±360 anni BP, e un sottile strato organogeno a m 28,13 datato 27760±230 anni BP. Questa due zone polliniche di età compresa tra 34.500 e 27760 anni BP corrispondono verosimilmente a quello che in letteratura è ricordato, spesso suddiviso in una bipartizione, come interstadio di Denekamp nell'Europa settentrionale (Zagwijn, 1961) o Arcy-Kesselt in Francia (Gullentops, 1954).

Sopra i 28m le condizioni sono ancora ascrivibili al Pleniglaciale, ma con due distinte fasi di addolcimento climatico. Una inizia pochi cm al di sopra di un livello di torba datata ed ha quindi un'età convenzionale appena più recente di 22270±100 anni BP. L'altra è rappresentata in 70 cm di sedimento ed è compresa tra due livelli torbosi datati radiometricamente 19260±90 e 19060±100; quest'ultima è caratterizzata da una vegetazione a step-

pa, ma con presenza di specie termofile.

Nella letteratura corrente questi due interstadi del Pleniglaciale sono conosciuti come Intestadio di Tursac e di Laugerie e sono stati riconosciuti in Francia e discussi, da un punto di vista palinologico e cronologico, da Leroi-Gourhan (1968, 1980).

La lacuna stratigrafica sovrastante ha comportato l'evolversi dei depositi continentali con formazione di paleosuoli a diversi gradi di evoluzione e presenza di concrezioni carbonatiche, noduli ferruginosi/manganesiferi e orizzonti ossidati.

I depositi lagunari sovrastanti risultano di età atlantica superiore e, al loro interno, sono state riconosciute morfologie di canale, di piana di marea e di apparato intertidale, dovute ai fenomeni di trasporto e rideposizione.

4 DISCUSSIONE DEI RISULTATI E CONCLUSIONI

Le numerose radiodattazioni ottenute hanno fornito indicazioni sul tasso di accumulo dei depositi alluvionali e lagunari nel corso delle ultime fasi climatiche del Pleistocene Superiore e dell'Olocene. Il tasso di accumulo sulla paleopianura è risultato pari a circa 1 mm/a nell'intervallo temporale 35000-23000 BP, e a circa 2,9 mm/a durante l'Ultimo Massimo Glaciale e fino a circa 18000 anni BP (Fig. 1). Il drastico aumento della subsidenza è collegabile all'abbassamento isostatico dovuto alla formazione della calotta glaciale alpina durante l'ultima fase glaciale (Carminati *et al.*, 2003a). Il peso della calotta di ghiaccio, che ha raggiunto i 1300 m di spessore in alcune valli della Svizzera centrale (Florineth e Schluechter, 1998) e aveva uno spessore medio di circa 200 m, avrebbe generato un abbassamento litosferico fino a 60-70 metri, trasmesso anche alle aree prossime alla catena montuosa, come la pianura veneziana. I depositi alluvionali della paleopianura appartengono al sistema sedimentario del Fiume Brenta, in aggradazione fino al Tardiglaciale. Alla cessata aggradazione (Mozzi *et al.*, 2003) è dovuta la successiva lacuna stratigrafica, durata da circa 18000 a

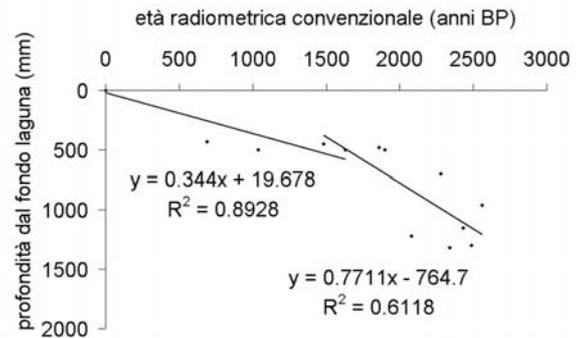


Figura 2: Età vs. profondità nei depositi olocenici del settore settentrionale della Laguna di Venezia: il coefficiente angolare della retta di regressione indica un tasso di sedimentazione dimezzato (da 0,77 a 0,34 mm/a) negli ultimi 1500 anni (da Serandrei-Barbero *et al.*, 2006).

6000 anni dal presente, in cui gli sporadici apporti sedimentari osservati sono dovuti ad eventi esondativi eccezionali (Serandrei-Barbero *et al.*, 2005).

I depositi lagunari basali risultano di età atlantica superiore e la formazione della laguna nell'area dell'Arsenale è quindi avvenuta durante l'optimum climatico antico. Una valutazione dei tassi di sedimentazione durante la fase climatica che arriva fino ad oggi è stata ottenuta attraverso la pendenza di una curva "età contro profondità" ricavata dai dati radiometrici forniti dal contenuto organogeno dei depositi lagunari in diversi settori della laguna (Serandrei-Barbero *et al.*, 2006). Si riporta in Fig. 2 la curva età vs. profondità nel bacino settentrionale della laguna.

Da circa 3000 a 1000 anni fa il tasso di sedimentazione medio nell'intera laguna si è mantenuto attorno a 1,1 mm/anno e ha compensato l'aumento relativo del livello del mare.

I tassi medi di sedimentazione dell'area veneziana, circa 1 mm/anno sia nei depositi alluvionali che in quelli lagunari, indicano nella subsidenza il principale fattore di controllo dell'aumento relativo del livello mare, che è stato via via compensato dal tasso di sedimentazione, consentito dalla disponibilità di sedimenti. Ma la fase storica si caratterizza per un tasso di sedimentazione pari, come valore medio lagunare, a 0,5 mm/anno; il tasso di sedimentazione risulta quindi dimezzato, sia per l'estromissione dei fiumi dalla laguna,

privata del loro apporto clastico, sia per il prolungamento dei moli foranei negli ultimi due secoli, che impedendo gli apporti di materiale clastico dal mare, aggrava lo squilibrio in atto tra aumento del livello del mare (comprensivo di subsidenza ed eustatismo) e tassi di sedimentazione. Nell'attuale fase climatica, l'aumento del livello del mare, stimato dall' IPCC (Third Assessment Report "Climate Change 2001") in 1-2 mm/anno, non può essere compensato dal tasso di sedimentazione e induce un approfondimento del bacino lagunare valutabile in 0.5 mm/anno.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Carminati E., Martinelli G., Severi P., 2003a. Influence of glacial cycles and tectonics on natural subsidence in the Po Plain (Northern Italy): Insights from 14C ages. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4 (10), 1082.
- Florineth D., Schluechter C., 1998. Reconstructing the last glacial maximum (LGM) ice surface geometry and flowlines in the Central Swiss Alps. *Eclogae Geol. Helv.* 91, 341-407.
- Gullentops F., 1954. Contribution à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique. *Inst. Géol. Univ. Louvain XVIII*, 123 – 252.
- Leroi-Gourhan, A., 1968. Denominations des oscillations wurmiennes. *Bulletin de l' Association française pour l'Étude du Quaternaire* 4, 281 - 287.
- Leroi-Gourhan, A., 1980. Interstades wiirmiens: Laugerie et Lescaux. *Bulletin de l' Association française pour l' Etude du Quaternaire* 3, 95 - 100.
- Mozzi, P., Bini, C., Zilocchi, L., Beccatini, R., Mariotti-Lippi, M., 2003. Stratigraphy, palaeopedology and paynology of Late Pleistocene and Holocene deposits in the landward sector of the lagoon of Venice (Italy), in relation to the Caranto Level. *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, 16 (1bis), 197 - 214.
- Serandrei-Barbero, R., Bertoldi, R., Canali, G., Donnici, S., Lezziero, A., 2005. Paleoclimatic record of the past 22,000 years in Venice (Northern Italy): Biostratigraphic evidence and chronology. *Quaternary International* 140/141, 37 - 52.
- Serandrei-Barbero, R., Albani, A., Donnici, S., Rizzetto, F., 2006. Past and recent sedimentation rates in the Lagoon of Venice(Northern taly).*Estuarine, Coastal and Shelf Science* 69, 255 – 269.
- Zagwijn, W.H., 1961. Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands, Part I: Eemian and Early *Weichselian*. *Mededelingen Geologische Stichting NS* 14: 15-45.

Possibili cause delle variazioni dei tassi di sedimentazione della Laguna di Venezia nella cronozona subatlantica

S. Donnici¹, A. D. Albani², A. Bergamasco¹, L. Carbognin¹, S. Carniel¹, M. Sclavo¹, R. Serandrei-Barbero

¹*Istituto di Scienze Marine, CNR, Venezia, Italia*

²*School of Biological, Earth and Environmental Sciences, University of New South Wales, Sydney, 2052 NSW, Australia*

s.donnici@ismar.cnr.it

Sommario: Il contenuto micropaleontologico di alcuni record di sedimenti lagunari ha evidenziato l'assenza di transizioni ecologiche e il conseguente perdurare di ambienti stabili negli ultimi 3000 anni. All'interno di questi ambienti sedimentari stabili, i cambiamenti nei tassi di sedimentazione sembrano attribuibili alle oscillazioni climatiche verificatesi nel corso dell'Olocene. Viene quindi analizzato il rapporto isotopico dell'ossigeno nel carbonato di calcio che forma il guscio dei foraminiferi, che dipende dalla temperatura e dal rapporto isotopico dell'ossigeno ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) nell'acqua marina in cui i foraminiferi sono vissuti. L'abbondanza relativa dei due isotopi dell'ossigeno, ^{18}O e ^{16}O , varia in funzione della quantità di precipitazioni, di evaporazione e di ghiaccio accumulato sui continenti. La spiegazione dei cambiamenti osservati nei tassi di sedimentazione negli ultimi 3000 anni viene ricercata nella registrazione, da parte dei gusci dei foraminiferi bentonici, delle alternanze di fasi fredde e caldo/umide tipiche del Subatlantico (tardo Olocene). Anche l'analisi del livello medio mare dell'ultimo secolo relativo all'Alto Adriatico, pur confermando il trend crescente globale, mette in evidenza l'esistenza di oscillazioni transienti.

1 INTRODUZIONE

La risalita del livello del mare costituisce una seria minaccia per la zona costiera alto adriatica, in particolare per la fragile fascia litoranea veneziana.

Qui la risalita del livello marino, che si somma all'effetto della subsidenza, è aggravata dalla riduzione dell'apporto sedimentario che trova la sua causa principale negli interventi antropici, dalla diversione a mare dei fiumi immissari, alla più recente costruzione dei moli foranei alle tre imboccature portuali. Questi ultimi, protendendosi a mare per chilometri, deviano al largo il vettore ripascente principale proveniente da Nord, privando così la naturale alimentazione litoranea (Gatto & Carbognin, 1981).

L'analisi dei sedimenti lagunari fino a profon-

dità di 1,5 m ha evidenziato una riduzione nel tasso di sedimentazione negli ultimi 1200-1500 anni (Serandrei-Barbero et al., 2006); questa riduzione, che anticipa gli interventi idraulici di diversione fluviale operati dalla Repubblica Veneta, viene tentativamente correlata alle variazioni eustatiche legate al clima.

2 ANALISI

Fra i diversi campioni di sedimenti lagunari, sono stati selezionati per i nostri scopi alcuni record da sondaggi profondi circa 1-1,5 m dal fondale lagunare (Fig. 1). Questi record sono stati scelti perché da un esame della microfau- na a foraminiferi bentonici sono risultati privi di significative transizioni ecologiche (Albani et al., 2007) e possono quindi essere considerati indicativi di un ambiente sedimentario

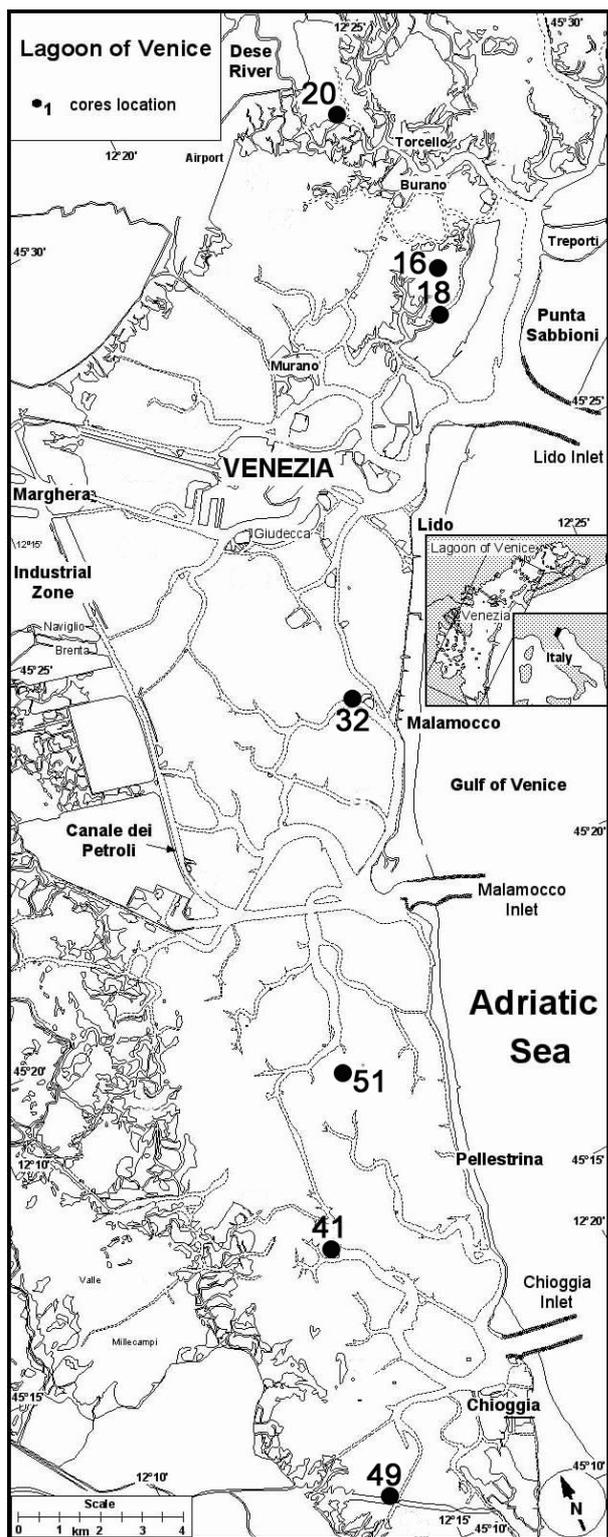


Figura 1: Laguna di Venezia: ubicazione, delle carote di sedimenti indicative di ambienti stabili.

stabile. Le radiodazioni effettuate su gusci di molluschi, prelevati dalle carote a profondità diverse, ci hanno fornito il tasso di accumulo relativo allo spessore di sedimenti preso in esame (Tab. 1).

Tabella 1: Tassi di sedimentazione nei record sedimentari analizzati riferibili alla cronozona del Subatlantico (ubicazione delle carote in fig.1).

carota	Intervallo di profondità (cm)	Intervallo di età (anni BP)	Tasso di accumulo (mm/a)
16	fondale laguna - 45	presente - 1480	0,3
	45 - 130	1480 - 2486	0,8
18	fondale laguna - 50	presente - 1630	0,3
	50 - 122	1630 - 2080	1,6
20	fondale laguna - 48	presente - 1860	0,3
	48 - 115	1860 - 2433	1,2
32	fondale laguna - 30	presente - 730	0,4
	30 - 80	730 - 1933	0,4
	80 - 123	1933 - 2204	1,6
41	fondale laguna - 55	presente - 1566	0,4
	55 - 100	1566 - 1834	1,7
49	fondale laguna - 30	presente - 1290	0,2
	30 - 133	1290 - 1866	1,8
51	fondale laguna - 52	presente - 1370	0,4
	52 - 134	1370 - 2548	0,7

Per tutti gli esempi riportati, la sedimentazione (tasso di accumulo medio annuo) risulta maggiore da 1300 a 2500 anni fa (anni BP), rispetto a quella dell'ultimo millennio.

Per poter attribuire questa riduzione del tasso di sedimentazione ad un decremento nella risalita relativa del livello marino (eustatismo + subsidenza), a sua volta ascrivibile a cause climatiche, l'analisi della composizione isotopica dell'ossigeno viene applicata ai gusci carbonatici dei foraminiferi prelevati dai livelli di sedimento datati.

3 DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Il $\delta^{18}\text{O}$, che esprime il confronto tra la composizione isotopica di un campione e quella dell'acqua marina, è definito un "termometro isotopico" ed è un formidabile strumento per decifrare il clima nel passato.

Nelle carote di sedimenti oceanici, infatti, le variazioni degli isotopi dell'ossigeno contenuto nel guscio dei foraminiferi bentonici riflettono le oscillazioni del volume di ghiaccio sulle calotte polari e sui continenti e sono globali e sincrone.

Le oscillazioni climatiche caldo/freddo, dette stadi isotopici (Emiliani, 1966; Bassinot et al., 1994) hanno permesso di costruire una scala cronologica, detta scala isotopica, lungo tutto il Pleistocene.

La più recente di queste oscillazioni climatiche comprende l'ultima espansione glaciale ed il clima temperato attuale.

La risoluzione temporale di questa curva ottenuta su campioni oceanici (Fig. 2) non permette tuttavia di arrivare a distinguere le fasi climatiche più recenti (3000 anni), oggetto del presente studio.

I mutevoli tassi di accumulo osservati nella Laguna di Venezia negli intervalli temporali

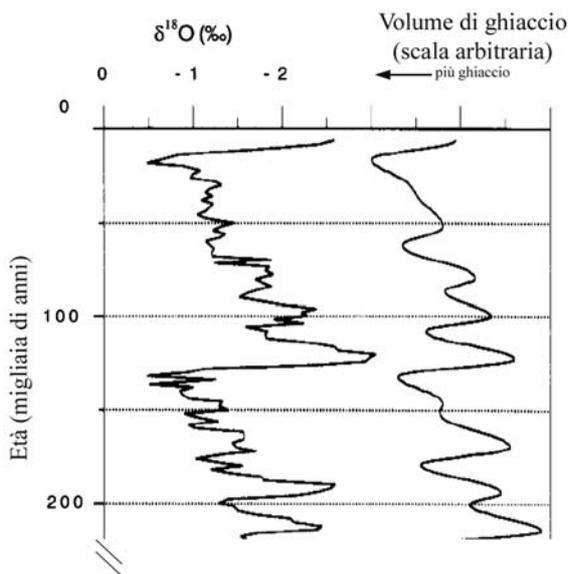


Figura 2: Correlazione tra la curva basata sulle variazioni degli isotopi dell'ossigeno nei gusci di foraminiferi in una carota dell'Oceano Indiano e la curva di variazione del volume di ghiaccio (modificata da Bassinot et al., 1994).

relativi agli ultimi 3000 anni sembrano indicare un andamento discontinuo nella creazione di spazio disponibile per la sedimentazione. I cambiamenti di trend nell'aumento relativo del livello del mare non possono essere attribuiti ad una diminuzione della subsidenza geologica, che, per tempi relativamente brevi, mostra un trend regionale stabile; essi sembrano piuttosto attribuibili ad un rallentamento nella risalita eustatica (Lambeck & Bard, 2000) correlata ai cambiamenti climatici.

La cronozona del Subatlantico in particolare, che secondo la suddivisione di Orombelli & Ravazzi (1996) copre gli ultimi 2800-3000 anni, è caratterizzata da un'alternanza di fasi fredde e caldo-umide ben note, a cui riferire i risultati delle analisi paleoclimatiche ($\delta^{18}\text{O}$) in corso.

A partire dalla fine del XIX secolo si evidenzia una generale tendenza al riscaldamento globale e, in corrispondenza, una risalita del livello medio del mare. Nell'Adriatico settentrionale, dal 1896 al 2000 il tasso medio di crescita del livello marino, escludendo l'effetto della subsidenza, è stato calcolato in 1,15 mm/anno (Carbognin et al., 2004).

All'interno del secolo considerato si individuano oscillazioni dei valori di livello per intervalli temporali brevi, che forniscono tassi di crescita significativamente diversi (Fig. 3). Si registrano così un tasso pari a -0,8 mm/anno dal 1971 al 1993, un deciso incre-

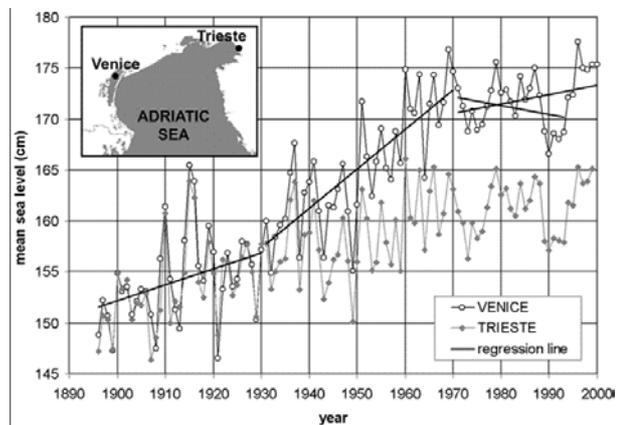


Figura 3: Andamento del livello medio mare a Venezia e a Trieste dal 1896 al 2000. La crescita anomala del livello marino a Venezia rispetto a Trieste nel periodo 1931-1970 è solo apparente ed è causata dall'effetto della subsidenza di origine antropica (da Carbognin et al., 1994).

mento nella risalita di 3,3 mm/anno dal 1994 al 2000, seguito da una nuova fase di decrescita con la perdita di 8 mm dal 2001 al 2005 (Carbognin et al. 2007).

Emerge da ciò come, per avere una indicazione di trend attendibile, si debba disporre di una serie temporale che includa almeno qualche fluttuazione; ma, per approssimarsi come durata temporale alle oscillazioni climatiche del subatlantico, necessitano serie storiche secolari.

4 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Albani, A., Serandrei-Barbero, R., Donnici, S., 2007 - Foraminifera as ecological indicators in the Lagoon of Venice, Italy. *Ecological Indicators*, 7: 239-253.
- Bassinot, F., Labeyrie, L., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N. & Lancelot, Y., 1994 - The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth planet. Sci. Lett.*, 126: 91-108.
- Carbognin, L., Teatini, P., Tosi, L., 2004 - Eustasy and land subsidence in the Venice Lagoon at the beginning of the new millennium. *J. Mar. System*, 51: 345-353.
- Carbognin, L., Tazio Strozzi, T., Pietro Teatini, P., Tomasin, A., Tosi, L., 2007 - Quantification of relative sea/land displacements in coastal basins using an integrated monitoring system. Application in the north-eastern Po Plain, Italy. *III Intern. TOPO-EUROPE Workshop*, 2th - 5th May, Accademia Naz. Lincei, Roma.
- Emiliani, C., 1966 - Paleotemperature analysis of the Caribbean cores P6304-8 and P6304-9 and a generalized temperature curve for the last 425,000 years. *J. Geol.*, 74: 109-126.
- Gatto, P., Carbognin, L., 1981 - The Lagoon of Venice: natural environmental trend and man-induced modification. *Hydrological Sc. Bull.*, 26: 379-391.
- Lambeck, K., Bard, E., 2000 - Sea-level change along the French Mediterranean coast for the past 30 000 years. *Earth Planetary Sc. Letters*, 175, 203-222.
- Orombelli, G., Ravazzi, C., 1996 - The late glacial and early Holocene: chronology and paleoclimate. *Il Quaternario - Italian J. Quat. Sciences*, 9(2): 439-444.
- Serandrei-Barbero, R., Albani, A., Donnici, S., Rizzetto, F., 2006. Past and recent sedimentation rates in the Lagoon of Venice(Northern taly). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 69, 255 – 269.

Periodicità submillenarie registrate nei sedimenti marini degli ultimi 2000 anni (Tirreno orientale)

F. Lirer, M. Sprovieri, N. Pelosi, L. Ferraro

Istituto per l'Ambiente Marino Costiero, CNR, Napoli, Italia

fabrizio.lirer@iamc.cnr.it

SOMMARIO: Uno studio ad alta risoluzione eseguito su depositi marini tardo olocenici carotati sul margine orientale del Mar Tirreno ha permesso l'individuazione attraverso lo studio di serie storiche di cicli sub-millenari legati alle variazioni dell'attività solare. Il confronto tra le serie temporali di *Globorotalia inflata*, di *Total Solar Irradiance* (TSI) e di $\Delta 14C$, mostra una forte similarità in termini di fluttuazioni nel tempo. In particolare, i classici periodi freddi registrati nell'emisfero settentrionale (Dalton, Maunder, Spörer e Wolf) e associati a diminuzione dell'attività solare corrispondono a valori alti in % di *G. inflata* e viceversa. Inoltre, attraverso sofisticate analisi statistiche condotte su i diversi proxy sono state individuate periodicità di ~200 anni (cicli di Suess) e di ~500 anni attribuibili alle variazioni dell'attività solare. Questo dato supporta l'ipotesi che fluttuazioni centenarie dell'intensità solare hanno un controllo primario sulla distribuzione temporale delle associazioni a foraminiferi planctonici del Mediterraneo.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Nel corso dell'ultimo decennio si è registrato un notevole progresso delle conoscenze sul paleoclima dell'Olocene e sulle complesse relazioni che governano le variazioni climatiche a varie scale temporali. I dati provengono principalmente dalle carote di ghiaccio GRIP e GISP2, che hanno fornito un eccellente record annuale relativo a forzanti climatiche locali e globali e da record terrestri che hanno permesso di ricavare informazioni riguardo alla risposta climatica di ambienti continentali.

Al contrario, gli studi paleoclimatici di alta risoluzione (a scala sub-centenaria) su sedimenti marini di età Olocenica risultano ancora pochi per due principali ragioni: i) le successioni studiate sono rappresentate prevalentemente da sequenze sedimentarie in facies pelagiche, con basso potenziale di risoluzione temporale e ii) l'ambiente marino è tradizionalmente ritenuto - per la complessità e non linearità dei processi fisici e biochimici associati alle variazioni idrodinamiche della colonna d'acqua - poco adatto a registrare in maniera diretta ed evidente le varia-

zioni climatiche minori e/o di alta frequenza. Data la natura delle forti interazioni tra sistema oceanico e atmosfera, risulta difatti necessaria un'accurata indagine sull'evoluzione delle principali variabili idrografiche del sistema oceanico per una corretta comprensione dei meccanismi climatici attuali e futuri.

In questo contesto, il Mediterraneo in quanto bacino marino semichiuso con ben definiti meccanismi e budget di scambio di acque con le aree continentali adiacenti e con l'oceano aperto, è considerato un laboratorio naturale per lo studio degli archivi climatici registrati nelle successioni sedimentarie del tardo Olocene. Inoltre, la sua stretta relazione con masse continentali influenzate da processi climatici diversi permette di documentare fenomeni evolutivi del clima a scala globale.

Lo scopo di questo lavoro è quello di studiare record marini con elevati tassi di sedimentazione (Mar Tirreno orientale) al fine di riconoscere nell'associazione a foraminiferi planctonici specie che possono registrare oscillazioni, a scala centenaria, legate alle variazioni dell'attività solare.

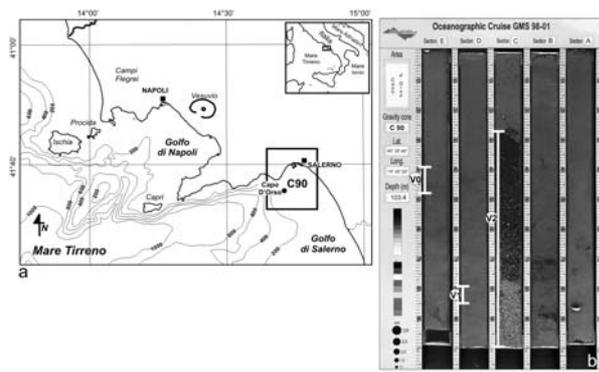


Figura 1: a) Posizione geografica della carota C90; b) Foto della carota C90. Le barre bianche indicano la posizione dei livelli di tephra (V0, V1 e V2).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Materiali e Metodi

La carota C90 (40°35,76' N; 14°42,38' E) è stata prelevata, mediante un carotaggio a gravità, in prossimità del margine esterno della piattaforma continentale del Golfo di Salerno ad una profondità di -103.4 metri (Fig. 1a) e studiata da Iorio et al. (2004). I sedimenti carotati consistono di marne emipelagiche a cui sono intercalati tre livelli vulcanici (Fig. 1b).

Lo studio quantitativo dei foraminiferi planctonici è stato condotto su un totale di 216 campioni (risoluzione spaziale 1cm) sulla frazione >90µm. L'associazione è ricca, ben preservata e composta da specie di foraminiferi planctonici attualmente viventi. Sono state adottate ai fini dell'analisi quantitativa le unità tassonomiche introdotte da Capotondi et al.

(1999) distinguendo 10 specie o gruppi di specie (Fig. 2a). Principale risultato derivante dallo studio quantitativo è la assenza di drastici cambiamenti in termini di abbondanza dell'associazione a foraminiferi planctonici.

La valutazione dei tassi di sedimentazione relativi al record studiato è stato determinata attraverso l'utilizzo di 4 punti calibrati: i) 1940±20 anni, datazione mediante AMS 14C at top della carota (datazione effettuata sul foraminifero planctonico *Globigerina bulloides*) e ii) tre livelli di tephra, identificati con le sigle V0 (1631AD), V1 (472 AD) e V2 (79AD) attribuiti a ben note eruzioni vulcaniche del Vesuvio. Il profilo relativo alle variazioni della velocità di sedimentazione per la carota C90 (Fig. 2b) ha suggerito che i tassi di sedimentazione nei ultimi 2000 anni sono pressoché costanti ottenendo un valore medio di circa 8 anni per cm.

2.2 Discussione

Gli elevati tassi di sedimentazioni registrati nel record studiato negli ultimi 2000 anni rende la carota C90 adatta a studi di alta risoluzione finalizzati alla definizione di una correlazione tra selezionate specie di foraminiferi planctonici (molto sensibili alle variazioni climatiche) e segnali legati alle variazioni dell'attività solare come la *Total Solar Irradiance* (TSI) (Bard et al. 2000) per gli ultimi 1200 anni e le variazioni del $\Delta^{14}C$ misurato negli anelli degli alberi (Stuiver et al. 1998).

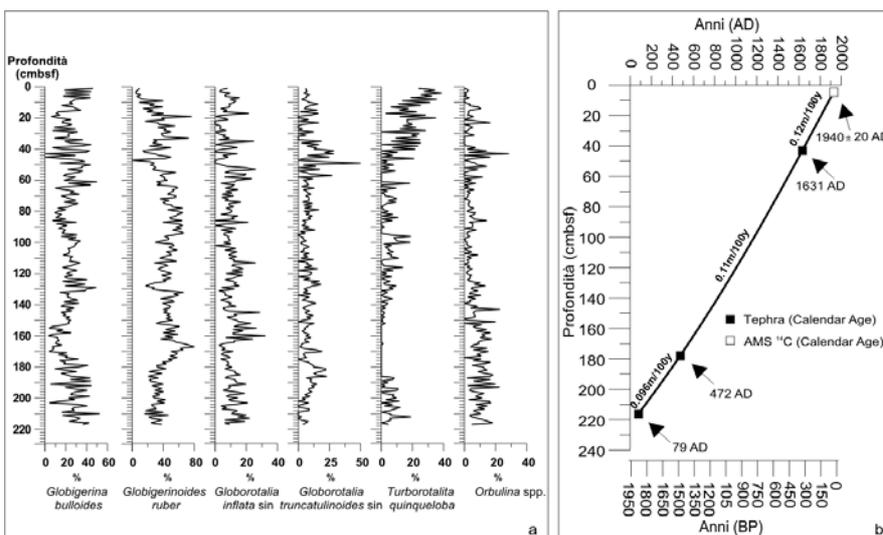


Figura 2: a) Distribuzione di specie selezionate di foraminiferi planctonici della carota C90; b) Profilo età-profondità della carota C90. La linea spessa rappresenta la curva di un polinomio di terzo ordine ($r^2=0.99$) che passa per i 4 punti calibrati.

I criteri utilizzati per selezionare la specie di foraminifero planctonico che potesse registrare le variazioni dell'attività solare sono stati due: i) il foraminifero planctonico doveva essere presente nell'intero record studiato con valori di abbondanza apprezzabili e ii) avere una chiara nicchia ecologica in termini di variazioni dei parametri idrografici e idrodinamici della colonna d'acqua. La *G. inflata*, rispecchia perfettamente entrambe le condizioni. Infatti questa specie è indicativa di un ambiente caratterizzato da una colonna d'acqua

omogenea e ben ventilata ed è associata a freddi e relativamente eutrofici strati misti invernali (Pujol e Verganud-Grazzini, 1995; Rohling *et al.*, 2004).

Il confronto visivo tra la *Total Solar Irradiance*, il record del $\Delta 14C$ e il record di *G inflata* (Fig. 3) mostra una forte similarità in termini di fluttuazioni nel tempo. In particolare, i classici periodi freddi registrati nell'emisfero settentrionale durante gli ultimi 2000 anni (Dalton, Maunder, Spörer e Wolf) ed associati a diminuzione dell'attività solare corrispondono a valori alti in % di *G inflata* e viceversa (Fig. 4). Questo confronto visivo suggerisce un controllo primario dell'insolazione sulla distribuzione dell'associazione a foraminiferi planctonici.

La conferma a questa interpretazione, è arrivata con l'aiuto di analisi spettrali e analisi delle wavelet dei tre proxy (*G inflata*, $\Delta 14C$, TSI).

In particolare, è stata riconosciuta una periodicità a lungo termine di ~500 anni nel record della *G inflata*, del $\Delta 14C$ e del TSI (Fig. 4a,B,C). Questa periodicità è stata riconosciuta da Sonett e Finney (1990) nel segnale del $\Delta 14C$, da Usoskin *et al.* (2004) nel record Antartico del $10Be$ ed è stata associata ad oscillazioni della radianza solare.

Inoltre è stata registrata una periodicità di ~200 anni nel record della *G inflata* e nel segnale della TSI e del $\Delta 14C$ (Fig. 4a). Questa periodicità di ~200 anni è stata riportata in letteratura da Agnihotri *et al.* (2002) analizzando il segnale della TSI e del $\Delta 14C$,

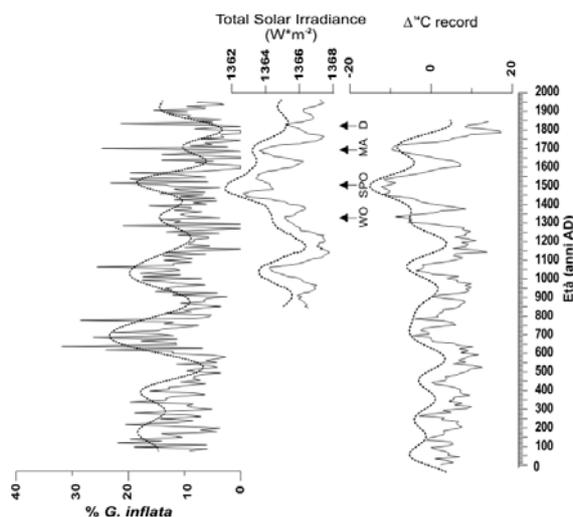


Figura 3: Confronto tra i segnali di *G. inflata*, TSI e $\Delta 14C$. Da ogni segnale sono stati rimossi le periodicità <200 anni (linee tratteggiate). Le frecce indicano la posizione degli eventi con bassi valori di attività solare: Dalton (D), Maunder (MA), Spörer (SPO), e Wolf (WO).

interpretando questa periodicità come una risposta lineare dei segnali cosmogenici alle oscillazioni solari di Suess (Usoskin *et al.*, 2004). Cini Castagnoli *et al.* (2005) hanno riportato la presenza questa periodicità in diversi segnali registrati in sedimenti marini carotati nel Mar Ionio.

Analisi di coerenza tra TSI-*G inflata* e $\Delta 14C$ -*G inflata* indicano alti valori di coerenza di ~0.8 (TSI-*G inflata*) e ~0.6 ($\Delta 14C$ -*G inflata*) e una fase di ~180° (TSI-*G inflata*) e 0° ($\Delta 14C$ -*G inflata*), suggerendo la presenza di una risposta lineare ed in fase del record planctonico alla forzate solare (Fig. 4b).

3 RISULTATI RILEVANTI

Il principale risultato proposto da questo studio supporta l'ipotesi che fluttuazioni centenarie dell'intensità solare hanno un controllo sulla distribuzione temporale delle associazioni a foraminiferi planctonici del Mediterraneo. In particolare:

- 1) la forte similarità tra le oscillazioni di abbondanza di *G inflata* con le fluttuazioni riconosciute nei record di TSI e di $\Delta 14C$ suggerisce un importante controllo primario dell'attività solare sulla struttura della colonna d'acqua del margine tirrenico orientale negli ultimi 2000 anni;
- 2) analisi statistiche effettuate sui record di *G inflata*, di Total Solar Irradiance (TSI) e di $\Delta 14C$ ha

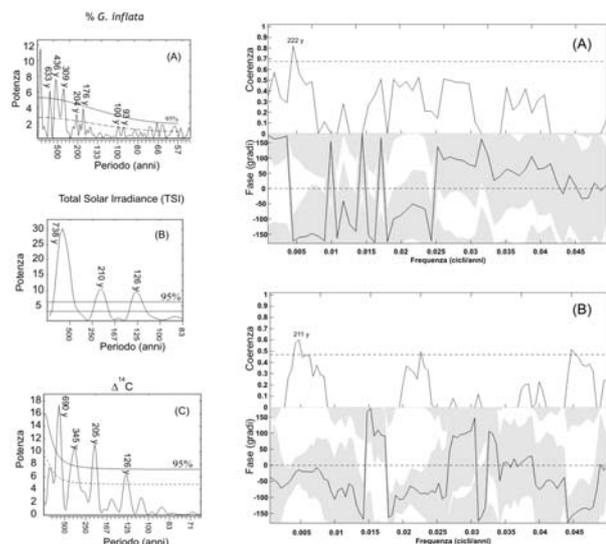


Figura 4: a) Spettri di potenza delle serie temporali (Programma REDFIT) di *G. inflata* (A), TSI (B) e di $\Delta 14C$ (C). La linea tratteggiata indica lo spettro teorico del rumore rosso di fondo. (Schulz e Mudelsee, 2002); b) Spettri di coerenza e di fase delle serie temporali (A) $\Delta 14C$ - *G inflata* e (B) TSI - *G inflata*.

permesso di identificare la presenza di due distinte periodicità: una di ~500 anni e la seconda di ~200 anni (cicli solari di Suess). Inoltre analisi di coerenza e di fase tra i vari segnali ha suggerito un risposta lineare e in fase tra la forzante solare e la distribuzione di *G inflata* alla scala dei cicli solari di Suess (~200 anni);

- 3) la concomitante riduzione di irraggiamento solare e aumento in abbondanza di *G inflata* ha suggerito la presenza di un diretto trasferimento della forzante solare dall'atmosfera alla superficie del mare, che ciclicamente produce raffreddamento e ventilazione della colonna d'acqua alla profondità di 100-150 metri.

4 PROSPETTIVE FUTURE

La comunità scientifica è ancora lontana da una piena comprensione dei meccanismi evolutivi recenti del clima terrestre ed è inoltre chiamata ad affrontare numerosi importanti interrogativi che includono in gli aspetti connessi con le variazioni del sistema climatico alla scala centennale e decadale. In questo contesto pieno di interrogativi, uno studio ad alta risoluzione di serie storiche in record marini molto espansi degli ultimi 2000 anni, potrebbe fornire la possibilità di effettuare una ricostruzione dell'evoluzione paleoclimatica del recente passato. In particolare, potrebbe fornire nuove indicazioni di come il sistema mare abbia reagito ai principali cambiamenti climatici del passato, quali: la piccola era glaciale e il periodo caldo del medioevo. Queste informazioni possono essere di valido ausilio per la implementazione di modelli per la previsione dell'evoluzione del clima nel prossimo futuro finalizzati alla definizione dell'inizio del prossimo raffreddamento climatico, gli effetti di tropicalizzazione delle aree temperate del pianeta e i progressivi effetti dell'impatto antropico.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

Agnihotri, R., Dutta, K., Bhushan, R., Somayajulu, B.L.K., 2002. Evidence for solar forcing on the Indian monsoon during the last millennium, *Earth and Planetary Science Letters*, 198: 521-527

Bard, E., Raisbeck, G., Yiou, F., Jouzel, J., 2000.

Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides, *Tellus*, 52B: 985-992.

Capotondi, L., Borsetti, A.M., Morigi, C., 1999. Foraminiferal ecozones, a high resolution proxy for the late Quaternary biochronology in the central Mediterranean Sea, *Marine Geology*, 153: 253-274

Cini Castagnoli, G., Taricco, C. and Alessio, S., 2005. Isotopic record in a marine shallow-water core: Imprint of solar centennial cycles in the past 2 millennia, *Advances Space Research*, 35: 504-508.

Iorio, M., Sagnotti, L., Angelino, A., Budillon, F., D'Argenio, B., Dinares Turell, J., Macri, P., & Marsella, E., 2004. High-resolution petrophysical and paleomagnetic study of late-Holocene shelf sediments, Salerno Gulf, Tyrrhenian Sea, *The Holocene*, 14: 3, 433-442.

Pujol, C., Vergnaud-Grazzini, C., 1995. Distribution patterns of live planktonic foraminifera as related to regional hydrography and productive system of the Mediterranean Sea, *Marine Micropaleontology*, 25: 187-217.

Rohling, E.J., Sprovieri, M., Cane, T., Casford, J.S.L., Cooke, S., Bouloubassi, I., Emeis, K.C., Schiebel, R., Rogerson, M., Hayes, A., Jorissen, F.J., Kroon, D., 2004. Reconstructing past planktic foraminiferal habitats using stable isotope data: a case history for Mediterranean sapropel S5, *Marine Micropaleontology*, 50: 89-123.

Sonett, C. P., and Finney, S. A., 1990. The spectrum of radiocarbon, *Phil. Trans. Roy. Soc., London A*, 380: 413-426.

Schulz, M., Mudelsee, M., 2002. REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series, *Comput. Geosci.*, 28: 421-426.

Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Van der Plicht, J., Spurk, M., 1998. INT-CAL 98 Radiocarbon Age Calibration, 24000-0 cal BP, *Radiocarbon*, 40: 1041-1083.

Usoskin, I. G., Mursula, K., Solanki, S., Schussler, M., and Alanko, K., Reconstruction of solar activity for the last millennium using ¹⁰Be data, *Astronomy and Astrophysics*, 413, 745-751, 2004.

Cascate sottomarine nel Mediterraneo

G. Verdicchio, F. Trincardi

Istituto di Scienze Marine, CNR, Bologna, Italia
giuseppe.verdicchio@bo.ismar.cnr.it

SOMMARIO: Recenti studi in Adriatico Meridionale documentano l'impatto stagionale di acque di fondo dense, generate sulla piattaforma continentale, che fluiscono attraverso la scarpata fino a raggiungere il fondo del Sud Adriatico. Queste masse d'acqua dense trasportano grandi quantità di sedimento, materia organica e ossigeno nelle parti più profonde del bacino e promuovono lo sviluppo di complessi ecosistemi. La dinamica delle acque profonde è in stretta relazione con il sistema climatico, essendo la loro formazione strettamente collegata al forzante atmosferico e al bilancio idrologico. Lo studio delle strutture sedimentarie sulla scarpata permette di riconoscere variazioni nella direzione e velocità di queste correnti in relazione ai cicli climatici del Quaternario e fino a scale stagionali, contribuendo alla comprensione della dinamica di formazione delle acque dense in Mediterraneo.

1 INTRODUZIONE

La formazione di acque profonde è un aspetto sostanziale della circolazione marina globale (circolazione termoalina) e, quindi, dell'intero sistema climatico (Broecker 1994). Essa avviene prevalentemente negli oceani, alle alte latitudini, attraverso meccanismi di convezione a grande scala o nelle aree di piattaforma continentale a causa dell'aumento stagionale di densità delle acque, causato dal raffreddamento e/o dall'aumento di salinità (Civitaresse et al., 2005). Nel secondo caso, le acque fluiscono dalle piattaforme dove hanno origine verso le aree più profonde dei bacini, attraversando le scarpate continentali e generando correnti profonde a *cascata* (dall'inglese *cascading currents*) che hanno massa e velocità tali da poter rimodellare il fondale. Queste masse d'acqua, inoltre, trasportano grandi quantità di sedimento, nutrienti e carbonio organico, ventilando i bacini profondi e influenzando la vita di numerosi ecosistemi. Variazioni nella frequenza e nell'intensità di queste correnti, legate a cambiamenti climatici a scala globale, possono influire drasticamente sulla presenza di ecosistemi profondi e sulla quantità di carbonio immagazzinato nei

bacini profondi (Canals et al. 2006).

Lungo i margini Mediterranei, in particolare nelle ampie piattaforme settentrionali del Golfo del Leone e dell'Adriatico le acque dense si formano stagionalmente e fluiscono attraverso le adiacenti scarpate (Trincardi et al., in stampa1). Lo studio dei sedimenti trasportati da queste correnti, e delle strutture ad esse associate, ha permesso di analizzare la variazione nel tasso di formazione di acque dense in Mediterraneo in funzione di oscillazioni climatiche a scale che vanno dai cicli glaciali quaternari (Verdicchio et al., 2007) a quelle interannuali (Turchetto et al., in stampa).

2 EVOLUZIONE DI UNA CORRENTE A CASCATA E IMPATTO SUL FONDO

L'analisi di una corrente a cascata e del suo impatto sul fondale può essere analizzato a diverse scale temporali: dal singolo evento, stagionale, all'avvicinarsi di numerosi eventi, per decine/centinaia di migliaia di anni. Alla scala di un singolo evento è possibile definire il ciclo di vita di una corrente a cascata in 3 fasi principali (Shapiro et al. 2003): 1) La formazione di acque dense sulla piattafor-

ma, legata ad un intenso raffreddamento e/o evaporazione degli strati superficiali, e il conseguente sviluppo di un fronte di densità che le separa dalle acque circostanti; 2) Il trasporto delle acque dense attraverso un fondale inclinato (scarpata); 3) diffusione e mescolamento delle acque dense con quelle circostanti.

A differenza di altri processi nella colonna d'acqua, una corrente a cascata interagisce con la morfologia del fondo e, in caso di eventi particolarmente energetici, può modificarla sensibilmente. Raggiungendo un'area di scarpata, le acque dense possono essere convogliate nella parte apicale di un canyon sottomarino, all'interno del quale fluiscono confinate in modo molto simile ad altri flussi gravitativi (noti in letteratura come *correnti di torbidità*). Nel suo percorso a contatto con il fondale, una corrente a cascata può erodere, trasportare e deporre sedimenti, formando depositi e strutture sedimentarie che rappresentano una sorta di prodotto statistico di numerosi eventi succedutisi durante un lungo intervallo di tempo (fino a decine/centinaia di migliaia di anni). Lo studio di questi depositi fornisce perciò importanti informazioni sulle variazioni delle correnti a cascata nel recente passato geologico.

3 CORRENTI A CASCATA IN MEDITERRANEO: UN ESEMPIO DALL'ADRIATICO MERIDIONALE

Recenti studi, nell'ambito dei progetti europei *EUROSTRATAFORM* e *HERMES*, hanno messo in evidenza come le correnti a cascata si formano nelle piattaforme del Golfo del Leone e del Nord Adriatico e, sulla base delle evidenze sedimentarie, come l'attività di queste correnti è variata durante il Quaternario, nel susseguirsi di lunghi periodi glaciali e interglaciali, simili all'attuale.

3.1 Generazione di Correnti a cascata in Adriatico

Nell'ampia piattaforma Nord Adriatica, le acque subiscono intenso raffreddamento durante l'inverno dai forti venti catabatici di Bora. A causa della repentina diminuzione di

temperatura le acque aumentano di densità e cominciano a fluire verso Sud lungo le coste italiane. Le Acque Dense Nord Adriatiche (NAdDW, $\sigma = 29.9$), così formate, rappresentano le acque più dense di tutto il Mediterraneo. Verso la fine della stagione invernale, le NAdDW raggiungono il ciglio della scarpata adriatica meridionale, a sud del Gargano, e fluiscono obliquamente alla direzione di massima pendenza verso le parti più profonde del bacino (Fig1). Il percorso delle NAdDW è evidenziato sul fondo da una serie di strutture sedimentarie grazie alle quali è possibile capire come le caratteristiche di questa massa d'acqua è variata nel corso del Quaternario (Trincardi et al., in stampa2). Una parte di queste acque è intercettata dall'imboccatura del Canyon di Bari, un'incisione profonda oltre 400m, che attraversa l'intera scarpata continentale. Qui le NAdDW vengono confinate, accelerate e convogliate verso le parti più profonde del bacino.

Sulla scarpata dell'Adriatico è stato possibile

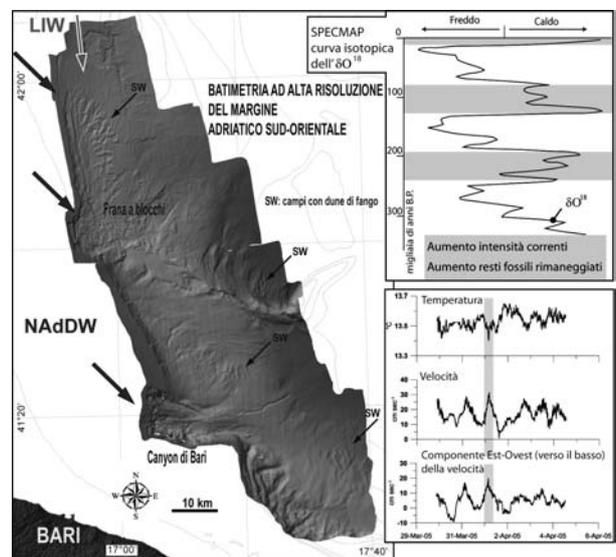


Figura 1: Batimetria ad alta risoluzione della scarpata Adriatica Meridionale (tra 150 m e 900m) che documenta la complessità dell'area e, in particolare, la presenza di campi di dune subacquee lungo le aree di passaggio preferenziale delle correnti a cascata (NAdDW). Il riquadro in alto a destra mostra la curva degli isotopi dell'ossigeno per gli ultimi 300.000 con evidenziati i periodi interglaciali. Nel riquadro in basso è mostrato il diagramma con la T° e la velocità delle acque di fondo al passaggio di una corrente a cascata sulla scarpata Adriatica Meridionale.

osservare strumentalmente l'arrivo delle acque dense intercettate da una serie di correntometri e trappole di sedimento posizionate in prossimità del fondo per oltre un anno (2004-2005), sulla scarpata e nel Canyon di Bari (Turchetto et al., in stampa). Il riquadro in basso in figura 1 documenta come, tra marzo e aprile, un aumento della componente della velocità delle correnti verso nella direzione di massima pendenza, corrisponde ad una diminuzione della temperatura della massa d'acqua. I picchi di velocità registrati superano i 60cm/sec, ma lo studio fisico di particolari strutture sedimentarie (*furrows e comet marks*) fa supporre che alcuni eventi passati abbiano avuto intensità notevolmente maggiori di quelle registrate nel breve periodo (Verdicchio & Trincardi 2006).

3.2 Evidenze sedimentarie di correnti a cascata lungo la scarpata Sud Adriatica

Dati batimetrici e sismostratigrafici, oltre a numerosi campioni di sedimento, mostrano due registrazioni complementari dell'attività delle correnti dense sulla scarpata Sud Adriatica. - Dove queste correnti hanno energia massima si osservano grandi strutture erosive quali: 1) lineazioni erosive (*furrows*) lunghe fino a 10km, parallele al flusso medio della corrente, 2) docce erosive di forma lunata (*scours*) profonde decine di metri e larghe più di 1 km e 3) strutture da ostacolo (*comet marks*) soprattutto in aree dove il fondo è particolarmente irregolare in presenza di frane a blocchi. Queste aree prevalentemente erosive danno informazioni sui processi nelle condizioni e lungo i percorsi di massima energia.

- Dove la corrente è debole, i sedimenti fangosi si depositano formando campi di dune (*mud waves*) alte decine di metri e lunghe fino a diversi km. Queste dune tendono a migrare lentamente "in salita", cioè in senso opposto alla corrente. In pianta, le creste delle dune sono biforcute indicando che a scala di migliaia di anni le correnti variano non solo di intensità ma anche di direzione.

Studi stratigrafici e sedimentologici di carote di sedimento, lunghe fino a 20m, prelevate su

questi depositi hanno permesso una ricostruzione dell'intensità delle correnti durante gli ultimi cicli glaciali. Le curve isotopiche ottenute sui gusci di Foraminiferi appaiono in fase con quelle estratte dalle carote di ghiaccio della Groenlandia (GISP-GRIP), dove sono ben registrate le variazioni climatiche degli ultimi 100.000 anni. Durante gli interglaciali si osserva un significativo aumento di resti di foraminiferi rimaneggiati dalla piattaforma e scarpata superiore che indica un'intensificata attività delle correnti rispetto ai periodi glaciali (riquadro in alto Fig.1).

3.3 Evidenze sedimentarie di correnti a cascata nel Canyon di Bari.

Il canyon di Bari è una profonda incisione la cui storia è probabilmente cominciata più di 400 mila anni fa ed è continuata fino ai giorni nostri con la ricorrenza di fenomeni di trasporto legata a flussi gravitativi. Esso è formato da due rami con caratteristiche marcatamente erosive. Evidenze stratigrafiche, sedimentologiche e oceanografiche suggeriscono che attualmente le NADW vengono catturate e confinate entro il canyon dove raggiungono energia tale da erodere. Una volta uscite dal canyon perdono energia e depongono sedimento formando un campo di dune di fango a più di 1000m di profondità (Fig.1).

4 CONCLUSIONI

Gli studi condotti nell'ambito dei progetti EUROSTRATAFORM e HERMES ha mostrato che: 1) durante i periodi glaciali l'impatto delle correnti dense sulla scarpata Adriatica fosse fortemente ridotto rispetto all'attuale, probabilmente perché l'ampia piattaforma nord adriatica era emersa per l'abbassamento eustatico (-120m rispetto all'attuale), 2) durante l'attuale interglaciale le masse d'acqua dense attraversano la scarpata Adriatica generando correnti a cascata che hanno una forte variabilità stagionale (sono massime alla fine della stagione invernale) e interannuale (la stessa stagione in anni successivi è caratterizzata da grandi variazio-

ni di velocità delle correnti, 3) nel breve periodo, i picchi di velocità misurati (60 cm sec^{-1}) corrispondono al passaggio delle acque più fredde (e dense) e presentano una direzione maggiormente trasversale alle isobate e in concordanza con gli assi delle strutture sedimentarie osservate.

Più in generale, lo studio combinato di aree prevalentemente erosive e deposizionali sui margini mediterranei consente rispettivamente di definire: 1) il rapporto tra correnti di fondo osservabili a scala annuale e possibili picchi di energia che lasciano evidenti impatti nel recente passato e 2) variazioni di crescita delle forme di fondo in aree di minore energia dov'è possibile ricostruire il regime delle correnti di fondo su scale di tempo geologiche (decine e centinaia di migliaia di anni).

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Broecker W.S. 1994. An unstable superconveyor. *Nature* 367: 414-415
- Canals M, Puig P., deMadron X.D., Heussner S., Palanques A., Fabres J. 2006. Flushing submarine canyon. *Nature* 444: 354-357
- Civitarese G, Gacic M., Cardin v., Ibello V. 2005. Winter convection continues in the warming Southern Adriatic. *Eos* 86:445-451.
- Shapiro G.I., Huthnance J.M., Ivanov V.V. 2003. Dense water cascading off the continental shelf. *J. Geophys. Res.* 108:20/1-20/19
- Trincardi F., Verdicchio G., Miserocchi S., 2007 Sea-floor evidence for the interaction between cascading and along-slope bottom-water masses. *J. Geophys. Res.* In stampa.
- Trincardi, F., Fogliani, F., Verdicchio, G., Asioli, A., Correggiari A., Minisini, D., Piva, A., Remia, A., Ridente, D., Taviani, M. 2007. The impact of cascading currents on the Bari Canyon System, SW-Adriatic Margin (Central Mediterranean). *Mar. Geol.* In stampa
- Turchetto M., Boldrin A., Langone L., Miserocchi S., Tesi T., Fogliani F. The Bari Canyon System: interaction between mass-transport and along-slope processes on the SW-Adriatic Margin (Central Mediterranean). *Mar. Geol.* In press
- Verdicchio G. & Trincardi F. 2006. Short-distance variability in slope bed-forms along the Southwestern Adriatic Margin (Central Mediterranean). *Mar. Geol.* 234: 261-270.
- Verdicchio G., Trincardi F., Asioli A. 2007. Mediterranean bottom current deposits: an example from the Southwestern Adriatic Margin. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 276: 199-224.

Considerazioni sulle modificazioni climatiche e ambientali nel periodo storico e nel prossimo futuro

S. Pagliuca¹, F. Ortolani²

¹*Istituto per i Sistemi Agricoli e Forestali del Mediterraneo, CNR, Ercolano, Napoli*

²*Dipartimento di Pianificazione e Scienza del Territorio, Università di Napoli Federico II, Napoli, Italia*

s.pagliuca@isafom.cnr.it

SOMMARIO: I risultati conseguiti con gli studi geoarcheologici nell'Area Mediterranea (Ortolani & Pagliuca, 1994) evidenziano che durante il periodo storico (ultimi 3000 anni) sono prevalse condizioni ambientali simili alle attuali in cui l'uomo controllava l'ambiente fisico, favorevoli alle attività antropiche e allo sviluppo socio-economico (es. tra il 350 a.C. e il 100-150 d.C. circa). Queste condizioni ambientali sono state interrotte da importanti modificazioni climatiche naturali (di tipo caldo-arido e di tipo freddo-umido) che ciclicamente e drasticamente hanno interessato la superficie terrestre condizionando le attività umane. Le ricerche effettuate sui sedimenti olocenici evidenziano che la ciclicità, con cui si sono alternate diverse condizioni climatico-ambientali nell'area mediterranea con periodo di circa 1000 anni, è persistita almeno negli ultimi 8000-9000 anni (Allocca et al., 2000). La correlazione dei risultati acquisiti con le ricerche geoarcheologiche con quelli relativi alle variazioni climatiche globali ha consentito di precisare quantitativamente l'entità e la durata delle variazioni climatiche e di acquisire elementi di concreta valutazione e previsione delle prossime modificazioni ambientali sulle risorse naturali.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

L'Area Mediterranea compresa tra 45° N e 31° N circa di latitudine è caratterizzata da precipitazioni piovose prevalentemente nel periodo autunno-primavera ed in particolare a nord da clima umido (da circa 500 a circa 2000 mm) e superficie ricoperta da suolo e a sud da clima subdesertico e desertico (da circa 100 a circa 250 mm) con superficie priva di suolo.

L'Area Mediterranea è caratterizzata dalla presenza continua dell'uomo per molti millenni e rappresenta una zona molto sensibile alle variazioni climatico-ambientali (Ortolani & Pagliuca, 2003); infatti, spostamenti di pochi gradi di latitudine delle fasce climatiche verso nord o verso sud possono determinare drastici sconvolgimenti della superficie del suolo. Per questi motivi essa costituisce un archivio di eccezionale importanza per i dati quantitativi relativi alle modificazioni ambientali e al rapporto uomo-ambiente.

L'obiettivo delle ricerche finora svolte è costituito dalla ricostruzione delle modificazioni geoambien-

tali degli ultimi millenni e dalla previsione dell'impatto del progressivo Incremento dell'Effetto Serra sull'ambiente naturale e antropizzato nei prossimi decenni.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

La ricerca è stata svolta in maniera multidisciplinare ed è stata articolata nelle seguenti fasi: - individuazione dei più significativi archivi naturali presenti nell'Area Mediterranea ubicati in zone a latitudine diversa e con differenti condizioni climatiche (Ortolani & Pagliuca, 1994); - ricostruzione delle colonne stratigrafiche geoarcheologiche (Ortolani *et al.*, 1991; Ortolani & Pagliuca, 1995); - analisi morfologica dei siti; - analisi sedimentologica e mineralogica dei sedimenti e loro datazione con metodi radiometrici e archeologici (Pagliuca, 1997); - ricostruzione delle condizioni morfologiche e climatico-ambientali in cui attualmente si accumulano sedimenti simili a quelli rinvenuti nelle colonne stratigrafiche geoarcheologiche (Allocca *et al.*, 2000); -

ricostruzione delle modificazioni geoambientali attuali e di quelle avvenute negli ultimi secoli in relazione alle variazioni climatiche testimoniate da dati strumentali (Ortolani & Pagliuca, 1996); - ricostruzione paleoambientale e paleoclimatica e analisi dei dati archeologici e storici relativi ai periodi in cui si sono accumulati i diversi sedimenti; - correlazione dei dati geoarcheologici con quelli relativi alle variazioni climatiche globali, ottenuti con diverse metodologie in siti ubicati a varie latitudini e in differenti condizioni climatico-ambientali.

3 RISULTATI RILEVANTI

Lo studio ha permesso di ricostruire il significato paleoclimatico di colonne stratigrafiche geoarcheologiche relative ai sedimenti accumulatisi in Italia negli ultimi 3000 anni.

Nella figura 1, con i simboli Se1, Se2, Se3 sono rappresentate, rispettivamente le sabbie eoliche depositatesi nel periodo arcaico, romano, medievale e con i simboli AI1, AI2, AI3 sono stati rappresentati, rispettivamente, i sedimenti alluvionali depositatisi durante il periodo freddo-umido arcaico, altomedievale e nella Piccola Età Glaciale. Con il simbolo Sa sono indicate le coperture superficiali antropizzate, caratterizzate da stabilità ambientale e da condizioni favorevoli alle attività umane.

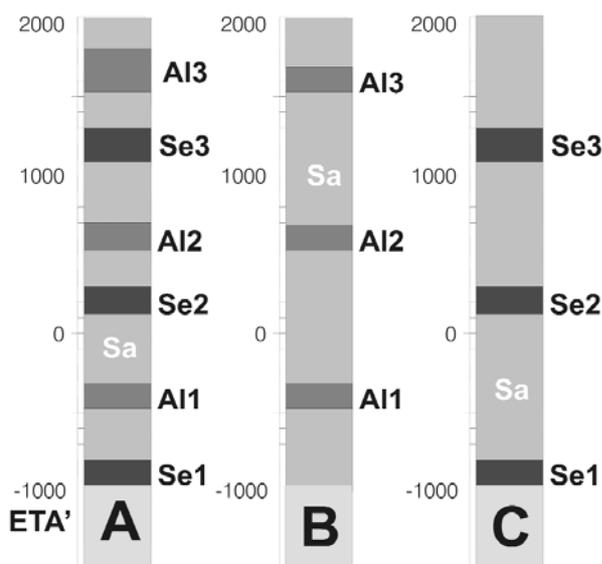


Figura 1: Colonne stratigrafiche geoarcheologico-ambientali ricostruite nelle pianure alluvionali dell'Italia meridionale (A) e dell'Italia settentrionale (B) e nelle dune costiere del Salento, Sicilia sudoccidentale ed Egitto Settentrionale (C).

Le stratigrafie geoarcheologiche schematiche evidenziano che negli ultimi 3000 anni si sono accumulati differenti sedimenti in relazione a diverse condizioni climatiche che, ciclicamente, hanno provocato importanti modificazioni ambientali di durata plurisecolare che hanno determinato vere e proprie crisi ambientali, della durata media compresa tra 100 e 200 anni nell'Area Mediterranea.

Nella figura 2, viene proposta la correlazione tra l'evoluzione stratigrafico-ambientale (schema 1), variazione nel tempo delle precipitazioni piovose e delle temperature (schema 2) e l'evoluzione morfologica delle spiagge (schema 3).

Nello schema 1, le lettere A, B e C rappresentano, rispettivamente, le alluvioni della Piccola Età Glaciale Arcaica, Piccola Età Glaciale, Altomedievale, Piccola Età Glaciale, mentre con le lettere E, F sono indicate, rispettivamente, le sabbie eoliche del periodo caldo romano e medievale.

Con le lettere D e G sono indicati, rispettivamente, i suoli formati durante il periodo di transizione da clima freddo-umido a caldo-arido e i suoli del periodo di transizione da caldo-arido a freddo-umido.

Nello schema 2, la ricostruzione delle paleotemperature e paleoprecipitazioni mette in evidenza che nel periodo storico di sono avuti periodi freddo-umidi che hanno provocato la rapida sedimentazione di ingenti volumi di alluvioni (eventi A, B, C dello schema 1) e periodi caldo-aridi che hanno provocato l'accumulo di notevoli volumi di sabbie eoliche che hanno invaso le zone costiere del Mediterraneo fino a circa 41-42°N (eventi E, F dello schema 1); sia le alluvioni che le sabbie eoliche hanno ricoperto suoli antropizzati e aree urbane (eventi G dello schema 1).

Dalla ricostruzione delle paleotemperature e paleoprecipitazioni (schema 2 di figura 2), si evince che nell'Area Mediterranea, durante i periodi caldo-aridi, si è registrato un incremento della temperatura media di circa 1-2° C e una drastica riduzione delle precipitazioni fino a circa l'80% rispetto all'attuale i cui effetti sono rappresentati da desertificazione delle aree costiere fino a 41-42° N.

Contemporaneamente, le spiagge con sabbia organogena sono state interessate da un ingente accumulo di gusci calcarei riforniti dalla fauna marina e quindi da progradazione mentre le spiagge con sabbie silicoclastiche, per carenza di apporti alluvionali,

sono state interessate da erosione.

Durante i periodi caldo-aridi, invece, l'Europa centro-settentrionale è stata interessata da un sensibile miglioramento delle condizioni climatiche testimoniate da numerosi dati storici (Ortolani & Pagliuca, 1996; 2003).

Nello schema 3 di figura 2, è ben chiara la correlazione tra le fasi di erosione/progradazione delle spiagge con sabbia silicoclastica (a) e quelle delle spiagge con sabbia organogena (b) rispetto alle variazioni climatiche (schema 2).

Durante i periodi freddo-umidi con durata plurisecolare (come il più recente periodo chiamato Piccola Età Glaciale), l'Area Mediterranea è stata interessata da precipitazioni piovose più abbondanti (circa il 20-25 % in più rispetto all'attuale), distribuite durante tutte le stagioni e da una temperatura media inferiore di 1 - 2° C; questo andamento ha provocato alluvionamenti e un drastico peggioramento delle condizioni ambientali nell'Europa centro-settentrionale. Le analisi effettuate hanno evidenziato che c'è una stretta correlazione tra le modificazioni climatico-ambientali e l'attività solare a scala plurisecolare (contemporaneità tra massimi prolungati di attività solare e periodi caldi come l'attuale Incremento dell'Effetto Serra e contemporaneità tra minimi ripetuti di attività solare e periodi freddi tipici delle

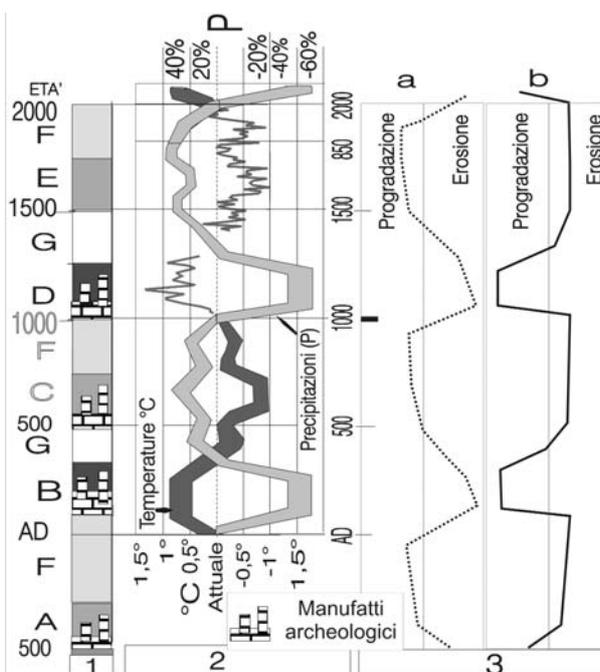


Figura 2: Correlazione tra dati stratigrafici e geoarcheologici, precipitazioni e temperature e variazioni morfologiche delle spiagge.

Piccole Età Glaciali).

In particolare, è stato messo in evidenza che il periodo caldo medievale è connesso ad una intensa attività solare durata dal 1100 circa al 1270 circa; tra il 1050 e il 1090 circa è stato accertato un rapido incremento della temperatura media di circa 0,8 gradi centigradi mentre, dopo il 1270 e quindi alla fine del periodo con intensa attività solare, la temperatura media si è abbassata ritornando ai valori precedenti (Ortolani & Pagliuca, 2001).

Lo studio consente di affermare che la storia dell'uomo e dell'ambiente negli ultimi millenni è stata condizionata da una ciclica modificazione climatico-ambientale che si manifesta in maniera naturale e in periodi plurisecolari (Ortolani & Pagliuca, 2003); molto probabilmente ciò è dovuto a spostamenti delle fasce climatiche verso nord (durante i periodi caldi plurisecolari) e verso sud (durante i periodi freddi plurisecolari) di alcuni gradi rispetto all'attuale posizione (Ortolani & Pagliuca, 1994).

4 PROSPETTIVE FUTURE

I risultati conseguiti evidenziano che l'impatto ambientale dei periodi caldi romano e medievale è molto simile a quello che vari ricercatori prevedono

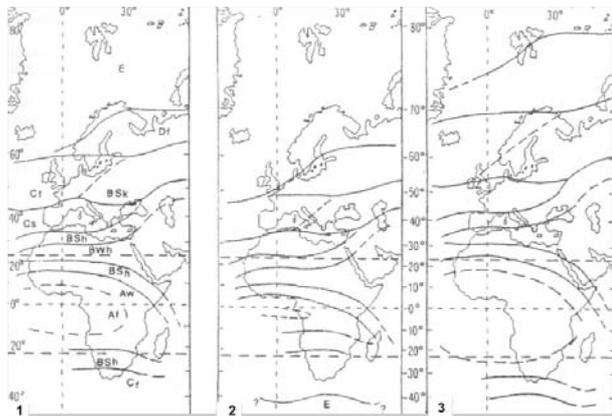


Figura 3: Schema delle variazioni di latitudine delle fasce climatiche nel periodo storico. 1= zone climatiche attuali secondo la classificazione di Köppen-Geiger, modificata (E= zona polare di tundra e del gelo perenne; Df= zona sub-artica di tipo continentale e subartico continentale umido-nivale; Cf= zona temperata umida di tipo oceanico; BSk= zona semiarida fredda della steppa; Cs= zona temperata con estate asciutta di tipo mediterraneo; BSh= zona semiarida calda della steppa; BWh= zona arida calda del deserto; Af= zona equatoriale umida della foresta pluviale; Aw= zona tropicale della savana con inverno asciutto); 2= zone climatiche nei periodi freddo-umidi; 3= zone climatiche nei periodi caldo-aridi.

in relazione all'accentuazione della modificazione climatica in atto; infatti, durante tali periodi caldi si sono determinate differenti condizioni ambientali, favorevoli o sfavorevoli alle attività antropiche, in relazione alla latitudine e che già si incominciano a verificare in varie parti del globo (siccità, alluvioni). In base ai dati geoarcheologici si può affermare che le modificazioni ambientali indotte dall' "Incremento dell'Effetto Serra" sono già accadute ciclicamente e per cause naturali nell'Area Mediterranea, con una durata di circa 150-200 anni, ogni mille anni circa; il periodo attuale rappresenterebbe quindi la transizione climatica tra la Piccola Età Glaciale ed il prossimo periodo caldo che possiamo definire "Incremento dell'Effetto Serra" del Terzo Millennio e che si sta instaurando a prescindere dalla produzione di gas antropogenici.

I dati climatico-ambientali e stratigrafici ottenuti, i risultati conseguiti con le ricerche sulle modificazioni geoambientali connesse alle variazioni climatiche del periodo storico ed in particolare degli ultimi secoli e i vari dati multidisciplinari ottenuti con ricerche in varie parti del mondo, rappresentano un valido strumento per valutare e quantificare le modificazioni del territorio e gli impatti sulle risorse naturali (acque, suoli) che si verificheranno diversamente alle diverse latitudini durante l'incremento dell'Effetto Serra del Terzo Millennio.

Poiché le attuali modificazioni climatico-ambientali si stanno progressivamente instaurando nell'area mediterranea, esattamente secondo una ciclicità millenaria e come già avvenuto nel Periodo Caldo Medievale, si ritiene necessario sviluppare queste ricerche in maniera multidisciplinare, per valutare la possibilità di separare scientificamente gli effetti ambientali derivanti dalle cause antropogeniche da quelli derivanti dalle cause naturali.

La necessità di tali studi è dettata anche dalla considerazione che i cambiamenti climatici hanno gli effetti più immediati sulle risorse naturali quali le coperture agrarie e forestali e le acque superficiali e sotterranee; per i prossimi decenni occorrerà intervenire energicamente per la gestione delle risorse idriche (già affette da salinizzazione nel sottosuolo di molte pianure alluvionali irrigue) e per la tutela dei suoli già tendenti all'aridità in molte regioni (Ortolani & Pagliuca, 2005 e 2006; Pagliuca, 1997).

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Allocca, F., Amato, V., Coppola, D., Giaccio, B., Ortolani, F. & Pagliuca S. 2000. *Cyclical Climatic-Environmental Variations during the Holocene in Campania and Apulia: Geoarcheological and Paleoethnological Evidence*. Mem. Soc. Geol. It. 55: 345-352.
- Ortolani, F., Pagliuca, S. & Toccaceli, R.M. 1991. *Osservazioni sull'evoluzione geomorfologica olocenica della piana costiera di Velia (Cilento, Campania) sulla base di nuovi rinvenimenti archeologici*. Geogr. Fis. Dinam. Quat. 14: 163-169.
- Ortolani, F. & Pagliuca, S. 1994. *Variazioni climatiche e crisi dell'ambiente antropizzato*. Il Quaternario, 7 (1): 351-356.
- Ortolani, F. & Pagliuca, S. 1995. *Evidenze geoarcheologiche di desertificazione ciclica nella zona di Selinunte (Sicilia sud-occidentale) in relazione alle variazioni climatiche dell'area mediterranea*. 1° Convegno del Gruppo Naz. di Geol. Appl. "La città fragile in Italia", Giardini Naxos.
- Ortolani, F. & Pagliuca, S. 1996. *Variazioni climatico-ambientali nel periodo storico nell'area Mediterranea: evidenze geoarcheologiche di cicliche crisi ambientali tipo "Effetto Serra"*. Convegno AIQUA "Il ruolo della geomorfologia nella geologia del Quaternario", Napoli.
- Ortolani, F. & Pagliuca, S. 2003. *Cyclical Climatic-Environmental Changes in the Mediterranean Area (2500 BP-Present Day)*. PAGES, 11/1: 15-17.
- Ortolani, F. & Pagliuca, S. 2003. *Near-future climatic variations and water availability in Southern Italy*. In "Managing water demand in agriculture through pricing" (eds. Leone A.P. & Basile A.), CNR-DAI-SMED Network Proceedings Telesse Terme, 150-176.
- Ortolani, F. & Pagliuca, S. 2004. *Geoenvironmental analysis of the lower Volturno plain (Southern Italy) to study groundwater resources affected by salinity*. 32° IGC Congress, Florence.
- Ortolani, F. & Pagliuca, S. 2006. *Impact of climate change on water resources in Southern Italy*. ECONGEO 2006, 5th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Barcelona.
- Pagliuca, S. 1997. *Evoluzione geologica olocenica della bassa pianura del Fiume Volturno*. Geotalia I° Forum di Scienze della terra, Bellaria.

Variabilità climatica in Italia nord-occidentale nella seconda metà del XX secolo

J. von Hardenberg¹, N. Ciccarelli¹, A. Provenzale¹, C. Ronchi², A. Vargiu², R. Pelosini²

¹*Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Italia*

²*Agenzia regionale per la prevenzione e l'ambiente, Piemonte, Torino, Italia*
j.vonhardenberg@isac.cnr.it

SOMMARIO: Analizziamo serie temporali di temperatura e precipitazione ottenute da una fitta rete di misura in Piemonte e Valle d'Aosta, nel periodo dal 1952 al 2002. Troviamo un significativo aumento delle temperature medie di circa 1°C su tutto il periodo. Le precipitazioni non mostrano trend significativi. Determiniamo inoltre le proprietà statistiche delle fluttuazioni interannuali di temperatura e precipitazione e quantifichiamo la loro correlazione con pattern di circolazione atmosferica a grande scala. Troviamo una correlazione significativa tra la presenza di aree di alta pressione sulla penisola scandinava, assieme al verificarsi di frequenti episodi di blocking, con un aumento delle precipitazioni estive ed autunnali e con basse temperature nell'area di studio.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

La determinazione della climatologia storica delle regioni alpine riveste un ruolo importante al fine di valutare l'impatto di scenari di cambiamento climatico su queste aree, caratterizzate da un alto rischio idrogeologico ed una forte antropizzazione. Il clima alpino è caratterizzato da una particolare variabilità spaziale (Beniston 2005) che richiede reti di misura ad alta densità spaziale per essere determinato con accuratezza. In particolare l'Italia nord-occidentale è esposta all'afflusso di flussi di aria umida dal Mediterraneo e da fenomeni di controllo topografico della precipitazione che hanno portato in passato a gravi episodi di inondazione e determinano una ricca variabilità climatica. Studi passati sono stati dedicati finora all'analisi di serie temporali su aree più ampie e considerando un numero limitato di stazioni di misura in questa regione (si veda per esempio Brunetti *et al.* 2000, 2006). In questo lavoro presentiamo i risultati dell'analisi di un nuovo set di dati storici, ottenuto da una fitta rete di stazioni di misura in Piemonte

e Valle d'Aosta, attive nella seconda metà del XX secolo. Un'analisi dettagliata è riportata in Ciccarelli *et al.* (2007).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Serie di precipitazione e temperatura

Analizziamo serie di precipitazione cumulata giornaliera e di temperature minime e massime giornaliere registrate da una rete di misura gestita da ARPA-Piemonte e dalla Regione Valle d'Aosta. La rete comprende 119 pluviometri e 40 stazioni termometriche. In anni recenti la rete è stata gradualmente sostituita da una rete di stazioni automatiche e per ragioni di omogeneità consideriamo i dati nel periodo 1952-2002, in cui gran parte delle stazioni originali erano ancora attive. È stata effettuata una validazione dei dati per assicurare l'omogeneità e la consistenza.

2.2 Trend di precipitazione

Le serie di precipitazione sono state standardizzate (sottraendo la media e dividendo per la deviazione standard di lungo periodo) per

ogni stazione, al fine di eliminare la dipendenza dalla quota della stazione di misura. Da questi dati otteniamo diverse statistiche annuali, mediate su tutte le stazioni. Figura 1 riporta per esempio l'andamento nel tempo delle precipitazioni standardizzate medie annuali, dell'intensità di precipitazione (precipitazione mediata solo sui giorni piovosi) e la percentuale annuale di giorni senza precipitazione. Nessuna di queste serie mostra trend lineari significativi, come verificato attraverso un test di significatività di Monte Carlo ed attraverso il classico test di Mann-Kendall. Lo stesso risultato si ottiene considerando altre statistiche quali la lunghezza dei periodi secchi, la precipitazione cumulata negli eventi di precipitazioni o statistiche di estremi quali la massima lunghezza dei periodi secchi in un anno. Anche quando mediati su base stagionale i dati non mostrano trend significativi.

2.3 Trend di temperatura

Riportiamo in figura 3 l'andamento nel tempo delle anomalie di temperatura minime e massime annuali, mediate su tutte le stazioni. Un

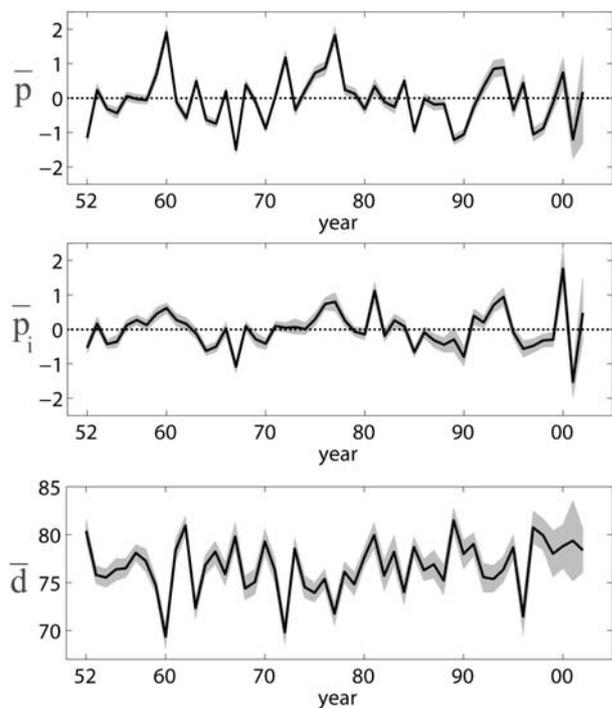


Figura 1: Statistiche di precipitazione standardizzata mediata annualmente e su tutte le stazioni. a) Precipitazione media; b) intensità di precipitazione; c) percentuale di giorni secchi in un anno. Le bande grigie indicano intervalli di confidenza ottenute con il metodo del jack-knife.

fit lineare conferma trend, che risultano significativi, di $0.023^{\circ}\text{C}/\text{anno}$ per le temperature massime e di $0.011^{\circ}\text{C}/\text{anno}$ per le minime. Un'analisi stagionale rivela che questi trend significativi sono associati principalmente con la stagione estiva e con quella invernale (quest'ultima solo per le massime). Abbiamo verificato che trend significativi comparabili sono associati anche con le serie di singole stazioni e che non vi è una dipendenza del trend dalla quota della stazione. Infine, questi trend caratterizzano in particolare l'ultima parte del periodo preso in esame, come abbiamo verificato confrontando medie su finestre temporali più corte.

E' interessante notare come questo aumento di temperature sia consistente anche con un set di dati indipendente: abbiamo analizzato i dati di temperatura forniti dal progetto di rianalisi ERA40 del Centro di Previsione Meteorologica a Medio Termine Europeo negli stessi anni (Uppala *et al.* 2005), sui punti griglia che coprono l'area piemontese, trovando trend comparabili, anche quando considerati su base stagionale. E' importante notare che i dati della rete di misura considerata in questo lavoro non hanno mai fatto parte del ciclo di assimilazione utilizzato da ERA40.

I trend di temperatura positivi trovati in area

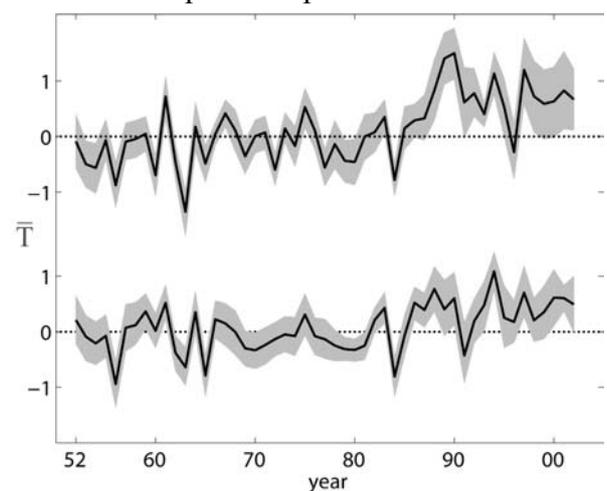


Figura 2: Medie annuali delle anomalie di temperatura, mediate su tutte le stazioni. Curva superiore: temperature massime; Curva inferiore: temperature minime. Le bande grigie indicano intervalli di confidenza ottenute con il metodo del jack-knife.

piemontese sono in buon accordo con aumenti di temperature massime e minime riportati nella regione alpina, nello stesso periodo (Beniston 2005).

2.4 Impatto di pattern di circolazione a grande scala

Alcuni pattern di circolazione a grande scala hanno un'influenza determinante sul clima regionale in area Mediterranea, grazie al loro controllo dell'afflusso di umidità atmosferica e delle traiettorie delle perturbazioni atlantiche. Abbiamo analizzato la correlazione, sulla base di medie stagionali, tra le serie di temperatura e precipitazione piemontesi con gli indici North Atlantic Oscillation (NAO), Scandinavian (SCAN), East Atlantic (EA) ed East Atlantic West Russia (EAWR) ottenuti da serie pubblicate dal NOAA Climate Prediction Centre (si veda p.es. Barnston and Livezey 1987), e con gli indici di blocking atlantici ed europei EAB ed EB (Quadrelli *et al.* 2001). I risultati evidenziano una correlazione significativa tra le temperature nell'area di studio con il pattern EA su tutto l'arco dell'anno, mentre NAO gioca un ruolo significativo, sia sulle temperature che sulle precipitazioni, solo nella stagione invernale. In altre stagioni, la fase positiva dello SCAN porta a temperature basse ed un aumento di precipitazioni. Analogamente rileviamo una correlazione significativa tra un'alta frequenza di blocking europeo (indice EB) con un aumento di precipitazioni in estate ed autunno e con temperature ridotte dall'inverno all'estate. Mentre questi risultati sono in accordo con l'influenza nota dei pattern di circolazione sul clima in area alpina, essi evidenziano un particolare ruolo di fenomeni di blocking e dello Scandinavian pattern per la variabilità climatica in area piemontese.

2.5 Analisi delle Componenti Principali

Caratterizziamo la variabilità

spazio-temporale della precipitazione nell'area di studio attraverso la tecnica della Principal Component Analysis, al fine di identificare i principali pattern di variabilità climatica su base annuale e stagionale. Figura 3 riporta i due principali pattern EOF, significativi, risultanti dall'analisi annuale. Il primo pattern, che spiega il 56.4% della varianza totale, rappresenta una distribuzione quasi omogenea di temperature, corrispondente ad una variabilità interannuale della precipitazione sincrona tra tutte le stazioni. Un simile risultato è stato riportato da Quadrelli *et al.* (2001) per l'intero arco alpino. La seconda EOF, che spiega il 9.8% della varianza totale, descrive un dipolo nord-sud con un'anomalia di precipitazione sull'area alpina del Piemonte e sulla Valle d'Aosta e con un'anomalia di segno opposto sulla parte meridionale dell'area di studio.

Un'analisi della serie temporale della componente principale (PC) associata (la proiezione dei dati sulla seconda EOF) rivela come si sia passati attorno alla seconda metà degli anni 80 ad una predominanza della fase negativa di questo pattern, corrispondente ad un aumento delle precipitazioni in area alpina ed ad una diminuzione sulle parti meridionali dell'area. L'analisi stagionale mostra che questo cambiamento è associato principalmente con la stagione primaverile. Un'analisi della correlazione della seconda PC con gli indici di circolazione a grande scala rivela che questo cambiamento può essere associato in modo significativo all'andamento dell'indice SCAN e dell'indice di blocking EB.

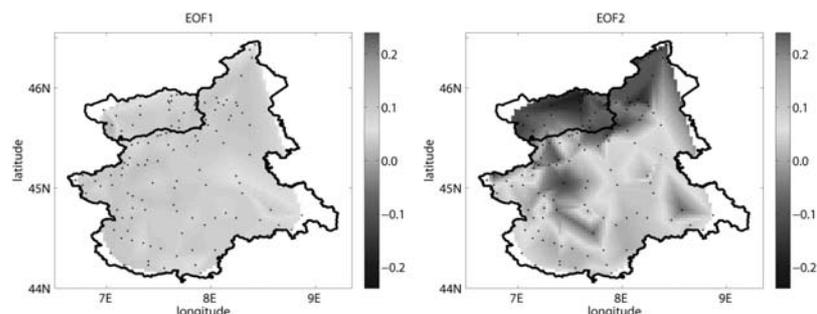


Figura 3: Medie annuali delle anomalie di temperatura, mediate su tutte le stazioni. *Curva superiore*: temperature massime; *Curva inferiore*: temperature minime. Le bande grigie indicano intervalli di confidenza ottenute con il metodo del jack-knife.

3 RISULTATI RILEVANTI

L'analisi statistica accurata dei dati giornalieri di temperatura e precipitazione ottenuti da una densa rete di misura in Italia nord-occidentale, riportata in questo lavoro, ha evidenziato un aumento significativo delle temperature medie di circa 1°C negli ultimi 50 anni del XX secolo, concentrato nei mesi invernali ed estivi. Questo trend è in accordo con dati di temperatura indipendenti ottenuti dalla rianalisi ERA40. L'assenza di trend significativi nelle statistiche di precipitazione risulta in accordo con risultati analoghi per l'intero arco alpino (Beniston 2005).

Nel loro complesso questi risultati, un trend positivo nelle temperature estive e l'assenza di trend di precipitazione, implicano un aumento di condizioni di aridità nell'area in esame. Analogamente il trend positivo rilevato per le temperature invernali è associato ad una riduzione della copertura nevosa negli ultimi anni nelle Alpi (Jacobson *et al.* 2004). Sono state identificate correlazioni significative di alcuni pattern di circolazione a grande scala con la variabilità climatica regionale. Il NAO gioca un ruolo solo in inverno, con fasi positive che portano ad inverni caldi poco piovosi. Si rileva una correlazione significativa tra la presenza frequente di blocking sulla penisola scandinava e di fasi positive dello Scandinavian pattern con incrementi nella precipitazione, particolarmente in autunno, ed una diminuzione delle temperature massime.

4 PROSPETTIVE FUTURE

La caratterizzazione della variabilità climatica in Italia nord-occidentale rappresenta un passo fondamentale per comprendere e modellare empiricamente gli impatti della variabilità climatica sul budget idrologico e sugli ecosistemi in quest'area. In particolare sono già stati completati uno studio sugli impatti sulla dinamica di popolazioni di ungulati alpini (Jacobson *et al.* 2004) ed uno studio sulla risposta dei ghiacciai nelle Alpi occidentali alle fluttuazioni climatiche (Calmanti *et al.* 2006).

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Barnston, A. G. and Livezey, R. E. 1987. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Wea. Rev.* 115:1083-1126.
- Beniston, M. 2005. Mountain climates and climatic change: an overview of processes focusing on the European Alps. *Pure and App. Geophys.* 162:1587-1606.
- Brunetti, M., Maugeri, M., Nanni, T. 2000. Variations of temperature and precipitation in Italy from 1866 to 1995. *Theor. App. Clim.* 66 :49-60.
- Brunetti, M., Maugeri, M., Nanni, T., Auer, I., Böhm, R., Schöner, W. 2006. Precipitation variability and changes in the greater Alpine region over the 1800-2003 period. *J. Geoph. Res.-Atm.* 111 :D11107.
- Ciccarelli N., von Hardenberg, J., Provenzale, A., Ronchi, C., Vargiu, A., Pelosini, R. 2007. Climate variability in north-western Italy during the second half of the XX century. *Glob. Plan. Change.* In stampa.
- Calmanti, S., Motta, L., Turco, M., Provenzale, A., 2006. Impact of climate variability on alpine glaciers in north-western Italy. *Int. J. Climatology*, in stampa.
- Jacobson A. R., Provenzale, A., von Hardenberg, A., Bassano, B., Festa-Bianchet, M. 2004. Climate forcing and density dependence in a mountain ungulate population. *Ecology.* 85:1598-1610.
- Quadrelli R., Lazzeri, M., Cacciamani, C., Tibaldi, S., 2001. Observed winter Alpine precipitation variability and links with large-scale circulation patterns. *Climate Res.* 17:275-284.
- Uppala, S. M., *et al.* 2005. The ERA-40 re-analysis. *Q. J. Roy. Met. Soc.* 131:2961-3012.

Variabilità e cambiamenti climatici in Italia nel corso degli ultimi due secoli

T. Nanni¹, M. Brunetti¹, M. Maugeri²

¹*Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Bologna, Italia*

²*Istituto di Fisica Generale Applicata, Università di Milano, Milano, Italia*

t.nanni@isac.cnr.it

SOMMARIO: Viene presentato un quadro sintetico della variabilità e dei cambiamenti climatici occorsi in Italia negli ultimi due secoli, sulla base degli andamenti evidenziati da un nuovo database di serie secolari di dati termometrici e pluviometrici relativi a circa 100 stazioni di osservazione. Queste serie sono state soggette ad un dettagliato controllo di qualità e sottoposte ad un'estensiva omogeneizzazione; le serie omogeneizzate sono quindi state utilizzate per ricavare serie medie relative alle principali aree climatiche del nostro Paese. Tali serie evidenziano come in Italia, nel corso degli ultimi 150-200 anni, la temperatura dell'aria sia cresciuta di circa 1 °C per secolo. Contemporaneamente si è osservato un decremento delle precipitazioni, anche se di lieve entità e spesso poco significativo dal punto di vista statistico.

1 INTRODUZIONE

Le attuali ricerche in climatologia sono soprattutto focalizzate sulla previsione a breve e lungo termine del clima della Terra. È quindi di fondamentale importanza capire se le variazioni climatiche in atto possono rientrare nella naturale variabilità del sistema o sono da ricondurre anche ad altri fattori legati all'apporto antropico come l'effetto serra. A questo scopo è necessario ricostruire il comportamento delle variazioni climatiche nel passato.

L'esame dei più lunghi records climatici che possono essere costruiti indicano che il clima ha per sua natura un andamento fluttuante. Inoltre le variazioni climatiche hanno un modello geografico tale per cui, da un'epoca all'altra, raramente vanno nella stessa direzione in tutto il globo: diventa così importante la ricostruzione storica del loro comportamento a scala ristretta.

In questo contesto abbiamo avviato, dall'inizio degli anni '90, un ampio programma di ricerche per il recupero, l'omogeneizzazione e l'analisi delle lunghe serie storiche italiane di dati meteorologici.

2 DATI E METODI

Uno dei principali risultati che l'analisi di questi dati ha messo in evidenza è che le serie, possono contenere disomogeneità ed errori dello stesso ordine di grandezza, o talora addirittura maggiori, dei segnali climatici. Il problema, comune peraltro a tutte le lunghe serie di dati osservativi, si è risolto applicando metodologie ad hoc per renderle omogenee.

Tuttavia, per quanto quest'attività abbia avuto un ruolo assolutamente essenziale e per quanto essa abbia influenzato profondamente i risultati delle successive analisi, ci limitiamo ora a presentare i risultati finali della ricerca focalizzata sull'evoluzione temporale delle serie omogeneizzate e sui relativi trend a lungo termine. Rimandiamo pertanto i lettori interessati ai dettagli relativi alla fase di acquisizione, revisione critica ed omogeneizzazione delle serie ad altri nostri lavori come Brunetti *et al.* (2006).

La versione finale del nostro dataset è costituita da molte serie omogeneizzate, quindi in sede di analisi dei dati si è ritenuto più opportuno, anziché considerare le serie delle singo-

le stazioni, prendere in esame serie medie regionali. Queste sintetizzano le informazioni delle serie delle singole stazioni, fornendo un segnale climatico più stabile e meno soggetto agli errori casuali che le serie osservative inevitabilmente contengono, anche se assoggettate alle più sofisticate tecniche di omogeneizzazione. Esse permettono di ottimizzare il rapporto segnale/rumore, rendendo più agevole lo studio della variabilità e dei cambiamenti climatici e consentendo più accurate stime dei trend a lungo termine.

Il primo passo per la costruzione delle serie medie regionali consiste nel definire regioni climatiche omogenee (attraverso tecniche statistiche), procedimento fondamentale soprattutto per un territorio orograficamente assai complesso come quello italiano. Queste regioni devono essere costruite in modo da soddisfare due requisiti fondamentali. Il primo è quello di includere nella medesima regione stazioni che si ritiene abbiano le stesse caratteristiche climatiche, il secondo è quello di ottimizzare la rilevabilità degli andamenti climatici attraverso la presenza di un numero sufficientemente alto di stazioni per ogni regione, minimizzando così l'influenza degli errori che rimangono comunque presenti nelle serie delle singole stazioni, anche dopo l'applicazione dei metodi di omogeneizzazione.

Le regioni climatiche individuate sono indicate in figura 1, per le serie termometriche, e in figura 2 per le serie pluviometriche.

3 RISULTATI E DISCUSSIONE

3.1 Serie termometriche

Le serie termometriche delle diverse regioni mostrano un notevole accordo per quanto concerne gli andamenti a lungo termine. Tale uniformità di comportamento permette di descrivere in modo abbastanza esauriente l'evoluzione delle temperature del nostro Paese mediante le sole serie medie relative all'intero territorio (Figure 3 e 4).

Osservando l'andamento della serie media italiana relativa alle temperature medie annuali (Figura 3), è possibile notare che i valori si mantengono piuttosto bassi fino a prima del 1860, con il 1816 identificabile come l'anno più freddo dell'intero periodo. Successivamente si nota una tendenza graduale verso valori via via più alti il cui contributo maggiore proviene dagli anni '60 e '90 del XIX secolo e dagli anni '20 e '40 del XX secolo. Dopo il massimo relativo raggiunto intorno al 1950 (il più rilevante dell'intera serie, eccettuati gli ultimi due decenni) si ha un andamento stazionario fino agli anni '70,

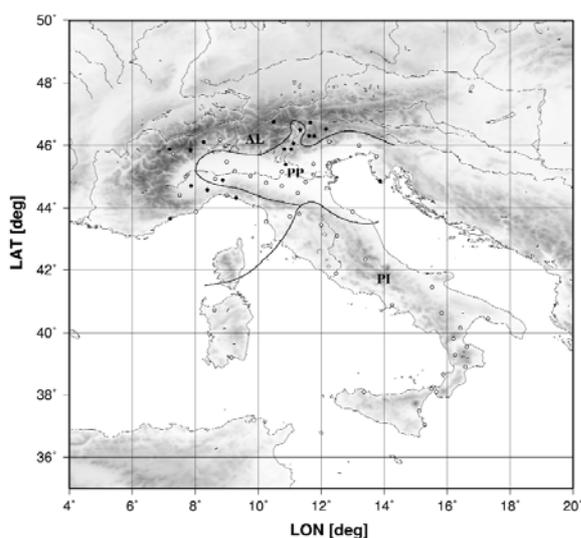


Figura 1: Regioni climatiche omogenee individuate per le serie termometriche (AL: Regione Alpina; PP: Pianura Padana; PI: Italia Peninsulare). Per maggiori dettagli si rimanda a Brunetti et al. (2006).

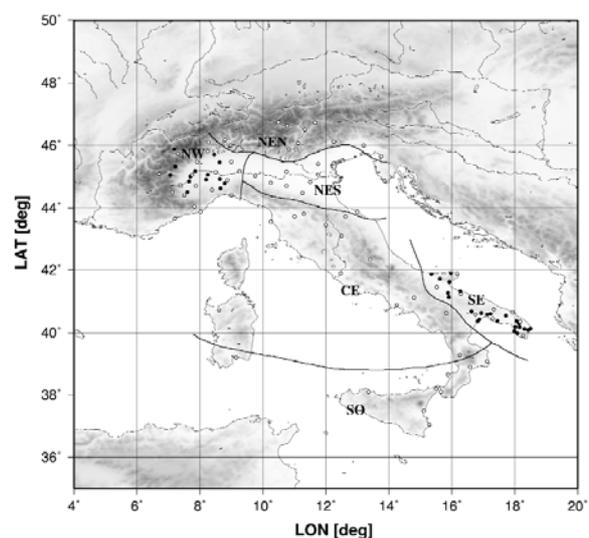


Figura 2: Regioni climatiche omogenee individuate per le serie pluviometriche (NW: Nord-Ovest; NEN: Parte Settentrionale del Nord-Est; NES: Parte Meridionale del Nord-Est; CE: Centro; SE: Sud-Est; SO: Sud). Per maggiori dettagli si rimanda a Brunetti et al. (2006).

seguito da un nuovo periodo di forte crescita che culmina nell'anno 2003, il più caldo dell'intera serie.

L'analisi delle serie stagionali (Figura 4) mostra differenze significative tra le diverse stagioni. In particolare, il forte riscaldamento che ha caratterizzato gli ultimi due decenni è evidente in primavera ed estate, ma non in autunno ed inverno, stagioni nelle quali il trend recente è meno ripido. Anche il massimo relativo riscontrato nella serie annuale intorno al 1950 è principalmente dovuto alla stagione estiva e a quella primaverile, durante le quali si sono avute temperature confrontabili con quelle degli anni '90. È anche interessante notare che i due estremi della serie, ossia i valori del 1816 e del 2003, sono principalmente legati alla stagione estiva; essi corrispondono infatti a due eventi ben noti ed ampiamente studiati, ossia la prolungata ondata di calore del 2003 e l'estate fredda dell'anno 1816, noto anche come "anno senza estate"; esso seguì un periodo di quattro anni segnato da forti eruzioni vulcaniche, la più violenta delle quali fu quella del vulcano indonesiano Tambora nell'Aprile 1815.

La crescita della temperatura nelle diverse regioni è piuttosto uniforme, con un trend dell'ordine di 1 grado per secolo, su base annua-

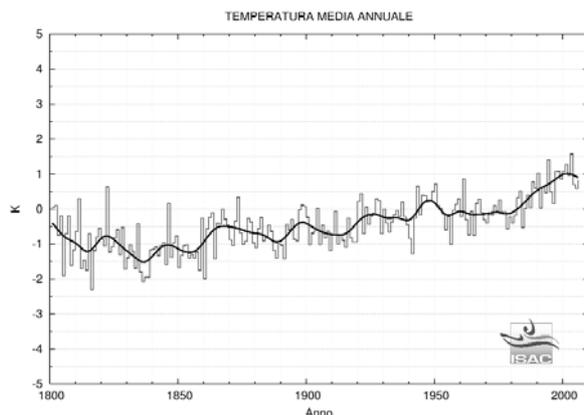


Figura 3: Evoluzione della temperatura media annuale per l'Italia per il periodo 1800–2006. I dati sono espressi in termini di anomalie rispetto al periodo 1961-1990. Per una più efficace visualizzazione degli andamenti a lungo termine, viene anche mostrata la serie che si ottiene filtrando i dati mediante un filtro gaussiano passa basso. Questa serie viene aggiornata regolarmente ed è consultabile su un apposito sito dell'Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima del CNR (http://www.isac.cnr.it/~climstor/climate_news.html).

le, in tutta Italia. Per maggiori dettagli e per una discussione relativa ai trend delle temperature massime e minime si rimanda a Brunetti *et al.* (2006).

3.2 Serie pluviometriche

Anche per le serie pluviometriche, come per quelle termometriche, si osserva una buona corrispondenza dell'andamento a lungo termine delle diverse serie regionali.

Anche per questa variabile è quindi possibile individuare gli andamenti più significativi mediante l'analisi della sola serie nazionale, in questo caso, però, è importante sottolineare come essa descriva solo in parte ciò che accade nelle singole regioni.

La figura 4 mostra come la serie media italiana di precipitazioni annuali presenti una sequenza di massimi e minimi relativi senza alcuna tendenza evidente né verso un incremento né verso una diminuzione. I valori più alti si sono raggiunti attorno al 1800, tra gli anni '40 e gli anni '50 del XIX secolo, intorno al 1900, al 1960 ed al 1980. I periodi più secchi si sono riscontrati intorno al 1990 e negli anni '20 e '40 del XX secolo, mentre altri minimi relativi di minore entità si sono avuti tra gli anni '20 e gli anni '30 del XIX secolo ed intorno al 1860. A livello stagiona-

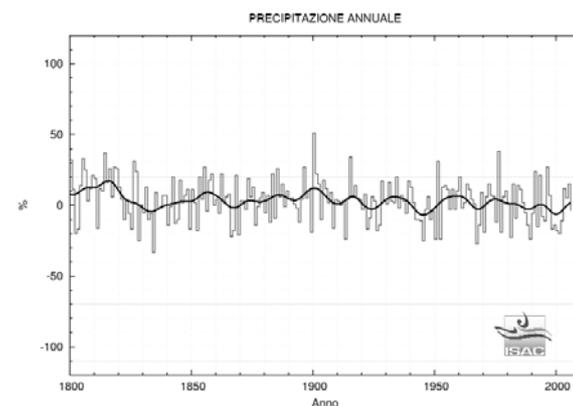


Figura 4: Serie annuale media italiana delle precipitazioni per il periodo 1800–2006. I dati sono espressi in termini di deviazioni percentuali rispetto ai valori medi del periodo 1961-1990. Per una più efficace visualizzazione degli andamenti a lungo termine, essi sono stati filtrati mediante un filtro gaussiano passa basso. Questa serie viene aggiornata regolarmente ed è consultabile su un apposito sito dell'Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima del CNR (http://www.isac.cnr.it/~climstor/climate_news.html).

le, pur accanto ad alcune analogie, sia nel comportamento a lungo termine sia nella variabilità ad alta frequenza, esistono molte differenze, soprattutto nella collocazione dei periodi contraddistinti dai minimi e massimi. I valori dei trend delle precipitazioni stagionali ed annuali sono generalmente negativi e di lieve entità, anche se raramente significativi. Considerando la media sull'intero territorio italiano si osserva una tendenza alla diminuzione delle precipitazioni annuali dell'ordine del 5% per secolo, fenomeno principalmente dovuto alla stagione primaverile, caratterizzata da un trend negativo del 9% per secolo. La regione che presenta il trend più marcato nelle precipitazioni annuali è il Centro (CE), con un decremento del 10% per secolo, mentre, tra le altre regioni, solo il Sud-Est (SE) mostra un trend significativo costituito da un decremento dell'ordine dell'8% per secolo. Il trend negativo è principalmente dovuto a valori elevati di precipitazione nei primi decenni della serie, infatti se si considerano solamente i dati successivi al 1900 il trend non risulta essere significativo. È interessante notare anche come il trend negativo negli ultimi 50 anni diventi più marcato anche se in genere non è significativo.

Per quanto riguarda i trend, tuttavia, sia per le temperature che per le precipitazioni, è importante sottolineare come l'interpolazione lineare dia un risultato che dipende fortemente dal periodo in esame. È quindi opportuno che, oltre ai trend relativi all'intero periodo coperto dai dati, vengano considerati quelli relativi a tutte le scale temporali presenti all'interno del periodo di osservazione. Per una discussione completa relativa a questi risultati si rimanda a Brunetti *et al.* (2006).

4 CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

I più interessanti tra i segnali sopra descritti sono ovviamente quelli che possono dare indicazioni in merito ad eventuali variazioni a lungo termine e a trend. Per quanto riguarda le temperature, in particolare si è osservata una crescita piuttosto uniforme nelle diverse regioni climatiche italiane, con un trend dell'ordine di 1 grado per secolo. Anche su base stagionale la situazione è piuttosto omogenea e non si sono notate differenze significative, né tra le diverse regioni né tra stagione e stagione, essendo tutti i trend pressoché uguali tra loro e ricadendo le eventuali differenze ampiamente entro i limiti dell'incertezza statistica. Per quanto riguarda le precipitazioni, invece, i trend sono generalmente negativi, anche se solo di lieve entità e raramente significativi dal punto di vista statistico. Per maggiori dettagli si rimanda a Brunetti *et al.* (2006).

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

Brunetti, M., Maugeri, M., Monti, F., Nanni, T. 2006. Temperature and precipitation variability in Italy in the last two centuries from homogenised instrumental time series. *Int. J. Climatol.*, 26, 345-381.

Variazioni nella frequenza e nell'intensità delle precipitazioni giornaliere in Italia negli ultimi 120 anni

T. Nanni¹, M. Brunetti¹, M. Maugeri²

¹*Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Bologna, Italia*

²*Istituto di Fisica Generale Applicata, Università di Milano, Milano, Italia*

t.nanni@isac.cnr.it

SOMMARIO: Si presentano i risultati di una serie di analisi effettuate per verificare se la tendenza verso un'accentuazione dell'intensità delle precipitazioni evidenziata recentemente per varie aree del nostro Pianeta sia presente anche per l'Italia. Questo aspetto è particolarmente interessante in quanto il nostro Paese, in virtù di svariati elementi caratteristici quali la presenza della catena alpina ed appenninica, la vicinanza del Mediterraneo e l'elevata densità della popolazione, ha una naturale propensione al rischio alluvioni, il che lo rende criticamente esposto ad un eventuale incremento degli eventi precipitativi di forte intensità.

1 DATI E METODI

I recenti studi volti alla ricostruzione delle variazioni climatiche nel nostro Paese hanno evidenziato una lieve diminuzione delle precipitazioni totali in Italia nell'arco degli ultimi due secoli (Brunetti *et al.*, 2006). È tuttavia di importanza ancora maggiore conoscere come sia variata la distribuzione delle precipitazioni, ovvero il numero di eventi precipitativi e la loro intensità. Lo studio relativo all'evoluzione della frequenza e dell'intensità delle precipitazioni è stato condotto mediante un data-set costituito da 45 serie di precipitazioni giornaliere relative al periodo 1880-2002 e concentrato, oltre che sulle precipitazioni totali, sul numero di giorni piovosi, sull'intensità delle precipitazioni e su diverse categorie di eventi precipitativi, definite sulla base della distribuzione statistica delle piogge giornaliere.

In prima istanza i dati sono stati completati con un metodo statistico e sottoposti ad un processo di controllo ed omogeneizzazione molto rigoroso, per il quale si sono rivelate molto utili le informazioni raccolte sulla storia delle stazioni. Al termine del processo di

omogeneizzazione, sei serie sono state eliminate dal data-set, in quanto valutate altamente problematiche e quindi non omogeneizzabili (per maggiori dettagli si rimanda alla pubblicazione Brunetti *et al.*, 2004).

La successiva applicazione della PCA ha permesso di suddividere l'Italia in cinque regioni (figura 1): Nord Ovest (NW); Nord-Est Nord (NEN); Nord-Est Sud (NES); Centro (CE); Sud (SO).

Per ognuna delle cinque aree individuate sono state studiate sia a livello annuale che stagionale le seguenti statistiche:

- il numero di giorni piovosi (WD, Wet Days);
- l'intensità delle precipitazioni (PI, Precipitation Intensity), definita come l'ammontare di precipitazione per giorno piovoso;
- le categorie delle precipitazioni.

2 RISULTATI E DISCUSSION

2.1 Andamento del numero di giorni piovosi

Il numero di giorni piovosi presenta un chiaro trend negativo su tutto il territorio italiano (figura 2) più evidente nei periodi dagli anni

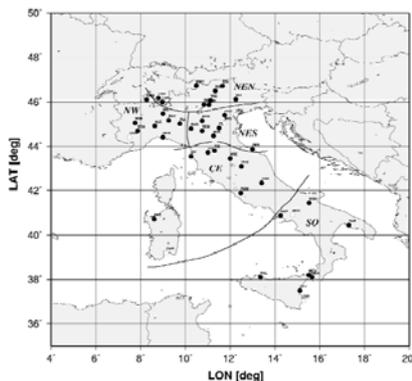


Figura 1: Regioni individuate dalla PCA applicata alle serie pluviometriche con risoluzione giornaliera. I cerchi neri indicano le stazioni che hanno superato la procedura di omogeneizzazione, i cerchi bianchi indicano le serie scartate.

‘30 ai ‘40 e dagli anni ‘60 agli ‘80. Su base annuale il trend è altamente significativo in tutte le regioni, con valori che oscillano da -7% per secolo nell’area NEN a -15% per secolo nell’area CE (corrispondenti, rispettivamente, a -6 e -14 giorni all’anno per secolo), e con una diminuzione media nazionale del 10% per secolo (equivalente a -9 giorni piovosi all’anno in meno per secolo).

I contributi maggiori al trend annuale provengono dalla primavera, con una diminuzione nel numero di giorni piovosi che varia da -14% per secolo nella regione NES a -22% per secolo nella regione CE (corrispondenti a -3.2 e -5.5 giorni per secolo, rispettivamente), e dall’autunno, con valori compresi tra -12% per secolo nella regione NES (-2.5 giorni per secolo) e -17% per secolo nella regione CE (-4 giorni per secolo), con l’eccezione della regione SO che mostra la diminuzione maggiore in inverno (-16% per secolo, equivalente a -4 giorni per secolo). Su scala nazionale i contributi primaverile ed autunnale sono pari a -14% per secolo (ovvero 3 giorni piovosi in meno in primavera ogni cento anni) e -11% per secolo (cioè 2.5 giorni piovosi in meno in autunno ogni secolo). La significatività statistica dei trend quantificati è sempre superiore al 95%.

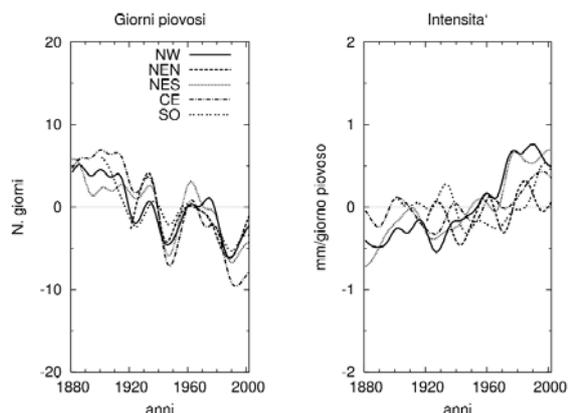


Figura 2: Serie annuali relative al numero di giorni piovosi e all’intensità delle precipitazioni per le cinque regioni. Le serie sono rappresentate mediante un filtro gaussiano con deviazione standard pari a 5 anni.

2.2 Andamento dell’intensità delle precipitazioni

L’intensità delle precipitazioni presenta un trend, generalmente positivo, con valori e livelli di significatività variabili a seconda della regione in esame (figura 2). Ciò è conseguenza del forte trend negativo nel numero di eventi precipitativi osservato su tutto il territorio italiano e del comportamento non uniforme delle precipitazioni totali.

Su base annuale il trend positivo raggiunge valori significativi nelle aree NW e NES, prevalentemente dovuti alle stagioni estiva ed autunnale. Nella regione CE si hanno valori positivi significativi solo in autunno e in inverno, mentre nella regione SO non si osservano trend significativi.

Su scala nazionale si riscontra un trend positivo del 5% per secolo che risente principalmente dell’estate (+6% per secolo) e dell’autunno (+7% per secolo).

Anche in questo caso la significatività statistica dei trend quantificati è superiore al 95 %.

2.3 Andamento delle categorie di precipitazioni

Per poter valutare le variazioni della distribuzione delle precipitazioni, queste sono state suddivise in sei classi in base alla loro intensità e si sono studiate le variazioni del contributo relativo di ogni classe alle piogge totali (C1, ..., C6), nonché della frequenza degli eventi che cadono in ogni classe (fC1, ..., fC6). Le categorie sono state definite sulla

base dei percentili delle distribuzioni delle precipitazioni:

- C1: precipitazione inferiore al 50° percentile
- C2: precipitazione compresa tra il 50° e il 75° percentile
- C3: precipitazione compresa tra il 75° e il 90° percentile
- C4: precipitazione compresa tra il 90° e il 95° percentile
- C5: precipitazione compresa tra il 95° e il 99° percentile
- C6: precipitazione superiore al 99° percentile

Naturalmente le distribuzioni sono state studiate separatamente per i vari periodi dell'anno in quanto le precipitazioni mostrano un marcato carattere di stagionalità.

In figura 3 sono indicati i risultati dell'analisi dei trend annuali delle categorie C1, ..., C6.

Si osserva una tendenza generale, nelle regioni settentrionali (NW, NEN e NES), ad una diminuzione del contributo relativo delle categorie "basse" (C1, C2 e C3) e un aumento di quello delle categorie corrispondenti agli eventi più intensi (C4, C5 e C6). Questo è particolarmente evidente nelle serie annuali delle aree NW e NES, dove quasi tutte le categorie presentano trend significativi (negativi per quelle di bassa intensità e positivi per quelle di alta intensità). Anche la regione CE presenta un comportamento ben definito, simile a quello delle regioni settentrionali, nonostante la significatività dei trend sia più bassa. Al contrario, la regione SO non ha un andamento ben definito ed i trend sono raramente significativi.

Per comprendere se la diminuzione degli eventi di bassa intensità e l'aumento degli eventi più intensi sia il segnale di una tendenza delle precipitazioni italiane verso una più alta frequenza di eventi estremi, è stato analizzato anche l'andamento del numero di eventi che ricade in ciascuna categoria (fC1, ..., fC6). In figura 4 sono presentati i trend annuali della frequenza degli eventi di ciascuna categoria.

Il segnale è estremamente chiaro. Esiste un trend negativo altamente significativo nel numero di eventi di bassa intensità (fC1, fC2

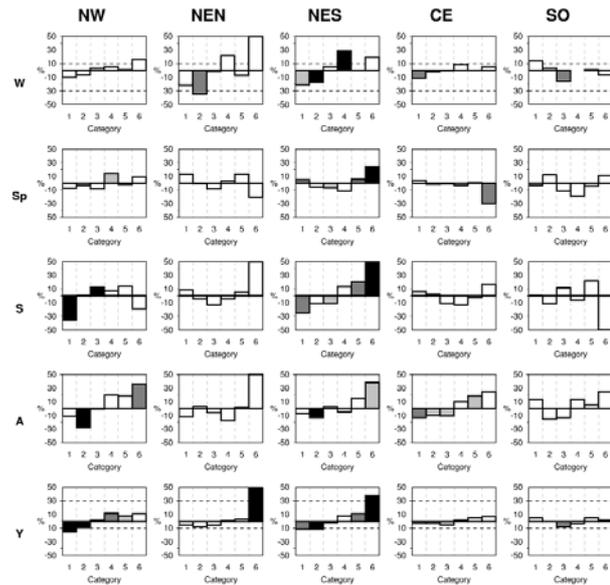


Figura 3: Trend (espressi come variazione percentuale relativa alla media del periodo 1961-1990) delle categorie C1, ..., C6. (Nero = significatività >99%; grigio = significatività >95%; grigio-chiaro = significatività >90%).

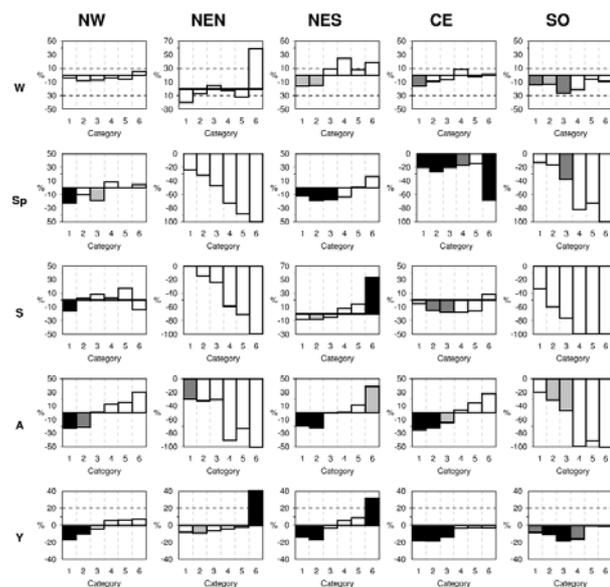


Figura 4: Trend (espressi come variazione percentuale relativa alla media del periodo 1961-1990) della frequenza degli eventi delle sei categorie. (Nero = significatività >99%; grigio = significatività >95%; grigio-chiaro = significatività >90%).

e fC3). Questa tendenza è evidente in tutte le regioni sia a livello annuale, sia nella maggior parte delle stagioni. È inoltre evidente un trend positivo nel numero di eventi intensi (fC4, fC5 e fC6) in alcune regioni settentrionali (NEN e NES), mentre nelle regioni CE e SO tutte le categorie mostrano trend negativi,

anche se non sempre statisticamente significativi.

3 CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Accanto all'andamento delle precipitazioni totali è di estrema importanza anche la conoscenza dell'evoluzione della frequenza e dell'intensità delle stesse.

Per l'Italia, per gli ultimi 120 anni, oltre ad una lieve diminuzione delle precipitazioni totali, si è osservato un chiaro segnale verso una forte diminuzione del numero di giorni piovosi al quale è associata una significativa crescita dell'intensità. Da un'analisi più dettagliata, basata sulla classificazione degli eventi in un set di categorie di varia intensità, si è notato un chiaro aumento del contributo relativo alle precipitazioni totali dato dalle categorie di eventi più intensi e un calo di quello dato dalle categorie di eventi meno intensi. Il segnale risulta ancora più chiaro se, anziché il contributo relativo alle precipitazioni totali, si studia la frequenza degli eventi appartenenti ad ogni categoria: tutto il territorio italiano è caratterizzato da una forte diminuzione del numero di eventi di bassa intensità e solo alcune sotto-regioni dell'Italia settentrionale mostrano un aumento della frequenza degli eventi di forte intensità. Ovvero, soprattutto nell'Italia peninsulare, l'aumento del contributo relativo alle precipitazioni totali dato dagli eventi più intensi è principalmente legato ad una diminuzione del numero di giorni con piogge deboli, mentre l'aumento dei giorni con piogge intense è meno evidente.

4 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Brunetti, M., Maugeri, M., Monti, F., Nanni, T. 2004: Changes in daily precipitation frequency and distribution in Italy over the last 120 years. *J. Geophys. Res.*, 109, D05102, doi:10.1029/2003JD004296.
- Brunetti, M., Maugeri, M., Monti, F., Nanni, T. 2006. Temperature and precipitation variability in Italy in the last two centuries from homogenised instrumental time series. *Int. J. Climatol.*, 26, 345-381.

Climatologia delle temperature ed eventi estremi estivi a scala nazionale e regionale

G. Bartolini², M. Morabito², T. Torrigiani², M. Petralli², L. Cecchi², S. Orlandini², M. Baldi¹, D. Grifoni¹, G. Dalu¹, M. Pasqui¹, G. Maracchi¹

¹ *Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia*

² *Centro Interdipartimentale di Bioclimatologia, Università di Firenze, Italia*
giorgio.bartolini@unifi.it

SOMMARIO: Diversi studi indicano che negli ultimi anni si è verificato un aumento degli eventi estremi di temperatura in periodo estivo con possibili gravi ripercussioni sulla salute umana: l'estate 2003 ne è l'esempio più eclatante. Sono stati analizzati gli episodi di ondate di calore sull'Italia e le estati più calde e la loro correlazione con la posizione ed intensità dei due rami della corrente a getto. Sono stati quindi analizzati i trend e alcuni indici climatici estremi in estate nel periodo 1955-2004 in Toscana. I risultati mostrano un generale aumento degli eventi estremi e delle temperature, soprattutto nei valori massimi, sia a livello di bacino che di regione, ed un aumento della variabilità interannuale. A livello locale la presenza nella regione di moltissimi "sottoclimi" pone problemi di gestione importanti da qui l'esigenza di un monitoraggio climatico e degli eventi estremi.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Pur se le ondate di calore (*HW*, *Heat-waves*) sono una caratteristica familiare delle estati del Mediterraneo (Colacino e Conte, 1995), tuttavia negli ultimi 50 anni tutto il Bacino ed il Sud Europa sono stati caratterizzati non solo da periodi estivi di caldo anomalo (*HS*, *Hot Spells*), ma anche dall'occorrenza di lunghe HW. In aggiunta, ricerche recenti hanno sottolineato come a livello mondiale ed europeo si stia assistendo, insieme ad un aumento delle temperature, proprio ad un aumento degli eventi estremi (Beniston & Stephenson 2004; Vose et al. 2005). È esperienza comune che gli eventi estremi di temperatura del periodo estivo hanno gravi ripercussioni sulla salute umana (Haines et al. 2006; Morabito et al. 2005): non molto lontano nel tempo è l'esempio eclatante, soprattutto per le vittime che ha provocato, dell'ondata di calore del 2003 che ha interessato tutta l'Europa Occidentale. In una regione come la Toscana,

densamente popolata, gli effetti più negativi di questa ondata di calore si sono risentiti nelle zone settentrionali e costiere dove gli estremi di temperatura si verificano più raramente. L'analisi dell'occorrenza di tali eventi estremi sul territorio nazionale e la loro correlazione con la circolazione atmosferica a grande scala, assieme al monitoraggio climatico del territorio regionale rappresentano il punto di partenza per migliorare l'assistenza sanitaria in termini di costi, prevenzione e sviluppo di programmi di sorveglianza per i soggetti più a rischio. Questo studio ha, quindi, un duplice scopo: 1) analizzare gli episodi di ondate di calore sull'Italia e le estati più calde e studiarne la correlazione con la circolazione a grande scala e la corrente a getto; 2) analizzare il trend delle temperature e quello di alcuni indici climatici estremi nel periodo estivo (1955-2004), e studiare come le diverse aree del territorio regionale "rispondono" al cambiamento climatico in atto.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Climatologia delle HW e circolazione a grande scala.

Allo scopo di individuare se vi siano state variazioni a lungo termine della frequenza e/o dell'intensità delle HW, e per supportare l'ipotesi che le HW siano un fenomeno legato alla circolazione a scala regionale, sono state esaminate le ultime 50 estati nel bacino del Mediterraneo. L'analisi statistica degli eventi caldi in termini di durata ed intensità è stata svolta sui dati giornalieri di temperatura da stazione. Le rianalisi ERA40 dell'ECMWF sono state utilizzate per quantificare l'estensione e il significato delle anomalie che determinano e/o caratterizzano gli episodi di HW in Mediterraneo. Tali episodi sono stati individuati in base alla definizione di Klein Tank & Konnen (2003) per cui si ha un'ondata di calore (mese caldo) quando la temperatura giornaliera (media mensile) supera il 90° percentile per 6 o più giorni, avendo come periodo di riferimento il 1961-1990 (Baldi et al., 2006).

2.2 Studio sulla Toscana: Indici climatici analizzati e serie storiche disponibili

Sono stati scelti tre indici climatici di temperatura per il periodo estivo (giugno-luglio-agosto) e due indici climatici estremi:

1. escursione termica giornaliera media (DTR)
2. media delle temperature massime (TMax)
3. media delle temperature minime (TMin)
4. numero di giorni con temperatura massima superiore al 90° percentile (TMax90)
5. massimo numero dei giorni consecutivi con temperatura superiore al 90° percentile (CTMax90)

Il database climatico utilizzato è composto da dati giornalieri di temperatura minima e massima del periodo 1955-2004 relativi a 41 stazioni meteorologiche, distribuite uniformemente in Toscana e collocate fuori dai centri urbani. Le serie climatiche sono state sottoposte a controllo e sono stati eliminati gli outliers.

Gli indici di temperatura estrema possono

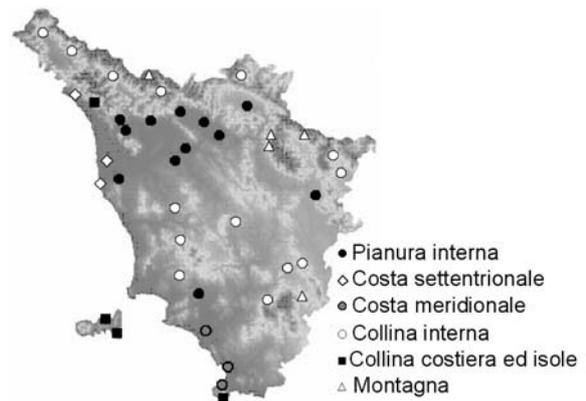


Figura 1: Stazioni meteorologiche divise per aree.

essere definiti anche basandosi su soglie arbitrarie ed assolute, ma queste sono applicabili solo ad aree e climi specifici. Anche in questo caso, quindi, è stato scelto di usare il 90° percentile come espressione di anomalia rispetto al periodo climatico 1961-1990 (Klein Tank & Konnen 2003).

2.2.1 Studio sulla Toscana: Metodologia impiegata

Allo scopo di verificare i diversi pattern di cambiamento climatico sul territorio ed in modo da poter, in un secondo momento, confrontare i risultati tra le diverse zone la Regione è stata suddivisa in 6 zone (Fig. 1). Queste aree sono state definite in base all'altitudine e a caratteristiche climatiche omogenee precedentemente indagate. Per valutare il trend ciascun indice è stato sottoposto, per l'intera serie, a regressione lineare ed al test non parametrico di Mann-Kendall. E' stata calcolata, inoltre, per ciascun indice, la deviazione standard mobile su periodi di dieci anni allo scopo di valutare anche i pattern di variabilità interannuale. Quest'ultima è molto importante perché fornisce informazioni sulla variabilità di condizioni che ci sono tra un'estate e l'altra.

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1 HW ed HS nel Bacino Mediterraneo.

Dall'analisi della distribuzione per ciascun mese estivo delle HW (Baldi et al., 2006) risulta che oltre il 50% degli eventi si verifica

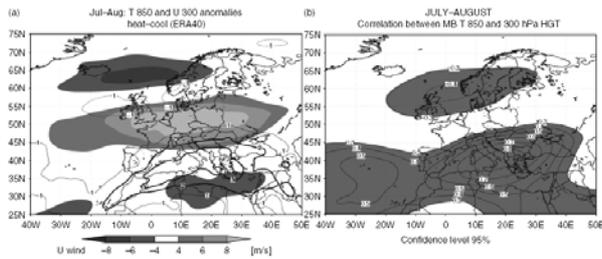


Figura 2: (a) Anomalie di T850 (isolinee) e del vento zonale a 300hPa (ombreggiato) (differenza fra i mesi estivi caldi e freddi). (b) Correlazione della T850 e del geopotenziale a 300hPa in luglio ed agosto.

in giugno ed agosto. La distribuzione decennale degli eventi mostra un aumento nella decade 1991-2000 del numero di casi in agosto. E' stata poi esaminata la posizione dei due rami della corrente a getto sul Mediterraneo e la Scandinavia nel caso di anomalia positiva di temperatura in estate. La Figura 2 mostra che nel caso di HS la differenza fra caso freddo e caldo del vento zonale a 300hPa a nord delle Alpi, è associata con l'anomalia di temperatura sul Mediterraneo di circa 2-3°C e che T850 e Geo300 sono correlati al 70-80%. Altri valori di geopotenziale in quota favoriscono subsidenza e quindi un riscaldamento adiabatico della troposfera (Fig. 2).

Analogamente al caso delle HS, anche durante le HW i due rami del getto sono a distanza minima fra loro (Fig. 3) ed il getto "Mediterraneo" si divide in due parti. In questa configurazione, che ha una persistenza da 1 a 3 settimane, si forma un'area anticiclonica che induce subsidenza e riscaldamento adiabatico della troposfera.

Ora, poiché la correlazione fra la temperatura osservata al suolo in Italia ed il campo di temperatura a 850hPa nel Mediterraneo supera il 60%, possiamo dire che le HW in Italia sono il sintomo a scala nazionale di episodi di HS che interessano l'intero bacino Mediterraneo.

3.2 Trend a scala regionale: la Toscana

Nelle sei aree in cui è stata suddivisa la Regione si è osservato, nel periodo estivo 1955-2004, un aumento delle TMax, delle TMin ed un aumento degli indici climatici estremi TMax90 e CTMax90. La DTR pre-

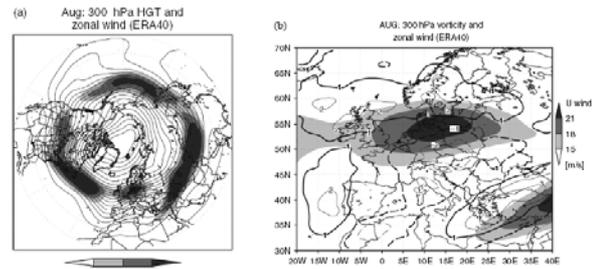


Figura 3: Giorni di HW nei mesi di agosto nel decennio 1991-2000: (a) Geopotenziale (isolinee) e vento zonale (ombreggiato) a 300hPa; (b) vorticità relativa (isolinee 1×10^{-5} 1/s) e vento zonale a 300hPa (ombreggiato).

senta trend diversi a seconda della zona, nonostante la maggior parte delle stazioni meteorologiche presenti un trend positivo.

Considerando la totalità delle stazioni è stato notato un aumento maggiore delle TMax (+ 0.42 °C / decade) (Fig. 4) rispetto alle TMin (+ 0.38 °C / decade), e quindi un leggero aumento dell'escursione termica media. La tendenza all'aumento dell'escursione termica media è stata più evidente nelle zone di collina interna (+ 0.25 °C/ decade). Le zone di collina interna (Fig. 4) e quelle di pianura costiera hanno mostrato il massimo aumento per quanto riguarda la Tmax (+ 0.50 °C /decade). In montagna è stato notato, invece, il minore aumento (+ 0.3 °C / decade).

Per la TMin le zone collina costiera ed isole, la pianura interna e la montagna hanno mostrato il massimo aumento mentre quelle di collina interna hanno fatto emergere aumenti minori. L'indice TMax90 ha mostrato aumenti maggiori nelle zone costiere di pianura ed in quelle interne collinari con trend positivi di circa +4 giorni/ decade. In montagna si è registrato l'aumento minore. L'indice CTmax90 ha presentato pattern simili; le aree, con il maggiore aumento sono state quelle di

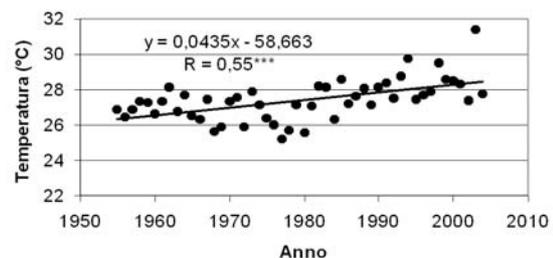


Figura 4: Trend di temperatura media delle massime in Toscana (*** = significatività > del 99.9 %).

collina costiera e le isole, quelle di pianura costiera meridionale e quelle collinari interne. Le aree di montagna hanno mostrato l'aumento minore. La variabilità interannuale ha mostrato un deciso aumento su tutta la Regione per quanto riguarda i due indici TMax90 e CTMax90 ed una diminuzione per il DTR. La variabilità interannuale degli altri 2 indici (TMax, TMin,) ha presentato risultati fra di loro discordanti a seconda delle aree prese in considerazione.

4 CONCLUSIONI E PROSPETTIVE FUTURE

Lo studio mostra un trend positivo sia a scala di bacino che di regione nella frequenza ed intensità degli eventi estremi in estate con differenze significative, a scala regionale, fra le diverse zone. Nelle ultime decadi in Europa centro-settentrionale Vose et al. (2005) notano un generale maggior aumento delle minime rispetto alle massime, mentre i risultati di questo studio indicano una tendenza, in estate, all'aumento dell'escursione termica concordando con quelli di altre ricerche secondo le quali in Italia, specialmente nel nord, stanno aumentando le massime più che le minime (Brunetti et al. 2000; Kumar et al. 2005). Lo studio a scala regionale rappresenta uno dei primi tentativi di ricerca su come le diverse aree del territorio regionale stiano "rispondendo" al cambiamento climatico degli ultimi anni. Il prossimo passo, verso una ulteriore conoscenza del cambiamento climatico a livello regionale potrebbe essere quello di analizzare il trend delle temperature in altre stagioni e nei singoli mesi. Lo studio a scala di bacino rappresenta il punto di partenza non solo per capire i meccanismi alla base delle HW, ma anche per la messa a punto di un sistema previsionale specifico.

5 RICONOSCIMENTI

La ricerca è stata in parte finanziata dal Progetto 'Effetti dei cambiamenti climatici sugli ecosistemi costieri: la Tenuta Presidenziale di Castelporziano come caso di

studio', dell'Accademia delle Scienze. Il lavoro a scala regionale è stato svolto nell'ambito del progetto MeteoSalute finanziato dal Servizio Sanitario Regionale della Toscana.

6 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Baldi M., G. Dalu, G. Maracchi, M. Pasqui, F. Cesarone, 2006. Heat waves in the Mediterranean: a local feature or a larger scale effect? *Int. J. Climatol.* 26: 1477–1487.
- Beniston M, Stephenson DB. 2004. Extreme climatic events and their evolution under changing climatic conditions. *Global and planetary change* 44: 1-9.
- Brunetti, M., Buffoni, L., Maugeri, M. & Nanni, T. 2000. Trends of minimum and maximum daily temperatures in Italy from 1865 to 1996. *Theoretical and Applied Climatology* 66: 49-60.
- Conte M. & Colacino M., 1995. Heat wave in the central Mediterranean. *Synoptic climatology. Il Nuovo Cimento*, 18 C, 295-304.
- Haines, A., Kovats, R.S., Campbell-Lendrum, D., & Corvalan, C. 2006. Climate change and human health: impacts, vulnerability, and mitigation. *Lancet* 367(9528): 2101-2109.
- Klein Tank, A.M.G., Konnen, G.P. 2003. Trends in Indices of Daily Temperature and Precipitation Extremes in Europe 1946-99. *Journal of Climate* 16(22): 3665-3680.
- Morabito M, Modesti PA, Cecchi L, Crisci A, Orlandini S, Maracchi G, Gensini GF. 2005. Relationships between weather and myocardial infarction: a biometeorological approach. *International Journal of Cardiology* 105(3): 288-293.
- Vose, R.S., Easterling, D.R. & Gleason, B. 2005. Maximum and minimum temperature trends for the globe: an update through 2004. *Geophysical Research Letters* 32(23): L23824.

Valutazione dei trend pluviometrici in Calabria

G. Buttafuoco¹, T. Caloiero², R. Coscarelli³

¹*Istituto per i Sistemi Agricoli e Forestali, sede di Cosenza, Rende (CS)*

²*Dipartimento di Ingegneria Idraulica, Ambientale, Infrastrutture Viarie, Rilevamento, Politecnico di Milano*

³*Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica, sede di Cosenza, Rende (CS)*
g.buttafuoco@isafom.cnr.it

SOMMARIO: Un numero sempre maggiore di Autori, negli ultimi anni, sta mettendo in evidenza variazioni temporali di grandezze climatiche, quali la precipitazione, la temperatura e il livello medio del mare. In particolare, lo studio della variabilità delle precipitazioni è rilevante per le conseguenze sulla disponibilità delle risorse idriche, sulla pianificazione dell'uso del suolo e sulle attività economiche. Le analisi illustrate nel presente lavoro sono riferite alle serie storiche pluviometriche registrate in Calabria tra il 1916 ed il 2000. L'applicazione del test non-parametrico di Mann-Kendall ha evidenziato significativi trend negativi per le precipitazioni annue, invernali e autunnali. Un trend positivo è stato rilevato invece per le precipitazioni estive. Il calcolo degli scostamenti standardizzati rispetto alla media, interpolati a livello spaziale, ha permesso di valutare l'estrema variabilità della precipitazione sulla Calabria. Degna di attenzione risulta anche la correlazione delle precipitazioni registrate lungo il versante tirrenico della regione con l'indice a scala globale NAOI.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Studi recenti svolti a scala globale hanno evidenziato le variazioni temporali in alcune grandezze climatiche, quali la precipitazione, la temperatura, la composizione dell'atmosfera e il livello medio del mare.

Le precipitazioni, fra le grandezze comunemente prese in considerazione, rappresentano sicuramente la componente più importante del ciclo idrologico. In particolare, lo studio della variabilità delle precipitazioni è di assoluto rilievo, per le conseguenze sulla disponibilità delle risorse idriche, sulla pianificazione dell'uso del suolo, sulle attività economiche. Alcuni autori (Ferrari e Terranova, 2004) hanno rilevato, specie per alcune zone dell'Italia meridionale, una tendenza nel tempo (trend) ad una riduzione delle precipitazioni, anche se non in maniera omogenea e uniforme sulle aree studiate. Un trend generale positivo, seppure con oscillazioni irregolari, è stato rilevato per le temperature medie,

come d'altronde risulta per l'intero emisfero boreale.

I modelli di circolazione globale, inoltre, stanno permettendo la quantificazione degli effetti delle fluttuazioni a scala planetaria sulle condizioni climatiche regionali, evidenziando sensibili correlazioni tra le principali grandezze meteorologiche e alcuni indici relativi ad oscillazioni a scala planetaria, quali ad esempio la North Atlantic Oscillation (NAO) e El Niño–Southern Oscillation.

L'analisi delle variazioni spazio-temporali delle principali variabili idrologiche è di fondamentale importanza per la Calabria che, per la sua posizione geografica, per la sua conformazione di penisola stretta e allungata, per la sua orografia montuosa, con una dorsale appenninica perpendicolare alla direzione delle principali correnti umide, presenta una marcata variabilità spaziale delle caratteristiche climatiche e dei fenomeni idrologici estremi, quali piene e siccità. Infatti, se nelle zone litoranee e nei versanti che si affacciano

sul mare si riscontra un clima tipicamente mediterraneo con inverno mite ed estate calda e siccitosa, nelle zone interne, con l'aumentare della quota sul mare, il clima può definirsi montano-mediterraneo, con inverni freddi, spesso caratterizzati dalla presenza di neve, ed estati fresche. Inoltre, mentre la fascia ionica è esposta maggiormente alle influenze meteorologiche di origine africana, presentando temperature medie più elevate e precipitazioni brevi ma molto intense, la fascia tirrenica è soggetta alle correnti occidentali e quindi con temperature meno elevate della ionica e piogge di tipo orografico molto frequenti (Caloiero *et al.*, 1990).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Metodologia

Le serie storiche dei dati pluviometrici registrati in Calabria tra il 1916 ed il 2000 sono state oggetto di analisi. In particolare, per quanto riguarda le precipitazioni, sono state prese in considerazione le serie storiche dei totali annui, mensili, stagionali e semestrali, con almeno 30 anni di osservazione.

Al fine di rilevare la presenza di eventuali trend, positivi o negativi, con un livello di significatività del 5%, è stato utilizzato il test non-parametrico di Mann Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1975) che riguarda l'analisi di trend monotoni, non 'a gradino' (step trends), ed è comunemente adoperato nelle scienze ambientali e in particolare idrologiche, essendo al tempo stesso robusto e di facile impiego. Una ulteriore analisi è stata svolta attraverso l'uso della media mobile che, filtrando le variazioni presenti nelle serie storiche, permette di ottenere delle serie 'smussate', dalle quali si riesce a determinare il trend anche attraverso semplici procedure (il metodo dei minimi quadrati). La precipitazione varia nello spazio e nel tempo e può essere trattata come una funzione casuale e descritta attraverso i metodi della teoria delle variabili regionalizzate proposta da Matheron (1970) e nota come geostatistica. Il concetto centrale della teoria delle variabili regionalizzate è la

dipendenza spaziale secondo la quale i valori dell'attributo oggetto di studio non sono distribuiti casualmente, ma correlati spazialmente (Castrignanò & Buttafuoco, 2004). I metodi della geostatistica hanno permesso di quantificare la variabilità spaziale della precipitazione a scala regionale (Calabria) e di utilizzarla nella stima dei suoi valori nei punti privi di stazioni di misura. Inoltre, allo scopo di determinare la persistenza temporale dei valori medi di precipitazione a scala regionale (Calabria) e produrre una mappa di zone relativamente asciutte o umide, è stata utilizzata la differenza media standardizzata proposta da Vachaud *et al.* (1985). L'analisi è stata svolta su base decennale: l'intero periodo disponibile è stato suddiviso in decenni e sono stati calcolati i valori medi di precipitazione. Questi valori sono prima stati interpolati per l'intera regione e poi utilizzati per calcolare l'indice di persistenza temporale. I metodi della geostatistica hanno permesso, inoltre, la stima dei valori dell'indice non-parametrico di Mann Kendall per la determinazione del trend nei punti privi di stazioni di misura e per la successiva mappatura.

Un altro filone di ricerca avviato riguarda la correlazione esistente tra le precipitazioni annue, stagionali e semestrali e il NAOI (North Atlantic Oscillation Index). Si tratta di un indice di circolazione globale che, come sopra riportato, permette di quantificare gli effetti delle fluttuazioni a scala planetaria sulle condizioni climatiche regionali.

3 RISULTATI RILEVANTI

Le analisi hanno riguardato inizialmente le serie storiche registrate nelle stazioni pluviometriche ricadenti nel bacino del Fiume Crati, il più grande della Calabria.

Le serie storiche utilizzate sono state quelle con un sufficiente numero di anni d'osservazione ($N > 30$ anni) e continuità nell'acquisizione dei dati fino al 2000. Pertanto, sono state considerate 21 serie storiche pluviometriche. Le analisi effettuate utilizzando il rapporto percentuale applicato ai dati di pioggia hanno

in parte confermato le tendenze emerse negli studi di altri autori evidenziando una diminuzione nel tempo della media mobile delle precipitazioni annue (Fig. 1) nonché del numero di giorni piovosi (Coscarelli *et al.* 2004).

Estendendo l'analisi del trend delle precipitazioni all'intera regione, sono state utilizzate le serie storiche di dati con un numero minimo di 50 anni di osservazione e, contemporaneamente, un minimo di 5 anni di osservazione nel decennio 1991-2000 e un minimo di 3 anni di osservazione nel quinquennio 1996-2000.

Sulla base di questo criterio sono state considerate, 109 serie storiche pluviometriche, con una densità media di 1 stazione ogni 138 km². L'applicazione del test non-parametrico di Mann Kendall ha evidenziato un generale trend negativo per le precipitazioni annue (99 stazioni su 109). Risultati simili sono stati ottenuti per le precipitazioni invernali (102 stazioni), per quelle autunnali (101 stazioni), per le primaverili (102 stazioni) e per quelle relative al semestre autunno-invernale (102 stazioni).

Un generale trend positivo è stato rilevato invece per le precipitazioni estive (90 stazioni su 109), mentre per le precipitazioni relative al semestre primavera-estate, 49 stazioni mostrano un trend negativo e 60 un trend positivo.

L'applicazione dei metodi della geostatistica alla piogge medie annue registrate per il periodo 1921-2000 nelle stazioni pluviometriche della Calabria ha permesso di quantificar-

ne la struttura spaziale e di stimare il valore di precipitazione nei punti privi di misura.

Il calcolo, decennio per decennio, degli scostamenti standardizzati rispetto alla media ha permesso di valutare i decenni con distribuzione meno uniforme delle precipitazioni, con aree, quasi sempre localizzate lungo la fascia ionica, con una differenza negativa più o meno marcata rispetto alla media, e zone, ricadenti nell'area più meridionale dell'Appennino Calabrese e lungo la fascia settentrionale della Catena Costiera, con scostamenti positivi pur di un certo rilievo. Inoltre, questa analisi ha evidenziato che, nonostante il trend negativo della media decennale, nel periodo 1991-2000 la superficie di territorio che ha ricevuto un valore inferiore alla media annua si è ridotta rispetto ai decenni precedenti. La mappatura dei valori dell'indice del test di Mann-Kendall (Buttafuoco *et al.*, 2006) ha evidenziato una netta tendenza negativa delle precipitazioni (Fig. 2).

L'analisi della correlazione esistente tra il NAOI (North Atlantic Oscillation Index) e le precipitazioni annue, stagionali e semestrali (Buttafuoco *et al.*, 2007), ha evidenziato una buona correlazione, soprattutto sul versante tirrenico della Calabria, tra il NAOI e le precipitazioni autunnali ed invernali (Fig. 3).

4 PROSPETTIVE FUTURE

Gli studi potrebbero avere un'interessante prosecuzione valutando, con le stesse metodologie, le distribuzioni di opportuni indici climatici nonché delle stesse altezze di pioggia, considerando anche altre scale temporali (semestrale, stagionale, mensile) e soffermando anche l'attenzione sulle piogge brevi ed intense che spesso risultano quelle che determinano i maggiori danni, mettendo in crisi vasti territori.

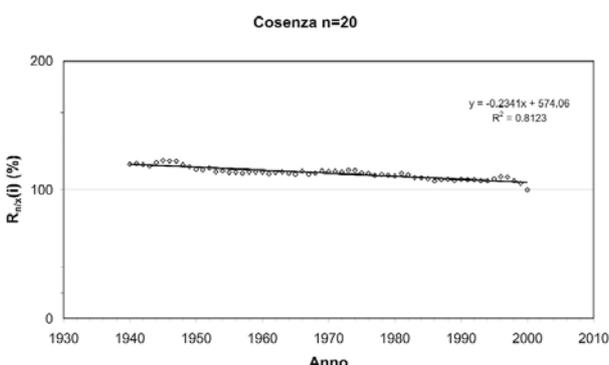


Figura 1: Trend del rapporto percentuale, riferito all'anno 2000, relativo alle medie mobili delle precipitazioni annue (n=20 anni) registrate alla stazione di Cosenza (da Coscarelli *et al.*, 2004).

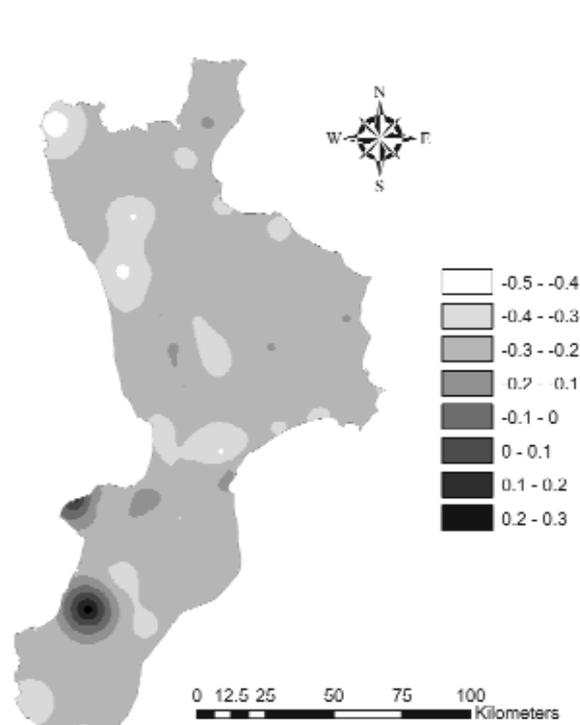


Figura 2: Distribuzione spaziale della statistica di Mann-Kendall relativa alle precipitazioni annue (da Buttafuoco et al., 2006).

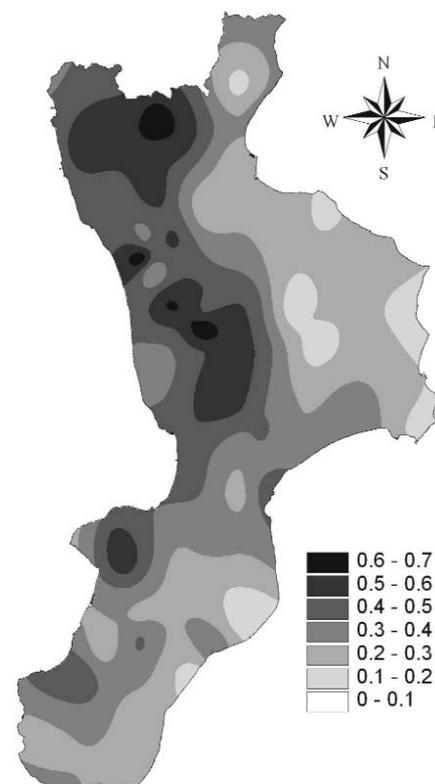


Figura 3: Correlazione tra il NAOI e la precipitazione invernali (da Buttafuoco et al., 2007).

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Buttafuoco, G., Caloiero, T. & Coscarelli, R. 2006. Variabilità spaziale e persistenza temporale delle precipitazioni medie annue in Calabria. *Atti XXX Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche*.
- Buttafuoco, G., Caloiero, T., Coscarelli, R., Ferrari, E. & Mancini M. 2007. Trend analysis of historical rainfall data and correlation with global scale climatic indicators: a case study in Southern Italy (Calabria). *Proc. EGU General Assembly*.
- Caloiero, D., Niccoli, R., & Reali, C. 1990. Le precipitazioni in Calabria (1921-1980). *Geodata* N. 36.
- Castrignanò, A. & Buttafuoco, G. 2004. Analisi spaziale mediante tecniche geostatistiche. *Dispensa del Corso di Geostatistica*.
- Coscarelli, R., Gaudio, R. & Caloiero, T. 2004. Andamenti climatici nel bacino del Crati (Calabria). *Atti del XXIX Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche*.
- Ferrari, E. & Terranova, O. 2004. Non-parametric detection of trends and change point years in monthly and annual rainfalls, *Proc. 1st Italian-Russian Workshop New Trends in Hydrology*.
- Kendall, M. G. 1975. *Rank correlation methods*. 4th ed. Charles Griffin, London.
- Mann, H. B. 1945. Non-parametric tests against trend. *Econometrica* 13: 245-259.
- Matheron, G. 1970. La théorie des variables régionalisées et ses applications. *Les cahiers du centre de morphologie mathématique, fasc. 5*.
- Vachaud, G., Passerat de Silans, A., Balabanis, P. & Vauclin, M. 1985. Temporal stability of spatially measured soil water probability density function, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49: 822-828.

Dalla scala locale alla scala regionale: la pluviometria del bacino del fiume Arno come segnale del cambiamento climatico del Mediterraneo

B. Gozzini¹, M. Baldi¹, G. Maracchi¹, F. Meneguzzo¹, M. Pasqui¹,
F. Piani¹, A. Crisci¹, R. Magno¹, F. Guarnieri¹, L. Genesio², G. De Chiara¹,
L. Fibbi¹, F. Marrese¹, B. Mazzanti¹, G. Menduni²

¹Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia

²Autorità di Bacino dell'Arno, Firenze, Italia

b.gozzini@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: Notevole è stato negli ultimi anni lo sforzo dell'intera comunità scientifica nel valutare l'impatto dei cambiamenti climatici nel ciclo dell'acqua soprattutto a scala regionale e locale. L'interesse pratico infatti risiede a scala di bacino laddove la gestione della risorsa acqua è più critica. Questo lavoro rappresenta lo sforzo congiunto di stimare i cambiamenti climatici in atto e futuri sul bacino del fiume Arno a partire dai dati in situ, dataset globali e scenari climatici in relazione al fenomeno climatico del Monsone dell'Africa occidentale. In particolare si è cercato di caratterizzare la distribuzione di precipitazione stagionale nella sua evoluzione passata e futura.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

La gestione sul lungo periodo dei bacini idrici insieme alla loro progettazione per la prevenzione delle inondazioni, per la conservazione della risorsa idrica, per le pratiche agricole (irrigazione, tipi di raccolto e rese), per rifornimento idrico civile ed industriale, hanno bisogno di una conoscenza quanto più possibile precisa dei regimi di siccità e di pioggia intensa che sono determinati dalla variabilità del clima insieme ai suoi trend. Mentre c'è un generale accordo sul segno (positivo) della risposta termica del sistema clima, della superficie e dell'atmosfera alle forzanti antropiche, ci sono grandi incertezze riguardo al tasso di riscaldamento connesso (Houghton, 2001). Vi è molta incertezza anche sul segno dei cambiamenti nell'intensità dei cicli idrologici nel riscaldamento climatico. Yang *et al.* (2003) hanno dimostrato che il cambiamento annuale medio della precipitazione globale è quasi linearmente dipendente rispetto al riscaldamento della superficie e a quello collegato alle piccole

variazioni della temperatura superficiale del mare (SST); con una relativamente bassa sensibilità all'aumento di CO₂, i cambiamenti della precipitazione sono piccoli o persino negativi. Il fattore chiave di questo comportamento è il principale meccanismo per il mantenimento della temperatura atmosferica all'equilibrio: il bilancio tra il raffreddamento radiativo ed il riscaldamento dovuto alla condensazione. Secondo Chen *et al.* (2002), il ramo meridionale della cella di Hadley e il capovolgimento zonale della circolazione di Walker nei tropici, che sono associate ad una convezione equatoriale monsonica più forte (upwelling) ed ad un più forte disseccamento (downwelling) nella zona subtropicale, si sono intensificate negli anni 90. Ciò concorda con le previsioni dell'aumento delle piogge monsoniche in alcune zone (per esempio, nell'Africa). Hoerling *et al.* (2001) hanno delineato per la prima volta, il legame fra il riscaldamento graduale degli oceani tropicali (principalmente nella zona Indo-Pacific), e il cambiamento climatico invernale dell'Atlantico del Nord a parti-

re dal 1950. Le analisi statistiche e numeriche hanno dimostrato che (i) la forzante prodotta dall'aumento di SST negli oceani tropicali ha prodotto l'aumento a lungo termine della fase invernale del NAO, (ii) la SST extra-tropicale non mostra una diretta risposta alle circolazioni legate al NAO e (iii) la SST dell'Atlantico tropicale esercita soltanto un effetto marginale. Poiché il riscaldamento della superficie del mare nei tropici è probabilmente il principale risultato dei cambiamenti della composizione atmosferica, i cambiamenti climatici dell'Atlantico del nord possono essere considerati un chiaro segnale antropico.

I meccanismi che conducono alla variabilità interannuale e decadale della precipitazione sopra il Sahel sono stati studiati estensivamente, soprattutto riguardo ai gradienti inter-emisferici di SST, ENSO ed il monzone indiano, le anomalie di SST sopra il golfo della Guinea e dell'Atlantico nord orientale (Vizy & Cook, 2002), le anomalie di SST nel Mediterraneo (Rowell, 2003). La variabilità intra-stagionale della precipitazione monsonica è stata studiata nel contesto di "inizio degli eventi convettivi intensi" ed è collegata agli spostamenti verso nord bruschi della zona di convergenza inter-tropicale (ITCZ) nelle latitudini sub-sahariane. L'effetto dei processi diabatici estivi sulla circolazione tropicale Africana occidentale, sul monzone, sull'Atlantico nord orientale, sull'Europa centrale (in special modo sul clima mediterraneo estivo), sono stati studiati da Baldi *et al.* (2003). In quel lavoro è stato mostrato che le anomalie di temperatura superficiali del mare nel golfo di Guinea, tra le forzanti più intense del monzone dell'Africa occidentale hanno un effetto significativo anche sulla pressione del livello del mare, sull'altezza geopotential della media troposfera, sulla storm track atlantica, in Europa centrale e sul Mediterraneo occidentale. In particolar modo anomalie fredde delle temperature superficiali del golfo di Guinea producono anomalie di altezza geopotenziale sul Mediterraneo occidentale e centrale oltre che tempeste barocline mediterranee più deboli sul finire dell'estate. Così ogni alterazione dei meccanismi che guidano la storm track atlantica è di

importanza fondamentale per il ruolo svolto nell'apporto di precipitazione sull'Europa.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

Il materiale qui presentato rappresenta una sintesi del lavoro pubblicato sul volume Gozzini *et al.* (2006). Sfruttando il concetto di storm track, per mezzo della differenza giornaliera del vento meridionale a 300-hPa, e basandoci sui dati di reanalysis di NCEP-NCAR, è stata calcolata la differenza composita dell'intensità della storm track atlantica sull'Europa ed il Mediterraneo, fra gli anni con il monzone forte e gli anni con il monzone debole. Per ottenere questo risultato, i dati di pioggia del Sahel sono stati standardizzati ed il monzone West - Africa è stato classificato ogni anno dal 1950, durante il mese di luglio, agosto, settembre, luglio-agosto, agosto-settembre e luglio-settembre. La variazione è ritenuta significativa quando i dati trasformati di pioggia eccedono uno scarto quadratico medio, e debole se gli stessi dati sono più bassi di uno scarto quadratico medio negativo.

Il rapporto fra il monzone forte e la soppressione della storm track sul nord Atlantico e sul Mediterraneo è evidente, oltre al rinforzo delle tempeste alle latitudini più alte, intorno a 55-65N. Questo risultato è indicativo delle conseguenze drammatiche per il regime della precipitazione estivo sul Mediterraneo e una parte dell'Europa occidentale.

Per valutare la variabilità dei regimi pluviometrici sul bacino del fiume Arno, nel passato, presente e futuro è stato fatto uso della serie storica di dati in situ di pioggia, del GPCC (centro globale di climatologia della precipitazione) e GPCP con i prodotti grigliati di precipitazione, le reanalisi globali NCEP/NCAR in quota ed in superficie e gli scenari climatici futuri prodotti dal centro canadese per la modellistica di clima e l'analisi (CCCma).

3 RISULTATI RILEVANTI

Il nostro studio ha portato alle seguenti conclusioni:

Rainy Days and Total Precipitation / Winter (JFM) / Observations

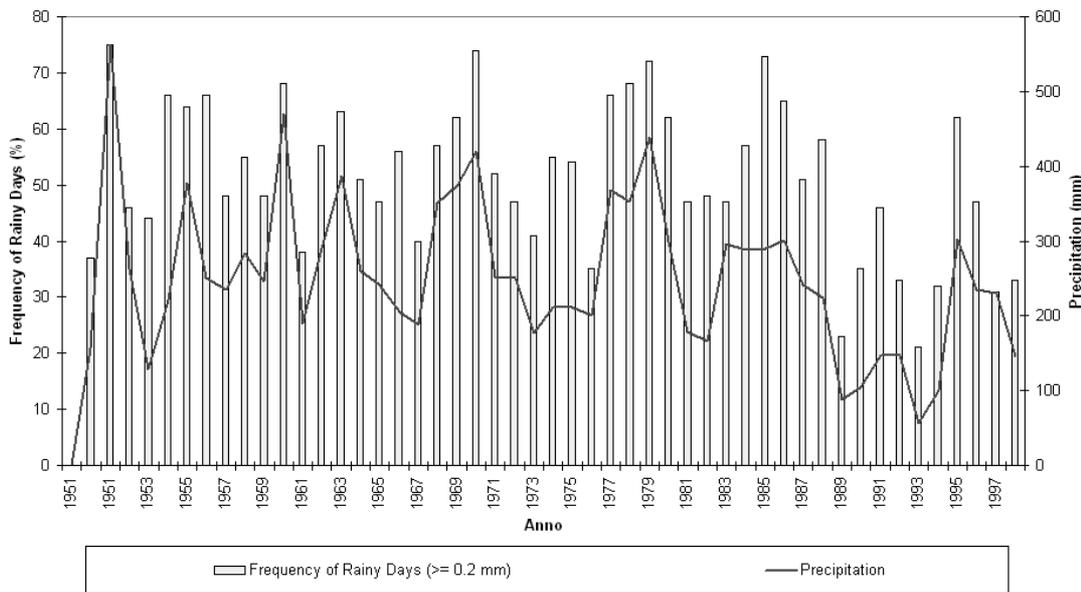


Figura 1: Serie storica della precipitazione invernale sul bacino del fiume Arno, frequenza giornaliera e precipitazione.

Rainy Days and Total Precipitation / Summer / Climate Scenario (CGCM2-A2)

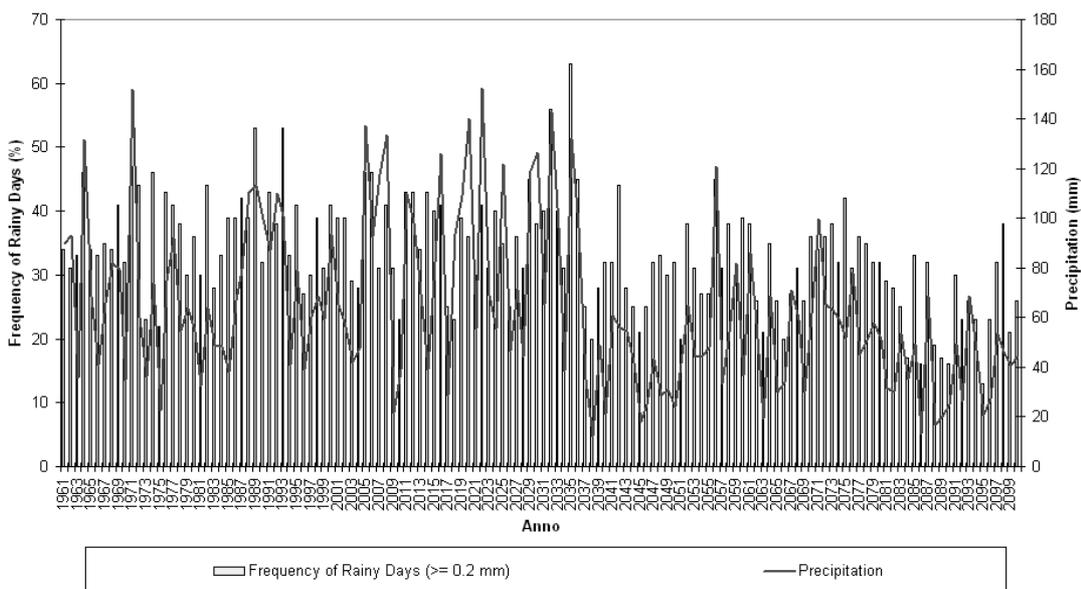


Figura 2: Serie storica annuale della pioggia totale cumulata estive e frequenze dei giorni di pioggia sul bacino del fiume Arno (1961 - 2100), simulati dal modello globale climatico CCCma.

- (1) La precipitazione annuale totale non è cambiata significativamente dal 1950, ma la frequenza dei giorni piovosi è diminuita fino all'inizio degli anni 80', mentre l'intensità giornaliera di pioggia a media mobile annuale è aumentata significativamente durante gli ultimi 30 anni.
- (2) Nell'inverno, la precipitazione totale e la frequenza dei giorni piovosi sono diminuiti significativamente a partire dalla metà degli anni 90' (figura 1).
- (3) Nel periodo primaverile, la precipitazione totale è aumentata come conseguenza del-

l'aumento dell'intensità giornaliera, mentre in estate la precipitazione totale sta diminuendo sulla parte montuosa del bacino. Durante la stagione autunnale si evidenziano tendenze significative di aumento della precipitazione totale, la frequenza dei giorni piovosi e l'intensità della precipitazione durante gli ultimi 30 anni.

- (4) Gli eventi giornalieri della precipitazione che eccedono le soglie in grado di produrre alluvioni stanno crescendo in frequenza. Così sono oggi più frequenti che mai, almeno durante gli ultimi 150 anni.

- (5) Le precipitazioni annuali estreme sono aumentate, ma soltanto di durata molto breve (1 ora e 3 ore).
- (6) Il regime di pioggia estivo sembra il più sensibile al cambiamento futuro del clima. Lo scenario CGCM2-A2 suggerisce delle intensità giornaliere crescenti di pioggia estiva nelle seguenti poche decadi ed un crollo improvviso della pioggia estiva e la frequenza dei giorni piovosi su scala trentennale. Le precipitazioni invernali dovrebbero aumentare gradualmente.
- (7) La figura 2 mostra i cambiamenti simulati dell'intensità della storm track estiva nel periodo 2041-2060 rispetto al 1981-2000. L'indebolimento forte dell'attività delle tempeste dell'Atlantico settentrionale, sull'Europa occidentale e del Mediterraneo rende conto, almeno parzialmente, della diminuzione improvvisa della precipitazione estiva sul bacino del fiume Arno.
- (8) Sia le alluvioni che i rischi di siccità sono previsti aumentare sul bacino del fiume Arno, nel corso delle decadi future. Mentre il rischio dell'inondazione già sta aumentando significativamente ed è stimato aumentare velocemente nei prossimi anni, il rischio di siccità si è appena affacciato e può portare ad una sfida potenzialmente drammatica per qualità dell'acqua ed alla sua disponibilità nelle decadi a venire.
- (9) Da un punto di vista sinottico, la stagione autunnale si sta modificando verso quella estiva degli ultimi anni: poche tempeste organizzate, tempeste di pioggia intense locali e regionali solo occasionalmente. La stagione invernale invece assomiglierà alla stagione attualmente autunnale in termini di frequenza di picco delle tempeste. Le estati diventeranno generalmente più asciutte, intervallate da tempeste di pioggia occasionali intense di durata breve fino a diventare molto asciutte e calde.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Tali risultati spingono un maggiore approfondimento dell'azione scientifica nel verificare i

meccanismi fisici alla base dei cambiamenti stimati, soprattutto a scala regionale e locale.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Baldi, M. *et al.*, 2003. Mediterranean summer climate and its relationship to regional and global processes. *Proceedings of the Sixth European Conference on Applications of Meteorology*, Rome, 15-19 September 2003.
- Chen, J., Carlson, B.E. & Del Genio, A.D. , 2002. Evidence for strengthening of the tropical general circulation in the 1990s. *Science*, 295, 838-841.
- Gozzini B., Baldi M., Maracchi G., Meneguzzo F., Pasqui M., and Piani F., 2005. Regional Climatic Variability and its Impacts on Flood and Drought Hazards, *Advances in Water Science Methodologies*, Chapter 8, Ed. U. Aswathanarayana. A.A. Balkema Publishers.
- Hoerling, M.P., Hurrell, J.W. & Xu, T., 2001. Tropical origins for recent North Atlantic climate change. *Science*, 292: 90-92.
- Houghton, J. T., *et al* (Eds.) 2001. Summary for policymakers. *A Report of Working Group I of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 20 pp.
- Rowell, D.P., 2003. The impact of Mediterranean SSTs on the Sahelian rainfall season. *J. of Climate*, 16: 849-862.
- Vizy, E. K., & K. H. Cook, 2002 Development and application of a mesoscale climate model for the tropics: Influence of sea surface temperature anomalies on the West African monsoon. *J. Geophys. Res.*, 107(D3).
- Ward, M.N., 1998. Diagnosis and short-lead time prediction of summer rainfall in tropical North Africa at interannual and multidecadal timescales. *J. of Climate*, 14: 795-821.
- Yang, F., Kumar, A., Schlesinger, M.E. & Wang, W., 2003. Intensity of hydrological cycles in warmer climates. *J. of Climate*, 16: 2419-2423.

Analisi climatologica degli eventi estremi di Libeccio a Livorno

A. Scartazza, G. Brugnoli, B. Doronzo, B. Gozzini, L. Pellegrino, G. Rossini, S. Taddei, F. P. Vaccari, G. Maracchi

Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze
a.scartazza@lammamed.rete.toscana.it

SOMMARIO: In questo studio, partendo da un'analisi dei dati provenienti dall'antico osservatorio meteorologico di Livorno, sono stati messi in correlazione eventi significativi di vento, in particolar modo Libeccio, con gli articoli di cronaca che riferivano dei danni causati. Questo allo scopo di evidenziare un eventuale effetto locale dei cambiamenti climatici in particolare sulla frequenza ed intensità degli eventi meteorologici estremi a Livorno. I cambiamenti individuati sono stati messi in relazione con il riscaldamento del Mediterraneo avvenuto negli ultimi decenni.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Il Libeccio è il vento responsabile della maggior parte degli eventi meteorologici estremi che interessano la costa livornese. In Toscana, provoca violente mareggiate, dette comunemente libecciate, numerosi danni e disagi sia in mare aperto che sulla terraferma. L'analisi dei numerosi effetti generati dal Libeccio a Livorno permette di verificare se e come i cambiamenti climatici possano avere un'influenza su scala locale. Infatti, fenomeni come l'incremento della temperatura superficiale della Terra, che sta accelerando il processo evaporativo ed il conseguente rilascio nell'atmosfera di grandi quantità di energia, possono modificare la circolazione atmosferica su scala globale e locale ed aumentare la probabilità che accadano eventi estremi.

In questa pubblicazione viene affrontato un viaggio nel tempo tra storia e scienza, attraverso l'analisi di alcune burrasche, tempeste e temporali che hanno interessato la storia antica e recente di Livorno. L'obiettivo finale è quello di valutare se le libecciate e gli altri eventi meteorologici estremi abbiano subito cambiamenti in frequenza, intensità o tipologia di effetti.

L'attività di ricerca è stata svolta a Livorno nel-

l'ambito del progetto LaMMA CoMMA-Med.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

Per studiare il clima e per verificare eventuali effetti dei cambiamenti climatici sulla frequenza e l'intensità degli eventi estremi di un dato luogo, è necessario procedere ad un'analisi climatologica basata sull'elaborazione statistica di dati numerici in serie di almeno trenta anni. Per determinate località non è sempre possibile disporre di lunghe serie di dati documentari descrittivi, cioè misure meteorologiche che forniscono informazioni dirette sul tempo e sul clima, per cui spesso è necessario ricorrere a dati documentari indiretti, altresì detti vicarianti o proxy. Questi termini indicano qualsiasi fonte che fornisce una misura indiretta di dati climatici, incluse le notizie che si possono ricavare da documentazioni scritte di varia origine, come cronache cittadine, testimonianze popolari e diari di bordo.

A Livorno, fortunatamente, esiste una lunga serie storica di dati meteorologici (vedi anche, L. Meini, G. Mucci, S. Vittoriani, 1979) grazie al fatto che era presente un antico osservatorio meteorologico fondato dal Prof. Pietro Monte nel 1856, che fino a tempi recenti ha fornito

rapporti dettagliati sul tempo atmosferico di questa città. Nel presente studio sono stati esaminati numerosi eventi meteomarini causati dal Libeccio e da altri venti nel periodo compreso fra il 1961 e il 2005. La scelta di questo intervallo temporale è stata dettata dalla limitata disponibilità dei dati meteorologici storici, poiché solo parte dell'archivio dell'osservatorio è stato attualmente digitalizzato.

Gli eventi meteomarini estremi sono stati individuati mettendo in correlazione i dati meteorologici relativi a velocità significative del vento con le notizie di cronaca corrispondenti. In questo modo, sfruttando i dati proxy, si ha una conferma dell'evento meteorologico e molte indicazioni sui danni provocati. A questo scopo, sono stati catalogati circa 160 articoli di cronaca cittadina tratti dal quotidiano livornese *Il Tirreno*, già *Il Telegrafo*. Le informazioni riportate da questi articoli sono state analizzate dal punto di vista statistico, al fine di determinare la frequenza con cui si rilevano nelle cronache i principali danni e disagi provocati dalle libecciate a Livorno. In definitiva, le informazioni ricavate dalle cronache locali costituiscono dei dati proxy delle osservazioni meteorologiche e permettono di valutare le variazioni di frequenza e intensità delle libecciate e degli effetti da esse prodotti.

3 RISULTATI

L'indagine svolta ha evidenziato come libecciate-record, con velocità del vento che ha raggiunto o superato 100 km/h, siano eventi che si ripetono periodicamente a Livorno durante il semestre invernale. Inoltre, nel corso degli ultimi anni si è rilevata la tendenza ad un incremento degli episodi di cronaca che riferiscono di danni, incidenti o disagi causati dal Libeccio. In particolare, durante il semestre estivo sono aumentati gli articoli che raccontano di pericoli in mare e rischi di annegamento e, a partire dai primi anni del XXI secolo, si sono trovati articoli di cronaca che parlano di Libeccio-record anche durante i mesi di luglio e agosto.

L'analisi climatologica dei dati meteorologici

storici ha confermato la tendenza emersa dalle cronache di un aumento della frequenza del Libeccio e degli eventi di maggiore intensità nell'ultimo decennio del XX secolo rispetto alla media trentennale. Durante il primo quinquennio del XXI secolo, la frequenza del Libeccio è ulteriormente aumentata raggiungendo valori medi di circa il 16%.

Le variazioni di frequenza e intensità del Libeccio potrebbero essere associate all'incremento della temperatura superficiale del mare (SST) osservato nel Tirreno a partire dagli anni '80. Il riscaldamento della superficie marina riflette l'alterazione del bilancio radiativo terrestre su scala globale e può portare ad un'intensificazione dei fenomeni atmosferici in quest'area. L'incremento delle SST, infatti, aumenta l'evaporazione delle masse d'acqua, favorisce la formazione di intense depressioni ed aumenta il rilascio nell'atmosfera di grandi quantità di energia. Inoltre, le elevate temperature della superficie del mare rendono più intensi i contrasti termici tra le masse d'aria in arrivo. Questi cambiamenti possono riflettersi sull'intensità delle precipitazioni e sulla circolazione atmosferica locale, compresa la frequenza del Libeccio.

Per verificare questa ipotesi, è stata realizzata un'analisi incrociata tra la frequenza del Libeccio a Livorno ed i valori delle SST del medio-alto Tirreno per differenti periodi stagionali. Il medio-alto Tirreno mostra la tendenza ad un aumento delle temperature negli ultimi decenni ed un valore record in corrispondenza del 2003, come si vede dal grafico di Figura 1.

L'incremento delle SST può generare situazioni di instabilità convettiva nel medio-alto Tirreno e favorire la formazione di centri depressionari in quest'area che richiamano masse d'aria da zone anticicloniche circostanti. In particolare, è noto come il Libeccio si generi principalmente in seguito alla formazione di un centro depressionario sul Golfo Ligure e come la ciclogenesi su quest'area risenta fortemente del riscaldamento della superficie marina. I flussi atlantici di aria fredda, che si originano generalmente dalla

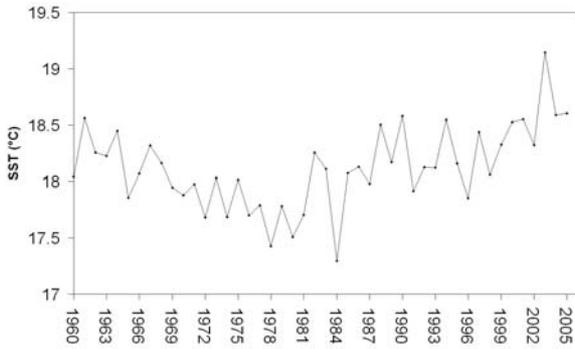


Figura 1: Andamento della temperatura media annuale della superficie marina (SST) del medio-alto Tirreno. Dati tratti dalla National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA).

bassa pressione d'Islanda, venendo a contatto con le acque più calde del Mediterraneo danno luogo a intensi contrasti termici che possono generare fenomeni atmosferici molto violenti. L'aumento delle SST nel Tirreno settentrionale potrebbe quindi rendere questo contrasto particolarmente intenso e rifornire di energia le basse pressioni che ivi si formano, favorendo il richiamo di venti forti da Sud-Ovest che possono investire direttamente la costa tirrenica. L'aumento delle SST nel medio-alto Tirreno è particolarmente significativo nel periodo estivo. L'inizio del XXI secolo è stato infatti caratterizzato da valori record della temperatura superficiale del Tirreno in estate (Figura 2). Durante l'estate del 2003, ad esempio, la temperatura delle acque tirreniche è stata di 3°C sopra la media

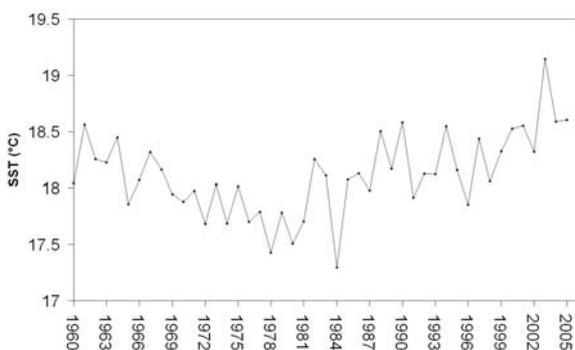


Figura 2: Andamento della SST dal 1961 al 2005. Le linee indicano i valori medi del trentennio 1961-1990 (linea tratteggiata, 23.28°C), del decennio 1991-2000 (linea tratto-punto, 23.69°C) e del quinquennio 2001-2005 (linea continua, 24.13). Dati NOAA.

stagionale e la temperatura del Mediterraneo è risultata la più alta degli ultimi tremila anni (L. Genesio, V. Grasso, F. P. Vaccari (*a cura di*), 2004).

Nella Figura 3 è riportata la variazione inter-annuale della frequenza del Libeccio a Livorno durante il periodo estivo. Vi si rileva un aumento medio di circa il 32% della frequenza del Libeccio in estate durante l'ultimo decennio del XX secolo rispetto alla media trentennale. Questo andamento è confermato anche per il primo quinquennio del XXI secolo, durante il quale si registra un ulteriore aumento di circa il 22%.

La variazione della frequenza del Libeccio nel periodo estivo degli ultimi anni rispecchia l'andamento delle SST (confronta figure 2-3). Il valore di frequenza più elevato, ad esempio, si osserva nel 2003, quando anche la temperatura superficiale di questo mare ha mostrato valori record. Inoltre, le medie quinquennali delle SST registrate durante il mese di luglio risultano strettamente correlate alla frequenza del Libeccio in estate (Figura 4).

Durante l'estate del 2003 sono stati registrati episodi di Libeccio molto violenti a Livorno, con raffiche che hanno raggiunto rispettivamente 80 km/h (1-2 luglio 2003) e 90 km/h (27-31 agosto 2003) ed hanno causato numerosi problemi sia in mare aperto che sulla terraferma. Anche nel mese di ottobre 2003, le anomalie termiche osservate nel Tirreno settentrionale (con temperature prossime a

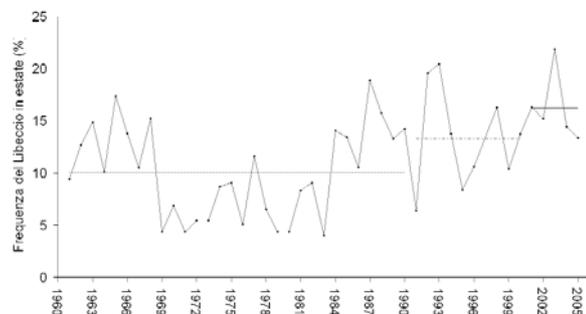


Figura.3: Variazione inter-annuale della frequenza media annuale del Libeccio a Livorno dal 1961 al 2005 durante il periodo estivo. Le linee indicano i valori medi relativi al trentennio 1961-1990 (linea tratteggiata, 10.05%), al decennio 1991-2000 (linea tratto-punto, 13.28%) e al quinquennio 2001-2005 (linea continua, 16.22%).

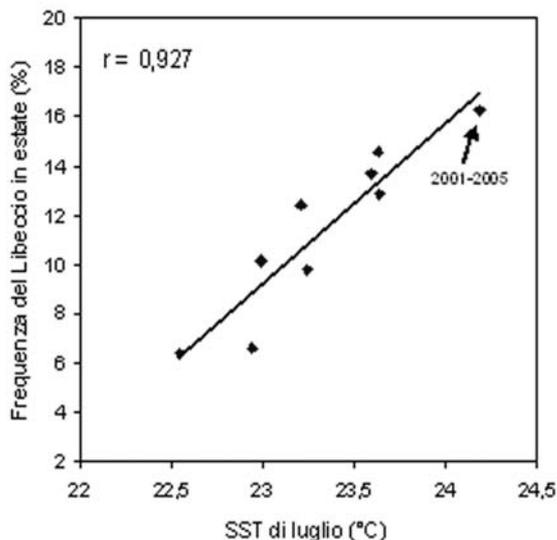


Figura 4: Relazione lineare tra le SST del mese di luglio e la frequenza degli eventi di Libeccio durante il periodo estivo. Ogni punto rappresenta il valore medio di 5 anni a partire dal 1961 fino al 2005.

26°C) sono risultate associate ad eventi di pioggia molto intensi e a venti di Libeccio che a Livorno hanno raggiunto i 100 km/h.

Gli autunni caldi sono seguiti generalmente da inverni con elevata frequenza del Libeccio e viceversa, così come si rileva dalla significativa, seppur debole, relazione positiva tra la media autunnale delle SST e la frequenza del Libeccio durante l'inverno seguente. In particolare, gli anni in cui le SST del mese di novembre hanno mostrato valori medi inferiori a 17°C, la frequenza del Libeccio nell'inverno seguente è scesa ai valori minimi della serie storica. Al contrario, quando le SST medie di novembre hanno superato i 18°C, la frequenza invernale del Libeccio è risultata più elevata.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Le informazioni ottenute da questo studio sono importanti soprattutto se consideriamo che l'alta concentrazione di strutture e di attività lungo la costa tirrenica, la cementificazione degli argini dei corsi d'acqua e l'elevata vulnerabilità dei litorali e degli habitat costieri, rendono ancora più imprevedibili gli effetti di un potenziale incremento della frequenza delle libecciate, con un possibile

aumento del rischio di inondazioni, di introgressione di acqua salata, di accelerazione del processo erosivo e di riduzione della biodiversità costiera.

Sebbene queste analisi storiche e statistiche non siano ancora in grado di fornire delle risposte certe sulla relazione esistente tra cambiamenti climatici e Libeccio, rappresentano una delle prime indicazioni di un possibile effetto dell'aumento delle SST sulla circolazione delle masse d'aria nel medio-alto Tirreno. Per poter confermare questa ipotesi si prevede di procedere ad uno studio climatologico ancor più dettagliato sull'area di Livorno, al fine di valutare eventuali variazioni dei campi termici e barici, della temperatura superficiale del mare e del percorso delle perturbazioni nel medio-alto Tirreno.

I risultati sono quindi solo preliminari e necessitano di essere convalidati, estendendo l'analisi ad altre località tirreniche e riferendosi ad un periodo temporale più ampio e ad altre serie storiche. L'ampliamento della serie storica dell'antico osservatorio storico Pietro Monte è già stata avviata ed in breve tempo saranno digitalizzati tutti i dati disponibili a partire dalla seconda metà del 1800.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- L. Meini, G. Mucci, S. Vittorini, *Ricerche Meteomarine sul Litorale Toscano: Centoventi Anni di Osservazioni Meteorologiche a Livorno (1857-1976)*, *Bollettino della Società Geografica Italiana, Roma, Ser. X, vol. VIII: 449-474, 1979.*
- L. Genesio, V. Grasso, F. P. Vaccari (a cura di). *Segnali Climatici – Il Cambiamento Climatico: Dagli Scenari Globali alle Strategie Locali*, San Rossore – A New Global Vision, 15-16 luglio 2004, a cura di BIMET-CNR di Firenze, 2004.

Evoluzione secolare del livello marino dalle osservazioni mareografiche di Trieste (Adriatico Settentrionale)

F. Raicich

Istituto di Scienze Marine, CNR, Trieste, Italia
fabio.raicich@ts.ismar.cnr.it

SOMMARIO: Viene qui presentata una sintesi di recenti ricerche sull'evoluzione del livello marino, eseguite analizzando osservazioni mareografiche effettuate a Trieste. Il trend medio del livello sul periodo 1875-2006 è di 1.3 mm/a; su base trentennale esso varia tra 0 e 2 mm/a. Grazie a osservazioni locali di temperatura del mare a partire dal 1899 e a profili di temperatura e salinità degli ultimi 50 anni circa, vengono stimati l'effetto sterico e le componenti termosterica e alosterica. A partire dal 1960, l'effetto termosterico implica un aumento di livello di 0.4 mm/decade, ma è più che compensato da quello alosterico, che comporta una diminuzione di 0.7 mm/decade. Viene infine esaminata la frequenza di eventi estremi consistenti negli innalzamenti del livello. Gli eventi più intensi sono generalmente in diminuzione da circa un trentennio, a parte una lieve ripresa degli ultimi anni, mentre quelli più moderati tendono a seguire l'andamento crescente del livello marino.

1 INTRODUZIONE

Pur disponendo di lunghe serie di osservazioni, lo studio dell'evoluzione del livello marino è complicato per la presenza di numerosi fattori che la influenzano.

Nel breve termine, ossia su scale temporali da quella giornaliera fino a quella annuale, tali fattori sono rappresentati dalle oscillazioni di marea astronomica e dalle variazioni di livello dovute al forzante atmosferico, soprattutto vento e pressione. Nel Golfo di Trieste si osserva un aumento del livello marino in presenza dei venti di Scirocco e di Libeccio, che spirano verso la costa settentrionale dell'Adriatico, mentre con vento di Bora, che spirava da terra, il livello nel Golfo si abbassa. La pressione atmosferica agisce principalmente tramite l'effetto barometrico inverso, ossia una proporzionalità inversa tra le anomalie di pressione e di livello. Esiste inoltre una correlazione significativa tra la variabilità interannuale del livello marino a Trieste, e in generale nel Mediterraneo settentrionale, e

l'indice della North Atlantic Oscillation (NAO) nel periodo invernale. Questa relazione è rilevabile su scala sia interannuale sia interdecadale (Raicich 2002) ed è legata alle fluttuazioni locali di pressione atmosferica correlate con la NAO.

Nel lungo termine i fattori che incidono sul livello marino sono la variazione eustatica, ossia quella della massa oceanica legata al bilancio idrologico (evaporazione, precipitazione, variazione della massa dei ghiacci continentali), e la variazione sterica, cioè del volume degli oceani, legata alle fluttuazioni della densità dell'acqua. Se consideriamo il livello osservato in una certa località, le misure sono inoltre influenzate da movimenti tettonici e movimenti elastici isostatici, conseguenti alle variazioni della massa di ghiaccio e acqua che pesa sulla crosta terrestre, come è il caso del "rimbalzo" post-glaciale.

2 LE OSSERVAZIONI

Per il Golfo di Trieste è possibile disporre di una lunga e accurata serie temporale di osservazioni mareografiche, raccolte nel corso di oltre 140 anni. Si tratta di una delle più lunghe serie temporali del Mediterraneo ed è superata da poche altre in Europa. A Trieste il primo mareografo a registrazione automatica viene installato nel dicembre 1859 sul Molo Sartorio (Mayer 1866) e, almeno dal 1884 al mareografo è inoltre associato un caposaldo geodetico (Sterneck 1905).

Sono sempre stati impiegati mareografi a galleggiante, dotati di registratore analogico, e dal 2001 sono in uso anche strumenti a registrazione digitale. Le misure sono rappresentate da altezze rispetto a un piano orizzontale di riferimento, che costituisce lo “zero” della stazione. L’attuale riferimento è stato adottato nel 1919 ed è noto come Zero Istituto Talassografico (ZIT).

Attualmente sono disponibili dati di livello medio annuo a partire dal 1875, con l’eccezione di sei anni, cioè 1877, 1878, 1888, 1916, 1925 e 1926 (Fig. 1). Molte delle osservazioni anteriori al 1890 sono state validate grazie a una recente ricerca (Raicich 2007a). Tutti i dati a cui è fatto riferimento sono conservati nell’archivio della Sede di Trieste dell’Istituto di Scienze Marine del CNR. Un’ampia bibliografia sulla strumentazione usata e le fonti dei dati può essere trovata in Raicich *et al.* (2006) e Raicich (2007a).

3 LA VARIABILITÀ DEL LIVELLO MEDIO

L’andamento del livello sul periodo 1875-2006 è caratterizzato dalla ben nota generale tendenza all’aumento (Fig. 1), stimabile in 1.3 mm/a in media, che però non si presenta uniforme. Ad esempio nel periodo 1960-2006 l’aumento è solo di 0.6 mm/a. I trend medi su periodi mobili di 30 anni, a parte una possibile anomalia all’inizio della serie, forse legata alla qualità dei dati, variano essenzialmente tra 0 e 2 mm/a, con il massimo attorno al 1900 e minimi sia all’inizio, con la riserva già detta,

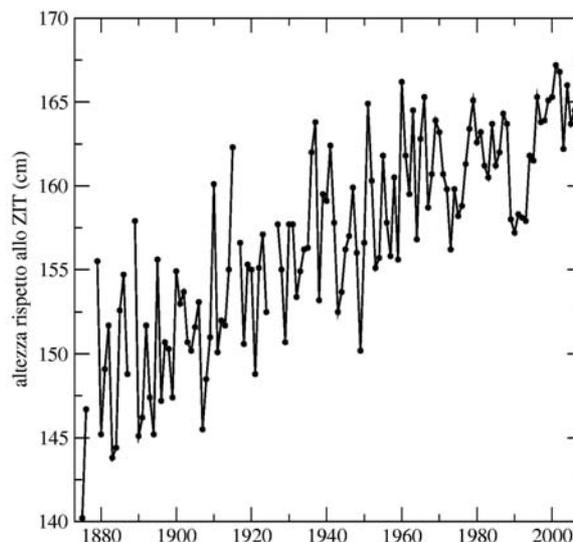


Figura 1: Livelli medi annui di Trieste 1875-2006.

sia alla fine del periodo analizzato. L’analisi su periodi di 50 anni dà pressoché lo stesso risultato. Non è opportuno invece stimare il trend medio su intervalli di tempo inferiori a circa 30 anni, poiché dominano le fluttuazioni ad alta frequenza, in gran parte legate alla variabilità della pressione atmosferica, che agisce per effetto barometrico inverso anche sulla scala temporale decadale (Raicich & Crisciani 1999, Beretta *et al.* 2005). È il caso, per esempio, del rapido aumento del livello osservato a partire dal 1994 (Fig. 1), che segue la marcata anomalia negativa tra il 1989 e il 1993, causata da una marcata e persistente anomalia positiva della pressione atmosferica (Crisciani *et al.* 1994).

4 L’EFFETTO STERICO

La disponibilità di serie temporali di dati marini pluridecennali consente alcune stime di anomalia sterica e delle componenti termosterica e alosterica.

L’effetto sterico può essere stimato per la seconda metà del 20° secolo, grazie a una ragionevole quantità di profili di temperatura e salinità ottenibili da banche dati pubbliche (Raicich 2007b). La scarsità dei dati di salinità prima del 1960 non consente tuttavia una stima affidabile delle anomalie steriche e

quindi impedisce la stima del trend secolare. Per il periodo 1960-2006, l'effetto sterico annuo implica una diminuzione di livello marino di 0,4 mm/decade, come risultato di un aumento di circa 0,4 mm/decade dovuto al riscaldamento, e una diminuzione di circa 0,7 mm/decade per l'aumento della salinità. Comunque, tutti questi trend non sono statisticamente significativi a $p > 0,95$.

Relativamente alle sole anomalie termosteriche, la stima può essere estesa indietro fino all'inizio del secolo, essendo disponibile una serie di temperatura media mensile del mare per il porto di Trieste, in parte frutto di osservazioni dirette (1899-1920 e 1934-2006) e in parte (1921-1933) ricostruita grazie a dati di Rovigno. L'effetto termosterico può essere stimato su base sia annua sia stagionale per il periodo 1915-2006. Su base annua esso comporta un aumento del livello di circa 0,2 mm/decade, anche questo non significativo a $p > 0,95$. Stagionalmente sono significativi solo i trend autunnale e invernale, con 0,5 e 0,3 mm/decade, rispettivamente; sul periodo 1960-2006 sono invece significativi solo i trend primaverile ed estivo, con 0,2 e 1,2 mm/decade, rispettivamente.

5 I LIVELLI ESTREMI

Fra le implicazioni delle variazioni del livello marino in zone costiere sensibili come l'Adriatico Settentrionale, è di particolare interesse l'effetto sulla frequenza degli eventi estremi, caratterizzati dall'innalzamento del livello per effetto della pressione atmosferica e del vento. Le condizioni favorevoli per questi eventi si osservano soprattutto in autunno e inverno, e coincidono generalmente con la presenza di bassa pressione atmosferica locale e dello Scirocco, che spira lungo l'asse longitudinale dell'Adriatico e tende ad accumulare acqua verso la costa settentrionale del bacino. A Trieste gli eventi sono inoltre favoriti dal Libeccio, essendo il Golfo aperto verso Sud Ovest.

È stata esaminata l'evoluzione temporale della frequenza degli eventi di innalzamento

dal 1939 al 2001 (Raicich 2003), estendendola successivamente al 2007, per mezzo delle osservazioni effettuate con cadenza oraria. Un evento è definito come una sequenza ininterrotta di osservazioni orarie sopra una determinata soglia di altezza. Sono considerati due punti di vista. Il primo mira ad analizzare la risposta del livello al forzante atmosferico, la cui entità viene stimata per mezzo del livello residuo (noto anche come marea meteorologica), che si ottiene sottraendo la marea astronomica e il livello medio dal livello osservato. Il secondo punto di vista analizza la frequenza degli innalzamenti riferiti a un piano solidale con la costa, qui definiti semplicemente anomalie, e che includono quindi anche l'effetto della marea astronomica e dell'aumento secolare del livello medio. Sulla base di differenti soglie sono definiti eventi deboli, moderati e intensi. Per i livelli residui le soglie sono 26, 50 e 74 cm, che comportano in media 59, 12 e 2 eventi all'anno, rispettivamente. Per le anomalie le soglie sono 208, 235 e 262 cm, che selezionano in media 87, 14 e 1 eventi all'anno, rispettivamente. Lo zero per i livelli residui equivale all'assenza di risposta al forzante atmosferico, mentre per le anomalie è lo ZIT.

La massima frequenza di livelli residui deboli e moderati si trova nei primi anni '60, mentre per quelli intensi la troviamo nei tardi anni '60. Intorno al 1950 si osserva un massimo secondario sia per i livelli residui moderati sia per quelli intensi, inoltre gli eventi deboli e moderati mostrano massimi secondari attorno al 1980. Dopo tale anno la frequenza dei residui intensi è in diminuzione. Complessivamente, le frequenze dei livelli residui deboli e moderati non mostrano tendenze definite durante il periodo in esame. Una tendenza decrescente si osserva invece per quelli intensi, specie tra il 1970 e il 2000, in parte a causa dell'aumento della pressione atmosferica e, probabilmente, anche per una minore frequenza di prolungato e intenso Scirocco lungo l'Adriatico, e Libeccio sul Golfo di Trieste. Dal 2001 si nota tuttavia un leggero aumento della frequenza. Per quel che riguarda le anomalie di livello, le

loro frequenze seguono in larga misura l'andamento del livello medio. Infatti, le anomalie deboli e moderate sono chiaramente in aumento, mentre per quelle intense la tendenza è meno evidente, data la parziale compensazione tra l'aumento del livello medio e la diminuzione della frequenza dei livelli residui intensi.

6 CONCLUSIONI

L'analisi della serie temporale ultrasecolare del livello marino a Trieste mostra un aumento di circa 15 cm dalla fine del 19° secolo ad oggi, pari a una media di 1.3 mm/a, in linea con la maggior parte delle stime per il resto del mondo. Si tratta di una stima da prendere con cautela, poiché attualmente non sono disponibili valutazioni attendibili dei movimenti verticali del suolo su cui poggia la stazione mareografica.

Le variazioni di temperatura e salinità del bacino non producono effetti statisticamente significativi sull'evoluzione del livello. È possibile tuttavia notare che dopo il 1960 gli effetti dell'aumento di salinità e di quello della temperatura si compensano.

Durante le ultime decadi la frequenza degli eventi estremi più intensi non presenta un significativo aumento, probabilmente a causa di condizioni meteorologiche meno frequentemente favorevoli a tali eventi.

Limitatamente all'evoluzione del livello medio i risultati sono rappresentativi dell'Adriatico Settentrionale; non così per l'evoluzione degli eventi estremi, che dipendono in gran parte dalle condizioni locali di esposizione ai venti e della morfologia della costa. Inoltre, essendo risultati di un'analisi di osservazioni, non è possibile trarre conclusioni che consentano di effettuare proiezioni nel futuro. Come si sarebbe potuta prevedere l'anomalia di livello del 1989-1993 (Fig. 1) analizzando i dati precedenti?

7 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Beretta, A., Roman, H.E., Raicich, F., & Crisciani, F. 2005. Long-time correlations of sea-level and local atmospheric pressure fluctuations at Trieste, *Physica A* 347: 695-703.
- Crisciani, F., Ferraro, S. & Raicich, F. 1994: Evidence of recent climatic anomalies at Trieste (Italy), *Clim. Change* 28: 365-374.
- Mayer, E. 1866. Fluth und Ebbe im Adriatische Meere. *Almanach der Österreichischen Kriegs-Marine für das Jahr 1866*, 39-62.
- Raicich, F., & Crisciani, F. 1999. Time variability of atmospheric and marine parameters over the Adriatic region, *N. Cimento* C22: 181-189.
- Raicich, F. 2002. Long term variability of sea level and atmospheric pressure in the Mediterranean region. In: H.-J. Bolle (ed.), *Mediterranean climate – variability and trends*: 155-157, Berlino, Springer-Verlag.
- Raicich, F., 2003. Recent evolution of sea-level extremes in the North Adriatic, *Cont. Shelf Res.*, 23: 225-235.
- Raicich, F., Crisciani, F., Ceschia, M. & Pietrobon, V. 2006: La serie temporale del livello marino a Trieste e un'analisi della sua evoluzione dal 1890 al 2003. In G.C. Cortemiglia (ed.), *La variabilità del clima locale relazionata ai fenomeni di cambiamento globale*: 199-220. Bologna, Patron.
- Raicich, F. 2007a. A study of early Trieste sea level data (1875-1914), *J. Coast. Res.*, in stampa.
- Raicich, F. 2007b. Long-term steric effect on sea level at Trieste, North Adriatic, *Rapp. Comm. Int. Mer. Médit.* 38: in stampa.
- Sterneck, R.V. 1905. Kontrolle des Nivellements durch die Fluthmesserangaben und die Schwankungen des Meeresspiegels der Adria, *Mitteilungen der k.u.k. Militär-Geographischen Institutes*, 24: 75-111.

Anomalie nello stato della copertura vegetale in Africa da serie storiche di dati satellitari

P.A. Brivio¹, M. Boschetti¹, P. Carrara¹, D. Stroppiana¹, G. Bordogna²

¹Istituto per il Rilevamento Elettromagnetico dell'Ambiente, CNR, Milano, Italia

²Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali, CNR, Dalmine (Bg), Italia

brivio.pa@irea.cnr.it

SOMMARIO: La disponibilità di serie temporali storiche di osservazioni satellitari della superficie terrestre alle scale globali e continentali offre nuove possibilità di condurre analisi sulle condizioni dello stato dell'ambiente anche in rapporto ai cambiamenti climatici. La valutazione e il monitoraggio dello stato dell'ambiente a scala continentale può essere effettuato integrando dati provenienti da sorgenti multiple attraverso la definizione di un indicatore sintetico in grado di individuare il verificarsi di condizioni anomale. Il concetto di base è quello della convergenza di evidenze legate al comportamento di diversi fattori, quali la fenologia della vegetazione e la distribuzione delle piogge, che vengono integrate con tecniche *fuzzy* per produrre delle mappe per l'Africa di un Indicatore di Anomalia (AI) mensile nel periodo 1996-2002. Queste mappe continentali mostrano le variazioni nella distribuzione spaziale di anomalia permettendo di analizzare le possibili connessioni con le variazioni climatiche quali El-Niño Southern Oscillation (ENSO).

1 INTRODUZIONE

La variabilità, i cambiamenti e il degrado dello stato della copertura vegetale hanno importanti implicazioni per una varietà di processi degli ecosistemi oltre ad avere un profondo impatto sulle popolazioni che li utilizzano (Lambin *et al.* 2003). Queste condizioni sono particolarmente critiche per estese regioni dei paesi in via di sviluppo come il continente africano (Galvin *et al.* 2001). L'obiettivo del monitoraggio delle condizioni dell'ambiente su vaste aree è quello di fornire ai decisori informazioni affidabili in supporto alle politiche nella destinazione di risorse, in particolare in presenza di situazioni di allarme. I dati forniti dai satelliti per l'osservazione della Terra costituiscono una importante, a volte unica, fonte di informazioni per un monitoraggio operativo. La comprensione e la quantificazione della natura e dell'entità dei cambiamenti e del loro impatto sull'ambiente richiedono una capacità di analisi integrata

all'interno di modelli complessi, la cui applicazione a livello continentale risulta difficile dato il carattere interdisciplinare delle dinamiche coinvolte e le incertezze e incompletezza della conoscenze sulle interrelazioni fra i fenomeni coinvolti. Nel trattare i sistemi ambientali, oltre alla difficoltà di utilizzo di modelli fisici, ci si trova spesso anche di fronte all'impossibilità di perturbare il sistema per osservare e comprendere gli effetti risultanti (Lenz *et al.* 2000).

Un approccio olistico basato su indicatori ambientali può costituire una soluzione alternativa a queste limitazioni (Pyhk *et al.* 2000). Idealmente un indicatore è un mezzo per sintetizzare una grande quantità di dati in una forma semplificata, conservando il significato essenziale delle questioni su cui ci si interroga e fornendo un'informazione semplice su sistemi complessi o criteri non facilmente misurabili (Ott 1978).

L'Indicatore di Anomalia, qui presentato, è basato sul concetto di scostamento del com-

portamento di un dato sistema da uno stato ideale di riferimento (Brivio *et al.* 2007). Esso intende identificare quelle situazioni che si possono interpretare come segnali di cambiamento in corso nello stato della copertura vegetale in risposta o in connessione con le variazioni climatiche quali El-Niño Southern Oscillation (ENSO).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Indicatore di Anomalia

Il modello concettuale su cui si basa l'approccio utilizzato è che, mentre un singolo fattore non è sufficiente per valutare lo stato di un sistema ambientale, è possibile generare un indicatore sintetico dalla combinazione di una serie di fattori attraverso la convergenza delle evidenze. I fattori individuali contribuiscono all'indicatore sintetico sulla base del rafforzamento dell'evidenza apportata dal fattore stesso in termini di scostamento da un valore di riferimento. L'identificazione delle anomalie a scala continentale usa una integrazione *multi-criteria* può sintetizzata nella seguente espressione:

$$AI = O(f_1, \dots, f_n, I_1, \dots, I_n) \quad \text{ove}$$

- AI è l'indicatore di anomalia, inteso come un *proxy* dei fenomeni studiati. L'integrazione dei fattori contribuenti, cioè i parametri disponibili che interagiscono nel processo, si attua attraverso il concetto di rafforzamento dell'evidenza.
- O è l'operatore che realizza l'integrazione dei contributi dei diversi fattori ed è definito da un operatore di aggregazione OWA (*Ordered Weighted Averaging*) con importanze che permette di realizzare una compensazione flessibile dei contributi e di implementare forme di quantificazione linguistica del tipo "la maggior parte", "quasi tutti", "tutti i fattori importanti", ecc. (Yager 1988).
- f_i è il grado di soddisfacimento di un fattore contribuente, vale a dire un fattore giudicato rilevante ai fini della determinazione di AI . Tale grado associato ad ogni unità spaziale elementare, in genere un *pixel*, dell'a-

rea investigata prende valori in $[0,1]$ e viene calcolato attraverso una funzione di appartenenza ad un insieme *fuzzy* che rappresenta una valutazione qualitativa del contributo del fattore in termini di anomalia (Zadeh 1975).

- I_i è l'importanza relativa attribuita all' i -esimo fattore contribuente.

2.2 Fattori considerati

I fattori considerati nello studio relativo all'Africa riguardano le variazioni connesse con la fenologia della vegetazione e la distribuzione delle piogge. Essi sono stati derivati dall'analisi di serie storiche di dati satellitari che coprono l'intero continente. Per la copertura vegetale, attraverso l'analisi della serie temporale del data set 10-giorni NDVI a 8 km NOAA-AVHRR PAL Pathfinder (NASA), sono stati ricavati tre parametri fenologici (Zhang *et al.* 2003) quali:

f_1 : inizio apparente della stagione vegetativa

f_2 : durata della stagione vegetativa

f_3 : massimo stagionale di NDVI.

Per quanto riguarda le precipitazioni, utilizzando il data set 10-giorni RFE (Rainfall Estimates) a 8 km disponibile sul sito web FEWS-NET (Famine Early Warning System Network, <http://www.fews.net/>), è stata calcolata per ogni pixel la pioggia cumulata nel mese precedente la decade in esame. I valori RFE integrano dati dei satelliti METEOSAT-7, Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) e Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU) con le misure a terra del World Meteorological Organization (WMO) Global Telecommunication System (GTS).

Per ogni fattore f_i si considera come contributo di anomalia la differenza fra il suo valore corrente e la media di lungo periodo, calcolata sulla serie temporale di dati satellitari, assunta come valore di riferimento. La media di lungo periodo è stata calcolata sul periodo 1990-2002 per i fattori derivati da NDVI AVHRR 8 km, mentre per le piogge il periodo utilizzato è 1996-2002.

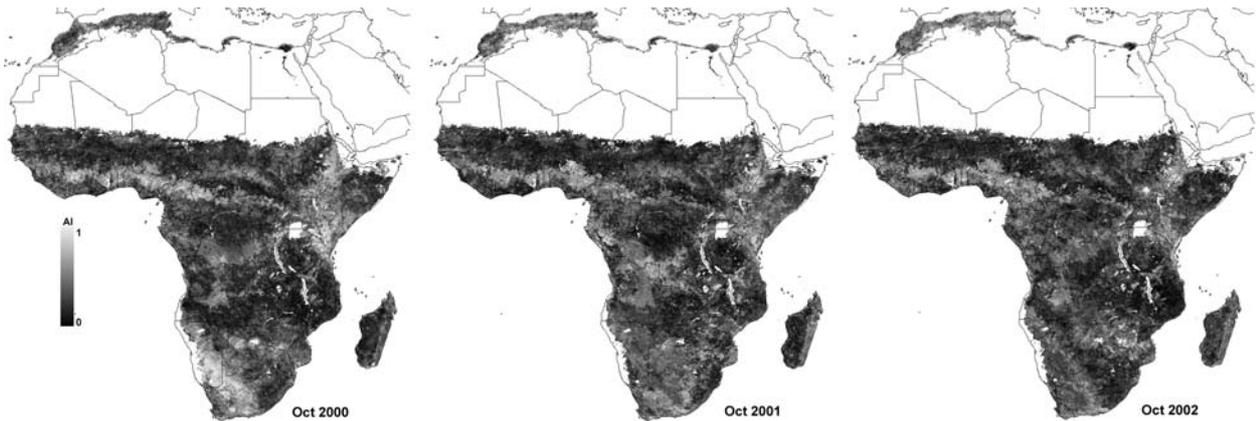


Figura 1: Mappe mensili dell'indicatore di anomalia (*AI*) per il continente africano nel mese di ottobre 2000, 2001 e 2002. Valori crescenti dell'indicatore, maggiore anomalia, sono rappresentati dal nero al grigio chiaro. Il bianco identifica le aree mascherate: deserti, mari e acque interne.

3 RISULTATI RILEVANTI

L'approccio sopra descritto ha permesso, attraverso l'integrazione di diversi fattori, la realizzazione per l'Africa delle mappe mensili dell'indicatore di anomalia per il periodo 1996-2002. Tali mappe mostrano la distribuzione spaziale di anomalia evidenziando nel continente africano la presenza di variazioni sia di tipo stagionale che interannuale. Nella Figura 1 vengono presentate come esempio le mappe di *AI* relative al mese di ottobre per gli anni 2000, 2001 e 2002. I valori di *AI* più elevati corrispondono ai livelli di grigio più chiaro. Le aree a deserto, i corpi idrici e i mari sono stati precedentemente mascherati. In particolare è possibile osservare nella mappa di ottobre 2000 valori alti di anomalia nella zona del Corno d'Africa, lungo il confine fra Tanzania e Kenya, e nella Africa meridionale, in Namibia e al confine tra Angola e Zambia. Alcune situazioni dell'Africa orientale emerse da queste studio trovano conferma anche in precedenti lavori (Kogan 2000). Il confronto fra le mappe di *AI* e le variazioni climatiche quali El-Niño Southern Oscillation (ENSO) mettono in evidenza le possibili interconnessioni fra le variazioni nello stato della copertura vegetale e i cambiamenti del clima. In corrispon-

denza dei ben noti eventi ENSO del 1997-98 e del 2000-01, i valori maggiori di anomalia si trovano rispettivamente nell'Africa orientale e nell'Africa del sud (Namibia). In Figura 2 vengono messi a confronto l'andamento temporale del valore medio di *AI* calcolato su alcune aree campione di 1.5 x 1.5 gradi, due localizzate in Africa dell'est e una in Africa del sud, con l'indice climatico Niño 3.4. Questo indice, che descrive le anomalie di temperatura superficiale del mare (SST) calcolata su una zona dell'Oceano Pacifico (5°S – 5°N; 170° – 120°O), è utilizzato per identificare i fenomeni El-Niño e La Niña. I profili temporali 1 e 2 in Africa orientale mostrano un buona corrispondenza, seppure con un ritardo, con l'evento ENSO 1997-98, mentre il profilo 3 in Zimbabwe sembra essere indipendente.

L'analisi di correlazione condotta fra i due

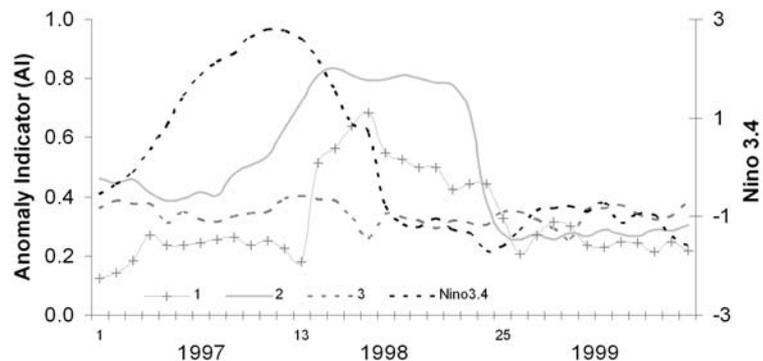


Figura 2: Confronto fra l'andamento del valor medio di *AI*, calcolato su tre aree di interesse localizzate in Africa dell'est (profili 1 e 2) e del sud (profilo 3) e l'andamento dell'indice del Niño 3.4 per un periodo di 36 mesi: gennaio 1997 - dicembre 1999.

indicatori, uno relativo alle variazioni dell'ecosistema terrestre e l'altro relativo alle variazioni del clima, considerando anche l'effetto differito nel tempo, mostra nel caso di 6 mesi di ritardo anche valori del coefficiente di determinazione $R^2 > 0.9$.

4 CONCLUSIONI

Esistono evidenze convergenti delle relazioni intercorrenti tra cambiamenti climatici e variazioni nell'attività della vegetazione negli ambienti naturali quali il continente africano; in alcuni casi o regioni le variazioni del clima sono in grado di spiegare il 90% della variazione dello stato della copertura vegetale. Tuttavia le ricerche fin qui condotte non permettono di definire in modo inequivocabile l'esistenza di un nesso causale tra le dinamiche dei due fenomeni. Oltre a superare le limitazioni imposte dalle ancora ridotte dimensioni delle serie temporali di dati satellitari, le analisi future dovrebbero includere anche lo studio delle possibili influenze climatiche legate al Northern Atlantic Oscillation (NAO). Gli sforzi congiunti a livello europeo con le attività connesse all'iniziativa Global Monitoring of Environment and Security (GMES) dovrebbero permettere di costruire serie temporali consistenti di informazioni alle scale opportune per l'approfondimento dei rapporti fra condizioni della biosfera e cambiamenti climatici.

5 RICONOSCIMENTI

Queste attività di ricerca sono state condotte nell'ambito dell'Observatory for Land cover and Forest change (OLF) del progetto europeo GeoLand 2004-2006 (EC-FP6 SIP3-CT-2003-502871).

6 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

Brivio P.A., M. Boschetti, P. Carrara, D. Stroppiana & G. Bordogna 2007. Fuzzy integration of satellite data for detecting environmental anomalies across Africa. In

Advances in Remote Sensing and Geoinformation Processing for Land Degradation Assessment (J. Hill & A. Roeder, Eds) Taylor & Francis.

Galvin K.A., R.B. Boone, N.M. Smith, & S.J. Lynn 2001. Impacts of climate variability on East African pastoralists: linking social science and remote sensing. *Climate Research* 19: 161-172.

Kogan F.N. 2000. Satellite-Observed Sensitivity of World Land Ecosystems to El Niño/La Niña. *Rem. Sens. of Environ.* 74: 445-462.

Lambin E.R., H.J. Geist & E. Lepers 2003. Dynamics of Land-Use and Land-Cover Change in Tropical Regions. *Annu. Rev. Environ. Resour.* 28: 205-241.

Lenz R., I.G. Malkina-Pykh & Y. Pykh 2000. Introduction and overview. *Ecol. Model.* 130: 1-11.

Ott W.R. 1978. *Environmental indices: theory and practice*. Ann Arbor.

Pykh Y., E.T. Kennedy & W.E. Grant 2000. An overview of systems analysis methods in delineating environmental quality indices. *Ecol. Model.* 130: 25-38.

Yager R.R. 1988 On ordered weighted averaging aggregation operators in multi-criteria decision making. *IEEE Trans. Systems, Man and Cybern.* 18: 183-190.

Zadeh L.A. 1975. The concept of a linguistic variable and its application to approximate reasoning, parts I, II. *Information Science*, 8: 199-249, 301-357.

Zhang X., M.A. Friedl, C.B. Schaaf, A.H. Strahler, J.C.F. Hodges, F. Gao, B.C. Reed & A. Huete 2003. Monitoring vegetation phenology using MODIS. *Rem. Sens. of Environ* 84: 471-475.

Le ricerche polari
ed i cambiamenti climatici

La ventilazione profonda nel mare di Ross

A. Bergamasco¹, W. P. Budgell², S. Carniel¹, J. Chiggiato¹, M. Sclavo¹, R. Purini³

¹*Istituto Scienze Marine, CNR, Venezia, Italia*

²*Istituto Scienze Marine, CNR, La Spezia, Italia*

³*Istituto Scienze Atmosfera e del Clima, CNR, Roma, Italia*

andrea.bergamasco@ismar.cnr.it

SOMMARIO: La ventilazione oceanica, cioè il rinnovo delle acque profonde oceaniche grazie allo sprofondamento di acque superficiali che sono state di recente a contatto con l'atmosfera, è uno dei processi più importanti riguardo il ruolo che gli oceani hanno nella regolazione del clima globale. Tale studio è oggetto delle attività effettuate dai progetti italiani con collaborazioni internazionali degli ultimi anni durante i quali sono state acquisite sia serie temporali di corrente, temperatura e salinità in siti specifici che con campagne di misura dedicate. Le osservazioni sono servite per implementare un insieme di modelli che sono in grado di simulare in modo consistente l'evoluzione dinamica dell'area. In questo lavoro sono riportati in modo schematico i risultati delle osservazioni del mare di Ross condotte negli ultimi 10 anni e le analisi preliminari risultato dei modelli di circolazione che si sono implementati per i principali processi che si hanno nei mari di piattaforma Antartici e del processo di overflow lungo la scarpata. Si sottolinea l'importanza di questi studi, che pur avvengono a scale locali, nell'ottica di una vera comprensione climatica a scala globale. Anche nel Mare di Ross sono stati osservati dei cambiamenti (diminuzione media della salinità) le cui ripercussioni si osservano non solo sul clima locale ma anche a quello globale e più a lungo termine.

1 INTRODUZIONE

La circolazione generale degli oceani è schematicamente formata dalle correnti dovute al vento (sostanzialmente confinate a qualche centinaio di metri della superficie), dalle correnti di marea dovute alla reciproca attrazione Luna Sole e dalle correnti indotte dalle variazioni di temperatura e salinità, quindi di densità, dovute alle differenze nei flussi di calore e di salinità tra i poli e l'equatore (la cosiddetta Circolazione Termo-Alina, THC in inglese). In questo quadro, il clima mite delle regioni del Nord Europa e del Nord America occidentale è dovuto al calore trasportato dalla Corrente del Golfo. Vari indicatori (i proxy data) forniscono tuttavia indicazioni che, nel passato, il clima è stato molto diverso: per esempio, due "recenti" eventi di glaciazione, il primo registrato circa 12000 (lo

Younger Dryas) ed il secondo circa 8000 anni fa rispettivamente, interruppero bruscamente la fase di deglaciazione che li aveva preceduti. Seppure le cause del raffreddamento siano ancora oggetto di discussione, essi vengono associati ad un forte mutamento (collasso ed inversione) della THC. Va poi ricordato che, nel complesso sistema di interdipendenze che competono ai differenti processi oceanici nonché alle interazioni con l'atmosfera, un ruolo importante nella "macchina termica" globale è svolto dalla Corrente Circumpolare Antartica (per una rassegna, cfr Dijkstra, 2005), testimoniando così la centralità degli studi oceanografici in ambito polare.

Le stime più recenti indicano che la formazione di acque profonde lungo la scarpata antartica è di 46 ± 2 Sv nell'Oceano Meridionale ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$, un milione di metri cubi al secondo) (Sloan & Rintoul, 2001).

Il mare di Ross è un mare di piattaforma profondo mediamente 500 m. In figura 1 sono evidenziate le caratteristiche principali: i bacini del Drygalsky e del Geoides, i due banks principali, il Mawson e il Pennel, tutta la scarpata continentale con un salto topografico da circa 500 metri a 2000 metri in pochi km. Nel mare di Ross si distinguono due acque di fondo caratteristiche: la HSSW ad alta salinità e la ISW superfredda. La prima è prodotta principalmente lungo la Victoria Land in prossimità di Baia Terra Nova in area di polynya, la seconda si origina sotto la cavità della piattaforma ghiacciata di Ross (RIS) e fuoriesce intorno al meridiano di cambio data con il segnale caratteristico di acqua superfredda (temperatura inferiore al punto di congelamento superficiale). Queste due acque vanno a formare la Ross sea Bottom Water che con differenti traiettorie schematizzate in figura 1 si dirigono verso la scarpata dove sprofondano (siti H e P) negli abissi ventilandoli. In particolare lungo la Terra Vittoria scorre la HSSW (acqua ad elevata salinità) mentre lungo la linea di cambio data scorre la DISW (acqua profonda super fredda).

2 MATERIALI E METODI

Il modello ROMS (Regional Ocean Model System) è un modello a superficie libera, idrostatico, alle equazioni primitive. Esso usa le coordinate “terrain-following” in verticale e curvilinee ortogonali in orizzontale. E’ un modello stato dell’arte della comunità scientifica internazionale a cui è stato accoppiato un modello dinamico-termodinamico di ghiaccio marino implementato da W. P. Budgell 2005, Bergamasco *et al.*, 2005. Il modello include una dinamica del ghiaccio basata sulla reologia EVP (elastic-viscous-plastic) con doppio strato di ghiaccio e singolo strato di neve e substrati molecolari sotto il ghiaccio. Inoltre sono previste anche le “melt pond” nella termodinamica del ghiaccio forzate sia dalla short che dalla long-wave radiation, oltre che dai calori sensibili e latenti. Il modello possie-

de la parametrizzazione sub-grid scale in particolare l’approccio GLS (Generic Length Scale) per la descrizione numerica della turbolenza. Il modello attuale ha una risoluzione orizzontale di 10 Km con un dominio di 208 x 288 punti, mentre la risoluzione verticale (33 punti di griglia) è variabile da 1 m a 5 m di spessore. Il modello di circolazione generale è parte di un modello di circolazione globale dell’Institute of Marine Research & Bjerknes Center for Climate Research (Bergen, Norway) che fornisce le condizioni al contorno aperto. Inoltre al modello di circolazione generale può essere annidato un altro a risoluzione maggiore (1 Km di risoluzione orizzontale) atto allo studio del processo dinamico di sprofondamento in scarpata continentale. E’ previsto lo studio della dinamica dei processi di mescolamento che portano alla formazione delle Antarctic Bottom Waters (AABW) che sono le più interessanti masse d’acqua che riempiono le profondità abissali di tutti gli oceani terrestri e controllano gli scambi di materia ed energia alla base della stabilità della cella termoclinala che regola il clima globale.

3 RISULTATI

I dati raccolti durante le campagne del PNRA dal 1995 a tutt’oggi sono usati per inizializzare il modello di circolazione generale, mentre i dati specifici degli esperimenti di mesoscala (dove in 3-4 giorni si intensificano le acquisizioni in una piccola area di scarpata) sono usati negli studi sulla dinamica dell’interazione shelf-slope.

Come esempio degli studi affrontati viene proposta la ricostruzione della circolazione generale intermedia del mare di Ross (figura 2) nel periodo gennaio 2001. Sono evidenti le correnti lungo Victoria land che trasportano il segnale di HSSW dalla zona di formazione presso BTN verso la scarpata continentale presso Cape Adare.

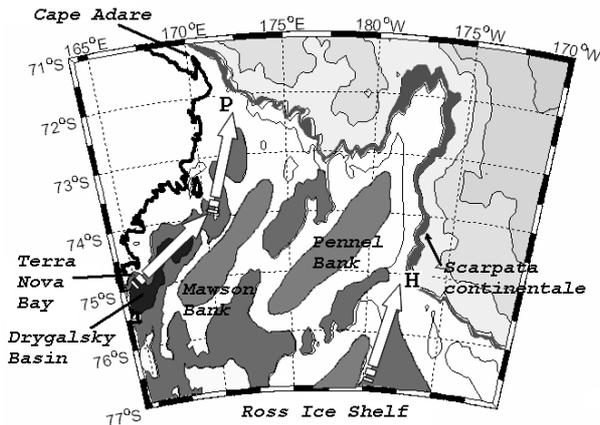


Figura 1: Il mare di Ross con i suoi caratteristici bacini e banks. Le frecce indicano anche le traiettorie principali di fuoriuscita delle acque di fondo (HSSW sulla destra e DISW sulla sinistra).

4 DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Nel periodo 1995 - 2006 si è riscontrato un lento ma graduale addolcimento delle acque con volumi di produzione di HSSW sempre minori e conseguenti processi di sprofondamento meno numerosi anche se relativamente intensi (ad esempio nell'ultima campagna del 2006 sono state misurate correnti di overflow superiori al m/s in zona di scarpata fuori Cape Adare).

Un'altra possibile applicazione climatico ecologica del modello è stata sperimentata con successo lo scorso febbraio 2007, quando una baleniera nipponica, la Nishi Maru è stata colpita da avaria, si è incendiata ed ha sversato

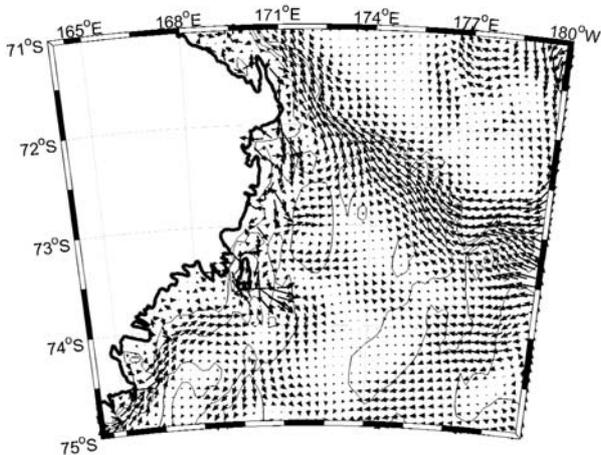


Figura 2: Esempio di ricostruzione della circolazione generale intermedia del mare di Ross relativa al gennaio 2001.

un discreto quantitativo di olio combustibile, che per fortuna (condizioni meteo tranquille) non è spiaggiato. Il modello è stato applicato prima per la ricostruzione del campo di corrente e poi è stato accoppiato con il modello GNOME della NOAA per la descrizione dell'evoluzione in tempo reale di un oil spill. L'esperimento numerico ha dato ottimi risultati mostrando la grande potenzialità della modellistica applicata sia all'interpretazione dei processi allo studio che alla simulazione di eventi reali.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Bergamasco A., W. P. Budgell, S. Carniel, M. Sclavo, 2005. Cryosphere-hydrosphere interactions: Numerical modelling using the Regional Ocean Modeling System (ROMS) at different scales. *Il Nuovo Cimento*, vol. 28 C (2), pp. 173 - 181, DOI 10.1393/ncc/i2005-10181-6.
- Bergamasco A., G. Ardizzon, S. Carniel, R. Meloni, M. Sclavo, 2004. The Ross Shelf cavity exchange variability during 1995 - 1998, *Il Nuovo Cimento*, Vol. 27 C, n.3, pp. 241 - 254.
- Bergamasco A., V. Defendi, G. Budillon, G. Spezie, 2004. Downslope flow observations near Cape Adare shelf break. *Antarctic Science*, 16 (2), 199-204.
- Bergamasco A., V. Defendi, Del Negro P., Fonda Umani S., 2003. Effects of the physical properties of water masses on microbial activity during an Ice Shelf Water overflow in the central Ross Sea. *Antarctic Science*, 15 (3), 405-411.
- Bergamasco A., V. Defendi, E. Zambianchi & G. Spezie. 2002. Evidence of dense water overflow on the Ross Sea shelf-break. *Antarctic Science*, 14 (3), 271-277.
- Bergamasco A., V. Defendi, R. Meloni. 2002. Some dynamics of water outflow from beneath the Ross Ice Shelf during 1995 and 1996. *Antarctic Science*, 14 (1), 74-82.
- Bergamasco A., Carniel S., 2000. Sensitivity analysis of a robust diagnostic general circulation model of the Ross Sea. *Journal of*

- Marine Systems*, 27, 3-36.
- Jacobs, S.A., Fairbanks R.C., Horibe Y., 1985. Origin and evolution of water masses near Antarctic continental margin: evidence from H₂180/H₂160 ratios in seawater. In: Jacobs, S.S. (Ed.), *Oceanology of the Antarctic Continental shelf*, 3, 59-85.
- Orsi, A., Johnson, G.C., Bullister J.L., 1999. Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom water. *Progr. in Ocean.* 43, 55-109.
- Rivaro P., Frache R. , Bergamasco A., Hohmann R. 2003. Dissolved Oxygen, NO and PO as tracers for Ross Sea Ice Shelf Water overflow. *Antarctic Science*, 15 (3), 399-404.
- Rivaro P., A. Bergamasco, G. Budillon, R. Frache, R. Hohmann, S. Massolo, G. Spezie 2004. Chlorofluorocarbon distribution in the Ross Sea water masses. *Chemistry and Ecology*, June 2004, Vol. 20 (supplement 1), pp. S29-S41.
- S. Tucci, A. Bergamasco, M. Capello & S. Carniel. 2002. Particulate matter in the Ross Sea: a spreading model. *P.S.Z.N.: Marine Ecology*, 23, Supplement 1, 395-410.

La convezione “shelf-slope” a Baia Terra Nova: un approccio modellistico numerico

A. Bergamasco¹, S. Aliani², R. Purini³

¹*Istituto Scienze Marine, CNR, Venezia, Italia*

²*Istituto Scienze Marine, CNR, La Spezia, Italia*

³*Istituto Scienze Atmosfera e del Clima, CNR, Roma, Italia*

andrea.bergamasco@ismar.cnr.it

SOMMARIO: La polynya di Baia Terra Nova (BTN) è sede di un importante processo climatico, la convezione “shelf slope” che, a differenza di quella più studiata e nota “open ocean convection”, è influenzata, oltre che dai forzanti meteorologici, anche dalla configurazione della geomorfologia del sito (topografia del fondale, la scarpata della piattaforma continentale). Ricordando sia l’ inaccessibilità del sito nella notte polare che la scarsità di dati disponibili (a tutt’oggi, non è disponibile alcuna misura diretta di “plume” convettive) appare evidente il rilievo della modellistica come unico strumento capace di interpretare i suddetti dati in una fenomenologia meteo-marina più aderente alla realtà. Dalle precedenti considerazioni la presente nota è indirizzata alla presentazione e discussione di alcuni scenari relativi alla convezione indotta dalla polynya di BTN al variare, appunto, dei forzanti meteorologici (venti e rilasci di “brine”) nonché della stabilità iniziale dell’ “ambient fluid”.

1 INTRODUZIONE

I processi che portano alla formazione delle acque profonde (DW – Deep Waters) e di fondo (BW – Bottom Waters) nell’oceano globale (“world ocean”) sono di cruciale importanza per il clima del nostro pianeta in quanto esse rappresentano il ramo meridionale della circolazione termoalina la quale assicura la redistribuzione di acque fredde dalle alte latitudini all’equatore e, viceversa, di acque calde equatoriali verso i poli. In generale, le località di formazione delle DW e BW si trovano alle alte latitudini, nei mari adiacenti l’Artico e l’Antartide. Ogni incremento della temperatura o dell’apporto di acqua dolce in queste regioni polari può comportare il rallentamento o anche la cessazione della convezione che produce le suddette acque e, quindi, la diminuzione del trasporto di calore. Alla luce del riscaldamento globale in atto, dovuto principalmente all’ incremento antropico del rilascio di gas serra nell’ atmosfera, appare quindi evidente l’importanza degli

studi sulla convezione sia in oceano aperto (open-ocean convection) che in prossimità della piattaforma continentale (shelf slope convection). Il primo tipo di convezione è osservabile nei Mari della Groenlandia e del Labrador nell’emisfero settentrionale e nel Mare di Weddel in quello meridionale: il contributo di queste due aree alla circolazione termoalina, che è pari a circa 20 Sverdrup, è di circa eguale entità. Mentre la convezione in oceano aperto è stata oggetto di vari studi teorici e sperimentali (Killworth, 1983; Schlosser, 1991; Schott *et al.*, 1993; Marshall & Schott, 1999), quella sulla piattaforma continentale ha invece ottenuto una minore attenzione sia sotto il profilo sperimentale che teorico (Jacobs & Comiso, 1989; Bindoff, 1997; Kampf & Backhaus, 1998). Ciò può dipendere dal fatto che la fenomenologia della open-ocean convection è funzione solo dei flussi di calore e della quantità di moto all’ interfaccia aria-mare e della stabilità dell’ “ambient fluid” all’ interno del quale si sviluppa la convezione, mentre per la shelf-slope convection ai

precedenti meccanismi si deve aggiungere la presenza della topografia, del profilo costiero e di una intricata interazione con processi costieri (per es., l' "upwelling", la marea ecc) nonché il buio della notte polare: questo è il caso della polynya di BTN. Proprio nel tentativo di dare un contributo alla comprensione di questi fenomeni, sono stati effettuati degli studi modellistici relativi alla citata polynya utilizzando un modello numerico bi-dimensionale forzato sia dal vento che dalla salinità prodotta dalle "brine". La "brine" o salamoia è una particolare 'composizione' di acqua che si forma quando il mare ghiaccia e il sale contenuto nel ghiaccio neoformato viene estruso e rilasciato nella massa d'acqua circostante. Dopo una breve presentazione delle principali caratteristiche della polynya di BTN, verranno descritti gli scenari prodotti da detto modello al variare di tali forzanti e di parametri inerenti al modello (i coefficienti di mescolamento turbolento).

2 LA CONVEZIONE NELLA POLYNYA DI BAIJA TERRA NOVA

Baia Terra Nova copre un'area di circa 6000 della parte occidentale del Mare di Ross e, in inverno, è interessata dalla presenza di una polynya, cioè un'apertura del pack, di circa 1000 km². La sua formazione e la sua persistenza sono dovute all'effetto congiunto dei venti catabatici, che trasportano verso est il ghiaccio che viene a formarsi, ed il Drygalski Ice Tongue, che impedisce al "drifting ice pack" l'ingresso nella suddetta Baia. Questo tipo di polynya, classificata come "latent heat polynya" perché tale calore è prodotto dalla formazione del ghiaccio, viene osservato in aree costiere dove la temperatura del mare è vicina a quella di congelamento. Altri fattori importanti per la formazione delle polynye costiere sono, tra gli altri, la presenza del fondo (che fornisce un limite al "reservoir" di acque "calde" esistenti in profondità e riportate in superficie attraverso il meccanismo dell' "entrainment"), il profilo costiero, la struttura idrologica e dinamica iniziale e l'intensità

delle interazioni aria-mare-ghiaccio. In particolare, la salamoia ("brine") prodotta dalla formazione del ghiaccio comporta un aumento della densità delle acque superficiali inducendo così una instabilità che interessa l'intera colonna d'acqua. Quest'acqua fredda e molto salata (High Salinity Shelf Water - HSSW) raggiunge il fondo per poi fuoriuscire dalla piattaforma continentale e raggiungere i fondali profondi dell'oceano, contribuendo in questo modo alla formazione della Antarctic Bottom Water (ABW). Va osservato che, in generale, le aree di formazione delle acque dense (DW) e di fondo (BW) sono localizzate alle alte latitudini e qualsiasi variazione della loro produzione può modificare la circolazione generale degli oceani attraverso l'alterazione della sua componente termoalina (la cosiddetta "conveyor belt"). In questo quadro, la conoscenza del ruolo che i forzanti locali (per es vento, flussi di calore, geomorfologia del sito) e remoti (circolazione oceanica di base e situazione sinottica meteorologica) svolgono nel processo di formazione della polynye costiere (in questo caso, quella di TNB) costituisce un elemento fondamentale per la comprensione del fenomeno della produzione delle acque di fondo e quindi, del sistema climatico globale.

3 MATERIALI E METODI

Il modello usato è lo sviluppo e l'adattamento al sito in esame di uno precedente (Potts, 1998). Esso è bi-dimensionale (x,z), non-idrostatico, non-lineare, ed utilizza sia l'approssimazione "rigid lid" che quella di Boussinesq. Risolve le equazioni primitive per un fluido rotante con i coefficienti verticali variabili di mescolamento turbolento per la quantità di moto, per la temperatura e per la salinità (Kantha, 1995), a differenza di quelli orizzontali che sono considerati costanti. I forzanti sono costituiti dallo "stress" del vento sia parallelo ("along shore") che ortogonale ("off shore") alla costa e dai flussi di "buoyancy" di superficie associati alla formazione di "brine". Rimandando ai lavori originali per i dettagli

tecnic (Piacsek et al., 2002; Rachev et al., 2004; Rachev et al. 2004), nel seguito vengono riassunti alcuni risultati ottenuti con diversi valori sia del “wind stress” che del rilascio di “brine”: 1) solo “off-shore winds” producono la formazione di un fronte vicino all’“ocean edge” della polynya, in aggiunta ad una “plume” convettiva vicino la costa; per di più, 2) i moti di “upwelling” non cessano durante l’attività convettiva; 3) i venti “off-shore” producono una soppressione periodica dell’ “upwelling” col procedere verso la costa della convezione; 4) i tempi di formazione delle “plume” e della profondità raggiunta sono molto diversi per i due tipi di vento: 2 giorni e 400 m per quelli “off-shore” e 8 giorni e 200 m per quelli “along-shore”; 5) la formazione di “upwelling” lungo la piattaforma tra 200 e 400 m è visibile solo per quest’ultimo tipo di vento mentre lo sviluppo di masse d’ acqua dense nella stessa regione è osservabile solo con venti del primo tipo. Sono state infine realizzate simulazioni in assenza di stratificazione iniziale dell’ “ambient fluid”; 6) con stratificazione; 7) con differenti posizioni ed estensione della polynya; 8) con differenti valori dei coefficienti di mescolamento turbolento.

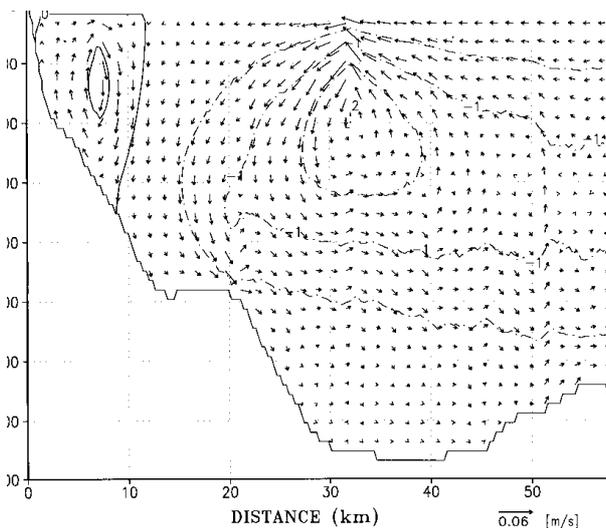


Figura 1: Andamento della velocità verticale e della “streamfunction” dopo 144 h di simulazione. Nel caso di polynya estesa (da 7.2 a 32.7; i cerchi neri indicano l’ inizio e la fine della polynya). I diversi livelli di “streamfunction” corrispondono a 0.5 Sv. Le velocità sono moltiplicate di un fattore 75 per una migliore visualizzazione.

Per es, il caso 6) mostra che l’ incremento massimo di salinità avvenga nella parte destra della polynya con valori pari a 0.004, in buon accordo con i risultati di Kantha (1995). Nel caso stratificato, con la polynya che si estende tra 7.2 e 32.7 circa, e con i coefficienti di diffusione turbolenta raddoppiati rispetto agli esperimenti di riferimento, osservano, dopo 144 h di simulazione, forti gradienti di temperatura e salinità cui è associata una cella convettiva antioraria ed una oraria sotto costa (Fig 1). Ed è propria a queste circolazioni verticali vanno associati i trasporti verticali di nutrienti che assicurano, in corrispondenza delle aperture della polynya, una forte produttività primaria. Infine, la Fig. 2 mostra la distribuzione verticale della salinità dopo 144 h di simulazione per una polynya di ridotta estensione; in questo caso la circolazione risulta più debole che in quella per la polynya estesa ed inoltre la circolazione verticale mostra solo due circolazioni chiuse, una antioraria in corrispondenza della polynya ed una oraria a ridosso della costa.

4 RISULTATI E CONCLUSIONI

I vari scenari prodotti dal modello numerico bi-dimensionale mostrano quantitativamente come la convezione nella polynya di BTN dipenda dai forzanti esterni (“stress del vento” e flusso di “brine”), dalla stratificazione iniziale del fluido, dalle dimensioni della polynya e dal profilo del fondale marino. Nel caso di forti venti, per esempio, i processi convettivi sono intensificati significativamente a causa dell’ innesco di forti correnti verticali dovute all’ “upwelling” sotto costa; ciò perché tali correnti, nel trasportare verso l’ alto l’ acqua profonda più densa, diminuiscono la stabilità delle masse d’ acqua di superficie. In conclusione si può affermare che la modellistica numerica rappresenta un indispensabile strumento di indagine da affiancare alla parte sperimentale specialmente in aree remote caratterizzate da condizioni estreme (come quelle che competono alla polynya di BTN) onde ottenere, in un quadro di limitatezza spa-

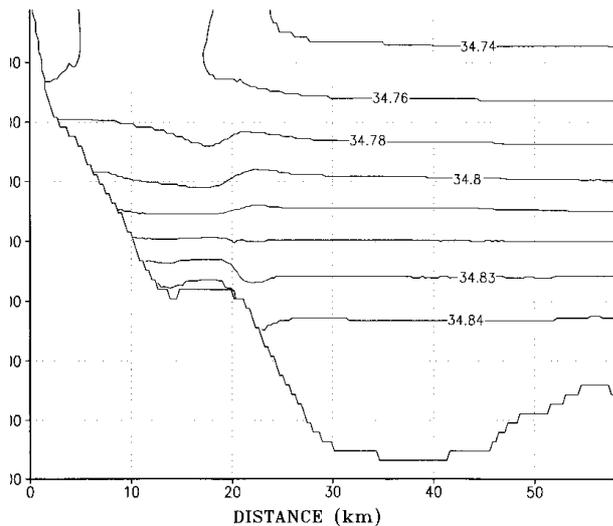


Figura 2 Andamento della salinità dopo 144 h di integrazione con una estensione ridotta polynya (da 2.7 a ; i cerchietti indicano l' inizio e la fine della polynya)

zio-temporale delle serie sperimentali, una fenomenologia il più possibile aderente alla realtà.

7 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

Bindoff N.L. The Antarctic Margin Experiment, 80° to 150° E. Intern, *WOCE Newsletter*, 26, 36-38, 1997

Jacobs, S. S., and J. C. Comiso. Sea ice processes on the Ross Sea Continental Shelf, *J. Geophys. Res.*, 94, 18195-18211, 1989

Kampf F.J. and J. O. Backhaus. Shallow, brine-driven free convection in polar oceans: Nonhydrostatic numerical process studies, *J. Geophys. Res.*, 103, C3, p. 5577-5594, 1998

Kantha L.H. A numerical model of Arctic leads. *J. Geophys. Res.*, 100 (C3), 4653-4672, 1995

Killworth P., 1983: Deep convection in the world ocean. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 21, 1-26

Marshall J., and F. Schott, 1999: Open-ocean convection: Observations, theory and models. *Rev. Geophys.*, 37, 1-64

Piacsek S., M. Potts, L. Castellana and R. Purini. Shelf convection: a note for Antarctic regions, *Il Nuovo Cimento*, 25C, 1, 123-135

Potts M.A. A study of convective processes in ice covered seas over topography using a nonhydrostatic model. Ph. D. Thesis, Univ. of Colorado, 1998

Rachev N., S. Piacsek and R. Purini. Convective processes in the Terra Nova Bay polynya: a numerical preliminary study. Atti del Convegno "La difesa del territorio", Trieste 2003, Ed. E. Caroni et al., Trieste, 715-727, 2004

Rachev N., S. Piacsek and R. Purini. On the convection affecting the Terra Nova Bay polynya: a numerical study. Conference Proceedings "Italian Res. On Antarctic Atmosphere and SCAR Workshop Oceanography", Ed. M. Colacino, SIF, Bologna, 319-328, 2004

Schlosser, P., G. Bonish, M. Rhein, and R. Bayer. 1991. Reduction of deepwater formation in the Greenland Sea during the 1980's: Evidence from tracer data. *Science* 251:1054-1056.

Schott, F., M. Visbeck and J. Fischer, Observations of vertical currents and convection in the central Greenland Sea during winter 1988/89. *J. Geophys. Res.*, 98, 14401-14421, 1993.

Incidenza dei cambiamenti climatici sull'ecosistema pelagico del Mare di Ross (Antartide)

M. La Mesa, M. Azzali, I. Leonori

Istituto di Scienze Marine, CNR, Ancona, Italia

m.lamesa@ismar.cnr.it

SOMMARIO: Il Mare di Ross è l'ultimo ecosistema marino non ancora sfruttato dall'uomo. Esso è coperto di ghiaccio per quasi nove mesi l'anno e la distribuzione, abbondanza e comportamento delle specie che lo abitano sono regolati solo da fattori naturali. Il Mare di Ross è studiato da qualche decennio da Italia, Nuova Zelanda e USA. Uno degli oggetti di studio dell'Italia negli ultimi due decenni è stato l'ecosistema pelagico, dominato da due specie di krill e dal silverfish (*P. antarcticum*). Le acque del Mare di Ross sono straordinariamente ricche di fitoplankton. La sola connessione significativa tra il fitoplankton e i livelli trofici più elevati (mammiferi marini, uccelli, pesci) è il krill. La peculiarità del Mare di Ross è di essere abitato da due specie di krill, l'*Euphausia superba* e l'*Euphausia crystallophias*, simili e probabilmente in competizione tra loro. La loro biomassa, abbondanza e distribuzione spaziale sono state studiate in sei spedizioni (1989/'90 – 2004), da cui risulta una progressiva diminuzione della biomassa di *E. superba*, mentre la biomassa di *E. crystallophias* ha un andamento fluttuante. I dati acquisiti durante le campagne di ricerca sul krill e sui primi stadi vitali del silverfish, hanno evidenziato un profondo legame tra ciascuna specie e la dinamica stagionale di formazione e scioglimento del ghiaccio marino (ad es. le polynie). Lo scioglimento del ghiaccio, infatti, funge da innesco ai bloom fitoplanctonici stagionali ed al conseguente aumento della biomassa zooplanctonica, che costituiscono la base della dieta di krill e silverfish. Inoltre, i primi stadi di sviluppo del silverfish sono stati di recente campionati nell'area costiera di Baia Terra Nova, in stretto contatto con la superficie ghiacciata del mare. La coesistenza delle due specie di krill e del silverfish è resa possibile solo da precisi e fragili equilibri. Le tre specie potrebbero essere usate come "window" per lo studio della dinamica del clima su base globale. In particolare una variazione della temperatura o dei processi di sintesi clorofilliana su scala globale stravolgerebbe le dinamiche attuali del ghiaccio o di formazione del fitoplankton nell'area, modificando in modo imprevedibile il fragile equilibrio tra le tre specie con ripercussioni a catena su tutte le altre specie.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

L'ecosistema pelagico del Mare di Ross

Il Mare di Ross è una delle aree più estese della piattaforma continentale antartica, raggiunge una profondità media di circa 500 m ed è coperto per gran parte dell'anno dal ghiaccio marino (pack-ice) che si forma sulla sua superficie. Le caratteristiche fisiche, chimiche e biologiche della copertura ghiacciata di provenienza marina e/o terrestre (iceberg) influenzano profondamente la struttura ed il funzionamento dell'ecosistema marino ivi presente. In particolare, i processi che determinano l'estensione spaziale e temporale

della copertura ghiacciata ed il ciclo formazione-scioglimento del ghiaccio giocano un ruolo fondamentale nel mantenere in equilibrio, anche se dinamico, l'insieme degli organismi che compongono l'ecosistema pelagico. Dal punto di vista strutturale, l'ecosistema pelagico del Mare di Ross evidenzia una rete trofica abbastanza diversa da quella relativamente semplice ipotizzata nella maggior parte dell'Oceano Australe, con complesse interazioni preda-predatore (Hopkins 1987, Ainley et al. 1998, Sala et al. 2002, La Mesa et al. 2004). Tuttavia, la stretta dipendenza dei diversi componenti della catena alimentare dalla dinamica del ghiaccio marino, così

come la notevole interconnessione dei diversi livelli trofici, ne determinano l'estrema fragilità in caso di cambiamenti climatici repentini ed imprevedibili, che alterino stabilmente l'habitat al quale si sono adattati nel corso dell'evoluzione.

1.2 Il middle trophic level

Un ruolo chiave nell'ecosistema pelagico del Mare di Ross è esercitato dalle specie che compongono il cosiddetto "middle trophic level", costituendo l'anello centrale della catena trofica tra fitoplancton/zooplankton e consumatori secondari e terziari. Infatti, le due specie di krill, *Euphausia superba* (Antarctic krill) ed *E. crystallophias* (ice krill), ed il pesce pelagico *Pleuragramma antarcticum* (Antarctic silverfish), costituiscono gran parte della dieta di uccelli marini, compresi pinguini, foche, orche e balenottere (La Mesa et al. 2004).

A loro volta, tali specie si nutrono di organismi fitoplanctonici e/o zooplanctonici, la cui abbondanza è legata ai processi di sintesi clorofilliana, alla dinamica dello scioglimento del pack-ice e alla presenza delle polynie. Nelle aree di confine tra acque libere e pack-ice, lo scioglimento stagionale del ghiaccio da una parte rilascia nell'acqua notevoli quantità di nutrienti ed organismi criofili (diatomee), dall'altra fornisce le condizioni necessarie per l'instaurarsi di bloom fitoplanctonici, ponendo le basi allo sviluppo della catena trofica pelagica. In tali zone, infatti, si osservano le

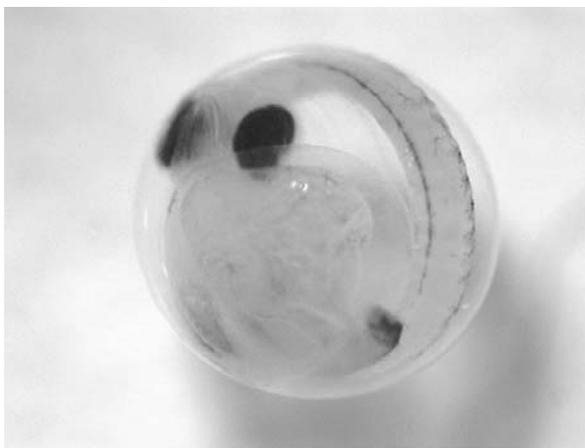


Figura 1: Embrione di *Pleuragramma antarcticum* prima della schiusa.

maggiori concentrazioni dei banchi di krill (Azzali & Kalinowski 1999). Per quanto riguarda l'Antarctic silverfish, inoltre, è stato di recente osservato lo strettissimo legame tra i primi stadi di sviluppo ontogenetico e la copertura ghiacciata in superficie. Lo sviluppo delle uova e dell'embrione (Fig. 1) prima della schiusa avviene in zone costiere, esattamente all'interfaccia tra acqua e superficie inferiore del pack-ice (Vacchi et al. 2004). Infine, recenti studi hanno ipotizzato rapporti di causa-effetto tra il distacco di iceberg di notevoli dimensioni verificatisi negli ultimi anni e la ridotta biomassa fitoplanctonica nel Mare di Ross, con impatti trofici negativi a cascata negli anni successivi.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA E RISULTATI

Dal 1989, la sezione di Ancona dell'Istituto di Scienze Marine del CNR (ISMAR) ha condotto ricerche sul krill, effettuando sei spedizioni di "echosurvey" al fine di determinare la distribuzione spaziale e di stimare la biomassa e la struttura delle due popolazioni di krill nel settore occidentale del Mare di Ross. Nel corso delle diverse spedizioni sono stati acquisiti dati sulla composizione tassonomica degli eufausiacei presenti nell'area, sulla distribuzione spaziale di ciascuna specie in

Tabella 1: Parametri relativi alle popolazioni di *E. superba*, *E. crystallophias* e alla copertura del ghiaccio rilevate nelle spedizioni dal 1994 al 2000.

	Ross Sea	Nov.1994	Dec.1994	Dec.1997	Jan. 2000
Area campionata (nm²)		31800	37800	39600	60600
Lungh. media (mm)		42.51	42.36	36.63	44.83
Biomassa (t)		2383630	2778186	2214783	1231004
<i>E. superba</i>	Fronte Nord Lat	> 71° 00'	> 70° 30'	> 71° 00'	> 70° 00'
	Fronte Sud Lat	75° 08'	74° 28'	73° 14'	73° 14'
Densità m.(t/nm²)		75.0	73.5	55.9	20.3
Lungh. media (mm)		25.58	26.8	19.24	20.39
Biomassa (t)		194855	210248	193195	142740
<i>E. crystallophias</i>	Fronte Nord Lat	74° 28'	72° 39'	71° 32'	72° 39'
	Fronte Sud Lat	77° 18'	< 75° 49'	77° 18'	77° 18'
Densità m. (t/nm²)		6.1	5.6	4.9	2.4
Copertura Ghiaccio (%)		74%	33%	21%	5%

funzione delle proprie caratteristiche biologiche e delle altre specie di krill, e sulla composizione per taglia e per sesso degli individui campionati (Azzali & Kalinowski 1999, Sala et al. 2002, Azzali et al. 2004, 2006). In Tabella 1 sono riportati i parametri più significativi della struttura delle due popolazioni in relazione alla copertura di ghiaccio. Soprattutto la popolazione di *E. superba* risulta influenzata dalla copertura del ghiaccio.

In concomitanza, è stata anche studiata la distribuzione spaziale dei più importanti predatori del krill, come uccelli, pinguini, foche e balene. E' risultato che anche le interazioni krill-predatori di krill sono controllate fortemente dalla dinamica del ghiaccio. In particolare il ghiaccio riduce la competizione tra i predatori di krill (Azzali & Kalinowski 1999, Azzali et al. 2006).

Da Tabella 1 risulta che l'*E. superba* è la specie dominante a nord del 74° S di latitudine, cioè al di sopra della scarpata continentale, pur essendo stata campionata fino al 76° S. Viceversa, *E. crystallophias* è segregata nel Mare di Ross e distribuita prevalentemente sulla piattaforma continentale, generalmente a sud del 74° S. Entrambe le specie prediligono gli strati superficiali della colonna d'acqua (<100 m), per ragioni fisiche (temperatura e salinità delle masse d'acqua) e trofiche. Sulla base dei dati acquisiti nel 2000, anche la consistenza numerica dei diversi stadi di sviluppo ontogenetico appare differente nelle due specie di krill. Infatti, le catture di *E. superba* consistono prevalentemente di grossi individui adulti, con scarsa presenza di giovanili ed assenza assoluta di stadi larvali. Le catture di *E. crystallophias* comprendono una uguale consistenza di giovanili e sub-adulti/adulti (Sala et al. 2002).

Per quanto riguarda l'Antarctic silverfish, l'altra specie chiave dell'ecosistema pelagico del Mare di Ross, sono state effettuate di recente campagne di pesca in stretta collaborazione tra la sezione ISMAR di Ancona e l'ICRAM. L'obiettivo principale di tali ricerche è stato quello di studiare la distribuzione spaziale e temporale degli stadi giovanili di

questa specie in funzione di alcuni parametri oceanografici (temperatura, salinità). Nel contempo, è stata pianificata dall'ICRAM un'intensa e pluriennale attività di campionamento nell'area costiera di Baia Terra Nova, per studiare le interazioni funzionali e strutturali tra la distribuzione dei primi stadi vitali (uova ed embrioni) di *P. antarcticum* ed il pack marino.

Sulla base dei dati di cattura acquisiti nel corso di tre spedizioni antartiche effettuate tra il 1997 ed il 2004, le stime di abbondanza assoluta e relativa dei diversi stadi di sviluppo larvale e giovanile mostrano una estrema variabilità interannuale (La Mesa et al. 2007). Tali fluttuazioni mostrano uno stretto legame con la variabilità interannuale del periodo di formazione della vasta polynia del settore sud-occidentale del Mare di Ross, nei pressi del Ross Ice Shelf e davanti a Baia Terra Nova. In particolare, la consistenza numerica di *P. antarcticum* risulta particolarmente bassa in anni in cui si osserva un ritardo di detta formazione. Essa infatti innesca l'instaurarsi dei bloom fitoplanctonici ed il graduale incremento dello zooplankton (soprattutto copepodi ciclopoidi e pteropodi), che costituiscono la principale risorsa trofica delle larve di icefish (La Mesa et al. 2007). Inoltre, la distribuzione spaziale degli stadi larvali e giovanili, che è ristretta alla piattaforma continentale del Mare di Ross, è generalmente influenzata positivamente dalla presenza di zone di transizione o fronti oceanografici, cioè di zone in cui vi è un brusco cambio di temperatura (La Mesa et al. 2007). Infine, il rinvenimento di uova ed embrioni di *P. antarcticum*, oltre ad avere permesso per la prima volta una accurata descrizione morfologica di essi (Vacchi et al. 2004), indica inequivocabilmente il ruolo fondamentale che la zona di polynia e del ghiaccio marino costiero di Baia Terra Nova svolgono nei processi riproduttivi e di schiusa delle uova di questa specie.

3 CONCLUSIONI E PROSPETTIVE FUTURE

Sulla base dei risultati ottenuti fino ad oggi, risulta che la coesistenza e sopravvivenza delle tre popolazioni che dominano il livello trofico intermedio del Mare di Ross dipende criticamente da alcuni processi fisici e chimici e dall'uomo. Cambiamenti nelle dinamiche stagionali di formazione e scioglimento dei ghiacci e il distacco di iceberg di notevoli dimensioni, causati da variazioni della temperatura marina, alterazioni nei processi di sintesi clorofilliana, provocati dal "buco dell'ozono", la pesca o altre attività umane nel Mare di Ross potrebbero stravolgere l'equilibrio esistente tra le due specie di krill e lo sviluppo ontogenetico del silverfish con ripercussioni a catena su tutte le altre specie che si nutrono di esse, con conseguenze imprevedibili. Le nuove ricerche, attualmente in corso e pianificate nel prossimo futuro, contribuiranno ad una maggiore comprensione dei diversi aspetti strutturali e funzionali dell'ecosistema pelagico del Mare di Ross, che ancora non è stato alterato dall'attività diretta dell'uomo. I risultati potrebbero essere usati come indicatori di quei cambiamenti climatici e ambientali che non dipendono direttamente dall'attività umana.

4 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Ainley, D.G., Wilson P.R., Barton K.J., Ballard G., Nur N. & Karl B. 1998. Diet and foraging effort of Adelie penguins in relation to pack-ice conditions in the southern Ross Sea. *Polar Biol.* 20: 311-319.
- Azzali, M. & Kalinowski J. 1999. Spatial and temporal distribution of krill *Euphausia superba* biomass in the Ross Sea (1989-1990 and 1994). In F.M. Faranda, L. Guglielmo & A. Ianora (eds.), *Ross Sea Ecology. Italianartide Expeditions (1987-1995)*: 433-455. Milan: Springer Verlag.
- Azzali, M., Leonori I. & Lanciani G. 2004. A hybrid approach to acoustical classification and length estimation of krill. *CCAMLR Sci.* 11: 33-59.
- Azzali, M., Leonori I., De Felice A. & Russo A. 2006. Spatial-temporal relationships between two euphausiid species in the Ross Sea. *Chem. Ecol.* 22 (Suppl. 1): 219-233.
- Hopkins, T.L. 1987. Midwater food web in McMurdo Sound, Ross Sea, Antarctica. *Mar. Biol.* 96: 93-106.
- La Mesa, M., Eastman J.T. & Vacchi M. 2004. The role of notothenioid fish in the food web of the Ross Sea shelf waters: a review. *Polar Biol.* 27: 321-338.
- La Mesa, M., Catalano B., Russo A., Greco S., Vacchi M. & Azzali M. 2007. Spatial distribution and abundance of early life stages of Antarctic silverfish, *Pleuragramma antarcticum* (Nototheniidae) in the Ross Sea in relation to oceanographic conditions. *J. Marine Syst.*, submitted.
- Sala, A., Azzali M. & Russo A. 2002. Krill of the Ross Sea: distribution, abundance and demography of *Euphausia superba* and *Euphausia crystallorophias* during the Italian Antarctic Expedition (January-February 2000). *Sci. Mar.* 66: 123-133.
- Vacchi, M., La Mesa M., Dalù M. & MacDonald J. 2004. Early life stages of the Antarctic silverfish, *Pleuragramma antarcticum* Boulenger, 1902 in Terra Nova Bay (Ross Sea, Antarctica). *Antarct. Sci.* 16: 299-305.

La pompa biologica del carbonio nel mare di Ross (Antartide)

G. Catalano^{1,2}, M. Ravaioli^{1,3}, F. Giglio^{1,3}, L. Langone^{1,4}, G. Budillon², A. Accornero⁵, V. Saggiomo⁵, M. Modigh⁶, P. Povero⁶, C. Mistic⁴, O. Mangoni⁵, G. C. Carrada⁵, R. La Ferla⁵, M. Azzaro⁶

¹*Istituto di Scienze Marine, CNR, Venezia, Italia*

²*Dipartimento di Scienze Ambientali, Università "Parthenope", Napoli, Italia*

³*Stazione Zoologica "A. Dohrn", Napoli, Italia*

⁴*Dipartimento per il Territorio e sue Risorse, Università di Genova, Italia*

⁵*Dipartimento delle Scienze Biologiche, Università "Federico II", Napoli, Italia*

⁶*Istituto per l'Ambiente Marino Costiero, CNR, Messina, Italia*

giulio.catalano@ts.ismar.cnr.it

SOMMARIO: Il fondo degli oceani costituisce uno dei più grandi serbatoi di carbonio del mondo. L'alimentazione di questo serbatoio è in gran parte a carico della CO₂ sottratta all'atmosfera dalla pompa di fisica solubilità e da quella biologica della produzione primaria. Solo una parte del carbonio "organicato" dalla pompa biologica nello strato oceanico superficiale arriva però allo strato profondo ed al sedimento dove rimane confinato per decenni o secoli, una grossa parte viene riciclata dai batteri e restituita all'atmosfera. La percentuale di carbonio "esportata" verso le profondità rispetto a quella inizialmente "organicata" rappresenta la stima dell'efficienza della pompa biologica. La previsione del suo comportamento in futuri scenari climatici con oceani maggiormente stratificati è una delle sfide scientifiche più attuali. Questo comportamento dipende da più fattori: dalla latitudine del mare, dalla climatologia locale, dalle correnti marine e dalla rete trofica sostenuta dall'ecosistema. Qui viene riportata una stima dell'efficienza della pompa biologica nel mare di Ross, oggetto di studio di parecchie campagne oceanografiche italiane eseguite nell'ambito del PNRA. I risultati divergono a seconda che l'esportazione di C dallo strato superiore a quello profondo venga calcolata dai dati delle trappole di sedimentazione o dal *drawdown* del nitrato. In ogni caso circa il 90% del carbonio organicato serve ad alimentare la rete trofica e non viene né riciclato dai batteri né sedimentato. Saranno quindi la struttura della rete trofica, le sue possibili modificazioni ed il destino degli organismi che la compongono a determinare l'efficienza della pompa biologica nel mare di Ross.

1 INTRODUZIONE

Il fondo degli oceani costituisce uno dei più grandi serbatoi di carbonio del mondo.

Questo serbatoio si alimenta attraverso il processo, comunemente definito "pompa biologica", di trasformazione del carbonio catturato all'atmosfera in biomassa fitoplanctonica (produzione primaria). Alla pompa biologica, si affianca la cosiddetta "pompa di solubilità", che è principalmente dipendente dalla temperatura e salinità dei mari. Considerata l'ingente immissione antropica ed essendo la CO₂

oceanica in equilibrio con quella atmosferica, senza il contributo dell'oceano globale, l'attuale concentrazione di CO₂ nell'atmosfera dovrebbe essere circa doppia.

L'efficienza della pompa biologica nel sottrarre CO₂ all'atmosfera è condizionata dalla capacità del sistema di "esportare" il carbonio organico particellato (POC) e disciolto (DOC), prodotti dall'attività biologica, dallo strato superficiale dell'oceano a quello profondo e poi al sedimento per diventare un deposito di carbonio a "lungo termine" o essere consumato dagli animali e dai batteri

durante la discesa, ridiventando in parte carbonio inorganico disciolto (DIC), cioè CO₂ disciolta. In alcuni casi questa frazione può tornare nell'atmosfera riducendo l'efficienza della "pompa biologica" (Buesseler *et al.*, 2007)

Si stima che, per il meccanismo appena descritto, ogni giorno più di 100 milioni di tonnellate di C vengano fissate nella biomassa vivente nello strato superiore e altrettanta venga trasferita all'ecosistema marino mediante processi di *grazing* e *sinking*. Il primo stadio della pompa biologica, chiamato NCP (*net community production*), è dipendente dal tipo di comunità planctonica presente e dalla disponibilità di luce, nutrienti (sali di azoto e fosforo) e ferro, fattori a loro volta legati alle condizioni climatiche ed oceanografiche.

Recenti osservazioni satellitari hanno stabilito che la NCP/mese globale è diminuita di 197 Tg di C fra il 1999 ed il 2004 (Behrenfeld *et al.*, 2006) a causa del rafforzamento del picnoclino nelle zone permanentemente stratificate dell'oceano, che ha ridotto lo scambio di nutrienti fra lo strato profondo e quello superficiale. Ulteriori conferme sul legame fra incremento di temperatura, dovuto al riscaldamento globale, e diminuzione della produzione primaria arrivano dalle simulazioni modellistiche; le stesse, nel contempo, ipotizzano un aumento della NCP nelle zone oceaniche a maggiore latitudine, non permanentemente stratificate, che potrebbe compensare la riduzione avvenuta alle basse latitudini. L'incertezza maggiore si riflette quindi proprio sul ruolo dei mari polari, attualmente classificati come HNLC (*high nutrient, low chlorophyll*), dove l'abbondanza di nutrienti non trova un adeguato utilizzo da parte del fitoplancton e che quindi potrebbero trarre giovamento da un aumento della stratificazione (Catalano *et al.*, 1987).

Tra gli oceani ad alta latitudine, quello più esteso, l'Oceano Meridionale, presenta a sud del Fronte Polare Antartico (APF) un comportamento tuttora controverso in riferimento all'efficienza della pompa biologica verso la

cattura della CO₂ atmosferica, anche se proprio quest'area potrebbe aver giocato un ruolo fondamentale nella diminuzione della CO₂ atmosferica avvenuta nell'ultimo massimo glaciale (LGM; Anderson *et al.* 2002; Marinov *et al.*, 2006).

Attualmente i nutrienti emergenti a sud dell'APF per effetto della circolazione globale rimangono poco sfruttati dalla pompa biologica. Questo scenario potrebbe però cambiare come probabilmente è accaduto durante il LGM, quando la produzione esportata sembra essere stata più elevata (Anderson *et al.*, 2002).

Un ruolo non indifferente in questo contesto potrebbero averlo svolto la maggiore estensione del ghiaccio marino attorno all'Antartide e l'effetto del suo scioglimento stagionale sulle comunità planctoniche presenti. Recenti evidenze hanno infatti suggerito che i diversi gruppi funzionali di plancton marino possano agire diversamente sui cicli biogeochimici degli elementi, come il carbonio, che influiscono sui cambiamenti climatici.

La parte marina del ciclo del C coinvolge la rete trofica e la catena alimentare determinando il destino del carbonio organico prodotto fino al suo seppellimento, o meno, nel sedimento. Per questo, uno degli approcci allo studio dell'efficienza della pompa biologica parte dalla definizione della dinamica della rete trofica e dei suoi effetti sui cicli biogeochimici marini, *in primis* quello del carbonio e dallo studio dei sedimenti marini e dei *proxy* di paleo-esportazione di carbonio in essi contenuti.

Il mare di Ross con le sue due polynye, quella meridionale e quella di Baia Terra Nova, ed il suo caratteristico ritiro del ghiaccio marino annuale da sud verso nord rappresenta un sito ideale per lo studio degli effetti dello scioglimento ghiaccio marino sulla successione delle comunità fitoplanctoniche dominanti, *phaeocystis antarctica* e diatomee. Inoltre, avendo queste specie una diversa efficienza nell'affondamento e preservazione del loro carbonio organico, esso è anche adatto per lo studio degli effetti delle comunità planctoniche sul destino del carbonio organico prodotto.

2 LA STIMA DEL BILANCIO ATTUALE DEL CARBONIO NEL MARE DI ROSS

Con l'obiettivo di proporre alcune risposte ai temi sopra elencati e all'importanza che in tal senso potrebbero rivestire i cicli biogeochimici nel mare Ross, dal 1987 al 2001 sono state effettuate nell'ambito del Programma Nazionale per le Ricerche in Antartide (PNRA) numerose crociere oceanografiche che hanno coinvolto, in differenti progetti, molti ricercatori di diverse discipline. Integrando, attraverso collaborazioni, dati di progetti italiani e non, condotti nella medesima area, si è cercato da una parte di fare una prima stima del bilancio del carbonio nel mare di Ross nelle attuali condizioni climatiche e, dall'altra, di definire il destino del carbonio organico prodotto. I risultati (Catalano *et al.*, accepted) vengono qui di seguito sintetizzati (Fig. 1-2) con i bilanci verticali del carbonio precedentemente corretti per le quantità di DIC e DOC cedute o guadagnate dal mare di Ross per effetto degli scambi con l'oceano. Le quantità stimate POC esportato dallo strato marino superiore a quello profondo e poi al sedimento e quelle trasferite nei comparti del disciolto ed alla rete trofica superiore sono espresse in gigamoli di carbonio (Gmol C = 10^9 moli C) e riferite ad una estate australe media, considerata da novembre a febbraio (120 giorni) e integrate per la superficie totale del mare di Ross calcolata in 528.116 km². Per la stima dell'export di carbonio particellato dallo strato superiore a quello profondo sono stati utilizzati due metodi di calcolo: i) dal *draw-down* del nitrato (DIN) nello strato superiore (Fig. 1) e ii) dalla misura del flusso verticale di POC determinato mediante trappole di sedimentazione poste all'interfaccia fra strato superiore e strato profondo (Fig. 2).

Secondo i risultati ottenuti, a fronte di una NCP di 3486 Gmol di C, che può essere considerata anche la quantità netta catturata all'atmosfera nei quattro mesi estivi quando il mare di Ross è relativamente libero dai ghiacci, 3239 Gmol formano un "surplus" di POC potenzialmente esportabile o verso lo strato profondo o verso i livelli trofici superiori che "pascolano" nello strato superiore marino.

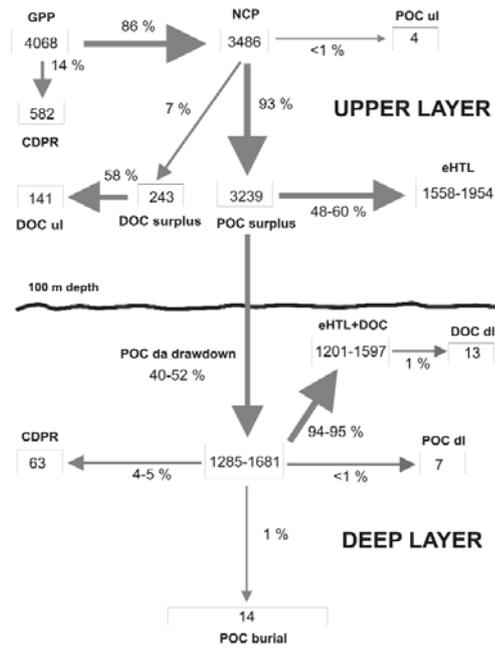


Figura 1: Schema del flusso del carbonio fra strato marino superiore ($z < 100m$) e profondo ($z > 100m$) e fra alcuni comparti trofici come calcolato in base al *drawdown* di DIC (nitrato + nitrito) nello strato superiore. I bilanci sono corretti per la advezioni laterali di DIC e DOC associate agli scambi dell'Antarctic Surface Water, della Modified Circumpolar Deep Water, della High Salinity Shelf Water e della Deep Ice Shelf Water.

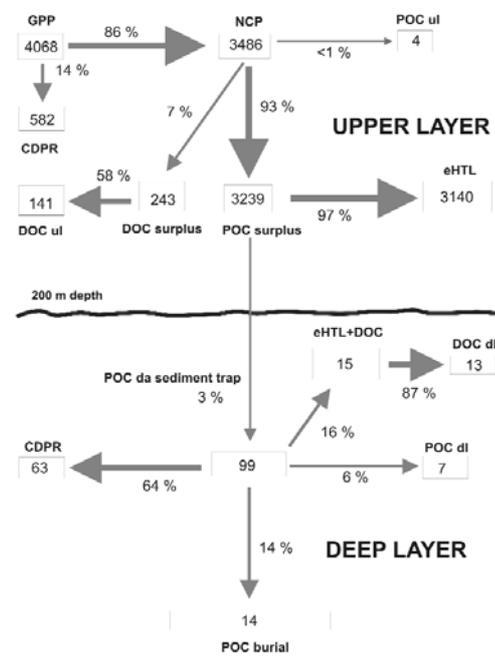


Figura 2: Schema del flusso del carbonio fra strato marino superiore ($z < 200m$) e profondo ($z > 200m$) e fra alcuni comparti trofici come calcolato in base al flusso verticale di POC misurato dalle trappole di sedimentazione. I bilanci sono corretti per la advezioni laterali di DIC e DOC associate agli scambi dell'Antarctic Surface Water, della Modified Circumpolar Deep Water, della High Salinity Shelf Water e della Deep Ice Shelf Water.

A questo punto il calcolo dell'esportazione differisce a seconda che si adottino il *drawdown* di DIN o il flusso misurato dalle *sediment trap*. Nel primo caso (Fig. 1) si stima che dalle 1255 alle 1681 Gmol di C finiscano nello strato profondo e che dalle 1558 alle 1954 Gmol di C siano utilizzate dagli organismi viventi nello strato superiore. Dello stock di POC finito nello strato profondo, dalle 1201 alle 1597 Gmol servono ad alimentare la biomassa che vi abita, mentre solo 14 Gmol finiscono nel sedimento. Solo una piccola parte, 63 Gmol di C, viene respirata cioè trasformata in DIC.

Nel caso invece si adottino le *sediment trap* per la stima del flusso verticale di POC (Fig. 2), il bilancio diviene: 3140 Gmol di C del POC surplus dello strato superiore sono utilizzate dagli

organismi viventi nello stesso strato, mentre solo 99 Gmol scendono nel *deep layer* dove 15 Gmol di C servono al pascolo degli organismi del *deep layer*, 63 Gmol sono respirate e ritornano in circolo come DIC e 14 Gmol di C finiscono nel sedimento. Per una più completa interpretazione dei flussi descritti nelle Figure 1-2 si rimanda anche alla Tabella 1.

3 CONCLUSIONI

Il bilancio del carbonio ottenuto diverge sensibilmente a seconda che il calcolo sia basato sul *drawdown* di DIN oppure sui dati delle trappole di sedimentazione. Questa divergenza è nota da tempo ed è opinione generale che le trappole sottostimino il flusso sedimentario del particellato.

Strato superiore o Upper layer (0 < z < 100 m)	Gmol
GPP - Produzione primaria lorda del fitoplancton	4068
CDPR - CO ₂ prodotta dalla respirazione delle comunità'	582
NCP - Surplus di carbonio organico totale prodotto dalla net community production	3486
POC ul - Carbonio organico particellato (POC) perso attraverso il margine continentale	4
POC Surplus - Eccesso di carbonio organico particellato prodotto dalla net community production	3239
DOC Surplus - Eccesso di carbonio organico disciolto prodotto dalla net community production	243
Export max di carbonio organico particellato verso il deep layer, calcolato in base al DIN draw-down)	1681
Export min di carbonio organico particellato verso il deep layer, calcolato in base al DIN draw-down)	1285
Export min e max di carbonio verso i livelli trofici superiori (eHTL) calcolato in base al DIN drawdown	1558 - 1954
Export di carbonio organico particellato verso il deep layer calcolato in base alle sediment traps	99
Export di carbonio verso i livelli trofici superiori (eHTL) calcolato in base alle sediment traps	3140
Strato profondo o Deep layer (100m < z < fondo)	Gmol
CDPR - CO ₂ prodotta dalla respirazione delle comunità'	63
POC dl - Carbonio organico particellato (POC) perso attraverso il margine continentale	7
Export min e max di carbonio e di DOC verso i livelli trofici superiori (eHTL) calcolato in base al DIN drawdown	1201 - 1597
Surplus di DOC e carbonio esportato verso i livelli trofici superiori (eHTL+DOC) calcolato in base alle sediment traps	15
Seppellimento entro il sedimento	Gmol
Seppellimento di POC	14

Tabella 1 - Sintesi dei flussi biogeochimici di carbonio nel mare di Ross fra lo strato superiore (z<100m) e lo strato profondo (z>100m) e tra lo strato profondo ed il fondale

È peraltro noto che l'export del carbonio calcolato sulla base del DIN *drawdown* risulta in buon accordo con le stime ottenute da altri *proxy* come *la new production* ed il disequilibrio U-Th e che invece i risultati di tutte tre queste metodologie si discostano da quelli ottenuti con le trappole di sedimentazione. È altrettanto noto che nei mari polari questa sottostima della quantità di carbonio esportato sembra essere più significativa che in altri. Nel modellare i bilanci globali del carbonio tuttavia si dovrebbe tener conto di queste differenze dipendenti dal metodo adottato.

Limitandosi ai soli dati derivati dal DIN *drawdown* (Fig. 1) e tralasciando quelli delle trappole, risulta che nel mare di Ross dal 37 al 48% del carbonio netto organico dalla NCP passa nelle acque profonde, dove potrebbe rimanere intrappolato per decine d'anni. I valori riportati rappresenterebbero pertanto anche una stima dell'efficienza della pompa biologica nella attuale situazione climatica del mare di Ross. Bisogna però fare una ulteriore considerazione: delle 1285-1681 Gmol di C passate nello strato profondo, dalle 1201 alle 1597, cioè circa il 95%, non rimangono né nell'acqua né finiscono nel sedimento, ma sono incorporate nei livelli trofici superiori.

Questo conferma che il mare di Ross si comporta come una "mangiatoia" a sostegno di una importante rete trofica. Infatti sommando il carbonio immesso nei livelli trofici superiori sia nello strato superiore che nello strato profondo (Fig. 1), si arriva alla conclusione che circa il 90% delle 3486 Gmol di carbonio derivante dalla NCP finiscono nella rete trofica, dai batteri fino ai mammiferi marini. Sarà quindi la sorte di questi ultimi a determinare il serbatoio finale di contenimento del carbonio catturato dalla pompa biologica nel mare di Ross e quindi la sua efficienza, più che l'entità del particolato sedimentato.

Per quantificare il bilancio qui presentato, sono state fatte alcune importanti approssimazioni la più rimarchevole delle quali è a nostro parere l'aver utilizzato un modello di circolazione marina del mare di Ross che non tiene conto del mescolamento convettivo. Questo miglioramento sarà un prossimo obiettivo per una più accura-

ta stima del bilancio del carbonio. è però verosimile che tale miglioramento influenzerà soprattutto le quantità di DIC e DOC associate agli scambi di masse attraverso il margine continentale che i trasporti verticali di POC e le quantità immesse nella rete trofica.

4 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Anderson, R.F., Chase, Z., Fleisher, M.Q. & Sachs J. 2002. The Southern Ocean's biological pump during the Last Glacial Minimum. *Deep-Sea Research II* 49:1909-1938
- Behrenfeld, M.J., O'Malley, R.T., Siegel, D.A., McClain, C.R., Sarmiento, J.L., Feldman, G.C., Milligan, A.J., Falkowski, P.G., Letelier, R.M., & Boss, E.S. 2006. Climate-driven trends in contemporary ocean productivity. *Nature*, 444:752-755
- Buesseler, K.O., Lamborg, C.H., Boyd, P.W., Lam, P.J., Trull, T.W., Bidigare, R.R., Bishop, J.K., Casciotti, K.L., Dehairs, F., Elskens, M., Honda, M., Karl, D.M., Siegel, D.A., Silver, M.W., Steinberg, D.K., Valdes, J., Van Mooy, B., Wilson, S. 2007 Revisiting Carbon Flux Through the Ocean's Twilight Zone. *Science*, 316: 567 - 570
- Catalano, G., Budillon, G., La Ferla, R., Povero, P., Ravaioli, M., Saggiomo, V., Accornero, A., Azzaro, M., Carrada G.C., Giglio, F., Langone, L., Mangoni, O., Cristina Misic, C. & Modigh, M. (accepted). The Ross Sea. In: K.K Liu, L. Atkinson, R. Quinones, & L. Talaue-Mc Manus (eds.), *Carbon and nutrient fluxes in continental margins: A global synthesis*, Global Change, The IGBP Series, Springer, Berlin.
- Catalano, G., Povero, P., Fabiano, M., Benedetti, F. & Goffart, A. 1997. Nutrient utilisation and particulate organic matter changes during summer in the upper mixed layer (Ross Sea, Antarctica). *Deep-Sea Res.*, 44:97-112.
- Marinov, I., Gnanadesikan, A., Toggweiler, J.R., & Sarmiento, J.L. 2006. The Southern Ocean biogeochemical divide. *Nature*, 44:964-967

Cambiamenti climatici e vita negli ambienti estremi. Struttura, funzione ed evoluzione delle emoglobine dei pesci polari

C. Verde, G. di Prisco

Istituto di Biochimica delle Proteine, CNR, Napoli, Italia
g.diprisco@ibp.cnr.it

SOMMARIO: Il ruolo degli ambienti polari nel quadro dei cambiamenti climatici globali, la perdita di biodiversità ed il depauperamento delle risorse della pesca, ha generato grande interesse per la biologia evolutiva degli organismi marini di questi ambienti. Diventa importante analizzare fino a che punto gli adattamenti già esistenti alle condizioni estreme possano risentire dei cambi in corso, e come e se organismi ed ecosistemi si stiano (ri)adattando a queste nuove sollecitazioni. Gli adattamenti del gruppo dominante di pesci antartici, i Nototenioidi, sono da tempo oggetto di studi, ai quali le nostre ricerche sul trasporto dell'ossigeno (struttura, funzione ed evoluzione dell'emoglobina), estese agli artici, assicurano un contributo importante. Come gli adattamenti dei pesci dei mari polari potranno riconfigurarsi, ci fornirà indicazioni su sviluppo, impatto e conseguenze dei cambiamenti del clima, anche causate dall'uomo, che saranno preziose per poter gestire il futuro del Sistema Terra.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 L'Antartide e l'Artico

Per poter assicurare all'umanità un futuro sostenibile, la grande sfida è saper gestire il Sistema Terra. È essenziale comprenderne il funzionamento nel contesto dei cambiamenti sia naturali che antropici. Gli ambienti e gli ecosistemi polari sono parte del Sistema Terra, e non solo influenzano la velocità e la natura dei cambiamenti, ma rispondono ad essi mediante collegamenti integrati e modulati dal punto di vista biologico (di Prisco & Verde 2006).

L'eventualità di una *Polar Amplification* dei Cambiamenti Globali ha risvegliato grande interesse per la biologia evolutiva dei suoi organismi. Solo di recente, soprattutto nell'ultimo decennio, il riconoscimento del rischio del *global warming* da parte di governi e scienziati (che spesso cadono nell'errore di privilegiare la scienza piuttosto che la comunicazione) ha permesso la divulgazione di lavori di eco-fisiologia e di evoluzione molecolare, che hanno messo in risalto costi e conseguenze dell'adattamento alla temperatura, ponendo con urgenza la questione se i cambiamenti cli-

matici, insieme ad altre influenze di natura antropica, possano determinare eventi di estinzione. Studi preliminari suggeriscono che in una popolazione la capacità di una risposta evolutiva alla selezione termica dipende sia dalla velocità del cambio ambientale sia dal tratto fenotipico della popolazione.

Benché alte latitudini e clima freddo siano in comune, i due ambienti polari sono molto diversi. Quando, all'inizio del Terziario, la regione artica raggiunse le alte latitudini, il clima era ancora temperato (10-15°C). La temperatura scese sotto lo zero circa 10-15 milioni di anni fa, e la calotta glaciale si andò formando circa 700 mila anni fa.

L'Antartide è gelida e isolata da molto più tempo dell'Artico, e la sua coltre di ghiaccio si è sviluppata almeno 10 milioni di anni prima. Durante la deriva dei frammenti del supercontinente Gondwana, l'Antartide iniziò il suo ruolo-chiave nella circolazione oceanica. La formazione dello Stretto di Drake, 22-25 milioni di anni fa, completò la separazione dal Sud America, dando inizio alla Corrente Circum-Antartica ed alla formazione del Fronte Polare Antartico, una barriera alla migrazione che ha

portato l'ecosistema all'isolamento.

A causa di questa diversità, anche le faune ittiche polari differiscono tra loro per vari aspetti, tra cui età, endemicità, tassonomia, distribuzione zoogeografica, adattamenti ai rispettivi parametri ambientali, biodiversità. Nei mari antartici vi è un gruppo dominante, il sottordine dei Nototenioidei, adattato solo alle basse e costanti temperature ambientali; nei mari artici, invece, non vi è un solo gruppo dominante, ma sei (Zoarcoidei, Gadiformi, Salmonidi, Pleuronectiformi, Cottidi e Condroitti), in grado di tollerare variazioni di temperatura maggiori.

1.2 Cambiamenti climatici e Sistema Terra

Per capire come gli organismi polari abbiano potuto far fronte con successo alle pressioni ambientali, è necessario studiare come si siano evolute le strategie adattative. Gran parte delle conoscenze è venuta dai pesci, la cui fisiologia è molto simile a quella umana.

L'evoluzione dell'endotermia è un successo che ha consentito a uccelli e mammiferi di colonizzare la maggior parte della superficie della terra e dell'acqua dei mari; è un processo che richiede molta energia. Comunque, zone ricche di vita, come le regioni polari ed i fondali marini si trovano a temperature bassissime alle quali i loro organismi prosperano, smentendo il dogma che la fisiologia di una cellula operi con efficacia solo alle nostre temperature. L'adattamento al freddo è parte di un equilibrio fisiologico raffinato e molto delicato, che regge bene in assenza di perturbazioni. Quando sopravviene una di queste, il *climate change*, indicazioni sulle possibilità di difesa verranno dallo studio di come reagiscono gli organismi. In confronto con i temperati, gli organismi polari sono vulnerabili, e quindi rapidi cambiamenti climatici sono per loro ad alto rischio.

Gli ecosistemi polari contribuiscono a chiarire i processi evolutivi rilevanti per la vita sulla Terra. Quanto potranno tollerare cambiamenti ambientali? La pressione selettiva sul genoma diventerà più "leggera", oppure più "forte" fino a portare specie e popolazioni all'estinzione?

La risposta al *Global Change* dei due oceani polari, a causa delle loro diversità, sarà diversa.

Da ciò deriva l'importanza di uno studio comparativo degli effetti sulla biodiversità in ambienti poco disturbati e non identici, tenendo conto degli impatti antropici, sempre più determinanti per l'alterazione del clima.

I pesci polari hanno sviluppato adattamenti (resistenza al congelamento; modificazioni in tubuline, actine, catalisi enzimatica, trasporto dell'ossigeno, risposta al "heat shock", etc), che ben rappresentano le strategie di risposta alla pressione evolutiva. Alcuni adattamenti, come l'eliminazione di emoglobina e globuli rossi dal sangue degli "icefish" antartici, e le proteine antigelo, sono stati sviluppati solo dai pesci polari. Questi adattamenti, che hanno richiesto compensazioni anatomiche, ecologiche, fisiologiche e biochimiche, sono collegati strettamente alla temperatura, quindi anche un riscaldamento di poca entità causerà conseguenze significative.

Dal punto di vista fisiologico ed ecologico il *Global Change*, sia di origine naturale che umana, sta già producendo effetti su molte specie. Non si sa ancora abbastanza sulle capacità di difesa della fauna marina polare, però le ricerche sono in grande crescita. Lo studio dello sviluppo, dell'impatto e delle conseguenze dei cambiamenti darà preziose indicazioni sul futuro del Sistema Terra.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Approccio sperimentale

I cambiamenti climatici colpiranno tutti gli aspetti della biologia di un organismo polare (dalla fisiologia e biochimica cellulare alla catena alimentare e all'habitat), che deve essere in grado di adattarsi a compensare alterazioni, ad es. nelle attività enzimatiche e nel DNA. La capacità di elaborare adattamenti si potrà estrapolare a latitudini inferiori. Ci siamo quindi dedicati da molti anni allo studio dell'adattamento, ed in particolare al trasporto dell'ossigeno nei pesci polari, in funzione delle differenze dei due habitat. La comparazione di proteine omologhe da organismi che vivono a differenti latitudini consente di studiare la conservazione della sequenza, funzione e stabilità in

relazione al *cold adaptation*.

L'adattamento al clima è un evento complesso che richiede un approccio multivariato; conoscerlo significa avvalersi di studi multidisciplinari. L'approccio univariato di studio della nicchia termica o dell'adattamento in una singola molecola è insufficiente per conoscere il destino di una specie o di una comunità in risposta ai cambi dell'ambiente, ma è certo parte dell'enigma, anche se la risposta globale potrà venire solo dalla conoscenza della regolazione metabolica, della dinamica di popolazione e della struttura della comunità.

per realizzare sinergia tra discipline, le ricerche si svolgono in collaborazione con altri esperti italiani e di altre nazioni. Studi che attraversano l'organizzazione biologica, dalle molecole all'ecosistema, devono integrare fisiologia, biochimica, morfologia, tassonomia, ecologia, etologia. Di recente, un grande aiuto è venuto dalla biologia molecolare, che consente di esplorare la funzione dei singoli geni. Uno dei nostri bersagli è la filogenesi molecolare, per studiare l'evoluzione mediante sequenze di proteine ed acidi nucleici.

2.2 Metodologia

Nel corso di numerosissime campagne in entrambe le regioni, mediante pesca a traino sul fondo e nella colonna d'acqua da navi rompighiaccio, e mediante reti e trappole nelle vicinanze di stazioni (Baia Terra Nova, nel Mare di Ross; Palmer Station, in Penisola Antartica), abbiamo raccolto, e mantenuto in vita in vasche a circolazione d'acqua, esemplari di molte specie di pesci polari. In Artico la pesca si è svolta vicino alle coste e nei fiordi della Groenlandia orientale e delle Isole Svalbard.

Dopo anestesia, dal sangue prelevato dalla vena caudale abbiamo isolato le emoglobine (Hb) per cromatografia a scambio ionico. Dopo aver separato le catene globiniche, se ne è determinata la sequenza di aminoacidi. Ove necessario per studiare la struttura tridimensionale, le Hb sono state ottenute in forma cristallina, ed abbiamo usato la modellistica molecolare (Verde *et al.* 2004).

L'effetto della temperatura e dei ligandi fisiolo-

gici sul legame con l'ossigeno è stato misurato con tecniche spettrofotometriche ed approcci termodinamici.

L'analisi filogenetica computerizzata delle Hb è stata effettuata con svariati metodi a partire dalle strutture primarie. Sono stati ottenuti alberi che rappresentano l'evoluzione molecolare delle Hb artiche e antartiche.

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1 Struttura e funzione delle Hb di pesci polari

Riassumeremo alcuni aspetti delle nostre ricerche sulle Hb dei pesci polari.

Il sangue dei Nototenioidei antartici ha acquisito proprietà completamente diverse rispetto al sangue di teleostei temperati o tropicali: contiene fino a 1/10 del numero di globuli rossi e 1/5 dell'Hb. Bilanciando l'aumento di viscosità del sangue dovuto al freddo, queste riduzioni facilitano il lavoro cardiaco e portano la richiesta energetica per il cuore a livelli che l'organismo è in grado di tollerare (di Prisco *et al.* 2007).

All'estremo di questa strategia adattativa, il sangue incolore dei Cannictidi (*icefish*) è del tutto privo di Hb. Perché solo gli *icefish* hanno scelto una forma di adattamento così estrema? Il ruolo fisiologico dell'Hb nel trasporto dell'ossigeno nei pesci temperati e tropicali è fuori discussione; ma i nostri esperimenti *in vivo* indicano che nelle famiglie antartiche a sangue rosso l'Hb potrebbe essere una reminiscenza evolutiva.

La biochimica e la fisiologia della respirazione devono quindi misurarsi con condizioni eccezionali. Perciò il numero di interrogativi che ne derivano giustifica uno studio approfondito sul rapporto tra struttura molecolare e funzione biologica delle Hb di teleostei antartici ed artici.

Tra gli argomenti di studio vi sono la molteplicità, l'espressione e la regolazione dei geni delle globine, la struttura (dalla primaria alla quaternaria) e la funzione. Si è analizzato il rapporto struttura/funzione mediante cristallografia (Mazzarella *et al.* 2006; Vergara *et al.* 2007; Verde *et al.* 2007b) e mutagenesi sito-specifica. A causa del ruolo delle fluttuazioni di temperatura nel ciclo di ossigenazione-deossigenazione della respirazione, l'analisi termodi-

namica ha meritato particolare attenzione.

Una singola Hb è considerata sufficiente per un ambiente costante, e i Nototenioidi a sangue rosso generalmente ne possiedono una sola al 90-95% (Hb 1) e spesso un'altra minoritaria (Hb 2), a differenza dei pesci che vivono a latitudini più basse. Questi in genere possiedono più Hb che consentono adeguamento all'ambiente variabile.

A somiglianza dei temperati, i pesci artici hanno più Hb. Uno zoarcide, *Anarhichas minor*, ne ha tre, con diversità strutturali e funzionali (Verde *et al.* 2002). Anche i gadidi *Arctogadus glacialis*, *Boreogadus saida* e *Gadus morhua* hanno tre Hb funzionalmente differenziate (Verde *et al.* 2006a). Benché la molteplicità sia spesso un carattere ancestrale ereditato, un trasporto di ossigeno articolato in più Hb appare adatto alla variabilità delle acque artiche, e legato anche al modo di vita (Verde *et al.* 2007a).

3.2 Evoluzione delle Hb di pesci polari

Negli studi di evoluzione molecolare spesso le macromolecole sono utilizzate come "marcatori" di natura comparativa per definire la filogenesi delle specie; ma in altri approcci le proteine ed i geni sono utilizzati per spiegare l'evoluzione di meccanismi biochimici e fisiologici all'interno delle specie. Possiamo così utilizzare la struttura primaria per spiegare meccanismi di adattamento all'ambiente.

Abbiamo usato le sequenze di aminoacidi per uno studio molecolare dell'evoluzione. La filogenesi dei pesci artici e antartici è talmente completa e chiara da consentirci di utilizzare le globine delle Hb per spiegare eventi evolutivi di adattamento al freddo e l'importanza dell'isolamento.

Negli alberi filogenetici (Figure 1 e 2) delle globine α e β delle Hb polari (Verde *et al.* 2006b), le Hb 1 e 2 antartiche costituiscono gruppi paraloghi (i geni paraloghi sono geni omologhi originati da eventi di duplicazione di un gene ancestrale comune).

Guardando con attenzione l'albero delle α , si nota che la duplicazione tra Hb 1 e Hb 2 è avvenuta circa 120 milioni di anni fa; uno scenario plausibile è che nelle varie catene alla

duplicazione abbia fatto seguito una forte convergenza della sequenza. Rispetto ai Nototenioidi, in cui (per la stabilità della temperatura e per l'isolamento) non vi è variabilità nelle globine, le specie artiche hanno più alta plasticità fisiologica. Perciò, nella filogenesi, le loro catene β occupano posizioni sparpagliate.

3.3 Relazione con l'ambiente ed il modo di vita

Negli ambienti variabili, la molteplicità di Hb e la variabilità di struttura possono essere vantaggiosi. Ciò è del tutto compatibile con le classiche teorie della selezione. Come risultato dell'isolamento, i Nototenioidi hanno acquisito un genotipo completamente diverso dagli altri teleostei: non vediamo alcuna variabilità fenotipica. Chiaramente, la filogenesi delle globine racconta, non già la storia evolutiva della specie o la diversa funzionalità dell'Hb, ma semplicemente la storia dei geni α e β . Guardando soprattutto l'analisi molecolare delle β , è chiaro che mentre una pressione evolutiva "selettiva" o "direzionale" sulla struttura delle Hb antartiche consente al segnale filogenetico di essere mantenuto, nelle globine artiche una differente selezione produce segnali non congruenti con la filogenesi. La perdita di copie di geni codificanti le globine nei Nototenioidi non è letale, dato che l'ambiente è stabile. Le condizioni chimico-fisiche dell'ambiente permettono il recupero della filogenesi costante, mentre la variabilità dell'Oceano Artico corrisponde ad un'alta variabilità di struttura, che supera il segnale filogenetico.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Tra i fattori ecologici che controllano la distribuzione e la biodiversità degli organismi marini vi sono la temperatura ed il ghiaccio marino. Si tratta di un sistema che può facilmente venire demolito se il quadro della variabilità ambientale viene alterato, ad esempio mediante cambio nella frequenza di anni "buoni" e anni "cattivi". Molti cambiamenti hanno effetti a catena. Un impatto sul livello più basso o più alto in una catena alimentare si propagerà

in modo da colpire indirettamente altri "taxa". L'impatto degli UVB sul fitoplancton colpirà i loro consumatori ed i livelli più alti della catena alimentare.

Ecco alcuni esempi di alterazioni in corso.

Il clima del lato occidentale della Penisola Antartica sta subendo un cambiamento molto veloce, che sta producendo riduzione nella copertura media annua del ghiaccio marino. Specie ittiche la cui riproduzione è associata alla presenza del ghiaccio sono scomparse a causa dello sconvolgimento creatosi nei processi riproduttivi.

Le conseguenze del *Global Change* causano preoccupazione anche nell'Artico. Modelli climatici indicano che anche qui il ghiaccio marino va scomparendo (è diminuito del 7% dal 1978), soprattutto a causa dell'impatto antropico. I modelli predicono che alla fine del secolo l'Oceano Artico potrebbe essere privo di ghiaccio durante l'estate. Come nella Penisola Antartica, questa situazione sarebbe devastante per molte specie. Se la diminuzione nella copertura del ghiaccio continuerà, scompariranno le alghe che vi crescono, con effetto-cascata nella catena alimentare: lo zooplancton si ciba di alghe, i pesci si cibano di zooplancton, e uccelli e mammiferi si cibano di pesci.

L'aumento di temperatura altererà l'habitat e la resistenza delle specie, con potenziali effetti devastanti sulle dinamiche e struttura delle comunità, ed implicazioni sociali ed economiche molto profonde. Il *Global Change* ha cambiato il modo di vita della popolazione sulle coste del Mare di Bering, la cui alimentazione è dipendente dal mare. Nelle ultime decadi, gli "stock" di pesce nei Mari di Bering e Barent hanno subito enormi fluttuazioni, in risposta alla dipendenza dell'attività di pesca a eventi climatici come la frequenza delle bufere.

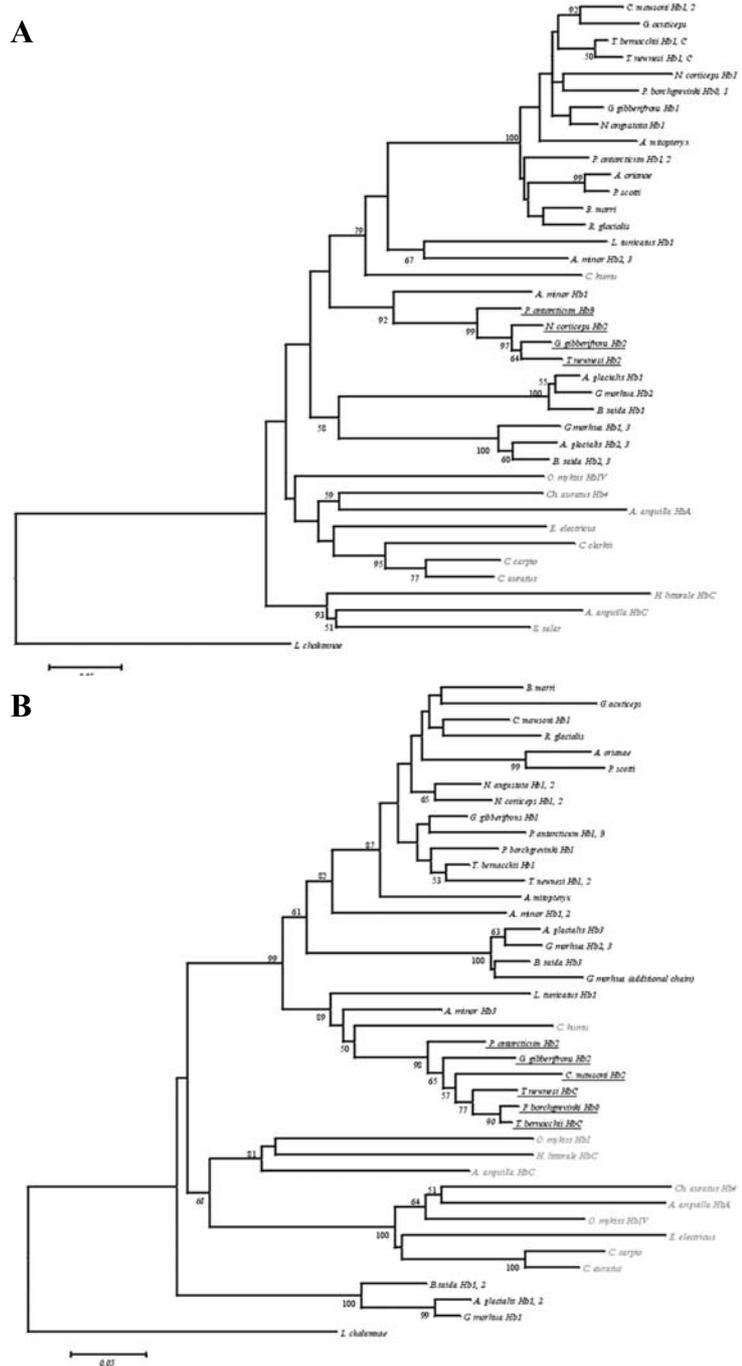


Figura 1: alberi filogenetici delle catene (A) e (B) di emoglobine di pesci artici, antartici e temperati. Le globine delle Hb 1 dei Nototenioidei sono indicate in nero; quelle delle Hb 2 in nero e sottolineate; le artiche in grassetto; le temperate in grigio.

La vulnerabilità di molte specie ai cambi climatici recenti e passati indica che nel prossimo futuro l'influenza dell'uomo potrebbe provocare un evento di estinzione addirittura nei prossimi 50 anni. Il *Global Warming* spingerà ricercatori e governi verso un impegno scientifico e politico teso a ridurre l'impatto; l'estinzione potrebbe essere scongiurata (o limitata)

ricorrendo a sforzi internazionali tesi a proteggere gli ambienti marini polari e la loro vita. Gli obiettivi delle ricerche future devono tener conto delle variazioni climatiche in atto. Lo studio degli adattamenti al freddo vede ancora aumentata la sua importanza. Dovremo identificare le reazioni ai cambiamenti climatici di specie ed habitat vulnerabili, per identificare strategie efficienti tese a neutralizzare le minacce alla biodiversità, ed in particolare (prima che diventino irreversibili senza speranza) quelle causate dall'uomo.

Non sarà un compito facile, ma si tratta di una sfida che vale la pena affrontare.

5 RICONOSCIMENTI

Sulla scena internazionale, GdP è Delegato italiano nel LSSSG (*Life Sciences Standing Scientific Group*) dello SCAR (*Scientific Committee on Antarctic Research*), *Leader* del programma EBA, che comprende circa 100 gruppi di tutti i Paesi aderenti allo SCAR, e componente nel NySMAC (*Ny Ålesund Science Managers Committee*), Svalbard, Artico; CV è componente dello SCAR-IPY *Marine Biology ad hoc Steering Committee*, e *Leader* di ICEFISH (vedi). Nel 2004 lo SCAR, consapevole dei problemi inerenti al *Global Change*, lancia il programma internazionale *Evolution and Biodiversity in the Antarctic: the Response of Life to Change* (EBA), piattaforma per interazioni bipolari tra discipline e ricercatori, per definire il ruolo della biodiversità nel Sistema Terra e le sue capacità di reagire ai cambiamenti. EBA ed il programma *International Collaborative Expedition to collect and study Fish Indigenous to Sub-Antarctic Habitats* (ICEFISH) sono *IPY Lead Projects* (*International Polar Year 2007–2008*).

6 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

di Prisco, G., Eastman, J.T., Giordano, D., Parisi, E. & Verde, C. 2007. Biogeography and adaptation of Notothenioid fish: hemoglobin function and globin-gene evolution. *Gene* (in stampa).

di Prisco, G. & Verde, C. 2006. Predicting the impacts of climate change on the evolutionary adaptations of polar fish. *Rev. Environ. Sci. Biotechnol.* 5:309-321.

Mazzarella, L., Bonomi, G., Lubrano, M., Merlino, A., Riccio, A., Vergara, A., Vitagliano, L., Verde, C., & di Prisco, G. 2006. Minimal structural requirements for Root effect: crystal structure of the cathodic hemoglobin isolated from the Antarctic fish *Trematomus newnesi*. *Proteins, Str. Funct. Bioinf.* 62: 316-321.

Verde, C., Balestrieri, M., de Pascale, D., Pagnozzi, D., Lecointre, G. & di Prisco, G. 2006a. The oxygen-transport system in three species of the boreal fish family Gadidae. Molecular phylogeny of hemoglobin. *J. Biol. Chem.* 281: 22073-22084.

Verde, C., Carratore, V., Riccio, A., Tamburini, M., Parisi, E. & di Prisco, G. 2002. The functionally distinct hemoglobins of the Arctic spotted wolffish *Anarhichas minor*. *J. Biol. Chem.* 277: 36312–36320.

Verde, C., Howes, B.D., De Rosa, M.C., Raiola, L., Smulevich, G., Williams, R., Giardina, B., Parisi, E. & di Prisco, G., 2004. Structure and function of the Gondwanian hemoglobin of *Pseudaphritis urvillii*, a primitive notothenioid fish of temperate latitudes. *Prot. Sci.* 13: 2766-2781.

Verde, C., Lecointre, G. & di Prisco, G., 2007a. The phylogeny of polar fishes and the structure, function and molecular evolution of hemoglobin. *Polar Biol.* 30: 523-539.

Verde, C., Parisi, E. & di Prisco, G., 2006b. The evolution of thermal adaptation in polar fish. *Gene* 385: 137-145.

Verde, C., Vergara, A., Giordano, D., Mazzarella, L. & di Prisco, G. 2007b. The Root effect - a structural and evolutionary perspective. *Antarctic Sci.* (in stampa).

Vergara, A., Franzese, M., Merlino, A., Vitagliano, L., Verde, C., di Prisco, G., Lee, C-H., Peisach, J. & Mazzarella, L. 2007. Structural characterization of ferric hemoglobins from three Antarctic fish species of the suborder Notothenioidei. *Biophys. J.* (in stampa).

Evoluzione adattativa delle molecole anticorpali dei teleostei polari

U. Oreste, M. R. Coscia

Istituto di Biochimica delle Proteine, CNR, Napoli, Italia

u.oreste@ibp.cnr.it

SOMMARIO: Un anello debole degli equilibri ecologici degli ambienti in rapida evoluzione, è il sistema immunitario delle varie specie animali presenti. Gli ambienti polari sono da questo lato particolarmente vulnerabili. Infatti le molecole del sistema immunitario delle specie eterotermiche si sono evolute per svolgere nel modo più efficiente la propria funzionalità in un determinato intervallo di temperatura e variazioni veloci di questo parametro indeboliscono la capacità di difesa. Inoltre, variazioni di temperatura in ambienti polari possono portare alla diffusione di microrganismi patogeni provenienti da altri mari quali batteri e parassiti, con epitopi antigenici sconosciuti al sistema immunitario dell'ospite. Monitorare la funzionalità del sistema immunitario dei pesci polari è, pertanto, importante per studiare le conseguenze ecologiche sui sistemi biologici polari. Tuttavia, le conoscenze sulle specificità genetiche, biochimiche e cellulari del sistema immunitario dei pesci polari sono attualmente ancora troppo frammentarie, per cui approfondimenti sull'argomento sono opportuni ed urgenti.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 Il sistema immunitario dei teleostei polari

Lo studio del sistema immunitario dei teleostei (pesci ossei, diversi dagli squali e razze che invece sono elasmobranchi) è relativamente recente, però si è sviluppato molto velocemente sia perché con la diffusione degli allevamenti ittici ha assunto un ruolo economicamente rilevante, sia perché si è riferito a modelli di mammiferi (uomo e topo) studiati molto approfonditamente. Negli ultimi anni sono state identificate le cellule immunocompetenti, sono state sequenziate in alcune specie modello le più importanti proteine coinvolte nel riconoscimento antigenico (Ig, recettori TcR MHC), sono stati chiarificati i meccanismi genici determinanti la variabilità del repertorio dei recettori antigenici e si è avviato il sequenziamento del genoma di alcune specie. Questi studi hanno evidenziato molte differenze tra il sistema immunitario dei mammiferi e quello dei teleostei. La differenza maggiore è che la temperatura corporea dei mammiferi è costante, relativamente alta

(circa 37 °C) ed indipendente dalle variazioni esterne, i teleostei, invece, vivono alla temperatura dell'ambiente esterno che può variare e raggiungere valori molto bassi. In particolare i teleostei antartici, oggetto dei nostri studi, vivono costantemente ad una temperatura esterna minore di zero (-1.87 °C). Altra differenza tra il sistema immunitario dei teleostei e quello dei mammiferi sono la maggiore rilevanza in quello dei teleostei, dell'immunità topica rispetto a quella sistemica. I teleostei, per esempio, hanno una pelle molto efficiente nella difesa immunitaria che secerne un muco ricco di anticorpi; anche la bile ha un ruolo rilevante perché riversa anticorpi nell'intestino. Un organo immunitario molto importante nei teleostei è il rene cefalico. Tuttavia in queste specie non si riscontrano livelli anticorpali nel sangue paragonabili a quelli dei mammiferi e gli anticorpi prodotti per immunizzazione mostrano una affinità minore. Riguardo alle molecole anticorpali, mentre quelle dei mammiferi sono distinte in cinque classi con funzionalità distinta (IgG, IgM, IgA, IgD ed IgE), nei teleostei la stragrande maggioranza

delle Ig appartiene ad una unica classe (IgM). Gli studi sul sistema immunitario dei teleostei polari sono recentissimi e ancora molto scarsi. Il loro interesse sorge dalla constatazione che i teleostei risultano immunosoppressi alle basse temperature e, di conseguenza, non sopravvivono con il sistema immunitario compromesso. L'adattamento evolutivo ha quindi necessariamente modificato il sistema immunitario di tali pesci rendendoli capaci di rispondere ai patogeni anche a bassissime temperature. È da sottolineare che nell'ambiente polare esiste una varietà molto ampia di microorganismi patogeni. I meccanismi cellulari e molecolari di tale adattamento risultano perciò molto interessanti. In particolare le proteine si sono modificate aumentando la flessibilità tra i domini; infatti, la flessibilità molecolare è un parametro particolarmente importante per proteine che richiedono per la loro attività funzionale mobilità interna; infatti, in un ambiente termodinamicamente sfavorito le variazioni conformazionali devono prodursi con un minor dispendio energetico ed una maggiore flessibilità sicuramente la facilita.

La specie boreale più studiata è *Gadus morhua* che ha un habitat che si estende, nell'Atlantico, da regioni artiche fino al golfo di Biscaglia (79-33°N). Di tale specie è stata sequenziata la catena polipeptidica pesante delle Ig ed è stata studiata la funzionalità del sistema immunitario al variare della temperatura dell'acqua.

Delle specie antartiche, per la maggior parte facenti parte del sottordine dei Nototenioidei, sono state studiati vari parametri immunologici; gli organi linfomieloidi sono stati studiati approfonditamente a livello istologico in due specie *Trematomus bernacchii* della famiglia dei Notothenidae e *Chionodraco hamatus* della famiglia dei Channichthyidae; le molecole Ig sono state purificate e quantizzate da varie specie del genere *Trematomus*; il gene della citochina IL-1 di *Chionodraco hamatus* è stato recentemente sequenziato. Ricerche sul tema dell'immunità dei teleostei antartici sono state condotte nell'ultimo decennio dal

nostro gruppo in collaborazione con altri ricercatori e sono ricordate di seguito.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Approccio sperimentale

Approcci differenziati sono stati usati negli studi descritti.

La biochimica delle proteine ha permesso l'identificazione e la purificazione delle Ig, la caratterizzazione di alcuni parametri quali il peso molecolare delle catene polipeptidiche che le compongono, il loro spettro di punto isoelettrico, il grado di polimerizzazione dell'unità di base, formata da due catene leggere e due catene pesanti, la loro frammentazione da parte degli enzimi proteolitici, e la quantizzazione della componente polisaccaridica.

I metodi di Biologia Molecolare hanno reso possibile il clonaggio ed il sequenziamento della catena pesante e di quella leggera delle Ig di molte specie di teleostei artici ed antartici.

I metodi della Biologia Computazionale hanno consentito di fare previsioni di struttura secondaria e terziaria di sequenze amminoacidiche di Ig; hanno consentito di calcolare la variabilità posizionale ed i rapporti filogenetici tra sequenze.

La Modellistica Molecolare ha permesso la costruzione di modelli strutturali di particolari regioni della molecola di Ig, che i metodi di Dinamica Molecolare hanno confermato.

L'Immunoistochimica e l'ibridazione *in situ* hanno fornito evidenze sulla localizzazione tissutale delle cellule produttrici di Ig.

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1 Anticorpi anti-parassiti in teleostei antartici

Un singolare fenomeno biologico presente in molte specie di teleostei antartici è un esteso parassitismo da parte di elminti: alcune specie sono parassitate, con target tissutale differenziato, da varie specie di elminti. Particolarmente studiati sono i parassiti nematodi delle specie *Pseudoterranova decipiens* e *Contraecaecum osculatum*. Specie

quali *Chionodraco hamatus* e *Gymnodraco acuticeps* presentano nel fegato una carica di nematodi pari al 30% del peso dell'organo. La parassitosi coinvolge il 100% degli individui di queste specie e sembra non provocare effetti negativi sulla vitalità, capacità riproduttiva e comportamento. Dal punto di vista immunologico l'argomento ci è sembrato molto interessante per cui abbiamo analizzato la risposta immunitaria del pesce contro il parassita. Abbiamo purificato varie frazioni di proteine della cuticola del nematode (quelle secrete *in vivo*, quelle adsorbite superficialmente alla cuticola e quelle strutturali della cuticola stessa) ed abbiamo testato la presenza di anticorpi specifici nel siero, nella bile e nel muco cutaneo dei pesci parassitati. Abbiamo verificato che il maggior titolo di anticorpi anti-nematode è presente nella bile; gli anticorpi probabilmente provengono dai dotti biliari originatisi nel tessuto epatico. Le frazioni cuticolari più antigeniche sono quelle che vengono secrete dal parassita o sono associate debolmente alla sua cuticola; queste vengono continuamente sostituite per cui gli anticorpi dell'ospite non riescono ad interagire con le proteine strutturali ed a neutralizzare la motilità del parassita.

3.2 Sequenziamento delle catene leggera e pesante dell'Ig di *T. bernacchii*

Uno dei nostri obiettivi è stato quello di sequenziare i geni delle catene polipeptidiche delle Ig per ricercare specificità strutturali ascrivibili all'adattamento al freddo. Una particolarità del gene delle catene pesanti delle Ig è lo splicing alternativo del trascritto primario per la sintesi delle due forme della catena: quella secreta, prodotta dalle plasmacellule e quella di membrana prodotta nei linfociti B. Il nostro gruppo ha sequenziato dal rene cefalico o dalla milza entrambi i trascritti generanti le due forme in 9 specie antartiche 3 perian-tartiche ed in 2 artiche. Alcuni interessanti risultati sono stati ottenuti da questo lavoro. Infatti paragonando le sequenze Ig delle specie polari con quelle di specie che vivono in acque temperate, le cui sequenze sono state

depositate nelle banche dati, risulta che le Ig delle specie polari presentano un allungamento della catena polipeptidica nelle zone responsabile della flessibilità tra i domini. Altre caratteristiche specifiche delle Ig polari sono il maggior numero dei siti di glicosilazione ed una maggiore idrofilia superficiale. Entrambe queste caratteristiche contribuiscono a facilitare le interazioni con il solvente e di conseguenza la solubilizzazione della molecola a bassa temperatura.

3.3 Molteciplività del locus genico della catena pesante dell'Ig di alcune specie del genere *Trematomus*

Un elemento particolare è emerso riguardo alla molteplicità del locus genico della catena pesante in alcune specie del genere *Trematomus*. Infatti in *Trematomus newnesi* sono stati sequenziati nello stesso individuo tre diversi alleli. Questo risultato non può essere spigeto che con la duplicazione del gene. Una ulteriore conferma deriva dall'ibridazione di sonde specifiche sui cromosomi in metafase che rivelano segnali doppi in *Trematomus newnesi*. Un dato interessante è che la duplicazione genica è stata trovata solo in alcune specie del genere *Trematomus*.

3.4 Evoluzione del gene della forma di membrana della catena pesante delle Ig dei *Nototenioidi*

La forma di membrana della catena pesante dei teleostei oggetto del nostro studio comprende un dominio extracellulare, un dominio di membrana ed una coda citoplasmatica. Comparando le sequenze della forma transmembrana dei vari teleostei antartici è stato riscontrato uno spaziatore extracellulare molto variabile per lunghezza e composizione amminoacidica. Sono stati identificati segmenti nucleotidici che a seconda della specie considerata, sono ripetuti ed assemblati in vario modo. Tali segmenti giocano un ruolo cruciale nella generazione della complessità proteica, oltre a garantire una maggiore flessibilità e, quindi un agevolato orientamento del sito anticorpale verso l'antigene.

4 PROSPETTIVE FUTURE

I risultati ottenuti certamente devono essere allargati ad altre specie ed approfonditi in varie direzioni. Ciò è argomento di nuovi progetti con nuovi partners nazionali ed internazionali in via di definizione. I temi posti sul tappeto ci sembrano di crescente interesse: in effetti la risposta immunitaria non rappresenta altro che l'insieme di fenomeni biologici che regolano il rapporto dell'individuo con tutte le molecole presenti nell'ambiente. I cambiamenti globali dunque, con le modifiche di parametri fisici e biologici, pongono il sistema immunitario di fronte a nuovi scenari. L'innalzamento termico rende possibile la crescita di colonie di microrganismi patogeni precedentemente assenti, contro i quali il sistema immunitario dei pesci non aveva sviluppato difese adeguate. Il pericolo è maggiore nei mari artici attraversati da correnti provenienti da mari più caldi. È da notare che lo studio di parametri immunologici in pesci artici ha recentemente identificato come agenti immunosoppressivi, composti organici clorurati, trasportati in mare da fiumi con alti livelli di inquinamento. L'effetto combinato dell'inquinamento e della comparsa nei mari artici di nuovi microrganismi patogeni rende quanto mai preoccupante la sopravvivenza dei banchi di pesci che rivestono un enorme valore commerciale per alcuni paesi. Naturalmente una diminuzione della popolazione ittica comporta una evidente ricaduta su tutta la catena trofica a cominciare dalle foche e dagli uccelli marini. E' per queste ragioni che riteniamo indispensabile che ricercatori di diverse competenze scientifiche (immunologi, ecologi, ittiologi, biologi molecolari) collaborino per controllare continuamente l'evoluzione dei preoccupanti scenari che si aprono con i cambiamenti globali specifici di questa fase storica.

5 RINGRAZIAMENTI

Il lavoro svolto è stato finanziato dal Progetto PNRA: Adattamento evolutivo di geni, mole-

cole e cellule coinvolte nella risposta immune dei teleostei antartici.

6 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Abelli, L., Coscia, M.R., De Santis, A., Zeni, C., Oreste, U. 2005 Evidence for hepatobiliary transport of immunoglobulin in the Antarctic teleost fish *Trematomus bernacchii*. *Dev. Comp. Immunol.* 29:431-42.
- Coscia, M.R., Morea, V., Tramontano, A., Oreste U. 2000 Analysis of a cDNA sequence encoding the immunoglobulin heavy chain of the Antarctic teleost *Trematomus bernacchii*. *Fish & Shellfish Immunol.* 10: 343-357.
- Coscia, M.R., Borriello, A., Oreste, U. 2000. Plasma and bile antibodies of the teleost *Trematomus bernacchii*, specific for the nematode *Pseudoterranova decipiens*. *Dis. Aquat. Org.* 41: 37-42.
- Coscia, M.R., Oreste, U. 1998. Humoral immune response of Antarctic fish to the nematode *Contracaecum osculatatum*. *Fish & Shellfish Immunol.* 8: 295-302.
- Coscia, M.R., Oreste, U. 2003. Limited diversity of the immunoglobulin heavy chain variable domain of the emerald rockcod. *Fish & Shellfish Immunol.* 14: 71-92.
- Oreste, U., Coscia, M.R. 2004. Investigations on *Trematomus bernacchii* immunoglobulins at gene and protein level. *Antarctic Science* 16:45-50.
- Oreste, U., Coscia, M.R. 2002. Specific features of immunoglobulin *VH* genes of the Antarctic teleost *Trematomus bernacchii*. *Gene* 295: 199-204.
- Pisano, E., Coscia, M.R., Mazzei, F., Ghigliotti, L., Coutanceau, JP., Ozouf-Costaz, C., Oreste U. 2007. Cytogenetic mapping of immunoglobulin heavy chain genes in Antarctic fish. *Genetica* 130:9-17.
- Pucci, B., Coscia, M.R., Oreste U. 2003. Characterization of serum Immunoglobulin M of the Antarctic teleost *Trematomus bernacchii*. *Comp. Bioch. Physiol. part B* 135: 349-357.

Ricerche climatiche e paleoclimatiche in Antartide: un tuffo nel passato presente e futuro del clima globale

F. Giglio, L. Capotondi, M. Frignani, L. Langone, M. Ravaioli

Istituto di Scienze Marine, CNR, Bologna, Italia

federico.giglio@ismar.cnr.it

SOMMARIO: L'Istituto di Scienze Marine (ISMAR)-Sede di Bologna coordina da oltre 15 anni progetti multidisciplinari in Antartide, con l'obiettivo di valutare meccanismi ed effetti delle principali variazioni climatiche attraverso lo studio dei cicli biogeochimici dei maggiori elementi presenti nelle acque marine. I progetti sono basati sul fatto che comprendere i processi biogeochimici attuali sia la chiave per interpretare i processi del passato e che questa conoscenza sia utile per valutare le evoluzioni future. L'Antartide è un'area preferenziale dove svolgere questa attività essendo molto sensibile alle variazioni climatiche che rimangono registrate nei sedimenti marini in maniera particolarmente marcata. Tuttavia, parecchie incertezze rimangono in particolare riguardo i modelli ecologici e la comprensione del comportamento della calotta glaciale Antartica durante il Quaternario, a causa della mancanza di inequivocabili dati geologici e di accurato controllo cronologico degli eventi. Queste incertezze influenzano la nostra capacità di predire la futura dinamica climatica dell'Antartide e quindi anche del clima globale. Le ricerche sono state condotte in collaborazione con altre sedi di ISMAR, Università e altri Enti di Ricerca.

1 ANTARTIDE E CLIMA

Importanza dell'Antartide nel clima globale

Oramai è appurato che l'uomo ha la capacità di modificare l'ambiente a scala planetaria. Problemi come l'aumento dell'effetto serra o la possibile risalita del livello marino sono diventati oramai di attualità. Per contrastare adeguatamente le variazioni climatiche indotte dall'attività antropica, diventa fondamentale comprendere al meglio i processi che ne controllano i cambiamenti.

Il ruolo critico che l'Antartide gioca nella regolazione del sistema ambientale terrestre è fuori discussione, e sebbene sia difficile valutare il suo reale significato climatologico, la sua importanza è ormai assodata nel contesto globale. Infatti quest'area svolge un ruolo di primo piano nella regolazione del clima in quanto l'oceano che la circonda è considerato essere uno dei motori della circolazione oceanica terrestre, che trasporta e ridistribuisce calore, nutrienti ed ossigeno all'intero

Pianeta, interagendo anche sulla circolazione atmosferica e sulla fusione e formazione dei ghiacci. Per questi ed altri motivi il continente Antartico è considerato una delle aree preferenziali dove effettuare studi climatici e paleoclimatici.

1.2 Antartide biblioteca del clima

L'Antartide fornisce due formidabili "archivi" da cui attingere informazioni climatiche: i ghiacci continentali ed i sedimenti marini.

La calotta glaciale aumenta stagionalmente il suo spessore in virtù delle precipitazioni che si verificano sul continente. La composizione geochimica della neve rispecchia le caratteristiche dell'atmosfera, che mantiene inalterate anche sotto forma di ghiaccio. Quindi in esso è contenuta la storia dettagliata del clima e dell'atmosfera nell'emisfero meridionale.

I sedimenti marini in Antartide si possono dividere per la tipologia d'apporto in 2 categorie: detritici e organici. I primi provengono dal processo di ablazione del continente ad

opera del ghiaccio che li ingloba nel suo lento scorrere verso il mare. Una quantità modesta deriva da apporto eolico essendo più del 98% della superficie del continente antartico coperta dal ghiaccio. I sedimenti sono composti per buona parte da materiale derivante dalla produzione biologica che avviene negli strati più superficiali del mare dove la luce solare riesce a penetrare consentendo i processi di fotosintesi e quindi la vita. Alghe, pesci, crostacei ed una varietà di micro-organismi completano il loro ciclo vitale nei primi metri della colonna d'acqua, al termine della quale precipitano sul fondo. E' evidente che la composizione del materiale che compone i sedimenti dipende dalle condizioni chimico-fisiche dell'acqua di mare, che risentono delle caratteristiche della sovrastante atmosfera e quindi, delle condizioni climatiche. Pertanto come per le sequenze di ghiaccio, anche nei sedimenti sono registrate le informazioni sulle variazioni climatiche. Sebbene rispetto alle carote di ghiaccio lo studio dei sedimenti comporti una minore risoluzione temporale, essi consentono però di studiare periodi di tempo molto più lunghi (diversi milioni di anni), ed inoltre consentono di eseguire correlazioni con campioni provenienti da tutte le latitudini.

2 L'EVOLUZIONE PROGETTUALE

2.1 L'approccio scientifico

L'ISMAR di Bologna da circa 15 anni coordina progetti, con l'obiettivo di analizzare i processi sedimentari attuali e passati in Antartide. I progetti sono nati dal presupposto che clima e condizioni ambientali del nostro pianeta influenzano e sono a loro volta influenzate dal sistema marino nel suo complesso. Pertanto, anche gli elementi biologicamente importanti negli oceani, come carbonio, silicio, azoto e fosforo, sono coinvolti nei processi climatici.

Nel tempo, i progetti hanno subito una evoluzione per ciò che concerne gli obiettivi e lo sviluppo tecnologico-scientifico. Il primo tra questi: "RossMize" (1993-1996), caratterizza-

to da un impostazione prettamente applicativa, era rivolto all'acquisizione di un consistente numero di campioni al fine di caratterizzare il contesto ambientale. Successivamente durante Bioseso I (1996-1999), sono stati configurati nella versione attuale i due ancoraggi fissi (A e B) nella piattaforma continentale del Mare di Ross e, per la prima volta al mondo, è stato posizionato un ancoraggio oceanico di lunghezza superiore a 3000 metri.

Nel corso del progetto Bioseso II (2000-2003), sono state introdotte due sostanziali novità: le misure da telerilevamento e la modellistica. In tal modo è stato possibile ottenere informazioni sui mari Antartici servendosi unicamente di immagini satellitari, ottenendo a costi notevolmente inferiori osservazioni per l'intero anno. Uno degli obiettivi del progetto è stata proprio la taratura dei dati telerilevati attraverso la calibrazione con misure prese in situ. Oltre a questo, è stato applicato un modello ecologico, per parametrizzare la risposta dell'ecosistema Antartico alle variazioni ambientali. Il progetto attualmente attivo: "Abioclear" (2005-2008), si propone di valutare l'impatto del Mare di Ross sulla circolazione globale attraverso la stima di bilanci di massa in un'area discreta della piattaforma continentale.

2.2 Il patrimonio acquisito

Tanti anni di attività in Antartide hanno prodotto un consistente patrimonio di dati e campioni che potranno essere utilizzati per ricerche future. Di particolare rilevanza sono le lunghe serie temporali di dati acquisiti nei siti di ancoraggio fissi (mooring). Questi sono catene strumentate (Fig. 1) che permettono di effettuare studi quali-quantitativi dei flussi verso il fondo del materiale particellato e delle correnti oceaniche.

I dati sono acquisiti, nel corso di un intero anno, a diversi intervalli temporali: 10/15 giorni per il campionamento del particellato marino, fino all'acquisizione ½ ora per i parametri oceanografici,

Nella camera fredda dell'ISMAR di Bologna sono archiviate e disponibili per studi futuri,

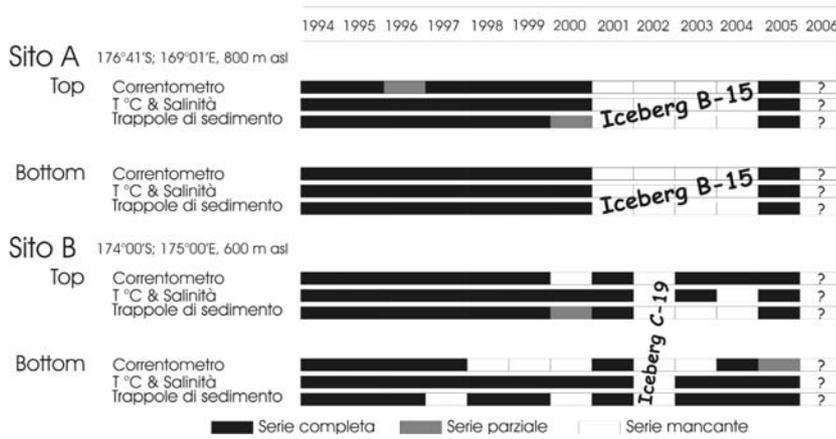


Figura 1: Elenco dei metadati acquisiti tra il 1994 ed il 2006 nei mooring A e B. Sulla destra esempio di configurazione di un mooring.

ca. 150 campioni di sedimento (carote, box cores e benne) provenienti dalla piana abissale compresa tra la Nuova Zelanda e l'Antartide e dalla piattaforma continentale del Mare di Ross.

2.3 I risultati principali

La mole di dati e campioni acquisita ha portato alla pubblicazione di numerosi lavori scientifici su riviste internazionali.

La Fig 2 mostra un esempio di caratterizzazione del flusso verticale del particolato calcolato in un mooring nel Mare di Ross.

È stato possibile stabilire la diretta relazione tra flussi di particolato e le diverse specie fitoplanctoniche che caratterizzano le acque più superficiali. Inoltre è stata valutata l'importanza degli apporti laterali dovuti essenzialmente a flussi non verticali ed a fenomeni

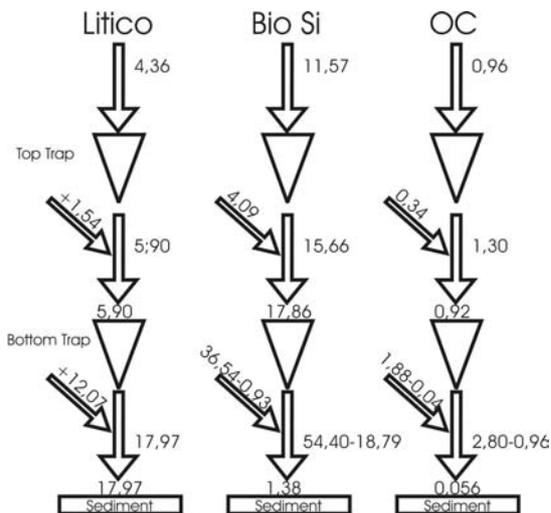


Figura 2: Flussi nella colonna d'acqua e tassi di accumulo ($gm^{-2}a^{-1}$) nel sedimento per la componente litica, silice biogenica e carbonio organico in un mooring del Mare di Ross (da Frignani et al.; 2003).

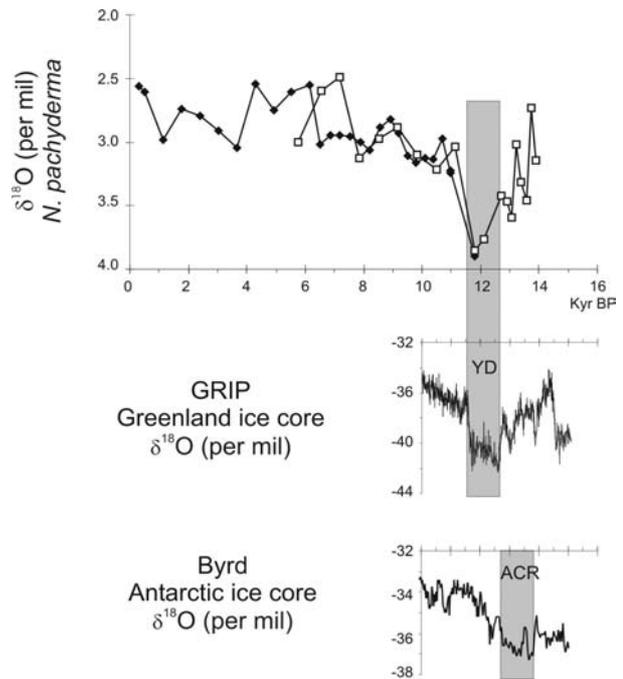


Figura 3: Profilo di $\delta^{18}O$ di 2 carote del settore Pacifico dell'Oceano meridionale comparate con uguali profili di carote di ghiaccio dell'emisfero settentrionale (GRIP) e meridionale (Byrd). (da Morignani et al. 2003).

di risospensione. Si è osservato che sebbene il Mare di Ross possa essere considerato un'area ad elevata produttività, solo una piccola parte di quanto prodotto raggiunge il sedimento sottostante, e che l'efficienza d'exportazione dipende dai processi di dissoluzione e degradazione che, a loro volta, sono legati dalle caratteristiche chimico/fisiche dell'acqua e dalla velocità di caduta (Frignani et al.; 2003).

La comprensione delle dinamiche del particolato, e del loro legame con l'ambiente, ha permesso di ricostruire l'evoluzione climatica registrata nei sedimenti degli ultimi 10 cicli

glaciali (ca. 800.000 anni BP; Giuliani *et al.* submitted).

Ad esempio lo studio microfaunistico e degli isotopi stabili di carote di sedimento provenienti dal settore Pacifico dell'Oceano Meridionale ha consentito di identificare la presenza dello *Younger Dryas*, evento freddo, avvenuto ca 14.000 anni BP, documentato nell'emisfero settentrionale (Morigi *et al.*, 2003; Fig. 3).

In questo modo è stato possibile rimettere in discussione il concetto di disaccoppiamento climatico tra emisfero meridionale e settentrionale che si riteneva avvenire all'altezza dell'equatore.

Inoltre sono state studiate le sequenze di sedimento provenienti dalla piattaforma continentale del Mare di Ross al fine di contribuire alla comprensione delle dinamiche della calotta glaciale Antartica durante il Quaternario. Studi interdisciplinari concernenti la cronologia dei sedimenti, la morfologia dei fondali e l'intensità delle correnti oceaniche hanno permesso di individuare le zone a più alto accumulo (velocità di sedimentazione 1,4 - 38 cm ka⁻¹; Frignani *et al.* 1998, Orsini *et al.* 2003, Finocchiaro *et al.* 2005), dove è possibile effettuare indagini paleoclimatiche ad alta risoluzione dell'ultimo ciclo glaciale interglaciale. Questo ha permesso di ricostruire le principali fasi di contrazione ed espansione della calotta glaciale.

3 RICERCHE FUTURE

A tutt'oggi risultano ancora molto incomplete le informazioni sulle variazioni climatiche a breve scala a causa della mancanza di inequivocabili dati geologici e di accurato controllo cronologico degli eventi. Queste incertezze influenzano naturalmente anche le nostre capacità di sviluppare modelli previsionali sulle evoluzioni climatiche a scala globale. Per questo nel futuro le ricerche saranno rivolte all'acquisizione di lunghe serie temporali di dati necessari a testare i modelli ecologici. I nostri sforzi sono indirizzati verso studi ad alta ed altissima risoluzione al fine di stu-

diare i cicli climatici a breve e brevissima scala, delle vere e proprie finestre degli scenari climatici futuri. A tal fine si stanno testando nuovi metodi per migliorare il controllo cronologico degli eventi lavorando su specifiche matrici organiche.

4 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Finocchiaro F., Langone L., Colizza E., Fontolan G., Giglio F., and Tuzzi E. 2005. Record of the Early Holocene warming in a laminated sediment core from Cape Hallett bay (Northern Victoria Land, Antarctica). *Glob. & Plan. Chan.* 45: 193-206.
- Frignani M., F. Giglio, A. Accornero, L. Langone, M. Ravaioli. 2003. Sediment characteristics at selected sites of the Ross Sea continental shelf: does the sedimentary record reflect water column fluxes? *Antar. Sci.*: 15, 01: 133-139.
- Giglio F., Giuliani S., Langone L., Frignani M., Capotondi L., Ravaioli M. and Shemesh A. 2007. Late pleistocene-Holocene High resolution Paleoclimatic Inferences in northern Joides Basin Ross Sea (Antarctica) *Submitted to*
- Giuliani S., A. Shemesh, R. Yam, F. Giglio, L. Capotondi, M. Frignani, M. Ravaioli, and L. Langone. The isotope composition of diatom-bound organic matter in the Pacific sector of the Southern Ocean (Antarctica) during the late Quaternary *Submitted to Paleoc.* 2007.
- Palaeog., Palaeoclim, Palaeoec* 2007
- Morigi C., L. Capotondi, F. Giglio, L. Langone, M. Brillì, B. Turi, M. Ravaioli. 2003. A possible record of the Younger Dryas event in Deep-Sea sediments of the Southern Ocean (Pacific Sector). *Palaeog., Palaeoclim, Palaeoec.*: 198, 265-278.
- Orsini G., F. Giglio, L. Langone, M. Ravaioli. 2003. Paleoenvironmental Inferences from core Anta95-1 (Granite Harbor, Sw Ross Sea – Antarctica). *Terra Antarctica rep.* 8: 133-138.

I cambiamenti della temperatura degli stati superficiali del mare nella polynya di Baia Terra Nova (Mare di Ross, Antartide) negli ultimi dieci anni

S. Aliani¹, A. Bergamasco², R. Meloni¹

¹Istituto Scienze Marine, CNR, Pozzuolo di Lerici (SP), Italia

²Istituto Scienze Marine, CNR, Venezia, Italia

stefano.aliانى@ismar.cnr.it

SOMMARIO: La polynya di Baia Terra Nova (BTN) è oggetto degli studi effettuati dai progetti italiani degli ultimi anni durante i quali sono state acquisite lunghe serie temporali di corrente, temperatura e salinità per studiare i processi che avvengono nelle polynye e per valutare la variabilità dei fenomeni di sprofondamento delle acque dense antartiche. In questo lavoro sono riportati i risultati dell'analisi preliminare di questa lunga serie temporale iniziata nel 1995 ed ancora in corso di acquisizione. Diverse masse d'acqua si alternano nella zona nei diversi periodi dell'anno. Infatti nella figura 1 che riporta i dati misurati nel 1998 si osservano le principali masse d'acqua del Mare di Ross. Nei corso di vari anni sono presenti dei picchi "anomali" con bassa salinità e alta temperatura: l'opposto di quanto ci si aspetta in una zona di polynya. Questo fenomeno è stato registrato regolarmente nella prima parte della serie e scompare dal 1999 in poi. Le caratteristiche termoaline di quest'acqua fanno presupporre si possa trattare di acqua proveniente dalle aree costiere, che viene trasportata al largo dai primi venti catabatici. Una possibile alternativa è che la sua origine sia legata in qualche maniera allo scioglimento del ghiaccio, terrestre o marino, durante l'estate. Anche nel Mare di Ross sono stati osservati dei cambiamenti le cui ripercussioni sul clima locale e più a lungo termine, vista l'importanza dei poli nel refrigerare gli oceani, anche sul clima mondiale non sono attualmente prevedibili.

1 INTRODUZIONE

La circolazione degli oceani può essere immaginata come formata da una combinazione di correnti dovute al vento (sostanzialmente confinate a qualche centinaio di metri della superficie), correnti dovute ai fenomeni di evaporazione e precipitazione che modificano la temperatura/salinità e quindi la densità del mare (la circolazione termoalina) e correnti di marea dovute alla reciproca attrazione con la Luna ed il Sole. Questi meccanismi interagiscono tra loro in maniera non lineare realizzando il complesso sistema delle correnti marine.

Le correnti prodotte dal vento hanno un ruolo nella regolazione del clima quando modulano l'upwelling lungo le coste dell'America meridionale e all'equatore modificando la temperatura superficiale dell'oceano (El Niño/Southern

Oscillation). Le correnti di marea costituiscono una delle maggiori fonti di energia per il mescolamento turbolento dell'oceano.

All'equatore l'irraggiamento solare produce il riscaldamento dell'acqua superficiale e ne fa diminuire la densità aumentando la sua galleggibilità senza pertanto indurre moti verticali rilevanti per la circolazione globale. Al polo invece l'acqua superficiale si raffredda, aumenta di densità e sprofondando spinge l'acqua profonda sottostante verso l'equatore (Orsi *et al.*, 1999)

Le stime più recenti indicano che la formazione di acque profonde che danno vita alla circolazione termoalina è di 15 ± 2 Sv nel Nord Atlantico e 21 ± 6 nell'Oceano Meridionale ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$, un milione di metri cubi al secondo). Le aree al mondo dove avviene un significativo sprofondamento di acque dense

sono poche: oceano Artico nei pressi della Groenlandia e zone selezionate del mare di Weddel e del Mare di Ross in Antartide note come polynye (Jacobs *et al.*, 1985).

Con il termine di origine russa “polynya” si indica un’area della superficie marina che rimane sempre libera dal ghiaccio, mentre tutto attorno il ghiaccio cresce e si consolida. Esistono polynye a calore sensibile in cui acque calde contrastano la fredda atmosfera inibendo la produzione di ghiaccio e polynye a calore latente tipicamente localizzate in prossimità della costa (Smith *et al.*, 1990). Qui la superficie del mare è raffreddata dai venti catabatici che, soffiando dal continente verso il mare, fanno gelare la superficie. Man mano che il ghiaccio si forma è trasportato dal vento verso il largo. Il tratto di mare interessato è quindi soggetto ad una continua produzione di ghiaccio ma nel tempo stesso rimane sempre libero da esso.

L’acqua diventa acqua salata per diverse ragioni:

- il ghiaccio è formato da acqua dolce (con rari i cristalli di sale): quando il vento allontana il ghiaccio, l’acqua che rimane ha una maggiore concentrazione di sali;
- il secondo motivo è riconducibile alla forte evaporazione dovuta al vento freddo e secco che soffia sul mare; il vapore acqueo che si forma è privo di sali, essendo acqua pura allo stato di vapore. Ancora una volta l’acqua che rimane risulta maggiormente salata.

Le ragioni per le quali qui l’acqua è più fredda rispetto a quella delle altre zone sono tre:

- l’acqua si raffredda per contatto con il vento catabatico molto freddo (-45 °C) che soffia a velocità non di rado attorno ai 300 km/h;
- l’acqua si raffredda per evaporazione in quanto il passaggio di stato da liquido ad vapore richiede energia (calore latente di evaporazione);
- la formazione di ghiaccio, al contrario, libera energia ma questo calore non riscalda l’acqua perché i venti lo allontanano.

L’acqua risulta quindi più fredda e più salata, quindi più densa e sprofonda verso gli abissi. A

Terra Nova in una polynya di circa 80 km x 60 km viene prodotta l’acqua più densa e più salata dell’oceano, detta High Salinity Shelf Water (HSSW). Questa acqua densa sprofonda e quindi corre sul fondo del mare di Ross verso gli abissi (Budillon *et al.*, 1999). Sarà un importante contributo alla Antarctic Bottom Water (AABW) che è l’unica acqua che circola per tutti gli oceani del mondo portando il freddo accumulato in Antartide alle basse latitudini.

I fenomeni di sprofondamento avvengono con processi fisici complessi che coinvolgono le masse d’acqua superficiali in vari modi. La prima fase è detta pre-conditioning e riguarda tutti quei fenomeni che rendono il sito adatto alla convezione. Quindi segue la fase di overturning in cui avviene il mescolamento vero e proprio durante il quale l’acqua densa sprofonda in plumes dense. La terza fase è lo spreading che conclude il fenomeno di sprofondamento e ristabilisce la stratificazione della colonna d’acqua.

La polynya di Baia Terra Nova (BTN) è oggetto degli studi effettuati dai progetti italiani degli ultimi anni durante i quali sono state acquisite lunghe serie temporali di corrente temperatura e salinità studiare i processi che avvengono nelle polynye per valutare la variabilità dei fenomeni di sprofondamento. In questo lavoro sono riportati i risultati dell’analisi preliminare di questa lunga serie temporale iniziata nel 1995 ed ancora in corso di acquisizione.

2 MATERIALI E METODI

Le serie temporali sono l’unico strumento scientificamente valido per studiare la variabilità del clima. Tutte le inferenze teoriche o i modelli inevitabilmente fanno riferimento ai dati acquisiti nel tempo.

Nel 1995 è stato posizionato un ormeggio di strumenti oceanografici nella polynya di BTN nell’ambito del progetto Clima del PNRA. La serie inizia il 17 febbraio 1995 alle ore 4 della mattina UTC. Da allora in poi questi strumenti sono stati mantenuti fornendo una serie

temporale ormai di oltre 10 anni. La serie di dati sub-superficiali termina nel 2002 a causa di un mega-iceberg, mentre l'acquisizione dei dati profondi è ancora in corso.

In un ormeggio oceanografico vengono inseriti essenzialmente correntometri, registratori di temperatura e conducibilità e trappole per sedimenti, ma negli ultimi anni si sono trasformati in stazioni di misura sempre più complesse.

La struttura portante è un cavo di Kevlar ad alta resistenza attaccato ad una zavorra posata sul fondo e sostenuto da boe di spinta in vetro o microsfere di vetro e resina; i vari strumenti sono agganciati a quote prefissate. Uno sganciatore acustico è posto tra la zavorra ed il cavo di Kevlar. Nel nostro caso i dati sono stati acquisiti con correntometri acustici doppler e meccanici (RDI e Aanderaa) e con registratori di temperatura e salinità Seabird.

3 RISULTATI

I dati raccolti sono stati analizzati per verificarne la qualità e quindi organizzati in serie annuali continue con un tempo di campionamento fissato a 60 minuti.

Durante le campagne di alcuni anni (1995, 1998, 2000) sono state effettuate misure idrologiche di mesoscala che hanno definito lo situazione delle masse d'acqua in quel periodo (Fonda Umani *et al.*, 2005).

Diverse masse d'acqua si alternano nella zona

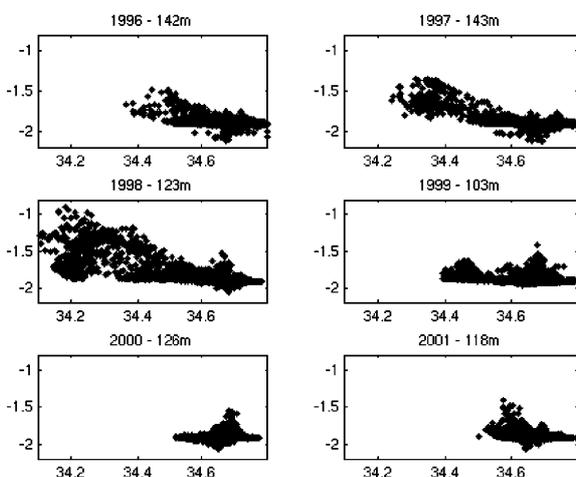


Figura 1: grafico della salinità e della temperatura nella serie dal 1998 in cui diverse masse d'acqua sono chiaramente separate.

nei diversi periodi dell'anno. Infatti nella figura 1 che riporta i dati misurati nel 1998 si osservano le principali masse d'acqua del Mare di Ross.

Nel corso di vari anni sono presenti picchi "anomali" con bassa salinità e alta temperatura: l'opposto di quanto ci si aspetta in una zona di polynya. In questi casi all'inizio dell'autunno la temperatura superficiale cambia da valori prossimi al punto di congelamento superficiale (-1.9 °C) a valori dell'ordine dei -1.2 °C con salinità di 34.1. Questo fenomeno è stato registrato regolarmente nella prima parte della serie e scompare dal 1999 in poi (Figura 2). Quando presente, è stato registrato per periodi di 15, 30 giorni in autunno e mai più ritrovato nel resto dell'anno.

4 DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Durante la fine degli anni '90, nella polynya di BTN, a circa 140 m di profondità, è stato osservato alla fine dell'estate un impulso di acqua calda e poco salata. Questo segnale molto marcato in quel periodo non è più stato riscontrato dal 1999 al 2002.

Le caratteristiche termoaline di quest'acqua fanno presupporre si possa trattare di acqua proveniente dalle aree costiere che viene trasportata al largo dai primi venti catabatici. In effetti, durante diverse campagne idrologiche effettuate nella zona, è stata individuata acqua calda e poco salata in prossimità delle zone più costiere con caratteristiche simili (Budillon & Spezie, 2000).

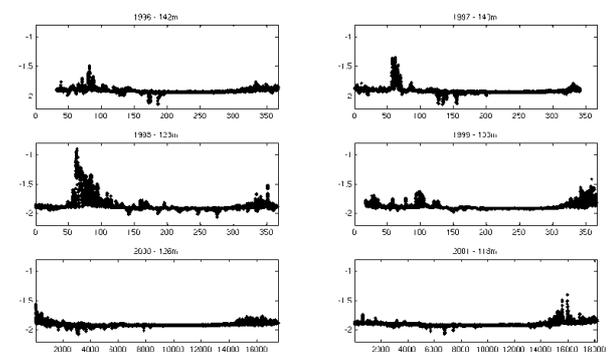


Figura 2: Andamento della serie di temperatura nel tempo (dal 1996 al 2002). I picchi anomali sono presenti solo nella prima parte della serie.

Una possibile alternativa per spiegare la presenza di questo strato d'acqua è che la sua origine sia legata in qualche maniera allo scioglimento del ghiaccio, terrestre o marino, durante l'estate. Dal momento in cui in autunno finisce il periodo di fusione del ghiaccio, lo strato d'acqua viene consumato per mescolamento con altre acqua.

Entrambi gli scenari sono verosimili e sono in corso ulteriori approfondimenti per chiarire l'origine di questi impulsi caldi.

Tuttavia è da sottolineare che negli ultimi anni questo fenomeno è scomparso, parallelamente ad una minore copertura di ghiaccio sulla superficie del mare, ma anche alla presenza del mega iceberg B15 che potrebbe aver alterato i processi di avvezione dalla zona costiera verso il largo negli strati più superficiali.

Comunque anche nel Mare di Ross sono stati osservati dei cambiamenti le cui ripercussioni sul clima locale e più a lungo termine, vista l'importanza dei poli nel refrigerare gli oceani, anche sul clima mondiale non sono attualmente prevedibili.

Nel corso dei progetti previsti per l'International Polar Year sono in programma studi mirati a definire, tramite ulteriori osservazioni, l'origine di questo fenomeno e il suo ruolo nel clima globale.

7 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Budillon, G., Tucci, S., Artegiani, A., Spezie, G., 1999. Water masses and suspended matter characteristics of the western Ross Sea. In: Faranda F.M., Guglielmo L., Ianora A. (Eds), Ross Sea ecology. Springer-Verlag, Milan, 63-68.
- Budillon G., Soezie G., 2000. Thermohaline structure and variability in the Terra Nova Bay polynya, Ross Sea. *Antarctic Science* 12(4): 493-508.
- Jacobs, S.A., Fairbanks R.C., Horibe Y., 1985. Origin and evolution of water masses near Antarctic continental margin: evidence from H2180/H2160 ratios in seawater. In: Jackobs, S.S. (Ed.), *Oceanology of the Antarctic Continental shelf*, 3, 59-85.
- Fonda-Umani S., Monti M., Bergamasco A., Cabrini M., De Vittor C., Burba N., Del Negro P., 2005. Plankton community structure and dynamics versus physical structure from Terra Nova Bay to Ross Ice Shelf (Antarctica). *Journal Marine Systems*. 55: 31-46.
- Orsi, A., Johnson, G.C., Bullister J.L., 1999. Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom water. *Progr. in Ocean.* 43, 55-109.
- Smith, S.D., Muench. R.D., Pease, C.H., 1990. Polynyas and leads: an overview of physical processes and environment. *Journal of Geophysical Research*, 95(C6): 9461-9479.

Ricostruzioni paleoambientali e paleoclimatiche in ambienti estremi: l'esempio di un lago artico

S. Musazzi¹, A. Marchetto¹, A. Lami¹, M. Manca¹, L. Vigliotti², L. Langone², A. Brauer³, F. Lucchini⁴, N. Calanchi⁴, E. Dinelli⁴, P. Guilizzoni¹, A. Mordenti¹

¹Istituto per lo Studio degli Ecosistemi, CNR, Verbania, Italia

²Istituto Scienza del Mare, CNR, Bologna, Italia

³GeoForschungsZentrum, Potsdam, Germania

⁴Dipartimento Scienze della Terra, Università di Bologna, Italia

SOMMARIO: Il clima della terra ha subito nel tempo numerose ed importanti variazioni. Nell'ultimo ventennio, la natura e l'intensità dei cambiamenti hanno assunto una tale ampiezza da richiedere approfonditi studi per analizzare se l'aumento della temperatura registrato sia da imputarsi a cause naturali o a fattori antropici come le emissioni di gas-serra. In questo contesto le aree polari hanno una duplice valenza in quanto da un lato rappresentano gli ecosistemi meno direttamente disturbati dall'uomo e dall'altro, per la loro fragilità, sono estremamente sensibili alle alterazioni legate sia all'attività antropica, sia ai cambiamenti climatici. Verranno qui presentati alcuni dei risultati delle ricerche paleolimnologiche svolte in un lago situato alle Svalbard, che mettono in evidenza come questi ambienti possano essere utilizzati quali indicatori dei cambiamenti in atto.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Come indicato nel rapporto dell'*Inter-Governmental Expert Panel* (IPCC), i cambiamenti globali saranno tra i problemi ambientali più seri che dovranno essere affrontati nell'immediato futuro (<http://www.ipcc.ch/>).

Secondo le previsioni dei modelli globali di circolazione atmosferica i cambiamenti climatici influenzeranno pesantemente gli ecosistemi terrestri, marini e le risorse idriche in generale con conseguenze negative per l'umanità, specialmente in relazione alla sostenibilità delle risorse naturali e allo sviluppo economico.

Alla luce di una crescente consapevolezza dell'importanza delle aree polari, quali barometri del clima mondiale e sensori dei cambiamenti climatici (Overpeck et al. 1997), l'ONU ha dichiarato il 2007/2008 Anno Internazionale delle aree polari, convogliando verso le calotte glaciali spedizioni, iniziative scientifiche, campagne ambientali ed altri

eventi. Per l'occasione, l'*International Council for Science* (ICSU) e la *World Meteorological Organization* delle Nazioni Unite hanno lanciato il più vasto programma di ricerca polare degli ultimi 50 anni; un grande sforzo scientifico internazionale per meglio capire il ruolo chiave dei Poli nell'equilibrio climatico mondiale. Inoltre vi è la necessità in questo momento di poter validare i modelli climatologici proposti attraverso il confronto con serie storiche sufficientemente lunghe e attendibili, esaminare le cause dei passati cambiamenti e comprenderne la dinamica cercando di chiarire quanto può essere spiegato da cause naturali e quanto deve essere attribuito all'influenza antropica. In questo contesto l'approccio paleolimnologico mira a sviluppare tecniche di ricostruzione del paleoclima e del paleoambiente a partire dalle variazioni stratigrafiche di parametri misurati nei sedimenti lacustri. Lo scopo finale è quello di costruire modelli probabilistici e previsionali del sistema climatico introducendo ulteriori dati relativi a zone geografiche anco-

ra poco investigate. Il confronto tra i risultati ottenuti dallo studio di ambienti remoti, con quelli provenienti dai numerosi studi compiuti alle nostre latitudini, ove la pressione esercitata dalle attività umane è molto elevata, permetterà di comprendere meglio le relazioni che intercorrono tra fattori naturali e fattori antropici nell'evoluzione del clima su scala globale.

In questo articolo si presenterà una breve descrizione degli studi condotti su un lago situato alle Isole Svalbard e finalizzati ad identificare quale sia la variabilità naturale di questi ambienti e quali siano le alterazioni connesse con le attività antropiche.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

Nell'Aprile del 1999, nell'ambito del progetto strategico artico del CNR è stata realizzata una spedizione presso la Base di Ny-Ålesund durante la quale sono stati campionati i laghi Ossian Sarsfjellet e Kongressvatnet (Fig. 1).



Figura 1: Immagini del campionamento e di una carota di sedimento.

Nel punto di massima profondità dei laghi sono state prelevate con un carotatore a gravità alcune carote di sedimento, sulle quali sono state effettuate analisi geochimiche, mineralogiche, biochimiche (pigmenti algali) e biologiche (diatomee, cladoceri, polline, Musazzi 2005), seguendo un approccio di studio *multi-proxy*, in cui l'analisi di più parametri permette una reciproca conferma.

Poiché uno degli aspetti cruciali per le analisi

paleolimnologiche è la cronologia, i sedimenti del Lago Kongress, caratterizzati dalla presenza di alcune sezioni varvate (laminazioni annuali), sono stati datati mediante tecniche multiple di datazione al fine di ridurre al minimo le incertezze associate ad ogni metodo utilizzato.

I dati raccolti sono stati in parte pubblicati (Guilizzoni et al. 2006). Per motivi di spazio si riporta qui una sintesi dei risultati oggi disponibili per il solo Lago Kongress.

3 RISULTATI RILEVANTI

Le carote prelevate nel Lago Kongress presentano chiari cambiamenti litologici, geochimici e biologici; il più evidente, probabilmente causato da cambiamenti glaciologici nel bacino imbrifero, è quello a circa 30-40 cm di profondità (ca. 700 anni AD), e separa due zone bio-stratigrafiche nettamente distinte, indicanti periodi ben diversi dal punto di vista climatico.

Da questo periodo in poi il lago divenne meromittico e di conseguenza gli strati d'acqua anossici consentirono lo sviluppo di solfobatteri fotosintetici anaerobi come indicato dalle aumentate concentrazioni dei carotenoidi specifici di questi organismi (okenone, isorenieratene) e di zolfo (Fig. 2).

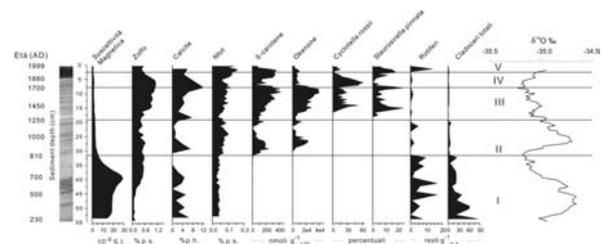


Figura 2: Diagramma riassuntivo delle analisi *multi-proxy* eseguite sui sedimenti della carota k99-3 prelevata nel Lago Kongress. A confronto è riportato il profilo di $\delta^{18}\text{O}$ ottenuto sulla carota di ghiaccio GISP2 (da: Guilizzoni et al. 2006).

L'instaurarsi di condizioni fortemente anossiche avrebbe determinato anche la netta diminuzione del popolamento zooplanctonico a cladoceri, abbondanti alla base della carota e

dominati da *Chydorus*; nella porzione superiore della carota diventano invece prevalenti uova durature di rotiferi.

La particolarità più evidente nell'analisi diatomologica (Fig. 2) è l'assenza di frustoli dalla base della carota fino a 18 cm (ca. 1200 AD). Le prime diatomee a comparire sono quelle di ambiente mesotrofo. Si osservano in seguito variazioni nella composizione della comunità con fasi in cui dominano alternativamente le specie planctoniche (ad es. *Cyclotella rossii*) o le specie bentoniche (ad es. *Staurosirella pinnata*). Questi cambiamenti sono sincroni con variazioni rilevate nell'abbondanza di pigmenti algali: periodi dominati da *Cyclotella* sono caratterizzati anche da una scarsa concentrazione di luteina, aspetti che identificano quei periodi come fasi climatiche più fredde, con stagioni di copertura di ghiaccio prolungate e condizioni anossiche nelle acque di fondo del lago. Al contrario periodi relativamente più caldi consentono un maggiore sviluppo della vegetazione litorale e quindi un aumento della luteina e una riduzione di anossia, evidenziata dalla diminuzione di okenone (Fig. 2).

Lo studio paleolimnologico da noi condotto sul L. Kongress mostra che negli ultimi 1800 anni circa vi sono stati cinque periodi di marcati cambiamenti ambientali, evidenziati dalla sincronicità nella risposta dei parametri magnetici, geochimici e biologici. Data la localizzazione di questo lago in un'area remota, questi cambiamenti devono essere associati, ad eccezione in parte del periodo più recente, a variazioni climatiche naturali piuttosto che all'attività umana.

Elementi di disturbo su scala locale e regionale potrebbero essere importanti per alcuni cambiamenti registrati nei parametri geochimici (ad es. zolfo, azoto) durante il 19° e 20° secolo e dovuti alla presenza nei pressi del lago di una importante area mineraria. È noto infatti che durante il secolo scorso inquinamento atmosferico sia locale sia dovuto a trasporto da lunga distanza si è sovrapposto a una forzante climatica nel determinare le fluttuazioni osservate nell'ecosistema (Simões &

Zagorodnov 2001).

Fattori climatici come quelli riconducibili ai periodi noti come il "Dark Age Cold Period" (zona I), il "Caldo Medievale" (zona II), la "Piccola età glaciale" (LIA; zona III) e la fase di riscaldamento che ha contraddistinto il 20° secolo sono ben rappresentati e strettamente legati all'estensione e alla durata della copertura glaciale che a sua volta determina la presenza di habitat per la crescita degli organismi.

Condizioni anossiche si sono instaurate appena prima dell'inizio del Caldo Medievale, in un periodo contraddistinto da una forte instabilità ambientale e da una elevata energia nel sistema, e si sono ripresentate a partire dal 1350 AD fino alla fine del 1800 (LIA). L'instaurarsi di condizioni meromittiche e anossiche permanenti coincide, oltre che con la deposizione di sedimenti regolarmente varvati, anche con la massiccia fioritura delle popolazioni di solfobatteri strettamente anaerobi.

In generale dalla fine del 1800 alla prima metà del 20° secolo, l'Artide ha subito un progressivo riscaldamento che ha contraddistinto la fine della LIA e che è registrato nei sedimenti del L. Kongress sia da un nuovo cambiamento nella comunità di diatomee e nell'abbondanza dei pigmenti algali sia dal cambiamento nella granulometria e nella mineralogia degli strati più superficiali. Si osserva infatti un prominente cambiamento sedimentologico con il passaggio da uno strato a grana fine grigio-brunastro, parzialmente laminato, costituito da limo e argilla e ricco di carbonati (dolomite e calcite) a uno scuro, prevalentemente organico.

Il ritiro del fronte glaciale dovuto al riscaldamento climatico avrebbe determinato un aumento dell'erosione dei suoli e del dilavamento di materiale organico e di nutrienti dal bacino che, combinato con l'allungamento della stagione di crescita, ha comportato l'aumento di produttività.

È da notare che da quanto emerso da questo studio la LIA sarebbe iniziata prima e terminata dopo rispetto a quanto stabilito da dati

paleoclimatici provenienti dal centro Europa; per contro, i nostri dati si accordano molto bene con quelli provenienti dalla carota di ghiaccio GISP2 prelevata in Groenlandia (Fig. 2) e dagli studi sui sedimenti del L. Ossian (Musazzi 2005).

Nel loro complesso le informazioni raccolte evidenziano la sensibilità dei laghi artici ai cambiamenti ambientali e l'alta qualità dei registri sedimentari quali archivi della variabilità climatica del tardo Olocene nella regione polare.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Con questa breve descrizione delle ricerche condotte nell'area artica dal CNR-ISE in collaborazione con diversi Istituti sia italiani che stranieri si vuole mettere in luce il ruolo chiave delle regioni polari, per la comprensione dell'evoluzione del clima e dell'impatto dell'uomo.

Un aspetto centrale che emerge da queste ricerche è la necessità di studi che possano seguire nel tempo l'evoluzione dei cambiamenti osservati, in quanto questi ambienti hanno una variabilità interannuale piuttosto ampia. Da qui la necessità di costruire serie temporali "lunghe", ovvero che abbraccino un ampio intervallo di tempo, e "robuste" cioè che permettano la confrontabilità dei dati nel tempo. La generazione di banche-dati con queste caratteristiche rappresenta la base per la costruzione di modelli e scenari di risposta dell'ecosistema da utilizzare per valutare gli effetti e le conseguenze delle diverse scelte di gestione dell'ambiente.

Per quanto riguarda l'evoluzione a lungo termine, un punto importante da sottolineare è come le indagini paleolimnologiche possano fornire indicazioni sull'adattamento degli ecosistemi lacustri alle accelerate variazioni

climatiche. Comprendere il passato e la variabilità climatica naturale potrà aiutarci a capire come si evolverà l'ambiente nell'immediato futuro, quando esso sarà ancor più fortemente condizionato dalla presenza dell'uomo.

In questo contesto approfondimenti futuri saranno necessari al fine di valutare se i fenomeni osservati in quest'area geografica siano legati a fattori climatici locali o se siano connessi con le variazioni globali del clima.

Dalle indicazioni di diversi organismi internazionali quali l'IGBP-PAGES emerge chiaramente la necessità di colmare le lacune sulle complesse interazioni del sistema Terra, proprio attraverso una maggiore integrazione tra le numerose informazioni di alto livello qualitativo ottenute dagli studi di paleoecologia e di dinamica energetica di atmosfera e oceani.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Guilizzoni, P., Marchetto A., Lami A., Brauer A., Vigliotti L., Musazzi S., Langone L., Manca M., Lucchini F., Calanchi N., Dinelli E. & Mordenti A.. 2006. Records of environmental and climatic changes during the late Holocene from Svalbard: palaeolimnology of Kongressvatnet. *J. Palaeolimnol.* 36: 325-351.
- Musazzi, S. 2005. Evoluzione del paleoambiente e del paleoclima del Tardo Olocene di due aree remote (Svalbard e Himalaya) attraverso l'analisi dei sedimenti lacustri. Università degli Studi di Parma. 158 pp.
- Overpeck, J., et al. 1997. Arctic Environmental Change of the Last Four Centuries. *Science.* 278: 1251-1256.
- Simões, J.C. & Zagorodnov V.S. 2001. The record of anthropogenic pollution in snow and ice in Svalbard, Norway. *Atmosph. Environ.* 35: 403-413.

Influenza sul ciclo del Carbonio della variabilità spazio-temporale della biomassa e della attività microbica nel Mare di Ross (Antartide)

R. La Ferla, F. Azzaro, M. Azzaro, G. Maimone, L.S. Monticelli

Istituto per l'Ambiente Marino e Costiero, CNR, Messina, Italia

rosabruna.laferla@iamc.cnr.it

SOMMARIO: Il contributo microbico alla biogeochimica del sistema Terra riveste un'importanza fondamentale per il mantenimento dell'equilibrio della ecosfera ed, in particolare, nell'Oceano Antartico che rappresenta un ecosistema chiave per la variabilità del clima terrestre. In questo lavoro vengono riportati contestualmente i risultati ottenuti nel Mare di Ross dal 1990 al 2005 sulla variabilità biomassa e le attività eterotrofiche del batterioplancton. Sono state indagate diverse zone (costiere e pelagiche, marginali e/o libere dai ghiacci) in diversi periodi (primavera e estate australe). Scopo della ricerca è definire i trends microbici, indicatori di tendenze ecosistemiche, in relazione alla variabilità interstagionale ed interannuale.

1 RUOLO DEI MICROORGANISMI NEI CAMBIAMENTI CLIMATICI

Microorganismi e clima

Il contributo microbico alla biogeochimica del sistema Terra riveste un'importanza fondamentale per il mantenimento dell'equilibrio della ecosfera e, in particolare modo, negli oceani che sono tra i primari controllori del clima e, nel contempo, costituiscono un serbatoio naturale per la CO₂ atmosferica.

I microorganismi sono infatti i principali attori della pompa biologica nel mare, attraverso i processi fotosintetici di assimilazione di CO₂ nella zona eufotica e respiratori nell'intera colonna d'acqua, consentendone il sequestro nelle profondità oceaniche. L'interesse scientifico verso i cambiamenti climatici e le interrelazioni con le biocenosi microbiche marine si è sviluppato solo recentemente. Poche conoscenze esistono ancora sulla variabilità dei flussi di C a diverse scale spaziali e temporali. Tale esigenza è particolarmente urgente nell'Oceano Antartico che rappresenta un ecosistema chiave per la conoscenza globale del clima terrestre, in

quanto funge da “pozzo freddo” e motore delle correnti oceaniche di tutto il Pianeta.

L'Oceano Antartico nel clima globale

L'Oceano Antartico, pur rappresentando solo il 10 % della superficie oceanica dell'idrosfera, è responsabile dell'uptake di circa un terzo di tutta la CO₂ di origine antropica assorbita dagli oceani (Lancelot 2007). L'estrema variabilità stagionale (basti pensare alle implicazioni dovute all'alternanza luce-buio nell'arco dell'anno) fa sì che l'Antartide oscilli tra fasi di assorbimento e rilascio di CO₂, costituendone alternativamente un serbatoio o una sorgente. Nel Mare di Ross, a tale variabilità temporale va ad aggiungersi nel periodo primaverile-estivo, un peculiare dinamismo trofico dovuto allo scioglimento dei ghiacci a partire dalla polynia della Ross Ice Shelf, che ne aumenta la variabilità anche su scala spaziale.

Nell'ambito del PNRA, sono stati condotti numerosi progetti nel mare di Ross, area strategicamente importante sia per le dinamiche circolatorie che per le dinamiche trofiche a livello globale. In tale zona si formano masse

d'acqua che diffondono nell'Oceano Pacifico e avvengono bloom fitoplanctonici tra i più estesi e sviluppati del pianeta (Di Tullio et al. 2000, Ducklow et al. 2001).

In questo lavoro vengono riportati i risultati sulla biomassa e le attività eterotrofiche del batterioplancton ottenuti nel Mare di Ross nell'ultimo decennio, in diversi periodi (primavera e estate australe) e zone (costiere e pelagiche, marginali e/o libere dai ghiacci). Scopo della ricerca è quello di definire i *trends* microbici, indicatori di tendenze ecosistemiche in relazione alla variabilità interstagionale ed interannuale.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA NEL MARE DI ROSS

2.1 Progetti e Metodologie

Nell'ambito di numerosi progetti del PNRA (Area Marina Protetta Baia Terra Nova, Bioseso 2, Abioclear, Victoria Land, Rossmize, etc) è stato acquisito un importante data set sulla biomassa microbica e sulle attività metaboliche degradative della sostanza organica nel Mare di Ross dal 1990 al 2005. Lo studio della biomassa batterioplanctonica è stata effettuata mediante analisi d'immagine (La Ferla et al. 2005); la biomassa totale e frazionata, nelle categorie dimensionali pico-, nano- e micro-planctoniche, mediante quantificazione dell'ATP (adenosin-tri-fosfato); i tassi respiratori mediante lo studio dell'attività ETS (*Electron Transport System*); i tassi di idrolisi enzimatica mediante la stima della leucina aminopeptidasi (LAP), β -glucosidasi (β -GLU) e fosfatasi alcalina (AP); la produzione batterica secondaria mediante incorporazione di ^3H -leucina utilizzando parametri cinetici determinati *in situ*.

I dettagli metodologici sono riportati in La Ferla *et al.* (in stampa), Monticelli *et al.* (2003), Azzaro *et al.* (2006).

3 RISULTATI RILEVANTI

Studi condotti nella zone marginali dei ghiacci (MIZ) e nelle zone coperte dal pack (PIZ) hanno mostrato rispettivamente alti e bassi

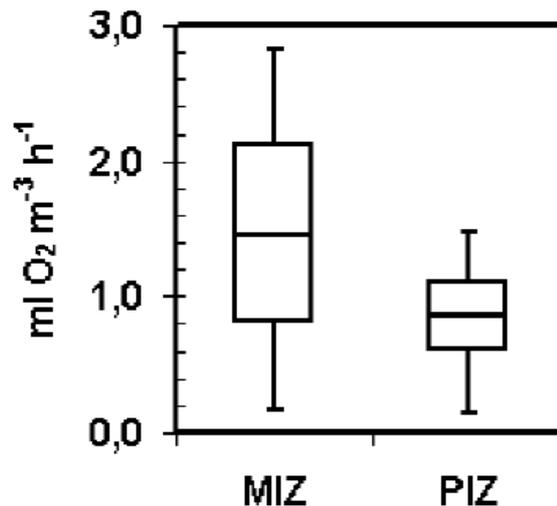


Fig. 1: Box-plot che mostra i ranges e le mediane della attività respiratoria (ETS) nella zona di scioglimento del ghiaccio (MIZ) e nella zona coperta dal ghiaccio (PIZ).

livelli respiratori nelle due aree (Fig.1), rispecchiando la variabilità dello *standing stock* e la produttività fitoplanctonica (Azzaro *et al.* 2004). Inoltre, i rapporti metabolici tra Produzione Primaria e Respirazione (PP/R) hanno mostrato che la zona libera dai ghiacci è un sistema produttivo ($\text{PP/R} > 1$) mentre la zona coperta dai ghiacci è nettamente consumatore ($\text{PP/R} < 1$). Tale variabilità interstagionale estesa su scala annuale fa ipotizzare che

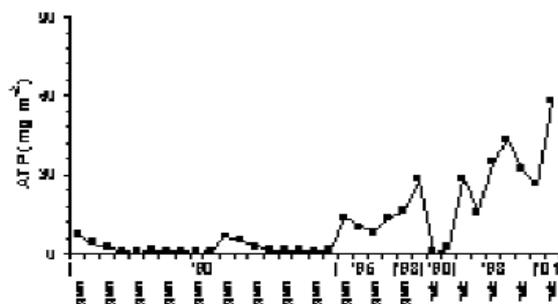


Fig 2: Andamento delle biomasse totali nella zona costiera.

nel Mare di Ross i microrganismi agiscono come *sink* di CO_2 nei periodi primaverili-estivi e come *source* nei periodi invernali. Infatti in questo periodo il bilancio di C è preminentemente modulato dai processi eterotrofici (Karl 1993).

L'andamento delle biomasse microbiche totali, relativo al periodo primaverile-estivo nell'arco di 11 anni, mostra diversi trends nella zona

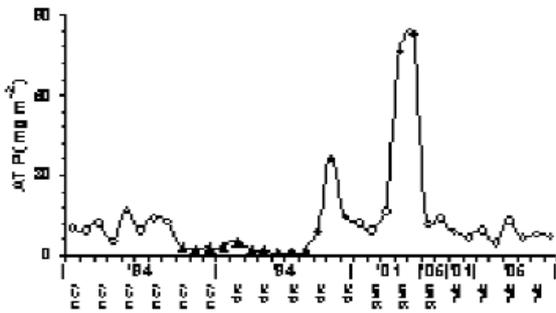


Fig 3: Andamento delle biomasse totali nella zona pelagica. (●: aree marginali o libere dai ghiacci; ●: aree coperte dai ghiacci; ▲: aree di polynia e del mooring A).

costiera e pelagica. Nella zona costiera (Fig. 2) è evidente un incremento interannuale che va delineandosi nell'arco di una decina d'anni. L'andamento dei dati nelle aree pelagiche (Fig. 3) mette in rilievo una scarsa variabilità interannuale mostrando invece differenti livelli di biomassa in base alla copertura dei ghiacci.

Gli sporadici eventi fuori tendenza sono leggibili nell'ambito di condizioni a microscala (massivo *bloom* algale nella polynia nel Dic. '94 e nel sito del *mooring* A nel Gen. 2001). Una comparazione tra dati microbiologici, biochimici e sedimentologici (Catalano *et al.*, 2006), ha messo in luce che la sostanza organica riciclata nella piattaforma continentale è significativamente maggiore di quella scambiata con l'oceano, nonostante Sorokin (1971) avesse già ipotizzato che l'elevata produzione fitoplancton, spesso disaccoppiata dalla utilizzazione batterica, fosse esportata attraverso le dinamiche circolatorie antartiche e utilizzata in ecosistemi temperati e subtropicali.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Questo lavoro vuole contribuire non solo alla conoscenza dell'ecosistema antartico ma anche alla comprensione delle sue dinamiche evolutive per accrescere la significatività dei modelli revisionali. Infatti, comparando le simulazioni modellistiche con i dati sperimentalmente collezionati in campo su lunghe scale temporali si potranno testare sia la performance che la reale significatività dei modelli stessi. In tale ambito il progetto

“Vulnerabilità delle Coste e degli ecosistemi marini italiani ai cambiamenti climatici e loro ruolo nei cicli del carbonio mediterraneo” (VECTOR), ha aperto una linea di ricerca per sviluppare una banca dati in cui raccogliere le attività finora svolte in ambiente antartico da istituti di ricerca italiani.

La mancanza di conoscenze sinottiche dell'Oceano Antartico è legata alle peculiarità stesse di questo ecosistema, che aggravano le difficoltà logistiche per il recupero di dati sperimentali. La cooperazione a livello internazionale potrebbe costituire un importante complemento alle nostre conoscenze e di conseguenza nelle predizioni future. La formulazione di clusters specifici realizzatasi nell'ambito dell'International Polar Year (IPY) poteva essere un'opportunità per colmare le lacune esistenti a livello di cooperazione internazionale.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Azzaro, M., La Ferla R., Azzaro F. 2006. Microbial respiration in the aphotic zone of the Ross Sea (Antarctica). *Mar. Chem.*, 99: 199-209
- Azzaro, M., La Ferla R., Ribera d'Alcalá M. 2004. Spatial variability of microplankton respiration in the Ross Sea (Antarctica) during austral spring. *Rapp. Comm. Int. Mer Médit.*, 37.
- Catalano G., Budillon G., La Ferla R., Povero P., Ravaioli M., Saggiomo V., Accorsero A., Azzaro M., Carrada G.C., Giglio F., Langone L., Mangoni O., Mistic C., Modigh M. 2006. A global budget of carbon and nitrogen in the Ross Sea (Southern Ocean). In: Liu KK, Atkinson L, Quiñones R, Talaue-McManus L, Eds, Carbon and Nutrient Fluxes in Continental Margins: A Global Synthesis, 450 pp, Global Change, The IGBP Series, Springer, Berlin.
- Di Tullio, G.R., Grebmeier J.M., Arrigo K.R., Lizotte M.P., Robinson D.H., Leventer A., Barry J.P., VanWoert M.L., Dunbar R.B. 2000. Rapid and early export of

- Phaeocystis antarctica* blooms in the Ross Sea, Antarctica. *Nature* 404: 595-598.
- Ducklow, H., Carlson C., Church M., Kirchman D., Smith D., Steward G. 2001. The seasonal development of the bacterioplankton bloom in the Ross Sea, Antarctica, 1994-1997. *Deep-Sea Res. II* 48: 4199-4221.
- Karl, D.M. 1993. Microbial processes in the southern oceans. In: Friedman EI (ed) *Antarctic Microbiology*. Wiley & sons, New York, pp:1-63.
- La Ferla, R., Azzaro F., Azzaro M., Lo Giudice A., Maimone G. (in stampa). Locally derived carbon conversion factors for the estimation of bacterioplankton biomass in the Ross Sea (Antarctica). *J. Mar.Sys.*
- Lancelot, C. 2007. Southern Ocean ecosystem: key for global climate. *Science & Technologies, Climate Change*. www.sciencepoles.org
- Monticelli, L.S., La Ferla R., Maimone G. 2003. Dynamics of bacterioplankton activities after a summer phytoplankton bloom period in Terra Nova Bay. *Antarctic Science* 15 (1): 85-93.
- Sorokin, Y.I. 1971 Bacterial populations as components of oceanic ecosystem. *Mar Biol* 11: 101-105.

Periodicità orbitali ed influenza eustatica nelle oscillazioni degli ultimi 2,6 Ma della calotta glaciale Antartica

M. Iorio

Istituto per l'Ambiente Marino Costiero, CNR, Napoli, Italia
marina.iorio@iamc.cnr.it

SOMMARIO: Sono qui discusse le analisi FFT di dati sedimentologici e petrofisici, ottenuto da successioni sedimentarie Plio-Pleistoceniche depostesi sul “rise” continentale dell’Antartide Occidentale. Le periodicità trovate, quando normalizzate, esibiscono un coefficiente di correlazione molto alto con le variazioni orbitali terrestre calcolate per lo stesso periodo geologico. In aggiunta sia l’eccentricità breve (≈ 95 -125 ky) che lunga (≈ 413 ky) emergono chiaramente dal segnale durante il Pleistocene, senza evidente “switch” dell’obliquità per la transizione medio-Pleistocenica (a 0.9 Ma). Questo suggerisce che i parametri litologici, proxy di cicli glaciali, siano controllati, direttamente o indirettamente, da processi le cui forzanti siano astronomiche (cicli di Milankovitch). Inoltre la buona correlabilità delle variazioni sistematiche sedimentologiche ottenute in siti distanti fra loro diverse centinaia di chilometri, e corrispondenti ad intervalli di circa 140 e 370 Ky, permettono di estendere i risultati a scala regionale. Infine il confronto temporale delle variazioni litologiche con le curve di oscillazione eustatica del terzo ordine suggerisce un’influenza eustatica superimposta per gli ultimi 2,6 Ma.

1 INTRODUZIONE

La dinamica della calotta glaciale antartica è una componente significativa del sistema climatico globale, così come la conoscenza dei suoi meccanismi forzanti, ancora non ben conosciuti, è di grande importanza nell’analisi dell’evoluzione climatica della terra. Nuove luci in tali dinamiche vengono dagli studi delle sedimentazioni glaciali–interglaciali dei “drift” sedimentari posti sul rise superiore del margine Pacifico occidentale della Penisola Antartica. In questo settore, il rilievo irregolare del rise superiore è dovuto ai larghi “drifts” sedimentari emipelagici, che sono separati da nove sistemi di canali formati da flussi torbidity. I sedimenti dei “drifts” sono caratterizzati da alternanze di sedimenti costituiti da silt e argille povere in fossili e rapidamente depositati durante gli intervalli glaciali, a fanghi biogenici (con una componente terrigena minore) lentamente depositatisi durante gli intervalli interglaciali (Rebesco et al. 1998, Barker & Camerlenghi, 2002).

2 DATI E METODI

I risultati delle analisi spettrali e delle correlazioni di dati sedimentologici (Sand Coarse Fraction) e petrofisici (GRAPE bulk density, Magnetic Susceptibility e Chromaticity a^*) di età Plio-Pleistocenica, provenienti da parte dei sedimenti dei Siti ODP Leg 178 1095, 1096 e 1101, e perforati rispettivamente nei “drifts” sedimentari 7 e 4 (Barker & Camerlenghi, 2002) sono qui presentati. Il programma spettrale usato è stato originariamente scritto da Horne & Baliunas nel 1986 per trattare dati astronomici e successivamente adattato a dati stratigrafici (Iorio *et al.* 1995; Brescia *et al.* 1995). Nell’ambito degli intervalli sedimentari studiati, solo gli spettri di potenza dei parametri che mostrano delle periodicità ben definite con più di due lunghezze d’onda non armoniche, e con probabilità di non essere generati dal rumore $>90\%$, vengono considerati contenenti un segnale ciclico (Tabella 1). Per comparare le lunghezze d’onda ottenute, espresse in spessori sedi-

a) Site 1095						
0-53 mcd 88-140 mcd						
Late Plio to Pleistocene			Early to Late Pliocene			
Ms	Astr	Ms	Grape	Rfa*	Fr>63	Astr
		0,98				22.394
1,12	39.719	1,73			1,50	39.719
		2,08	2,13	2,14	2,06	50.000
1,60	53.864					
		2,36		2,44	2,29	59.000
1,99	64.000	3,06	2,74	2,82	2,77	64.000
					4,01	98.715
3,09	111.000					
4,15	123.818	6,06	6,83	5,36	5,76	123.818
8,24	404.178			17,87		404.178
Corr.						
0,993	0,996	0,999	0,998	0,993		

b) Site 1096				
0-33 mcd 34-150 mcd				
Mid to late Pleistocene		Late Pliocene to Mid Pleistocene		
Ms	Astr	Ms	Rfa*	Astr
1,05	15.000			
1,45	18.964			
1,79	23.708	2,04	2,08	23.708
		3,34	3,51	39.719
3,39	50.000	-	4,39	50.000
		-	5,34	64.000
6,10	94.782	8,06	7,49	94.782
		11,50	11,18	123.818
		19,58	-	227.000
		34,25	-	404.178
Corr.				
0,995		0,999	0,998	

c) Site 1101							
0-143 mbsf			53-143 mbsf				
Late Pliocene to Pleistocene			Late Pliocene to Mid Pleistocene				
Ms	Fr>63	Astr	Ms	Grape	Rfa*	Fr>63	Astr
1,0	--	15.000	0,91				15.000
1,5	--	22.394	1,53	1,37	1,53		22.394
1,8	--	23.708	1,76				23.708
2,4	2,35	39.719	2,22	2,44	2,27		39.719
			2,70			2,68	41.090
--	2,8	50.000		2,80			50.000
--	--	53.864		3,15	3,36		53.864
						3,89	59.000
3,7	3,8	64.000	3,99	4,21			64.000
	4,8	94.782			4,67	4,77	94.782
6,8	6,8	98.715	6,30				98.715
--	8,35	111.000				7,19	111.000
9,5	10,7	123.818	9,45	10,80		10,88	123.818
15,4	--	231.000					
24,7	26,0	404.178		25,21	28,04	21,42	404.178
Corr.							
0,993	0,984		0,988	0,995	0,990	0,975	

Tabella 1: a) Sito 1095; b) Sito 1096; c) Sito 1101. Intervalli di profondità e tempo dei parametri usati per le Fast Fourier Transform (FFT) analisi. Lunghezze d'onda espresse in m di Ms: Suscettività magnetica; Grape (Gamma Ray Attenuation Porosity Evaluator): densità; Rfa*: chromaticity parametro a* , Fr>63: Sand Coarse Fraction >63 m in peso % ; Astr, periodicità astronomiche calcolate (Berger & Loutre, 1992) espresse in anni. Corr. fattore di correlazione tra i dati di lunghezze d'onda e i dati delle periodicità astronomiche. (Da Iorio et al. 2004)

mentari (m), e le periodicità orbitali calcolate da Berger & Loutre, (1992) per gli ultimi 3 Ma, espresse in unità temporali (ky), (Tabella 1) si sono normalizzate per ogni spettro tutte le lunghezze d'onda rispetto a quella con frequenza più alta, e tutti i periodi orbitali calcolati rispetto a quello di maggiore frequenza (D'Argenio *et al.* 1998). Le due tabelle di rapporti a-dimensionali così ottenuti sono stati poi "cross-correlati", cercando i fattori di correlazione più alti. Le analisi di regressione lineare dei rapporti relativi di tutte le lunghezze d'onda e dei periodi orbitali hanno dato tutti fattori di correlazione al di sopra di 0.98 (Tabella 1) per cui possono essere considerati fortemente correlati.

Le correlazioni stabilite permettono anche un calcolo della media del tasso di accumulo dei sedimenti negli intervalli studiati (Iorio *et al.* 2004), tali valori mostrano una forte similarità con i tassi di sedimentazione calcolati per gli stessi intervalli con metodologie biostratigrafiche e paleomagnetiche (Iwai *et al.* 2002; Acton *et al.* 2002). Guardando i picchi di maggiore energia (segnati in neretto in Tabella 1), si può notare che l'eccentricità corta (~95 e 123-ky) fortemente influenza i dati del Pliocene inferiore-superiore (Site 1095) e l'intero Pleistocene del Sito 1095, 1101 e 1096. Mentre l'eccentricità lunga (~400-ky) emerge fortemente dai dati del Pliocene-superiore Pleistocene nel "record"

sedimentario dei Siti 1095 e 1101. Inoltre la precessione (~20ky) è evidente nel Pliocene Superiore–Pleistocene del Sito 1096 e 1101. Infine il periodo di ~64-ky caratterizza il Pliocene inferiore–superiore ed il Pleistocene medio dei siti 1095, 1096 e 1101. Per interpretare i risultati ottenuti dalle analisi di FFT, tutti i dati stratigrafici, che erano stati campionati con intervalli diversi, sono stati filtrati attraverso una finestra media di 140 cm (corrispondente all'intervallo di campionatura più lungo). I dati processati sono stati calibrati in Ma (Figura 1) usando il tasso di sedimentazione calcolato con metodo astronomico, e negli intervalli esclusi dalle analisi FFT, con quello ottenuto con le metodologie biostratigrafiche e paleomagnetiche. Successivamente, sono state considerate espressione dello stesso evento, le variazioni sedimentologiche e petrofisiche sincrone ($\pm 0,05$ Ma), presenti nei dati calibrati di almeno due siti appartenenti a due distinti "drifts" sedimentari (i.e. 7 e 4 distanti diverse centinaia di chilometri) e ne è stata calcolata l'età media. Se lo stesso evento è registrato in tutti e tre i siti, esso è considerato un evento "maggiore", eventi "maggiori" occorrono a 0,39; 0,9; 1,07; 1,42; 2,01; 2,13; 2,61 Ma, (indicato dalle stelle in Figura 1). L'intervallo di tempo medio tra due eventi susseguenti durante gli ultimi 2,6 Ma, risul-

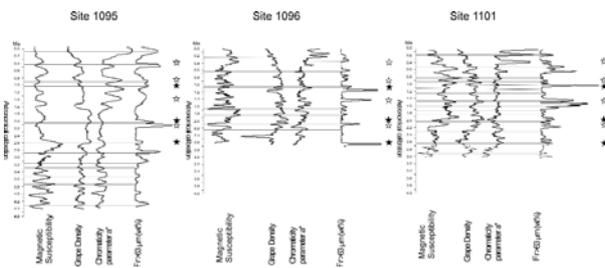


Figura 1: Curve filtrate e calibrate con datazioni Astro-Bio-Paleomagnetiche dei parametri petrofisici e delle Sand Coarse Fractions. Le linee nere orizzontali si riferiscono a variazioni sincrone ($\pm 0,05$ Ma) dei quattro parametri. Gli intervalli di tempo medio occorrenti tra le variazioni presenti in almeno due siti provenienti da due differenti "drifts" è di 0.14Ma. Le stelle indicano cambiamenti sincroni dei parametri occorrenti in tutti e tre i siti (eventi maggiori), il cui intervallo di tempo medio occorrente è di 0.37 Ma. Le stelle nere indicano, in particolare, il periodo di tempo in cui l' "Ice rafting" è maggiormente intenso (Da Iorio et al. 2004).

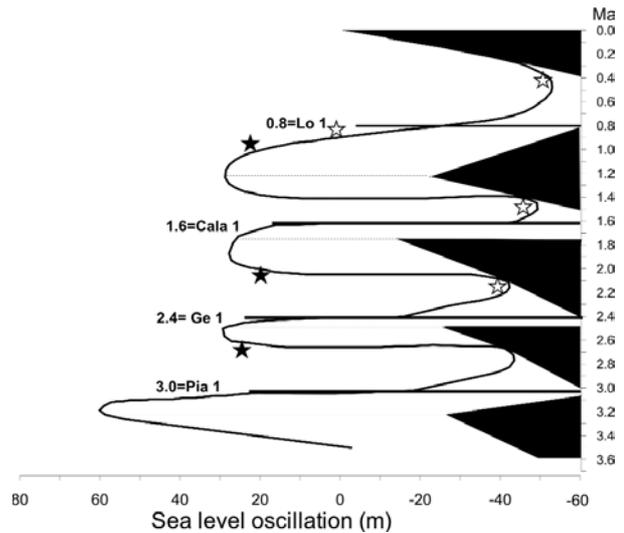


Figura 2: Hardenbol et al. 1998 (dopo Haq et al. 1987), curva eustatica per gli ultimi 2.6 Ma. Le stelle indicano l'età e la posizione rispetto all'oscillazione relativa del livello del mare delle variazioni "maggiori" dei parametri analizzati. Nota come i momenti di intenso "ice rafting" (indicato dalle stelle piene) corrispondano ad un sollevamento relativo del livello marino.

ta essere di 0.14 ± 0.04 Ma, mentre l'intervallo di tempo medio tra gli eventi "maggiori" è di 0.37 ± 0.17 Ma. Così questi intervalli di tempo sono paragonabili a quelli calcolati per gli spettri di potenza Plio-Pleistocenici di lunghezza d'onda di più alta energia (Tabella 1).

3 CONCLUSIONI

Analisi spettrali di dati sedimentari e petrofisici provenienti da sedimenti Plio-Pleistocenici perforati sul rise continentale dell'Antartide occidentale durante l'Ocean Drilling Program, Leg 178 mostrano diversi picchi di lunghezza d'onda. Quando le lunghezze d'onda sono normalizzate, esibiscono un fattore di correlazione molto alto con le variazioni delle periodicità orbitali predette per la terra per lo stesso intervallo di tempo. Entrambe le eccentricità corte (~ 95-125 -ky) e lunghe (~400-ky) emergono chiaramente dal segnale durante tutto il Pleistocene, senza evidente "switch" verso l'obliquità nel Pleistocene medio (~ 0.9 Ma) come riportato in letteratura. Questo suggerisce che i parametri litologici, proxy di cicli glaciali, siano con-

trollati, direttamente o indirettamente, da processi la cui origine è astronomica (Cicli di Milankovitch). In aggiunta la presenza costante di tutte i periodi orbitali nei segnali fin dal Pleistocene inferiore e la buona correlabilità, per gli ultimi 2,6 Ma tra siti perforati a diverse centinaia di chilometri, delle variazioni sedimentologiche sistematiche, i cui intervalli temporali sono di circa 140 e 370-ky, permettono di estendere i risultati a scala regionale. Inoltre la costante presenza di tutti i parametri orbitali nel segnale fin dal Pleistocene inferiore ed in parte del Pliocene inferiore e in tutto quello superiore del sito 1095, conferma la relative stabilità della calotta glaciale Antartica fin dal Neogene superiore (Barker & Camerlenghi, 2002) ed implica la sua sensibilità ai cambi di insolazione durante gli intervalli di tempo studiati. Infine una corrispondenza in età emerge tra gli eventi correlati a 1,07; 2,01 e 2,61 Ma, corrispondenti a periodi di particolare intenso "ice rafting" nell'area studiata e relativo sollevamento del livello del mare, suggerendo (Figura 2) un'influenza eustatica superimposta.

4 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Acton, D.G., Guyodo, Y., and Brachfeld, S.A., 2002, Magnetostratigraphy of sediment drift on the continental Rise of west Antarctica (ODP Leg 178, Sites 1095, 1096, and 1101), in Barker, P.F., Camerlenghi, A., Acton, G.D., and Ramsay, A.T.S., eds., *Proceeding Ocean Drilling Program, Scientific Results 178*, [Online].p 1-61.
- Barker, P.F.& Camerlenghi, A. 2002 Glacial history of the Antarctic Peninsula from Pacific margin sediments. in Barker, P. F., Camerlenghi, A., Acton, G. D., and Ramsay, A.T.S., 2001, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 178*, [Online] p.1-40.
- Berger, A. & Loutre, M.F., 1992, Astronomical solutions for paleoclimate studies over the last 3 million years: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 111, p. 369-382.
- Brescia, M., D'Argenio, B., Ferreri, V., Longo, G., Pelosi, N., Rampone, S., and Tagliaferri, R., 1995, Neural net aided detection of astronomical periodicities in geologic records: *Earth Planetary Science Letters*, v. 139, p.33-45.
- D'Argenio, B., Fischer, A.G., Richter, G.M., Longo, G., Pelosi, N., Molisso, F., and Duarte Morais, M.L., 1998, Orbital cyclicity in the Eocene of Angola: visual and image-time-series analysis compared: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 160, p. 147-161.
- Horne, J.H.& Baliunas, S. L., 1986, A prescription for period analysis of unevenly sampled time series: *Astrophysical Journal*, v. 302, p. 757-763.
- Iwai, M., Acton G.D., Lazarus D., Osterman L.E., and Williams, T., 2002, Magnetobiochronologic synthesis of ODP Leg 178 rise sediments from the Pacific sector of the Southern Ocean: Sites 1095, 1096, and 1101, in Barker P.F., Camerlenghi A., Acton G.D., and Ramsay A.T.S., eds., *Proceeding Ocean Drilling Program, Scientific Results, 178*, 1-40.
- Iorio, M., Tarling, D., D'Argenio, B., Nardi, G., and Hailwood, A.E., 1995, Milankovitch cyclicity of magnetic directions in Cretaceous shallow-water carbonate rocks, southern Italy: *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, v. 37, p. 109-118.
- Iorio M., Wolf-Welling T., Moerz T. 2004 Antarctic sediment drifts and Plio-Pleistocene orbital periodicities (ODP Sites 1095, 1096, and 1101).In: Cyclostratigraphy: An essay of approaches and case histories *Society for Sedimentary Geology, SEPM Spec. Pub.*, 81., 231-244.
- Rebesco, M., Camerlenghi, A., and Zanolla, C., 1998, Bathymetry and morphogenesis of the continental margin west of the Antarctic Peninsula: *Terra Antarctica*, v. 5, p. 715-725.

Monitoraggio delle coperture nevose con tecniche satellitari per lo studio dei cambiamenti climatici in aree polari

R. Salvatori

Istituto sull'Inquinamento Atmosferico, CNR, Roma, Italia
salvatori@iia.cnr.it

SOMMARIO: L'estensione e la tipologia delle coperture neve - ghiaccio sono considerate un indicatore delle variazioni climatiche nonché uno dei parametri fondamentali per il bilancio radiativo globale e per il bilancio idrologico delle regioni montuose. Le modalità con cui tali superfici riflettono l'energia elettromagnetica proveniente dal Sole sono strettamente correlate con le proprietà fisiche del ghiaccio, con la dimensione e la forma dei grani di neve, nonché con la presenza di impurezze e di irregolarità superficiali. È stata pertanto messa a punto una metodologia che, tramite l'utilizzo di misure radiometriche di campo, permette di discriminare le diverse tipologie di neve nelle immagini satellitari Landsat TM, opportunamente elaborate.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Negli ultimi anni i dati satellitari sono stati ampiamente utilizzati per lo studio delle coperture nevose sia in ambiente polare che montuoso. L'interesse per tali superfici si è sviluppato a seguito degli studi sui cambiamenti climatici. In ambiente polare infatti si studiano le coperture nevose per derivare i parametri da inserire nel computo del bilancio radiativo in quanto la neve e il ghiaccio sono le superfici naturali con valori di albedo più alta e hanno estensione significativa. Parallelamente, alle medie latitudini, si tiene sotto stretto controllo sia la loro estensione areale che il loro volume complessivo in quanto rappresentano una delle variabili necessarie al computo del bilancio idrologico delle zone montuose (Dozier 1989).

I rilievi del manto nevoso possono essere effettuati solo in un numero limitato di stazioni di misura e vengono poi elaborati modelli molto complessi per spazializzare i dati puntuali così ricavati. Un ausilio al problema della spazializzazione dei dati può essere fornito proprio dalle immagini da satellite che per loro natura permettono una visione sinot-

tica del territorio.

Le caratteristiche nivologiche delle superfici nevose, infatti, sono strettamente correlate con le risposte spettrali di tali superfici che possono essere rilevate dai sensori satellitari ottici.

Nell'intervallo di lunghezze d'onda in cui operano tali sensori (450 - 2500 nm) la riflettanza della manto nevoso è funzione della forma e delle dimensioni dei grani di neve, del coefficiente di assorbimento del ghiaccio e delle impurità in esso presenti (Warren 1982). Alle lunghezze d'onda del visibile (400 - 700 nm) il ghiaccio assorbe debolmente la radiazione incidente, pertanto la riflettanza non è influenzata dalle proprietà fisiche del mezzo ma solo dalla presenza di impurità. Nell'infrarosso vicino (700 - 1400 nm) un aumento del coefficiente di assorbimento del ghiaccio causa una diminuzione della riflettanza. Al contrario di quanto avviene nel visibile, nell'infrarosso medio (1400 - 2500 nm) le dimensioni dei grani controllano l'equilibrio tra assorbimento da parte del ghiaccio e *scattering* alla superficie dei grani. Wiscombe & Warren (1980) approssimano i grani di neve a sfere di eguale volume e utilizzano un

modello di trasferimento radiativo per dimostrare come, in questo intervallo di lunghezze d'onda, la riflettanza della neve decresca all'aumentare della dimensione dei grani.

Il manto nevoso è un sistema complesso di grani di forma e dimensioni variabili, ossia un mezzo con alta variabilità spaziale e temporale: non esiste quindi un rapporto diretto tra i risultati dei modelli e la risposta radiometrica registrata dai sensori satellitari. In tale ambito si collocano le attività di ricerca (Casacchia *et al.* 1999, Kay *et al.* 2003, Painter *et al.* 2003) volte a studiare la correlazione tra dati satellitari, misure spettroradiometriche di campo, forma e dimensione dei grani di neve. Solo sulla base di tali correlazioni è possibile, infatti, elaborare le immagini satellitari e ottenere carte della distribuzione delle tipologie di neve e quindi carte di albedo spettrale.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

Il presente contributo illustra l'attività svolta in tale ambito scientifico nel corso di diversi anni di attività di ricerca finanziata dal progetto strategico Artico del CNR.

Al fine di interpretare le immagini satellitari, sono state studiate le proprietà spettrali della neve e del ghiaccio effettuando misure spettroradiometriche sia in Antartide che in ambiente Artico. Le aree polari presentano, infatti, caratteristiche climatiche tali da mantenere inalterate le proprietà della neve e del ghiaccio per tempi sufficientemente lunghi da permettere di misurare ripetutamente la stessa superficie. In tali ambienti, inoltre, è possibile analizzare superfici omogenee, dal punto di vista nivologico, sufficientemente estese da essere individuate con sicurezza sulle immagini Landsat Thematic Mapper (TM), che hanno una risoluzione al suolo di 30m.

2.1 Le campagne di misura

Le campagne di misura radiometriche sono state eseguite nella penisola di Brøgger (Isole Svalbard, Norvegia), in prossimità della stazione scientifica di Ny-Ålesund, negli anni 1998, 2000, 2001 e 2003, all'inizio della pri-

mavera artica quando il Sole è costantemente sopra l'orizzonte. Durante le campagne la temperatura si è mantenuta nell'intervallo -15° e 0° C, tale quindi da non permettere alterazioni dello strato di neve superficiale. Tutte le campagne sono state caratterizzate da una forte variabilità meteorologica con alternanza di precipitazione nevose e cielo sereno. Nel corso delle campagne sono stati eseguiti:

- rilievi nivologici con particolare attenzione alle dimensioni e forma dei grani di neve presenti nei primi 10 cm;
- misure riflettanza nell'intervallo spettrale compreso tra 350 e 2500 nm;
- dettagliate descrizioni dei siti di misura con acquisizione delle coordinate geografiche e della quota;
- registrazioni di parametri meteo (temperatura dell'aria, nuvolosità, intensità del vento).

I dati di riflettanza sono stati acquisiti con uno spettroradiometro portatile *Fieldspec -FR* della *Analytical Spectral Devices*, che acquisisce i valori di riflettanza nell'intervallo 350 -2500 nm, come rapporto tra la radiazione solare incidente riflessa dal *target* e la radia-

Tabella 1: Superfici analizzate.

Tipologia	Descrizione della superficie
Neve fresca (N)	Grani in parte frammentati (1,5 mm) e dendriti stellari (3 mm)
Forme di equilibrio (E)	Piccoli grani arrotondati (0,3-0,5 mm), grani molto frammentati (0,5 mm), rari cristalli di brina (0,5 mm)
Forme di equilibrio (40 mm) su ghiaccio (E4)	Grani poco alterati (1 mm), dendriti stellari (2,5 mm), rari cristalli di brina (0,5 mm)
Forme di equilibrio (10mm) su ghiaccio (E1)	Grani poco alterati (1 mm), rari cristalli di brina (0,5 mm)
Forme di crescita cinetica (C)	Forme miste (0,8 mm) e policristalli arrotondati (1,2 mm)

zione incidente riflessa da un pannello di riferimento di *Spectralon*, che riflette uniformemente in tutte le direzioni.

Le tipologie di neve analizzate (tabella 1) rappresentano superfici diagnostiche di condizioni ambientali ben definite. Le forme di equilibrio indicano che il manto nevoso ha subito un processo di rimaneggiamento dei granuli superficiali principalmente a causa del trasporto eolico; le forme di crescita cinetica si riconoscono su superfici che hanno subito metamorfismo termico; il ghiaccio è rappresentato, in questo caso, da ghiaccio marino mentre è stata definita neve fresca quella deposta nelle 24 ore precedenti le misure. In figura 1 sono riportate le curve spettrali delle superfici analizzate.

I dati dimostrano come, anche nel caso delle superfici di neve fresca, non ci sia completa omogeneità nella tipologia di grani presenti nello strato superficiale. E' possibile osservare inoltre come, alle lunghezze d'onda del visibile, la riflettanza delle forme di equilibrio (E) sia simile a quella della neve fresca (N) mentre, a lunghezze d'onda maggiori, la riflettanza, sia sensibilmente minore a causa della presenza di brina di superficie e di differenze nella forma e dimensione dei grani. Confrontandole curve E ed E4 si osserva che le maggiori dimensioni dei grani, la presenza di brina superficiale ed il maggiore spessore dello strato nevoso determinano una minore riflettanza di E4 rispetto ad E fino a circa 1350 nm. Oltre i 1600 nm, invece, la riflettanza di E4 è maggiore rispetto a quella di E poiché, come verificato in campo, i granuli superficiali sono meno arrotondati. Quando lo

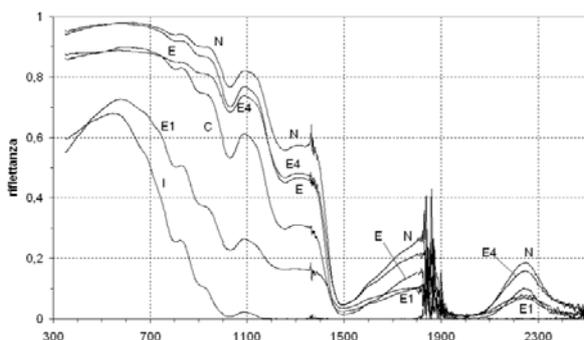


Figura 1: Spettri di riflettanza delle superfici misurate.

spessore delle strato diminuisce sensibilmente, come nel caso di E1, la riflettanza è considerevolmente minore a tutte le lunghezze d'onda sia per la presenza di brina superficiale che per l'interazione con il ghiaccio sottostante. Le superfici rappresentate da forme di crescita cinetica (C) hanno una risposta spettrale intermedia legata alle dimensioni e alla forma arrotondata dei grani.

2. 2 Le immagini satellitari

Il sensore Thematic Mapper del Landsat 5 è in grado di registrare la risposta spettrale delle superfici in sette bande (tabella 2), è può, quindi, essere utilizzato per monitorare le variazioni della superficie terrestre anche in ambienti con estese coperture nevose. È stata pertanto acquisita un'immagine Landsat TM dell'area di studio del 26 aprile 1998, ripresa in concomitanza con la prima campagna di misure. L'immagine è stata corretta geometricamente e georeferenziata per poter localizzare i siti di misura. I rilievi di campo hanno mostrato che lo stesso sito, anche in anni diversi, presenta mediamente la stessa tipologia di copertura nevosa; ciò ha permesso di correlare le firme spettrali misurate nella Penisola di Brøgger in anni diversi e contenute nell'archivio SISpec (Ghergo et al. 2000), con i dati radiometrici estratti, per le stesse aree, dall'immagine Landsat. Sono state selezionate quindi le aree di riferimento rappresentative delle superfici descritte precedentemente, sia in prossimità della costa (aree pianeggianti) che sui rilievi interni in condizioni climatiche più stabili.

Tabella 2: Caratteristiche del Landsat TM

Banda	Intervallo di lunghezze d'onda (nm)
TM1	450 – 520
TM2	520 – 600
TM3	630 – 690
TM4	760 – 900
TM5	1550 – 1750
TM6	10.400 – 12.500
TM7	2080 – 2350

3 RISULTATI

Inizialmente sono state distinte le aree coperte da neve dalle superfici costituite da ghiaccio calcolando l'indice di neve normalizzato. Nell'immagine così ottenuta non è stato però possibile distinguere le diverse tipologie di neve. Sulla base di un lavoro precedentemente condotto in area antartica (Casacchia et al. 1999), è stata quindi effettuata un'analisi in componenti principali (PCA). Le prime tre immagini PCA sono state poi classificate insieme con le bande originali del rosso e dell'infrarosso utilizzando come spettri di riferimento per la classificazione, eseguita con un algoritmo *Spectral Angle Mapper*, le misure spettroradiometriche di campo.

Tale sequenza di operazioni ha permesso di incrementare notevolmente le differenze spettrali tra i diversi tipi di superfici e quindi riconoscere sull'immagine le superfici di neve fresca, forme di crescita cinetica; forme di equilibrio sul ghiaccio marino e su tundra. Sono stati distinti inoltre gli affioramenti rocciosi ma sono stati esclusi dal processo di classificazione i pendii soleggiati e le aree in ombra.

L'accuratezza totale della classificazione ottenuta è stata stimata pari al 95%.

4 CONCLUSIONI E PROSPETTIVE FUTURE

I risultati di questa attività di ricerca hanno mostrato che, con opportune procedure di elaborazione e classificazione, anche con il solo utilizzo di immagini Landsat TM è possibile distinguere diverse tipologie di superfici nevose se si dispone di un numero statisticamente significativo di misure radiometriche e nivologiche acquisite in campo e organizzate in un geodatabase, da cui estrarre le informazioni in funzione delle caratteristiche delle immagini che si intende classificare.

Questa metodologia può essere esportata ad altre località, a diverse latitudini, ed è in grado sia di delimitare l'estensione areale della copertura nevosa sia di descriverne le caratteristiche. Un ulteriore messa a punto della metodologia permetterà di derivare

mappe della distribuzione dei valori di albedo da utilizzare come input nelle procedure di calcolo dei modelli per il bilancio radiativi.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Casacchia R., Lauta F., Salvatori R., Cagnati A., Valt M., Orbek J.B. 2000. Radiometric investigation on different snow covers at Ny-Alesund, Svalbard. *Polar research* 20: 13-22
- Casacchia R., Mazzarini F., Salvatori R., Salvini F. 1999. Rock type discrimination by field, TM and Spot data at Tarn Flat, Antartica. *Int. J. Remote Sensing*. 20: 403-420
- Dozier, J. 1989. Spectral signature of alpine snow cover from Landsat Thematic Mapper. *Remote Sensing Environ.* 28: 9-22.
- Ghergo S., Salvatori R., Casacchia R., Cagnati A., Valt M., 2000. Snow and Ice Spectral Archive (SISpec): un sistema per la gestione di dati spettro-radiometrici e nivologici. *AIT Informa*. 17/18: 3-8.
- Kay J.E., Gillespie A.R., Hansen G.B. & Pettit E.C. 2003. Spatial relationships between snow contaminant content, grain size and surface temperature from multispectral images of Mt. Rainier, Washington (USA). *Remote Sensing Environ.* 86: 216-232
- Painter T.H., Dozier J., Roberts D. A. Davis R. E. & Green R. O. 2003. Retrieval of subpixel snow-covered area and grain size from imaging spectrometer data. *Remote Sensing Environ.* 85: 64-77
- Warren, S.G. 1982. Optical properties of snow. *Reviews of Geophysics and Space Physics*. 20: 67-89.
- Wiscombe, W. J. & Warren, S.G. 1980: A model for the spectral albedo of snow. I: pure snow. *Journal of Atmospheric Sciences*. 37: 2712-2733.

Il ruolo del clima nel controllo del flusso di iridio e platino di origine cosmica

C. Barbante^{1,2}, P. Gabrielli¹, G. Cozzi², C. Turetta¹, P. Cescon¹

¹*Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali, IDPA-CNR, Venezia, Italia*

²*Dipartimento di Scienze Ambientali, Università di Venezia, Venezia, Italia*

barbante@unive.it

SOMMARIO: La Terra riceve ogni anno dallo spazio circa 14,000 tonnellate di una complessa varietà di materiale cosmico sotto forma di polvere finemente dispersa. Questa origina principalmente dai detriti delle comete e della cintura di asteroidi che orbitano nel sistema solare, anche se eventi sporadici, quali l'impatto di grandi meteoriti sulla superficie della Luna o di Marte, possono dar origine ad enormi emissioni di polvere che si deposita sulla superficie del nostro pianeta. Il flusso di materiale cosmico è variato considerevolmente nel corso della vita della terra, in funzione delle variazioni climatiche, indotte dalla variazione dei parametri orbitali, ma ben poco si conosce riguardo l'intensità di queste oscillazioni. Le dimensioni dei corpi di origine extraterrestre che giungono sulla superficie della terra sono estremamente variabili e dipendono principalmente dal diametro del corpo celeste che impatta l'atmosfera, dalla sua velocità e dall'angolo di entrata. La maggior parte del materiale è vaporizzato durante l'entrata nell'atmosfera terrestre e poi ricondensato, formando il cosiddetto fumo cosmico che funge da nucleo di condensazione per l'acido solforico ed influenza il ciclo dell'ozono stratosferico e quindi il clima terrestre. Alcune particelle, generalmente quelle di dimensioni più piccole, riescono invece a superare indenni l'impatto con l'atmosfera, sedimentando al suolo per gravità. Queste vengono più comunemente chiamate micrometeoriti.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Importanti dettagli sull'origine della polvere cosmica possono essere ottenute dallo studio di archivi ambientali, quali le carote di sedimenti marini o, come nel caso dello studio qui proposto, dalle carote di ghiaccio. L'interpretazione di questi dati può aiutare ad approfondire lo studio dell'evoluzione del sistema solare e a comprendere l'influenza del materiale cosmico sull'ambiente e sul clima del nostro pianeta. La fascia di asteroidi, costituisce probabilmente la maggior fonte di materiale cosmico che raggiunge il limite superiore dell'atmosfera terrestre. Le stime più attendibili indicano che oltre il 50% del materiale cosmico che si accumula ogni anno sulla terra proviene dalla cintura degli asteroidi.

Anche il pulviscolo che costituisce la coda delle comete, contribuisce in larga parte all'input di polvere cosmica. Il contributo delle comete è inferiore rispetto a quello degli asteroidi, a causa dei diversi meccanismi di trasporto. Le particelle derivanti dalle comete si avvicinano alla terra ad elevatissime velo-

cià e con angoli di impatto maggiori rispetto alle particelle provenienti dalla fascia degli asteroidi. Il loro contributo dipende dal diametro delle particelle e quindi dalla possibilità di rimanere intatte, o parzialmente intatte dopo il passaggio attraverso l'atmosfera terrestre. Inoltre, la percentuale di polvere cosmica derivante dalle comete, dipende anche dal numero e dalle dimensioni delle comete che entrano nel sistema solare. Comete di grandi dimensioni, qualora intrappolate all'interno di orbite ristrette, potrebbero aumentare significativamente e per migliaia d'anni il flusso di polvere entrante nell'atmosfera terrestre.

Mediamente, le particelle che impattano l'atmosfera terrestre hanno un diametro di $\sim 200 \mu\text{m}$ e la maggior parte di queste, vengono completamente fuse e vaporizzate a causa dei forti attriti all'ingresso nella mesosfera. Il frazionamento isotopico osservato in alcune sferule di materiale cosmico (particelle parzialmente vaporizzate) indica che più dell'80% della massa originaria è stato vaporizzato. Generalmente le particelle più piccole e più lente sopravvivono all'impatto con l'atmosfera, mentre quelle più veloci e

grandi si vaporizzano completamente.

Le particelle che riescono a sopravvivere all'impatto con l'atmosfera, senza fondere completamente, sono quelle che riescono a dissipare efficacemente l'energia che si è sviluppata a causa dell'attrito con l'aria più densa, e che non raggiungono dunque la temperatura di fusione (circa 1200 °C). La capacità delle particelle di sopravvivere all'ingresso in atmosfera è quindi fortemente dipendente dalle dimensioni, dalla densità, dalla velocità d'ingresso (tra gli 11 e i 72 km sec⁻¹) e dall'angolo di impatto. Le particelle di diametro inferiore a 5 µm che impattano gli strati alti dell'atmosfera a velocità inferiori a 20 km sec⁻¹, hanno un'elevata probabilità di superare l'atmosfera senza disintegrarsi.

Queste micrometeoriti possono essere ritrovate sulla superficie terrestre solamente in determinati luoghi: infatti a causa delle loro ridottissime dimensioni si confondono con il particolato atmosferico di origine terrestre. Generalmente, le aree del globo in cui le micrometeoriti sono più facilmente reperibili sono le aree desertiche e le calotte polari, zone in cui è possibile distinguerle dalla polvere crostale, a causa delle loro particolari caratteristiche.

Poiché la maggior densità di popolazione si ha, come visto, per particelle di circa 200 µm, un'elevata percentuale di materiale cosmico di piccole dimensioni non sopravvive all'impatto con l'atmosfera terrestre, ma è dapprima fuso e conseguentemente vaporizzato ed atomizzato, come testimoniato dalle elevate concentrazioni di elementi, quali sodio e ferro che si trovano a livello della mesosfera. I vapori così formati possono ricondensarsi negli strati più bassi, dando vita a particelle di dimensioni ridottissime il *meteoric smoke*. Successivamente queste particelle vengono accumulate anch'esse sulla superficie terrestre, mediante meccanismi gravitazionali e diffusivi particolarmente complessi che le portano ad accumularsi preferenzialmente nelle aree polari.

Durante la deposizione, nel passaggio attraverso la stratosfera, queste particelle possono agire da nucleo di condensazione per l'acido solforico presente in atmosfera, influenzando in maniera determinante il clima, sia mediante meccanismi diretti, quali la formazione delle nuvole stratosferiche polari, che indiretti, influenzando il ciclo dell'ozono.

La composizione chimica del *meteoric smoke* è particolare, poiché rispecchia la composizione originaria

del materiale interplanetario, estremamente arricchito in metalli quali nichel e ferro e anche di metalli preziosi, come platino ed iridio che sono invece molto rari sulla crosta terrestre. Lo studio di archivi ambientali ha portato, ad esempio, ad individuare elevate concentrazioni di iridio durante la transizione tra Cretaceo e Terziario (circa 65 milioni di anni fa) e ad attribuire questo arricchimento ad un catastrofico impatto di un asteroide con la superficie terrestre. Molto si è detto e dibattuto sugli effetti di questa collisione, che secondo molti autori potrebbe essere responsabile delle variazioni climatiche che hanno portato all'estinzione dei dinosauri.

Molto adatte a questo tipo di studi sono le carote di ghiaccio prelevate nelle aree polari in zone di accumulo estremamente povere di pulviscolo atmosferico di origine terrestre, che potrebbe completamente oscurare il segnale chimico del *meteoric smoke*.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

Nel corso degli anni novanta, nell'ambito di un progetto di ricerca internazionale denominato GRIP (Greenland Ice-Core Project) è stata prelevata una carota di ghiaccio a Summit, 3232 m di quota, nella Groenlandia Centrale. La carota, lunga 3028.8 m, copre oltre centomila anni di storia climatica ed ambientale del nostro pianeta. Dagli studi delle sezioni di ghiaccio ricavate dal carotaggio sono state ottenute importantissime informazioni sulle repentine variazioni di temperatura avvenute durante le epoche passate, nonché sulla contaminazione da piombo durante il periodo greco e romano.

Oltre a queste importantissime informazioni climatiche ed ambientali, ci si è resi conto che tale perforazione poteva costituire una vera e propria miniera di dati sul flusso del *meteoric smoke*. Per cercare di quantificare il flusso sono state misurate le concentrazioni di platino ed iridio in alcuni spezzoni di ghiaccio databili da ~ 700 e fino a ~ 130.000 anni fa.

Ulteriori validissime informazioni si sono ottenute dallo studio di due carote di ghiaccio prelevate in Antartide. La prima è stata prelevata a Dome C (75° 06' S, 123° 21' E, 3.233 m) e copre un periodo temporale di oltre 800.000 anni, mentre la seconda è stata prelevata a Vostok (78° 28' S, 106° 48' E, 3.488 m) consente di andare indietro nel tempo per un periodo di circa 420.000 anni. Mediante l'analisi chimica di

queste carote si è risalito al flusso di Ir e Pt nel corso degli ultimi due cicli climatici (circa 220.000 anni). Per prelevare campioni di ghiaccio a grande profondità, è stato necessario utilizzare durante le perforazioni, dei fluidi antigelo in modo da contrastare le elevatissime pressioni del ghiaccio. Tali fluidi possono però portare alla contaminazione dei campioni, rendendo necessari dei trattamenti preliminari di decontaminazione. Per poter misurare le concentrazioni di questi elementi, che sono tra i meno abbondanti sulla superficie terrestre, si è dovuti quindi ricorrere ad un sofisticato metodo di decontaminazione e preconcentrazione dei campioni. La decontaminazione è avvenuta in camere fredde, alla temperatura di -20°C , mediante una tornitura meccanica delle carote di ghiaccio. La determinazione di iridio e platino è stata infine effettuata grazie ad una metodologia analitica innovativa, basata sulla spettrometria di massa e messa a punto presso i nostri laboratori.

3 RISULTATI RILEVANTI

Dall'analisi dei profili di concentrazione di iridio e platino nella carota groenlandese (Fig. 1), si è osservato come le concentrazioni di questi metalli fossero nettamente più elevate durante l'ultimo periodo glaciale (20,000 – 100,000 anni fa), rispetto agli ultimi 10,000 anni. I periodi glaciali sono caratterizzati da temperature medie più basse e da altri fattori ambientali che causano una maggior aridità del clima e quindi una maggior polverosità dell'atmosfera terrestre. Questo ha come conseguenza la mobilizzazione di elevate quantità di molti elementi chimici; infatti, misurando in parallelo le concentrazioni di alluminio (il terzo elemento più abbondante costituente la crosta terrestre) abbiamo scoperto che gli andamenti delle concentrazioni di quest'ultimo in funzione dell'età del campione erano del tutto simili a quelli di iridio e platino e quindi probabilmente riconducibili alla stessa origine crostale.

Analizzando i dati più in dettaglio, mediante il calcolo dei fattori di arricchimento crostale, abbiamo notato che nel nostro set di dati si presentavano due situazioni contrastanti. Durante tutto il periodo glaciale, i fattori di arricchimento sono risultati piuttosto bassi, indicando quindi una forte componente "crostale" nelle concentrazioni di iridio e platino. Al contrario, nel corso degli ultimi 10.000 anni, i fattori di arricchimento

di iridio e platino sono più elevati, indicando come il contributo della crosta terrestre al budget globale di questi elementi fosse senz'altro trascurabile e avvalorando quindi l'ipotesi che questi elementi potessero essere di origine extraterrestre. Tale ipotesi è stata confermata dal fatto che il rapporto tra le quantità di iridio e platino nei campioni più recenti è risultato essere del tutto simile a quello riscontrato nelle condriti, che rappresentano le meteoriti più comuni. Conoscendo le concentrazioni di iridio e platino nel ghiaccio della Groenlandia e anche l'accumulo nevoso durante le ere passate e i periodi più recenti, abbiamo calcolato il flusso medio di materiale cosmico nel corso degli ultimi 10.000 anni. Il valore trovato, circa 78.000 tonnellate l'anno, non tiene però conto del meccanismo di trasporto a livello della mesosfera, che tende a concentrare maggiormente il *meteoric smoke* nella zona polare ove si ha la stagio-

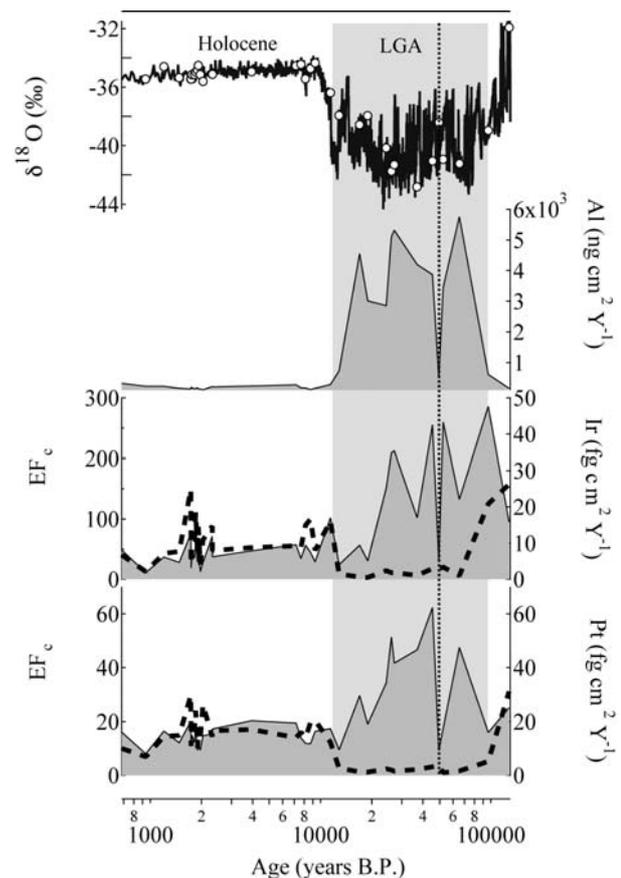


Figura 1: Andamento dei flussi deposizionali di Ir, Pt e Al in Groenlandia durante l'ultimo ciclo climatico (~ 120,000 anni). Nel grafico sono anche riportate le variazioni di $\delta^{18}\text{O}$, usato come proxy della temperatura (valori più negativi indicano periodi più freddi). Nel grafico sono riportati anche i fattori di arricchimento crostale di Ir e Pt nel corso degli ultimi 220,000 anni (EF_c , linea tratteggiata).

ne invernale.

Grazie ad un modello recentemente messo a punto, e che descrive i processi di condensazione, coagulazione e deposizione delle particelle, abbiamo stimato che il *meteoric smoke* non si ricondensa in particelle di dimensioni tali (raggio maggiore di 2 nanometri) da poter sedimentare rapidamente mediante meccanismi gravitazionali. I venti mesosferici che soffiano dal polo estivo verso quello invernale alla velocità di 60-80 km/h, trasportano quindi il *meteoric smoke* all'interno del vortice polare, facendo sedimentare le minuscole particelle preferenzialmente alle alte latitudini. Assumendo che la maggior parte del materiale si depositi a latitudini maggiori di 55°, che ammonta a circa un quinto della superficie terrestre, allora il flusso medio annuo, calcolato su un intervallo di tempo di circa 10.000, anni può essere stimato a circa 14.000 tonnellate, in perfetto accordo con le stime più recenti, ottenute mediante altri metodi di indagine.

Le indagini effettuate sui campioni provenienti dall'Antartide e databili fino a 220.000 anni fa (Fig. 2) confermano la forte influenza delle polveri cristalline durante diversi periodi climatici.

Dallo studio approfondito dei profili sembra emergere che i meccanismi di deposizione umida siano i meccanismi prioritari nel trasferimento del platino e dell'iridio di origine cosmica. In aggiunta, le variazioni dei rapporti di concentrazione tra Ir e Pt riscontrate tra i periodi glaciali ed interglaciali, sembrano supportare l'idea che durante i periodi di clima più mite l'attività vulcanica possa essere stata considerevole; ciò rappresenta inoltre una ulteriore prova del cambiamento dei regimi di circolazione atmosferica nel passaggio da climi più freddi a climi più miti e conferma come in Antartide la variazione dei flussi di Ir e Pt sia piuttosto influenzata da un cambiamento dei meccanismi di trasporto che non da variazioni sensibili nel flusso cosmico.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Prospettive future nella ricerca si possono trovare nell'analisi di ulteriori spezzoni della carota di Dome C, datata attualmente ad oltre 800.000 anni. L'analisi di questi campioni e la determinazione negli stessi di altri traccianti quali l'osmio, potrà ulteriormente aiutare a comprendere il ruolo delle polveri cosmiche nell'evoluzione del clima del Quaternario.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Barbante, C. et al. 2006. One to one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature* 444: 195-198.
- Gabrielli, P., Barbante, C. et al. 2004. Meteoric Smoke fallout over the Holocene epoch revealed by iridium and platinum in Greenland ice. *Nature* 432: 1011-1014.
- Gabrielli, P., Barbante, C. et al. 2006. A climatic control on the accretion of meteoric and super-chondritic iridium-platinum to the Antarctic ice cap. *Earth and Planetary Science Letters* 250: 459-469.
- Wolff, E., Barbante, C. et al. 2006. Southern Ocean sea-ice extent, productivity and iron flux over the past eight glacial cycles. *Nature* 440: 491-496.

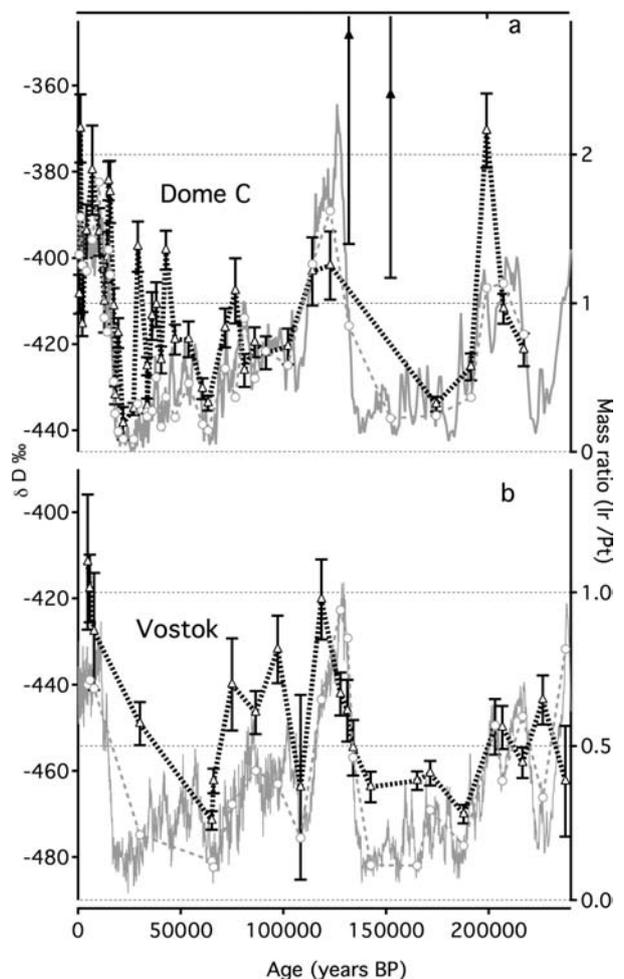


Figura 2: Andamento dei rapporti di concentrazione tra Ir e Pt (Ir/Pt) durante gli ultimi due cicli climatici (~ 220,000 anni) nelle carote di ghiaccio di EPICA Dome C (a) e Vostok (b). Nel grafico sono anche riportate le variazioni di δD , usato come proxy della temperatura (valori più negativi indicano periodi più freddi).

Determinazione delle specie gassose e particellari nella troposfera polare mediante i denuders di diffusione

A. Ianniello, I. Allegrini

Istituto sull'Inquinamento Atmosferico, CNR, Monterotondo (Rm), Italia

ianniello@iia.cnr.it

SOMMARIO: I processi dei cambiamenti globali dell'atmosfera sono controllati sia dalle sorgenti che dai sink dei composti gassosi e particellari. Misure recenti indicano che l'irradiazione solare della neve polare produce significanti quantità di NO_x e di HONO da una riserva di azoto presente in essa alterando la composizione dell'atmosfera sovrastante. Le misure delle specie coinvolte, come i composti contenenti azoto, sono rare nei siti polari, sebbene la loro rilevanza è ben stabilita. I campionamenti delle specie in fase gassosa e particellare sono state eseguite in Artide ed in Antartide, usando i denuder di diffusione ed un impattore multistadio a bassa pressione per la misura della fase particellare nelle diverse distribuzioni granulometriche. Inoltre, sono stati realizzati esperimenti di campo sulla superficie nevosa per la determinazione dell'assorbimento/emissione degli inquinanti. Le concentrazioni misurate sono da considerarsi fra le prime osservazioni per la chimica troposferica polare.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Le aree polari giocano un ruolo cruciale nei Cambiamenti Globali, in quanto le interazioni fra atmosfera, ghiaccio, oceani e sistemi biologici, che hanno luogo in queste regioni, influenzano l'intero sistema terrestre. Infatti, le regioni polari, a causa delle singolari condizioni di radiazione solare, di temperatura, di umidità assoluta e di limitata presenza umana, possono essere considerate enormi laboratori naturali in cui si producono spesso differenti ed uniche reazioni chimiche delle specie presenti in atmosfera rispetto a quelle che avvengono nelle altre regioni (Barrie *et al.*, 1990), che sarebbero completamente coperte da un "rumore di fondo" di gran lunga superiore al fenomeno stesso. Di conseguenza, le concentrazioni delle sostanze chimiche di interesse sono molto più basse negli ambienti polari limitando l'utilizzo di strumentazioni e di metodi analitici che devono essere necessariamente di elevata sensibilità ed accuratezza.

La troposfera polare è caratterizzata da fenomeni che sono tuttora sotto studio come ad

esempio la nebbia artica, la diminuzione e la formazione di ozono troposferico e la perdita di azoto, definita denitrificazione. Tale effetto avviene durante il trasporto di masse d'aria dalle medie latitudini verso le aree polari ed è chiaramente collegato alla chimica atmosferica dei radicali e dell'ozono.

Inoltre, la neve può influenzare la chimica troposferica scambiando i gas in traccia adsorbiti con l'atmosfera. La sublimazione della neve e la condensazione del vapor d'acqua sulla superficie nevosa può anche produrre l'assorbimento o il desorbimento dei gas in traccia disciolti. Studi recenti hanno mostrato che la neve polare è un mezzo fotochimicamente attivo, producendo specie come ossidi di azoto (NO_x), acido nitroso (HONO), ozono (O₃) e formaldeide (HCHO). La conoscenza attuale di questo processo punta verso l'assorbimento di alcune specie azotate dalle superfici nevose, la presenza nella neve e successiva riduzione del nitrato (NO₃⁻) in una fase superficiale seguita dalla produzione fotochimica di NO_x e di HONO (Honrath *et al.*, 2000 e 2002; Zhou *et al.*, 2001). La valutazione di questi processi etero-

genei permetteranno di quantificare il potenziale impatto delle neve sulla chimica atmosferica e, in particolare, sulle specie chimiche azotate. Infatti, tali specie hanno una forte influenza sulla qualità dell'aria e del clima in virtù del fatto che sono importanti precursori dell'ozono. I processi dei cambiamenti globali dell'atmosfera sono controllati sia dalle sorgenti che dai sink dei componenti di interesse. Comunque, i sink di molti gas in traccia e delle relative particelle sono dominati dalle loro reazioni con il radicale OH. L'emissione di NO_x dalla superficie nevosa potrebbe influenzare i cicli fotochimici di NO_x e di HO_x nello strato limite e nella composizione atmosferica influenzando il budget totale di NO_x e di O₃. Questo processo può essere la chiave dell'osservato massimo primaverile dell'ozono troposferico nelle latitudini nord. La quantificazione e la determinazione della produzione di NO_x permetterà anche di stabilire se il carico totale della deposizione di azoto verso gli ecosistemi è stato abbastanza sovrastimato nelle regioni europee ricoperte di neve nelle quali tale produzione è stata anche confermata.

Quindi, è importante investigare il meccanismo chimico della riattivazione del nitrato nelle superfici nevose e la successiva produzione fotochimica di NO_x e di HONO, e capire anche il ruolo che hanno le diverse superfici come gli aerosol e la neve sulla formazione e/o rimozione dell'acido nitroso. A tale scopo, è necessario quantificare e determinare la composizione dei composti azotati, le specie prodotte ed il mezzo reattivo ed i fattori che conducono a questa produzione ed, infine, calcolare la formazione dei radicali OH allo scopo di mostrare quando e come la loro produzione dovuta alla fotodissociazione di HONO è importante nelle aree innevate per i processi di ossidazione atmosferici.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

L'attività di ricerca è stata orientata allo studio dei principali processi responsabili dell'emissione, formazione, trasformazione, trasporto e deposizione degli inquinanti atmosferici ed

allo sviluppo di metodologie analitiche che comprendono le fasi di campionamento ed analisi di componenti inorganici in fase gassosa e particellare presenti a livelli di concentrazione molto bassi. Di particolare interesse sono lo studio dei composti contenenti azoto e delle specie che definiscono le proprietà ossidative dell'atmosfera. Allo scopo di studiare l'evoluzione chimica e fisica degli inquinanti atmosferici nelle aree polari, per le rare osservazioni sperimentali in tali ambienti e per lo studio della reattività delle superfici nevose, sono state effettuate diverse campagne di misura in Artide (Ny-Ålesund, Norvegia ed Alert, Canada) ed in Antartide (Terra Nova Bay) mediante la tecnica dei denuders di diffusione e filter pack ed un impattore a 12 stadi (0,035 – 15,9 μm) a bassa pressione per il campionamento differenziato delle particelle secondo la loro composizione granulometrica (Allegroni *et al.*, 1987 e 1999; Beine *et al.*, 2001; Ianniello *et al.*, 2007). Tali misure hanno compreso la determinazione del biossido di zolfo (SO₂), dell'acido cloridrico (HCl), dell'acido bromidrico (HBr), dell'acido nitrico (HNO₃), dell'acido nitroso (HONO), del biossido di azoto (NO₂), del perossiacetil nitrato insieme agli alchil nitrati organici (NO_y) e dell'ammoniaca (NH₃) in fase gassosa e cloruri, nitrati, nitriti, bromuri, solfati ed ammonio in fase particellare. In particolare, durante tali campagne polari, sono stati realizzati esperimenti sulla superficie nevosa al fine di verificare l'interazione chimica e fisica dei composti contenenti azoto con le superfici, di studiare i meccanismi di scambio delle specie gassose e particellari tra l'atmosfera e la neve e di determinare i flussi atmosferici delle specie presenti in tracce. Inoltre, è stato anche effettuato il controllo di qualità dei dati sperimentali al fine di valutare la tecnica dei denuders di diffusione nelle atmosfere remote e di assicurare l'attendibilità dei risultati.

3 RISULTATI RILEVANTI

Dai dati acquisiti durante le campagne di misura nelle regioni polari, si osservano sostanziali quantità di materiale particellare e

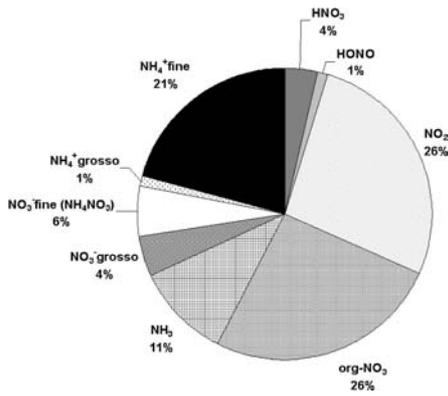


Figura 1: Distribuzione media percentuale dei composti contenenti azoto in fase gassosa e particellare misurati in Artide (Ny-Ålesund, Norvegia) nel 2004.

di composti contenenti azoto. In Figura 1 è riportata la composizione percentuale dei composti azotati, relativa alla loro concentrazione, misurata in Artide nella stagione primaverile del 2004. In particolare, l'acido nitroso raggiunge valori massimi di concentrazione di circa 45 ng/m³, anche in presenza di intensa radiazione solare. È ben noto che tale composto fotolizza rapidamente (circa 10 min) per formare i radicali OH rilevanti per il controllo della capacità ossidante dell'atmosfera. Tale risultato è stato anche ottenuto in altri studi sugli ambienti polari evidenziando la presenza di una sorgente in-situ per l'acido nitroso come la riattivazione del nitrato nelle superfici nevose (Honrath *et al.*, 2000 e 2002; Zhou *et al.*, 2001).

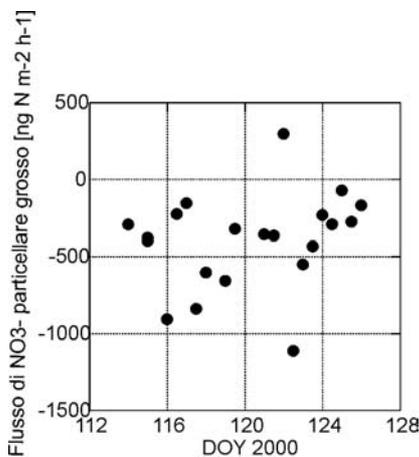


Figura 2: Andamento temporale dei flussi di concentrazione del nitrato particellare grosso misurati ad Alert, Canada nel 2000.

Inoltre, la determinazione dei flussi atmosferici di concentrazione sopra le superfici nevose ha mostrato che la deposizione del nitrato particellare a granulometria grossa (Fig. 2) in Artico contribuisce come un'importante sorgente al nitrato presente nella neve e, quindi, alla produzione di NO_x e di HONO (Ianniello *et al.*, 2002).

Le distribuzioni granulometriche degli aerosoli inorganici, misurate in Antartide, sono principalmente associate sia alla frazione fine che alla frazione grossa, con esclusione del solfato (Fig. 3), il quale è lo ione dominante come confermato in precedenti studi (Hillamo *et al.*, 1998). Inoltre, esso risulta estremamente acido a causa della reazione del biossido di zolfo e dell'acido nitrico con le particelle di sale marino con successiva perdita di acido cloridrico e formazione di nitrato particellare. Nelle particelle acide, quindi, si ha l'assorbimento degli inquinanti, ossia SO₂ e HNO₃, e dove avviene anche la formazione dell'acido nitroso che, in presenza di radiazione solare, fotolizza formando il monossido di azoto (NO) ed il radicale OH. Queste due specie sono estremamente importanti perché hanno un effetto diretto su problemi ambientali come la deposizione dell'azoto e il suo conseguente bilancio nelle regioni polari ed, infine, l'effetto sul bilancio delle radiazioni dalla terra all'atmosfera con esiti sulla chimica troposferica fino ad arrivare alle conseguenze sulle proprietà ossidanti dell'atmosfera stessa che sono importanti per la sua conservazione a livello globale.

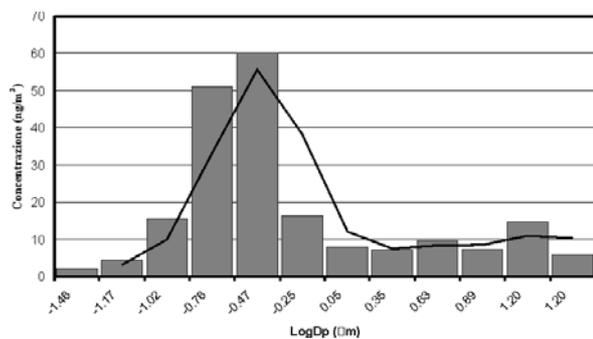


Figura 3: Distribuzione granulometrica del solfato particellare misurate in Antartide (Terra Nova Bay) nel 2005.

4 PROSPETTIVE FUTURE

I dati ottenuti dalle campagne di misura in Artide ed in Antartide mostrano importanti risultati scientifici per la chimica troposferica polare e per le superfici attive come aerosol e neve che possono risultare sia sink che sorgenti di inquinanti rilevanti per l'atmosfera globale.

Numerosi problemi rimangono ancora aperti e non del tutto compresi come le proprietà ossidanti delle atmosfere polari ed i processi chimici che sono responsabili della formazione degli aerosoli e del trasporto degli ossidi di azoto. Allo stesso tempo, le mutue trasformazioni delle specie coinvolte in questi processi sono tali che la deposizione degli inquinanti sulle superfici delle regioni polari (neve, ghiaccio, acqua, aerosol) può essere sostanzialmente cambiata. Questo implicherebbe un cambiamento globale nello scambio di massa atmosferico tra l'ecosistema in superficie e la troposfera.

La comparazione ed il proseguimento degli studi chimo-fisici sulle regioni polari (Artide ed Antartide) estendendo e rendendo più efficienti i sistemi di osservazioni polari e avviando collaborazioni internazionali saranno estremamente utili per la comprensione della chimica troposferica di gas ed aerosoli e per una più ampia base interpretativa ai cambiamenti globali e regionali in atto, favorendo lo sviluppo di modelli interpretativi.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Allegrini I, De Santis F., Di Palo V., Febo A., Perrino C., Possanzini M., Liberti A. 1987. Annular denuder method for sampling of atmospheric pollutants. *Sci. total Environ.* 67: 1.
- Allegrini I., Ianniello A., Montagnoli M., Sparapani R., Mazzioti Gomez de Teran C. 1999. Carbon coated annular denuders and ion chromatography chromatographic measurements for the measurement determination of nitrogen-containing species (NO_2 and NO_y) in remote atmospheres. *J. Chromatography A*, 846: 265.
- Barrie L.A. & Barrie M.L. 1990. Chemical components of lower tropospheric aerosols in the high Arctic. Six years of observations. *J. Atmos. Chem.*, 11: 211.
- Beine, H.J., Allegrini I., Sparapani R., Ianniello A., Valentini F. 2001. Three years of springtime trace gas and particle measurements at Ny-Ålesund, Svalbard. *Atmos. Environ.*, 35: 3645.
- Hillamo R., Allegrini I., Sparapani R., Kerminen V.-M. 1998. Mass size distributions and precursor gas concentrations of major inorganic ions in Antarctic aerosol. *Intern. J. Environ. Anal. Chem.*, 71: 353.
- Honrath R.E., Peterson M.C., Dziobak M.P., Green S., Dibb J.E., Arsenault M.A. 2000. Release of NO_x from sunlight-irradiated mid-latitude snow. *Geophys. Res. Lett.*, 27: 223.
- Honrath R.E., Lu Y., Peterson M.C., Dibb J.E., Arsenault M.A., Cullen N.J., Steffen K. 2002. Vertical fluxes of NO_x , HONO and HNO_3 above the snowpack at Summit, Greenland. *Atmos. Environ.*, 36: 2629.
- Ianniello A., Sparapani R., Di Bari F., Allegrini I., Beine H.J. 2002. Denuder measurements of gas and aerosol species above Arctic snow surfaces at Alert 2000. *Atmos. Environ.*, 36: 5299.
- Ianniello A., Beine H.J., Landis M.S., Stevens R.K., Esposito G., Amoroso A., Allegrini I., 2007. Comparing field performances of denuder techniques in the high Arctic. *Atmos. Environ.*, 41: 1604.
- Zhou X., Beine H.J., Honrath R.E., Fuentes J.D., Simpson W., Shepson P.B., Bottenheim J.W. 2001. Snowpack photochemical production of HONO: a major source of OH in the Arctic boundary layer in springtime. *Geophys. Res. Lett.*, 28: 4087.

Risposta diretta del contenuto colonnare di NO₂ e O₃ al ciclo solare di 27 giorni nell'ottica dei problemi climatici

I. Kostadinov¹, G. Giovanelli¹, A. Petritoli¹, E. Palazzi¹, D. Bortoli¹,
F. Ravegnani¹, R. Werner², D. Valev², At. Atanassov², T. Markova,
A. Hempelmann

¹*Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Bologna, Italia*

²*Solar-Terrestrial Influences Laboratory (STIL), Stara Zagora, Bulgaria*

³*Hamburg Observatory, Gojenbergsweg, Hamburg, Germany*

i.kostadinov@isac.cnr.it

SOMMARIO: Uno dei problemi contemporanei per quanto riguarda il clima terrestre e le sue variazioni è la quantificazione dell'impatto dei fattori naturali e antropogenici. A questo proposito la valutazione della risposta dei gas minori in atmosfera alle variazioni delle emissioni solari UV è di grande importanza per capire meglio i processi atmosferici. I gas minori giocano un ruolo importante nel trasferimento radiativo in atmosfera e quindi contribuiscono al forcing radiativo – parametro chiave negli studi climatici. Studi effettuati da diversi autori dimostrano che il contenuto verticale di ozono ed il suo *mixing ratio* in atmosfera alle latitudini equatoriali, sono correlati con l'attività solare modulata dal ciclo rotazionale di 27 giorni. Per quanto riguarda il biossido di azoto (NO₂) studi analoghi sono da ritenersi ancora insufficienti. Utilizzando dati sperimentali relativi al contenuto colonnare di NO₂ e di ozono, attraverso l'impiego di metodi di analisi basati su *wavelet* e *cross-wavelet* abbiamo rilevato l'esistenza di una correlazione positiva tra l'attività solare su scala di 27 giorni e la risposta dei gas in esame, con coefficienti di cross-correlazione fino a 0,6 per NO₂ e 0,5 per O₃. Una sintesi dei risultati ottenuti sono presentati nel presente documento.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Fin dalla loro formazione, la Terra e la sua atmosfera sono state influenzate in misura più o meno evidente dall'attività solare. Per questo motivo ci si può aspettare che le variazioni del clima terrestre – un insieme di parametri fisici (temperatura, umidità, pressione, ecc.), mediati su diversa scala temporale, che determinano le condizioni atmosferiche, abbiano al loro interno una componente naturale. Lo spettro elettromagnetico del sole si estende dai raggi gamma (onde corte) fino alle onde radio (onde lunghe). L'intervallo spettrale compreso tra 120 e 300 nm, nel quale è collocato soltanto l'1% dell'energia totale emessa dal Sole, gioca un ruolo importantissimo per i processi fisico-chimici nella media e alta atmosfera. Questi processi non sono costanti nel tempo, poiché il sole è una stella non “calma”. Mediamente ogni 11 anni si osservano periodi di

relativi massimi e minimi nella emissione elettromagnetica da parte del Sole. Durante questo ciclo le variazioni delle emissioni solari si presentano in modi diversi (vedi Rottman 2004). Mentre la variazione dell'output solare nel periodo di 11 anni su tutto l'intervallo spettrale è dell'ordine di 0,1%, la rispettiva variazione alla lunghezza d'onda di 120 nm è di un fattore 2. Verso la zona spettrale del visibile le variazioni diminuiscono da 10% intorno a 200 nm fino a 0,5% intorno a 300 nm. Si fa notare che, in aggiunta al ciclo solare di 11 anni, ci sono anche altri cicli con periodi sia minori che maggiori. Dalle ricostruzioni effettuate da Fligge & Solanki (2000) si conclude che esiste anche un ciclo secolare nell'attività del Sole. Nel tentativo di spiegare i cambiamenti climatici terrestri sulla scala di 10⁵ anni, Ehrlich (2006) propone una teoria basata sulle *Solar Resonant Diffusion Waves*.

Andando verso scale temporali più brevi, sono rico-

nosciuti periodi associati alla rotazione differenziale del Sole. Questa comporta una periodicità dell'attività solare che varia da 26,8 a 29,1 giorni, essendo 27 giorni la periodicità più frequente.

Ogni zona del sole (il nucleo, la zona radiativa, la zona convettiva, la fotosfera, la corona) sono caratterizzate da una propria attività, che viene caratterizzata mediante l'utilizzo di diversi indici specifici. Gli studi di Bower (1992) dimostrano la presenza di periodicità della attività solare sulla scala di 27-28 giorni per quanto riguarda la maggior parte degli indici utilizzabili a tal scopo.

Poiché l'attività solare è influenzata da una molteplicità di fattori di diversa natura, la periodicità di 27 giorni non è un parametro costante. Quindi ci si deve aspettare risultati non del tutto affidabili quando si applicano metodi come la trasformata di Fourier o altri da esso derivanti (trasformata di Gabor) per l'analisi della periodicità dell'attività solare.

Per questa ragione si è preferito applicare il metodo noto come *wavelet analysis* che permette di ricavare non soltanto le informazioni sulla periodicità dei fenomeni in esame, ma anche di ottenere informazione sugli intervalli di tempo durante i quali tali fenomeni avvengono.

Diversi studi sono stati effettuati sulla variazione della colonna di ozono in funzione dei cicli solari. Questa è stata stimata da Zerefos (1997) essere pari a 1-2 % per quanto riguarda il ciclo solare di 11 anni, mentre l'analisi di dati TOMS mostra per le zone tropicali una sensitività media di $(0,009 \pm 0,01)$ e un *phase lag* di 4-6 giorni (Hood 1999).

La maggior parte degli studi effettuati in questo campo si concentrano sugli effetti della variazione dell'output solare sull'ozono, mentre studi relativi al biossido di azoto sono ancora carenti, nonostante l'importanza di questo gas in traccia nei processi fisico-chimici in atmosfera. Infatti, nel corso dell'ultimo decennio, diversi gruppi scientifici hanno iniziato a svolgere studi per capire meglio i processi attraverso i quali diversi fattori, tra cui aerosol e gas minori, influenzano le condizioni dell'equilibrio climatico terrestre.

Utilizzando una serie di dati relativamente breve (91 giorni), Keating (1986) dimostrò che la risposta di NO₂ alle variazioni della radiazione solare a 205 nm vale complessivamente (0,22-1) % nel ciclo giornaliero di 24 ore, mentre soltanto nelle ore diurne que-

sta variazione è di 0,35 %.

La risposta di NO₂ alle variazioni dell'attività solare è maggiore se confrontata a quella dell'ozono anche perché il massimo del profilo verticale di NO₂ si trova ad una quota più alta. Keating (1986) mostrò che la variazione di NO₂ in funzione dell'attività solare a breve termine era 2 volte maggiore rispetto a quella dell'ozono.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Metodo

Il presente studio è volto a evidenziare eventuali segni di influenza della attività solare a breve termine (27 giorni) sul contenuto colonnare di NO₂ ricavato da misure effettuate dallo spettrometro GASCOD (Evangelisti 1995). Questo strumento, realizzato dall'istituto ISAC-CNR e' stato installato presso il laboratorio STIL, Stara Zagora (Bulgaria). Lo strumento effettua misure lungo la verticale, all'alba e al tramonto, e applicando la DOAS (*Differential Optical Absorption Spectroscopy*) è possibile ricavare la colonna obliqua di NO₂, convertita successivamente in colonna verticale applicando un fattore noto come *air mass factor (amf)* calcolato mediante modellistica di trasferimento radiativo. Per analizzare le variazioni di NO₂ in funzione del ciclo solare di 27 giorni si utilizza la colonna obliqua e non quella verticale, al fine di evitare la propagazione di errori dovuti all'introduzione dell'*amf*.

Per quanto riguarda l'ozono sono stati utilizzati i dati relativi alla stazione di Stara Zagora ottenuti dallo strumento satellitare GOME.

Prima di essere sottoposte ad analisi, le serie di dati sono state filtrate per eliminare gli *spikes*. Procedure di interpolazione sono state poi adottate con criteri differenti a seconda che il periodo di dati mancanti fosse più o meno lungo (*detrending e harmonic progression o* interpolazione lineare, rispettivamente). Poiché NO₂ e O₃ sono coinvolti in reazioni fotochimiche, le variazioni dei rispettivi contenuti colonnari sono state analizzate usando l'indice solare CaII-K, ottenuto da misure presso l'Osservatorio di Big Bear, USA. Questo indice rappresenta l'output solare nel intervallo spettrale 140 ÷ 200 nm, (White 1990).

In Figura 1 sono mostrate le serie di dati di O₃ e NO₂ ottenute dopo le procedura di filtraggio.

Per evidenziare l'eventuale evoluzione temporale delle frequenze nelle serie di NO₂, O₃ e CaII-K è stato applicato il metodo della *wavelet transform* (WT). Come *mother wavelet* è stato scelto *Mexican hat*, una funzione reale e simmetrica che ha permesso di velocizzare i calcoli.

2.2 Strumentazione

Lo spettrometro GASCOD, misura la radianza solare diffusa attraverso un obiettivo di tipo Cassegrain di 120 cm, F/# 5 e la focalizza sulla fenditura d'ingresso di 100µm. Un reticolo di diffrazione olografico disperde spettralmente la radianza e la focalizza sulla superficie del sensore Hamamatsu (512 pixel). Il campo di vista dello strumento è di circa 1,1x10⁻⁵ sr. L'accuratezza del posizionamento spettrale del reticolo è migliore di +/- 0.2 nm. Per ricavare il contenuto colonnare di NO₂ lo strumento effettua misure nell'intervallo spettrale 410÷470 nm in modo

automatico pilotato da un PC.

3 RISULTATI RILEVANTI

Lo spettro continuo del wavelet relativo all'indice CaII-K nel periodo 10-55 giorni è mostrato in Figura 2. Sebbene l'ampiezza dell'indice CaK-II sia modulata dall'evoluzione, di qualche mese, dei centri di attività solare, in Figura 2 sono chiaramente evidenti i cicli di 27 giorni.

Analisi simili sono state applicate alle serie di NO₂ e O₃ e hanno messo di nuovo in evidenza la periodicità di 27 giorni. Si osservano anche altri periodi tra 40-50 giorni, che sono stati attribuiti ai processi di trasferimento radiativo nell'atmosfera terrestre o a processi dinamici, ma non a processi solari.

La correlazione tra l'indice CaII-K e NO₂ o O₃ è stata calcolata mediante l'uso del *cross wavelet* $W_c = W_1 + W_2^*$, dove W_1 è il wavelet singolo dell'indice CaII-K e W_2^* è il valore complesso del wavelet singolo relativo al O₃ o NO₂.

In Figura 3 sono presentati i risultati di questi calcoli; si evidenziano correlazioni positive sulla scala temporale corrispondente al periodo della rotazione del Sole.

Per quanto concerne la correlazione tra CaII-K e NO₂, si può osservare con maggiore dettaglio il periodo Ottobre-Dicembre 2003, in corrispondenza del quale in diversi osservatori è stato misurato un forte aumento delle emissioni UV.

Per questo stesso periodo i coefficienti di correlazione tra l'attività solare a breve termine e la risposta dei gas atmosferici in esame raggiungono valori fino 0,6 per NO₂ e 0,5 per O₃ con limite di confidenza 0,17 al livello 95%.

La risposta di ozono e NO₂ all'attività rotazionale del Sole è stata valutata a partire dall'osservazione delle serie di dati filtrati: per ozono la risposta è stata valutata pari a 1-2 % e per NO₂ a 4-5 %. Per informazioni sullo sfasamento tra la risposta del NO₂ e O₃ a emissioni UV solari (CaK-II indice) si rimanda a (Werner *et al.*, 2006).

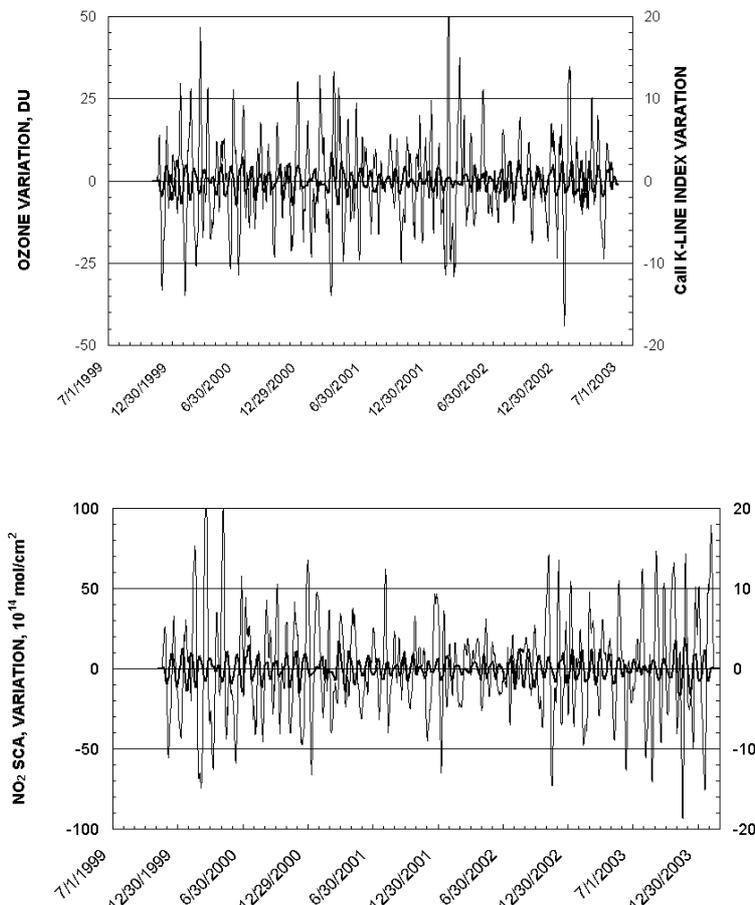


Figura 1: Serie di dati di NO₂ e O₃ (linea sottile) confrontate con l'indice CaII-K (linea spessa) per il periodo in esame.

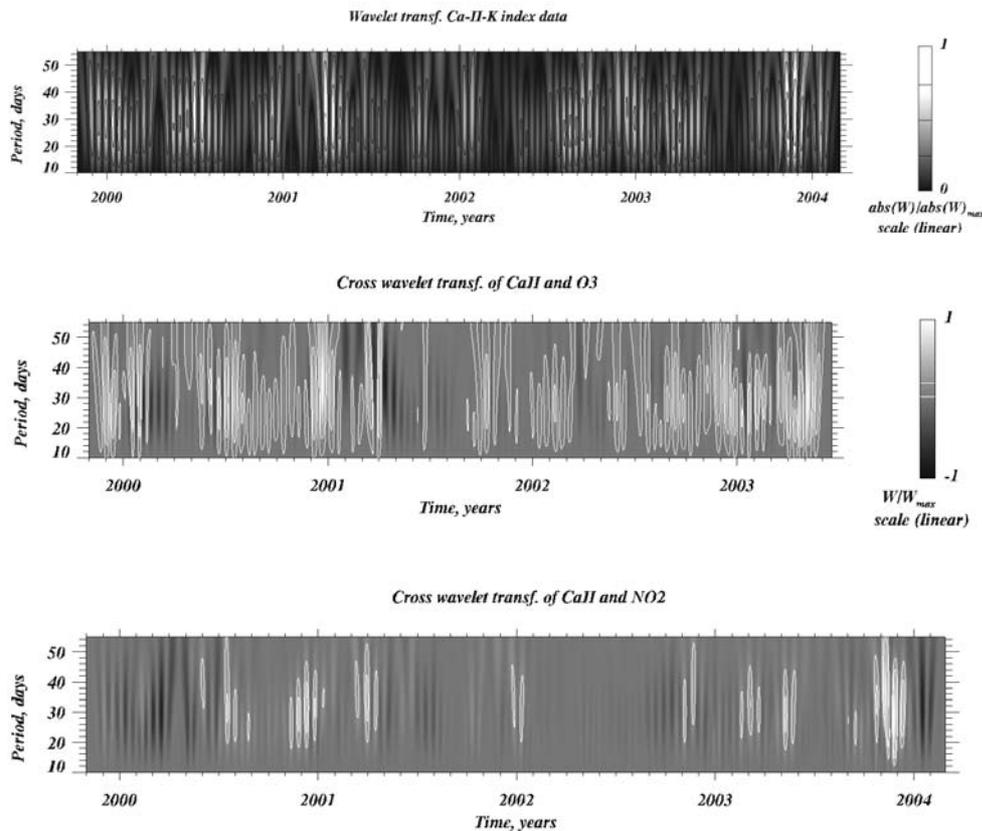


Figura 2: Lo spettro wavelet del indice CaII-K. Si osserva modulazione del ciclo 27-giorni su scala mensile.

Figura 3: Cross wavelet CaII-K indice ed O₃ (sopra) e CaII-K indice e NO₂ (sotto). Per quest'ultimo è stata utilizzata la serie dati relativi al periodo di tramonto. Il colore più chiaro corrisponde a maggiore correlazione positiva

4 PROSPETTIVE FUTURE

Gli studi futuri prevedono ulteriori analisi dei processi dinamici nell'atmosfera riconducibili all'attività solare. L'obiettivo è quello di trovare differenze nelle periodicità corrispondenti alle medie zonali e differenze nelle fasi tra la risposta dei gas minori e le variazioni della radianza solare UV. Inoltre, mediante l'applicazione di appositi modelli di trasferimento radiativo, si cercherà di quantificare l'impatto dei processi naturali, in particolare dell'attività solare, sui cambiamenti climatici.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

Bower, S.D., 1992. Periodics of solar irradiance and solar activity indices, II. *Sol.Phys.* 142, 365–389.
 Ehrlich (2006) *arXiv:astro-ph/0701117v1*
 Evangelisti, F. et al., 1995. Differential optical absorption spectrometer for measurement of tropospheric pollutants. *App. Opt.* 34, 2737–2744.
 Fligge, M., et al., 2000. The solar spectral irradiance since 1700. *Geophys. Res. Lett.* 27, 2157–2160.
 Hood, L.L., 1999. Effects of short-term UV variability

on the stratosphere. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 61, 45–51.

Keating, G.M., et al., 1994. Estimating 11-year solar UV variations using 27-day response as a guide to isolate trends in the total column ozone. *Adv. Space Res.* 14 (9), 199–209.
 Rottman, G., et al., 2004. Measurement of the solar ultraviolet irradiance, in: Pap, J., Fox, P. (Eds.), *Solar Variability and its Effect on the Earth's Atmospheric and Climate System, AGU Monograph Series, Washington, DC*, pp. 111–126.
 Werner, R., et al., 2006. NO₂ column amount and total ozone in Stara Zagora (42_N, 25_E) and their response to the solar rotational activity variation, *Adv. Sp.Res.*, 37 1614–1620.
 White, O.R., et al., 1990. Estimation of the solar Lyman alpha flux from ground based measurements of the CaII K line. *Geophys. Res. Lett.* 17, 575–578.
 Zerefos, C.S., et al. 1997. Solar activity–total column ozone relationships: observations and model studies with heterogeneous chemistry. *J. Geophys. Res.* 102, 1561–1570.

I valori di fondo della CO₂ atmosferica a Jubany e le interazioni con il fenomeno de El Niño

C. Rafanelli, L. Ciattaglia, S. Carnazza

Istituto di Acustica "O. M. Corbino", CNR, Roma, Italia

claudio.rafanelli@idac.rm.cnr.it

SOMMARIO: La misura del fondo planetario della CO₂ è un dato importante per capire le dinamiche dell'effetto serra che in questi decenni sembrano modificate rispetto al passato. Per essere al riparo da sorgenti locali è fondamentale effettuare il monitoraggio in luoghi remoti; l'Antartide è uno di questi, anzi è un luogo privilegiato grazie alla particolare circolazione atmosferica presente a quelle latitudini.

La base antartica di Jubany, King Gorge Island, arcipelago South Shetland, 62°S - 58°W, fa parte del progetto di collaborazione tra il Programma Nazionale di Ricerche in Antartide (PNRA) e la Dirección Nacional del Antártico (DNA) dell'Argentina. Nell'ambito di questi accordi gli autori gestiscono, dal febbraio 1994, le misure di anidride carbonica atmosferica. L'importanza della stazione è dovuta anche alla possibilità di monitorare gli effetti dello scambio aria mare di CO₂ durante i fenomeni del El Niño. In questo articolo sono riportati i risultati dei 12 anni dell'attività di ricerca.

1 L'ANIDRIDE CARBONICA ED IL SUO RUOLO NEL PANORAMA DEI GAS SERRA

1.1 L'effetto serra

I cambiamenti del clima e dell'atmosfera sono dovuti sia a variabilità intrinseca del sistema climatico, sia a fattori esterni, naturali ed antropici, la cui importanza è ancora oggi sotto studio.

Una variazione particolarmente allarmante è quella subita dalla temperatura dell'atmosfera terrestre negli ultimi due secoli: negli ultimi cento anni si è avuto un incremento di 0.6°C e soltanto nell'ultimo quarto di secolo è stato di 0.5°C. La causa di tutto ciò è il cosiddetto "effetto serra": la radiazione solare infrarossa, sia diretta che riflessa dalla superficie terrestre, che attraversa gli strati dell'atmosfera viene assorbita dai componenti gassosi presenti, i principali dei quali sono: vapore acqueo, anidride carbonica, metano, cloro-fluorocarburi, ossidi di azoto e ozono troposferico, detti appunto "gas serra". La concentrazione dei quali è fattore importante per regolare il riscaldamento, in particolare quella della CO₂.

1.2 L'importanza della CO₂

L'anidride carbonica è uno dei gas più abbondanti in atmosfera ed è fondamentale nei processi vitali di animali e piante, sia per la fotosintesi che la respirazione.

Inoltre la CO₂ presente nell'atmosfera viene continuamente scambiata con quella disciolta nelle distese oceaniche del pianeta. Si calcola che la sua concentrazione negli oceani sia circa 50 volte quella in atmosfera.

L'anidride carbonica può far variare il pH dell'acqua.; infatti essa è un gas solubile formando acido carbonico, H₂CO₃ che è un acido debole, secondo la seguente reazione:



Successivamente l'acido carbonico reagisce reversibilmente con l'acqua per formare il catione idronio, H³O⁺ e lo ione bicarbonato, HCO₃⁻:



Questo comportamento chimico spiega perché l'acqua, che ha normalmente il pH neu-

tro (7), ha un pH acido di circa 5.5 quando è esposta all'aria; il suo valore regola i processi vitali nel mare.

A causa delle attività umane, la quantità di anidride carbonica immessa in atmosfera durante gli ultimi 150 anni è aumentata: nel 1870 la sua concentrazione era di circa 280 ppm mentre nel 1998 era salita a 364 ppm ed oggi (2007) è di 380 ppm. La combustione del carbone fossile e degli idrocarburi, per la produzione di energia, contribuisce per il 70-75% delle emissioni di CO₂ di origine antropica, mentre il restante 30-25% è dovuto agli scarichi degli autoveicoli. Di difficile valutazione è la misura del fondo naturale dovuta sia ai cicli vegetativi nel loro complesso, sia agli incendi sia allo scambio aria mare. La maggior parte delle emissioni antropiche deriva dai processi industriali dei paesi sviluppati, ma sta crescendo anche il contributo da parte dei paesi in via di sviluppo. In questo secolo si prevede che le emissioni di anidride carbonica raddoppieranno e si pensa che continueranno ad aumentare ulteriormente in seguito, tutto questo se non si considerano gli effetti di feedback naturali, in parte sconosciuti.

2 MISURE DI ANIDRIDE CARBONICA

2.1 Misure a Jubany

La stazione di Jubany (Fig. 1) è dotata di un sistema di misura in continuo dell'anidride

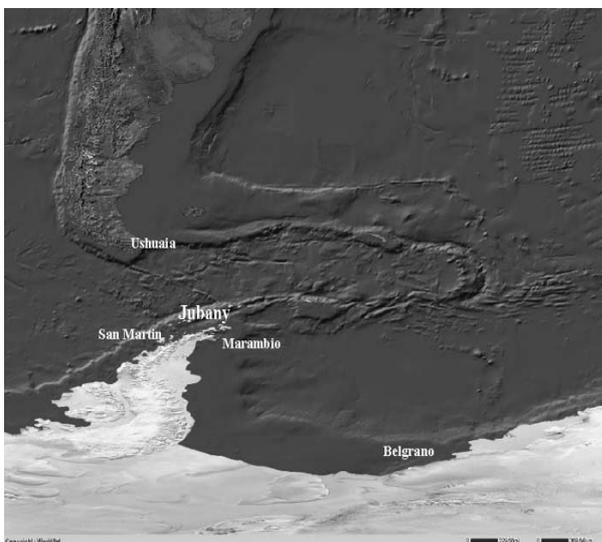


Figura 1: Stazione di Jubany.

carbonica basata su un analizzatore infrarosso Siemens Ultramat 5E con presa d'aria esterna posta a 10 m di altezza (Ciattaglia *et al.* 1996).

La misura si ottiene facendo riferimento a degli standard di lavoro: si tratta di bombole contenenti aria a concentrazione nota di CO₂. Il laboratorio è fornito anche di due serie di 4 standard secondari e di 6 standard primari, i cui contenuti sono determinati dalla National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) al WMO Central CO₂ Laboratory c/o Global Monitoring Division a Boulder, Co, USA.

L'acquisizione dei dati è fatta tramite software che, in automatico, controlla ogni 3 ore la calibrazione dello strumento e valida le misure solo se rispettano i criteri fissati per l'accettazione. Il criterio più importante dei quali è quello per cui i campionamenti effettuati in presenza di venti dal settore 270°-300° (rispetto al nord) vengono esclusi in quanto influenzati dalle emissioni degli edifici della base stessa.

I dati orari vengono trasmessi al WMO Data Center (WDCGG, Tokyo, Giappone), sono inclusi anche nel data set Globalview of NOAA-GMD, nel database del Carbon Dioxide Information Analysis Data Center (CDIAC, Oak Ridge, Tn, USA) e a breve nel nuovo database Carbon Tracker of NOAA Boulder, Co, USA.

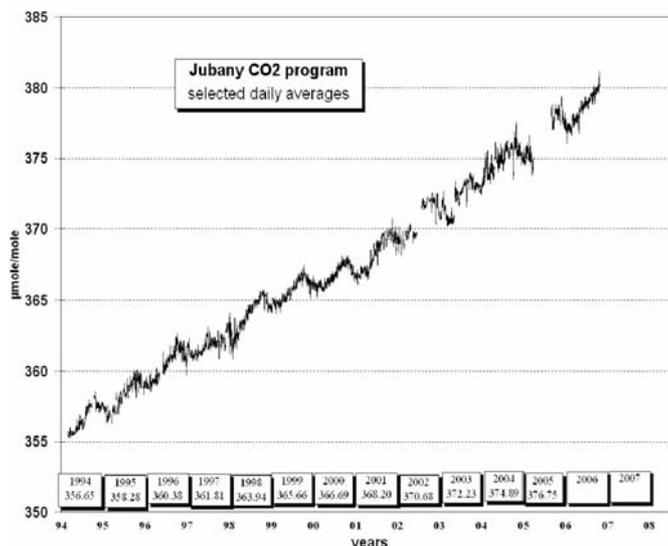


Figura 2: Medie giornaliere di CO₂ misurata a Jubany.

3 TREND DELLA CO₂

3.1 Andamento dell'anidride carbonica misurata a Jubany

L'andamento della CO₂ misurata a Jubany dall'inizio dell'attività è rappresentato in figura 2. Alcune caratteristiche appaiono evidenti: un'oscillazione inverno-estate molto piccola (nell'ordine di 1.5-2 ppm) rispetto a quella constatabile alle nostre latitudini, un trend in crescita (da 356.65 ppm del 1994 a 379.94 ppm del 2006) con alcuni periodi in cui il segnale è piuttosto regolare ed altri in cui la concentrazione subisce alterazioni, che si possono far risalire all'influenza di fenomeni a larga scala quali El Niño. In particolare si può notare un "pianerottolo" tra la fine del 1997 e l'inizio del 1998 periodo in cui nell'oceano Pacifico si è manifestato un El Niño di elevata intensità. L'alta pressione sul Pacifico tropicale occidentale e la bassa pressione su quello sudorientale causano intense piogge, temperature superficiali dell'acqua insolitamente alte ed alisei meno forti: queste sono le caratteristiche de El Niño. Durante tali periodi la temperatura superficiale del Pacifico tropicale occidentale tende a diminuire lievemente, mentre aumenta nella parte orientale. Questo incremento avviene durante il periodo iniziale del fenomeno (generalmente nei primi mesi dell'anno, che nell'emisfero Sud coincidono con l'estate piena) ed è causato dall'indebolimento locale dei venti e quindi dalla ridotta evaporazione. Mentre El Niño evolve, l'avvezione orientale di acqua calda superficiale mantiene alta la temperatura in superficie ad Est a dispetto dell'aumento di evaporazione indotto dall'intensificarsi stagionale dei venti. La perdita di calore latente durante l'ultimo periodo del fenomeno supera il guadagno ottenuto durante quello iniziale. Questi fenomeni incidono sugli scambi aria mare della CO₂.

Se si rappresentano le differenze di CO₂ tra due anni consecutivi ed il Southern Oscillation Index (la differenza tra le pressioni atmosferiche a Darwin, Australia, e Tahiti, Polinesia, parametro indicativo de El Niño) i

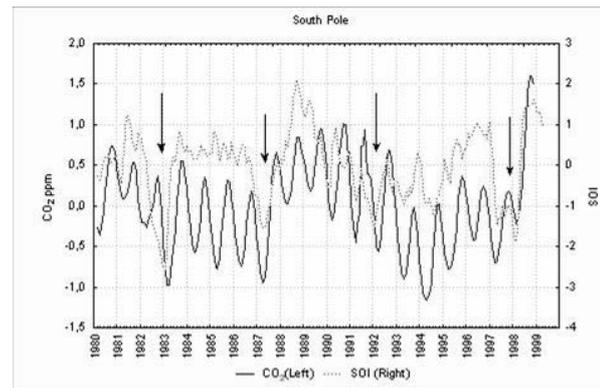


Figura 3: Differenze di concentrazione di CO₂ tra due anni consecutivi misurata a South Pole (linea continua) e andamento del Southern Oscillation Index (SOI, linea tratteggiata), le frecce indicano gli anni de El Niño.

due andamenti coincidono perfettamente proprio in corrispondenza degli anni in cui si è manifestato il fenomeno (Fig. 3).

4 LAVORI FUTURI

Per trovare una conferma all'ipotesi di correlazione tra andamento dell'anidride carbonica in atmosfera e fenomeni di scambio aria mare, è iniziato uno studio preliminare sui dati di pressione parziale di CO₂ in acqua, reso possibile dalla collaborazione del dott. Takahashi del Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University, New York, USA, che ha reso disponibili i dati di concentrazione in mare durante varie crociere che le navi oceanografiche Palmer e Gould hanno effettuato negli anni dal 1979 al 2006 nell'ambito di progetti della NOAA. I campionamenti considerati sono inclusi tra l'Antartide e l'Argentina in un box di latitudine e longitudine comprese rispettivamente tra 74°S e 50°S e tra 90°W e 30°W. Questa scelta spaziale è stata fatta al fine di effettuare il confronto tra i dati marini e quelli in aria prelevati nella base argentina di Jubany.

L'oceano intorno a Jubany è stato suddiviso in tanti settori concentrici e si è poi rappresentato sia l'andamento dell'anidride carbonica in aria sia quello in mare, entrambi destagionalizzati (Fig. 4).

I risultati sono di base per lo sviluppo dei lavori futuri. Infatti lo studio è in fase di

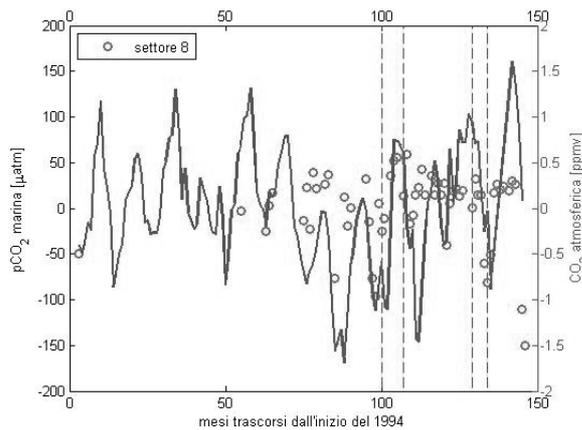


Figura 4: Andamento destagionalizzato della CO₂ misurata a Jubany (linea continua) e valori di pCO₂ (punti) nell'acqua intorno alla stazione, le linee tratteggiate rappresentano El Niño.

ampliamento con dati di altre stazioni.

I risultati di questi studi potranno contribuire alla comprensione delle variazioni della CO₂ in atmosfera e se possibile alla valutazione dell'effetto antropico sul Global Warming.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Carnazza, S., 2006. Tesi di laurea Università "La Sapienza" di Roma, dipartimento di fisica.
- Ciattaglia, L., Guerrini, A., Colombo, T., 1996. Atmospheric CO₂ Monitoring in an Antarctic Remote Site : *Jubany Station (South Shetland)* - *SIF Conf. Proceed.*, Vol. 51 pp. 181-188.
- Ciattaglia, L., 1998. First 3 years of atmospheric CO₂ concentrations measurements at Jubany station: characteristics, growth

rate and relationship with the origin of air masses, *Conference Proceedings*, Vol. 62, pp. 307-315, "*Italian Research on Antarctic Atmosphere*", M. Colacino, G. Giovannelli and L. Stefanutti (Eds.), SIF, Bologna.

Ciattaglia, L., Anav, A., Rafanelli, C., 2000. Was El Niño 1997-1998 responsible for the anomalous CO₂ trend in the Antarctic atmosphere, *VIII Workshop Italian research on Antarctic Atmosphere*, Vol. 69, pp. 375-385.

Philander, S. G., 1990. *El Niño, La Niña and the Southern oscillation*, San Diego, Academic Press.

Purini, R., Gennaio-Marzo 2001. Gli oceani ed il clima, *Giornale di Fisica*, Vol. XLII, N. 1, pp. 27-44.

Takahashi, T., Sweeney, C., Sutherland, S. C., 16 September 2002. Methods used in measuring surface seawater pCO₂ aboard RVIB Nathaniel B. Palmer.

World Meteorological Organization, September 2003. 12th WMO/IAEA meeting of experts on carbon dioxide concentration and related tracers measurement techniques, *WMO/GAW* No. 161.

Effetti radiativi diretti indotti dagli aerosol presso le stazioni MZS e Dome C in Antartide

A. Lupi, C. Lanconelli, M. Mazzola, V. Vitale, C. Tomasi

Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Bologna, Italia

a.lupi@isac.cnr.it

SOMMARIO: Viene presentata una metodologia dedicata alla valutazione del *forcing* radiativo diretto indotto dagli aerosol al top dell'atmosfera (*TOA*), alla superficie (*BOA*) e nello strato atmosferico (*ATM*), sulla base delle misure effettuate presso le due basi italiane del continente Antartico, MZS (costiera) e DOME C (Plateau Antartico). La metodologia si basa sulla più ampia sinergia possibile tra le misure di fotometria solare e quelle chimiche e ottiche in situ, capaci di definire dei modelli realistici per le due stazioni antartiche. Questi modelli sono stati utilizzati in un codice di calcolo del trasporto radiativo che ha permesso di valutare il *forcing* radiativo diretto degli aerosol, e di porre in evidenza il ruolo assolutamente non trascurabile della riflettività superficiale nelle aree polari antartiche. La presenza dell'aerosol di background tende a ridurre l'albedo totale in presenza di superfici ad alta riflettività, mentre determina l'aumento dell'albedo totale in presenza di superfici a bassa riflettività.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Il forcing radiativo degli aerosol

Le relazioni tra la radiazione solare incidente, l'atmosfera con i suoi vari costituenti e la superficie terrestre sono definite attraverso la modellazione dei processi di trasporto radiativo che avvengono nel sistema superficie-atmosfera producendo *scattering*, assorbimento ed emissione di radiazione. Questi processi concorrono a definire il bilancio radiativo atmosferico: i livelli significativi dove tale bilancio va determinato per comprendere se il sistema superficie-atmosfera è soggetto a riscaldamento o raffreddamento sono il *BOA* [*Bottom Of the Atmosphere*] ed il *TOA* [*Top Of the Atmosphere*]. A questi due livelli, vanno determinati i termini di forcing radiativo inteso come una perturbazione del bilancio radiativo che ha luogo nel sistema superficie-atmosfera, a causa della presenza di un costituente atmosferico (sia esso gas, aerosol o altro). Un ruolo di primaria importanza è rivestito dagli aerosol presenti in atmosfera, a causa della loro capacità di influenzare il

clima terrestre: infatti gli aerosol interagiscono direttamente con la radiazione solare incidente prevalentemente nel visibile e vicino infrarosso attraverso processi di diretti di *scattering* e di assorbimento.

1.2 Gli aerosol in Antartide

Le regioni polari rivestono un ruolo importante nel sistema climatico globale e possono presentare un'alta sensibilità ai cambiamenti del clima. In vicinanza dei poli vi è il controllo della circolazione oceanica con la formazione di acque fredde e profonde, ed il bilancio energetico netto è negativo, a causa sia dell'alta albedo superficiale, sia della bassa inclinazione solare. L'Antartide è un continente virtualmente libero da sorgenti di aerosol antropico, non solo perché la popolazione residente è praticamente assente ma anche perché la particolare circolazione atmosferica tende a "separare" le regioni polari dal resto del pianeta, limitandone oltremodo gli scambi con le zone temperate dell'emisfero australe. L'apparente paradosso è che, data l'assenza di sorgenti di rilievo di particelle di aerosol nel

continente antartico, il ruolo giocato nel bilancio radiativo sembra essere di modesta entità: in realtà, l'elevata albedo superficiale, combinata con i valori elevati dell'angolo zenitale solare, e con la debole influenza del vapore acqueo, contribuisce ad enfatizzare in maniera significativa il ruolo degli aerosol, al punto che anche valori estremamente bassi nel contenuto di materiale particolato possono perturbare considerevolmente i flussi di irradianza solare al BOA e al TOA. Lo studio del ruolo dei processi di *feedback* che avvengono tra l'aerosol atmosferico e superficie terrestre è stata effettuata considerando le proprietà degli aerosol studiate presso le due basi antartiche italiane, Mario Zucchelli Station (MZS, 74°42'S, 164°7'E, a 15 m s.l.m.), posta sulla costa del Mare di Ross, e Dome Concordia (DOME-C, 75°38'S, 123°21'E, a 3233 m s.l.m.), sita sul Plateau Antartico.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Metodologia utilizzata:

La metodologia utilizzata, descritta nella Figura 1, si basa sulla determinazione delle proprietà ottiche degli aerosol presenti nelle due differenti aree antartiche, ricavate sia attraverso le misure di fotometria solare multispettrale, sia attraverso l'analisi delle misure

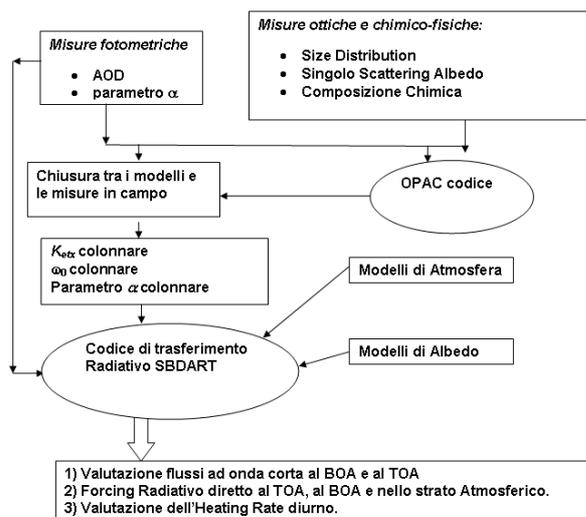


Figura 1: Diagramma che illustra la metodologia applicata.

ottiche e chimico-fisiche in situ.

Queste misure sono state utilizzate per definire dei modelli di aerosol con il pacchetto software OPAC (Hess et al. 1998), seguendo una procedura di *fitting* delle polidispersioni di aerosol presenti nel pacchetto con i dati sperimentali. La Tabella 1 mostra i risultati finali, che pongono in risalto come gli aerosol risultino essere notevolmente nei due siti.

Tabella 1: Frazioni di massa ricavate combinando le differenti misure e le polidispersioni presenti in OPAC.

Stazione	Frazione di massa (%)			
OPAC polidispersioni	mitr	sscm	ssam	waso suso
MZS*	3	65		32
DOME-C**			4	88 8

* umidità relativa del 50%

** umidità relativa dello 0%

La Tabella 1 mostra quanto come le particelle di aerosol siano differenti in composizione chimica, mentre la Figura 2 da la misura delle differenze tra gli spessori ottici medi giornalieri dell'aerosol (*AOD 500 nm*), che a MZS si aggirano intorno 0,035, con un valore medio giornaliero del parametro α di Ångstrom prossimo ad 1, e valori medi giornalieri a DOME-C vicini a 0,015, con valori medi giornalieri di α di che si mantengono stabilmente intorno ad 1,6.

I modelli di aerosol ottenuti attraverso l'impiego del codice OPAC, combinato con una realistica scelta dei modelli atmosferici a MZS e DOME-C e definizioni il più possibile realistiche delle caratteristiche di riflettività superficiale nelle aree del Plateau, di ghiaccio marino e dell'Oceano Pacifico Meridionale (Lupi et al, 2001), sono stati usati come *input* per il calcolo dei flussi di radiazione al BOA e al TOA, mediante il codice di trasporto radiativo SBDART (Ricchiuzzi et al, 1998).

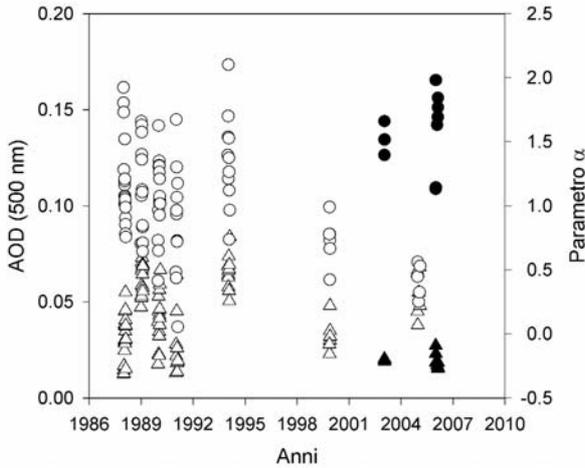


Figura 2 I valori di spessore ottico della particelle di aerosol a MZS (triangoli vuoti) e a DOMECS (triangoli pieni) ed i valori del parametro α di Ångstrom a MZS (cerchi vuoti) e DOMECS (cerchi pieni)

3 RISULTATI RILEVANTI

I flussi di radiazione sono stati valutati considerando la presenza e l'assenza delle particelle di aerosol. La differenza dei flussi netti (con e senza aerosol) permette di ottenere una stima del *forcing* radiativo diretto delle particelle di aerosol al BOA, al TOA, e nell'atmosfera: in questo studio, nel caso del sito costiero di MZS sono state definite tre differenti superfici, che descrivono le variazioni stagionale delle caratteristiche di riflettività superficiale nell'area antistante la base di MZS. Nel caso di DOMECS, la superficie è stata realisticamente rappresentata con un modello di superficie ghiacciata tipica del Plateau. La Figura 3 mostra i valori di *forcing* radiativo diretto diurno (ovvero integrato sulle 24 ore) per cinque differenti giornate australi caratterizzate da diversi periodi di insolazione e differenti configurazioni geometriche del sistema Sole-superficie-atmosfera.

La Figura 3 mostra che in superficie gli aerosol riducono il flusso di radiazione entrante con valori di *forcing* radiativo diretto diurno (DDF) compresi tra $-5,0 \text{ W/m}^2$ (per una superficie di bassa albedo) e $-0,5 \text{ W/m}^2$ in presenza di superfici ad elevata albedo. Il bilancio radiativo cambia totalmente al TOA: per bassa riflettività superficiale, anche il *for-*

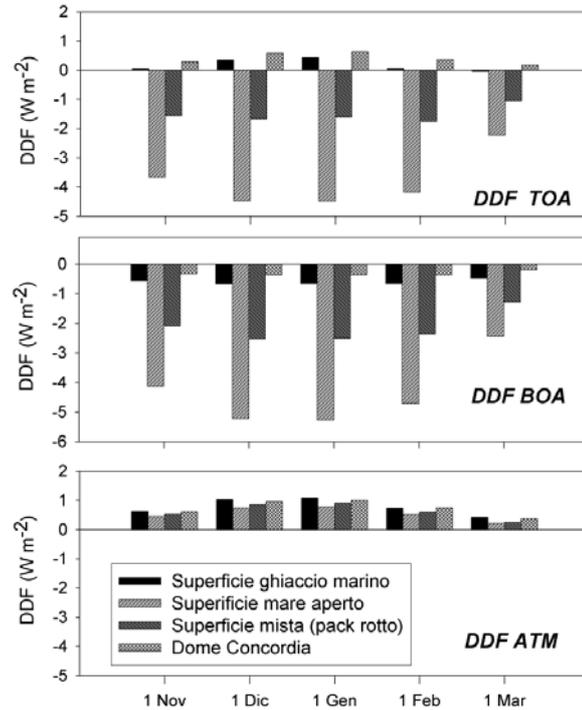


Figura 3: *Forcing* radiativo diretto al TOA, al BOA e nello strato atmosferico diurno per MZS (per 3 differenti superfici) e per DOMECS .

cing radiativo diretto diurno risulta essere negativo (comportando, quindi, un raffreddamento complessivo del sistema superficie-atmosfera), associato a valori massimi del DDF di $-4,5 \text{ W/m}^2$. Ma per alta albedo superficiale, il segno del DDF cambia diventando positivo ed assumendo valori compresi tra 0 e 1 W/m^2 : ciò comporta un riscaldamento totale del sistema superficie-atmosfera. L'analisi del *forcing* radiativo diretto nell'atmosfera, definito come differenza tra il DDF al TOA ed il DDF al BOA (Satheesh & Ramanathan, 2000, Schwartz & Buseck, 2000), indica un effetto complessivo di riscaldamento dell'atmosfera che è indipendente dal tipo di superficie, presentando con valori compresi tra 0 e 1 W/m^2 . Riassumendo, è lecito considerare l'effetto combinato tra le particelle di aerosol e l'albedo nell'area Antartica, con un aumento dell'albedo totale del sistema superficie-atmosfera in presenza di bassa riflettività superficiale, ed una diminuzione dell'albedo totale del sistema in presenza di alta riflettività superficiale.

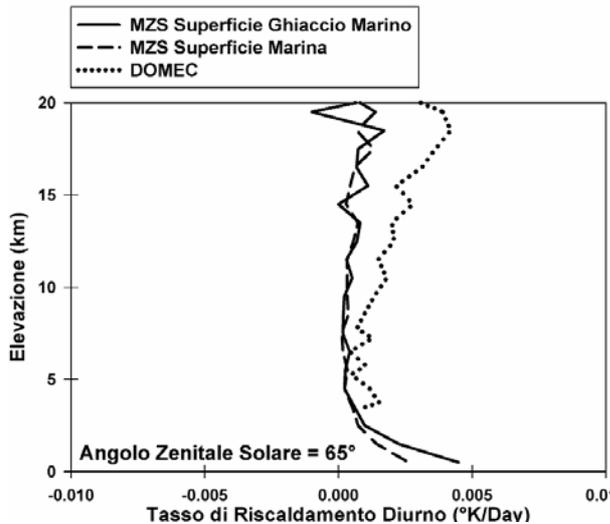


Figura 4: Esempio di valutazione del tasso di riscaldamento istantaneo (angolo zenitale del sole di 65°) nelle differenti basi antartiche.

4 PROSPETTIVE FUTURE

La definizione delle proprietà radiative delle particelle di aerosol in alcune aree polari antartiche permette di poter ampliare ed integrare i risultati ottenuti fin ad oggi, ovvero :

- i) definire il tasso medio di riscaldamento giornaliero (Roger et al. 2006) come nell'esempio di Figura 4;
- ii) valutare il DDF anche durante il periodo della lunga notte polare, considerando anche l'interazione tra le particelle di aerosol e la radiazione ad onda lunga (Lubin et al. 2004), al fine di ottenere una valutazione media annua del DDF, confrontabile con le stime ben note dell'IPCC sul *forcing* radiativo dei gas serra;
- iii) definire il più realisticamente possibile i profili verticali dei parametri termodinamici dell'atmosfera nelle aree Antartiche, permettendo quindi una più accurata definizione del gradiente verticale di riscaldamento che possa integrarsi meglio con gli studi sul *forcing* radiativo indiretto degli aerosol.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Hess M., P. Koepke & I. Schult, 1998, Optical properties of aerosols and clouds: The software package OPAC, *Bull. Am. Met. Soc.* 79: 831-844.
- Lubin, D., Satheesh S. K., McFarquar G., Heymsfeld A. J. 2002. Longwave radiative forcing of Indian Ocean tropospheric aerosol, *J. Geophys. Res.* 107: D(19), 8004 doi:10.1029/2001JD001183.
- Lupi A., C. Tomasi, A. Orsini, A. Cacciari, V. Vitale, T. Georgiadis, R. Casacchia, R. Salvatori, S. Salvi. 2001. Spectral curves of surface reflectance in some Antarctic regions, *Il Nuovo Cimento.* 24C: 313-327.
- Ricchiazzi P., S. Yang, C. Gautier, D. Soble. 1998. SBDART: A research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the Earth's atmosphere. *Bulletin of the American Meteorology Society*, 79(10):2101-2114.
- Roger J.C., M. Mallet, P. Dubuisson, H. Cachier, E. Vermote, O. Dubovik, S. Despiou, 2006. A synergic approach for estimating the local direct aerosol forcing: Application to an urban zone during ESCOMPTE, *Jour. Geophys. Res.* 111: No D3 D 123208
- Satheesh S. K., Ramanathan V. 2000. Large differences in tropical aerosol forcing at the top of the atmosphere and Earth's surface. *Nature* . 405: 60-63
- Schwartz S.E, Buseck P. R. 2000, Absorbing Phenomena. *Science.* 288: 5648, 989-990

Osservazioni da satellite, reti di misura
e basi dati sui cambiamenti climatici

Temperatura superficiale del mare da dati satellitari

S. Melani, A. Orlandi, C. Brandini, A. Ortolani

Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia

Laboratorio per la Meteorologia e Modellistica Ambientale (LaMMA)

melani@lamma.rete.toscana.it

SOMMARIO: La Temperatura Superficiale del Mare (SST) è una variabile di rilevante interesse scientifico, poiché è parametro chiave nella determinazione dei flussi di calore fra mare e atmosfera, responsabili dei principali fenomeni meteorologici e climatici a varie scale. Ben nota è l'importanza della SST nel determinare gli scenari climatici a lungo termine o nelle previsioni dei cicli di El Niño-La Niña. Il laboratorio per la Meteorologia e la Modellistica Ambientale (LaMMA), gestito da IBIMET-CNR, ha implementato un algoritmo per il calcolo operativo della SST, utilizzando i dati del satellite geostazionario MSG (*METEOSAT Second Generation*), con l'obiettivo di avere un prodotto flessibile e calibrato sul Mediterraneo, utilizzabile per indagare l'importanza delle dinamiche della SST nel determinare la meteorologia e la climatologia stagionale, anche a scale inferiori a quelle solitamente considerate.

I IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Oltre il 70% della superficie terrestre è coperta da oceano, la variabilità del quale, in termini di temperatura superficiale, ha un significativo impatto socio-economico.

El Niño è forse l'esempio più conosciuto di come il cambiamento della temperatura superficiale del mare (SST) incida direttamente sul clima e sulle attività economiche legate all'ambiente (ad esempio nei cicli biologici). Ma la SST è anche il più importante indicatore del riscaldamento globale e dei cambiamenti che ne conseguono. Infatti il trasferimento del calore è il motore delle dinamiche atmosferiche e oceaniche e quindi dei cambiamenti climatici a livello globale, e l'oceano è un'immensa riserva di calore. L'osservazione precisa della SST come variabile su lunghi periodi di tempo è critica per lo sviluppo di modelli climatici; su base operativa, lo è anche per migliorare le previsioni meteorologiche a varie scale.

Le osservazioni satellitari rispondono in maniera soddisfacente a questa necessità, essendo le misure *in situ* (da boe o navi) poche e disomogenee, più adatte quindi a calibrare le osservazioni remote.

I sensori a bordo di satelliti polari, come

l'AVHRR sulla serie NOAA, sono stati utilizzati per più di 17 anni e attualmente forniscono misure globali nell'infrarosso termico di SST ad alta risoluzione spaziale (1,1km al nadir) e precisione (0,3-0,6K RMS), approssimativamente due volte al giorno.

L'ultima generazione di satelliti geostazionari MSG (*METEOSAT Second Generation*) ha portato nuove opportunità nella stima della SST, dovute ai nuovi canali spettrali, insieme all'alto campionamento temporale (15 minuti), e spaziale (3km al nadir), rispetto alla precedente generazione.

L'alta frequenza temporale permette la risoluzione del ciclo diurno e un grande numero di osservazioni libere da nubi. In questo contesto, il laboratorio per la Meteorologia e la Modellistica Ambientale (LaMMA), gestito da IBIMET-CNR, ha implementato un algoritmo operativo per il calcolo della SST focalizzato all'area Mediterranea, utilizzando i canali nell'infrarosso termico (IR) di MSG.

I campi di SST prodotti sono realizzati nella prospettiva di essere integrati in un sistema accoppiato di modellistica meteomarina, che possa risolvere scale di interesse per la meteorologia operativa a scala limitata e le previsioni a più settimane. In questo senso sono misure calibra-

te specificatamente sull'area di interesse, non sono necessariamente mediate su molte ore (come i prodotti standard) e il problema dei dati mancanti (ad esempio la copertura nuvolosa) può essere trattato in maniera specifica a seconda dell'applicazione in esame.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Definizione di SST

I satelliti usualmente misurano la temperatura del mare riferita ai primi micron di profondità (*skin temperature*, T_{skin}).

Le boe ondometriche sono gli strumenti di riferimento per le misure dirette (*in situ*) di temperatura marina ed effettuano "misure di superficie" tramite sensori termometrici posti ad una profondità che varia generalmente tra 0,5 ed 1 metro, dando la cosiddetta *bulk temperature* (T_{bulk}).

La differenza $T_{skin}-T_{bulk}$ è circa 0,2K durante le ore notturne (T_{skin} minore di T_{bulk}), ma può arrivare ad alcuni gradi centigradi durante il giorno in condizioni di intenso irraggiamento solare (T_{skin} maggiore di T_{bulk}).

Tale differenza è dovuta alla concomitanza dei due fenomeni rappresentati schematicamente in Figura 1 (Fairall *et al.* 1996): il raffreddamento superficiale (profili A e B), ed il riscaldamento diurno (profilo B).

Il primo fenomeno, dovuto agli scambi di calore attraverso l'interfaccia aria-acqua, causa usualmente differenze modeste (comprese tra 0,1 e 0,5°C): la temperatura dei primi millimetri

del mare è minore di quella di qualche millimetro più profonda. Questo fenomeno è presente durante tutto l'arco della giornata.

Il secondo fenomeno, oltre ad originare variazioni maggiori (può arrivare fino a 3°C), è molto più complesso da modellizzare. In questo caso, gli strati più superficiali del mare si riscaldano maggiormente a causa dell'irraggiamento solare (ovviamente solo nelle ore diurne). L'entità del riscaldamento indotto da tale fenomeno e la profondità dello strato da esso interessato, dipende non solo dall'irraggiamento solare, ma anche dai meccanismi di rimescolamento indotti dalla turbolenza che caratterizza lo strato limite marino, e di conseguenza presenta una forte variabilità, molto difficile da modellizzare.

Dal momento che gli algoritmi di stima della SST vengono generalmente calibrati mediante confronto con boe oceanografiche, i valori da essi forniti (T_{skin}) vengono corretti mediante un termine pari a 0,2K, che consente di eliminare approssimativamente il fenomeno del raffreddamento superficiale. I valori delle stime di SST così corretti ($T_{subskin}$) possono essere direttamente confrontati con quelli misurati dalle boe (T_{bulk}) durante le ore notturne.

Data la difficoltà a modellizzare i fenomeni che danno luogo al riscaldamento superficiale nelle ore diurne, le stime di SST nelle ore diurne non sono direttamente confrontabili con le boe oceanografiche.

2.2 Tecnica di stima della SST nell'IR da dati MSG

Per ottenere misure con continuità, è stata realizzata una procedura automatica in tempo reale per la stima di SST, utilizzando la stazione di ricezione dei dati MSG disponibile presso il LaMMA.

L'algoritmo utilizzato per il calcolo della SST è non-lineare "split-window", basato sulla procedura EUMETSAT O&SI SAF (Brisson *et al.* 2002), applicato sia per il giorno che per la notte. La tecnica "split-window" (che utilizza semplicemente le temperature di due diversi canali spettrali nell'infrarosso termico) permette di correggere gli effetti dovuti all'atmosfera, principalmente al vapor d'acqua.

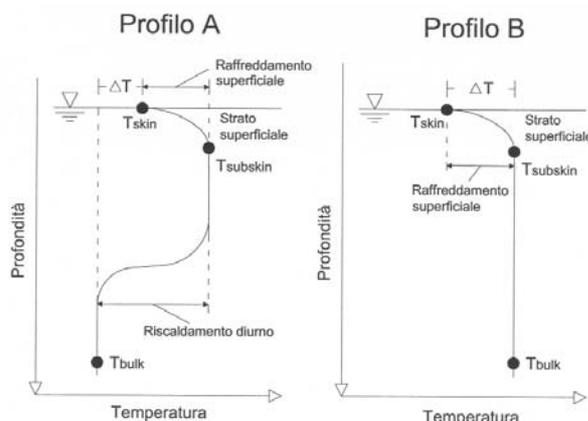


Figura 1: Rappresentazione schematica dei profili di temperatura del mare in funzione della profondità degli strati superficiali.

L’algoritmo implementato ha la seguente forma:

$$SST = A_0 \cdot T_{11} + (B_1 + B_2 \cdot T_{guess}) \cdot (T_{11} - T_{12}) + C_0, \quad (\text{Eq. 1})$$

dove T_{11} e T_{12} sono le temperature di brillantezza calcolate rispettivamente a 11 e 12 μm ; T_{guess} è il valore climatologico di temperatura; $S = \sec(\theta) - 1$ dove θ è l’angolo zenitale satellitare.

I valori climatologici di temperatura vengono estratti dall’archivio Pathfinder della NOAA, che contiene SST su base pentadale alla risoluzione di circa 9km (dati AVHRR dal 1985 al 1997; Casey & Cornillon 1999).

I corrispondenti coefficienti A, \dots, C , sono stati determinati da un database di simulazioni di temperature di brillantezza tramite una tecnica di regressione multilineare. Il database è stato costruito applicando il modello di trasferimento radiativo MODTRAN 3.5 ai profili dei radiosondaggi SAFREE, come descritto in Francois *et al.* (2002).

Le mappe primarie di SST vengono prodotte ogni 15 minuti, utilizzando le temperature di brillantezza nei canali IR centrati a 11 e 12 μm , come mostrato nella Figura 2.

L’identificazione dei pixel liberi da nube su cui effettuare il calcolo della SST, viene effettuata tramite l’applicazione di un filtro (Cloud Mask), fornito da EUMETSAT come prodotto MPEF ogni 15 minuti, ad ogni pixel dell’immagine. Dopo aver eseguito un primo calcolo della SST tramite l’algoritmo non lineare di Equazione 1,

vengono applicati ulteriori raffinamenti alla Cloud Mask, che comprendono la stabilità temporale della SST e l’utilizzo dei valori climatologici della stessa. Il calcolo della SST viene così ripetuto applicando uno “smoothing” sul termine di correzione atmosferica, per diminuire i rumori radiometrici dei canali termici. Le SST così calcolate vengono quindi mediate sulle 3h, 24h, 5gg, e proiettate sulla rappresentazione geografica desiderata. Un esempio di mappa mediata su 5 giorni è mostrato in Figura 3 (http://www.lamma.rete.toscana.it/previ/ita/sst_msg.html).

3 RISULTATI RILEVANTI

Per validare le mappe di SST stimate da satellite, sono stati utilizzati i dati delle boe della Rete Ondametrica Nazionale (RON). I dati sono stati confrontati direttamente, ma nell’interpretazione occorre ricordare che si riferiscono a profondità diverse (per il satellite *Tsubskin* a qualche mm, per la boa *Tbulk* a 1m), che, come evidenziato, li rende comunque confrontabili durante le ore notturne, ma molto meno nelle ore diurne, dove si possono avere differenze anche di qualche grado, a seconda dell’irraggiamento, del vento superficiale e del rimescolamento nei primi strati.

Sono stati analizzati vari intervalli temporali per varie stagioni dell’anno, in modo tale da poter valutare il comportamento dell’algoritmo sotto diverse condizioni di riscaldamento diurno e condizioni meteorologiche.

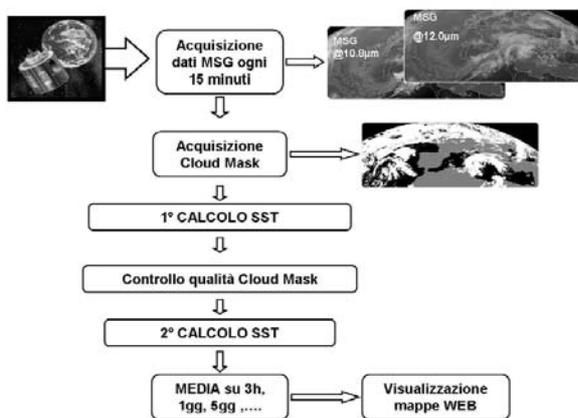


Figura 2: Schema riassuntivo del processo di calcolo della SST per il satellite geostazionario MSG-1.

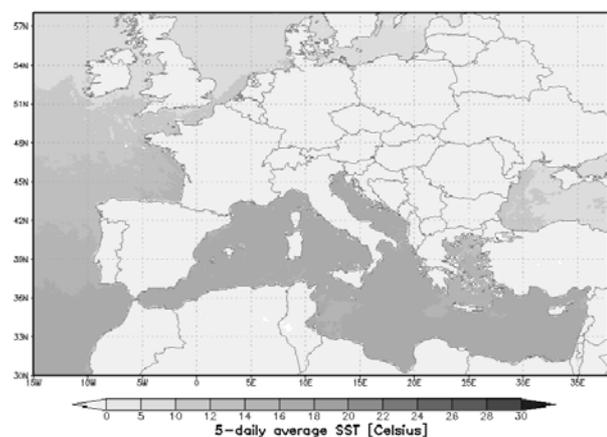


Figura 3: Mappa di temperatura superficiale del mare, mediata su 5 giorni, per il periodo 26 aprile – 01 maggio

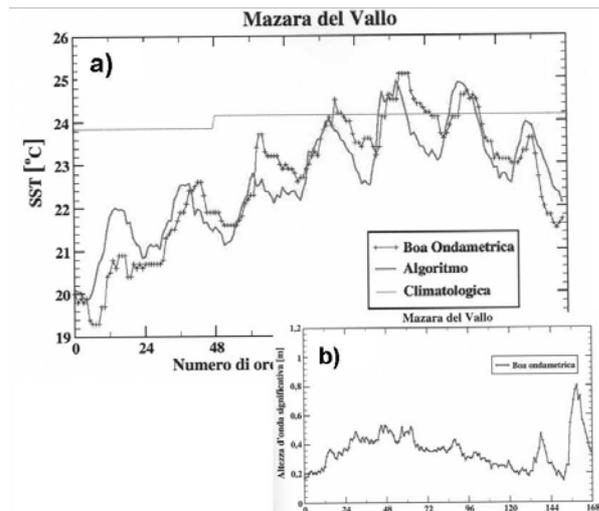


Figura 4: a) Grafico relativo alla boa di Mazara del Vallo, che rappresenta la SST (misurata, stimata e climatologia) in funzione delle ore trascorse dalle 00:00 a.m. del 17 luglio 2004. b): Corrispondente andamento temporale dell'altezza d'onda significativa per lo stesso periodo di tempo.

Oltre all'analisi dell'entità delle discrepanze fra valori *in situ* e satellitari (tramite parametri statistici come MAE, RMSE, SDs) si è valutata anche la corrispondenza nella ricostruzione del ciclo giornaliero, cercando di interpretare i risultati anche alla luce delle condizioni meteorologiche e marine in atto (tramite le carte meteo e i dati di altezza d'onda significativa, intensità del vento e radiazione solare).

Come esempio, la Figura 4 mostra i valori di SST per la boa di Mazara del Vallo, in funzione del tempo (in ore) trascorso dalla mezzanotte del 17 luglio 2004. In basso viene riportato il corrispondente andamento temporale dell'altezza d'onda significativa.

I dati mostrano globalmente un buon accordo fra dati satellitari e *in situ* e la capacità di ricostruire il ciclo giornaliero di SST con buon dettaglio. Le differenze maggiori sono nelle ore centrali del giorno, in accordo col picco del riscaldamento solare. In regimi di vento importanti, quando il rimescolamento superficiale è maggiore, i dati satellitari si riportano ai valori *in situ*.

Dalla validazione fin qui operata risulta circa 1K la precisione della SST satellitare.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Fra le prospettive future la prima è quella di

estendere periodo e punti di validazione, anche in una procedura operativa. Lo sviluppo poi di un algoritmo che leghi la *Tbulk* alla *Tsubskin* tramite le condizioni locali, permetterebbe una valutazione più consapevole delle differenze diurne rilevate. Si sta studiando anche l'impiego di profili verticali ad alto dettaglio da modello ad area limitata (RAMS) per migliorare l'algoritmo di inversione, insieme all'utilizzo di altri canali spettrali MSG (ad es. 8.7 μ m). Dal punto di vista dell'integrazione di tali dati nei modelli meteorologici è in corso un lavoro per l'assimilazione dinamica di SST nei modelli meteorologico (WRF) e idrodinamico (ROMS). Questo tipo di attività potrà avere impatto sia sulle previsioni meteorologiche operative, che nello studio della rilevanza delle dinamiche di SST così ricostruite nelle simulazioni meteo-climatiche.

5 RINGRAZIAMENTI

Si ringrazia l'Archivio EUMETSAT, l'archivio SAA della NOAA e la RON per la fornitura di dati.

6 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Brisson, A., P. Le Borgne and A. Marsouin 2002. Results of one year of preoperational production of sea surface temperatures from GOES-8. *J. of Atmos. and Oceanic Tech.* 19: 1638-1652.
- Casey K.S. & Cornillon, P. 1999. A comparison of satellite and in situ based sea surface temperature climatologies. *J. Climate* 6: 1848-1863.
- Fairall, C.W., E.F. Bradley, J.S. Godfrey, G.A. Wick, J.B. Edson, and G.S. Yung 1996. Cool skin and warm layer effects on sea surface temperature. *J. Geophys. Res.* 101: 1295-1308.
- Francois, C., A. Brisson, P. Le Borgne, and A. Marsouin 2002. Definition of a radiosounding database for sea surface brightness temperatures simulations: application to sea surface temperature retrieval algorithm determination. *Remote Sens. Environ.* 81: 309-326.

La Boa meteo-oceanografica ODAS-Italia1: un laboratorio marino d'altura

R. Bozzano¹, S. Pensieri¹, M.E. Schiano², S. Sparnocchia², M. Borghini²,
P. Picco³

¹*Istituto di Studi sui Sistemi Intelligenti, CNR, Italia*

²*Istituto di Scienze Marine, CNR, Italia*

³*Centro Ricerche Ambiente Mediterraneo, ENEA, Italia*

boz@ge.issia.cnr.it

SOMMARIO: La piattaforma ODAS-Italia 1 costituisce un tipico esempio di valorizzazione di una struttura mediante la quale sono sviluppate ricerche multidisciplinari nel settore dell'ambiente, delle tecnologie marine e del clima. La boa è un punto di raccolta di lunghe serie temporali di parametri meteo-marini e bio-chimici di interesse per la conoscenza dell'ecosistema e della sua evoluzione. Peculiarità di questa boa sono la sua tipologia strutturale e la sua posizione geografica. La prima le conferisce una notevole stabilità alle azioni del moto ondoso, rendendola una piattaforma ideale per gli studi di interazione aria-mare, la seconda la pone in una zona di estremo interesse per l'oceanografia, sia biologica che fisica. Nel Mediterraneo, questa struttura è una delle rare piattaforme in mare aperto.

1 INTRODUZIONE

La raccolta di lunghe serie temporali di dati meteo-oceanografici in mare aperto costituisce da sempre un'esigenza per gli studiosi interessati a chiarire i meccanismi degli scambi tra il mare e l'atmosfera e la loro influenza nel comportamento dei due mezzi. Questa esigenza è soddisfatta solo in parte dalle osservazioni satellitari, le quali, pur consentendo misure sinottiche con elevato grado di ripetitività, non sono in grado di misurare tutti i parametri di interesse e necessitano, comunque, di osservazioni in situ per la validazione dei dati estratti dal segnale telerilevato. Analogamente per le simulazioni numeriche, le quali, ancor più dei satelliti, necessitano di dati in situ sia come parametri in ingresso che per la validazione dei risultati.

Le boe strumentate rappresentano quindi l'unico sistema in grado di fornire elementi diretti per la comprensione dei processi meteo-oceanografici in mare aperto. Integrate con altre metodologie, esse costituiscono un riferimento essenziale per gli studi climatici e per quelli previsionali legati sia all'ambiente atmosferico che marino.

Mentre esistono reti osservazionali per le previ-

sioni meteorologiche e per il controllo sismologico ed idrologico del territorio, il monitoraggio delle proprietà fisiche, chimiche e biologiche dei mari italiani è assolutamente carente. Ad eccezione dei dati superficiali telerilevati da satelliti e di una rete costiera ondometrica e mareografica, vi è una quasi totale mancanza di osservazioni sistematiche. Per un paese come l'Italia, circondato dal mare, questa mancanza rende problematiche le previsioni su breve periodo e quasi impossibile lo sviluppo di modelli predittivi per scale più lunghe. In questo triste panorama la boa ODAS-Italia1 del Consiglio Nazionale delle Ricerche rappresenta un'eccezione.

2 LA BOA ODAS-ITALIA1

2.1 La struttura

La boa (Fig. 1) è costituita da un corpo a palo, realizzato con tubo di acciaio, suddiviso in quattro tronchi, accoppiati tra loro da flange. I tre elementi superiori sono stagni e riempiti con una schiuma densa e compatta per limitare, in caso di allagamento della sezione, la riduzione del volume e lo sprofondamento della boa a pochi metri. Quello intermedio è inoltre dotato di un ringros-

so che favorisce il galleggiamento e stabilizza la boa. Il quarto elemento è allagato e termina con un grosso piatto che smorza i movimenti verticali. Al di sotto è appesa la zavorra di 1300 Kg. In cima al palo vi è la testa della boa, realizzata interamente in lega d'alluminio. E' costituita da un segmento pari a quello del corpo inferiore, flangiato e utilizzato come vano batterie, sul quale si trova un piccolo laboratorio che ospita il sistema d'acquisizione. Il vano di circa 3 m³ di volume e a circa 6 m slm, può ospitare fino a 2 persone. Sopra il laboratorio si trova il traliccio, con alberetto terminale, che arriva sino a 15 m slm e sul quale sono montati i sensori meteorologici ed il fanale. La struttura è lunga complessivamente 51,22 m, di cui 36,4 immersi ed ha un peso a terra di circa 11,9 tonnellate.

Di particolare rilevanza è il sistema di ormeggio, progettato e realizzato per ottenere una parte superiore "elastica" ed una parte inferiore, sorretta da boe di spinta, quasi rigidamente verticale. La lunghezza totale dell'ormeggio, 1900 m, consente alla boa di ruotare attorno all'ancora con un raggio di circa 0,5 miglia, evitando che, sotto forti spinte trasversali, la boa tenda ad immergersi.

2.2 Il sito

La boa è ormeggiata al centro del Mar Ligure in posizione 43°47.36'N e 09°09.80'E, a circa 73 km da Genova e su di un fondale a 1377 m di profondità (Fig. 1).

Il Mar Ligure forma con il Golfo del Leone il bacino Ligure-Provenzale, una delle regioni dinamicamente più attive e tra le più produttive dell'intero Mediterraneo. Insieme al Golfo del Leone, esso costituisce la parte settentrionale del Mediterraneo Occidentale, di cui è il principale "pozzo" di acqua e calore ed è quindi componente essenziale del suo bilancio energetico. Il calore e l'acqua sottratti a questo bacino in inverno non sono reintegrati durante le altre stagioni e ciò determina il suo ruolo nella dinamica atmosferica e in quella marina. Nella prima, contribuisce alla formazione della ciclogenese. In questa area si formano più del 50% delle depressioni del Mar Mediterraneo, i cui effetti possono provocare conseguenze dannose nelle regioni adiacenti,

come alluvioni nella fascia costiera ligure e toscana. Nella seconda, il suo ruolo è simile a quello sostenuto dal M. Adriatico nei riguardi del Mediterraneo Orientale. La regione, infatti, è sede, durante l'inverno, di processi di formazione d'acqua densa, dalla cui variabilità dipende il grado d'ossigenazione della parte profonda del Mediterraneo Occidentale. Per quanto concerne l'aspetto biologico, l'abbondanza della popolazione dei cetacei presente stabilmente nell'area, ha portato nel 1999 a includere questo bacino nel Trattato Internazionale che istituisce una vasta area di conservazione e di studio chiamata "Santuario dei Cetacei".

2.3 La strumentazione a bordo

La strumentazione ospitata a bordo può essere suddivisa in tre categorie: sensori per misure atmosferiche, sensori per misure marine e sensori di servizio. Sul traliccio, a 14,5 m di altezza slm, sono montati: una stazione meteorologica integrata Vaisala, che fornisce misure di intensità e direzione del vento, temperatura dell'aria, umidità relativa, pressione atmosferica e quantità di pioggia. A 14,6 m slm si trovano un piranometro e un pirgeometro per la misura, rispettivamente, della radiazione solare globale e della radiazione atmosferica. Poco più in basso sono montati un anemometro sonico (a 14,4 m slm), un termoigrometro (a 13,7 m slm) ed un barometro (a 7,8 m slm). L'uso di doppia strumentazione garantisce l'osservazione anche in caso di malfunzionamento di un sensore.

I sensori marini sono montati lungo il corpo boa

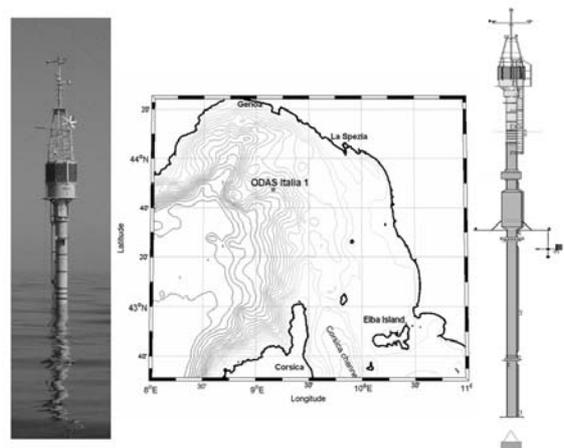


Figura 1: Il sito e la boa ODAS-Italia1.

alla superficie ed alle profondità -6, -12, -20, -28 e -36 m. A tutte le profondità sono presenti sonde per la temperatura. A -6, -20 e -36 m sono presenti anche sensori di conducibilità e all'ultima quota sensori di pressione, ossigeno, fluorescenza, torbidità. A -10 m, su tre supporti a 120°, sono montati tre altimetri acustici rovesciati che, misurando la distanza dalla superficie sovrastante e la pressione idrostatica, permettono la stima dell'altezza dell'onda e della sua direzione.

I sensori di servizio comprendono un GPS per il rilevamento della posizione, una bussola e una coppia di inclinometri, per misurare il rollio e il beccheggio.

L'alimentazione è fornita da 8 pannelli solari, disposti circolarmente attorno al laboratorio, e da un generatore eolico, montato sul traliccio (Fig. 1).

Tutti i dati, sia geofisici che di servizio, sono controllati, acquisiti e pre-processati da un controller intelligente di prestazioni industriali, configurato, usualmente, per acquisire un set completo di dati ogni ora. I sensori GPS e quelli marini sono interrogati e registrati nei 5 minuti intorno all'ora. I sensori meteorologici sono acquisiti a più bassa frequenza (0.1 Hz). Tutti i dati così raccolti sono memorizzati localmente e quindi trasferiti alla stazione di terra presso l'ISSIA-CNR di Genova. La trasmissione avviene tramite telefono cellulare con una comunicazione a due vie che utilizza il sistema satellitare Globalstar.

Presso la stazione a terra i dati sono processati in tempo quasi-reale, secondo un protocollo internazionale per il controllo qualità, archiviati e messi a disposizione della comunità scientifica sul web (<http://www.odas.ge.issia.cnr.it>). Giornalmente sono convertiti in formato MEDATLAS e Buoy-FM18, e inviati ai maggiori centri di raccolta internazionali. In particolare, sono trasmessi su GTS facendo di ODAS-Italia1 la prima e unica boa italiana che contribuisce a questa rete.

3 ARCHIVIO DATI

La collezione sistematica dei dati è iniziata a fine 1999, sebbene fin dal 1995 siano stati acquisiti e

archiviati una notevole mole di dati, campionati però solo per limitati periodi di tempo nel corso di specifiche ricerche. Nel gennaio 2001 la boa si è disormeggiata ed è stata recuperata integra sotto le coste francesi. Dopo la manutenzione a terra, è stata riposizionata nel giugno 2002 con una dotazione strumentale rinnovata e più completa. Da allora, ha operato in modo continuo, salvo brevi periodi di fermo. Tali periodi, in alcuni casi, si sono protratti per più giorni a causa di condizioni meteo-marine avverse che non permettevano di raggiungere la piattaforma per effettuare le necessarie operazioni di manutenzione. Ciò rappresenta la maggior difficoltà, per garantire il flusso continuo dei dati. Nonostante ciò, negli ultimi 5 anni, la percentuale di mesi interamente coperti dalle misure è stata superiore al 60% e solo 5 mesi risultano privi di osservazioni.

4 RISULTATI RILEVANTI

I dati registrati dalla boa ODAS-Italia 1 hanno trovato applicazione in numerosi studi effettuati non solo dal gruppo di ricerca che cura il sistema, ma anche da colleghi italiani e stranieri.

In particolare, i dati meteorologici raccolti dalla boa nel periodo febbraio-dicembre 2000 sono stati impiegati per una validazione di parametri analoghi ricavati dal modello del centro previsionale dell'ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecast), (Bozzano *et al.*, 2004).

Il confronto ha evidenziato le difficoltà del modello nel riprodurre alcuni dei campi misurati. Infatti, mentre vi è un eccellente accordo sui valori della pressione, si riscontrano notevoli discrepanze sia sulla temperatura dell'aria che sul campo del vento. La stima della temperatura ottenuta dal modello rivela un ciclo inadeguato, sia giornaliero che stagionale, più caratteristico di dati a terra che sul mare. Ciò comporta una sovrastima in estate e una sottostima in inverno (Fig.2). Tali differenze sono ascrivibili alla bassa risoluzione spaziale del modello. Per quanto riguarda il vento, il modello sovrastima le situazioni di calma e sottostima gli eventi più intensi. Come per i modelli numerici, anche i dati telerilevati necessitano di una verifica a terra. I dati

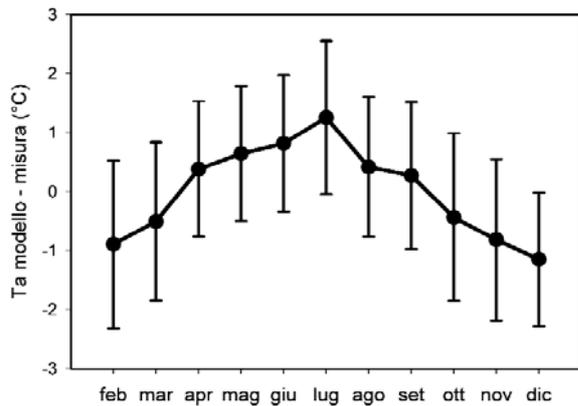


Figura 2: Differenze mensili tra la temperatura dell'aria misurata su ODAS e ottenuta dal modello ECMWF.

registrati da ODAS- Italia1 nel periodo febbraio-dicembre 2000 sono stati impiegati per un confronto preliminare con i parametri atmosferici superficiali ricavati dall'uso congiunto di satelliti a microonde passivi (SSM/I) e termici (AVHRR) (Bignami *et al.*, 2002). I risultati mostrano significative discrepanze, che, a causa della limitatezza del periodo considerato, non si è in grado di spiegare. Sono in corso confronti su periodi più lunghi con il vento alla superficie ottenuto dallo scatterometro QuikScat e i dati registrati dalla boa nel periodo febbraio 2000-aprile 2007.

L'acquisizione continuata di parametri meteorologici negli ultimi anni si è rivelata particolarmente utile nello studio di fenomeni particolari quali il riscaldamento anomalo del mare verificatosi nell'estate 2003 (Sparnocchia *et al.*, 2006). Dal confronto con gli anni precedenti si è infatti verificato che questo riscaldamento era confinato solo nello strato più superficiale, trovando già a -12 m di profondità temperature addirittura più basse di quelle registrate nelle estati precedenti. La stratificazione anomala era in questo caso da imputare all'assenza di vento nei mesi interessati dal fenomeno.

5 CONCLUSIONI

La boa ODAS-Italia1 è uno strumento completo per garantire l'osservazione dell'ecosistema e seguirne la sua evoluzione nel tempo. Dal progetto iniziale del 1969 ad oggi, ha seguito i progressi della tecnologia, raggiungendo una

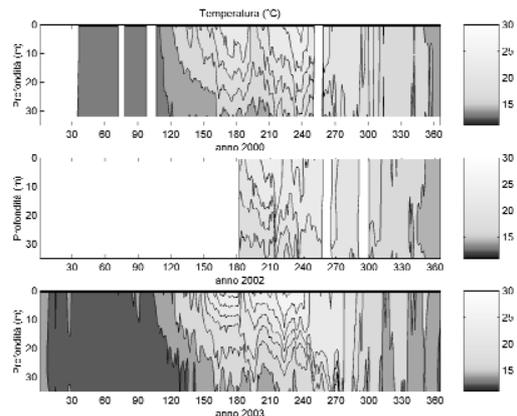


Figura 3: Temperatura del mare tra 0 e -35m negli anni 2000, 2002 e 2003.

funzionalità che le permette di essere uno dei punti di riferimento internazionali dell'oceanografia operativa nel Mediterraneo. La boa non è quindi solo un utile strumento per la ricerca, ma un patrimonio per l'Ente e per il Paese. L'impegno per il futuro è quello di proseguire nel processo di innovazione della boa sia per la parte strumentale, sia per quella di analisi, garantendo la continuità dei dati utili a fornire importanti risposte alle problematiche dei cambiamenti climatici e ambientali, nella speranza di avere a disposizione le risorse umane ed economiche sufficienti.

6 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Bignami F., Marullo S., Lionello P. and Bozzano R., 2002: Comparison of SSM/I-derived meteorological surface fields to ship/buoy observations and model results in the Mediterranean Sea In *Remote Sensing of the Ocean and Sea Ice 2001*, C.R.Bostater e R.Santoleri eds., atti del convegno SPIE, vol 4544 (2002), 123-133.
- Bozzano R., Siccardi A., Schiano M. E., Borghini M., Castellari S.; 2004: *Comparison of ECMWF surface meteorology and buoy observations in the Ligurian Sea*. *Annales Geophysicae*, Vol. 22, 317-330.
- Sparnocchia S., Schiano M.E, Bozzano R., Picco P., Cappelletti A.; 2006: *The anomalous warming of summer 2003 in the Ligurian Sea (Western Mediterranean)*. *Annales Geophysicae*, 24, 443-452.

Variabilità dell'Oceano globale da dati di boe flottanti: distribuzione e ruolo di cicloni e anticicloni

A. Griffa¹, M. Veneziani²

¹*Instituto di Scienze Marine, CNR, La Spezia, Italia*

²*Ocean Sciences Department, University of California Santa Cruz, Santa Cruz, Ca*
annalisa.griffa@sp.ismar.cnr.it

SOMMARIO: La variabilità oceanica turbolenta, che include moti dai grandi vortici (100 km) alla submesoscala (5-20 km), gioca un ruolo importante nel clima globale sia attraverso processi di trasporto laterale di calore e massa che attraverso processi di formazione di masse d'acqua e interazione con l'atmosfera. Le proprietà di questa variabilità sono investigate usando dati Lagrangiani da boe flottanti, identificando la distribuzione e le proprietà di strutture cicloniche e anticicloniche. Un nuovo metodo, basato sul parametro Lagrangiano di "spin", è stato sviluppato e applicato sia a data set di misure in-situ che a data set numerici. Risultati in due zone di particolare importanza climatica, la regione della Corrente del Golfo e la regione di scambio tra Oceano Indiano e Atlantico, sono riportati. Applicazioni a data set globali sono attualmente in corso.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

La variabilità oceanica gioca un ruolo importante nel clima globale attraverso vari processi a diversa scala spazio temporale. In particolare, in questo articolo noi ci focalizziamo sulla variabilità vorticoso "turbolenta", che include i grandi vortici oceanici (con raggi dell'ordine $R \sim 100$ km), i vortici a mesoscala ($R \sim 60-30$ km), e le strutture a sub-mesoscala ($R \sim 5-20$ km). È noto che i grandi vortici oceanici, generati dall'instabilità delle principali correnti, sono particolarmente rilevanti dal punto di vista climatico perché contribuiscono al trasporto del calore e delle masse d'acqua su grandi distanze. Studi recenti (Chelton et al., 2007) suggeriscono che anche i vortici più piccoli e meno energetici a mesoscala e le onde di Rossby non lineari possono contribuire significativamente a questo trasporto. Infine, numerose investigazioni sono in corso sul ruolo della dinamica a submesoscala (Boccaletti et al., 2007). Nell'oceano superficiale, essa appare fondamentale nei processi di ristrutturazione dello strato limite omogeneo e nella formazio-

ne di acque sottosuperficiali, con conseguenze climatiche in termini di interazione aria-mare e di scambio con la parte interna fortemente stratificata dell'oceano.

Negli ultimi dieci anni, la crescita dei data set globali sia da satellite che in-situ ha permesso di ottenere informazioni nuove e molto più estese su tutti questi fenomeni. In particolare i data set altimetrici e quelli Lagrangiani da boe flottanti, hanno un potenziale significativo per lo studio della turbolenza oceanica. I dati altimetrici (Chelton et al., 2007) hanno il vantaggio di fornire una copertura spazio-temporale molto estesa, ma sono limitati in termini di risoluzione spaziale ($R \sim 30-40$ km) e del segnale di altezza del mare ($h \sim 4$ cm). I dati Lagrangiani, d'altra parte, hanno una copertura più ristretta ma una risoluzione molto più alta. Essi sono forniti da boe flottanti che seguono il moto delle masse d'acqua, fornendo informazioni sulla loro posizione via satellite o attraverso sistemi acustici. Le posizioni permettono di ricostruire le traiettorie delle boe (Fig.1) e di calcolare la loro velocità usando le differenze finite. In questo modo

informazioni dirette sul campo di trasporto e di velocità sono ottenute.

In questo articolo, noi riportiamo i risultati di uno studio basata su dati Lagrangiani. Una nuova metodologia è stata sviluppata per l'analisi di questi dati, e testata in studi regionali anche con l'aiuto di risultati da modelli ad alta risoluzione. La metodologia è poi stata applicata ad alcune zone chiave dell'Oceano. Il lavoro è stato svolto nel quadro di una collaborazione internazionale con scienziati dell'Università di Miami (US), Silsoe Institute (UK) e CNRS-Università di Brest (Fr).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Metodologia: il parametro di spin

Il metodo usato è basato su un parametro detto di "spin", introdotto per la prima volta nel quadro di modelli Lagrangiani Stocastici (LS) Sawford, 1999). I modelli LS descrivono il moto di particelle in fluidi turbolenti usando equazioni stocastiche differenziali ordinarie in cui il contributo del campo turbolento è parametrizzato in modo semplificato. In particolare, per un modello a una particella del primo ordine, un semplice LS lineare può essere scritto come:

$$\begin{aligned} du' &= -u' T_{Lu}^{-1} dt - \Omega v' dt + (2 \sigma_u^2 / T_{Lu})^{1/2} d\xi_u \\ dv' &= -v' T_{Lv}^{-1} dt + \Omega u' dt + (2 \sigma_v^2 / T_{Lv})^{1/2} d\xi_v \end{aligned} \quad (1)$$

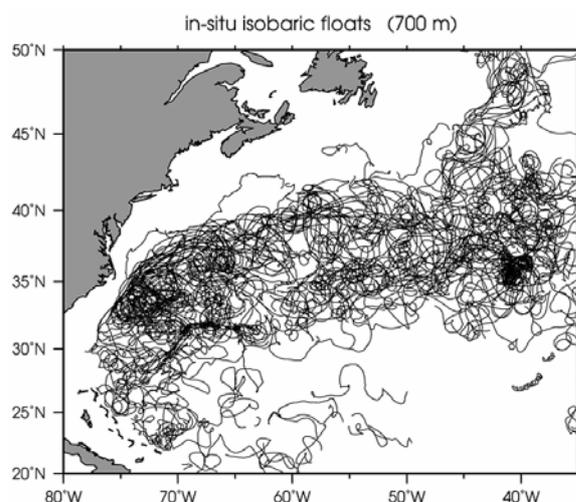


Figura 1: Traiettorie delle boe flottanti sottosuperficiali seguite acusticamente nella zona dell'Atlantico Nord Ovest a 700 m.

dove u' , v' sono le due componenti della velocità turbolenta seguendo una particella, T_L è la scala temporale Lagrangiana, σ^2 è la varianza della velocità e i sottoscritti u e v si riferiscono alle componenti zionali e meridionali rispettivamente. L'incremento random $d\xi$ è un rumore bianco con componenti indipendenti, media zero e varianza uguale all'incremento dt . Il parametro di spin Ω è dato da:

$$\Omega = \langle u' dv' - v' du' \rangle / (2 dt EKE), \quad (2)$$

dove EKE è l'energia cinetica turbolenta.

Lo spin presenta la rotazione media della particella durante l'incremento dt ed è diverso da zero solo quando la crosscovarianza della velocità è nulla.

Particelle con spin non nullo sono associate con traiettorie con ricicli e spirali, caratterizzate da autocovarianze e crosscovarianze oscillatorie. Particelle con zero spin, invece, hanno autocovarianze che decadono esponenzialmente e zero crosscovarianze. Dal punto di vista fisico, questi due tipi di traiettorie si possono interpretare come appartenenti a due diversi tipi di regimi presenti in un campo turbolento (Elmheidi et al., 1993). Le particelle a zero spin sono associate con il "background" turbolento diffusivo, mentre quelle con spin definito, caratterizzate da moto rotatorio, sono caratteristiche di particelle intrappolate in strutture coerenti come i vortici (Richardson, 1993). Il segno dello spin permette di identificare il senso di rotazione, con spin positivo (negativo) associato con moto ciclonico (anticiclonico) nell'emisfero Nord (e viceversa nell'emisfero Sud).

Il parametro di spin Ω può essere facilmente calcolato da (2) seguendo le traiettorie, e può essere usato in due capacità: a) per testare il modello LS (1), usato per stimare le proprietà di dispersione; e b) come base per un semplice metodo automatico per identificare traiettorie con moto rotatorio definito. Questo permette di calcolare la distribuzione e le proprietà delle strutture cicloniche e anticicloniche nelle regioni di interesse.

2.2 Data sets usati

Il calcolo del parametro di spin è stato usato nell'analisi di dati da boe sottosuperficiali (700 m) dal Subsurface Float Data Assembly Center, e dati da boe superficiali del Surface Velocity Program. Oltre a questi dati in-situ, anche dati numerici ottenuti da modelli di circolazione ad alta risoluzione sono stati usati per testare e validare il metodo.

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1 Applicazione nell'Atlantico Nord-Ovest: la Corrente del Golfo

I dati da boe sottosuperficiali sono stati analizzati nella zona dell'estensione e ricircolazione della Corrente del Golfo (Fig.1) e la validità del semplice modello LS (1) è stata testata (Veneziani et al., 2004). In questa zona la variabilità è dominata da grandi vortici ciclonici e anticiclonici dovuti alle instabilità della Corrente del Golfo, anche se sono presenti anche alcuni vortici più piccoli ma energetici, probabilmente legati a processi di formazione di masse d'acqua. Il modello (1) è risultato essere molto effettivo nel riprodurre le proprietà statistiche dei dati come si può vedere in Fig.2, dove l'autocovarianza dei dati (pannelli superiori) e del modello LS (pannelli inferiori) sono confrontati nella zona di ricircolazione della Corrente del Golfo. L'autocovarianza calcolata dal data set totale delle traiettorie (pannelli a sinistra) risulta essere la sovrapposizione dei due regimi, il background diffusivo (pannelli centrali) e i vortici coerenti (pannelli a destra).

I risultati sono stati ulteriormente testati usando dati numerici (Veneziani et al., 2005 a,b) ottenuti calcolando le traiettorie in un modello ad alta risoluzione del Nord Atlantico (Fig.3). Si è visto che quando le traiettorie sono intrappolate nella parte interna di un vortice, il parametro di spin Ω da una buona stima della vorticità anche in termini di andamento temporale. Il parametro Lagrangiano è quindi direttamente connesso con la struttura Euleriana e può essere usato come un proxy per la vorticità di un vortice coerente.

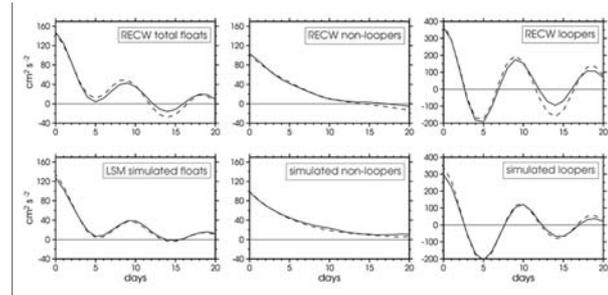


Figura 2: Funzioni di autocovarianza delle velocità zonale (linee solide) e meridionale (linee tratteggiate) calcolate da dati di boe flottanti (pannelli superiori) e dal modello LS (1) (pannelli inferiori). L'autocovarianza calcolata dal data set totale delle traiettorie (pannelli a sinistra) risulta essere la sovrapposizione dei due regimi, il background diffusivo (pannelli centrali) e i vortici coerenti (pannelli a destra).

3.2 Applicazione allo scambio tra Oceano Indiano e Sud Atlantico: la corrente di Agulhas

Dati numerici da un modello regionale sono stati analizzati (Doglioli et al., 2006) per calcolare il contributo dei vortici, prevalentemente a grande scala e mesoscala, nello scambio tra Oceano Indiano e Atlantico nella zona intorno al Sud Africa. Ogni traiettoria è stata caratterizzata dal suo valore medio di spin Ω usando (2). Le traiettorie rotanti, considerate indicative dei vortici coerenti, sono state identificate considerando un valore di soglia Ω_c , basato sulle proprietà globali dell'insieme di traiettorie (autocovarianze, crosscovarianze e distribuzione di Ω). I risultati mostrano che nella zona intorno al Capo circa il 30% del trasporto è dovuto a vortici coerenti, con un rapporto tra trasporto di cicloni e anticicloni di circa 1.3. I risultati concordano con recenti risultati sperimentali, che suggeriscono l'importanza dei cicloni in questa zona, precedentemente sottostimati rispetto ai vortici anticiclonici.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Il metodo basato sullo spin sarà applicato ai data set globali per ottenere un quadro completo della distribuzione e polarità delle strutture turbolente nell'oceano. Risultati prelimi-

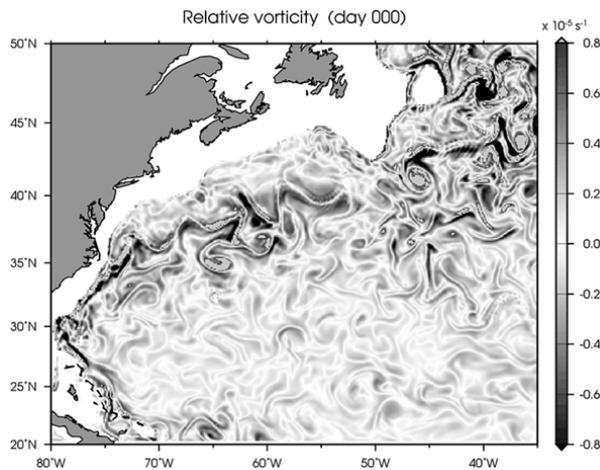


Figura 3: Campo di vorticità relativa dal modello MICOM a risoluzione di 1/12 di grado.

nari ottenuti per il data set delle boe superficiali SVP mostra un'interessante distribuzione di strutture che vanno dai vortici a grande scala ($R \sim 100$ km) alla submesoscala ($R \sim 10-20$ km). Zone di polarità definita, anche inaspettate, emergono e dovranno essere ulteriormente studiate per capire la loro origine e le loro conseguenze per la dinamica climatica.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Chelton D.B., Schlax M.G. 2007. Global observations of large oceanic eddies. *Nature*, submitted.
- Doglioli, A.M., Veneziani M., Blande B., Speich S., Griffa A. 2006. Lagrangian analysis of Indian-Atlantic interocean exchange in a regional model. *Geophys. Res. Lett.* 33, L14611, doi: 10.1029/2006GL026498
- Boccaletti, G. Ferrari R., Fox-Kemper B., 2007. Mixed Layer instabilities and restratification. *J. Phys. Oceanogr.*, in press
- Elhmeidi D., Provenzale A., Babiano A. 1993. Elementare topology of two-dimensional turbulence from a Lagrangian view-point and single particle dispersion. *J. Fluid Mech.*, 257, 533-558
- Richardson, P.L. 1993. A census of eddies in the North Atlantic SOFAR float data. *Progress in Oceanogr.* 31, 1-50
- Sawford, B.L. 1999. Rotation of trajectories in Lagrangian stochastic models of turbulent dispersion. *Bound. Layer Meteor.*, 93, 411-424
- Veneziani M., Griffa A., Reynolds A.M., Mariano A.J. 2004. Oceanic turbulence and stochastic models from subsurface Lagrangian data in the Northwestern Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.* 14, 1884-1906 .
- Veneziani, M., Griffa A., Garraffo Z., Chassignet E. 2005. Lagrangian spin parameter and coherent structures from trajectories released in a high-resolution ocean model. *J. Mar. Res.* 63, 753-788.
- Veneziani, M., Griffa A., Reynolds A., Garraffo Z., Chassignet E. 2005. Parameterization of Lagrangian spin statistics and particle dispersion in the presence of coherent vortices. *J. Mar. Res.* 63, 1057-1084.

La temperatura superficiale del Mar Mediterraneo negli ultimi 21 anni: analisi delle misure satellitari

B. Buongiorno Nardelli¹, R. Santoleri¹, S. Marullo², M. Guarracino²

¹*Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Roma, Italia*

²*Ente Nazionale per l'Energia e l'Ambiente, Frascati*

bruno@gos.ifa.rm.cnr.it

SOMMARIO: Le immagini nell'infrarosso termico, ottenute dal sensore AVHRR, sono state utilizzate per produrre una serie giornaliera di mappe interpolate di temperatura superficiale del mare (SST) nell'area Mediterranea per il periodo dal 1985 al 2005. I dati sono stati riportati sulla griglia spaziale del modello numerico di circolazione del Mediterraneo MFSTEP attraverso un algoritmo di interpolazione ottimale (OI). La serie temporale di OISST è stata confrontata con le misure in situ disponibili per escludere la presenza di trend spuri da ascrivere a errori strumentali o malfunzionamenti locali degli algoritmi di retrieval dell'SST o dell' interpolazione. La validazione ha dimostrato che le mappe di OISST sono in grado di riprodurre le misure in situ, con un mean bias inferiore a 0.1°K e un RMSE di circa 0.5°K. L'analisi non ha evidenziato alcun tipo di deriva temporale negli errori né problemi legati all'algoritmo di interpolazione. L'analisi preliminare della serie temporale ha permesso di stimare il trend nell'SST del Mediterraneo, pari a circa 0.04°K/anno.

1 INTRODUZIONE

La circolazione atmosferica nell'area mediterranea è dominata in inverno dal regime degli alisei, e in estate dalla circolazione tropicale africana, che può dare origine a fenomeni di subsidenza che influenzano tutto il bacino orientale mediterraneo. Queste condizioni climatiche determinano ampie escursioni termiche alla superficie del mare tra estate e inverno, e una significativa risposta locale alla variabilità interannuale dei forzanti atmosferici a larga scala. D'altro canto, si ritiene che la predicibilità stagionale del Mediterraneo sia strettamente collegata alle variazioni di SST, che a loro volta possono indurre meccanismi di feedback attraverso gli scambi e il trasporto di calore, nonché attraverso le alterazioni nell'uptake di CO₂, con importanti conseguenze sia sullo sviluppo delle previsioni meteorologiche a corto/medio raggio, sia per quanto riguarda le ricerche sul clima.

La variabilità osservata non può essere pienamente compresa né tantomeno gestita senza un sistema avanzato di nowcast-forecast. A tal

fine, il programma Mediterranean Forecasting System (MFS) ha sviluppato un sistema operativo per la previsione delle correnti e dei flussi biogeochimici nel mar Mediterraneo e lungo le sue coste.

Nell'ambito di MFS, lo sviluppo e l'analisi di mappe interpolate di temperatura superficiale (OISST, Optimally Interpolated Sea Surface Temperature) da satellite, da utilizzare anche per l'assimilazione nei modelli numerici di circolazione, è stato immediatamente identificato come uno dei punti fondamentali non solo per l'oceanografia operativa, ma anche per il monitoraggio e lo studio del clima mediterraneo (<http://gos.ifa.rm.cnr.it/index.php?id=407>). Di conseguenza, durante l'ultima fase del progetto MFS, è stata fatta una completa ri-analisi su base giornaliera delle misure ottenute nell'infrarosso termico dal sensore AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) dal 1985 al 2005, utilizzando i dati Pathfinder V5 (di seguito PFSST, Kilpatrick *et al*, 2001) e interpolando i dati mancanti (per esempio a causa delle nubi) attraverso un algoritmo spazio-temporale di interpolazione ottimale

(Marullo *et al.*, 2007). I dati utilizzati sono solo quelli acquisiti di notte, in modo da ridurre la contaminazione della misura degli effetti di riscaldamento diurno osservati in condizioni di assenza di vento ed elevata insolazione. In questo articolo verranno presentati i risultati principali della validazione di questi dati, nonché un'analisi preliminare dei trend che si osservano nella temperatura superficiale del mar Mediterraneo da satellite.

2 VALIDAZIONE DELLE MAPPE DI OISST

Le mappe di OISST sono state confrontate con le misure in situ disponibili (Tsitu). Tenendo conto delle differenze tra i vari strumenti in situ, la validazione è stata ripetuta separatamente per ciascun tipo di sensore. Più precisamente, sono stati creati tre database di match-up tra i dati di OISST e i dati dei batitermografi a perdere (XBT) presenti nelle banche dati MEDATLAS/MEDAR e MFS-VOS XBT, i dati dei termosalinografi CTD di MEDATLAS/MEDAR e delle boe MEDARGO.

Il criterio per co-locare le misure in situ e il dato OISST è stato stabilito in una distanza massima di 3.5 km tra il punto di misura e il

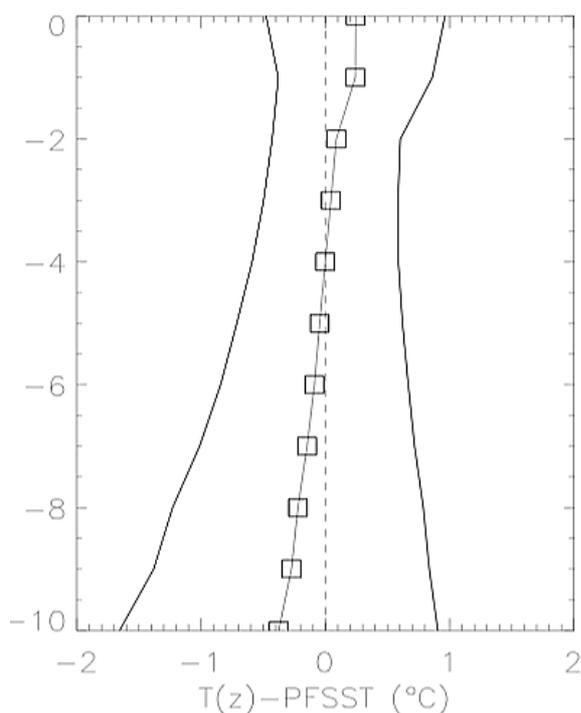


Figura 1: Differenza tra la temperatura T alla profondità z e la corrispondente PFSST.

centro del pixel della griglia a $1/16^\circ \times 1/16^\circ$ e un intervallo massimo di 12 ore tra l'acquisizione satellitare e la misura in situ.

Per limitare l'effetto del ciclo diurno sulla

Tabella 1: Validazione statistica dell'OISST vs Tinsitu

OISST vs.	MBE	RMSE	matchups
XBT	+0.10	0.45	2347
CTD	+0.07	0.52	2469
ARGO	-0.16	0.74	748
ALL	+0.054	0.54	5564

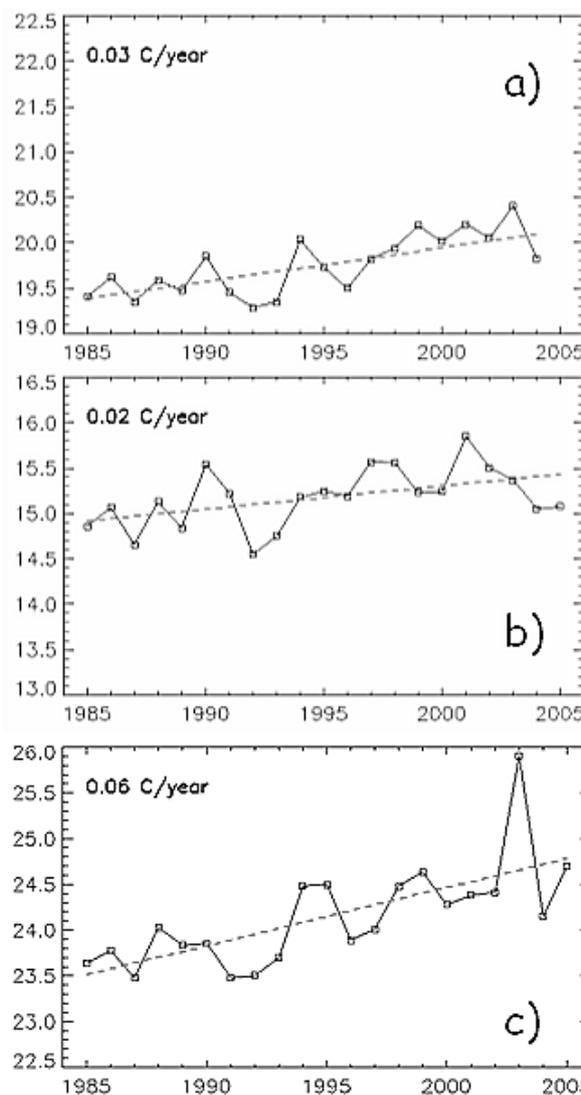


Figura 3. Medie annuali (a), e stagionali (inverno-b; estate-c) di OISST e fit lineari corrispondenti osservati nel periodo 1985-2005.

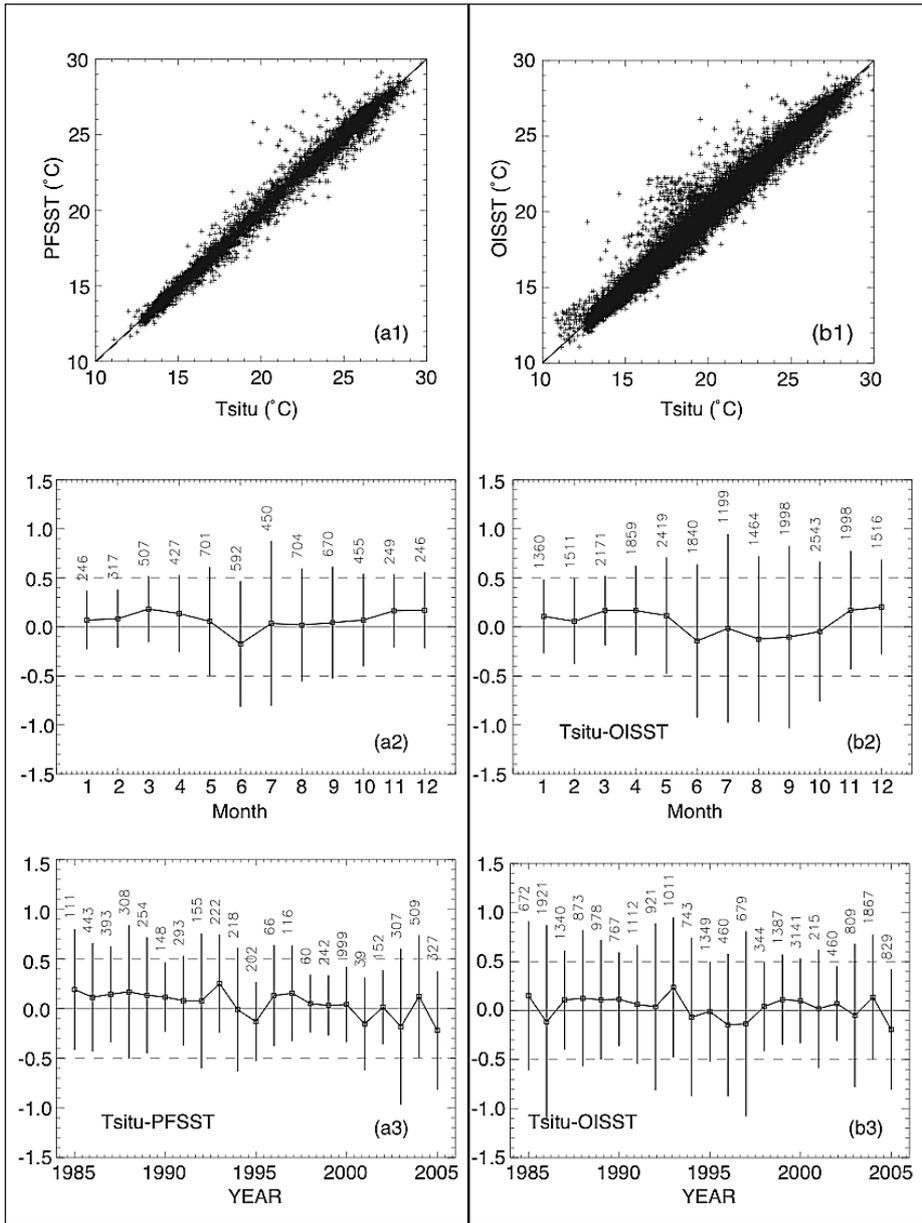


Figura 2: Confronto tra PFSST (a) e OISST (b) e osservazioni in situ: scatter plot Tsitu vs PFSST (1), andamento mensile medio (2), andamento interannuale (3). Le barre verticali rappresentano la deviazione standard delle differenze e presentano in alto il numero di matchup utilizzati per ciascuna stima.

temperatura superficiale e per coerenza con le definizioni di SST ‘bulk’ che si trovano in letteratura (Donlon e il GHRSSST science team, 2004) nel costruire i matchup si sono utilizzate le misure più vicine ai 3 m di profondità (nel range tra 2 m e 6 m). L’analisi delle differenze tra PFSST e profili di temperatura in situ ha confermato la validità di questa scelta, come mostrato in figure 1, con il mean bias minore (circa 0.1°K) osservato tra 2 e 6 metri e il minimo di RMSE (~0.5°K) intorno ai 3 m.

Con i criteri stabiliti, è stato possibile selezionare oltre 21000 matchups.

In tabella 1 sono dunque riassunti i parametri statistici relativi alla validazione dell’ OISST.

L’andamento delle differenze tra misure in situ e stime satellitari (sia PFSST, sia OISST) su base mensile ed interannuale è presentato in figura 2 insieme allo scatter plot dei relativi matchup.

Ai fini degli studi climatici, è importante sottolineare che la differenza tra le due stime non presenta alcun significativo trend, mostrando una pendenza di 0.00 ± 0.02 °K/anno. Inoltre il mean bias error è affetto soltanto da un lieve segnale stagionale, variando tra -0.14 °K in giugno a $+0.20$ °K in dicembre con un rmse compreso tra 0.36 °K in marzo e 0.96 °K in luglio.

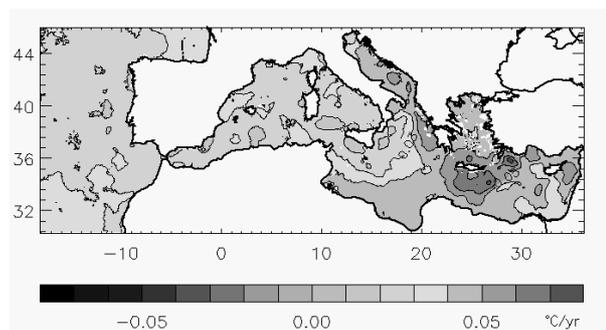


Figura 4. Distribuzione spaziale del trend lineare calcolato dalle OISST del Mediterraneo (1985-2005).

3 ANALISI DEI TREND DI SST NEL MAR MEDITERRANEO

Una volta verificata la consistenza della serie temporale di OISST è stato possibile valutare i trend climatologici della temperatura superficiale. In figura 3a è mostrata l'evoluzione delle temperature medie annuali dal 1985 al 2005, da cui è stato stimato un trend di 0.037 ± 0.007 °K/anno. Come si vede dalle figure successive (fig.3b e 3c) questo trend è molto più pronunciato se si considerano solo le medie dei mesi estivi (giugno-luglio-agosto), rispetto ai mesi invernali (gennaio-febbraio-marzo), con valori di circa 0.06 °K/anno e 0.02 °K/anno, rispettivamente. La distribuzione spaziale di questi andamenti presenta ugualmente alcune caratteristiche locali piuttosto pronunciate, con valori molto più elevate nel mar Adriatico ma specialmente nel bacino levantino (figura 4).

4 PROSPETTIVE FUTURE

La serie temporale di OISST sul Mediterraneo verrà analizzata in combinazione con altri parametri atmosferici/radiativi ma anche ecologici, per comprendere l'origine delle variazioni e dei trend osservati e il loro impatto sul clima e sull'ecosistema Mediterraneo.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Donlon, C., J. and the GHRSSST-PP Science Team, 2004: The Recommended GHRSSST-PP Data Processing Specification GDS. GHRSSST-PP Report Number 17. *International GHRSSST-PP Project Office*; UK Met Office, United Kingdom, 235 pp.
- Marullo S., B. Buongiorno Nardelli, M. Guarracino, R. Santoleri, 2007: Observing The Mediterranean Sea from space: 21 years of Pathfinder-AVHRR Sea Surface Temperatures (1985 to 2005). Re-analysis and validation. *Ocean Sci*, 3: 299-310.
- Kilpatrick, K.A., G.P. Podesta and R. Evans (2001). Overview of the NOAA/NASA Advanced Very High Resolution Radiometer Pathfinder algorithm for sea surface temperature and associated matchup database, *J. Geophys. Res.*, 106 (C5): 9179-9197.

SuMaRad: strumento per la misura della trasmittanza dell'acqua marina

G. Fasano, A. Materassi, F. Benincasa

Istituto di Biometeorologia, CNR, Sassari, Italia
Laboratorio di Elettronica, Sede di Sassari, Italia
g.fasano@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: I cambiamenti climatici in atto, fra le altre cose, stanno influenzando direttamente e indirettamente le caratteristiche fisico-chimiche dell'acqua marina. La possibilità di vita di animali e piante, che hanno come habitat l'ambiente acquatico costiero, è legata alla possibilità che ha la radiazione solare di penetrare nell'acqua, in quantità e qualità tali da garantire l'attività fotosintetica degli organismi autotrofi che, anche nel mare, costituiscono una delle basi delle catene alimentari. Da qui l'importanza di disporre di strumenti per la misura quanti-qualitativa della radiazione che riesce a penetrare nell'acqua marina. In questo lavoro si presenta uno strumento di basso costo che fornisce la misura della radiazione subacquea in quattro bande, non in valore assoluto ma in rapporto alla radiazione, nelle stesse bande, fuori dall'acqua. Le gamme spettrali prese in considerazione sono: la radiazione globale, il rosso e il blu che attivano la clorofilla e il verde che risulta assorbito da certi carotenoidi attivi.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Uno degli indicatori dello stato delle coste è la qualità fisico-chimica dell'acqua marina e di conseguenza lo stato vegetativo delle piante acquatiche. In relazione al mare le variazioni climatiche, di breve o lungo periodo, portano a due effetti principali: modificazioni delle condizioni idrodinamiche generali, con alterazioni delle linee di costa, variazioni (attualmente aumenti) della temperatura dell'acqua.

Il primo effetto provoca una variazione quantitativa del materiale eroso, il secondo il proliferare di alghe e mucillagini.

L'alterazione della quantità del materiale in sospensione, provoca alterazioni qualitative dell'acqua che vanno a interferire con la possibilità di vita della *Posidonia oceanica*, il più efficiente indicatore biologico dello stato dell'acqua marina (Pergent et al. 1995, Pergent-Martini et al. 1999). L'acqua limpida favorisce lo sviluppo della prateria verso il largo, mentre con acqua poco trasparente si ha una regressione della prateria. La possibilità di vita animale e vegetale, marina, è legata alla

capacità che ha la radiazione solare di penetrare nell'acqua in quantità e qualità tali da garantire l'attività fotosintetica degli organismi autotrofi. Da qui l'importanza di disporre di strumenti per la misura quali-quantitativa della radiazione solare che riesce a penetrare nell'acqua marina.

Viene qui descritto uno strumento da noi realizzato e progettato con questa finalità (Fasano et al. 2003).

2 LO STRUMENTO

Il sistema, a cui è stato dato il nome di SuMaRad (Sub Marine Radiometer), è costituito da due radiometri identici che differiscono solo per la forma del contenitore (Fig. 1): quello che opera in aria, più piccolo, ha il sistema di acquisizione esterno; quello che opera in acqua ha il sistema di acquisizione interno.

Col SuMaRad non si misura il valore assoluto (espresso in watt a metro quadro) della radiazione nelle diverse bande, ma si misura, alle diverse profondità, la radiazione subac-

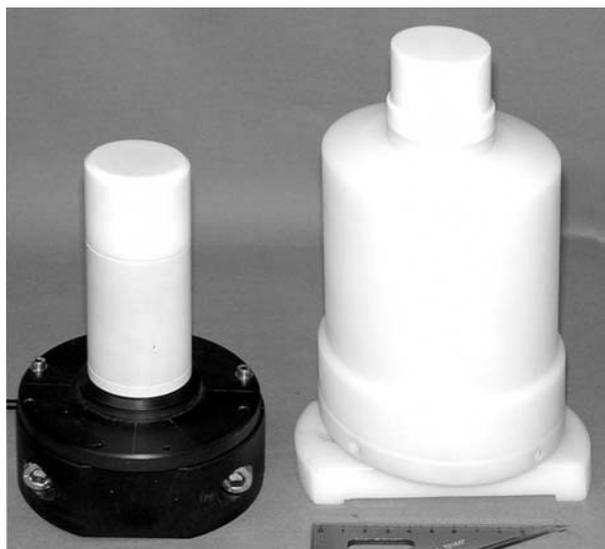


Figura 1: I componenti del sistema di misura SuMaRad; a sinistra il radiometro in aria a destra quello subacqueo.

quea in rapporto alla radiazione esterna (numero puro compreso fra 0 e 1). In altri termini lo strumento dà indicazioni sulla trasmittanza dell'acqua fornendo, in riferimento all'energia radiativa che raggiunge le diverse profondità, dati comparativi rispetto all'energia esterna all'acqua. Per avere indicazioni sul valore di potenza radiativa nelle diverse bande analizzate, è sufficiente calibrare il radiometro in aria in termini assoluti.

Gli elementi sensibili dei due radiometri sono costituiti da quattro fotodiodi (Fasano et al. 1999): uno con risposta spettrale su tutta la gamma del visibile e IR vicino (400÷1100 nm), gli altri tre con risposta spettrale rispettivamente nel blu (400÷540 nm), nel rosso (590÷720 nm) e nel verde (480÷600 nm). La scelta dei fotodiodi è stata fatta tenendo conto dei picchi di assorbimento nel rosso e nel blu delle clorofille a e b, e nel verde di certi carotenoidi attivi.

Molta cura è stata posta nella scelta, nella implementazione circuitale e nella calibrazione delle fotocelle, per far sì che fotocelle con la stessa gamma spettrale fornissero la stessa indicazione nelle stesse condizioni di irraggiamento.

La copertura è stata realizzata in Teflon® per la sua inattaccabilità dagli agenti chimici e biologici, la sua indeformabilità con la temperatura, la sua resistenza meccanica e le sue

proprietà ottiche.

L'acquisitore del radiometro in aria è costituito da un vero e proprio *data logger*, che dispone di altri canali che possono essere utilizzati per l'acquisizione di segnali provenienti da altri sensori (ad esempio: meteorologici, di analisi delle acque, ecc). Ovviamente laddove una tale versatilità non è necessaria il radiometro in aria può essere strutturalmente identico a quello subacqueo.

L'acquisitore del radiometro subacqueo, oltre ai quattro fotodiodi, gestisce anche un sensore di temperatura e uno di pressione, ciò consente la misura di queste grandezze alla stessa profondità a cui vengono eseguite le misure di radiazione. Il sensore di temperatura è del tipo a semiconduttore (Fasano et al. 1999) e fornisce una risoluzione di 0,1 °C nella gamma 5÷50 °C. Il sensore di pressione, di tipo piezoresistivo compensato in temperatura (Fasano et al. 1999), consente una misura della profondità, da 0 a 50 m, con risoluzione 0,1 m.

I due sistemi di acquisizione devono essere programmati con uno stesso computer, ciò serve a garantire la sincronizzazione delle due basi dei tempi. L'acquisizione e la memorizzazione dei dati, può avvenire con tre temporizzazioni, 10, 30, 60 secondi; oppure ogni 5, 10, 15, 30, 60 minuti può avvenire la memorizzazione dei valori medi dei dati acquisiti ogni 60 secondi. In funzione della temporizzazione dell'acquisizione dei dati, cambia l'autonomia della memoria la quale può registrare fino a un massimo di 1472 letture. Per quanto riguarda il radiometro subacqueo, al fine di non dover aprire il contenitore a tenuta ermetica, la programmazione e lo scarico dei dati avviene tramite interfaccia ottica, attraverso una finestra in plexiglas riportata sull'involucro del radiometro.

Il sistema di misura è stato progettato per funzionare nella zona fotica da 0 a 50 m di profondità e la tenuta del radiometro subacqueo è stata verificata con una camera iperbarica appositamente progettata e realizzata. Il sistema di posizionamento in acqua del radiometro, da noi progettato e realizzato, permette la

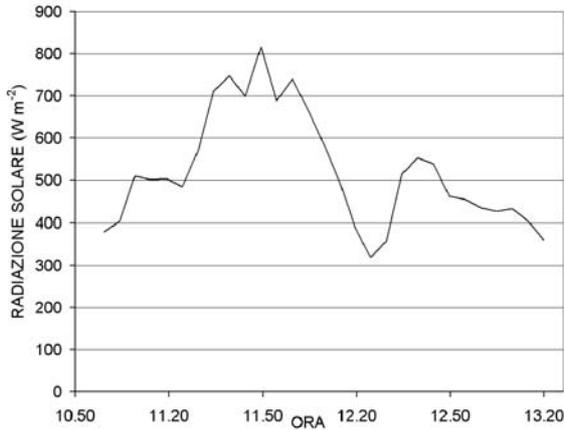


Figura 2: Andamento temporale dell'intensità della radiazione solare globale in aria (Alghero 8/6/2002).

traslazione verticale di un singolo radiometro o la possibilità di alloggiare più radiometri, posti a diverse profondità, così da registrare i profili della radiazione subacquea.

3 RISULTATI

Per verificare la funzionalità dello strumento, dopo le prove di laboratorio, il SuMaRad è stato ampiamente sperimentato in mare. Nella Rada di Alghero (Sassari), su un fondale sabbioso di circa 40 m, è stato rilevato il profilo dell'estinzione della radiazione dalla superficie a 35 m di profondità, ogni 5 metri circa. Le misure in aria sono state eseguite sulla costa a una distanza di qualche centinaio di metri dai punti di misura in mare.

In figura 2, come esempio, è riportato l'andamento dell'intensità della radiazione solare globale in aria, espressa in watt per metro quadrato, di una giornata di misure (8/6/2002 dalle ore 11:00 alle 13:40), con copertura del cielo variabile e in presenza di mare mosso.

In figura 3, per la stessa giornata di misure, è riportata, in funzione della profondità, la trasmittanza t dell'acqua valutata come rapporto fra la radiazione solare misurata in acqua (I_z), a una certa profondità z , e quella misurata in aria (I_a), nello stesso momento e nelle stesse bande spettrali, equazione 1.

$$\tau = \frac{I_z}{I_a} \quad (1)$$

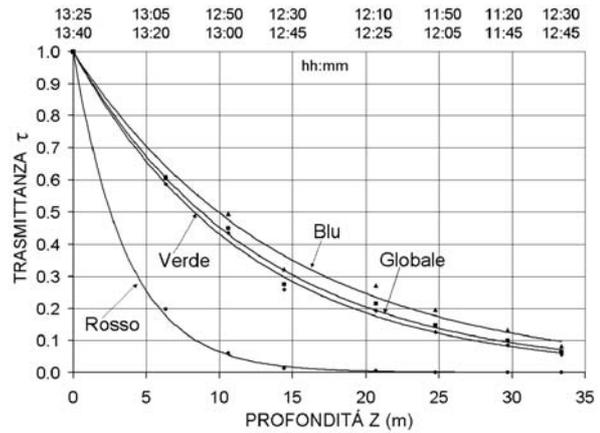


Figura 3: Alghero 08/06/2002, misure di trasmittanza dell'acqua in funzione della profondità, nelle condizioni di radiazione solare della figura 2.

In alto, nel grafico della figura 3, è indicato l'intervallo di tempo (hh:mm) durante il quale sono state eseguite, a ogni profondità prescelta, cinque misure di radiazione, di cui è riportato il valor medio. Le curve interpolano i punti sperimentali con andamenti esponenziali secondo la legge dell'assorbimento di Beer-Lambert, equazione 2:

$$\tau = e^{-\eta z} \quad (2)$$

con: η , coefficiente di estinzione in una determinata banda spettrale per quelle date condizioni dell'acqua;

z , profondità a cui si eseguono le misure.

Le equazioni delle curve interpolanti i punti sperimentali, nelle quattro gamme spettrali, hanno presentato tutte un ottimo coefficiente di correlazione: R^2 superiore a 0,98.

4 PROSPETTIVE

Vogliamo sottolineare che le applicazioni dello strumento possono andare ben oltre l'esempio riportato.

In certe applicazioni (ad esempio nella misura dell'erosione costiera) può essere utile più che la trasmittanza del-

$$T = \frac{\ln I_a - \ln I_z}{\ln I_a - \ln I_{z0}} \quad (3)$$

l'acqua la sua torbidità. A tale proposito possiamo suggerire l'utilizzazione dell'indice di



Figura 4: Il SuMaRad può essere utilizzato nello studio dell'attività biologica di piante e di alghe acquatiche, in relazione alla quantità e qualità della luce.

Linke, equazione 3, che già costituisce uno standard nelle misure di torbidità atmosferica (Benincasa et al. 1991):

dove: I_a , radiazione esterna all'acqua (in una certa banda spettrale)

I_{z_0} , radiazione (nella stessa banda) alla profondità z prescelta, in una zona presa come riferimento di "acqua limpida"

I_z , radiazione (nella stessa banda) nella zona in esame alla profondità z prescelta

Anche in questo caso può essere utilizzato il SuMaRad per fornire indicazioni sulla torbidità dell'acqua, nelle sue quattro bande spettrali. Molte altre misure possono essere finalizzate all'attività biologica delle piante e delle alghe acquatiche, in relazione alla quantità e qualità della luce. E' proprio su uno di questi temi che stiamo lavorando col SuMaRad, per valutare, lungo predeterminati transetti che partendo dalla costa vanno a profondità sempre maggiori, la densità fogliare della Posidonia oceanica in funzione della quantità e qualità della radiazione, al culmine e all'interno della vegetazione (Fig. 4).

Il costo relativamente basso del SuMaRad, se confrontato con quello dei radiometri subacquei del commercio, rende questo strumento

particolarmente idoneo per quelle applicazioni in cui sono necessari diversi strumenti, per poter attuare il monitoraggio in più punti contemporaneamente.

Ovviamente laddove i sensori subacquei non sono molto distanti fra loro (massimo qualche centinaio di metri) è sufficiente installare un solo radiometro fuori dall'acqua; installazione che può essere fatta sulla costa o su una barca. L'impiego del SuMaRad, qui riferito a studi di biologia marina, può riguardare anche le acque lacustri o fluviali, che spesso presentano gli stessi problemi di eutrofizzazione o di erosione costiera presentata dal mare (Wetzel 2001).

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Benincasa, F. & Maracchi, G. & Rossi, P. 1991. *Agrometeorologia*. Bologna: Patron editore,
- Fasano, G. & Materassi, A. 2003. Progetto e realizzazione di uno strumento per la misura dell'assorbimento radiativo dell'acqua marina: SuMaRad. *Riv. Ing. Agr.* 4,1-7
- Fasano, G. & Materassi, A. & Zara P. 1999. Sensori e strumenti elettronici per la meteorologia. *Quaderno n. 8 Collana IBIMET*. Firenze: CNR
- Pergent, G. & Pergent-Martini, C. & Boudouresque, C.F. 1995. Utilisation de l'herbier à Posidonia oceanica comme indicateur biologique de la qualité du milieu littoral en Méditerranée : état de connaissances. *Mésogée*: 54, 3-29.
- Pergent-Martini, C. & Pergent, G. & Fernandez, C. & Ferrat, L. 1999. Value and use of Posidonia oceanica as a biological indicator. In E. Ozhan MEDCOAST 99 - EMCS 99 *Joint conference, land-ocean interactions: managing coastal ecosystems: 245262 Antalya*.
- Wetzel, R.G. 2001. *Limnology Lake and River Ecosystem*. San Diego, California: Academic Press.

Il Pianosa LAB: un laboratorio naturale per lo studio delle interazioni fra atmosfera e biosfera terrestre

F. Vaccari, F. Miglietta, G. Maracchi

Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia

f.vaccari@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: La regione Mediterranea sarà severamente colpita dai Cambiamenti Climatici: entro il 2020 raddoppieranno le estati con temperature sopra la media, diminuirà la disponibilità di acqua, aumenteranno desertificazione ed incendi forestali. Il bilancio globale del carbonio (C) è un determinante dei Cambiamenti Climatici, così come il clima controlla i flussi naturali di carbonio. Lo studio e la comprensione dei meccanismi che regolano lo scambio di gas tra biosfera terrestre ed atmosfera hanno avuto un grande impulso nell'ultimo decennio sospinti dalla raggiunta consapevolezza del crescente impatto che l'attività umana sta avendo sul bilancio dei gas ad effetto serra presenti nell'atmosfera. Si stima oggi che la vegetazione terrestre scambia con l'atmosfera circa 120 Gton (1Gton = un miliardo di tonnellate) di carbonio l'anno in un flusso che comprende un termine negativo ovvero l'assimilazione del Carbonio da parte delle piante (fotosintesi) ed un termine positivo ovvero il suo successivo ritorno nell'atmosfera in seguito a fenomeni respiratori autotrofi ed eterotrofi. E' facilmente intuibile che una pur minima variazione di questo flusso, pari ad esempio al 5%, potrebbe avere lo stesso ordine di grandezza di tutte le emissioni antropogeniche di carbonio che sono stimate in circa 6 Gton anno⁻¹. E da qui l'attenzione a tutti i processi e alle dinamiche che riguardano l'uso del suolo e la sua destinazione, gli interventi di riforestazione o di riconversione agricola. Questo crescente interesse sulle relazioni biosfera-atmosfera ha recentemente favorito il sorgere di numerose iniziative a livello nazionale ed internazionale. Ed è proprio in questo contesto che nasce anche il Pianosa-LAB, un progetto che coinvolge quattro Università italiane e nove Istituti di ricerca del Consiglio Nazionale delle Ricerche e che è stato reso possibile dal Parco Nazionale dell'Arcipelago Toscano che ne ha approvato gli obiettivi e favorito le attività. L'obiettivo del Pianosa LAB è di stimare e verificare, utilizzando approcci avanzati, lo scambio gassoso che avviene fra la vegetazione dell'isola e l'atmosfera. Le misure servono a capire sempre meglio le interazioni e le retroazioni che esistono fra clima ed ambiente terrestre, offrendo al mondo scientifico la possibilità, pressoché unica, di verificare sperimentalmente i flussi di gas e la loro dinamica in un contesto ambientale rappresentativo di una buona parte della regione Mediterranea. I dati acquisiti servono, infine, a validare quei modelli matematici in grado di simulare i processi biologici che sono alla base dello scambio gassoso.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

La comprensione e la quantificazione dello scambio gassoso tra atmosfera e biosfera terrestre è una priorità delle ricerche scientifiche sui Cambiamenti Climatici, infatti nessun piano per la riduzione delle emissioni di gas ad effetto serra potrebbe avere successo se non si conoscesse con esattezza gli scambi gassosi e le retroazioni tra atmosfera e biosfera ed un'esatta quantificazione dei *carbon sink* e *source* (serbatoi e fonti di emissioni).

Gli ecosistemi terrestri scambiano annualmente con l'atmosfera circa 120 Pg di carbonio attraverso i processi della fotosintesi e della respirazione (Schlesinger, 1997). Le attività antropogeniche hanno alterato questo equilibrio contribuendo ad una emissione netta annuale nell'atmosfera di 6.3 ± 0.6 Pg C, principalmente dovuta all'uso dei combustibili fossili e di 1.6 ± 0.8 Pg C per anno, dovuta alla diversa utilizzazione del suolo (IPCC, 2001, 2007). Il carbonio di natura antropogenica emesso annualmente è il

responsabile dell'aumento della concentrazione atmosferica di CO₂ che annualmente è di 3.3 ± 0.2 Pg.C. Questo incremento è soltanto il 40% di tutte le emissioni di natura antropogenica, il rimanente 60% è assorbito annualmente dagli oceani, circa 2.3 ± 0.8 Pg C e dalla biosfera terrestre che annualmente assorbe circa 3.0 ± 2.3 Pg C. E' soltanto la capacità della biosfera ed in particolare del suolo e della componente legnosa che possono funzionare da serbatoi di carbonio ed è quindi demandata a loro la capacità di mitigazione di ulteriori aumenti della concentrazione atmosferica di CO₂. Lo studio degli scambi gassosi tra biosfera e atmosfera è ormai l'obiettivo di numerose iniziative di ricerca nazionali ed internazionali (Valentini *et al.*, 2000), ma soltanto poche di queste sono specificatamente indirizzate agli ecosistemi Mediterranei (Reichstein *et al.*, 2000).

Gli ecosistemi mediterranei sono diffusi in cinque aree del Pianeta: Nord America, nel Bacino del Mediterraneo, in Cile, in Australia ed in Sud Africa e vista la loro complessità, saranno uno degli ecosistemi che maggiormente risentiranno degli impatti del cambiamento climatico in atto e previsto.

Il Pianosa LAB è un progetto nato nel 2000 formato da 4 Dipartimenti dell'Università Italiane e da 9 Istituti del CNR che si è dato come obiettivo il monitoraggio di lungo termine dello scambio di gas ad effetto serra tra la biosfera, l'intera isola di Pianosa, e l'atmosfera.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

L' isola di Pianosa ha una superficie di circa 10 km² ed è composta da un complesso mosaico fatto di ecosistemi naturali in evoluzione principalmente macchia mediterranea e di ampie aree di abbandono di un territorio che è stato coltivato dai detenuti della colonia penale, da oltre un secolo.

La scelta dell'Isola di Pianosa, come luogo per questa iniziativa di ricerca, è stata determinata dalla contemporanea presenza di quattro elementi principali che la rendono praticamente unica, nell'area Mediterranea: Pianosa

è un'isola e, quindi, un ambiente confinato dove è possibile quantificare lo scambio gassoso con l'atmosfera arrivando a costruire un bilancio a scala completa.

Il secondo elemento è che l'isola è totalmente priva di fonti di perturbazione e d'inquinamento, non ci sono motori, auto o centrali termoelettriche e le emissioni di gas da impianti domestici sono praticamente inesistenti. Il terzo elemento è rappresentato dalla topografia dell'isola che si presenta come una tavola perfettamente piatta posata sulla superficie del mare, consentendo l'applicazione di metodiche di ricerche come la tecnica micrometeorologica della correlazione turbolenta. Il quarto elemento, infine, è il fatto che l'Isola rappresenta, nella sua attuale situazione ambientale, un vero e proprio modello di un sistema mediterraneo, dove la vegetazione naturale sta lentamente ricolonizzando le aree di abbandono agricolo in un complesso e delicato processo che e' diventato assai comune in molte parti del bacino del Mediterraneo.

Dal 2000 ad oggi sono state organizzate più di 30 missioni scientifiche sull'isola, con in media una decina di ricercatori per missione con task di attività diversi e complementari. Infatti, il progetto ha installato recentemente due sistemi di monitoraggio in continuo dello scambio gassoso dell'ecosistema secondo la tecnica della correlazione turbolenta e ed esegue costanti monitoraggio del suolo e della fisiologia della vegetazione non solo per quantificare il flusso di carbonio che l'isola scambia con l'atmosfera annualmente, ma cerca di comprendere anche le dinamiche e le interazioni delle diverse componenti dell'ecosistema isola.

3 RISULTATI RILEVANTI

Numerosi articoli scientifici e partecipazioni a convegni internazionali sono stati possibili, grazie all'impegno dei ricercatori in questi sette anni di lavoro. Oltre all'obiettivo principale del progetto, i ricercatori del Pianosa LAB, hanno effettivamente concepito l'isola come un vero e proprio laboratorio naturale a



Figura 1: Uso del suolo dell'Isola di Pianosa.

cielo aperto, dove applicare metodiche di ricerca innovative, sono stati utilizzati, palloni sonda, aquiloni e recentemente la piattaforma aerea Sky Arrow ERA (Environmental Research Aircraft) dell'Ibimet.

L'isola di Pianosa può essere considerata su base annuale come un sink, ovvero accumula più anidride carbonica rispetto a quella che rilascia in atmosfera. La quantità su base annuale è molto variabile ma l'NEE (Net Ecosystem Exchange) è nell'ordine di di circa 2.64 t C ha^{-1} . La maggiore attività la troviamo in primavera, seguita da una classica stasi vegetativa durante il periodo estivo, legato alle poche precipitazioni ed alle alte temperature. In autunno si registra una ripresa dell'attività fotosintetica che contribuisce in modo significativo al dato annuale, per poi ritornare ad una stasi invernale dove il fattore limitante è la bassa temperature.

Le prime osservazioni sulla NEE di Pianosa, hanno dimostrato una grande capacità dell'isola di scambiare CO_2 con l'atmosfera, in particolare se paragonata con altri valori di NEE di ecosistemi simili. Infatti la NEE di Pianosa è solamente inferiore a quella della Pineta di San Rossore del 37% o della lecceta di Castelporziano (Euroflux dataset) e il 10% in più della NEE della macchia mediterranea del Nord della Sardegna (Reichstein *et al.*, 2002; Reichstein *et al.*, 2003) che ha una composizione simile a quella di Pianosa.

La ragione di questa particolarità è da ricer-



Figura 2: La Torre di eddy covariance dell'Isola di Pianosa.

carsi proprio nella distribuzione e composizione degli ecosistemi dell'isola di Pianosa. Infatti sull'isola, grazie alla presenza di una consistente vegetazione erbacea derivante dall'abbandono della coltivazione agraria, è una vegetazione che si riesce ad avvantaggiare del verificarsi di condizioni ambientali favorevoli anche nel breve periodo. In autunno negli ecosistemi come la Pineta di San Rossore o la Lecceta di Castelporziano, dominate da vegetazione arborea, le dinamiche e la ripresa vegetativa avviene molto più lentamente che a Pianosa.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Il progetto è una iniziativa di lungo termine, che si prefigge lo scopo di mantenere le stazioni in efficienza per raccogliere dati ed informazioni che possono chiarire la dinamica degli ecosistemi mediterranei nel ciclo del carbonio.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- IPCC 2001. Climate Change 2001: IPCC Third Assessment Report: Cambridge, UK: Cambridge University Press.
- IPCC 2007. Climate Change 2007: IPCC Fourth Assessment Report: Cambridge, UK: Cambridge University Press.
- Reichstein, M., Tenhunen, J.D., Rouspard, O., Ourcival, J.M., Rambal, S., Miglietta F.,

- Peressotti A., Pecchiari M., Tirone, G. & Valentini R. 2002. Severe drought effects on ecosystem CO₂ and H₂O fluxes at three Mediterranean evergreen sites: revision of current hypotheses? *Global Change Biology*, 8: 999.
- Reichstein, M., Tenhunen, J., Roupsard, O., Ourcival, J.M., Rambal, S., Miglietta, F., Peressotti, A., Pecchiari, M., Tirone, G. & Valentini, R. 2003. Inverse modeling of seasonal drought effects on canopy CO₂/H₂O exchange in three Mediterranean ecosystems. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 108 (D23) Art. No. 4726.
- Schlesinger, WH. 1997. "Biogeochemistry. An analysis of global change" pp.588. Academic Press, San Diego, USA.
- Valentini, R., Matteucci, G., Dolmann, AJ., Schulze, ED., Rebmann, C., Moors, EJ., Granier, A., Gross, P., Jensen, NO., Pilegaard, K., Lindroth, A., Grelle, A., Bernhofer, C., Grunwald, T., Aubinet, M., Ceulemans, R., Kowalski, AS., Morgenstern, CR., Moncrieff, J., Montagnani L., Minerbi, S. & Jarvis, P. 2000. Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests. *Nature*, 404: 861-865.

Mappe di flussi di calore ad alta risoluzione con dati multispettrali da piattaforma aerea: l'approccio MSSEBS

M. Esposito¹, V. Magliulo¹, J. Colin², M. Menenti²

¹*Istituto per i sistemi agricoli e forestali del mediterraneo, CNR, Napoli, Italia*

²*Université Louis Pasteur, Strasbourg, France*

m.esposito@isafom.cnr.it

SOMMARIO: Conoscere il fabbisogno idrico delle colture è un fattore essenziale per l'ottimizzazione della gestione dell'irrigazione in particolare considerando i sempre più evidenti cambiamenti climatici a cui è sottoposto il nostro pianeta. In questo lavoro vengono presentati risultati preliminari che permettono di valutare la potenzialità dell'applicazione di modelli di bilancio energetico applicati a dati telerilevati, consentendo di risalire al fabbisogno idrico su superfici eterogenee e di estensione crescente. In particolare viene presentata l'applicazione del modello MSSEBS basato sull'approccio SEBI a immagini telerilevate da piattaforma aerea su territori Europei differenti tra loro, quali sono il sud-est della Francia e l'entroterra Spagnolo ai confini con il Portogallo. In località Cap Sud l'applicazione del modello MSSEBS intorno alla stazione eddy covariance, restituisce valori di flusso di LE variabili tra 96 e 195 W m⁻². I flussi di LE calcolati in Las Majadas del Tietar confermano le caratteristiche di eterogeneità del sito.

1 INTRODUZIONE

La frazione di evaporazione è un indicatore molto interessante per la gestione dell'irrigazione e per la valutazione del fabbisogno idrico delle colture. La frazione di evaporazione (ET) misura la frazione di energia radiante all'interfaccia tra terreno ed atmosfera "spesa" per il passaggio di fase liquido – vapore nel suolo e nella vegetazione (calore latente di evaporazione). Questo parametro è importante per la valutazione delle sorgenti idriche, monitoraggio della siccità e per la simulazione della produzione delle colture. Al momento diverse sono le metodologie utilizzate per il calcolo e la misura dell'ET. Molti degli approcci seguiti contemplano l'utilizzo di misure puntuali che sono rappresentative della scala locale e non possono essere estese ad aree maggiori a causa della eterogeneità delle superfici e della natura dinamica del

processo di trasmissione del calore. Il telerilevamento è probabilmente una delle poche tecniche che possono fornire misure rappresentative di parametri fisici su aree di estensione crescente. I metodi che utilizzano misure telerilevate per la valutazione dello scambio termico fra la superficie e l'atmosfera della terra possono suddivisi in due categorie: calcolando in primo luogo il calore sensibile e quindi ottenendo il calore latente come residuo dell'equazione del bilancio energetico, o valutare l'evaporazione relativa per mezzo di un indice utilizzando una combinazione di equazioni (Menenti, 1984; Bastiaanssen, 1995; Su 2001). In questo studio viene presentata l'applicazione a dati telerilevati da piattaforma aerea Sky Arrow del Multi Scale Surface Energy Balance System (MSSEBS), metodologia basata sull'approccio di Menenti e Choudhury (1993) e proposta da Colin (2005).

2 METODOLOGIA

Esistono diversi modelli di bilancio dell'energia superficiale che contemplano l'utilizzo di immagini multispettrali telerilevate nel visibile e nell'infrarosso termico, generalmente basati su derivazioni dell'equazione di Penman-Monteith e relazioni tra il gradiente termico tra suolo e atmosfera ed evapotraspirazione. Alcuni modelli sono basati sul concetto SEBI (Surface Energy Balance Index) espresso come:

$$\Lambda = 1 - \frac{\frac{\vartheta_0 - \vartheta_{aa}}{r_{ea}} - \frac{\vartheta_0 - \vartheta_{aw}}{r_{ew}}}{\frac{\vartheta_0 - \vartheta_{ad}}{r_{ed}} - \frac{\vartheta_0 - \vartheta_{aw}}{r_{ew}}} = 1 - SEBI \quad (1)$$

Dove Λ è la frazione di evaporazione, θ_0 è la temperatura potenziale superficiale, θ_{ax} è la temperatura potenziale dell'aria ad un livello di riferimento ed r_{ex} è la resistenza esterna con $x=a,w,d$ rispettivamente per condizione "reale", "umida" e "secca", assumendo che le condizioni atmosferiche siano omogenee sull'area considerata. Questo indice è considerato in diverse implementazioni tra cui l'S-SEBI o il SEBS. Quest'ultimo proposto da Su (2001) permette di calcolare la frazione di evaporazione utilizzando l'albedo, la temperatura superficiale ed il Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) in congiunzione con variabili meteorologiche ad una data altezza di riferimento. Considerando le due condizioni estreme, secco e umido, l'equazione di Penman-Monteith è riscritta considerando la resistenza interna che tende a infinito o a zero rispettivamente. Le corrispondenti resistenze esterne per il secco e per l'umido sono ottenute utilizzando il modello proposto da Massman (1999). In questo studio il livello di riferimento utilizzato per calcolare il gradiente di temperatura viene scelto al top dello strato limite atmosferico. Le variabili relative allo strato limite sono rappresentative di una larga area al suolo, assunta essere circa dieci volte l'altezza dello strato limite. Il Multi-Scale Surface Energy

Balance Index (MSSEBS) proposto da Colin (2005) ed utilizzato in questo studio, combina immagini dal visibile al vicino infrarosso, e nell'infrarosso termico per il calcolo del bilancio radiativo alla superficie con una risoluzione spaziale dettata dal sensore utilizzato, fornendo flussi di calore latente e valori di frazione di evaporazione.

L'algoritmo MSSEBS utilizza la risoluzione più alta fra le immagini per la stima delle variabili relative alla superficie vegetata. Il bilancio radiativo combina le immagini ad alta risoluzione nella banda del visibile e vicino infrarosso (VIS-NIR) e quelle a bassa risoluzione nell'infrarosso termico (TIR).

2 CASI STUDIO

La metodologia è stata applicata a due differenti set di dati, acquisiti durante due progetti di ricerca del quinto e sesto programma quadro della commissione europea di seguito brevemente descritti:

2.1 CERES

CarboEurope Regional Experiment Strategy (CERES), campagna intensiva volta alla stima aggregata del bilancio del carbonio a livello regionale che può essere confrontata con le misure atmosferiche effettuate a scala locale e con le stime di modelli di inversione a scala continentale. La campagna è stata effettuata nei mesi di Maggio/Giugno 2005 in Les Landes, regione locata nella parte sud occidentale della Francia. Nel corso della campagna uno dei velivoli Sky Arrow ERA, operati del CNR ISAFoM, ha effettuato ripetutamente due transetti pianificati sulle due differenti tipologie di uso del suolo presenti nella regione, zona forestale e agricola, fornendo l'andamento di indici vegetativi e di mappe di evapotraspirazione.

2.2 MIND

Mediterranean Terrestrial Ecosystems and Increasing Drought (MIND), il progetto ha due obiettivi a lungo termine: studiare gli effetti potenziali dell'aumento della siccità

sugli ecosistemi terrestri mediterranei a livello di processo, di ecosistema ed a scala regionale e valutare la vulnerabilità degli ecosistemi in risposta ai cambiamenti nei modelli di pioggia. Il velivolo Sky Arrow ERA ha effettuato campagne di misura su due dei quattro siti di interesse del progetto: Las Majadas del Tietar, Extremadura, Spagna e sul sito di Tolfa, Lazio, Italia, al fine di fornire mappe di evapotraspirazione.

3 RISULTATI RILEVANTI

In questo lavoro vengono mostrati i risultati relativi ai siti di Les Landes e Las Majadas del Tietar. Entrambe le missioni sono state effettuate ad una quota di 7000 piedi (2200 metri) in modo da ottenere i valori di risoluzione e copertura riportati in tabella 1.

Tabella 1: risoluzioni e copertura a terra delle camere aviotrasportate alla quota di 7000 piedi.

	NIR m	TIR M
Risoluzione	1.3	5.6
Copertura	2440	1820

3.2 Cape Sud, Les Landes

In questa sezione sono presentati risultati relativi ad una coppia di immagini rilevate in data 27 Maggio 2005 alle 11:00 UTC, sul sito di Cap Sud (Les Landes, Francia). Su Cap Sud sono presenti due stazioni “eddy covariance” per il calcolo di flussi turbolenti di anidride carbonica, calore sensibile (H) e calore latente (LE). In figura 1 è riportata la mappa di frazione di evaporazione calcolata con l’algoritmo MSSEBS, mentre in figura 2 è riportata la mappa di flussi di LE calcolata con lo stesso algoritmo. Il confronto con la stazione di terra è stato effettuato considerando il flusso di LE misurato alla torre $LE = 75.1 \text{ W m}^{-2}$, mentre l’aereo misurava flussi di LE che variavano nell’area osservata da 96 a 195 W m^{-2} .

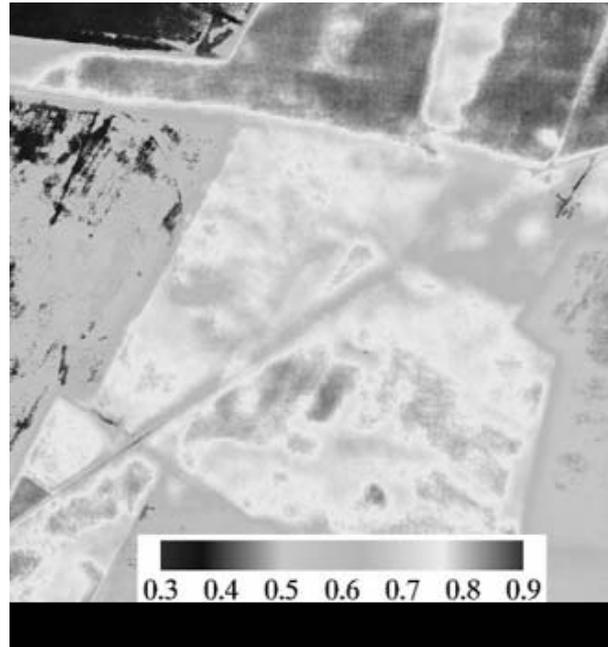


Figura 1: Mappa della frazione di evaporazione (-) sul sito di Cape Sud in Les Landes, Francia.

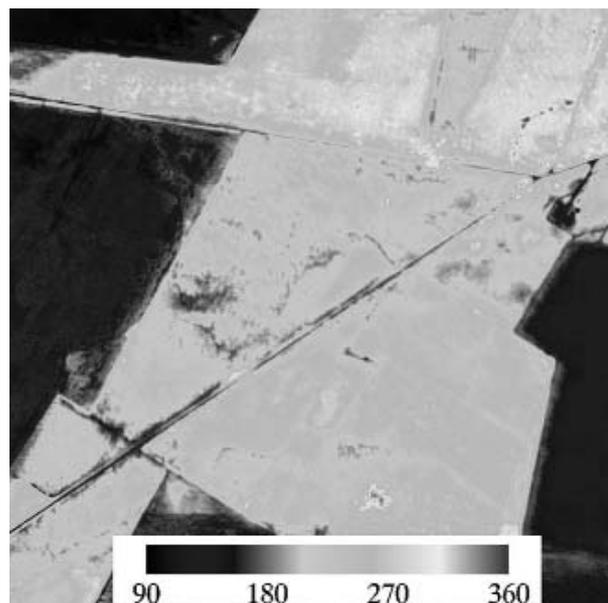


Figura 2: Mappa dei flussi di calore latente (W m^{-2}) sul sito di La Cap Sud in Les Landes, Francia.

3.3 Las Majadas del Tietar, Extremadura

In questa sezione si riportano i risultati relativi dell’applicazione del modello ad una seconda coppia di immagini rilevate in data 29 giugno alle 10:35 UTC sul sito di Majadas del Tietar (Extremadura, Spagna). Le figure 3 e 4 riportano rispettivamente mappe di frazione di evaporazione e di flussi di LE corrispondenti al sito di Majadas dalle quali si notano

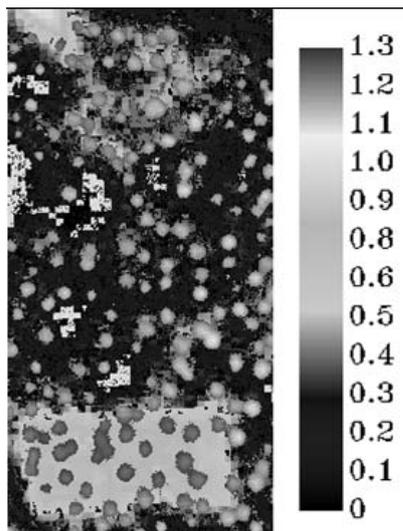


Figura 3: Mappa della frazione di evaporazione (-) sul sito di Las Majadas del Tietar in Extremadura, Spagna.

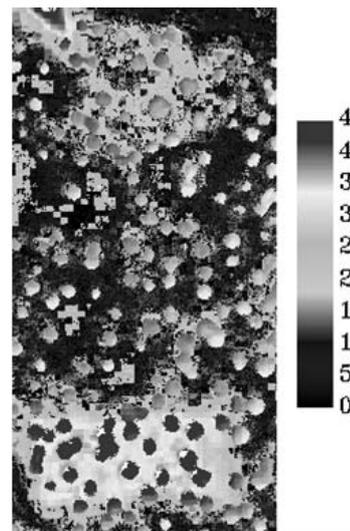


Figura 4: Mappa dei flussi di calore latente ($W\ m^{-2}$) sul sito di Las Majadas del Tietar in Extremadura, Spagna.

valori elevati di LE in corrispondenza delle chiome degli alberi evidenziando l'eterogeneità del sito. Inoltre si notano valori di frazione di evapotraspirazione maggiori dell'unità dovuti alla presenza di flussi orizzontali di calore.

4 PROSPETTIVE FUTURE

L'applicazione del modello proposto permette di ricavare un indicatore ad alta risoluzione del fabbisogno idrico delle colture da dati telerilevati. In questo lavoro sono stati presentati risultati relativi a due sole coppie di immagini che possono essere estesi all'intero set di dati raccolti durante un mese e mezzo di campagna intensiva in Les Landes, oltre ad una seconda campagna prevista nei mesi di settembre/ottobre 2007 sullo stesso territorio. Applicazioni specifiche in aree irrigue sono in via di realizzazione nella piana del Sele (Salerno)

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

Bastiaanssen, W.G.M., 1995. *Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: a remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates*. PhD thesis, Landbouwniversiteit.

Colin, J., Menenti, M., Rubio, E., Jochum, A., 2005. A Multi-Scale Surface Energy Balance System for operational monitoring of surface actual evapotranspiration. *Earth Observation for vegetation monitoring and water management*, edited by G. D'Urso, *AIP Conference Proceedings*.

Menenti, M., 1984. *Physical aspects and determination of evaporation in deserts applying remote sensing techniques*. PhD thesis, Wageningen Agricultural University, Wageningen, The Netherlands.

Menenti, M. & B.J. Choudhury, 1993. Parameterization of land surface evaporation by means of location dependent potential evaporation and surface temperature range. In: H.J. Bolle *et al.* (eds.), *Exchange Processes at the Land Surface for a Range of Space and Time Scales*. *IAHS Publ.* 212: 561-568

Massman, W.J., 1999. A model study of kbb-1 for vegetated surfaces using localized near-field' lagrangian theory. *Journal of Hydrology*, 223: 27-43.

Su, Z., 2001. The surface energy balance system (sebs) for estimation of turbulent heat fluxes at scales ranging from a point to a continent. *Hydrology and Earth System Sciences*, 6(1): 85-99.

Risposta della vegetazione alla radiazione netta e alle precipitazioni: serie temporali di dati da satellite

M.Menenti¹, L.Jia², W.Verhoef³

¹*Istituto per i Sistemi Agricoli e Forestali del Mediterraneo, CNR, Napoli, Italia*

²*Alterra, Wageningen University and Research Centre, Wageningen, The Netherlands*

³*International Institute for Geo-information Science and Earth Observation, Enschede, The Netherlands*
m.menenti@isafom.cnr.it

SOMMARIO: Le osservazioni da satellite della biosfera terrestre si estendono ormai su periodi di tempo sufficientemente lunghi da permettere lo studio della risposta della vegetazione terrestre alla variabilità del clima. Questo lavoro riassume risultati ottenuti con l'applicazione di tecniche per l'analisi di serie temporali (Fast Fourier Transform ed Analisi Armonica) e dati rilevati con gli strumenti AVHRR e MODIS in diverse zone della Terra. Le applicazioni principali e dimostrate dai risultati presentati sono: a) identificazione e cartografie di zone omogenee nella risposta della vegetazione; b) risposta media della vegetazione alla variabilità del clima per il periodo di tempo coperto dalle osservazioni; c) allerta tempestiva di anomalie nell'evoluzione dell'attività fotosintetica.

1 INTRODUZIONE

La variabilità del clima ha un impatto molto significativo sulla dinamica della vegetazione. Questa relazione può essere analizzata in termini di fattori climatici forzanti e misure della risposta, ove sia i fattori forzanti che la risposta vengono caratterizzati usando serie temporali di dati globali, in particolare i dati di re-analisi generati con modelli atmosferici e dati da satellite. I dati di re-analisi coprono un periodo di tempo superiore ai 40 anni ed i dati da satellite superiore ai 25 anni, permettendo quindi degli studi di rilevanza climatologica. I primi esempi di analisi di serie temporali di dati da satellite per lo studio della vegetazione terrestre e della sua risposta al clima risalgono alla fine degli anni 80' (Menenti *et al.*, 1991 and 1993). La novità di questo metodo è la caratterizzazione contemporanea di tre aspetti: la variabilità spaziale e temporale della vegetazione e la sua risposta dinamica ai fattori forzanti. Questo risultato è reso possibile dall'analisi delle serie

temporali per ogni elemento di ogni immagine. Analisi della relazione tra variabilità climatica ed attività fotosintetica sono stati realizzati in Africa (Azzali and Menenti, 1999 and 2000), America Meridionale (Azzali and Menenti, 1999; Gonzalez-Loyarte *et al.*, 2007), Europa (Verhoef *et al.*, 1996; Roerink *et al.*, 2000) e Cina (Jia and Menenti, 2006).

I fattori climatici forzanti presi in considerazione sono stati la radiazione netta e le precipitazioni, più precisamente il loro rapporto (indice di Budyko) che esprime l'eccesso di energia radiante disponibile alla superficie terrestre rispetto all'acqua disponibile e che quindi fornisce una misura di siccità. La risposta della vegetazione in termini di attività fotosintetica è fornita da stime della frazione di energia radiante nella regione spettrale utile per la fotosintesi assorbita dalla vegetazione (fAPAR). Queste stime sono ottenute con i dati radiometrici multi-spettrali raccolti con una famiglia di strumenti installati su satelliti dal 1979 in avanti. I risultati presentati in questa sintesi sono

stati ottenuti con dati rilevati dall'Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) e dal Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

I dati di re-analisi generati con modelli atmosferici hanno risoluzione spaziale (40 km ECMWF, 200 km NCEP) molto inferiore ai dati da satellite (1 – 4 km). I dati giornalieri relativi alla radiazione netta ed alle precipitazioni sono stati integrati per ottenere valori con la stessa risoluzione temporale dei dati da satellite: dagli 8 giorni dei dati generati con MODIS ai 30 giorni dei dati generati con AVHRR nei primi studi realizzati. Il rapporto (radiazione netta / precipitazione) misura il grado di siccità e la fAPAR l'attività fotosintetica. Tenendo conto della differente risoluzione spaziale, il fattore forzante è noto per un'area estesa, all'interno della quale la variabilità spaziale della risposta della vegetazione è caratterizzata con i dati da satellite. Nelle prime analisi (Menenti *et al.*, 1993) è stato utilizzato l'indice spettrale NDVI come surrogato della fAPAR. La risposta della vegetazione alla siccità è analizzata utilizzando serie di Fourier per scomporre le serie temporali del rapporto di Budyko e della fAPAR nelle componenti periodiche dominanti.

Nel corso degli anni abbiamo usato inizialmente un algoritmo Fast Fourier Transform e successivamente un algoritmo per l'analisi armonica di serie temporali (HANTS). L'algoritmo più recente approssima iterativamente la serie temporale delle osservazioni

con una serie di Fourier: le osservazioni possono essere spaziate ad intervalli irregolari e l'algoritmo permette di identificare ed eliminare osservazioni anomale (Roernk *et al.*, 2000), dovute per esempio alla presenza di nuvole nel pixel considerato (Fig.1). Le zone più chiare corrispondono a nuvole che vengono individuate come valori di NDVI nettamente al di sotto dell'andamento stagionale. L'algoritmo stima i parametri della serie di Fourier sulle osservazioni rimanenti e stima i valori da sostituire a quelli eliminati sulla base della serie di Fourier. Il numero massimo di osservazioni anomale viene stabilito dall'utente ed è limitato per non degradare l'accuratezza della serie generata.

Queste analisi sono state effettuate per l'Africa Meridionale (Agosto 1981 – Dicembre 1992), America Meridionale (Gennaio 1982 – Giugno 1992), Europa (1991 – 1996) e Cina (2000 – 2006).

Le applicazioni possono essere raggruppate in tre categorie:

- identificazione e cartografie di zone omogenee nella risposta della vegetazione;
- risposta media della vegetazione alla variabilità del clima per il periodo di tempo coperto dalle osservazioni;
- allerta tempestiva di anomalie nell'evoluzione dell'attività fotosintetica;

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1 Zone omogenee nella risposta della vegetazione

La tecnica descritta è stata applicata per identificare e delimitare zone omogenee nella

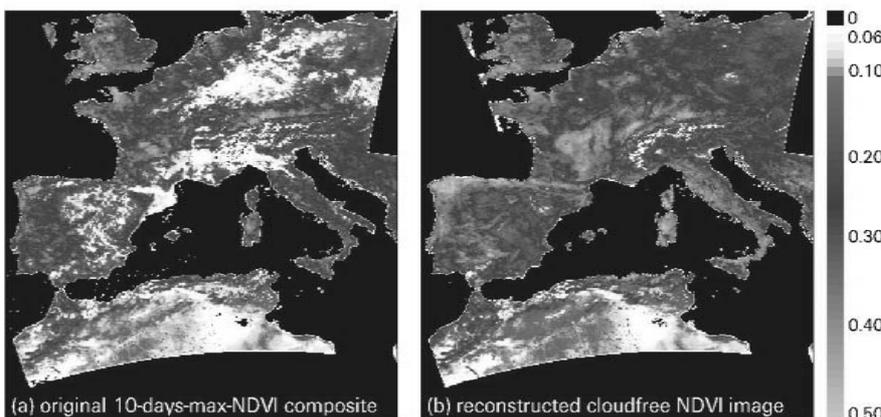


Figura 1: Immagine NDVI dell'Europa e Nord Africa: immagine originale (sinistra) e dopo la rimozione delle nuvole ed interpolazione con HANTS (destra).

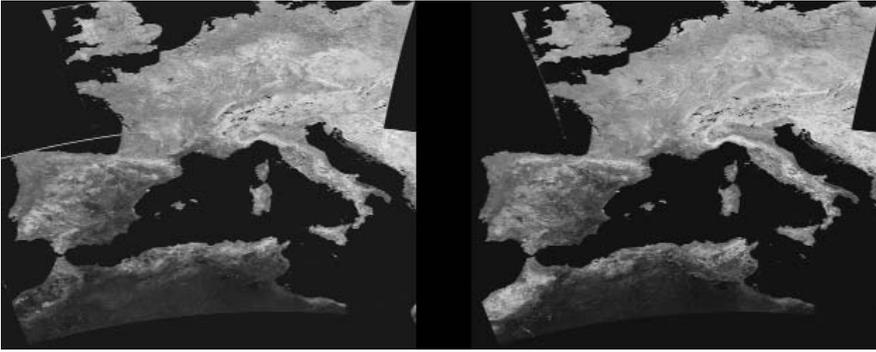


Figura 2: Immagine in falso colore di zone iso-fenologiche: a) 1995 and b) 1995; dati NDVI decadici, risoluzione 1 km; rosso = valore medio NDVI, verde = ampiezza della componente 12 mesi, blu = ampiezza 5 mesi.

risposta dinamica della vegetazione al clima nell’Africa ed America Meridionale. Gli attributi utilizzati per caratterizzare le zone omogenee sono i parametri della serie di Fourier ottenuta nella ricostruzione della serie temporale. Sia le ampiezze che i valori della fase hanno un significato fenologico immediato, nel caso la grandezza osservata sia legata allo sviluppo della vegetazione, come nel nostro caso. Il clima, il suolo e le modalità d’uso della vegetazione determinano il peso del ciclo annuale e di componenti periodiche di minore ma significativa ampiezza, come il ciclo semestrale legato all’andamento delle precipitazioni in molte zone temperate. Il valore della fase esprime il momento di massimo sviluppo vegetativo. Tali attributi fenologici quantitativi possono essere usati con algoritmi numerici di classificazione per delimitare zone omogenee “iso-fenologiche” (Fig.2).

La presenza di zone con peso diverso del valore medio e delle ampiezze delle componenti con periodo di 12 e 6 mesi appare evidente nelle variazioni di intensità e tono in questa immagine (più evidenti nell’immagine originale a colori). Usando questi parametri come attributo in una procedura numerica di classificazione si arriva ad identificare delle zone la cui fenologia risponde al clima in modo omogeneo (Azzali and Menenti, 2000).

3.2 Risposta della vegetazione alla variabilità del clima

I valori assoluti e relativi dell’ampiezza della componente a 12 e 6 mesi determinano anche la risposta della vegetazione alla variabilità climatica (Fig.2). I toni più scuri corrispondo-

no a zone dove il valore medio e l’ampiezza del ciclo annuale sono ridotte e domina il ciclo semestrale, indicazione di anomalie fenologiche legate alla siccità.

Questa relazione è evidenziata dalla correlazione sia del valore medio che dell’ampiezza annuale con l’indicatore dei fattori forzanti climatici definito in precedenza (Fig. 3).

I segmenti di questa relazione con pendenza maggiore (derivata prima rispetto all’indice di siccità identificano le zone maggiormente sensibili a variazioni del clima ed alla siccità.

3.3 Allerta tempestiva di anomalie nell’attività fotosintetica.

Il metodo proposto può essere usato anche per l’allerta di periodi di siccità (Jia and Menenti, 2006). Nell’anno 2006 si sono verificati in diverse zone della Cina dei periodi di siccità molto intensi. L’analisi delle osservazioni MODIS fAPAR (Fig.4) permette di identificare tempestivamente l’insorgere di anomalie negative nello sviluppo della vegetazione. Nel caso specifico, la gravità della siccità in Sichuan è apparsa solo nel mese di

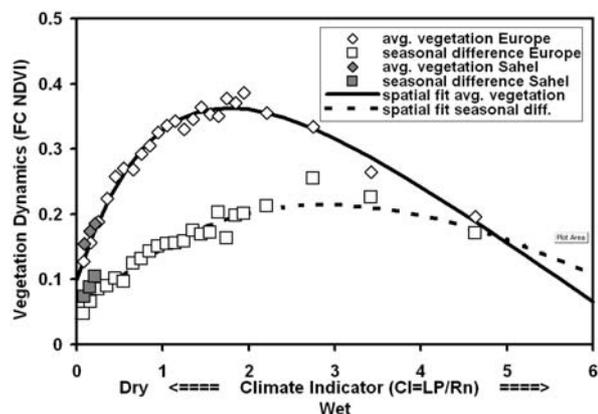


Figura 3: Valore medio ed ampiezza della componente annuale del NDVI vs. l’inverso del rapporto di Budyko.

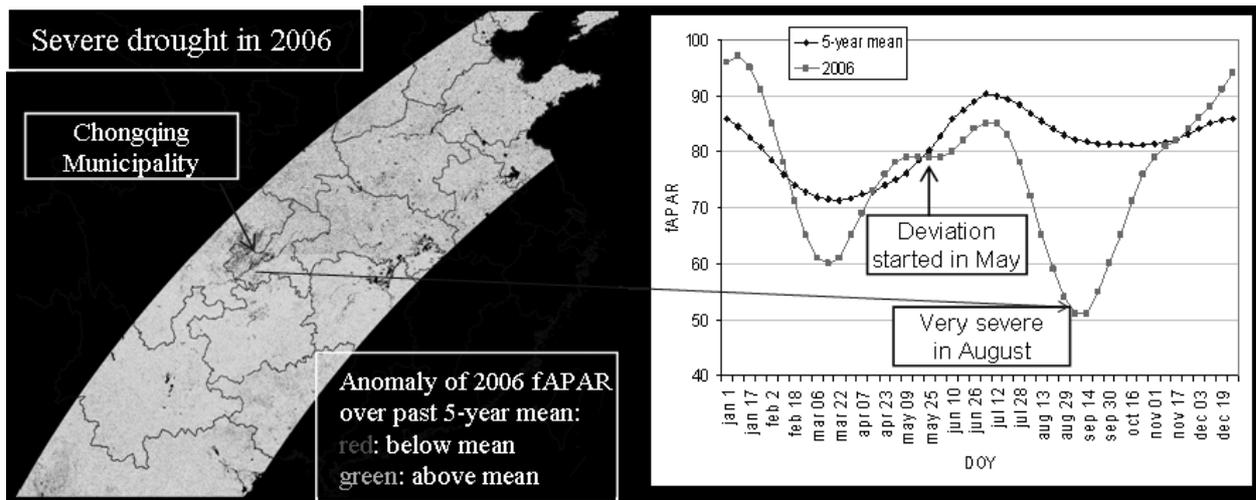


Figura 4: Osservazione della fAPAR ottenute con dati MODIS: a) mappa dell'intensità dell'anomalia (sinistra); b) serie temporale media ricostruita con HANTS ed osservazioni del 2006 (destra). (after Roerink et al., 2000).

Agosto, mentre l'anomalia era già osservabile in Maggio.

4 PROSPETTIVE FUTURE

I risultati riassunti aprono due direttrici di ulteriore sviluppo: a) la lunghezza delle serie temporali di osservazioni da satellite delle terre emerse supera ormai i 25 anni, quindi con una rilevanza climatologica superiore a quanto riassunto qui; il passo successivo deve consistere nell'approfondimento della risposta osservata della biosfera terrestre alla variabilità climatica, con maggiore attenzione alla variabilità interannuale; b) la disponibilità sia del metodo che dei dati necessari consente di procedere speditamente verso un sistema di allerta di eventi siccitosi secondo quanto descritto brevemente in queste pagine.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Azzali S., M. Menenti, 1999. Mapping isogrowth zones on continental scale using temporal Fourier Analysis of AVHRR – NDVI data. *Int. J. Applied Earth Observation and Geo-information*. 1(1): 9-20.
- Azzali S., M. Menenti, 2000. Mapping vegetation – soil – climate complexes in southern Africa using temporal Fourier analysis of NOAA – AVHRR NDVI data. *Int. J. Rem. Sens.* vol. 21(5): 973 – 996.

- Gonzalez - Loyarte M. M., M. Menenti, 2007. Impact of rainfall anomalies on Fourier parameters of NDVI time series of Northwestern Argentina. *Int. J. Rem. Sens.*: (in press)
- Jia L., M. Menenti, 2006, Response of vegetation photosynthetic activity to net radiation and rainfall: a case study on the Tibetan Plateau by means of Fourier analysis of MODIS fAPAR time series. *Advances in Earth Sciences*, 21(21): 1254-1259.
- Menenti M., W.G.M. Bastiaanssen, K. Hefny, M.H. Abd El Karim, 1991. Mapping of groundwater losses by evaporation in the Western Desert of Egypt. Report 43. DLO Winand Staring Centre, Wageningen, The Netherlands. 116 p.
- Menenti M., S. Azzali, W. Verhoef, R. van Swol, 1993. Mapping agroecological zones and time lag in vegetation growth by means of Fourier analysis of time series of NDVI images. *Adv. Space Res.* 13(5): 233-237.
- Roerink G. J., M. Menenti, W. Verhoef, 2000. Reconstructing cloud-free NDVI composites using Fourier analysis of time series. *Int. J. Rem. Sens.* vol. 21(9):1911 – 1917.
- Verhoef W., M. Menenti, S. Azzali, 1996. A colour composite of NOAA-AVHRR-NDVI based on time series analysis 1981-1992. *Intern. J. of Remote Sensing* 17: 231-235.

I sistemi CNR-FACE (*Free Air CO₂ Enrichment*) per lo studio dell'impatto dei cambiamenti climatici sugli ecosistemi terrestri: tecnologie e risultati

F. Miglietta¹, S. Baronti¹, M.G. Lanini¹, A. Raschi¹, A. Zaldei¹, F.P. Vaccari¹, G. Maracchi¹, F. Selvi², R. Tognetti³

¹Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia

²Dipartimento di Biologia Vegetale, Università di Firenze

³Dipartimento di Scienze e Tecnologie per l'Ambiente e il Territorio,

Università del Molise

f.miglietta@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: L'idea di aumentare la concentrazione atmosferica di CO₂ in un ambiente "non-confinato" risale alla fine dell'800 (Braune 1884 citato da Jäger et al 2003). Il CNR ha svolto insieme al Brookhaven National Laboratory (BNL) del Dipartimento dell'Energia degli Stati Uniti, un ruolo di leadership a livello internazionale nello sviluppo dei sistemi FACE. Partendo degli anni '90, sono stati progettati e realizzati oltre venti impianti sperimentali in diverse parti del mondo, in quattro continenti. Il concetto stesso di FACE si è evoluto: sistemi FACE sviluppati nel nostro paese hanno dimensioni diverse che vanno dal metro di diametro sviluppato per studi su piante di piccola taglia (Mini-FACE) fino agli oltre venti metri di diametro nel caso dei sistemi usati per arricchire in CO₂ l'atmosfera intorno a coltivazioni forestali. L'esperimento presentato, si è svolto in un prato semi-naturale ed ha investigato gli effetti delle elevate concentrazioni di biossido di carbonio sull'ecosistema.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

È noto che l'effetto serra ed il riscaldamento globale possono influenzare un gran numero di fenomeni che, interagendo, alterano pericolosamente gli equilibri omeostatici del pianeta. A tali effetti legati al clima si aggiungono gli effetti diretti che alte concentrazioni di CO₂ possono avere sui vegetali. Negli ultimi anni sono stati utilizzati metodi per aumentare la concentrazione atmosferica di CO₂ su aree sperimentali. FACE (*Free Air CO₂ Enrichment*) (Hendrey et al. 1993) e mini-FACE (Miglietta et al. 2001) si propongono di superare i limiti microclimatici imposti dalle camere a cielo aperto e rappresentano

l'unica tecnologia in grado di simulare, in modo realistico, gli effetti di future concentrazioni di CO₂ atmosferico su ecosistemi sia naturali che agrari. Gli esperimenti FACE tentano di rispondere ad una serie di domande fondamentali: quale sarà la risposta delle piante all'atteso aumento della concentrazione atmosferica di CO₂? Quali meccanismi di interazione positiva o negativa interesseranno il rapporto fra ecosistemi ed atmosfera? Che impatti si avranno sulla produzione di beni e materie prime alimentari?

Negli ultimi due decenni la possibilità di rispondere a queste domande è cresciuta di pari passo alla crescita della tecnologia FACE che si è evoluta dai primi rudimentali sistemi

che esistevano negli anni '80, questo anche grazie al fondamentale contributo dato dal CNR in questo campo.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 I sistemi FACE del CNR

Il successo della tecnologia FACE si deve all'avvento dei micro-computers di basso costo che furono introdotti nella seconda metà degli anni '80. L'obiettivo di un sistema FACE è quello di assicurare che la concentrazione di CO₂ mediata sul minuto intorno alla vegetazione studiata sia per almeno l'80% del tempo entro una deviazione inferiore al 20% da un determinato target prefissato. Per fare questo, un sistema FACE ha bisogno di un sistema di controllo direzionale in grado di operare il rilascio del gas sopravvento alla parcella sperimentale ed un sistema di modulazione per variare il rilascio del gas in funzione delle condizioni ambientali di vento, temperatura ed irraggiamento solare. A partire dalla fine degli anni '90 il CNR ha abbandonato il disegno originale che ricalcava l'impostazione classica del BNL-FACE passando ad un sistema detto a "CO₂ pura" che è stato dettagliatamente descritto in letteratura (Miglietta *et al.* 2001) e che è stato anche sviluppato indipendentemente in Giappone (Okada *et al.*, 2001). Questo disegno comporta il rilascio di CO₂ attraverso un gran numero di fori (*jets*) di piccole dimensioni anziché la pre-diluizione del gas di fumigazione per mezzo di ventilatori che mescolano aria e CO₂. Il primo prototipo di "FACE italiano" fu realizzato dall'allora Istituto di Agrometeorologia del CNR (IATA, oggi diventato IBIMET, Istituto di Biometeorologia) nei primissimi anni '90. Si trattava di un sistema Mini-FACE replicato di forma quadrata. Nell'estate del 1995, fu poi realizzato un sistema FACE di 8m di diametro con cui furono studiati gli effetti di elevate concentrazioni di CO₂ su una coltura di patata (*Solanum tuberosum*). A partire dal 1996 i ricercatori del CNR furono chiamati a far parte di importanti progetti di ricerca UE.

Prima nel progetto BERI (*Bog Ecosystem Research Initiative*) nell'ambito del quale realizzarono sistemi Mini-FACE in Svizzera, Olanda, Svezia, Finlandia ed Inghilterra e poi nel Progetto UE-MEGARICH dove costruirono sistemi MiniFACE in Irlanda, Germania, Francia, Ungheria ed Italia. Dal 1999 sono stati realizzati numerosi sistemi di FACE, solo per citarne alcuni: Il sistema FACE del Progetto Europeo POPFACE che ha continuato ad operare fino all'estate del 2005 (Fig. 1); L'impianto sperimentale FACE realizzato negli USA (Illinois University, Urbana Champaign, IL, USA) nell'ambito del progetto SoyFACE (2003); nel 2004 ha preso avvio una collaborazione con l'Università di Hobart (Tasmania, Australia) dove è stato realizzato un impianto sperimentale Mini-FACE finaliz-

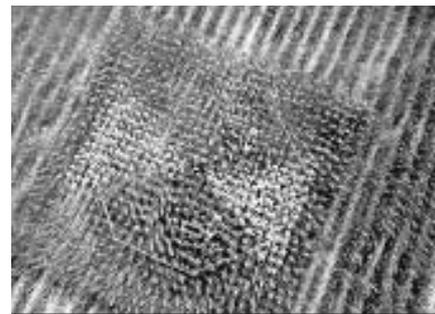


Figura 1: Il sistema FACE del CNR utilizzato fra il 1999 ed il 2005 nell'ambito dei Progetti Europei PopFACE ed EuroFACE, finanziati dall'Unione Europea

zato allo studio degli effetti dell'alta CO₂ sulla vegetazione spontanea; dal 2006 il CNR sta curando un altro esperimento negli USA, nella zona delle short-grass prairies nelle pianure centrali dello stato del Colorado (USDA-ARS Rangeland Research Unit, Ft.Collins, CO, USA) ed un altro esperimento Mini-FACE sulle Alpi svizzere (Furka Pass m 2650) che è l'esperimento FACE più "alto" del mondo (in collaborazione con l'Università di Basilea). L'insieme di questi esperimenti rappresenta ed ha rappresentato una risorsa straordinaria per la ricerca ambientale ed agraria a livello globale.

3 RISULTATI RILEVANTI

Dai numerosi esperimenti svolti negli ultimi

decenni, abbiamo scelto di presentare i risultati dell'esperimento condotto nell'ambito del Progetto UE-MEGARICH (Rapolano Terme, Siena) nel quale è stato studiato l'effetto di elevate concentrazioni di biossido di carbonio su un prato polifita. Per la fumigazione è stato utilizzato un mini-FACE. La concentrazione di CO₂ impiegata per l'arricchimento era di circa 560 μmol⁻¹. La fumigazione è cominciata nel 1998 ed è terminata nel 2001. Sulla parte epigea della vegetazione sono stati analizzati il comportamento fotosintetico e traspirativo delle diverse specie (con porometro e camera di assimilazione), la produzione in biomassa (tramite campionamenti distruttivi) la variazione nella composizione floristica e la fenologia delle specie più rilevanti (tramite valutazioni a occhio nudo). Sono state inoltre rilevate le impronte stomatiche, per la valutazione degli adattamenti anatomici. Per l'analisi della rizosfera è stato studiato il comportamento della respirazione del suolo

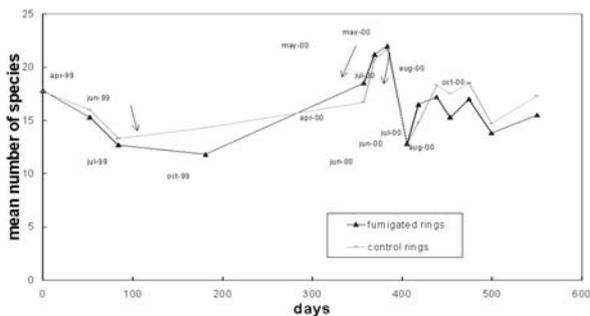


Figura 2: Variazione nella diversità floristica nel fumigato e nel controllo.

attraverso una camera per la respirazione del suolo connessa ad un analizzatore di gas (SRC-1 e EGM-2, PPSsystems, Hitchin, UK), la produzione ed il turnover delle radici attraverso il minirizotron (Bartz Technology Company, California, U.S.A.). Infine in questa ricerca abbiamo cercato di analizzare gli effetti che le elevate concentrazioni di CO₂ possono provocare sulla lettiera attraverso le litter-bags. Le variazioni nel numero medio di specie nel fumigato e nel controllo è mostrata in Fig.2.

Da aprile '99 fino a giugno '99 il numero

delle specie è diminuito sia nel fumigato (FR) sia nel controllo (CR). Per quanto riguarda la *ground cover* sia delle specie perenni sia delle annuali si è visto che la fumigazione ha stimolato la biomassa delle specie perenni, ma non si sono visti sensibili modifiche nelle specie annuali.; al contrario, le specie annuali hanno visto una riduzione della durata del ciclo vegetativo, raggiungendo la maturazione e la senescenza in tempi più brevi (dati non riportati in figura); tuttavia le differenze evidenziate nelle diverse specie non permettono di attribuire tale comportamento a diversi

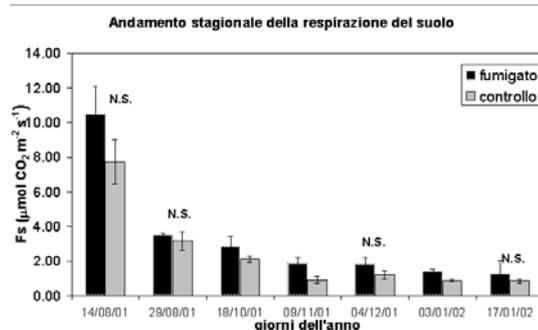


Figura 3: Andamento stagionale della respirazione del suolo. Le barre di errore sono: ± errore standard. N.S.= Non significativo (P>0.05).

gruppi funzionali. La produzione di biomassa è stata stimolata dall'alta concentrazione di CO₂ solo in assenza di stress idrico. La fotosintesi è stata in genere stimolata, mentre la traspirazione è stata ridotta in quasi tutte le specie, senza che tuttavia si evidenziassero adattamenti anatomici. Dall'andamento stagionale della respirazione del suolo è stato osservato che tendenzialmente il valore è sempre più elevato nel fumigato rispetto al controllo, in accordo a quanto osservato in altre ricerche (Edward *et al.*, 1999) (Fig.3). Osservando, per 6 mesi, la durata della vita delle radici, si è evidenziato un *turnover* leggermente maggiore per le parcelle fumigate. I nostri risultati mostrano, come visto da altri autori, (Arnone III *et al.* 2000), che ci sono solo poche variazioni nella produzione e mortalità delle radici fini. La vitalità delle radici non risulta dai nostri dati essere influenzata dalle elevate concentrazioni di CO₂. Alcuni autori (Van Ginkel *et al.*, 1998) hanno riscon-

trato in materiale vegetale prodotto in alta CO₂, tassi di decomposizione più bassi e aumento della lettiera sul suolo, sia per l'aumentata biomassa vegetale accumulata sia per la presenza di residui più ricchi di lignina. Analisi della lettiera accumulata sulle nostre parcelle fumigate hanno mostrato un leggero e non significativo decremento di azoto, e nello stesso tempo un aumento, ma anche in questo caso non significativo del rapporto C/N, rispetto alle parcelle non fumigate; anche il tasso di decomposizione non è risultato apprezzabilmente diverso dato che tutti i campioni, alla fine dell'anno di incubazione hanno raggiunto il 57% del peso iniziale, indipendentemente dalla fumigazione, in accordo con quanto evidenziato da altri Autori (Norby *et al.* 2001).

4 PROSPETTIVE FUTURE

Da alcuni anni l'interesse dei ricercatori dell'IBIMET si è andato orientando verso nuovi sistemi FACE capaci di aumentare le potenzialità tecniche della ricerca. In particolare l'attenzione è stata incentrata su due tipologie di sistemi tecnologici: il primo è un nuovo sistema chiamato Grad-FACE che dovrebbe essere in grado di creare veri e propri gradienti di concentrazione di CO₂ in situazioni di pieno campo sfruttando diverse geometrie di rilascio ed un sistema più evoluto di controllo direzionale e volumetrico del gas.

Il secondo è un sistema "a rete" definito genericamente HotFACE che dovrebbe essere in grado di accoppiare il rilascio di CO₂ con il rilascio di aria calda ed umidificata in grado di simulare una situazione ambientale caratterizzata da un'elevata concentrazione di anidride carbonica ed un significativo aumento della temperatura dell'aria. Il concetto è quello di riuscire a superare tutti i limiti sperimentali messi in evidenza dall'uso di sistemi passivi di riscaldamento.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Edwards N.T., Norby R.J. 1999. Below-ground respiratory responses of sugar maple and red maple seedling to atmospheric CO₂ enrichment and elevated temperature. *Plant and Soil* 206. 85-97.
- Hendrey GR, Miglietta F (2006) FACE technology: Past, Present, and Future. In: *Managed Ecosystems and CO₂* (eds J. Nösberger, S.P. Long, R.J. Norby, M. Stitt, G.R. Hendrey, H. Blum), pp.15-43. Springer, Berlin Heidelberg New York.
- Miglietta F, Peressotti A, Vaccari FP et al. (2001) Free-air CO₂ enrichment (FACE) of a poplar plantation: the POPFACE fumigation system. *New Phytologist* 150:465-476.
- Norby R.J., Cotrufo M.F., Ineson P., O'Neill E.G., Canadell JG. 2001. Elevated CO₂, litter chemistry, and decomposition: a synthesis. *Oecologia*, 127. 153-165.
- Pregitzer K.S., Zak D.R., Maziaasz J., DeForest J., Curtis P.S. and Lussenhop J. 2000. Interactive effects of atmospheric CO₂ and soil-N availability on fine roots of *Populus tremuloides*. *Ecological Applications* 10. 18-33.
- Van Ginkel J.H., and Gorissen A. 1998. In situ decomposition of grass roots as affected by elevated atmospheric carbon dioxide. *Soil Science Society of America Journal* 62, 951-958.

Camera climatica per studi sulle relazioni piante-ambiente

A. Materassi, G. Fasano, F. Benincasa

Istituto di Biometeorologia, CNR, Sassari, Italia

a.materassi@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: Compito della Fisiologia Ambientale è studiare su cosa i cambiamenti climatici influiscono, mentre è compito del Miglioramento Genetico agire sulle diverse specie vegetali per renderle compatibili con le nuove condizioni ambientali, determinate dagli attuali cambiamenti climatici. Viene qui descritto un nuovo tipo di camera climatica che associa attuatori e trasduttori del commercio, di basso costo, a un *software* di alto livello. I parametri ambientali controllati e misurati sono: radiazione nella gamma solare, radiazione UV B, umidità e temperatura dell'aria, concentrazione della CO₂, movimento dell'aria. I risultati ottenuti sono un incremento dell'affidabilità dell'apparato e un forte abbattimento dei costi di realizzazione, senza alcun pregiudizio sulla qualità dei dati rilevati.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

I cambiamenti climatici in atto stanno fortemente influenzando il rapporto piante-ambiente, rendendo idonee per certi ambienti specie che non lo erano e viceversa. Compito della Fisiologia Ambientale è studiare su cosa i cambiamenti climatici influiscono, mentre è compito del Miglioramento Genetico agire sulle diverse specie vegetali per renderle compatibili con le nuove condizioni ambientali. Per affrontare questi studi le due discipline devono poter "pilotare" i cambiamenti climatici, da qui la necessità di fitotroni e camere climatiche. La costruzione di questi costosi strumenti richiede una complessa tecnologia. La temperatura è controllabile abbastanza facilmente, mentre il controllo dell'umidità dell'aria presenta delle difficoltà. Regolare la durata del fotoperiodo è banale, mentre è assai difficile produrre luce artificiale corrispondente a quella solare.

I progressi della tecnologia elettronica consentono, oggi, di utilizzare più efficacemente attuatori e trasduttori del commercio, senza pregiudizio per la qualità del controllo, purché il sistema sia supportato da un software di

alta qualità. In questo modo i costi di realizzazione di una camera climatica possono essere assai ridotti rispetto a un recente passato quando, con le camere, venivano progettati e realizzati anche specifici attuatori, per meglio integrarli nell'hardware, che erano, di solito, governati da software di bassa capacità gestionale.

L'ambiente controllato, che qui proponiamo, è stato da noi progettato e realizzato sia per studi generali di fisiologia-ambientale sia per studi particolari (Materassi et al. 2005, Materassi et al. 2006). Nello specifico sono stati condotti studi su piante di *Populus Alba*, sottoposte ad elevati livelli sia di CO₂ sia di radiazione ultravioletta, parametri il cui attuale aumento è riconducibile alle attuali variazioni climatiche.

2 LA STRUTTURA E L'HARDWARE

Per gli studi specifici su indicati, è stato progettato e realizzato un sistema costituito da due camere climatiche di tipo chiuso, ovvero senza scambi d'aria con l'esterno, interamente gestite da computer (Fig.1). Le due camere differiscono fra loro solo per il fatto che in

una le piante possono essere sottoposte anche a radiazione ultravioletta. Le dimensioni delle camere sono 2,25 x 1,80 m per un'altezza di 2,30 m.

2.1 Il parco lampade

All'interno di ciascuna camera sono montati sia quattro fari a vapori di alogenuri da 400 W elettrici sia nove plafoniere doppie, contenenti ognuna un tubo fluorescente a luce diurna e un tubo che emette prevalentemente nelle gamme blu e rossa, entrambi da 36 W elettrici. La miscelazione della radiazione dei diversi tipi di lampade, consente di ottenere, nelle gamme della fotosintesi, una potenza radiativa equivalente a quella ottenibile con una radiazione solare di circa 130 W m^{-2} , sufficiente all'attività biologica delle piante (Salisbury et al. 1978). In una delle due camere sono presenti anche sette tubi fluorescenti, da 36 W elettrici, che emettono radiazione ultravioletta nella gamma B ($280\div 315 \text{ nm}$). La radiazione UV disponibile nelle camere può arrivare a valori di cinque volte superiori a quelli della radiazione UV naturale. L'uniformità della distribuzione della radiazione sul pavimento delle camere è stata stimata mediante misure radiometriche nelle gamme $380\div 780 \text{ nm}$ e $280\div 315 \text{ nm}$. Opportuni accorgimenti hanno permesso di contenerne lo scarto quadratico medio percentuale entro il 5 %. L'uso di reattori elettronici ha reso possibile la regolazione dell'intensità radiativa di tutte le lampade fluorescenti fino al 3 % del valor massimo, senza alterazioni significative dello spettro, consentendo anche di produrre l'effetto crepuscolare all'inizio e alla fine del fotoperiodo impostato.

2.2 La misura e l'abbattimento dell'ozono

Nella camera con lampade UV, in tempi lunghi, si possono concentrare quantità di ozono, O_3 , superiori a 0,1 ppm che, per il forte potere ossidante di questo gas, viene considerato il livello massimo compatibile con l'attività biologica. Per mantenere la quantità di ozono a un valore prestabilito, al di sotto di 0,1 ppm, è stato inserito nella camera un misuratore di

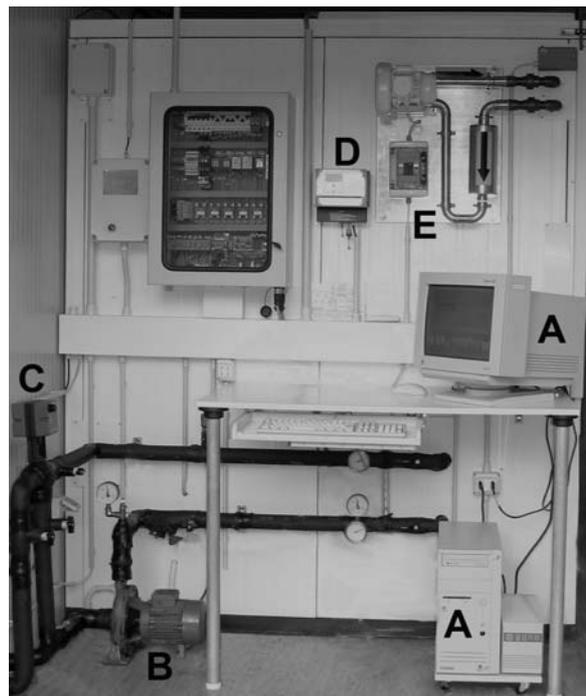


Figura 1: Vista della zona all'esterno della camera che alloggia il computer di controllo di entrambe le camere. Sono visibili: A), computer; B), pompa del liquido refrigerante; C), servovalvola; D), misuratore di CO_2 ; E), abbattitore di ozono.

O_3 il quale, quando il livello raggiunge il valore impostato, fa intervenire un abbattitore di ozono.

2.3 La misura e il controllo dell'umidità dell'aria

L'umidità relativa dell'aria, in ciascuna camera, può essere regolata fra 30 % e 80 % con una precisione di ± 5 %. Ciò è ottenuto tramite un umidificatore e un deumidificatore, ubicati all'interno della camera, comandati dal computer. Il sensore di umidità, di tipo capacitivo (Fasano et al. 1999), è posizionato, come il sensore di temperatura, all'interno del ventilconvettore, sulla bocca di aspirazione. Quando il valore dell'umidità dell'aria si allontana del 5 % dal valore prestabilito, il computer fa intervenire, a seconda delle necessità, uno dei due attuatori fino al ripristino delle condizioni desiderate.

2.4 La misura e il controllo della CO_2

Per questo parametro ambientale, ovviamente, è previsto solo il reintegro. Per la misura

della CO₂ è stato utilizzato un sensore all'infrarosso. L'attuatore è costituito da un'elettrovalvola, che immette nella camera la CO₂ contenuta in una bombola. L'elettrovalvola è comandata dal computer con dei cicli *on-off*, la cui temporizzazione è funzione dello scarto fra il valore misurato e il valore impostato. Un regolatore di pressione, posto a monte dell'elettrovalvola, provvede ad abbassare la pressione del gas a un valore poco superiore alla pressione ambiente. All'interno delle camere si può ottenere una concentrazione di CO₂ compresa fra il valore dell'ambiente e 3000 ppm, con una precisione migliore del 5 %.

2.5 La misura e il controllo della temperatura dell'aria

Il controllo di temperatura è reso necessario non solo per portare la temperatura dell'aria, all'interno della camera, a un livello prefissato, ma anche per abbattere l'*input* termico prodotto dagli attuatori già descritti. A questo scopo il sistema di condizionamento termico è stato adeguatamente sovradimensionato. In ogni camera è presente un ventilconvettore al cui interno c'è, oltre a un ventilatore, una serpentina di raffreddamento e una resistenza di riscaldamento. Una pompa provvede a far circolare, all'interno della serpentina, del liquido refrigerante. Tramite una servovalvola a tre vie, comandata dal computer, è possibile variare con continuità la portata del fluido refrigerante e quindi il raffreddamento operato dal ventilconvettore. Il computer agisce altresì sull'alimentazione della resistenza elettrica permettendo di variare con continuità la potenza riscaldante. Un gruppo frigorifero da 13 kW, unico per le due camere, provvede a mantenere il liquido refrigerante alla temperatura di circa 2,5 °C. Il sensore della temperatura dell'aria, di tipo Pt 100 (Fasano et al. 1999) è posto sulla bocca di aspirazione del ventilatore. La gamma termica impostabile è compresa fra 5 °C e 40 °C e il sistema riesce a mantenere la temperatura con una precisione di $\pm 0,2$ °C.

2.6 Il movimento dell'aria

Il movimento dell'aria all'interno della camera, indispensabile per evitare stratificazioni e per rendere omogenee le sue caratteristiche chimiche e termodinamiche, è assicurato dal ventilatore presente all'interno del ventilconvettore. La portata del ventilatore è selezionabile fra 480, 600, e 780 m³h⁻¹.

2.7 Sistemi di sicurezza

Un allarme viene attivato nel caso in cui i valori misurati si discostino dai valori programmati, oltre un limite impostato. È stato implementato un algoritmo per evitare il rischio di falsi allarmi, che potrebbero avvenire durante i transitori. La camera viene totalmente disattivata se: la temperatura al suo interno supera 40 °C, la temperatura del fluido refrigerante supera 15 °C, il sensore di temperatura o la pompa di circolazione del fluido refrigerante si guastano. Per garantire la sicurezza degli operatori le lampade UV vengono spente all'apertura della porta della camera, il ripristino è manuale dopo la chiusura della porta. In caso di superamento del livello prefissato di O₃, le lampade UV vengono spente.

3 LA GESTIONE DEL SISTEMA E IL SOFTWARE

Per la gestione di tutto il sistema è stato sviluppato, con linguaggio LabVIEW, un apposito software di alto livello che permette la gestione indipendente delle due camere. Detto software è installato su un computer dotato di una scheda per l'interfacciamento con sensori e attuatori.

La temperatura dell'aria è controllata con logica PID e i parametri del controllo sono ottimizzati automaticamente, in funzione della potenza dissipata dagli attuatori del controllo di umidità e dalle lampade, prendendo come riferimenti i valori ottenuti in sede di messa a punto. Nel caso della radiazione, sia visibile sia UV, il computer pilota le lampade, regolandone l'intensità, senza *feedback*.

Il software consente inoltre di programmare cicli giornalieri di temperatura e di radiazio-

ne. Per entrambe le grandezze le variazioni possono essere intervallate di 15 minuti; in entrambi i casi si tratta di variazioni a rampa (Fasano et al. 1999).

L'attuazione dei controlli e l'acquisizione dei dati avvengono con un intervallo di 10 s e, di questi ultimi, ogni 15 minuti ne viene memorizzato il valore medio. In un *file* di *log* vengono memorizzati gli eventi di allarme con indicazione della causa. In figura 2 è riportata la schermata durante il normale funzionamento delle camere; in essa sono indicati i valori attuali e i *set-point* di tutte le grandezze ed eventuali indicazioni di allarme. Una routine di *setup* permette un'agevole programmazione, da parte dell'utente, sia dei cicli di temperatura e di illuminazione sia dei *set-point* di umidità e di CO₂.



Figura 2: Schermata durante il normale funzionamento delle camere, in essa sono indicati i valori attuali, i *set-point* e le eventuali indicazioni di allarme.

4 RISULTATI E PROSPETTIVE

Nello studio condotto, sull'effetto dell'incremento della radiazione UV B e della CO₂ su piante di *Populus Alba*, non sono stati previsti né cicli di concentrazione di CO₂ né cicli di umidità relativa, ma solo l'impostazione di valori prestabiliti. Ovviamente laddove la sperimentazione biologica richiedesse anche l'esecuzione dei cicli indicati, il *software* sviluppato consente un'immediata implementazione di queste funzioni.

I fisiologi e i genetisti che hanno utilizzato le

camere hanno potuto verificare le buone prestazioni da esse fornite e la loro ottima affidabilità. La sperimentazione ha pienamente mostrato l'assunto che sta alla base del progetto: un *software* di alto livello può gestire attuatori commerciali di costo medio basso, abbattendo così, fortemente, i costi di realizzazione senza nuocere alla qualità dei risultati. Le ricerche, tramite camere climatiche, permettono di studiare l'effetto dei mutamenti dei singoli parametri ambientali sulla fisiologia vegetale: si mantengono costanti tutti i parametri ad eccezione di uno, la cui variazione può essere considerata responsabile delle risposte rilevate sulle piante. Ovviamente non è sempre così semplice poiché, in molti casi, la risposta di una pianta è determinata non tanto dall'intensità di un singolo parametro quanto dall'interazione fra due o più parametri ambientali (Downs et al. 1976). Da qui la necessità di poter controllare contemporaneamente più parametri, come appunto è possibile con la tipologia di camere proposte.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Downs, R.J. & Hellmers H. 1976. Controlled climate and plant research Technical Note n° 148. Ginevra: *WMO*.
- Fasano, G. & Materassi, A. & Zara, P. 1999. Sensori e strumenti elettronici per la meteorologia. *Quaderno n° 8 Collana IBIMET*. Firenze: CNR
- Materassi, A. & Fasano, G. & Arca, A. 2005. Camere climatiche per fisiologia vegetale: una nuova concezione progettuale. *Riv. Ing. Agr.* 4 79-87
- Materassi, A. & Fasano, G. & De Vincenzi M. 2006. Criteri di scelta nella progettazione del parco lampade a radiazione solare in camere climatiche per fisiologia vegetale. *Riv. Ing. Agr.* 1 67-72
- Salisbury, F.B. & Ross, C.W. 1978. Plant physiology. Belmont: Wdsworth Publishing Company, Inc.

Analisi delle dinamiche della vegetazione nella regione Saheliana (Africa dell'Ovest) mediante uso d'immagini telerilevate.

P. Vignaroli, L. Genesio, F. Maselli, C. Vallebona, B. Canessa,
V. Capecchi, A. Di Vecchia, G. Maracchi
Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia
p.vignaroli@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: La desertificazione, come riduzione del potenziale produttivo di un territorio, è un fenomeno che sta interessando un numero sempre maggiore di paesi, ancorché caratterizzati da contesti ambientali e socioeconomici differenti. Le cause di tale situazione sono senza dubbio molteplici, sebbene i fattori di natura climatica ed antropica rappresentino le principali determinanti in grado di influenzarne sia le dinamiche che l'intensità. Nella regione dell'Africa Saheliana gli agroecosistemi costituiscono una componente strutturale del territorio particolarmente sensibile all'evoluzione degli aspetti climatici, legati in particolare modo alla distribuzione spazio-temporale delle piogge che si manifesta in primo luogo attraverso una modifica delle dinamiche della vegetazione e quindi della produttività agricola. In tale contesto i dati telerilevati rappresentano un'importante fonte d'informazione nelle attività di monitoraggio dei processi di degradazione delle risorse ambientali e nella definizione d'interventi mirati ad una efficace gestione del rischio climatico.

1 CONTESTO E OBIETTIVI DELLA RICERCA

Il monitoraggio della vegetazione su lunghi periodi di tempo attraverso i tradizionali metodi di campionamento e raccolta dei dati di terreno risulta particolarmente problematico nelle regioni a clima arido o semi-arido in considerazione sia dell'ampiezza delle zone oggetto di osservazione che delle difficili condizioni di accesso. Per questo motivo l'uso di tecniche di osservazione remota (telerilevamento) si sono rivelate particolarmente utili per acquisire informazioni in continuo sullo stato della vegetazione ad una risoluzione spaziale e temporale comunque interessante per analisi a scala regionale e sub-regionale. Numerosi studi hanno dimostrato che l'uso d'immagini a bassa risoluzione dell'Indice Normalizzato di Differenza della Vegetazione (NDVI) sono in grado di fornire rilevanti indicazioni circa lo stato e la qualità della copertura vegetale (Hutchinson, 1991; Los, 1998;

Prince, 1991). I valori di NDVI sono, infatti, significativamente correlati ad alcuni caratteri della vegetazione, come ad esempio l'indice fogliare (LAI), la frazione della radiazione fotosinteticamente attiva assorbita (fAPAR), la produttività primaria (GPP). Tali indici di vegetazione trovano numerose applicazioni nel settore agricolo, forestale ed ambientale per la previsione dei rendimenti delle colture e per il monitoraggio dell'impatto delle attività umane e dei cambiamenti climatici sugli ecosistemi. Partendo da tali elementi il presente lavoro si propone di verificare la presenza di variazioni significative delle condizioni della vegetazione nella regione Saheliana dell'Africa dell'ovest mediante una analisi interannuale dei principali indici ad essa correlati (fAPAR e GPP), analizzati lungo un arco temporale relativamente ampio (1986 ÷ 2001). Il presente lavoro è stato svolto nel quadro del programma di ricerca Europeo AMMA (African Monsoon Multidisciplinary



Figura 1: L'area di studio

Analysys) con l'obiettivo di contribuire alla quantificazione degli impatti della variabilità climatica sulla produttività delle terre nei sistemi di produzione agricoli e pastorali della regione saheliana.

2 AREA DI STUDIO

Sul piano geografico il Sahel (in lingua araba "Sponda del deserto") rappresenta la fascia di territorio a sud del deserto del Sahara, compresa nei confini amministrativi di Senegal, Gambia, Mauritania, Mali, Burkina Faso, Niger, Ciad.

Dal punto di vista climatico, questa regione è caratterizzata da due stagioni: una secca da Ottobre ad Aprile ed una piovosa tra Maggio e Settembre. La pluviometria media annua varia principalmente in funzione della latitudine dai 100 mm della zona a contatto con il Sahara ai 900 mm della zona più meridionale. I periodi umidi sono caratterizzati da piogge intense e di breve durata la cui aleatorietà cresce in maniera lineare in funzione della latitudine.

Il Sahel è una regione ecologicamente fragile e povera in risorse dove gli effetti della desertificazione sono più evidenti e tradizionalmente riconosciuti come il limite principale allo sviluppo.

3 MATERIALI E METODI

3.1 Stima dell'indice fAPAR

Per l'estrazione dell'indice fAPAR è stato utilizzato il dataset decadale di immagini NDVI fornite da Famine Early Warning Systems Network (FEWS NET) e disponibili alla pagina:

<http://igskmnncnwb015.cr.usgs.gov/adds/index.php>. Tali immagini, raccolte dal sensore AVHRR/NOAA ed elaborate presso la NASA dal Global Inventory Monitoring and Modeling Studies (GIMMS), hanno una risoluzione spaziale di 8 Km. Nonostante esse abbiano una buona qualità geometrica e radiometrica, si è reso necessario applicare una procedura di correzione per mascherare i valori di NDVI non realistici (maggiore di 1) o poco realistici (sulla base di statistiche spaziali su finestre mobili di 5x5 pixel). I valori mascherati sono stati sostituiti quindi con le medie locali calcolate su finestre mobili di 3x3 pixel per preservare quanto possibile l'alta frequenza dell'informazione.

Per rimuovere la contaminazione dovuta alla presenza di nuvole ed altre interferenze atmosferiche è stato applicato un algoritmo proposto da White *et al.* (1997) e leggermente modificato per adattarlo allo studio (Maselli 2004). L'algoritmo è basato sul concetto per cui veloci abbassamenti del valore di NDVI seguiti da bruschi innalzamenti sono verosimilmente dovuti all'effetto delle nuvole; questi abbassamenti possono quindi essere rimossi e la serie ricostruita con una media mobile.

Si è ritenuta necessaria, infine, una intercalibrazione tra il dataset AVHRR GIMMS e un dataset calibrato e corretto per la trasmittanza atmosferica, in particolare il dataset SPOT VEGETATION (<http://free.vgt.vito.be/>), allo scopo di verificare che i valori di NDVI utilizzati non fossero affetti da rumore dovuto agli effetti atmosferici. La stabilità dei dati GIMMS è stata già dimostrata (http://early-warning.usgs.gov/adds/GIMMSdocumentations_NDVIg_8km_10day.doc).

Le immagini per l'indice fAPAR sono state quindi calcolate a partire dalle immagini decadali di NDVI, utilizzando la relazione lineare tra NDVI ed fAPAR proposta da Myneni & Williams (1994).

3.2 Stima dell'indice GPP

Il GPP di un ecosistema rappresenta la velocità con cui esso accumula biomassa, includendo l'energia utilizzata per la respirazione, ed è

espresso in $\text{KgC}/\text{m}^2/\text{anno}$. La scelta è ricaduta sul GPP, anziché sulla produttività primaria netta, perchè nella zona in esame dedurre il contributo della respirazione autotrofica sarebbe stato molto complesso. Per calcolare il GPP è stata applicata la procedura C-Fix proposta da Veroustraete *et al.* (1994) utilizzando le immagini di fAPAR ed il dataset di radiazione solare fornito dal progetto ERA-40 dell'European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF).

3.3 Dataset di stime di pioggia

Il dataset di stime di pioggia ad una risoluzione spaziale di 5 Km è stato elaborato su base decennale per il periodo Maggio - Settembre dal Centro Regionale AGRHYMET di Niamey (Niger) a partire dai dati inviati dal satellite METEOSAT 7.

3.4 Calcolo dei trend

I trend lineari per pioggia, fAPAR e GPP sono stati calcolati sull'intervallo temporale 1986 ÷ 2001, individuato dall'estensione dei dataset di NDVI, pioggia e radiazione solare, applicando il metodo dei minimi quadrati. La significatività della relazione lineare è stata stabilita, ad un livello di confidenza del 95%, attraverso l'indice di Pearson. I trend non significativi sono stati quindi mascherati, indipendentemente dal valore della pendenza della retta di regressione. In Figura 2 è riportato un esempio di trend calcolato per l'indice fAPAR per il mese di agosto.

4 DISCUSSIONE DEI RISULTATI

L'analisi comparativa dei trend mensili degli indici fAPAR e GPP permette di identificare tre zone ben distinte all'interno dell'area di studio. La prima si situa nella parte settentrionale della regione saheliana e comprende il Nord del Senegal, il sud della Mauritania spingendosi fino al Chad attraverso il Mali, il nord del Burkina, ad il Niger. Si tratta di una fascia di territorio coincidente con la zona pastorale del Sahel, caratterizzata da un regime di piogge relativamente modesto

(100–300 mm/anno), dove prevalgono le attività di allevamento basate sulla pratica della transumanza.

I trend degli indici di vegetazione, ed in particolare del fAPAR, assumono valori negativi all'apice del periodo secco (Marzo – Aprile) divenendo quindi positivi nel corso della stagione delle piogge con un picco di significatività nel mese di Agosto in corrispondenza del massimo valore di biomassa della copertura vegetale (Figura 2). Tale dinamica è particolarmente evidente in alcune aree situate nella parte sud della Mauritania e nella parte settentrionale della regione del Gourma saheliano, compresa tra il nord del Burkina Faso, il Mali ed il Niger.

La seconda zona copre la parte centrale dell'area di studio; dal punto di vista agroecologico essa è compresa tra le isoiete 300 – 600 mm di pluviometria annua cumulata che identificano, rispettivamente, il limite nord della coltura del miglio e l'inizio dell'areale di coltivazione del mais. Si tratta di una fascia di transizione che non presenta tuttavia significative tendenze degli indici di vegetazione e che si caratterizza per la presenza di sistemi di produzione agro-pastorali estensivi con una

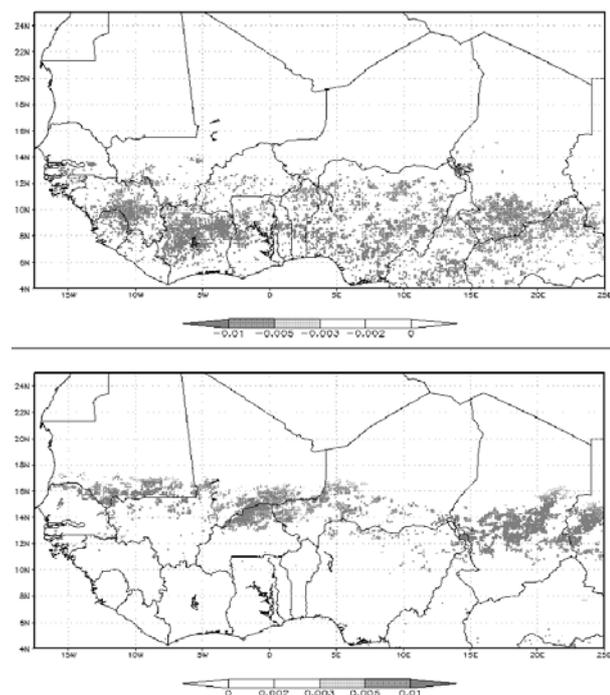


Figura 2: Trend positivi e negativi dell'indice fAPAR nel mese di Agosto (1986 ÷ 2001)

forte dominanza delle colture cerealicole.

La terza zona, infine, occupa la parte più meridionale dell'area di studio e si contraddistingue per la presenza di trend negativi degli indici fAPAR e GPP nei mesi di Agosto e Settembre che si localizzano in particolar modo nella regione del Futa-Jallon (Guinea), lungo il confine tra Mali, Burkina Faso e Costa d'Avorio e nella parte sud del Ciad. Dal punto di vista ecogeografico queste aree presentano sistemi vegetali naturali anche densi (foresta), con sistemi di produzione agricoli di tipo misto a forte dominanza cerealicola e di colture da reddito (cotone).

I trend ottenuti dall'analisi delle immagini di stima di pioggia evidenziano, in particolare per il mese di Luglio, la presenza di tendenze negative nella parte sud dell'area di studio che avvalorano le dinamiche osservate a carico degli indici di vegetazione. Per quanto riguarda la zona pastorale, al contrario, non si segnalano tendenze significative del regime di pioggia, tali da poter in qualche modo spiegare il comportamento della vegetazione in particolare nelle zone a sud della Mauritania e nel Gourma Saheliano. Questo fatto autorizza a ritenere che i trend degli indici GPP e in particolare fAPAR, non siano da imputare ad una modifica degli assetti climatici, ma piuttosto ad altri fattori.

Una ipotesi potrebbe essere quella della modifica dell'efficienza di utilizzo dell'acqua (Hein 2006), conseguente ad un cambiamento nel corso degli anni della copertura vegetale con aumento della presenza di specie erbacee e la contemporanea riduzione/sostituzione di quelle arboree ed arbustive. Le specie erbacee si avvantaggiano maggiormente delle disponibilità idriche rispetto alle legnose producendo, a parità di apporti, un maggior quantitativo di biomassa. Questo fatto giustificherebbe i trend positivi degli indici fAPAR e GPP osservati nel corso della stagione delle piogge. Al contrario, tali specie manifestano una maggiore sensibilità ai deficit idrici, spiegando quindi le tendenze negative della vegetazione osservate durante il periodo secco.

5 CONCLUSIONI

Le analisi effettuate sugli indici di vegetazione e sui dati di pioggia stimati tramite dati telerilevati hanno permesso di evidenziare nell'area Saeliana significative variazioni delle dinamiche della vegetazione nel periodo 1986 – 2001, permettendo inoltre l'identificazione di zone in cui tali processi si manifestano in maniera particolarmente intensa (Hot Spot). Tali acquisizioni, pur non rappresentando un risultato definitivo, costituiscono un rilevante apporto alle attività di analisi condotte nel quadro del programma di ricerca Europeo AMMA, al fine di valutare gli impatti determinati dalle modifiche degli assetti climatici sulle attività umane e sugli ecosistemi.

6 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- White M.A., Thornton P.E., and Running, S.W. (1997) A continental phenology model for monitoring vegetation responses to interannual climatic variability. *Global biogeochemical cycles*, 11, 217-234.
- Veroustraete F., Patyn J. & Myneni R.B. (1994) Forcing of a simple ecosystem model with fAPAR and climatic data to estimate regional scale photosynthetic assimilation. In: *Vegetation, Modelling and Climate Change Effects*, eds. Academic Publishing, The Hague, the Netherlands, 151-177.
- Maselli F. (2004), Monitoring forest conditions in a protected Mediterranean coastal area by the analysis of multiyear NDVI data, *Remote Sensing of Environment* 89 423-433.
- Myneni and Williams (1994) On the relationship between FAPAR and NDVI, *Remote Sensing of Environment*, 49: 200-211.
- Hutchinson C.F. (1991) Use of satellite data for famine early warning in Sub-Sahara Africa. *International Journal of Remote Sensing*, 12:1405-1421.

Osservazione e previsione del Monzone dell'Africa Occidentale

S. Melani^{1,2}, M. Gaetani³, M. Pasqui^{1,2}, G. A. Dalu³, A. Ortolani^{1,2},
M. Baldi³, G. Maracchi^{1,2}

¹*Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia*

²*Laboratorio per la Meteorologia e Modellistica Ambientale, Firenze, Italia*

³*Istituto di Biometeorologia, Roma*

melani@lamma.rete.toscana.it

SOMMARIO: La variabilità del monzone dell'Africa Occidentale è regolata, localmente, dal contenuto di energia degli strati bassi dell'atmosfera e, su scala globale, dalla temperatura superficiale degli oceani. Utilizzando il trasporto di calore latente negli strati bassi dell'atmosfera e la temperatura superficiale della fascia tropicale degli oceani Atlantico e Indiano, è stato sviluppato un sistema di diagnosi e previsione per l'inizio, la fine e l'intensità della stagione monsonica. Inoltre, l'approccio combinato delle osservazioni satellitari e della modellistica numerica a scala limitata, basato sull'analisi di stime sistematiche di campi di pioggia da satellite alla risoluzione di pochi km e di simulazioni a scala regionale, è risultato cruciale nella comprensione e nella ricostruzione delle dinamiche monsoniche.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Il regime di precipitazione associato al Monzone dell'Africa Occidentale (*West African Monsoon*, WAM) mostra tendenze a breve, medio e lungo termine, con spiccata variabilità intrastagionale, oltre a quella interannuale e interdecadale. Su scala intrastagionale, l'analisi delle frequenze caratteristiche della precipitazione ha mostrato delle quasi-periodicità a 5, 15 e 45 giorni (Janicot & Sultan 2001).

La complessa fenomenologia del WAM rende il compito di realizzare previsioni affidabili una sfida molto interessante, sia dal punto di vista scientifico, che socio-economico. L'obiettivo di questa ricerca è quello di studiare ed analizzare la complessità delle dinamiche monsoniche, sia con strumenti satellitari che modellistici, e di realizzare un sistema di diagnosi e previsione del monzone, strumento fondamentale dal punto di vista operativo per un'adeguata pianificazione delle attività agricole.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Osservazione e simulazione del WAM

Le dinamiche e la fenomenologia associate al regime monsonico africano, in termini della variabilità intrastagionale, delle caratteristiche di propagazione (zonali e meridionali), nonché del ciclo giornaliero degli episodi di precipitazione, sono state studiate ed analizzate tramite i campi di precipitazione stimata forniti da una tecnica multispettrale satellitare (Turk *et al.* 2000), implementata in maniera operativa presso il Laboratorio per la Meteorologia e Modellistica Ambientale (LaMMA), gestito dall'istituto di Biometeorologia (IBIMET) (http://www.lamma.rete.toscana.it/previ/ita/rain_msg.html). I dati satellitari utilizzati sono dell'ultima generazione di satelliti geostazionari (*METEOSAT Second Generation*, MSG), la quale ha portato nuove opportunità nell'analisi e nell'identificazione di sistemi precipitanti, dovute ai nuovi canali spettrali, insieme all'alto campionamento temporale (15 minu-

ti), e spaziale (3km al nadir), rispetto alla precedente generazione.

L'analisi della periodicità e fase degli eventi di convezione organizzata, è stata condotta, inoltre, anche tramite un modello numerico atmosferico regionale RAMS, forzato dalle rianalisi NCEP/NCAR. La migliore descrizione fisica del modello RAMS, rispetto al *dataset* delle rianalisi, unita alla migliore risoluzione spaziale (50km), forniscono un *dataset* atmosferico coerente ed affidabile, specialmente per quanto concerne le interazioni superficie-atmosfera, che governano la dinamica del monzone.

2.2 Diagnosi e previsione del WAM

La dinamica del WAM è regolata dal gradiente meridionale dell'energia (*moist static energy*, *MSE*, Eltahir & Gong 1996) contenuta nel *Planetary Boundary Layer*, PBL, combinazione lineare dell'energia potenziale, dell'entropia e del calore latente. La componente della *MSE* meglio correlata all'andamento stagionale della precipitazione è il calore latente, direttamente proporzionale all'umidità specifica, q .

Utilizzando i dati delle rianalisi NCEP/DOE e seguendo la metodologia sviluppata da Fasullo & Webster (2003) è stato costruito un indice basato sul trasporto orizzontale dell'umidità, integrato verticalmente nel PBL (*vertically integrated moisture transport*, *VIMT*), in grado di individuare l'inizio e la fine della stagione monsonica.

$$VIMT = \left| \overline{VIMT} \right| = \left| \int_{PBL} q \vec{v} \frac{dp}{g} \right|.$$

Durante la fase iniziale del WAM, la penetrazione del monzone nel continente è associata ad un'intensa variazione del *VIMT*, con il vettore orientato verso il continente, nella direzione nord-est. Durante la fase finale del WAM, la variazione del *VIMT* accompagna il ritiro della fascia di precipitazione e il vettore è orientato verso l'oceano, nella direzione sud-ovest. Selezionando le zone dove la

variazione del *VIMT* è più intensa quando il monzone è ormai formato e quando è completamente ritirato, mediando il *VIMT* su queste zone, si definisce l'indice idrologico per l'inizio e il ritiro del monzone (*hydrological onset and withdrawal index*, *HOWI*):

$$HOWI = 2 \left[\frac{\langle VIMT \rangle - \min \langle VIMT \rangle}{\max \langle VIMT \rangle - \min \langle VIMT \rangle} \right] - 1,$$

ove l'operatore $\langle \rangle$ indica la media su un dominio orizzontale e la barra orizzontale la media climatologica. La normalizzazione del *VIMT* tra -1 e 1 consente di identificare il momento dell'inizio del monzone con il passaggio dell'*HOWI* da valori negativi a valori positivi e, viceversa, il momento del ritiro del monzone con il passaggio da valori positivi a valori negativi.

La variabilità interannuale del WAM è regolata dalle SST oceaniche (Giannini *et al.* 2003). Per la previsione dell'intensità della precipitazione del monzone africano, è stato realizzato un metodo statistico che utilizza come predittori le SST stimate dal satellite NOAA in alcune regioni scelte nella fascia tropicale degli oceani Atlantico e Indiano.

L'insieme dei predittori utilizzato viene realizzato selezionando le aree ed i trimestri nei quali risulta maggiore il valore del coefficiente di correlazione, ottenuto tra la precipitazione cumulata durante la stagione monsonica (luglio-settembre) e le anomalie di SST mediate nei trimestri precedenti il monzone. I predittori selezionati risultano così essere la SSTA nell'Atlantico Equatoriale nel trimestre ottobre-dicembre, nel sud Atlantico nel trimestre novembre-gennaio, nel nord Indiano nel trimestre gennaio-marzo.

La variabilità interannuale della pioggia monsonica viene quindi ricostruita utilizzando una regressione multilineare (*multilinear regression*, MLR). La correlazione tra l'andamento interannuale della pioggia osservata e l'andamento della pioggia prevista è risultato

essere uguale a $r = 0,69$, valore significativo al 99%.

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1 Ciclo diurno degli eventi di convezione

Come esempi di eventi di convezione coerenti, vengono mostrati i diagrammi di Hovmöller del ciclo giornaliero della precipitazione stimata da satellite (Fig. 1) e della velocità verticale del vento modellata a 300hPa da simulazioni RAMS, questa ultima

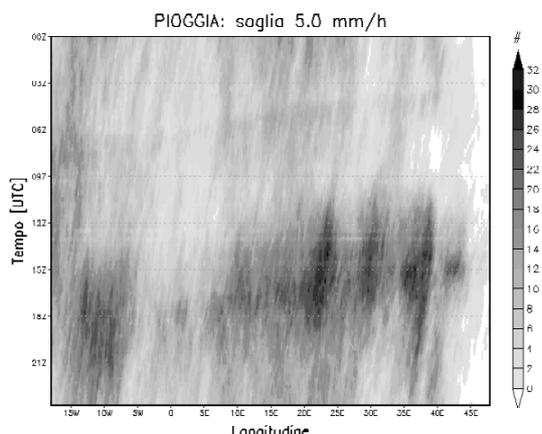


Figura 1: Ciclo medio giornaliero della precipitazione stimata da satellite, per il mese di agosto 2005. La scala corrisponde al numero di giorni nei quali è presente la precipitazione ad una data coordinata longitudine-tempo (UTC).

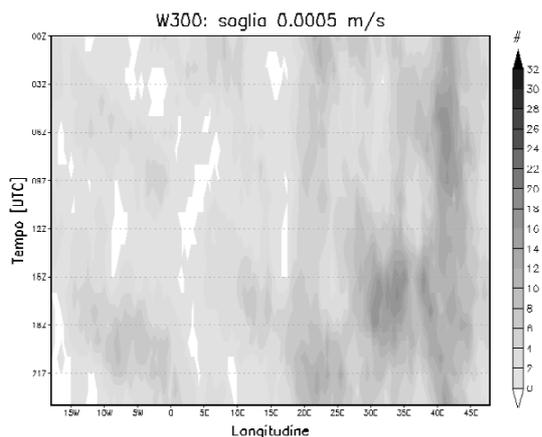


Figura 2: Ciclo medio giornaliero della velocità verticale simulata a 300hPa, per il mese di agosto 2005.

come marcatore della convezione profonda (Fig. 2). I valori rappresentati nella scala corrispondono al numero di giorni nei quali è presente la precipitazione a quella coordinata (longitudine, ora UTC).

Le osservazioni satellitari, in termini di campi di precipitazione stimati tramite una tecnica multispettrale, hanno mostrato chiarissima evidenza di alcuni *pattern* coerenti di precipitazione, associati con lo sviluppo del regime monsonico. La metodica ha correttamente rilevato e seguito l'evoluzione delle intense dinamiche di convezione, sottoforma di eventi organizzati con propagazione coerente nello spazio longitudine-tempo (latitudine-tempo), caratteristiche di quelle aree tropicali (Melani *et al.* 2006).

A tal proposito, la caratteristica di coerenza emersa dalle analisi svolte, ha consentito di studiare la variabilità intrastagionale del regime monsonico, il ciclo giornaliero e la componente zonale e meridionale di propagazione. Questi risultati acquisiscono una rilevanza significativa nella comprensione globale delle dinamiche di genesi ed evoluzione della precipitazione e di come questa impatti nelle previsioni a lungo termine e sui cambiamenti climatici.

La ricostruzione delle dinamiche monsoniche con un modello ad area limitata ha mostrato buoni risultati nella rilevazione di alcuni comportamenti “*phase-locked*” tipici dei quei *pattern* di precipitazione, nell’ottica di una migliore comprensione e possibile previsione della fenomenologia considerata.

3.2 Inizio, fine e intensità del WAM

Climatologicamente, per il periodo 1979-2004, l’*HOWI* segnala l’inizio del WAM il 27 giugno e il ritiro il 20 settembre (Tab. 1). Dalle date di inizio e fine del monsone si calcolano i valori climatologici della durata della stagione e della pioggia cumulata. Risulta inoltre un’evidente anticorrelazione tra la data di inizio e la durata del monsone ($r = -0,84$, significativo al 99%) e una evidente correlazione tra la durata del monsone e la pioggia

Tabella 1: Climatologia del WAM.

Inizio	27 Giugno (12 gg.)
Fine	20 Settembre (12 gg.)
Durata	86 giorni (23 gg.)
Pioggia Cumulata	451 mm (107 mm)

Tabella 2: Prestazioni del metodo MLR.

Correlazione osservato-previsto	0,69
Eventi umidi	
Successi	1,00
Falsi allarmi	0,17
Accuratezza del metodo	0,95
Eventi secchi	
Successi	0,80
Falsi allarmi	0,43
Accuratezza del metodo	0,82

cumulata ($r = 0,82$, significativo al 99%).

Il metodo MLR risponde in maniera soddisfacente alla richiesta di prevedere una classe di eventi. In Tabella 2 sono riportati i risultati ottenuti dal metodo MLR nella previsione di eventi umidi e secchi.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Le dinamiche associate al regime di precipitazione monsonico verranno ulteriormente indagate utilizzando strumenti di analisi quantitativa, che possano completare la climatologia dei *pattern* coerenti di precipitazione, già evidenziati chiaramente dalle osservazioni satellitari. Dal punto di vista della modellistica numerica, si intende indagare le varie componenti del monzone attraverso test di sensibilità ai vari fattori (aerosol, SST, ecc.) che ne possono influenzare le dinamiche.

Infine, si sta attualmente affinando il sistema di previsione del monzone qui presentato ed utilizzato operativamente dall'IBIMET (<http://web.fi.ibimet.cnr.it/seasonal/>), tramite dati a maggior risoluzione spaziale e temporale, più idonei a descrivere l'area dell'Africa

Occidentale nella quale, entro poche centinaia di km, si passa dalla foresta pluviale al deserto.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Eltahir, E.A.B & Gong C. 1996. Dynamics of wet and dry years in West Africa. *J. Climate*: 9, 1030-1042.
- Fasullo, J. & Webster P.J. 2003. A hydro-logical definition of Indian monsoon onset and withdrawal. *J. Climate*: 16, 3200-3211.
- Giannini, A. & co-authors 2003. Ocean forcing of Sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales. *Science*: 302, 1027-1030.
- Janicot, S. & Sultan B. 2001. Intraseasonal modulation of the convection in the West African monsoon. *Geophys. Res. Lett.*: 28, 523-526.
- Melani, S., M. Pasqui, A. Antonini, B. Gozzini, F. Guarnirei, e A. Ortolani 2006. Quantitative analysis of convective MSG rainfall estimates in the Sahelian area. *2nd Int. Symp. on quant. Precip. forecasting and hydrology*, 4-8 giugno, Boulder, CO.
- Turk, F. J., & co-authors 2000. Combining SSM/I, TRMM and infrared geostationary satellite data in a near-realtime fashion for rapid precipitation updates: advantages and limitations. *Proc. 2000 EUMETSAT Meteorological Satellite Data Users' Conf.*, 452-459.

Stime di precipitazione mediante dati da piattaforme satellitari

A. Antonini^{2,3}, S. Melani^{1,2}, A. Ortolani^{1,2}, A. Orlandi^{1,2}, G. Maracchi^{1,2}

¹*Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia*

²*Laboratorio per la Meteorologia e la Modellistica Ambientale, Firenze, Italia*

³*Servizio Idrologico Regionale, Firenze, Italia*

antonini@lamma.rete.toscana.it

SOMMARIO: La precipitazione in termini di quantità e distribuzione è parametro cruciale in meteorologia, climatologia, idrologia e nelle scienze agrarie e ambientali in genere. Le osservazioni satellitari permettono oggi di avere campi di precipitazione omogenei ad elevata risoluzione e frequenza temporale su domini continentali fino a globali. Le applicazioni di questo tipo di prodotto spaziano dallo studio dei fenomeni meteorologici intensi a quello delle aree a rischio di desertificazione e si propongono come strumento di supporto all'analisi e gestione delle risorse idriche.

Il Laboratorio per la Meteorologia e la Modellistica Ambientale (LaMMA) gestito dal CNR IBIMET ha implementato e mantiene una catena operativa per la stima di pioggia da satellite in tempo quasi reale, basata su dati geostazionari nell'infrarosso e polari nelle microonde. Se ne descrivono le caratteristiche e le applicazioni, anche in prospettiva, realizzate in diverse aree.

1 PROBLEMA SCIENTIFICO

L'attività di ricerca nell'ambito delle stime di pioggia da piattaforme satellitari è motivata dalla necessità di misurare la precipitazione in maniera omogenea su larga scala, anche sui mari, dove misure di pluviometri e radar meteorologici sono quasi assenti. Campi omogenei e su larghi domini sono infatti indispensabili per analisi climatiche, per processi di assimilazione nei modelli, ma anche per attività di *nowcasting*.

Varie tecniche sono state sviluppate per stimare la pioggia da osservazioni satellitari, in relazione ai diversi sensori utilizzati. L'ampia disponibilità di misure satellitari non direttamente legate alla precipitazione, ma ad esempio alle caratteristiche della nube (si pensi ai dati VIS/IR da satelliti geostazionari), ha stimolato lo sviluppo di metodi per l'elaborazione integrata di dati eterogenei (sia esclusivamente osservati sia parzialmente ricavati da simulazioni atmosferiche) per acquisire le

informazioni aggiuntive necessarie a stimare la precipitazione.

La tecnica che descriveremo si basa sulla combinazione statistica di dati infrarossi (IR) e nelle microonde (MW). I dati IR sono quelli dal sensore SEVIRI sul satellite geostazionario MSG (*Meteosat Second Generation*): sono dati ad elevato dettaglio spaziale (3km al nadir, circa 5 alle latitudini mediterranee) e temporale (15 minuti), che però misurano "solo" la temperatura del top delle nubi. I dati MW utilizzati sono quelli delle varie bande spettrali misurati dal sensore SSM/I (*Special Sensor Microwave/Imager*) a bordo dei satelliti polari DMSP (*Defense Meteorological Satellite Program*): questi dati dipendono dalla precipitazione in atto, ma le risoluzioni spaziali e temporali sono circa un ordine di grandezza peggiori di quelli geostazionarie (zone polari escluse), quindi insufficienti a soddisfare i requisiti attuali di molte applicazioni. Una stazione di ricezione HRUS (*High Rate User Station*) attiva presso il LaMMA

fornisce i dati MSG, mentre quelli SSM/I sono scaricati in tempo quasi reale dall'archivio CLASS (*Comprehensive Large Array-data Stewardship System*) della NOAA. Semplificando, vedremo come la tecnica sviluppata possa combinare le proprietà di entrambi i sensori, utilizzando le osservazioni IR per operare un *downscaling* spaziale e un'interpolazione temporale delle precipitazioni misurate con i dati MW. Vedremo anche come la struttura modulare dell'algoritmo ne permette in prospettiva l'estensione ad ulteriori dati o a campi di pioggia misurati con sensori o metodi (anche localmente) diversi.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Algoritmo di stima della precipitazione dai dati a microonde

L'algoritmo che calcola la precipitazione dai dati SSM/I (Ferraro e Marks, 1995 & Ferraro 1997) trasforma i valori di temperatura di brillantezza rilevati dai radiometri, in intensità di precipitazione. I canali utilizzati sono sette, alle frequenze di 19,35; 22,235; 37,0; 85,5 GHz, tutti in doppia polarizzazione (verticale e orizzontale), tranne quello a 22,235 GHz che ha solo la polarizzazione verticale.

Si usano due differenti algoritmi a seconda che il pixel osservato sia su terra o su mare. Su terra si ha un approccio basato sulla diffusione della radiazione ad opera della precipitazione, che normalmente è costituita da una mistura di particelle di acqua e di ghiaccio (quando sopra il livello di congelamento), di dimensioni variabili a seconda della microfisica e delle caratteristiche dinamiche della nube.

Sul mare, dove il rumore del background è molto minore, l'algoritmo analizza sia la diffusione sia l'emissione. L'utilizzo di varie bande e di canali a diversa polarizzazione permette anche di calcolare il contributo atmosferico (soprattutto del vapor d'acqua) e quello minore dovuto alla rugosità superficiale.

Gli algoritmi hanno una struttura a test con relazioni calibrate empiricamente attraverso una serie di misure effettuate in presenza di reti radar e reti di pluviometri. La precipitazione

viene così prima identificata e poi misurata. Nella figura seguente è riportato un esempio di mappa di precipitazione prodotta dall'algoritmo descritto.

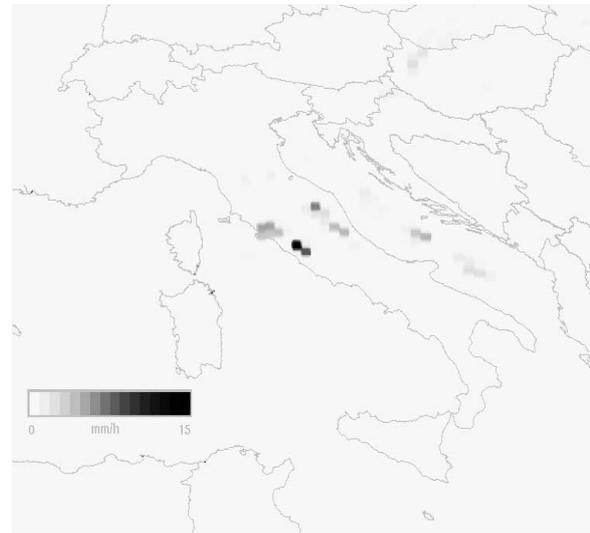


Figura 1: Mappa di precipitazione istantanea ricavata da dati SSM/I relativa al giorno 25/07/2004 ore 06:18.

2.2 Combinazione dei dati IR e MW

La presenza di sistemi precipitanti viene rilevata dividendo la terra in box di $2,5^\circ \times 2,5^\circ$, con una griglia innestata di risoluzione pari a $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ (ossia la risoluzione spaziale media dell'SSM/I) tra 60°N e 60°S di latitudine.

L'algoritmo è costituito da due procedure parallele: la prima attivata dalla presenza di una osservazione MW, per determinare la relazione statistica tra i tassi di pioggia (RR) calcolati da tali dati, e le temperature di brillantezza (T_b) calcolate dai dati IR per ogni box; la seconda per produrre campi di pioggia istantanea ad ogni osservazione IR geostazionaria (calibrata e georeferenziata) utilizzando la relazione T_b -RR più aggiornata calcolata dalla prima procedura.

La relazione fra T_b e RR viene calcolata alla risoluzione di 30km (quella SSM/I) con una tolleranza di 7,5 minuti per la coincidenza temporale e di 15km per quella spaziale. Tale relazione viene calcolata costruendo due istogrammi, uno per T_b con dominio 173K - 333K e passo di 1K, l'altro per RR, con dominio tra 0 e 40 mm/h, e passo pari a 0,5 mm. I dati degli istogrammi vengono combinati col metodo statistico "*Probability Matching Method*" (Crosson *et al.* 1996).

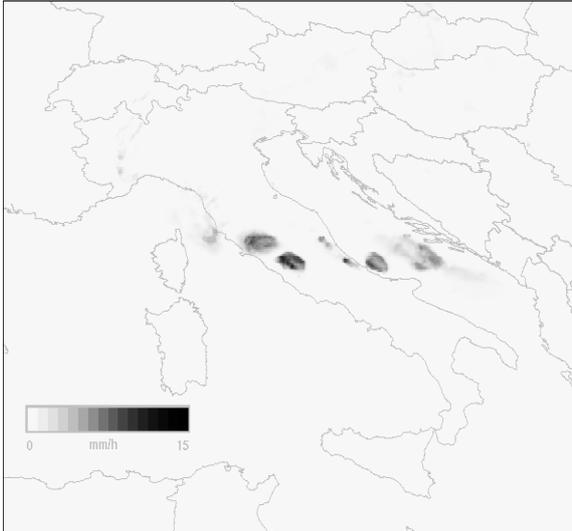


Figura 2: Mappa di pioggia istantanea relativa al giorno 25/07/2004 ore 06:45.

Normalmente per la relazione Tb-RR si hanno più aggiornamenti al giorno (a seconda della latitudine): se per problemi di varia natura non si ha un aggiornamento più recente di 24h, la stima di pioggia non viene prodotta. L'archivio però è completato anche con recuperi successivi.

Oltre al campo istantaneo vengono prodotte anche mappe cumulate semplicemente integrando i valori fino a 3, 6, 12 e 24h, 5gg e 10gg.

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1 Validazione sui bacini della regione toscana

Una prima attività di validazione è stata realizzata confrontando le stime satellitari con i dati della rete pluviometrica della Regione Toscana, costituita da circa 310 stazioni distribuite in maniera uniforme sul territorio. Il confronto fra i valori di pioggia puntuali forniti dai pluviometri ed i tassi istantanei di pioggia medi relativi ai pixel di osservazione satellitare, è avvenuto integrando nel tempo le stime di precipitazione satellitare su intervalli congruenti a quelli dei pluviometri ed associando ad ogni pluviometro il valore satellitare geograficamente primo vicino. Successivamente è stato realizzato anche un confronto a scala di bacino, confrontando valori medi per l'area in esame sia satellitari che pluviometrici. Il con-

fronto è stato effettuato in diversi periodi dell'anno, caratterizzati quindi da diverse fenomenologie meteorologiche.

3.2 Risultati

La validazione ha messo in luce che la precisione dell'algoritmo dipende fortemente dalle caratteristiche fenomenologiche degli eventi meteorologici in atto. Vi sono quindi delle sistematicità che non permettono di associare un errore in senso statistico ai campi di pioggia satellitari (motivo per cui si parla più di stime che di misure). In generale si è trovato un miglior accordo quantitativo per precipitazioni riconosciute come convettive (dall'analisi della situazione meteorologica) rispetto a quelle a forte caratterizzazione stratiforme. Alcune differenze nei confronti puntuali non emergono nei grafici cumulati, mostrando forse un'origine dovuta in maggior parte alla

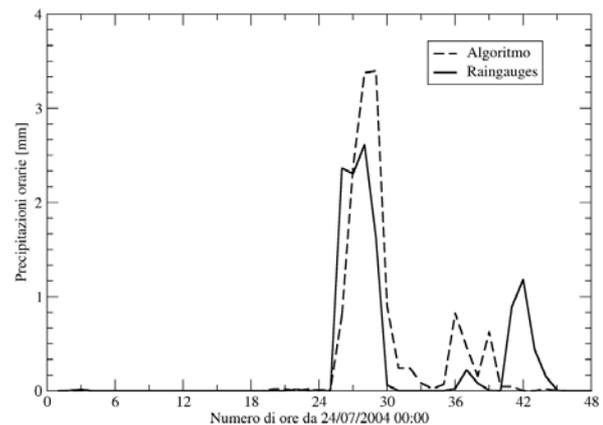


Figura 3: Confronto tra le precipitazioni orarie stimate e quelle misurate per il Bacino del Casentino (10 stazioni) relative ai giorni 24-25 Luglio 2004.

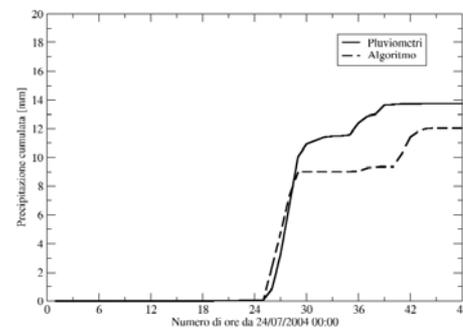


Figura 4: Confronto tra le precipitazioni cumulate stimate e quelle misurate per il Bacino del Casentino (10 stazioni) relative ai giorni 24-25 Luglio 2004.

diversità di dati al confronto. In molti casi studio si ha comunque una buona ricostruzione della fase temporale dell'evento.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Una validazione più ampia ed estesa anche a territori con caratteristiche diverse dovrebbe permettere una miglior caratterizzazione dell'origine degli errori più rilevanti nella stima di pioggia. Questo dovrebbe poter suggerire ulteriori evoluzioni nel metodo di stima. Già attualmente stiamo comunque operando per utilizzare dati da altri canali VIS/IR per una caratterizzazione delle nubi e delle relative caratteristiche di precipitazione più dettagliata. Al contempo per la precipitazione stiamo già integrando altre osservazioni MW e analizzando le potenzialità di dati di origine diversa per migliorare il campionamento delle precipitazioni e inserire l'informazione su altri parametri atmosferici.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Crosson, W. L., C. E. Duchon, R. Raghavan, and S. J. Goodman, 1996: *Assessment of rainfall estimates using a standard Z-R relationship and the probability matching method applied to composite radar data in central Florida*. J. Appl. Met., 35, pp. 1203-1219.
- Ferraro, R.R., and G. F. Marks, 1995: *The development of SSM/I rain-rate retrieval algorithms using ground-based radar measurements*. J. Atmos. Oceanic Technol., 12, pp. 755-770;
- Ferraro, R. R., 1997: *Special sensor microwave imager derived global rainfall estimates for climatological applications*. J. Geophys. Res., 102, pp. 16715-16735.
- Turk, J. F., G. Rohaly, J. Hawkins, E. A. Smith, F. S. Marzano, A. Mugnai, and V. Levizzani, 2000a: *Meteorological applications of precipitation estimation from combined SSM/I, TRMM and geostationary satellite data*. In: *Microwave Radiometry and Remote Sensing of the Earth's Surface and Atmosphere*, P. Pampaloni and S. Paloscia Eds., VSP Int. Sci. Publisher, Utrecht (The Netherlands), 353-363.

Individuazione dei segnali di cambiamento climatico a scala locale e regionale

V. Capecchi^{1,2}, A. Crisci^{1,2}, L. Fibbi^{1,2}, B. Gozzini^{1,2}, D. Grifoni^{1,2}, F. Pasi^{1,2}, M. Rossi^{1,2}, C. Tei^{1,2}, F. Piani^{1,2,3}

¹*Istituto di Biometeorologia, Firenze, Italia*

²*Laboratorio per la Meteorologia e la Modellistica Ambientale, Firenze, Italia*

³*Servizio Idrologico Regionale, Centro Funzionale Regione Toscana*

b.gozzini@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: Una delle sfide principali nello studio del cambiamento climatico è la valutazione del suo effetto a scala locale e regionale dove interferiscono numerosi fattori legati all'orografia locale. Questi fattori possono interagire con le condizioni a scala sinottica nascondendo oppure esaltando le forzanti determinate dal cambiamento della concentrazione dei gas clima-alteranti. Sulla base di queste considerazioni nell'ambito del progetto LaMMA in collaborazione con la Regione Toscana è stata valutata la necessità di predisporre alcuni strumenti che permettano di poter seguire l'evolversi del clima a livello locale evidenziando i segnali di cambiamento presenti nei dati osservati. In tale ambito è stato sviluppato un database per la gestione dei dati della rete di stazioni della Regione Toscana sparse su tutto il territorio toscano ed una serie di procedure automatiche per una visualizzazione del dato sotto forma di grafico per un suo rapido confronto col valore medio giornaliero e mensile. Inoltre sulla base delle situazioni sinottiche viene redatto una volta al mese un report meteorologico e climatologico per una analisi di quello che è avvenuto nel corso degli ultimi 30 giorni e sull'andamento climatico generale. Tali prodotti, oltre a rappresentare uno strumento per il livello istituzionale regionale (denominato dalla regione "Cruscotto di governo"), vengono utilizzati per analisi più dettagliate e confronti nell'ambito delle attività svolte in alcune linee di ricerca dell'Istituto fra cui le previsioni stagionali.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Il cambiamento climatico è un soggetto abbastanza complesso ed i suoi effetti sono oggetto di numerosi studi di estrema importanza soprattutto nelle fasi di programmazione e pianificazione come dimostrato anche dalla recente emergenza idrica verificatisi nell'ultimo inverno/primavera su tutto il territorio nazionale.

L'ultimo report dell'IPCC ha dichiarato come inequivocabile l'apporto delle attività umane all'aumento della concentrazione dei gas serra. A livello globale i segnali del cambiamento climatico in atto sono abbastanza evidenti, a livello locale questi sono più influenzati dalle caratteristiche del luogo come per esempio l'orografia, la distanza dal mare,

l'andamento delle valli, ecc.

La modellistica meteo-climatologia regionale rappresenta un metodo di studio per poter scendere di scala (anche sotto i 50 km) e ricostruire il clima attuale e i futuri scenari per periodi (circa 20 anni) ed aree limitate.

Sulla base di queste considerazioni è facilmente comprensibile l'importanza di costruire uno strumento informatico che permetta di valutare l'insorgenza e l'ampiezza dei segnali di cambiamento climatico a livello regionale. Basandosi sull'esperienza di quanto sviluppato dal *Climate Prediction Center* della NOAA e nell'ambito delle attività del LaMMA, in collaborazione con la Regione Toscana, è stato sviluppato il cosiddetto "cruscotto" in grado di fornire, attraverso l'elaborazione dei dati quasi in tempo reale, informazioni utili

sull'evolversi del clima a livello regionale, sub-regionale e locale.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

Vista la quantità e la varietà di dati ed informazioni che questa attività di ricerca deve utilizzare, è sembrato indispensabile costruire un archivio omogeneo che potesse facilitare il lavoro. In questa ottica, a partire dal 1998, è stata realizzata una banca dati capace di ricevere e rendere disponibili in tempo reale i dati meteorologici reperiti dai vari enti che possiedono stazioni di misura rendendoli uniformi per quanto riguarda il formato e le unità di misura. Tale banca dati si contraddistingue per essere consultabile in maniera semplice da parte di qualsiasi utente (utilizzando un'opportuna interfaccia web) e per essere utilizzabile da tutte le procedure (come quelle che sono state messe a punto per realizzare il "cruscotto") che richiedono dati meteorologici per produrre specifiche elaborazioni. Attualmente la banca dati contiene oltre 900 milioni di dati meteorologici ed è in continua crescita.

Una seconda parte dello studio ha poi riguardato l'identificazione di una serie di indicatori climatologici e la valutazione della loro visualizzazione in modo che potessero fornire una informazione di immediata e facile comprensione.

A valle di questo studio sono state sviluppate una serie di procedure automatiche che estraggono i dati dal database, li elaborano e creano il supporto grafico di visualizzazione prescelto. Tali procedure vanno ad alimentare una serie di pagine web attualmente sotto password essendo la loro visione riservata ai decisori regionali.

Attualmente le procedure riguardano una serie di stazioni che sono state scelte come campione (quelle dei capoluoghi di provincia toscani) ma sono state sviluppate in modo da poter essere utilizzate per qualsiasi stazione meteo di cui si possa reperire i dati.

Per una migliore descrizione e comprensione delle situazioni meteorologiche e dell'andamento climatico sono stati realizzati dei report

mensili.

Per analizzare in modo più dettagliato l'andamento dei parametri meteorologici è stato deciso di descrivere separatamente le tre decadi del mese. Per ogni decade viene descritta la situazione sinottica sull'area europea, anche con l'ausilio di mappe da modello meteorologico che riportano la distribuzione della pressione al suolo, del geopotenziale e della temperatura alle quote superiori dell'atmosfera. Inoltre viene utilizzata la temperatura potenziale per individuare la distribuzione dei fronti al suolo, molto utili per descrivere lo stato del tempo.

Per meglio individuare e descrivere il percorso delle perturbazioni vengono ovviamente utilizzate anche immagini da satellite, in particolare quelle del Meteosat 9. A tal fine sono state messe a punto delle particolari elaborazioni dei diversi canali forniti da Meteosat: immagini composite nei canali del visibile, dell'infrarosso, del vapore acqueo e del visibile ad alta risoluzione.

La seconda sezione è dedicata alla descrizione dettagliata delle precipitazioni registrate sul territorio regionale nella decade considerata. Particolare attenzione è dedicata al tipo di precipitazione: queste possono essere deboli o forti, diffuse oppure sparse, a carattere nevoso, temporalesco, ecc. Allo scopo di individuare le precipitazioni più intense viene allegata una mappa relativa alle fulminazioni registrate sulla Toscana. Per facilitare la comprensione di quanto descritto vengono riportati inoltre i grafici delle precipitazioni sotto forma di istogramma relativi alle principali città. I valori vengono inoltre confrontati con quelli climatologici mettendo in evidenza le differenze più o meno marcate.

Nella terza sezione vengono analizzate le temperature registrate nelle principali città toscane. In particolare vengono forniti i grafici con l'andamento delle massime e minime, confrontate con i valori medi della decade. Particolare attenzione è rivolta alle situazioni più estreme: occorrenza delle gelate in inverno e ondate di calore in estate.

Nella quarta ed ultima sezione viene esposto

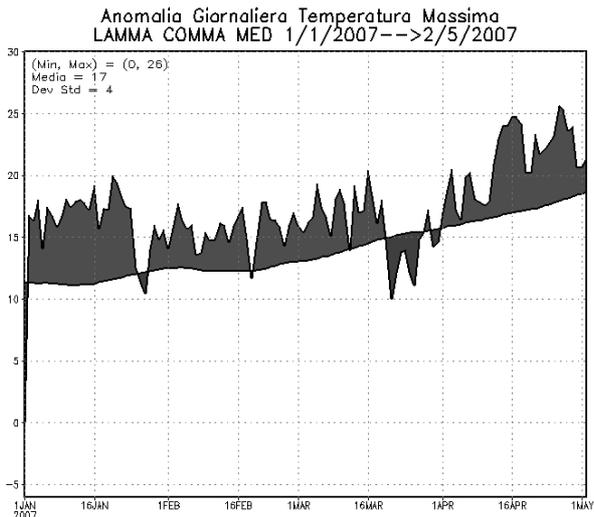


Figura 1: Andamento dell’anomalia di temperatura massima di Livorno dal 1 gennaio al 30 aprile 2007.

l’andamento del vento con l’ausilio di grafici (“rose dei venti”) che mostrano la direzione prevalente e l’intensità per alcune stazioni della regione. Anche in questo caso vengono analizzati con particolare attenzione gli episodi di vento intenso.

Alla fine di ogni rapporto è presente una descrizione riassuntiva dell’andamento meteorologico dell’intero mese corredata di grafici relativi a precipitazioni, temperature e

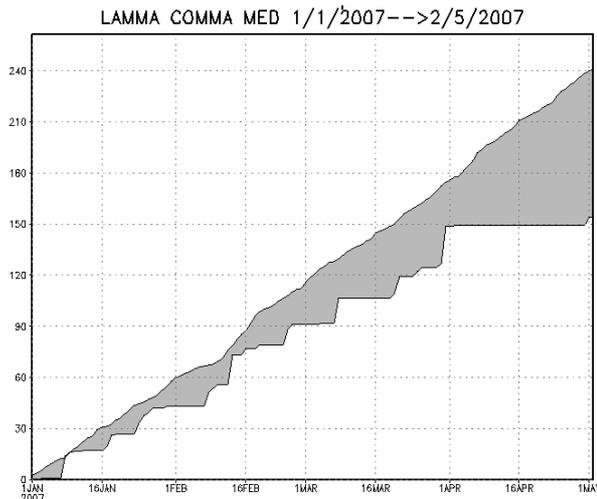


Figura 2: Andamento dell’anomalia di precipitazione di Livorno dal 1 gennaio al 30 aprile 2007.

vento, confrontati con i valori medi climatologici mensili.

In futuro, per rendere più completo il confronto con le medie climatologiche e quindi mettere in evidenza eventuali cambiamenti e tendenze nel clima regionale, nell’arco del mese analizzato verranno individuati i tipi di tempo prevalente (configurazioni bariche al suolo e in quota e posizione dei centri di alta e bassa pressione) che potranno così essere

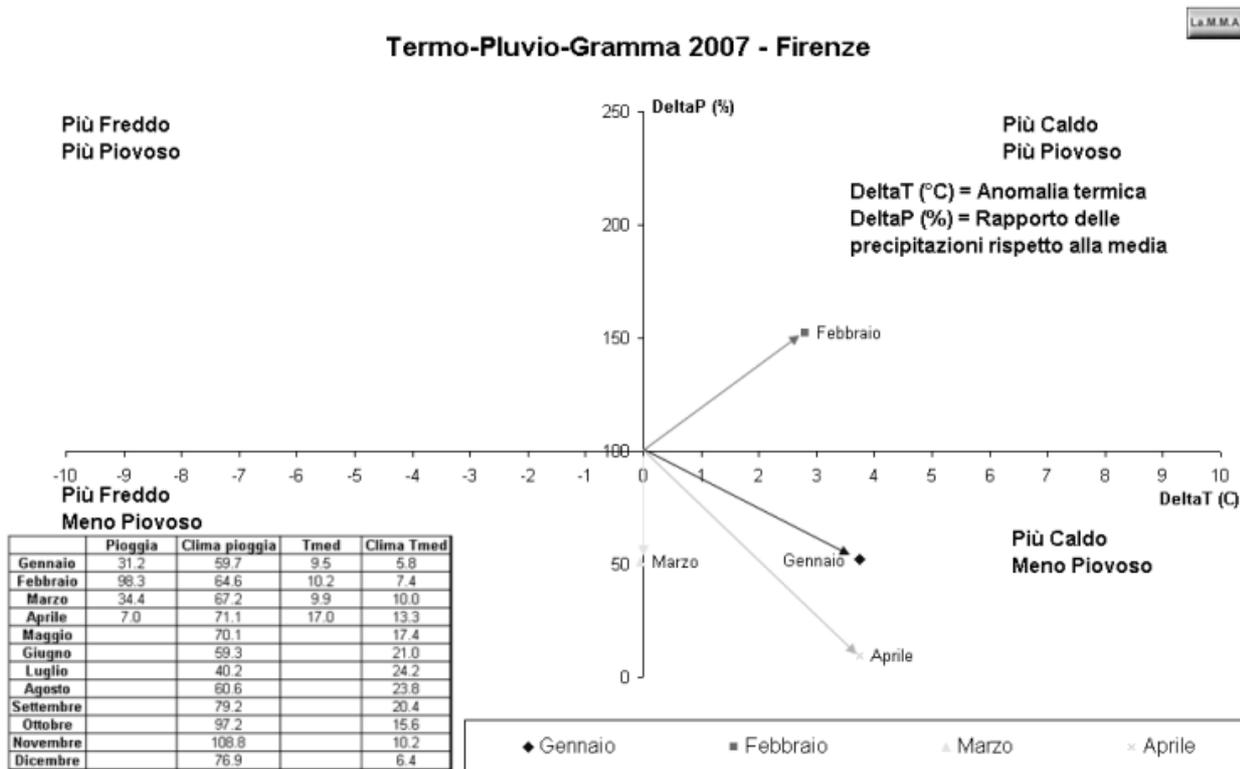


Figura 3: Termopluviogramma dell’anno 2007 per Firenze.

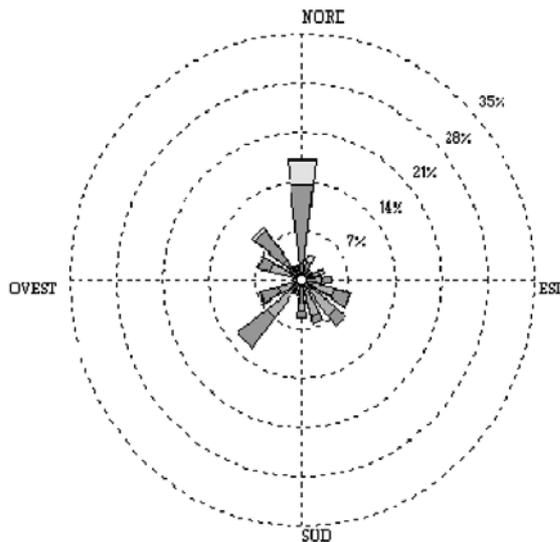


Figura 4: Rosa dei venti della stazione di Firenze per il mese di marzo 2007.

confrontati con quelli normalmente presenti in quel periodo dell'anno.

Un ulteriore sforzo verrà compiuto nella individuazione degli eventi estremi (precipitazioni molto intense e abbondanti, venti molto forti, ondate di calore o di gelo), possibilmente confrontandoli con quelli che normalmente si verificano nel territorio regionale.

3 RISULTATI RILEVANTI

In questa sezione vengono presentati alcuni esempi dei prodotti che vengono realizzati e che contengono le informazioni necessarie.

In particolare le stazioni scelte come riferimento sono quelle presenti nei capoluoghi di provincia della Toscana e per ciascuna stazione vengono prodotti dei grafici per ciascun parametro considerato.

Oltre al grafico per ciascun parametro vengono realizzati anche i termopluviogrammi che riassumono le variabili temperatura e pioggia registrate nell'ultimo mese e confrontate con i valori medi climatologici.

Nei report mensili vengono riportate diverse informazioni utili a verificare i principali eventi del mese fra cui la mappa dei fulmini caduti per decade.

Per le stazioni oltre ai diagrammi relativi alla temperatura ed alle precipitazioni vengono realizzate anche le rose dei venti che eviden-

ziano il flusso medio verificatosi decade per decade sul territorio regionale.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Le procedure automatiche realizzate per il presente lavoro sono state sviluppate in modo da poter essere integrate da qualsiasi altro indicatore che si ritenga utile nell'identificazione dei segnali di cambiamento climatico.

I prodotti descritti possono essere realizzati per qualsiasi stazione meteorologica a livello nazionale ed internazionale dopo aver identificato il clima medio della stessa.

Inoltre queste elaborazioni dei dati possono essere utilizzate per analisi ancora più approfondite degli effetti del cambiamento climatico a livello locale.

Monitoraggio a scala globale della superficie terrestre con radiometri a microonde da satellite

S. Paloscia, G. Macelloni, P. Pampaloni, E. Santi

Istituto di Fisica Applicata, CNR, Firenze, Italia

S.Paloscia@ifac.cnr.it

SOMMARIO: In questo articolo verranno presentati alcuni esempi di applicazioni della radiometria a microonde da satellite per il monitoraggio a scala globale del nostro pianeta. Questa tecnica permette di migliorare la conoscenza delle condizioni della superficie terrestre con osservazioni ripetute nel tempo. L'elevata sensibilità delle microonde all'acqua presente nei corpi osservati rende possibile, infatti, di controllare l'evoluzione temporale di alcuni processi quali la desertificazione, la deforestazione e di alcuni parametri fondamentali del ciclo idrologico quali la copertura nevosa, l'umidità del terreno e della neve e la biomassa vegetale, che sono degli indici importanti per gli studi climatologici e relativi ai cambiamenti globali.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Il clima del nostro pianeta sta cambiando molto velocemente, le foreste si stanno degradando per deforestazioni e desertificazioni, spesso di origine antropica, e le nostre risorse idriche si stanno depauperando. In questo contesto, la possibilità di ottenere da satellite un flusso di informazioni regolare e continuo, in tempo quasi reale, su aree estese e poco raggiungibili (dove le informazioni tradizionali disponibili sono scarse) è di grande interesse per tutte quelle applicazioni collegate all'agro-idrologia, alla meteorologia e alla climatologia.

I recenti sviluppi del telerilevamento a microonde hanno messo in evidenza le potenzialità di questa tecnica per l'osservazione a scala globale del nostro pianeta. La caratteristica principale delle microonde è l'elevata sensibilità all'acqua, a causa della forte variazione della costante dielettrica in questo intervallo spettrale fra acqua e materia secca. Questa proprietà fa sì che con sensori a microonde si possano ottenere informazioni sul contenuto in acqua dei corpi osservati e perciò stimare in modo abbastanza accurato

alcuni dei parametri-chiave del ciclo idrologico su scala globale (Jackson & Schmugge 1989). La conoscenza approfondita a scala regionale di tali parametri, quali l'umidità del terreno, l'equivalente in acqua e l'umidità del manto nevoso e la biomassa vegetale, può dare un contributo significativo ai modelli idrologici e climatologici e anche a quelli di previsione dei disastri naturali (alluvioni, frane, incendi, ecc.)

Di tutti i parametri coinvolti nel ciclo idrologico, l'umidità del terreno è il responsabile della ripartizione dell'acqua nei diversi flussi di evaporazione ed evapotraspirazione, di scorrimento superficiale e di infiltrazione. Anche la neve svolge un ruolo importante in questo quadro, rappresentando un serbatoio fondamentale per le risorse idriche, specialmente in estate, e una fonte non trascurabile di energia.

Utilizzando immagini satellitari a microonde del radiometro multicanale AMSR-E a bordo del satellite AQUA, sono state ricavate mappe a scala globale di questi parametri.

A causa del poco spazio disponibile, si potranno dare solo brevi cenni sull'argomento e presentare solo alcuni esempi relativi alle

mappe ottenute da satellite di umidità del terreno e di copertura nevosa.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Sensori a microonde

I sensori a microonde possono essere sia passivi (radiometri) che attivi (radar). In questo articolo ci occuperemo soltanto dei radiometri da satellite ed in particolare dell' AMSR-E, che è un radiometro multi-frequenza a 6.9, 10.6, 18.7, 23.8, 36.5 e 89 GHz (Tabella 1). Il sensore, che è stato sviluppato per la NASA dall'Agenzia Spaziale Giapponese (JAXA), è stato lanciato nel 2002 a bordo del satellite AQUA, con l'intento preciso di raccogliere osservazioni su diversi parametri geofisici di interesse per l'idrologia, l'ecologia e il clima (Kawanishi *et al.* 2003).

Il limite principale di questo tipo di sensore è la scarsa risoluzione a terra, che è di diversi chilometri e oscilla fra i circa 4 km a 85 GHz e 45 km a 6.9 GHz, come si può vedere in Tabella 1. Questo problema riduce il campo di applicazione e rende possibile la creazione di mappe soltanto a scala globale.

Tabella 1: Caratteristiche dell'AMSR-E

F*	6.9	10.6	18.7	23.8	36.5	89.0
(GHz)						
RS**	43	29	16	18	8.2	3.5
(km)						
*	Frequenza					
**	Risoluzione Spaziale					

2.2 Aree di test

Per questo tipo di ricerca sono state prese in considerazione alcune aree: una zona agricola nello Iowa (USA), per indagare le possibilità della radiometria a microonde nella stima dell'umidità del terreno, e le regioni alpine e scandinave per identificare le aree innevate. Per mettere in evidenza le caratteristiche di ogni regione e l'evoluzione nel tempo della copertura nevosa e della vegetazione, i dati AMSR-E sono stati raccolti in diverse stagioni e per alcuni anni. Gli andamenti dell'emissione a microonde sono stati confrontati con le infor-

mazioni disponibili su queste aree (Macelloni *et al.* 2003). I dati meteorologici sono stati ottenuti da www.wunderground.com.

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1 Umidità del terreno

L'area di test per lo studio dell'umidità del terreno è stata quella di Walnut Creek nello Iowa (USA), un bacino ben equipaggiato per i campionamenti in loco dei parametri idrologici. Su questa area si è svolto SMEX (Soil Moisture EXperiment), un progetto dedicato espressamente allo sviluppo di algoritmi per la stima da satellite dell'umidità del terreno e della biomassa vegetale. Il tipo di copertura vegetale della zona era prevalentemente mais e soia. Durante il periodo di osservazione, fra l'inizio di Giugno e la fine di Agosto 2002, la soia si è sviluppata fino a raggiungere un contenuto in acqua di circa 1–1.5 kg/m², mentre il mais è cresciuto da 2-3 kg/m² fino a 4-5 kg/m² (Jackson *et al.* 2003, Bolten *et al.* 2004). Il Goddard Earth Science (GES) of Data and Information Service Center (DISC) (Distributed Active Archive Center-DAAC) ha messo a disposizione i dati SMEX02, con un consistente set di misure a terra (temperatura e umidità del terreno a diverse profondità, precipitazioni ed altri dati meteo) insieme con i dati AMSR-E (<http://nsidc.org/data/daac.html>).

La frequenza AMSR-E utilizzata per la misura dell'umidità del terreno è stata quella a 6.9 GHz. Il confronto diretto fra emissione a microonde a questa frequenza ed umidità del terreno misurata a terra ha dato buoni risultati, mostrando una discreta correlazione, nonostante i problemi causati dalla scala spaziale molto ampia.

Tuttavia, anche se l'inversione diretta della regressione per ricavare il parametro può sembrare attraente per un uso applicativo, occorre tener presente che queste relazioni sono influenzate fortemente dalle situazioni locali. Inoltre, bisogna anche considerare l'effetto della vegetazione, che influenza in modo significativo il segnale a 6.9 GHz. Per questo

è stato studiato un algoritmo in grado di stimare l'umidità del terreno da dati AMSR-E in diverse condizioni di vegetazione. L'algoritmo presuppone, come già verificato in esperimenti precedenti, che l'emissione a 6.9 GHz sia sensibile all'umidità del terreno e che l'indice di polarizzazione (ovvero la differenza fra le due emissioni in polarizzazione verticale e orizzontale) a 10 GHz sia correlata con lo sviluppo della biomassa vegetale (Paloscia & Pampaloni 1988, Paloscia *et al.* 2006).

L'algoritmo è stato sviluppato sulla base di un approccio semplificato della Teoria del Trasporto Radiativo, che prende in considerazione solo due componenti dell'emissione: l'emissione diretta dalla vegetazione e l'emissione del terreno, attenuata dalla vegetazione stessa (Mo *et al.* 1982). Per invertire il modello è stata utilizzata una rete neurale di tipo "feed-forward", allenata con la regola di apprendimento di tipo "Back Propagation". Il confronto diretto fra umidità del terreno stimata (SMCst) con questo algoritmo e quella misurata a terra (SMCmis) è riportato in Figura 1. L'equazione della retta è: $SMCst = 1.0 SMCmis - 1.1$ con un coefficiente di determinazione, $R^2=0.64$ e uno Errore Standard di Stima, $SEE = 5.2$.

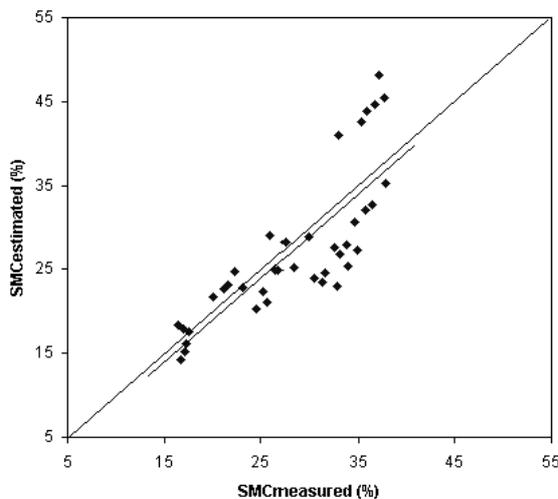


Figura 1: Confronto fra umidità del terreno stimata da dati AMSR-E, con l'algoritmo descritto nel testo, e quella misurata a terra nell'area SMEX02.

3.2 Copertura nevosa

La copertura nevosa è un fattore importante nel bilancio globale delle risorse idriche e la sua misura riveste un ruolo importante ai fini della determinazione dell'acqua e dell'energia disponibili. I sensori ottici forniscono una buona stima di questo parametro, ma purtroppo di solito la copertura nuvolosa, che nelle regioni montuose può essere molto frequente, riduce l'uso di questa banda spettrale. I radiometri a microonde, anche se danno informazioni a scale dell'ordine dei chilometri, sono però scarsamente sensibili alla copertura nuvolosa e perciò in grado di fornire risultati estremamente interessanti.

Un indice utilizzato in questo caso è l'Indice di Frequenza (FI) che è la differenza fra l'emissione a microonde a due frequenze: 19 GHz e 37 GHz. Un esempio di mappe di copertura nevosa ottenuto da FI dell'AMSR-E in diverse stagioni per l'Europa è presenta-

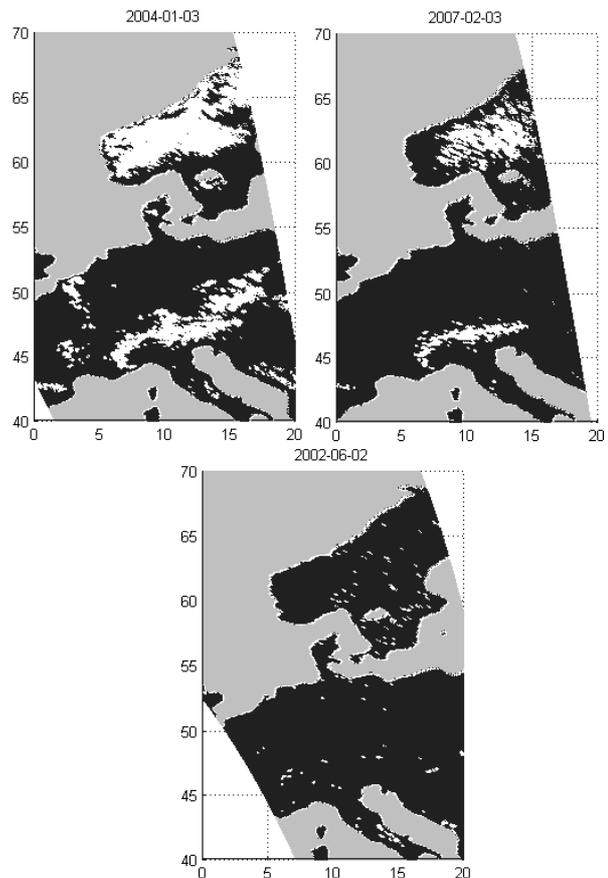


Figura 2: Mappe di copertura nevosa ottenute con FI (19 GHz-37GHz). In bianco sono evidenziate le zone coperte da neve e in grigio quelle libere. a) Gennaio 2004, b) Febbraio 2007, c) Giugno 2002.

to in Figura 2 a, b e c. In bianco sono evidenziate le aree coperte da neve. Si vede bene come in inverno (Fig. 2a) le zone di neve siano molto estese sia sulle Alpi che in Scandinavia. Confrontando i dati dell'inverno scorso (febbraio 2007, in Fig. 2b) si nota che le zone bianche sono molto ridotte rispetto all'inverno 2004, in accordo con le scarse precipitazioni nevose del 2007. In estate (Fig. 2c) le zone bianche sono molto poche e limitate ai ghiacciai.

4 CONCLUSIONI E PROSPETTIVE

La possibilità di ottenere da satellite informazioni in tempo quasi reale e in modo continuo su aree estese e di stimare i parametri collegati al ciclo idrologico è veramente attraente per tutte quelle discipline che si occupano di cambiamenti climatici globali.

Il radiometro multi-canale AMSR-E ha delle caratteristiche più avanzate rispetto ai vecchi sensori, ma ancora migliori saranno i satelliti di nuova generazione, che avranno una risoluzione spaziale più spinta. In particolare, fra breve sarà lanciato SMOS che è un satellite ESA con a bordo un radiometro a microonde a 1.4 GHz, frequenza ottimale per la stima dell'umidità del terreno e della biomassa forestale. Sarà possibile perciò ottenere misure ancora più precise e a scala locale dei parametri geofisici.

In questo articolo si è proposto un metodo per produrre mappe regionali di umidità del terreno e copertura nevosa a partire dai dati a microonde dell'AMSR-E. L'algoritmo per la stima dell'umidità del terreno è stato provato su un'area di test negli USA ed è basato sull'inversione con reti neurali di un modello di trasporto radiativo. Un altro algoritmo, basato su un indice di frequenza, è stato utilizzato invece per ottenere mappe di copertura nevosa. I risultati, seppure ottenuti su scale spaziali molto estese, sono da ritenersi interessanti e in buon accordo sia con i parametri misurati a terra che con le condizioni meteorologiche e climatologiche delle aree esaminate.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Bolten J., Narayan U., Guijarro L., Lakshmi V. Passive-Active Microwave Remote Sensing of Soil Moisture at Both L and C Bands: A Comparison of Two Field Experiments. *Rivista Italiana di Telerilevamento*. 30/31: 65-86, 2004.
- Jackson T.J., Schmugge T.J. Passive microwave remote sensing system for soil moisture: some supporting research. *IEEE Trans. Geosci. and Remote Sensing*, 2: 225 – 235, 1989.
- Jackson T.J., Bindlish R., Klein M., Gasiewski A.J., Njoku E.G. Soil moisture retrieval and AMSR-E validation using an airborne microwave radiometer in SMEX02. Proc. IEEE IGARSS 2003, Vol.1:401 – 403, 2003.
- Mo T.B., Choudhury J., Schmugge T.J., Wang J.R., Jackson T.J. A model for microwave emission from vegetation covered fields. *J. Geophys. Res.* 87: 11229-11237, 1982.
- Kawanishi T., Sezai T., Ito Y., Imaoka K., Takeshima T., Ishido Y., Shibata A., Miura M., Inahata H., and Spencer R. The AMSR-E, NASDA's contribution to the EOS for global energy and water cycle studies. *IEEE Trans. on Geosci. Remote Sensing*, 41: 184–194, 2003.
- Macelloni G., Paloscia S., Pampaloni P., and E. Santi. Global scale monitoring of soil and vegetation using active and passive sensors. *Int. Journal of Remote Sensing*, 24, 12: 2409-2425, 2003.
- Paloscia S., and Pampaloni P. Microwave Polarization Index for Monitoring Vegetation Growth. *IEEE Trans. on Geosci. and Remote Sensing*, 26: 617621,1988.
- Paloscia S., Macelloni G., Santi E. Soil moisture estimates from AMSR-E brightness temperatures by using a dual-frequency algorithm. *IEEE Trans. on Geosci. Remote Sensing*, 41, 11:3135-3144, November 2006.

Misure radiometriche al suolo per lo studio delle proprietà ottiche degli aerosol e del vapor d'acqua

G. Pavese^{1,2}, F. Esposito^{2,1}, G. Masiello^{2,1}, C. Serio^{2,1}, V. Cuomo^{2,1}

¹*Istituto di Metodologie per l'Analisi Ambientale, CNR, Tito Scalo (Pz), Italia*

²*Dip. di Ingegneria e Fisica dell'Ambiente, Università della Basilicata, Potenza, Italia*
pavese@imaa.cnr.it

SOMMARIO: Nell'ambito del problema relativo ai cambiamenti climatici che investe tanto la comunità scientifica, quanto la società in generale, lo studio delle proprietà fisiche ed ottiche dei componenti atmosferici riveste un ruolo fondamentale. Infatti, maggiore è l'accuratezza con cui si conoscono i loro contributi al trasferimento radiativo, maggiore sarà l'accuratezza dei modelli che descrivono gli scenari futuri nell'evoluzione del clima. In questo contesto, tanto l'aerosol atmosferico per la parte visibile della radiazione atmosferica, quanto il vapor d'acqua per la parte IR, giocano ruoli fondamentali nel bilancio radiativo globale. La realizzazione di campagne di misura mediante l'uso di radiometri ad alta risoluzione per l'applicazione di tecniche passive, tanto nel visibile (risoluzione 1,5 nm) che nell'IR (risoluzione 0,5 cm⁻¹), consente di stimare sia i parametri maggiormente descrittivi dell'aerosol atmosferico quali spessore ottico, parametri di Angstrom e distribuzioni dimensionali, sia di verificare la bontà dei modelli di trasferimento radiativo nella parametrizzazione delle bande del vapor d'acqua.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

La mancanza di una conoscenza dettagliata delle proprietà ottiche e fisiche dell'aerosol atmosferico costituisce una delle maggiori indeterminazioni sulla stima del forcing radiativo come dimostrato in Tegen et al. (1996) e Hansen et al. (2000). Infatti, la distribuzione dell'aerosol è altamente disomogenea e variabile, se confrontata con quella dei gas atmosferici. Quindi, l'indeterminazione sul forcing radiativo dovuto al particolato è legato all'indeterminazione sul carico aerosolico e relativo contributo antropogenico ed all'indeterminazione sui parametri ottici. Infatti, contribuiscono alla variabilità fattori quali emissione, trasporto convettivo o processi di deposizione, che si traducono in una indeterminazione sia sulle distribuzioni dimensionali che sulla composizione chimica. Reti di radiometri che misurano su 6-8 lunghezze d'onda (risoluzione 10-12 nm), quali AERONET o SKYNET, sono sorte per il

monitoraggio di tali proprietà, anche se la radiometria ad ampio spettro e ad alta risoluzione può fornire informazioni più dettagliate sulla spettroscopia dell'aerosol.

D'altro canto, anche la banda rotazionale del vapor d'acqua, compresa tra 17 e 50 μm , gioca un ruolo determinante nel bilancio radiativo terrestre ed una conoscenza lacunosa, quale è quella attuale, delle sue caratteristiche in relazione all'assorbimento ed emissione della radiazione di onda lunga limita fortemente la comprensione dei meccanismi che regolano lo scambio di energia nel sistema Terra-atmosfera e, quindi, delle eventuali variazioni climatiche.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Stima delle proprietà ottiche e fisiche degli aerosol

Per misurare i principali parametri (spessore ottico, parametri di Angstrom e distribuzioni dimensionali) descrittivi delle proprietà otti-

che e fisiche degli aerosol si fa uso di radiometri ad ampio spettro (400 nm – 900 nm) e ad alta risoluzione (ca. 1,5 nm) mediante i quali si misura l'intensità della radiazione solare diretta che giunge al suolo, come descritto nell'equazione seguente:

$$I_{\lambda} = I_{0\lambda} e^{\tau_{\lambda} m r} \quad (1)$$

dove $I_{0\lambda}$ è la radiazione monocromatica solare extra-atmosferica, I_{λ} è la corrispondente radiazione solare giunta al suolo, dopo aver attraversato l'atmosfera terrestre e τ_{λ} è lo spessore ottico totale, che tiene conto dei contributi dei vari componenti atmosferici all'attenuazione della radiazione. L'applicazione della nota tecnica di calibrazione di Langley alle parti dello spettro solare non affette da bande intense di assorbimenti gassosi consente di isolare il contributo relativo agli aerosol. Inoltre, con un best-fit su tutto l'intervallo spettrale di misura, applicato alla formula semi-empirica di Angstrom che lega τ_{λ} alla lunghezza d'onda λ ,

$$\tau_{\lambda} = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (2)$$

è possibile stimare i parametri α e β , legati, rispettivamente, alle dimensioni dell'aerosol ed alla sua concentrazione.

Infine, da una misura di spessore ottico aerosolico, è possibile ricostruire la relativa distribuzione dimensionale, risolvendo l'equazione integrale di Fredholm seguente, mediante l'applicazione di una tecnica di inversione non parametrica con regolarizzazione sulla derivata seconda:

$$\tau_{ae}(\lambda) = \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{ext}(r, \lambda, m) n(r) dr \quad (3)$$

Per questo tipo di misure sono stati usati un radiometro Monolight 6000 (400 nm - 900 nm, risoluzione 3 nm) ed un radiometro Avantes USB 2000 (400 nm – 900 nm, risoluzione 1,5 nm). In entrambi i casi l'inseguimento solare è manuale e la radiazione è focalizzata da un opportuno sistema ottico, con apertura inferiore a 1,5°, in modo da poter tra-

scurare il contributo della radiazione diffusa al segnale misurato. Sono state effettuate campagne di misura di diversa durata (settimane e/o mesi) e in diverse località (Italia, Spagna, Namibia), a seconda della finalità scientifica.

2.2 Misure IR di radianza atmosferica

Analogamente a quanto accade per l'irradianza solare diretta, anche la radianza IR emessa dagli strati dell'atmosfera e misurata al suolo contiene informazioni sui suoi componenti e sulle loro proprietà spettroscopiche. Lo strumento utilizzato per questo tipo di misure è uno spettrometro a Trasformata di Fourier ABB Bomem MR 100 che opera sull'intervallo spettrale 100 cm⁻¹ – 5000 cm⁻¹ (2 – 100 μm) e risoluzione pari a 0,39 cm⁻¹. Anche in questo caso, l'applicazione di un'opportuna tecnica di inversione, consente la ricostruzione del profilo di vapor d'acqua. Va puntualizzato, inoltre, che le misure IR sono state corredate da lanci di radiosonde per la misura diretta dei profili di temperatura ed umidità relativa. Questo ha consentito, sia di verificare la bontà della tecnica di inversione che di confrontare gli spettri IR misurati con quelli calcolati mediante modelli di trasferimento radiativo quali LBLRTM.

3 RISULTATI RILEVANTI

Nel corso degli anni il laboratorio di Radiometria ed Interferometria si è consolidato anche grazie alla progettazione e realizzazione di un Laboratorio Mobile su cui si è installato, oltre ai radiometri già descritti, una centralina per la misura di parametri atmosferici, compresa di piranometro per la misura della radiazione globale (diretta e diffusa) nell'intervallo spettrale 200 nm – 2800 nm ed un sistema di radiosondaggio VAISALA per la misura di profili di temperatura ed umidità relativa, come da Figura 1.

Questo consente di effettuare campagne di misura complesse nei siti di maggiore interesse scientifico, come è accaduto nel Marzo 2007 con COBRA (Campagna di Osservazioni



Figura 1: Laboratorio mobile di Radiometria ed Interferometria in misura all'osservatorio astronomico di Toppo di Castelgrande.

della Banda Rotazionale del vapor d'Acqua) nell'ambito del P.R.I.N. "Osservazioni spettralmente risolte dello spettro di emissione della Terra nella banda rotazionale del vapor d'acqua (17-50 μm) per testare modelli di trasferimento radiativo atmosferico" (MIUR progetto # 2005025202). Questa campagna ha visto partecipare molti gruppi di ricerca italiani, ognuno con strumentazione differente. Tra le varie campagne di misura dedicate allo studio delle proprietà dell'aerosol atmosferi-

co, vanno menzionate quella tenutasi a Lecce nel Luglio 2005 nell'ambito del P.R.I.N. "Caratterizzazione delle proprietà ottiche e microfisiche degli aerosol mediante differenti tecniche sperimentali e calcolo degli effetti radiativi indotti dagli aerosol: uno strumento chiave per definire una climatologia degli aerosol" (MIUR progetto #2004023854) e quella denominata Tito 2001 che è durata circa 5 mesi (giugno 2001-ottobre 2001). Quest'ultima ha consentito di studiare il particolato di background e le variazioni delle sue proprietà ottiche e fisiche sotto l'influsso di masse d'aria di varia provenienza, come descritto in Esposito et al. (2004).

In Figura 2 è mostrato l'andamento spettrale dello spessore ottico aerosolico, misurato alla stessa ora (9:20 GMT), in condizioni di cielo limpido, ma in mesi differenti. La variazione del corrispondente valore di α riportato sul grafico (1,87 in Giugno, 0,90 in Ottobre), indica che la diversa provenienza delle masse d'aria in transito sul sito di misura, cambia il rapporto di mescolamento fra particelle grandi e piccole. Infatti le backtrajectories ottenute con il modello HYSPLIT ne rivelano origi-

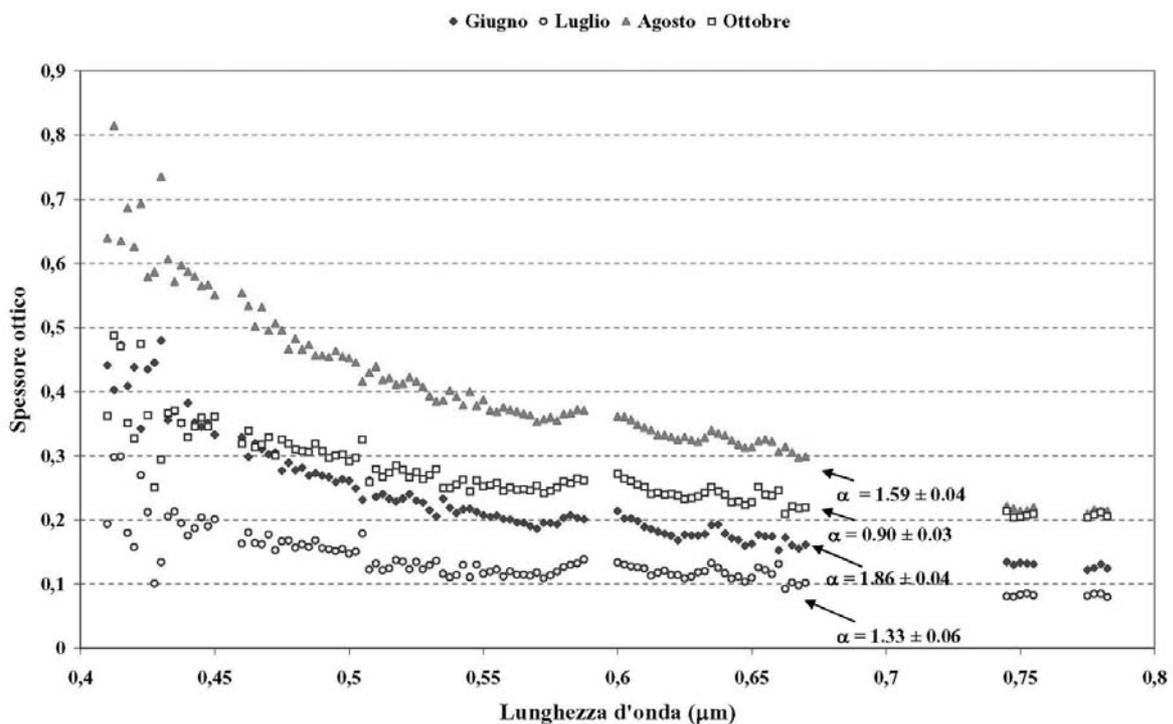


Figura 2: Andamento spettrale dello spessore ottico aerosolico misurato alla stessa ora, in condizioni di cielo libero, ma in mesi diversi.

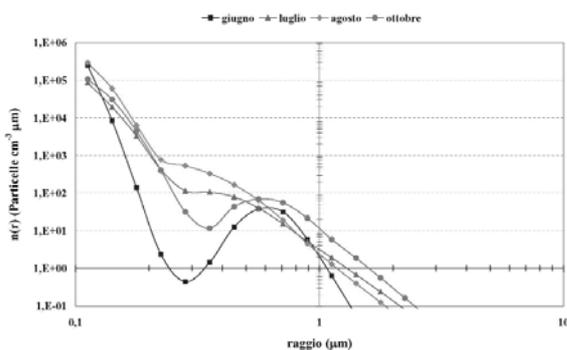


Figura 3: Distribuzioni dimensionali medie giornaliere relative ai singoli mesi di misura.

ni diverse (in Giugno provengono dal Nord Europa, in Ottobre dal bacino del Mediterraneo e dal Nord Africa). Un'ulteriore verifica è stata fatta analizzando la variazione delle distribuzioni dimensionali nel corso dei mesi, come in Figura 3. In questo grafico è evidente come la marcata bimodalità della distribuzione media giornaliera relativa al mese di Giugno, vada progressivamente perdendosi, proprio in virtù della diversa origine delle masse d'aria osservate.

In Figura 4 è mostrato il dettaglio della regione spettrale 520-620 cm^{-1} relativo alla differenza tra lo spettro di radianza atmosferica misurato ed il corrispondente spettro calcolato inserendo i profili misurati di temperatura ed umidità. I tre grafici corrispondono a diversi database spettrali in cui si evidenziano le discrepanze tra le misure ed i modelli.

In particolare il database HITRAN2004 presenta i residui più alti negli intervalli 525-545 cm^{-1} e 596-604 cm^{-1} . Una discussione approfondita al riguardo è riportata in Esposito et al. (2007).

4 PROSPETTIVE FUTURE

La complessità del sistema Terra-Atmosfera suggerisce di muoversi verso una maggiore integrazione di strumenti per l'osservazione dei parametri atmosferici di interesse climatologico. Pertanto in futuro si integreranno

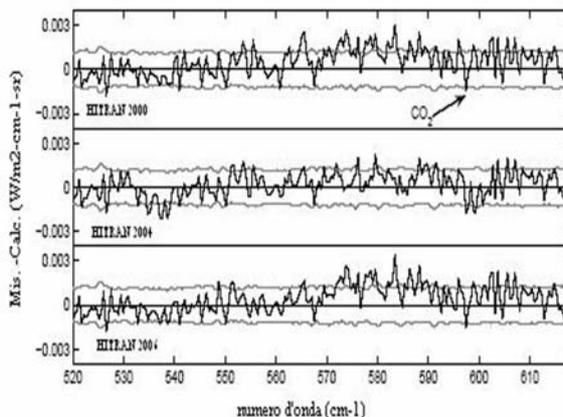


Figura 4: Residui relativi al confronto tra spettro misurato a Tito Scalo (EAQUATE 2004) e calcolato con tre diversi database spettrali.

misure di estinzione in orizzontale con quelle ottenute sulla colonna per stimare la distribuzione aerosolica al suolo e la corrispondente altezza di scala.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

Esposito F., Leone, L., Pavese, G., Restieri R., Serio, C. 2004 Seasonal variations of aerosol properties in South Italy: a study on aerosol optical depths, Angstrom turbidity parameters and aerosol size distributions. *Atm. Env.* 38: 1605-1614.

Esposito F., Grieco, G., Masiello, G., Pavese, G., Restieri, R., Serio, C., Cuomo, V. 2007. Intercomparison among line-parameters spectroscopic databases using downwelling spectral radiance. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* In press.

Hansen J., Sato M., Ruedy R. 1997. Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.* 102: 6831-6864.

Tegen, I., Lacis A. A. 1996. Modeling of particle size distribution and its influence on the radiative properties of mineral dust aerosol. *J. Geophys. Res.* 101: 19237-19244.

Osservazione della composizione chimica dell'atmosfera e delle sue evoluzioni con i cambiamenti climatici: l'importanza strategica delle stazioni CNR in Calabria

N. Pirrone, F. Sprovieri

Istituto sull'Inquinamento Atmosferico, CNR, Rende (CS), Italia

n.pirrone@cs.iaa.cnr.it

SOMMARIO: L'obiettivo della Direttiva quadro 96/62/CE, recepita con il D. lgs. n. 351 del 4/08/1999, è perseguito mediante l'adozione di strumenti conoscitivi integrati quali il monitoraggio dell'aria, banche dati delle emissioni e la modellistica di trasporto, dispersione e trasformazione chimica. Per quanto riguarda l'aspetto del Global Change, lo sviluppo industriale avvenuto negli ultimi decenni ha provocato una variazione della composizione dell'atmosfera su scala continentale e planetaria. Per valutare le condizioni di fondo dell'atmosfera terrestre e tenere sotto controllo i cambiamenti cui essa è soggetta, gli studi necessitano di misure eseguite in aree remote e cioè non soggette a fenomeni di inquinamento locale. A tale scopo, stazioni di monitoraggio localizzate in alta montagna costituiscono piattaforme ideali per studiare lo stato dell'atmosfera fornendo dati molto importanti nel rilevare cambiamenti significativi nella composizione chimica dell'atmosfera indotti dal trasporto di masse d'aria da aree molto distanti dal punto di osservazione.

1 INTRODUZIONE

Il tema del miglioramento della qualità dell'aria si interseca con altri problemi riguardanti le variazioni climatiche, l'acidificazione e l'eutrofizzazione, riduzione dell'ozono stratosferico e troposferico, qualità dell'ambiente urbano e pianificazione territoriale. La domanda di dati e informazioni sulla qualità dell'aria è espressa in via prioritaria dalla normativa nazionale e internazionale, e da quanto previsto da trattati o convenzioni internazionali (ad es. Protocollo di Kyoto, Convenzione UNECE sull'inquinamento transfrontaliero), Decisioni, Direttive e Regolamenti dell'Unione Europea, circolari, decreti e testi di legge dello Stato italiano. Da ciò deriva l'esigenza di definire un sistema armonizzato di produzione, raccolta e diffusione delle informazioni, con la finalità primaria di garantire la prevenzione, l'eliminazione e/o abbattimento degli agenti inquinanti nell'ambito di una valutazione integrata dello stato dell'ambiente. La Direttiva Quadro

sulla Qualità dell'Aria della UE, quindi, individua attraverso una serie di Direttive Figlie (già approvate e/o in corso di approvazione) i livelli di riferimento per le concentrazioni di SO₂, PM, Piombo, CO, Benzene, NO₂, Ozono, IPA, Cadmio, Arsenico, Nickel e Mercurio, impone la caratterizzazione preliminare della qualità dell'aria negli agglomerati urbani o in altre zone particolari del territorio nazionale e per tempi stabiliti per riportare a valori accettabili eventuali eccedenze, prevedendo in un prossimo futuro sanzioni economiche che si abatteranno su quei Paesi che non saranno in grado di garantire il rispetto delle norme. La consapevolezza di una mutata prospettiva sta emergendo anche nella normativa nazionale ove si punterà su un sistema di "conoscenze/azioni conseguenti" basato sul monitoraggio efficiente e strumenti di valutazione e qualità del dato, modelli interpretativi dei fenomeni, analisi di scenario emissivi, analisi costi-benefici e provvedimenti di riduzione delle emissioni. Sottolineando, inoltre, l'importanza della

qualità come fattore fondamentale per l'utilizzo e la trattazione dei dati, è stato emanato il DM 20 Settembre 2002 che individua ai sensi del decreto legislativo n. 351/1999, "gli organismi incaricati a svolgere le funzioni tecniche finalizzate a garantire la qualità del sistema delle misure di inquinamento atmosferico in materia di valutazione e di gestione della qualità dell'aria". Da più parti, dunque, emerge la necessità di definire ed adottare omogenei programmi di garanzia di qualità per la gestione delle reti di monitoraggio della qualità dell'aria; in particolare, gli input più significativi, in tal senso, provengono oltre che dalla normativa nazionale di recente emanazione come sopra specificato, anche dal contesto europeo, le cui linee guida finalizzate alla creazione di una rete europea di monitoraggio della qualità dell'aria (EUROAIRNET) pongono vincoli in termini di performance e di certificazione, finalizzati alla confrontabilità dei dati. Il progredire delle conoscenze scientifiche sull'inquinamento atmosferico e sui suoi effetti, ha avuto riflessi sostanziali sulla Legislazione Comunitaria e sull'impostazione dei Protocolli collegati alla Convenzione sull'inquinamento transfrontaliero: sono aumentati gli inquinanti normati, è stata riconosciuta l'utilità dei modelli di simulazione della dispersione come strumenti di analisi, ed è stata assunta l'interdipendenza dei fenomeni precedentemente trattati singolarmente (acidificazione, eutrofizzazione, ozono troposferico, effetti clima alteranti).

2 DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Per quanto riguarda l'aspetto del Global Change, il grande sviluppo industriale avvenuto negli ultimi decenni ha provocato una variazione rilevante della composizione dell'atmosfera su scala continentale e planetaria. Per valutare le condizioni di fondo dell'atmosfera terrestre e tenere sotto controllo adeguatamente i cambiamenti cui essa è soggetta, gli studi necessitano di misure eseguite in aree remote, cioè aree non soggette a fenomeni di inquinamento locale. A tale scopo, stazioni di monito-

raggio localizzate in alta montagna costituiscono piattaforme ideali per studiare lo stato dell'atmosfera in condizioni non influenzate da attività emissive locali; esse forniscono dati molto importanti nel rilevare cambiamenti significativi nella composizione chimica dell'atmosfera indotti dal trasporto di masse d'aria da aree molto distanti dal punto di osservazione. Lo studio delle variazioni spaziali e temporali della composizione chimica dell'atmosfera è oggetto di forte interesse da parte di molti gruppi di ricerca e programmi internazionali (i.e., IGBP, UNEP, UNECE). Tutte le aree di alta montagna sono regioni particolarmente sensibili dal punto di vista ambientale e si comprende quindi come in queste zone è fondamentale disporre di punti di monitoraggio del clima e della composizione chimica dell'atmosfera. I dati da esse forniti, unitamente all'impiego di modelli globali di trasporto e chimica dell'atmosfera, permettono di investigare e descrivere i meccanismi di trasporto, di trasformazione e di ricaduta degli inquinanti rilasciati da sorgenti antropiche e naturali nel Planetary Boundary Layer. Molti di questi inquinanti atmosferici sono caratterizzati da tempi di residenza in atmosfera sufficientemente lunghi da consentire il loro trasporto per lunghe distanze e quindi determinare un loro impatto sia sugli ecosistemi acquatici e terrestri che sulla salute pubblica. Infine è da sottolineare come il sistema-montagna, altamente sensibile ai cambiamenti climatici in corso debba essere esaurientemente monitorato con tecniche innovative e studiato al fine di acquisire il bagaglio di conoscenze necessario ai Governi Nazionali e alle Organizzazioni Internazionali, al fine di sviluppare strategie di contenimento degli effetti antropici sull'ambiente e d'incrementare la qualità dell'ambiente. Nel corso degli ultimi secoli, con l'avvento dello sviluppo industriale, le concentrazioni di fondo di molti costituenti dell'atmosfera hanno visto un graduale incremento nel tempo mettendo a rischio ecosistemi situati in aree molto remote come le regioni dell'Artico e dell'Antartide. Per comprendere correttamente le dinamiche dell'inquinamento atmosferico su scala regio-



Figura 1: Stazione Sperimentale Marina (SSM) situata sulla costa tirrenica calabrese a 49 metri s.l.m. (N39°19'22" E16°02'44"), nel Comune di San Lucido (prov. di Cosenza).



Figura 2: Stazione Sperimentale ad Alta Quota (SSAQ) situata nel Parco Nazionale della Calabria, a 1.379 metri s.l.m. (Lat 39° 39' 418" Lon 16° 61' 354") nel Comune di Longobucco (prov. di Cosenza).

nale (es. Mediterranea) e continentale è stato importante comprendere i contributi provenienti da regioni che si trovano in altri continenti, economicamente emergenti (i.e., Cina, India) e quindi le modalità di trasporto atmosferico su lunga distanza al fine di valutare i danni che le emissioni in un Paese possono arrecare ad altri Paesi, anche situati a distanze molto significative dal punto di emissione. Lo studio dell'inquinamento di fondo e delle sue dinamiche al variare delle condizioni meteorologiche e dello sviluppo socio-economico è, dunque, di notevole importanza in quanto fornisce informazioni molto utili sui livelli minimi di inquinamento atmosferico rilevabili in aree remote, i quali sono strettamente legati alla storia ambientale del nostro pianeta. A tal fine, la Sezione di Rende dell'Istituto sull'Inquinamento Atmosferico del CNR ha avviato, nel 2006, un programma di monitoraggio atmosferico in continuo presso le due stazioni sperimentali di tipo EMEP – Livello 2 situate una ad alta quota e una a livello del mare (vedi Figure 1 e 2). Questo ha consentito lo sviluppo di un'attività di ricerca di rilevanza nazionale, europea e internazionale, e nel contempo, di fornire supporto a Enti pubblici e privati. Le stazioni di monitoraggio sono inserite nella rete europea EMEP di monitoraggio atmosferico (European Monitoring Environment Programme-EMEP) che è parte della convenzione UNECE-LRTAP. Il pro-

gramma di misure condotto riguarda sia parametri specifici di qualità dell'aria che parametri rilevanti per la valutazione dell'entità dei cambiamenti climatici, e includono sia composti acidificanti ed eutrofizzanti che ozono, metalli pesanti, particolato atmosferico, composti organici persistenti e VOC.

La Stazione Sperimentale Marina (SSM) (Figura 1) è finalizzata allo studio della chimica dell'atmosfera nello Strato Limite Marino (MBL), è situata sulla costa tirrenica calabrese a 49 metri s.l.m. (N39°19'22" E16°02'44"), nel Comune di San Lucido (prov. di Cosenza), mentre la Stazione Sperimentale ad Alta Quota (SSAQ) (Figura 2), finalizzata allo studio della chimica dell'atmosfera sopra lo strato di mescolamento (Mixing Layer) è situata nel Parco Nazionale della Calabria, a 1.379 metri s.l.m. (Lat 39° 39' 418" Lon 16° 61' 354") nel Comune di Longobucco (prov. di Cosenza).

Le due stazioni di monitoraggio consentono di ottenere con continuità e periodicità i dati necessari al monitoraggio dei principali indicatori di qualità dell'aria e composizione chimica dell'atmosfera. Le stazioni di monitoraggio si integrano con le altre reti previste/esistenti sul campo nazionale ed europeo, allo scopo di contenere i costi, aumentare lo scambio di informazioni e permettere l'estrapolazione dei dati ad aree non monitorate. La presenza di tali infrastrutture sono dunque necessarie anche in risposta alle

richieste provenienti dall'Agenzia Europea per l'Ambiente. La presenza delle due stazioni di monitoraggio ha tra le diverse priorità:

- la determinazione delle attuali caratteristiche e proprietà dell'atmosfera;
- il monitoraggio nel breve e lungo periodo della composizione chimica dell'atmosfera con i cambiamenti climatici;
- la valutazione della sensibilità a tali mutamenti e la previsione delle sue evoluzioni future;
- lo sviluppo e la validazione di modelli a scala regionale e globale finalizzati a stabilire le relazioni quantitative tra aree di emissione e aree di ricezione;
- la diffusione dei risultati ottenuti come strumento di indirizzo per politiche di intervento direttamente o indirettamente collegate alla contaminazione degli ecosistemi.

Il programma di monitoraggio in continuo prevede la determinazione delle concentrazioni di fondo degli inquinanti atmosferici in aria e nelle precipitazioni, discriminando i contributi derivanti dalle sorgenti locali da quelli derivanti dal trasporto transfrontaliero. L'analisi dei dati sperimentali ottenuti fornirà i dati necessari per il conseguimento di due ulteriori obiettivi, ovvero la valutazione dell'importanza relativa dell'emissione diretta d'inquinanti e della loro generazione in-situ indotta dalla presenza di ossidanti di origine fotochimica e l'impatto percentuale delle

fonti antropiche e naturali. L'identificazione delle "impronte digitali" delle classi di composti studiati consentirà d'identificare le sorgenti principali dell'inquinamento, mentre il confronto con i dati di meteorologia consentirà di discriminare il trasporto d'inquinanti su scala globale da quello regionale. Le attività delle stazioni SSM e SSAQ rientrano nell'ambito di progetti e programmi nazionali, europei e internazionali di monitoraggio atmosferico e studio delle variazioni della composizione dell'atmosfera. Un contributo particolare viene fornito ai programmi internazionali UNECE-EMEP, Global Atmospheric Watch (GAW), IGBP-IGAC e IGBP-SOLAS.

3 PROSPETTIVE FUTURE

Al fine di poter sviluppare un programma di ricerca a medio e lungo termine inerente l'evoluzione temporale della composizione chimica dell'atmosfera, e quindi comprendere l'influenza indotta sui cambiamenti climatici in atto, è necessario che il CNR e quindi gli organi di governo garantiscano un supporto finanziario sufficiente affinché possa essere garantito l'impiego di personale altamente specializzato indispensabile per la gestione *day-by-day* delle infrastrutture realizzate dall'Istituto IIA di Rende con soli finanziamenti esterni (<http://www.iaa.cnr.it>).

Otto anni di osservazioni a Mt. Cimone: analisi climatologica del biossido di azoto in stratosfera

A. Petritoli, E. Palazzi, F. Ravegnani, I. Kostadinov, D. Bortoli, S. Masieri, G. Giovanelli

Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del clima, CNR, Bologna, Italia
a.petricoli@isac.cnr.it

SOMMARIO: Nelle pagine che seguono viene presentata l'analisi climatologica del contenuto colonnare totale di biossido di azoto (NO_2) misurato presso la stazione di misura "O. Vittori" di Mt. Cimone ($44^\circ 11' \text{N}$ - $10^\circ 42' \text{E}$, 2165 m). Vengono mostrati otto anni di misure ottenute con lo spettrometro GASCOD (*Gas Absorption Spectrometer Correlating Optical Differences*) operante nell'intervallo dell'Ultravioletto e del Visibile a partire dal 1993. Per effettuare uno studio climatologico di NO_2 è stata applicata una metodologia di analisi spettrale basata sull'identificazione di fenomeni geofisici (predittori) utilizzati per eliminare dalle serie temporali di NO_2 le oscillazioni indotte dai fenomeni naturali periodici. Viene presentato e discusso tale approccio, detto diagnostico, insieme all'analisi del possibile effetto indotto dalla mancanza di dati nella fase di filtraggio, per garantire una interpretazione critica dei risultati. Questi mostrano che nell'emisfero nord alle medie latitudini si può stimare un aumento del contenuto colonnare di NO_2 del 7 % per decade.

1 INTRODUZIONE

Il biossido di azoto è un composto chiave per la comprensione dei meccanismi che avvengono in stratosfera alle medie latitudini, vista anche la stretta connessione con la chimica dell'ozono. Uno studio condotto su 20 anni di misure nell'emisfero sud da Liley (2000) ha mostrato un aumento di NO_2 stratosferico pari al 5 % per decade. Questo studio è stato condotto usando un modello statistico a regressione multipla per rimuovere dalle misure effettuate all'alba e al tramonto gli effetti attribuibili ai cicli fisici noti, in modo da ricavare il trend climatologico del gas stesso. Nello studio riportato nel presente documento che si riferisce a misure effettuate nell'emisfero nord viene proposto invece un approccio diverso basato sull'analisi dello spettro di potenza. Il vantaggio di lavorare nello spazio delle frequenze permette di non tener conto degli esatti valori dei parametri geofisici che devono essere rimossi dal data set, ma di con-

siderare il solo comportamento periodico ed eliminarlo mediante un filtraggio dedicato.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

La stazione di ricerca "Ottavio Vittori" si trova sulla vetta del Monte Cimone ($44^\circ 11' \text{N}$ - $10^\circ 42' \text{E}$) a 2165 m sopra il livello del mare. Nel mese di giugno 1993 vi fu installato lo spettrometro GASCOD (*Gas Absorption Spectrometer Correlating Optical Differences*) operante da allora in modo automatico. Lo strumento misura la radiazione solare diffusa lungo la verticale nell'intervallo spettrale tra 407 nm e 464 nm all'alba e al tramonto. La serie storica di misure disponibili riferite al Mt. Cimone ha inizio dunque nel mese di giugno 1993. A causa di alcuni problemi tecnici si sono susseguiti alcuni periodi di malfunzionamento dello strumento e conseguente mancanza di dati: non ci sono misure tra Maggio 1997 e Luglio 1998, e per alcuni mesi del 1999. Gli spettri misurati sono

stati successivamente processati con la metodologia DOAS (*Differential Optical Absorption Spectroscopy*) per ricavare da essi il contenuto colonnare obliquo di NO₂ a diversi Angoli Solari Zenitali (SZA) durante l'alba e il tramonto (Platt 1999). Un unico spettro di riferimento ottenuto a mezzogiorno locale del 27 giugno 1995 è stato usato per condurre l'analisi presentata nel presente lavoro, così da evitare il presentarsi di falsi andamenti dovuti a possibili stime non corrette del contenuto colonnare obliquo di riferimento. La Figura 1 mostra il contenuto colonnare obliquo di NO₂ misurato a SZA = 90° per misure effettuate all'alba (AM) e al tramonto (PM).

Occasionalmente, valori elevati di contenuto colonnare obliquo sono stati rimossi dalla serie di dati in quanto attribuibili ad episodi di trasporto di masse d'aria inquinata ricche di NO₂ provenienti dalla vicina Val Padana (Petricoli, 2002). L'approccio utilizzato per rimuovere dalla serie temporale di NO₂ le variazioni dei contenuti colonnari obliqui del gas stesso attribuibili a cause naturali è di tipo

diagnostico ed ha lo scopo di identificare e rimuovere ogni parametro di tipo geofisico, definito predittore. La trasformata di Fourier (F) della serie temporale (SC (t)) è stata calcolata mediante il noto algoritmo della FFT (Fast Fourier Transform); è stato quindi applicato un filtro passa banda (f(w)) per rimuovere le frequenze identificate e tornare al dominio temporale filtrato (SC'(t)) secondo lo schema seguente:

$$SC(t) \rightarrow |F_{SC}(w)|^2 \rightarrow F_{SC}(w)f(w) \rightarrow SC'(t) \quad (1)$$

L'analisi dello spettro di potenza è stato applicato alle medie mensili mostrate in Figura 1. Gli spettri di potenza all'alba e al tramonto sono mostrati in Figura 2.

3 RISULTATI RILEVANTI

Come noto dalla teoria matematica della FFT, un campionamento non omogeneo produce delle frequenze spurie dell'ordine dell'inverso del tempo relativo al periodo di dati mancanti. Questo spiega l'allargamento delle

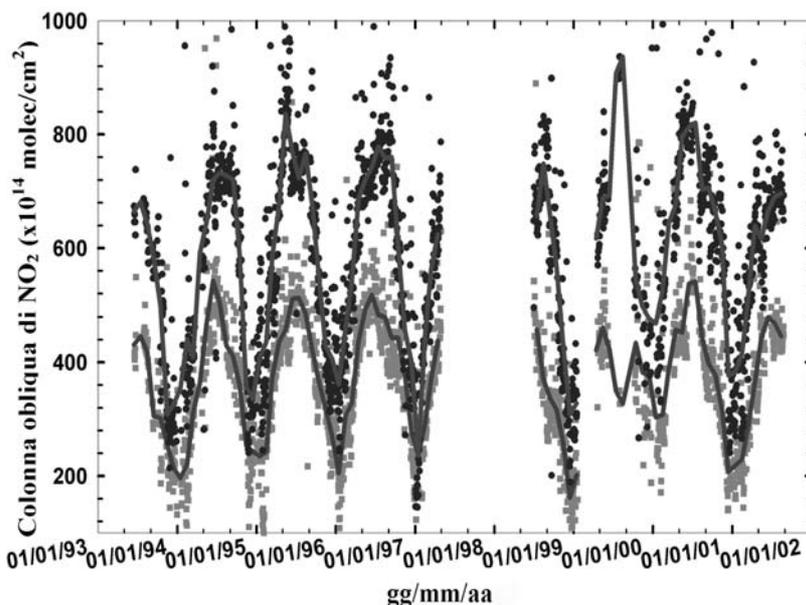


Figura 1: Contenuti colonnari obliqui di NO₂ misurati a SZA = 90° a partire dal mese di giugno 1993. I quadrati ed i tondi in toni di grigio rappresentano rispettivamente le misure all'alba e al tramonto. Le medie mensili (linee continue) riferite all'alba e al tramonto vengono altresì mostrate sovrapposte ai dati originali

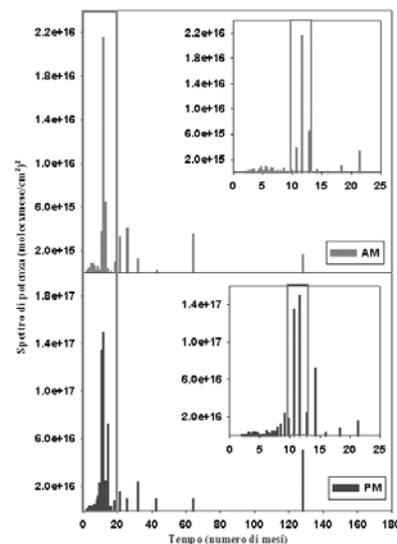
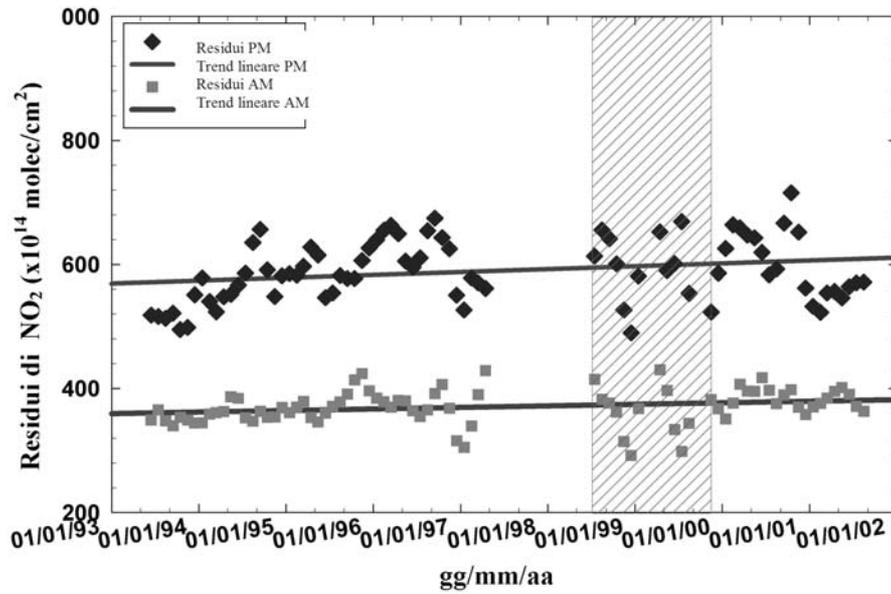


Figura 2: Spettri di potenza delle misure di NO₂ all'alba e al tramonto. Nei riquadri piccoli è mostrata un particolare della scala di frequenze e il rettangolo all'interno dei riquadri delimita le regioni in cui sono state trovate frequenze spurie dovute alla mancanza di dati tra maggio 1997 e luglio 1998.

Figura 3: Andamento a lungo termine di NO₂ ottenuto dopo la rimozione dei predittori in seguito all'operazione di filtraggio. Un aumento di NO₂ del 7% per decade può essere estrapolato sia per i valori riferiti all'alba che per quelli riferiti al tramonto (vedere testo).



componenti annuali di entrambe le serie illustrate in Figura 3, dovuto proprio al periodo di dati mancanti da maggio 1997 a luglio 1998 e al rumore presente alle più alte frequenze (periodo < 5 mesi) probabilmente associato all'altra discontinuità di funzionamento durante il 1999 e a giorni occasionalmente mancanti all'interno della serie di dati.

È evidente dalla Tabella 1 che i differenti fenomeni geofisici hanno differenti effetti sulle misure all'alba e su quelle al tramonto (e pertanto i valori dello spettro di potenza possono essere confrontati solo all'interno di ciascuna serie temporale). Il ciclo annuale è il predittore che presenta il maggiore contributo in entrambi i casi mentre il contributo dell'oscillazione associata al ciclo solare (periodo di 11 anni) è più pulito nei valori relativi al tramonto, come ci si aspetta. L'Oscillazione Quasi Biennale (QBO) e l'asimmetria equinoziale sono altresì tenute in considerazione. Il contributo delle Oscillazioni Nord Atlantiche (NAO) è stato introdotto utilizzando dati NOAA (www.cgd.ucar.edu/~jhurrell/nao.html) ed evidenzia un trend sinusoidale con periodo di 5 anni nelle medie mensili durante l'ultima decade. Possibili influenze delle anomalie nei campi di pressione sui gas in traccia stratosferici furono per la prima volta evidenziate da Appenzeller (2000) per quanto riguarda l'ozono, fornendo comunque già una prima eviden-

za del trend stratosferico di NO₂. Se il profilo verticale del gas presenta elevati valori di concentrazione in corrispondenza della tropopausa, le variazioni di NAO ne alterano il contenuto colonnare in maniera apprezzabile. I predittori identificati sono stati rimossi per passi successivi mediante un procedimento di filtraggio nel dominio delle frequenze secondo lo schema definito in (1). I residui (SC'(t)) sono mostrati in Figura 3.

L'area grigia a strisce in Figura 3 evidenzia il

Tabella 1: Predittori associati ai fenomeni noti per lo spettro di potenza riferito all'alba e al tramonto rispettivamente.

Alba mesi	Predittore	Coefficiente di potenza
12	Ciclo annuale	2,1 x 10 ¹⁶
21 - 25	QBO	4,0 x 10 ¹⁵
64	NAO	3,4 x 10 ¹⁵
128	Ciclo solare	2,6 x 10 ¹⁵
6	Asimmetria equinoziale	6,0 x 10 ¹⁴
Tramonto mesi	Predittore	Coefficiente di potenza
12	Ciclo annuale	1,5 x 10 ¹⁷
128	Ciclo solare	5,0 x 10 ¹⁶
21 - 25	QBO	1,2 x 10 ¹⁶
63	NAO	9,4 x 10 ¹⁵
6	Asimmetria equinoziale	4,8 x 10 ¹⁵

periodo in cui si riscontano giorni mancanti e le medie mensili sono con ogni probabilità meno rappresentative; non sono pertanto correttamente rimosse attraverso l'operazione di filtraggio. Le corrispondenti oscillazioni nei residui sono comunque uniformemente disperse e non incidono sull'analisi del trend globale. È altresì evidente dalla Figura 3 che i residui mostrano un maggiore numero di strutture non rimosse nei dati riferiti al tramonto che in quelli riferiti all'alba. Questo tipo di risultato non fu ottenuto da Liley (2000) e porta a supporre che le misure serali mostrino una sensibilità più accentuata verso alcuni fenomeni. Le strutture dinamiche della circolazione in stratosfera nell'emisfero nord sono piuttosto differenti da quelle che caratterizzano l'emisfero sud. Durante gli inverni nell'emisfero nord, l'allungamento del vortice polare causa frequenti episodi di incursione di masse d'aria polare nella stratosfera delle medie latitudini (sotto i $\sim 40^\circ$ N). Come evidenziato in prima istanza da Noxon (1983) questo è un fattore determinante nella variazione di biossido di azoto indotta dalla dinamica. L'evoluzione fotochimica durante le condizioni diurne e lo stesso trasporto modulano il contenuto colonnare totale del gas al tramonto mentre nel primo mattino la conversione chimica a partire dai principali composti notturni, N_2O_5 e HNO_3 , subisce una lenta diminuzione inerziale dovuta ai lunghi tempi di fotolisi di entrambi i gas, così da attenuare ogni aumento avvenuto in precedenza. Questo tipo di considerazione, tuttavia, non aiuta a rimuovere questi fenomeni dai residui e, d'altra parte, essi potrebbero essere considerati come effetti climatici sul trend a lungo termine del gas in traccia da includersi, proprio per questo, all'interno di ogni considerazione di tipo climatico. Allo scopo di confrontare i risultati ottenuti nel presente lavoro con quelli pubblicati da Liley (2000), il trend lineare mostrato in Figura 3 è stato usato per estrapolare l'analisi effettuata su 8 anni fino a 10 anni e dedurre un aumento di NO_2 stratosferico del 7 % per decade.

4 CONCLUSIONE

Nel presente lavoro sono state presentate e discusse le misure di NO_2 stratosferico effettuate per 8 anni alle medie latitudini nell'emisfero nord. Il metodo proposto basato sull'analisi di Fourier serve per filtrare l'insieme di dati sperimentali dai fenomeni attribuibili ai cicli naturali e mette in evidenza l'andamento a lungo termine del biossido di azoto. Una volta effettuato il filtraggio delle frequenze, è stato estrapolato un aumento di NO_2 del 7 % per decade che supera quello del 5 % risultante da studi analoghi effettuati nell'emisfero sud.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Appenzeller, C., Weiss, A.K., Staehelin, J. 2000. North Atlantic Oscillations modulates total ozone winter trends. *Geophys. Res. Lett.* 27, 1131-1134.
- Fish, D.J., Roscoe, H.K., Johnston, P.V. 2000. Possible causes of stratospheric NO_2 trends observed at Lauder, New Zealand. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 3313-3316.
- Liley, J.B., Johnston, P.V., McKenzie, R.L., Thomas, A.J., Boyd, I.S. 2000. Stratospheric NO_2 variations from a long time series at Lauder, New Zealand. *J. Geophys. Res.*, 105, 11633-11640.
- Noxon, J.F., Henderson, W.R., Norton, R.B. 1983. Stratospheric NO_2 , 3) The effects of large scale horizontal transport. *J. Geophys. Res.*, 88, 5240-5248.
- Petritoli, A., Giovanelli, G., Kostadinov, I., Ravegnani, F., Bortoli, D., Bonafè, U., Bonasoni, P., Evangelisti, F., Calzolari, F. 2002. Tropospheric and stratospheric NO_2 amount deduced by slant column measurements at Mt. Cimone station. *Adv. Space Res.*, 29 (11), 1691-1695.
- Platt, U. 1999. Modern methods of the measurements of atmospheric trace gases. *Phys. Chem. Chem. Phys.*, 1, 5409-5415.

Valutazione e definizione degli standard per la spazializzazione dei parametri meteo-climatici

R. Ferrari, L. Bottai, F. Maselli, R. Costantini, A. Crisci, R. Magno, G. Maracchi

Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia
ferrari@lamma-cres.rete.toscana.it

SOMMARIO: La rappresentazione di un tema di natura climatica in un sistema informativo geografico è generalmente effettuata in modalità raster. Le informazioni provenienti dalle stazioni meteorologiche sono invece di natura puntuale, quindi si rende necessaria la spazializzazione di questo tipo di informazione. Per passare da una serie di dati puntuali a una distribuzione continua nello spazio, si possono impiegare diversi metodi che afferiscono al campo della statistica applicata. Nel caso specifico dell'attività svolta, si è cercato di verificare l'applicabilità di alcune fra le più note tecniche di spazializzazione e l'individuazione fra esse della più adeguata a ricostruire i valori di precipitazione cumulata e temperatura su territorio in esame. Il presente lavoro è parte del progetto europeo DESERTNET (Interreg III B), realizzato da Ibimet per conto della Regione Toscana, dove veniva richiesta la realizzazione di mappe climatologiche sull'intero territorio regionale toscano, orientate alla valutazione del rischio desertificazione.

1 PREMESSA

L'estrazione di una rappresentazione regolare e continua dei parametri climatici sul territorio a partire dai dati puntuali delle singole stazioni meteorologiche è un passaggio piuttosto delicato. Da esso dipende il buon esito delle successive elaborazioni, effettuate sulla banca dati di immagini che ne deriva.

L'attività svolta ha lo scopo di indagare quali, fra le tecniche più note in letteratura, siano da preferire per spazializzare i parametri climatici nell'aerea di studio, rappresentata dall'intero territorio regionale toscano.

L'analisi climatica è stata realizzata sulla base dei dati dell'Ufficio Idrografico e Mareografico di Pisa, attualmente gestiti dal Centro Funzionale della Regione Toscana.

2 APPROCCIO METODOLOGICO

L'analisi climatica è stata condotta a livello mensile e l'intento è stato di verificare che le tecniche di spazializzazione fossero efficienti nella rappresentazione della modulazione delle

variabili, operata dal fattore stagionale.

I dati climatici di partenza (precipitazione e temperatura minima e massima), in origine giornalieri, sono stati aggregati come medie di pioggia cumulata, di temperatura massima e minima sul trentennio 1960-1990, generalmente preso come riferimento dall'IPCC (*International Panel of Climate Change*). Il confronto è stato effettuato sulla base di alcuni mesi rappresentativi delle stagioni per le varie grandezze. La Tabella 1 ci fornisce l'insieme dei dati utilizzati e la relativa numerosità.

La distribuzione delle stazioni sul territorio toscano, riportata in Figura 1, è diversa a seconda del parametro considerato: infatti le stazioni pluviometriche sono molto più numerose di quelle termometriche.

Tabella 1: Dati utilizzati.

	Numero Stazioni	Periodo di riferimento
Precipitazione cumulata	234	1960-1990
Temperatura media minima	54	1960-1990
Temperatura media massima	54	1960-1990

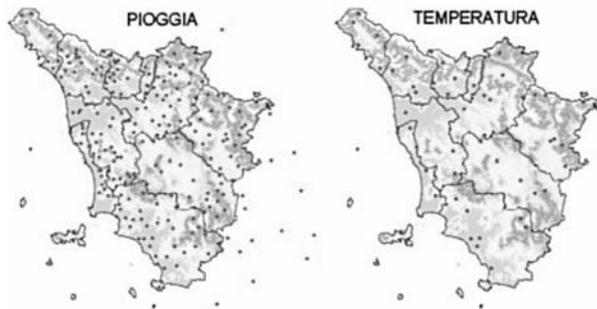


Figura 1: Stazioni termo-pluviometriche utilizzate per l'elaborazione.

1.1 Tecniche confrontate

Sono state prese in considerazione sia tecniche di tipo geostatistico (*kriging* e *cokriging*), sia tecniche basate sulla regressione lineare multipla, le quali necessitano di covariate territoriali come la quota, la latitudine e/o la distanza dal mare:

1. regressione lineare pesata localmente con la quota (Maselli, 2001);
2. regressione lineare pesata localmente con la quota più correzione dei residui;
3. regressione multipla lineare con correzione dei residui;
4. *kriging*;
5. *cokriging*.

In particolare, il peso della regressione lineare (tecniche 1 e 2) dipende da due parametri che definiscono la curva di smorzamento: la distanza massima da considerare oltre cui la curva viene troncata con il conseguente azzeramento dei pesi, e il *range* della regressione pesata. Con una serie di test è stata calibrata la curva di smorzamento, tuttavia, i parametri della funzione di peso sono molto influenzati dal generale contesto di spazializzazione, dalla stagione, dalla variabile oggetto di analisi e il suo formato temporale, dalle caratteristiche geografiche dell'area di studio e dalla precisione finale delle mappe.

Per quanto riguarda la tecnica 3 le variabili indipendenti che sono state considerate nella regressione multipla sono l'altitudine, la latitudine, la longitudine e la distanza dal mare. Per le tecniche 2 e 3 è stata eseguita una corre-

zione dei residui, vale a dire, una volta eseguita la spazializzazione sono stati calcolati i residui sulle singole stazioni come differenza tra valori stimati e valori misurati; successivamente i residui sono stati spazializzati tramite *kriging* e sommati algebricamente alla mappa iniziale.

Per la tecnica 4, ovvero il *kriging*, è stato necessario calibrare preliminarmente il variogramma stagionale. Dai risultati è emerso che, nel caso in esame, è preferibile, per le precipitazioni estive, utilizzare un variogramma teorico di riferimento di tipo lineare, mentre per quelle autunnali risulta migliore il tipo esponenziale.

Infine per quanto riguarda la tecnica 5 (*cokriging*), la variabile di appoggio considerata, correlata con il parametro climatico da spazializzare, è la quota.

1.2 Procedura di confronto

Il parametro di confronto, l'errore quadratico medio (RMSE), è fra il set di dati stimati dalla spazializzazione e quello di dati osservati per ciascuna stazione. L'approccio seguito per effettuare il test è una cross-validazione di tipo leave one out. In Figura 2 è riportato lo schema dei passi eseguiti.

Come indicato in figura, nel test sono stati considerati alcuni mesi rappresentativi della variabilità dei parametri a livello stagionale.

3 RISULTATI OTTENUTI

Dall'analisi svolta in termini di RMSE emerge che le tecniche di interpolazione considerate, nel caso di un'area come quella della

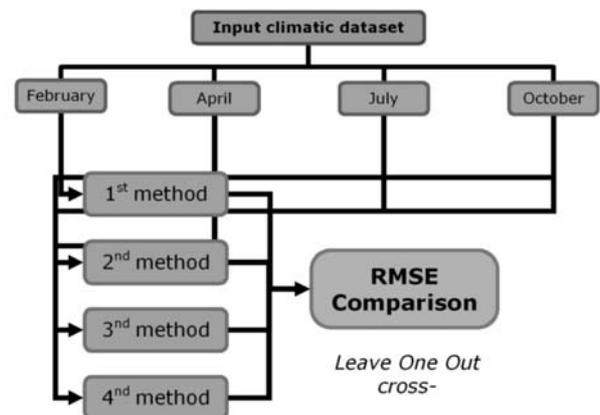


Figura 2: Schema della procedura seguita.

Regione Toscana e con la numerosità dei dati a disposizione, forniscono un risultato sufficientemente attendibile, ad eccezione del *kriging* sulle precipitazioni estive.

I dati pluviometrici e quelli termometrici presentano una variabilità spaziale piuttosto differente: i primi hanno una componente aleatoria molto più forte dei secondi che, invece, risultano maggiormente influenzati dalle caratteristiche morfologiche del territorio.

Analizzando i risultati possiamo affermare che la spazializzazione delle temperature, pur essendo in generale meno problematica rispetto a quella delle precipitazioni, risulta migliore se realizzata con tecniche che utilizzano relazioni con altri parametri territoriali. Per le precipitazioni, invece, a causa delle loro caratteristiche instabili legate alle perturbazioni che le hanno generate, sono da preferire i metodi geostatistici come il *kriging* ordinario o il *cokriging* con la quota. Quest'ultimo in particolare assicura una maggiore stabilità in termini di RMSE a livello stagionale, specie quando i valori di pioggia sono bassi o estremamente variabili.

Per le temperature, sia massime che minime, i risultati migliori sono stati raggiunti con i modelli regressivi lineari, combinati con la correzione dei residui. Lo scarto con la regressione pesata è minimo: ciò è spiegabile con la variabilità dei parametri di calibrazione della curva di smorzamento, che è funzione del mese in cui viene effettuata la spazializzazione. Nella nostra analisi, con l'adozione di una curva fissa per tutti mesi, non è stato possibile esprimere tutta la potenzialità della tecnica esaminata.

Di seguito sono riportate le tabelle con i risultati del confronto fra le varie tecniche ottenute rispettivamente per dati pluviometrici, di temperatura minima e di temperatura massima.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Sulla base dei risultati ottenuti nel test che, occorre precisare, ha valore per lo specifico set di dati a disposizione e per i parametri climatici analizzati, è stata sviluppata una banca

Tabella 2: Risultati di RMSE (mm) ottenuti nella spazializzazione dei dati pluviometrici.

	Feb	Apr	Lug	Ott
	mm	mm	mm	mm
Cokriging	15,96	14,82	5,25	16,08
Kriging ordinario	15,23	14,37	31,62	15,60
Mreg + Krig res	18,09	15,02	4,35	18,71
Reg lin pes.+ Krig res	24,09	24,51	19,51	26,99

dati di immagini climatologiche di riferimen-

Tabella 3: Risultati di RMSE (°C) ottenuti nella spazializzazione dei dati di temperatura minima.

	Feb	Apr	Lug	Ott
	mm	mm	mm	mm
Cokriging	1,58	1,63	1,88	1,68
Kriging ordinario	1,55	1,59	1,92	1,62
Mreg + Krig res	1,20	1,30	1,99	1,58
Reg lin pes.+ Krig res	1,67	1,51	1,85	1,67

to per il periodo 1960-1990 sul territorio
Tabella 4: Risultati di RMSE (°C) ottenuti nella spazializzazione dei dati di temperatura massima.

	Feb	Apr	Lug	Ott
	mm	mm	mm	mm
Cokriging	2,35	2,38	2,33	2,51
Kriging ordinario	2,62	2,87	2,81	2,66
Mreg + Krig res	1,21	1,26	1,35	1,29
Reg lin pes.+ Krig res	1,67	1,51	1,85	1,67

toscana, adottando, nella spazializzazione dei

dati di precipitazione, il metodo del *cokriging*, con la covariata rappresentata dalla quota, mentre nella spazializzazione delle temperature la regressione lineare è pesata con la quota.

Potrebbe risultare utile migliorare i risultati ottenuti con la regressione lineare pesata, introducendo ulteriori variabili geografiche, correlate al parametro da spazializzare, e una preliminare fase di calibrazione del modello, che tenga conto della variabilità stagionale della curva di smorzamento dei pesi.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Brunsdon C., Fotheringham A.S., and Charlton M.E. (1998), Geographically weighted regression - modelling spatial non-stationarity, *Journal of the Royal Statistical Society, Series D-The Statistician*, 47(3), 431-443.
- Fotheringham A.S., Brunsdon C., and Charlton M.E. (1998), Geographically weighted regression: a natural evolution of the expansion method for spatial data analysis, *Environment and Planning A*, 30(11), 1905-1927.
- Genesio L., Magno R., Crisci A., Capecchi V., Ferrari R. & Angeli L. 2004. Integrazione dei dati climatici, telerilevati e socio-economici per la definizione di indicatori di vulnerabilità alla desertificazione. Rapporto tecnico finale Progetto DESERTNET-Interreg IIIB-MEDOCC. *IBIMET-CNR & Regione Toscana*.
- Maselli F. (Jan 2001), Definition of Spatially Variable Spectral Endmembers by Locally Calibrated Multivariate Regression Analyses, *Remote Sensing of Environment*.
- Pebesma Edzer J. (2004) Multivariable geostatistics in S: the gstat package, *Computers & Geosciences*, 30: 683-691.

Realizzazione per l'Italia di una banca dati climatologica ultrasecolare di serie strumentali

T. Nanni¹, M. Brunetti¹, M. Maugeri²

¹*Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Bologna, Italia*

²*Istituto di Fisica Generale Applicata, Università di Milano, Milano, Italia*

t.nanni@isac.cnr.it

SOMMARIO: È descritta la realizzazione di una banca dati ultrasecolare di serie omogeneizzate di parametri meteorologici. Essa costituisce una base di informazioni essenziale per una attendibile ricostruzione del clima italiano degli ultimi 200 anni.

1 ATTIVITÀ SVOLTA

Nel corso dell'ultimo decennio abbiamo sviluppato un articolato programma di ricerche volto alla ricostruzione dell'evoluzione del clima italiano. Il risultato più rilevante di questo programma è la realizzazione di una banca dati di serie secolari di dati meteorologici.

All'avvio di questo programma di ricerche, l'unica banca dati di lunghe serie storiche italiane disponibile in formato digitale era l'archivio delle serie secolari dell'ufficio centrale di ecologia agraria (UCEA). Esso era stato prodotto nel corso degli anni '70, nell'ambito di un progetto finalizzato del CNR che aveva consentito di digitalizzare i dati termometrici e pluviometrici di 26 stazioni, per un periodo generalmente compreso tra il 1870 ed il 1973. In seguito, alcune di queste serie hanno continuato ad essere aggiornate, mentre altre stazioni hanno cessato di funzionare o di fornire i loro dati all'UCEA. Per quanto la banca dati UCEA raccogliesse un primo e fondamentale nucleo di dati, era molto lontano dal costituire un punto d'arrivo. Un primo problema consisteva nel numero troppo basso di serie: 26 stazioni erano troppo poche per descrivere in modo efficace il comportamento di un territorio geograficamente complesso come quello italiano. Peraltro, le stazioni non avevano una

distribuzione territoriale uniforme, cosicché vaste regioni risultavano scoperte. Un ulteriore problema era rappresentato dai parametri disponibili; infatti, per quanto temperature e precipitazioni rivestano grande importanza, esse non sono sufficienti per una ricostruzione completa del clima del passato. Vi era inoltre un problema di completezza dei dati, in quanto le serie UCEA avevano, soprattutto nel periodo iniziale, numerosi dati mancanti. Esistevano, infine, fondamentali problemi di omogeneità, dal momento che soltanto per un ridottissimo numero di serie si disponeva di informazioni sufficienti per capire quanto fossero fra loro confrontabili i dati raccolti in un periodo generalmente superiore ai 100 anni. In questo contesto, il primo riconoscimento ufficiale delle nostre attività è avvenuto nell'ambito del Progetto Speciale CNR "Ricostruzione del clima dell'area mediterranea nel passato". Nel corso di questo progetto, la banca dati UCEA delle serie mensili di temperature minime, medie e massime e di precipitazioni è stata aggiornata, estesa nel passato, completata, corretta, ed omogeneizzata. Il data-base ottenuto copriva il periodo 1865-1998 per le temperature e quello 1833-1998 per le precipitazioni (Maugeri e Nanni, 1998; Buffoni *et al.*, 1998; Brunetti *et al.*, 2000A; 2000B). Parallelamente alle attività del Progetto Speciale CNR "Ricostruzione

del clima dell'area mediterranea nel passato" sono state svolte altre attività di recupero di serie storiche di dati meteorologici, sia da parte del nostro che di altri gruppi di ricerca. Queste attività hanno consentito da una parte di migliorare la disponibilità di dati e di metadati per alcune delle più importanti serie italiane e dall'altra di procedere ad un estensivo recupero dei dati di alcune aree del territorio italiano.

Nel loro complesso, le attività di recupero delle serie storiche italiane condotte nel corso della seconda metà degli anni '90, avevano determinato un significativo miglioramento della disponibilità di dati, consentendo la produzione di un ampio insieme di analisi statistiche ed evidenziando alcuni risultati di notevole interesse. Queste analisi avevano, tuttavia, anche dimostrato come lo studio delle variazioni del clima italiano avesse nella qualità e nella disponibilità dei dati il suo principale fattore limitante. In particolare, da una parte il numero delle serie disponibili era ancora troppo basso, determinando una copertura molto incompleta del nostro Paese, dall'altra rimaneva ampiamente aperto il fondamentale problema dell'identificazione e della correzione di eventuali disomogeneità nei dati. Ciò era dovuto alla scarsissima disponibilità di informazioni relative alla storia delle osservazioni, prerequisito irrinunciabile per poter procedere criticamente all'omogeneizzazione dei dati. La conseguenza era un'omogeneizzazione piuttosto prudentiale, con molti periodi sospetti per i quali, in assenza di informazioni di carattere storico, si era preferito sospendere il giudizio.

Le preoccupazioni relative alla difficoltà di sottoporre i dati italiani ad una rigorosa procedura di omogeneizzazione si sono rese ancora più evidenti poco dopo la conclusione del Progetto Speciale CNR "Ricostruzione del clima dell'area mediterranea nel passato", quando alcune serie termometriche dell'Italia settentrionale sono state incluse nel progetto UE ALPCLIM con l'obiettivo di assemblare una base di dati che coprisse un'ampia area europea centrata sulle Alpi. Il confronto di

queste serie con quelle delle altre nazioni di quest'area ha mostrato alcune differenze sistematiche.

In questo contesto, nell'anno 2000 abbiamo avviato un nuovo programma di ricerche mirato prevalentemente a risolvere il problema dell'omogeneizzazione dei dati. Questo programma è stato sviluppato inizialmente nell'ambito del Progetto Finalizzato del Ministero per le Politiche Agricole e Forestali "CLIMAGRI - Cambiamenti Climatici e Agricoltura (www.climagri.it); in seguito un'estensione delle attività è stata condotta nell'ambito del progetto UE ALP-IMP (<http://www.zamg.ac.at/ALP-IMP/>), nell'ambito di due progetti del Ministero per l'Istruzione l'Università e la Ricerca (PRIN 2001 "La variabilità del clima locale relazionata ai fenomeni di cambiamento climatico globale" e FIRB "Evoluzione nella frequenza di eventi precipitativi estremi e di siccità in Italia negli ultimi 120 anni e relativo impatto sui bioecosistemi") e nell'ambito della cooperazione Italia-USA su Scienza e Tecnologia dei cambiamenti climatici.

Grazie alla disponibilità di risorse provenienti da questi progetti, e considerando che in Italia erano in stato di avanzamento altre attività riguardanti sia singole stazioni che basi di dati organizzate a livello di Regioni, l'obiettivo iniziale che prevedeva solo l'omogeneizzazione dei dati esistenti è stato esteso fino ad includere la costruzione di un archivio di dati e metadati completamente nuovo.

Questo archivio è oggi una realtà (Brunetti *et al.*, 2006). Esso contiene i dati di un centinaio di stazioni, come meglio dettagliato nelle figure 1-2. Le precipitazioni presentano la migliore disponibilità di dati: le serie sono 111 e 75 di esse, coprono almeno 120 anni. Le serie che superano i 160 anni sono 18, mentre quelle che coprono almeno 200 anni sono 6. C'è anche una disponibilità molto buona di serie storiche di temperatura minima e massima mensile (48 serie), caso probabilmente unico al mondo. Infine, ci sono 67 serie di temperature medie. È bene notare che per una frazione significativa delle serie, sono dispo-

nibili anche dati giornalieri. Questa frazione è particolarmente alta per le temperature minime e massime, per le quali il dataset giornaliero è quasi coincidente con quello mensile.

2 ATTIVITÀ ANCORA IN CORSO

È importante osservare come, per quanto estremamente importante per documentare l'evoluzione delle temperature e delle precipitazioni sul territorio italiano, la banca dati presentata abbia ancora molti limiti che la rendono spesso di difficile utilizzo nel contesto di ricerche volte a valutare il potenziale impatto delle variazioni termometriche e pluviometriche. Essi possono essere riassunti nei seguenti punti principali:

- Per molte serie è impossibile ottenere aggiornamenti in tempo reale.
- Il numero di dati disponibili non è ancora sufficientemente elevato e ciò ci obbliga ad esprimere i valori in anomalie (o in rapporti) rispetto alle medie di un periodo di riferimento e non in valori assoluti.

A causa di questi limiti la banca dati non può ancora essere sfruttata nel pieno delle sue potenzialità, per esempio per studi di bilancio idrologico di bacino.

È quindi in corso una attività di ricerca che si propone sia di portare le informazioni attualmente disponibili ad una risoluzione spaziale molto più elevata sia di esprimere le serie non solo in anomalie, ma anche in valori assoluti. In particolare, ricostruendo separatamente la variabilità temporale (caratterizzata da una alta coerenza spaziale) e i gradienti spaziali (piuttosto stabili nel tempo), ci proponiamo di ottenere una dettagliata ricostruzione (almeno dell'ordine dei 10 km in latitudine e longitudine) dell'andamento temporale in valore assoluto di precipitazioni e temperature. La parte relativa alla variabilità temporale è già disponibile, mentre stiamo ancora lavorando sulla parte relativa ai gradienti spaziali. In particolare, stiamo lavorando all'elaborazione di un algoritmo che interpoli i valori climatici normali su un modello di elevazione digitale in modo "esperto", tenendo in considerazione i principali fattori che influenzano la variabilità spaziale di precipitazione e temperatura (quota, orientazione e ripidità del pendio, etc.).

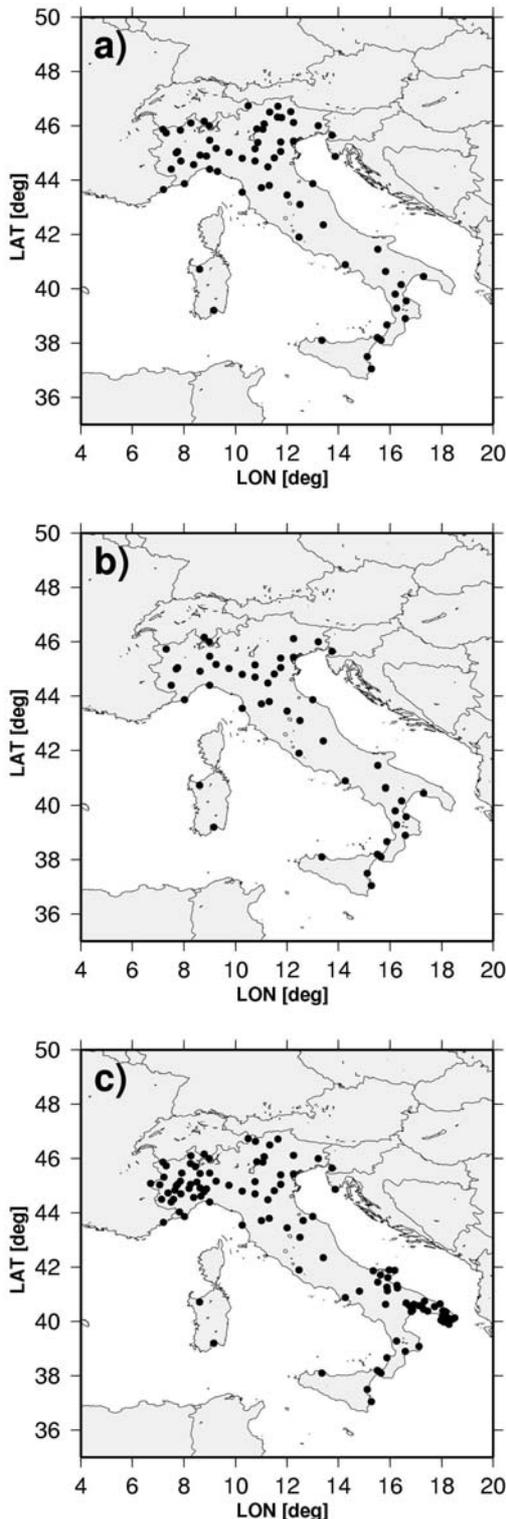


Figura 1: Stazioni con serie secolari di temperature medie (a), minime e massime (b) e pluviometriche (c).

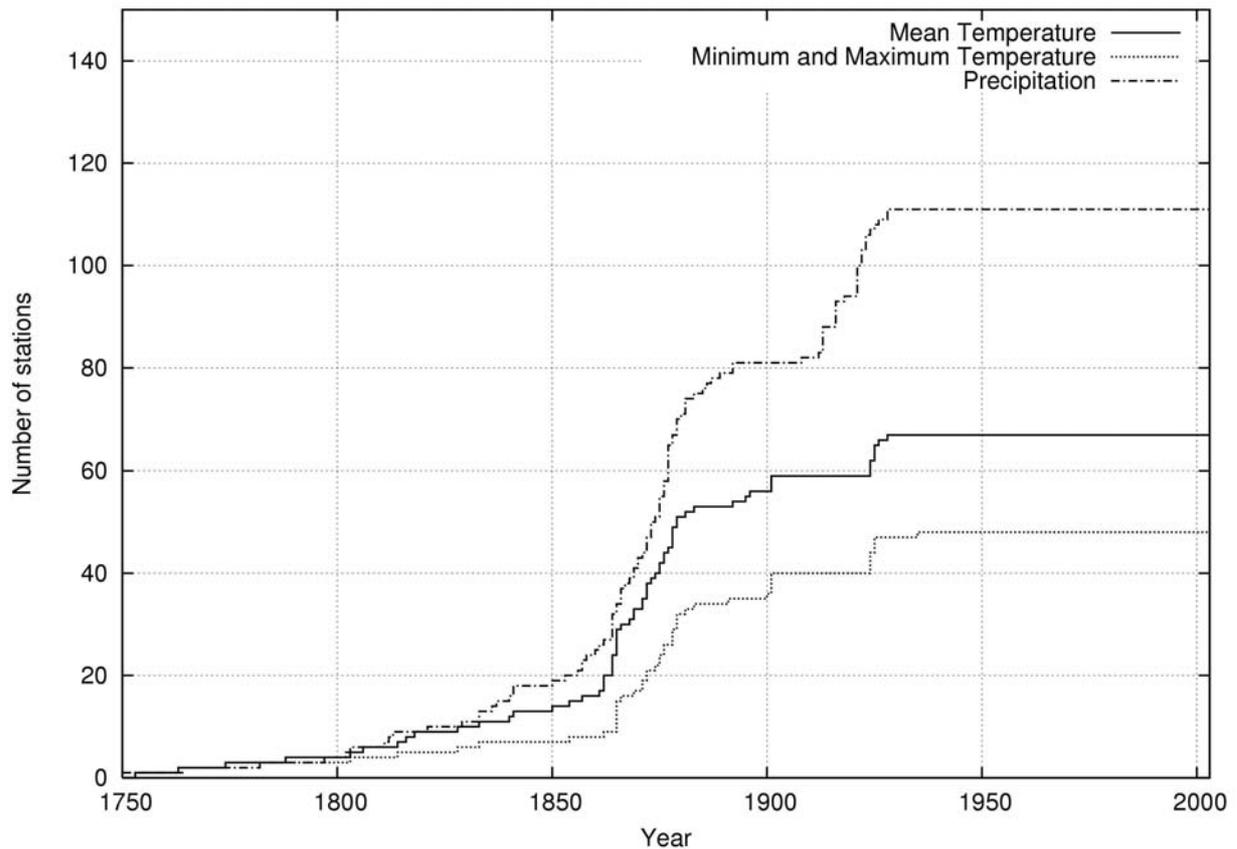


Figura 2: Distribuzione del numero delle serie storiche termometriche e pluviometriche disponibili in funzione dell'anno di inizio.

3 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

Brunetti, M., Maugeri, M., Nanni, T., 2000A: Variations of temperature and precipitation in Italy from 1866 to 1995. *Theor. Appl. Climatol.*, 65: 165-174.

Brunetti, M., Buffoni, L., Maugeri, M., Nanni, T., 2000B: Trends of minimum and maximum daily temperatures in Italy from 1865 to 1996. *Theor. Appl. Climatol.*, 66:49-60.

Brunetti, M., Maugeri, M., Monti, F., Nanni T., 2006: Temperature and precipitation variability in Italy in the last two centuries from homogenised instrumental time series, *Int. J. Climatol.*, 26, 345-381.

Buffoni, L., Maugeri, M., Nanni, T., 1999: Precipitation in Italy from 1833 to 1996. *Theor. Appl. Climatol.*, 63, 33-40.

Maugeri, M., Nanni, T., 1998: Surface air temperature variations in Italy: recent trends and an update to 1993. *Theor. Appl. Climatol.*, 61. 191-196.

Sviluppo di tecnologie *WebGIS Open Source* per il monitoraggio dell'impatto dei cambiamenti climatici nell'Africa sub-sahariana

T. De Filippis, L. Rocchi, P. Vignaroli, B. Canessa, A. Di Vecchia,
G. Maracchi

Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia
t.de.filippis@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: La crescita della domanda di servizi geografici che prevedono la creazione di cartografia in tempo reale e la generazione di mappe interagendo con fonti dati derivati da *provider* remoti richiede la capacità di elaborare una grande mole di dati spaziali. Il *World Wide Web* ha grandi potenzialità di interfacciarsi con i Sistemi Informativi Geografici e relativi servizi. Un esempio di tale applicazione è rappresentato dal geoportale del CNR-Ibimet sviluppato, nel rispetto degli standard e dei protocolli internazionali, per diffondere i risultati di attività svolte in nove paesi dell'Africa sub-sahariana. Alcune soluzioni *Open Source* sono state adottate per quanto riguarda lo sviluppo dell'interfaccia web, la gestione del geodatabase, del catalogo di metadati e lo sviluppo di *web-services*. Il libero accesso alle informazioni relative alla caratterizzazione del territorio di zone dove si riscontrano notevoli difficoltà nella reperibilità dei dati è di grande aiuto per le analisi dell'impatto dei cambiamenti climatici in regioni strutturalmente molto fragili.

I I SISTEMI INFORMATIVI GEOGRAFICI DISTRIBUITI SU WEB

Negli ultimi anni il progressivo affermarsi di soluzioni *Open Source* per la distribuzione e la gestione di dati tramite *World Wide Web* ha favorito la nascita di portali geografici basati sulle tecnologie dei GIS distribuiti permettendo il libero accesso a dati ed informazioni di tipo geografico ad un pubblico di utenti finali sempre più ampio.

Nell'Africa sub-sahariana le Infrastrutture dei Dati Spaziali (SDI) sono ancora limitate e la sostenibilità delle applicazioni GIS che si basano su prodotti commerciali è strettamente dipendente dalla disponibilità di finanziamenti offerta dai progetti di cooperazione internazionale. In questa situazione, la possibilità di interfacciarsi ed interagire via web con fonti remote di dati spaziali tramite strumenti GIS di tipo *Open Source* permette di sviluppare e gestire a costi relativamente contenuti applicazioni operative personalizzate per la produzione e la diffusione

d'informazioni a differenti scale spazio-temporali. Grazie alla loro flessibilità d'impiego, tali sistemi possono effettivamente divenire la pietra angolare su cui costruire una nuova cultura dell'informazione non più condizionata dalla disponibilità di dati, ma piuttosto orientata ai bisogni degli utilizzatori, ed in grado pertanto di supportare in maniera efficace e tempestiva i processi di presa di decisione. La diversificazione delle fonti rappresenta, inoltre, un contributo essenziale alla obiettività del processo di identificazione dei problemi, rilanciando in particolare le ambizioni dei Paesi del Sud del mondo a giocare un ruolo primario ed autonomo nella definizione delle politiche regionali e nazionali in materia di sicurezza alimentare e di gestione delle risorse naturali.

1.1 Le Infrastrutture dei Dati Spaziali

L'Infrastruttura di Dati Spaziali è definita come l'insieme di tecnologie, politiche ed accordi istituzionali che facilitano la disponibilità e l'accesso ai dati spaziali (Groot e McLaughlin, 2000).

In molti paesi, in particolare in quelli in Via di Sviluppo, queste infrastrutture non sono ancora disegnate in modo tale da assicurare un facile accesso ai dati geografici; molto spesso i sistemi sono sviluppati principalmente per rispondere ai bisogni specifici di alcune organizzazioni regionali o internazionali. Nell'Africa sub-sahariana siamo ancora molto lontani dalla costruzione di SDI nazionali, sebbene vada segnalato il considerevole sviluppo fatto registrare negli ultimi anni dalla componente relativa alla Tecnologia dell'Informazione e della Comunicazioni (ITC), con un tasso di crescita degli accessi ad Internet dell'ordine del 15% al mese (Wilson e Wong, 2003).

1.2 Soluzioni e tecnologie Open Source

La crescente diffusione dei programmi e dei sistemi operativi *Open Source* rappresenta anch'essa un fenomeno in continua espansione. Con il termine *Open Source* s'intende un programma (*software*) il cui codice sorgente è disponibile ad una comunità di sviluppatori che contribuiscono, spesso gratuitamente, al suo miglioramento fino a fargli raggiungere gradi di complessità e di affidabilità comparabili, se non superiori ai corrispondenti prodotti industriali. Il vantaggio dell'uso di soluzioni OS è rappresentato quasi sempre da un abbattimento dei costi d'acquisto del *software*, (spesso questi sono distribuiti gratuitamente) ma dall'altro verso richiede una notevole componente di risorse umane specializzate (programmatori ed informatici) per lo sviluppo delle funzioni e per la configurazione del sistema sul server.

2 UN'APPLICAZIONE OPERATIVA DI WEBGIS PER I PAESI DEL SAHEL

Il presente lavoro è stato realizzato con il supporto scientifico dell'Istituto di Biometeorologia del CNR nel quadro del progetto di cooperazione internazionale "Monitoraggio della Vulnerabilità nel Sahel" (SVS), finanziato dall'Italia e gestito dalla Organizzazione Meteorologica Mondiale delle Nazioni Unite. Il sito web del progetto SVS (<http://www.ibimet.cnr.it/Case/SVS/>) è stato realizzato in forma

di geoportale (Maguire e Longley, 2005) con funzionalità di GIS distribuito e rappresenta attualmente un punto di accesso alla base dati geografica relativa a nove paesi dell'Africa sub-sahariana. Questa attività è fortemente orientata ad un approccio di interoperabilità dei dati, al fine di favorire la libera condivisione e circolazione degli strati informativi geografici in formato digitale. I principali beneficiari di tali prodotti sono in primo luogo i *partners* del progetto come il Comitato Inter-regionale per il controllo della Siccità nel Sahel (CILSS), tramite il proprio centro Tecnico Regionale AGRHYMET di Niamey (Niger) nonché le Istituzioni Nazionali dei paesi membri (Burkina Faso, Ciad, Capo Verde, Gambia, Guinea Bissau, Mauritania, Mali, Niger e Senegal) operanti nel settore della sicurezza alimentare e nella gestione delle risorse naturali. Altri potenziali utenti sono inoltre le agenzie internazionali e regionali, le Organizzazioni non Governative ed i ricercatori interessati alle problematiche ambientali e socio-economiche di questa regione che così possono usufruire delle informazioni disponibili su internet.

Grazie ai servizi implementati l'utente può visualizzare ed analizzare tramite i più diffusi *web browser* una rilevante mole di dati: parametri agro-meteorologici, indicatori derivati da immagini da satellite o dati di base (statistiche delle serie storiche e dati topografici). Tali informazioni rappresentano un importante quadro di riferimento strutturale per valutare spazialmente, tramite integrazione di ulteriori strati informativi relativi ad analisi climatologiche e meteorologiche, l'impatto determinato dai cambiamenti ambientali e/o dagli eventi estremi sulla sussistenza delle popolazioni di questi paesi il cui fabbisogno alimentare viene soddisfatto principalmente dalle produzioni del settore primario.

2.1 Architettura del geoportale

L'architettura del geoportale è stata disegnata seguendo le specifiche del *Open Geospatial Consortium* (<http://www.ogc.org>) ed utilizzando soluzioni *Open Source*. Le componenti principali di un geoportale (Tabella 1) sono rappresen-

tate dal portale web, i *web services* e dal sistema di gestione dei dati (Tait, 2005).

2.2 Il portale web

La pagina di accesso del portale tematico è stata sviluppata con linguaggio *php* e permette di configurare l'applicazione WebGIS attraverso un file di configurazione; mediante quest'ultimo, l'applicativo è in grado di riconoscere gli strati informativi da caricare e le specifiche per la loro visualizzazione (estensione geografica, legenda, scala, etc.). Sempre attraverso la pagina iniziale è possibile indicare all'applicazione web quali funzioni abilitare per gestire meglio la visualizzazione dei dati geografici.

2.3 I web services per la condivisione dei dati su Internet.

I dati geografici, raccolti ed elaborati nel corso delle attività di cooperazione tecnica e di ricerca nella regione sub-sahariana, sono visibili attraverso un'interfaccia WebGIS. Il software utilizzato

Tabella 1: Architettura di un geoportale (M.G. Tait, 2005)

Componenti	Elementi	Ambiente	Funzioni
Portale WEB	Sito WEB	HTML HTTP XSL XML JSP ASP	Ricerca Visualizzazione cartografica Pubblicazione Amministrazione
	Controlli web	JAVA Beans Net	Richieste (query) Ricerca in base ai toponimi, Creazione mappe Edizione, Geocodifica
WEB Services	web services geografici	XML SOAP WSDL WMS WFS GML	Richieste Render delle mappe e delle entità spaziali Transazioni, Geocodifica.
Data Management	RDBMS Dati geografici e tabulari	SQL	Gestione dati - raster - vettoriali - tabulari

per lo sviluppo è "Univ. of Minnesota (UMN) Mapserver" (<http://mapserver.gis.umn.edu/>) con l'interfaccia grafica "Ka-Map" (<http://ka-map.maptools.org>) personalizzata tramite i linguaggi *php*, con uso della libreria *mapscript*, e *AJax script*. L'obiettivo principale di questa attività di sviluppo è stato quello di consentire l'accesso all'informazione geografica attraverso i *web services*, in particolare di tipo *web map service*, in modo da consentire all'utente finale di visualizzare ed analizzare i dati con un qualsiasi programma *desktop* di GIS, commerciale o *Open Source*, connesso ad Internet. I *web services* sviluppati rispondono alle tre operazioni in supporto all'esplorazione dei contenuti e visualizzazione della cartografia (*GetMap*, *GetFeatureInfo* e *GetCapabilities*) secondo gli standard definiti dall'OGC per quanto riguarda le specifiche tecniche ed i metadati. La maggior parte dei dati meteorologici disponibili nel geoportale sono relativi alla stagione agricola pluviale della regione ed essendo divisi per decenni i *web services* includono inoltre una 'variabile' temporale.

2.4 Database relazionale multi-utente

Per lo sviluppo del sistema di gestione del *data base* relazionale (RDBMS) sono stati utilizzati i programmi *Open Source* PostgreSQL 8.2 (<http://www.postgreSQL.com.>) con l'estensione per i dati spaziali PostGIS (<http://postgis.refractions.net/>).

I *web services* accedono ai dati attraverso questo geodatabase. Anche l'utente ha la possibilità di accedere ai dati direttamente con un client PostgreSQL sia GIS che testuale per la visualizzazione dei dati o per effettuare richieste su dati.

2.5 Sviluppo di un catalogo di metadati

Tutti i dati spaziali sono documentati attraverso i *files* di metadati secondo lo standard ISO 19115 e gestiti ed organizzati nel catalogo *Open Source* GeoNetwork (<http://geonetwork-open-source.org/>) al fine di ottimizzare tutte le funzioni di ricerca sia sui metadati stessi che sui dati. La documentazione dei dati garantisce così un corretto uso dell'informazione ed una rintracciabilità del dato stesso.

3 RISULTATI

Il principale risultato di questa attività è la migrazione dei dati geografici da applicazioni locali sviluppate nel corso delle attività del progetto ad un geoportale con funzionalità GIS distribuite.

Al momento sono disponibili più 300 carte tematiche in formato digitale su nove paesi del Sahel (Burkina Faso, Capo Verde, Ciad, Gambia, Guinea Bissau, Mauritania, Mali, Niger e Senegal) relative alla caratterizzazione del territorio dal punto di vista strutturale e nei domini della demografia, agricoltura, zootecnia, climatologia e meteorologia, a scala nazionale o regionale. Inoltre ogni anno, alla fine della stagione pluviale, sono aggiornati circa 20 temi prodotti da un modello agro-meteorologico sulle tre principali colture della regione (miglio, sorgo ed arachide).

Grazie ai *web services* l'utente finale, anche se con livelli diversi di competenze tecniche, è in grado di visualizzare, analizzare ed aggiornare i parametri, gli indicatori ed i dati di base necessari alle analisi dell'impatto dei cambiamenti climatici sul territorio. L'utente non ha più bisogno di scaricare i dati ma può intergere con gli stessi:

con il proprio software GIS da *desktop*;

con un generico *web browser*;

con un *client* testuale da linea di comando PostgreSQL (per generiche interrogazioni SQL).

L'accesso e la ricerca di informazioni è così supportata da:

un catalogo di dati e di metadati su nove paesi del Sahel;

funzioni di "ricerca" sui contenuti dei dati e sui metadati.

Nel contesto delle Infrastrutture dei Dati Spaziali un tale geoportale rispetta i principi di una architettura che favorisce l'interoperabilità e la condivisione trasparente dei dati geografici; la visualizzazione e condivisione della cartografia: WMS (*Web Map Service*).

4 FUTURI ORIENTAMENTI DEL WEBGIS IN AFRICA SUB-SAHARIANA

Le attività di ricerca sulle Infrastrutture dei Dati Spaziali per Africa sub-sahariana sono orientate sempre di più alla migrazione delle funzionalità GIS da sistemi locali a sistemi distribuiti su server ed ad incrementare i servizi web in supporto alle analisi sulla sicurezza alimentare delle popolazioni locali ed al monitoraggio ambientale. Il trasferimento delle conoscenze scientifiche e delle applicazioni web ai centri di eccellenza della regione come pure ai Servizi Tecnici Nazionali di questi paesi sono una delle priorità delle azioni della cooperazione tecnica e scientifica.

Potenziare le funzioni di elaborazione dei dati geografici, i modelli agro-meteorologici sviluppati lato server, l'accesso alle banche dati geografiche, alle previsioni meteorologiche attraverso applicazioni di GIS distribuito sono le attività previste nel prossimo futuro. Inoltre è auspicabile una più ampia fruibilità delle informazioni contenute nel geoportale web, attualmente solo in lingua francese, ad un largo pubblico di utenti mediante la traduzione multi-lingua.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Wilson, E., K. Wong, 2003. African information revolution: a balance sheet. *Telecommunications Policy* 21 (2003) 155-177.
- Groot, R. and McLaughlin, J.D., 2000. *Geospatial Data Infrastructure: concepts, cases and good practice*, Oxford, New York, 286 pp.
- Maguire D. J. and Longley P. 2005. The emergence of geoportals and their role in spatial data infrastructures. *Computers, Environment and Urban Systems*. 29 (2005) 3-14.
- Tait, M.G. 2005. Implementing geoportals: applications of distributed GIS: *Computers, Environment and Urban Systems*. 29 (2005) 33-47.

Ricerche ecologiche di lungo termine (LTER) e cambiamenti climatici: il ruolo del CNR

G. Matteucci¹, F. Bianchi², R. Bertoni⁴, A. Pugnetti², M. Ravaioli³

¹*Istituto per i Sistemi Agricoli e Forestali del Mediterraneo, CNR, Rende (CS), Italia*

²*Istituto di Scienze Marine, CNR, Venezia, Italia*

³*Istituto di Scienze Marine, CNR, Bologna, Italia*

⁴*Istituto per lo Studio degli Ecosistemi, CNR, Verbania, Italia*

giorgio.matteucci@isafom.cs.cnr.it

SOMMARIO: È comunemente accettato che molti dei processi funzionali degli ecosistemi, oggetto di studio dell'ecologia e delle scienze ambientali, avvengono a scale spaziali e temporali che necessitano di approcci di studio integrati e prolungati nel tempo. Risulta quindi fondamentale promuovere tutti gli sforzi di ricerca che portino ad un aumento delle conoscenze nel lungo termine. Questo contributo presenta la rete italiana di ricerche ecologiche di lungo termine (LTER-Italia) che, dopo una gestazione quasi decennale, ha visto la luce nel 2006. Verranno descritti finalità ed obiettivi della Rete, anche in relazione all'iniziativa internazionale ILTER, e la sua strutturazione in siti di ricerca, evidenziando, in maniera particolare, il ruolo degli istituti del CNR, sia per quanto riguarda la fase di promozione e costituzione della rete, che per la gestione e la realizzazione diretta di siti e ricerche ecologiche.

1 PROBLEMA SCIENTIFICO ED INQUADRAMENTO INTERNAZIONALE

E' universalmente riconosciuto che molti dei processi funzionali degli ecosistemi, oggetto di studio dell'ecologia e delle scienze ambientali, avvengono a scale spaziali e temporali che necessitano di approcci di ricerca integrati e prolungati nel tempo. Infatti, se da una parte sono proprio le dinamiche naturali dei processi ecologici ad esplicitarsi su lunghe scale temporali, dall'altra la necessità di comprendere l'impatto delle mutevoli e sempre più invasive attività umane sugli ecosistemi ha bisogno di continuità nelle attività di ricerca e monitoraggio.

In relazione a queste necessità, nel 1980 è iniziato negli Stati Uniti, su proposta della National Science Foundation (NSF), un programma per promuovere la ricerca ecologica di lungo termine (LTER: *Long Term Ecological Research*), i cui scopi si possono così riassumere:

- comprendere fenomeni ecologici generali che avvengono su ampie scale spaziali e temporali;
- creare una rete organizzata e documentata di esperimenti e osservazioni di lungo termine per l'uso da parte delle generazioni future;
- promuovere studi di sintesi;
- fornire informazioni utili per l'identificazione e la soluzione di problemi socioambientali.

Nel 1993 la rete americana LTER ha proposto la creazione di una rete internazionale (ILTER) di siti di ricerca e di scienziati finalizzata a migliorare la comprensione degli ecosistemi globali ed a fornire supporto per la soluzione di problemi ambientali attuali e futuri.

Oltre agli scopi sopra ricordati, ILTER si propone di:

- favorire e promuovere la collaborazione ed il coordinamento tra i ricercatori in ecologia e le reti di ricerca a scala locale, regionale e globale;

- migliorare la comparabilità dei dati ecologici di lungo termine raccolti nel mondo e facilitarne l'interscambio e la conservazione;
- incrementare lo scambio di informazioni scientifiche tra scienziati, decisori politici e pubblica opinione per sviluppare opzioni ottimali di gestione degli ecosistemi;
- favorire la formazione della generazione futura di *ricercatori di lungo termine*.

Dal 1993, i programmi nazionali e globali di ricerca ecologica sono cresciuti rapidamente, riconoscendo il ruolo della ricerca di lungo termine per studiare e risolvere problemi ambientali complessi. Attualmente, le reti nazionali che fanno parte di ILTER sono trentadue. Con la creazione della Rete Italiana di Ricerche Ecologiche a Lungo Termine (LTER-Italia, <http://www2.corpoforestale.it/web/guest/serviziattivita/controlloecosistemiforestali/iniziative Nazionali/Iter-ital>), nell'anno 2006 il nostro Paese è entrato a far parte di ILTER, dopo un processo durato quasi 10 anni. Singoli ricercatori ed Istituti del CNR hanno contribuito fattivamente alla creazione di LTER-Italia, partecipando a tale processo sin dall'inizio.

2 LA RETE LTER IN ITALIA: STORIA, SITI ED ATTIVITÀ

2.1 La Storia della Rete LTER in Italia

L'idea di costituire una rete di siti di ricerche ecologiche a lungo termine in Italia, sulla base di quanto proposto dal ILTER, risale al VII Congresso della Società Italiana di Ecologia (SItE, Napoli, 1996). Un primo incontro di un nucleo del gruppo promotore si realizza nel corso del 7° congresso dell'INTECOL di Firenze (1998). Nel 2000, l'addetto scientifico dell'Ambasciata Italiana negli USA, prof.ssa Nadia Pinardi, viene contattata da ILTER che manifesta l'interesse per l'istituzione di una rete LTER in Italia. Si crea quindi un gruppo promotore formato da ricercatori del CNR e dell'Università, da coordinatori di iniziative di monitoraggio ecologico (Corpo Forestale dello Stato) e da rappresentanti della SItE. Vengono raccolte le adesioni di singoli ricercatori, unità di ricerca, diretto-

ri di Enti ed Istituti ed il patrocinio di altre Società Scientifiche (SBI, SISEF, AIOL, SIBM). Nel 2001 una sessione dell'XI Congresso della SItE (Saubaudia, 2001) viene dedicata alle ricerche ecologiche di lungo termine in Italia. Nel 2002 viene formalizzata la proposta di costituzione della Rete LTER come Gruppo di Coordinamento del CNR (ex art. 15 dello Statuto) ma l'iniziativa si arena durante il processo di "riorganizzazione" dell'Ente.

Nel 2004, l'approvazione della Rete di Eccellenza "ALTER-Net" (*A Long-Term Biodiversity, Ecosystem and Awareness Research Network*), coordinata dal *Center for Ecology and Hydrology* (CEH, Regno Unito), il cui partner italiano è il Corpo Forestale dello Stato (Servizio CONECOFOR), capofila di diversi enti, offre la cornice istituzionale adeguata per rilanciare l'iniziativa di una rete LTER italiana. Nel novembre dello stesso anno si tiene un workshop organizzato dal Corpo Forestale dello Stato, con il supporto della SItE e di alcuni Istituti del CNR, che ha rappresentato sia il punto di arrivo della fase preparatoria sia quello di partenza per la realizzazione della Rete. Nel 2005, a fronte di un protocollo di intesa tra CFS, istituti CNR (IBAF, ISE e ISMAR) ed il Laboratorio di Biologia Marina di Aurisina (TS), nasce il Comitato Promotore della costituenda Rete LTER che gestisce, attraverso un *panel* di valutatori internazionali, la procedura di selezione dei siti. I criteri accettati e condivisi per l'inclusione di un sito di ricerca ecologica nella rete sono i seguenti: i) esistenza di ricerca ecologica strutturata e con risultati elaborati e pubblicati (*good science*); ii) disponibilità di serie continue di dati (almeno 10 anni) ed attività in corso; iii) ragionevole sicurezza di disponibilità di adeguate risorse finanziarie (per almeno 3-5 anni); iv) capacità di buona divulgazione dei risultati anche al pubblico non specializzato; v) attivazione recente del sito ma con prospettive di ricerca a lungo termine e con attività di ricerca su temi strategici (cambiamenti climatici, sequestro del carbonio, biodiversità, ecc.).

Nel marzo del 2006 si tiene la prima Assemblea della Rete LTER-Italia nel corso della quale vengono presentati i siti selezionati ed avviene l'elezione dei componenti del Comitato Esecutivo e del Consiglio Tecnico Scientifico. La struttura definitiva della Rete sarà consolidata con un'Assemblea prevista per il prossimo ottobre 2007.

Oltre agli obiettivi generali stabiliti dalla rete internazionale ILTER, la rete italiana si propone di studiare e definire, in campo ecologico, i seguenti argomenti:

- la variabilità di base e le tendenze evolutive, l'analisi e la sintesi dei processi ecologici;
- uno sviluppo sostenibile e il relativo impatto antropico;
- la raccolta di dati di supporto all'elaborazione di strategie di gestione sostenibile;
- l'integrazione della ricerca ecologica terrestre, acquatica e marina;
- i rapporti con altre reti analoghe dell'Unione Europea ed internazionali.

2.2 I siti della Rete LTER-Italia e ruolo del CNR

In seguito alla procedura di selezione, tra i 23 siti presentati ne sono stati individuati 10 che formano il primo nucleo della Rete italiana di Ricerche Ecologiche a Lungo Termine.

I siti selezionati sono elencati in tabella 1.

Tabella 1: Elenco dei siti facenti parte della Rete LTER-Italia. * siti nei quali istituti del CNR collaborano alle ricerche.

Sito di ricerca	Stazioni nel sito
Foreste Alpine*	4
Foreste Appenniniche*	3
Foreste Mediterranee*	4
Laghi Sudalpini*	4
Ecosistemi lacustri della Sardegna	3
Alto Adriatico*	5
Golfo di Napoli	1
Ecosistemi marini della Sardegna	5
Stazioni di ricerca in Antartide*	2
Laghi Himalaiani di alta quota*	1

I siti selezionati rappresentano i principali tipi di ecosistema presenti sul territorio italiano e tendono a favorire la collaborazione tra stazioni di ricerca sulla stessa tipologia di ecosistema (stazioni aggregate in siti) ed a promuovere il confronto e l'integrazione della ricerca ecologica in ecosistemi terrestri, acquatici e marini. In tutta la rete, ma in particolare nei siti di ricerca costituiti da più "stazioni", risulta sicuramente favorita l'integrazione tra gruppi di ricerca e l'applicazione di metodi comuni che sono tra gli obiettivi principali delle reti LTER. Ad esempio, 10 delle 11 stazioni di ricerca in siti forestali fanno parte della Rete di monitoraggio CONECOFOR gestita dal Corpo Forestale dello Stato nella quale vengono applicate metodologie comuni. Nella rete CONECOFOR, l'Istituto per lo Studio degli Ecosistemi è responsabile delle analisi delle deposizioni atmosferiche umide, mentre l'Istituto di Biologia Agroambientale e Forestale delle analisi dei nutrienti fogliari e degli aspetti di chimica del suolo.

Alcuni dei siti sono coordinati direttamente da Istituti CNR con un forte ruolo anche per quel che riguarda la realizzazione delle ricerche. In particolare, il sito Foreste Appenniniche è coordinato dall'Istituto di Biologia Agroambientale e Forestale che porta avanti ricerche sul ciclo del carbonio e la produttività degli ecosistemi forestali; il sito Laghi Sudalpini è coordinato dall'Istituto per lo Studio degli Ecosistemi con ricerche di lungo termine sugli aspetti chimici, fisici e biologici della limnologia nonché sulle relazioni tra lago e bacino inbrifero; il sito Alto Adriatico è coordinato dall'Istituto di Scienze Marine che, in collaborazione con altri Istituti, porta avanti ricerche sui cicli biogeochimici in ambiente marino e sulle relazioni tra climatologia e comunità planctoniche. Un'altra caratteristica peculiare della rete italiana è quello di avere due siti "extraterritoriali", localizzati in Antartide e in Himalaya. In tutti e due questi siti, il ruolo del CNR risulta preminente con le attività dell'Istituto per lo Studio degli Ecosistemi in Himalaya e dell'Istituto di Scienze Marine in Antartide.

3 RICERCA DI LUNGO TERMINE, CAMBIAMENTI CLIMATICI E PROSPETTIVE FUTURE

La ricerca di lungo termine, effettuata in siti stabili e con metodi confrontabili, ha già consentito di arrivare ad interessanti risultati sulle dinamiche ecologiche degli ecosistemi. E' proprio con ricerche di questo tipo che sarà possibile valutare, nel tempo, l'impatto dei cambiamenti climatici già in atto. Ad esempio, la presenza di una rete di misura dello scambio di carbonio tra ecosistemi terrestri ed atmosfera coniugata ad approcci integrati (telerilevamento, modellizzazione, inventari) ha reso possibile valutare l'effetto che l'estate anomala del 2003 ha avuto sulla produzione primaria (Ciais *et al.*, 2005). Il proseguimento di ricerche di questo tipo, effettuate su ecosistemi diversi consentirà di monitorare la risposta degli ecosistemi al clima che cambia e di capire i possibili meccanismi possibili di adattamento.

È quindi importante che istituzioni di ricerca come il CNR portino avanti e sostengano, anche con finanziamenti strutturali, la rete ed i siti di ricerca ecologica a lungo termine.

4 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

Ciais P., Reichstein M., Viovy N., Granier A., Ogée J., Allard V., Aubinet M., Buchmann N., Bernhofer C., Carrara A., Chevallier F., Noblet N.D., Friend A.D., Friedlingstein P., Grünwald T., Heinesch B., Keronen P., Knohl A., Krinner G., Loustau D., Manca G., Matteucci G., Miglietta F., Ourcival J.M., Papale D., Pilegaard K., Rambal S., Seufert G., Soussana J.F., Sanz M.J., Schulze E.D., Vesala T. e Valentini R. (2005). Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003. *Nature* 437: 529-533.

Velocità di crescita della CO₂ atmosferica lungo rotte emisferiche dall'Italia all'Antartide

L. Langone¹, F. Giglio¹, C. Ori¹, R. Lenaz¹, A. Longinelli², E. Selmo²

¹*Istituto di Scienze Marine, CNR, Bologna, Italia*

²*Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Parma, Parma, Italia*

leonardo.langone@ismar.cnr.it

SOMMARIO: Le misure di concentrazione superficiale di gas minoritari in aree oceaniche e polari sono collegate a problematiche di trasporto su grandi distanze e la loro interpretazione è utile alla valutazione della variazione dei bilanci radiativi, delle tendenze climatiche e alla determinazione degli effetti di contaminazione ambientale in aree remote. Negli ultimi 12 anni sono state effettuate con cadenza biennale misure dirette in continuo della concentrazione di CO₂ atmosferica lungo rotte emisferiche dall'Italia all'Antartide. I risultati finora ottenuti mostrano i maggiori valori di concentrazione di CO₂ atmosferica alle medie latitudini dell'emisfero settentrionale, nelle aree soggette a maggior inquinamento. Le concentrazioni però aumentano anno dopo anno anche nelle zone scarsamente popolate dell'emisfero australe. Le velocità di crescita interannuale mostrano ampie variazioni sia spaziali che temporali, variando da 0,2 a 5,7 ppmv a⁻¹. Tale trend è stato registrato anche nella regione antartica. In queste aree le oscillazioni sono però più contenute e le velocità di crescita rimangono costantemente attorno a 1,7 ppmv a⁻¹.

1 INTRODUZIONE

La CO₂ è il più importante gas-serra nell'atmosfera. Informazioni sulle variazioni del contenuto di CO₂ atmosferica sono state ottenute mediante ricostruzioni paleoclimatiche basate su carote di ghiaccio. Il confronto di queste serie temporali ha messo in luce che i valori di concentrazione di CO₂ odierni non sono mai stati raggiunti nel passato (ultimi 420 mila anni). In particolare durante l'Olocene, ultimi 10 mila anni, la concentrazione di CO₂ atmosferica è rimasta quasi costantemente attorno a 280 ppmv, in una situazione di equilibrio dinamico determinato da grandi scambi tra atmosfera-biosfera (fotosintesi e respirazione) e atmosfera-oceano (scambi fisici di CO₂ all'interfaccia) essendo il ciclo del carbonio globale accoppiato al sistema climatico a scala temporale stagionale, interannuale e decadale. Dalla fine del XVIII secolo però la CO₂ è aumentata del 35%, principalmente a causa delle emissioni di combustibili fossili e, in misura minore,

della deforestazione.

A dispetto del massiccio input di CO₂ antropogenica, la sua velocità di crescita in atmosfera è considerevolmente più bassa di quella attesa (~55% della produzione antropogenica). La rimanente CO₂ di origine fossile viene rimossa dall'atmosfera da parte dell'oceano e della biosfera terrestre. Le proiezioni dei modelli suggeriscono che l'uptake oceanico continuerà a giocare un ruolo significativo nel mitigare l'eccesso di CO₂ in atmosfera anche nel futuro prossimo. Ma tale effetto positivo è destinato ad esaurirsi alla scala dei tempi di ricambio delle acque profonde oceaniche.

Le previsioni dei futuri livelli di CO₂ e delle sue conseguenze sul clima globale saranno sufficientemente attendibili solo se basate su una accurata comprensione del comportamento dei sink naturali all'aumento delle concentrazioni della CO₂ atmosferica. È perciò fondamentale una conoscenza, la più dettagliata possibile, della distribuzione globale della CO₂. Per questo motivo sono state misurate in continuo le concentrazioni di CO₂ atmosferi-

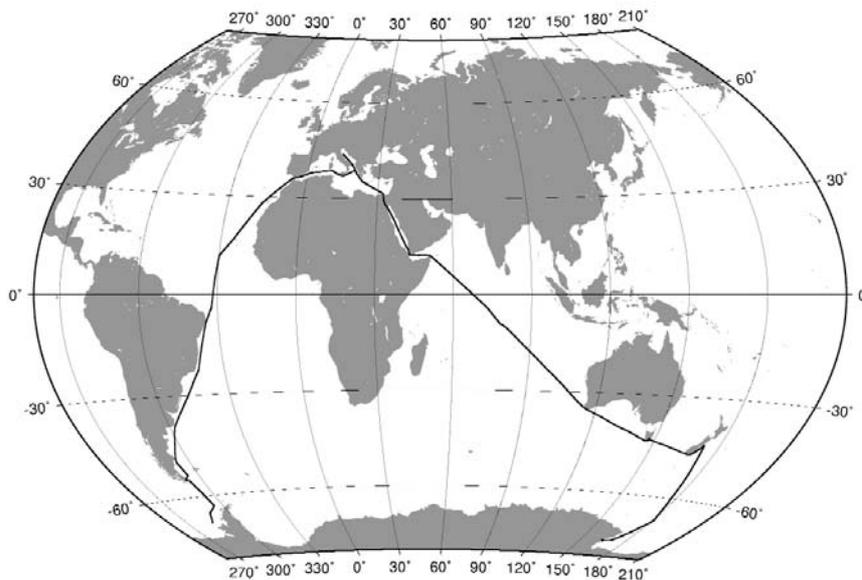


Figura 1: Rotte seguite dalle navi *Italica* ed *Explora* durante i trasferimenti dall'Italia all'Antartide lungo le quali sono state misurate in continuo le concentrazioni di CO₂ atmosferica.

ca e di altri costituenti minori laddove queste misure erano rare o sparse, come le aree remote oceaniche e polari.

2 MATERIALI E METODI

L'elaborazione di dati da satelliti permettono di fornire una copertura completa della concentrazione di CO₂, sia in termini spaziali che temporali, ma necessitano di una taratura da stazioni che misurano direttamente la concentrazione di CO₂ atmosferica. La distribuzione di queste stazioni è chiaramente condizionata dalla distribuzione delle terre emerse. Ne risulta che ampie zone dell'oceano, che ricopre più dei due terzi della superficie terrestre, rimangono scoperte o carenti di informazione. Per questo motivo è stato approntato all'interno di un container un apposito laboratorio mobile, unico in Italia, per la misura di CO₂ atmosferica in continuo, che utilizza un analizzatore all'infrarosso Siemens Ultramat 5E allo scopo di effettuare misure dirette a bordo di navi oceanografiche o di opportunità (Ori *et al.* 1996, Lenaz *et al.* 2000).

Nell'ambito del Programma Nazionale di Ricerche in Antartide, negli ultimi 12 anni sono state utilizzate le navi italiane (*Italica*, *Explora*) in trasferimento dall'Italia all'Antartide per effettuare misure dirette di CO₂ atmosferica con cadenza biennale lungo rotte emisferiche in

aree oceaniche e polari normalmente trascurate dai monitoraggi di routine.

Nel corso di 6 spedizioni (1994, 1996, 1998, 2001, 2003, 2005) per raggiungere l'Antartide sono state percorse due rotte differenti, la prima attraverso l'Oceano Atlantico, le altre attraverso l'Oceano Indiano (Fig. 1). In ogni spedizione, la concentrazione di CO₂ atmosferica è stata misurata in continuo percorrendo più di 20.000 km e arrivando fino al continente Antartico, alla Stazione Italiana "Mario Zucchelli", nel mare di Ross.

3 RISULTATI E DISCUSSIONE

I principali risultati della ricerca sono stati presentati in diversi congressi internazionali e pubblicazioni scientifiche (Lenaz *et al.* 2000, Longinelli *et al.* 2001, 2005, 2007).

In Figura 2 sono mostrati in forma grafica gli andamenti meridionali dei valori ottenuti misurando le concentrazioni di CO₂ atmosferica dall'Italia all'Antartide nel corso delle 6 spedizioni tra l'Italia e l'Antartide. La linea riferita alla campagna del 2003 è incompleta a causa di problemi strumentali.

Le massime concentrazioni e le maggiori fluttuazioni sono state sempre registrate nelle aree più inquinate delle medie latitudini dell'emisfero settentrionale. Ma il dato più significativo è il continuo aumento, anno dopo anno, delle

concentrazioni di CO₂ a livello globale. Tale trend è evidente anche nelle zone scarsamente popolate dell'emisfero australe e nell'Oceano Meridionale. I nostri dati sono in buon accordo con i dati di CO₂ medi mensili di archivio del WDCGG, World Data Centre for Greenhouse Gases (<http://gaw.kishou.go.jp/wdcgg.html>), i quali includono stazioni *in situ* come quelle del network NOAA/CMDL e stazioni mobili su navi ed aerei.

Le misure dirette di gas-serra finora ottenute, hanno permesso di stimare l'incremento interannuale di concentrazione di CO₂ superficiale alle diverse latitudini. La maggiore velocità di crescita (5,7 ppmv a⁻¹) è stata riscontrata tra il 1996 e il 1998 alle latitudini comprese tra 45°N e 20°N, mentre le fasce più meridionali hanno mostrato una velocità di crescita quasi costante, pari a circa 1,7 ppmv a⁻¹. Tra il 1998-99 e il 2001-02, la velocità di crescita è stata considerevolmente più bassa (ca. 0,2 ppmv a⁻¹). Questi andamenti discontinui suggeriscono un marcato effetto degli eventi di El-Niño, come quelli del 1997-98, nel modulare la velocità di crescita della CO₂ atmosferica nell'emisfero settentrionale.

Anche in questo caso i nostri risultati sono in linea con i dati del WDCGG: le velocità di crescita sono aumentate in misura maggiore su tutto il globo nel 1997-1998. Mentre le velocità di crescita sono successivamente diminuite.

4 CONCLUSIONI

Negli ultimi 12 anni sono state misurate a frequenza biennale le concentrazioni CO₂ atmosferica lungo rotte emisferiche dall'Italia all'Antartide. La serie temporale di misure mostra un trend di crescita sistematica delle concentrazioni sebbene con ampie fluttuazioni sia spaziali che temporali. Mentre il trend generale è chiaramente imputabile agli input antropogenici di CO₂ fossile (valori massimi nelle aree più popolate ed inquinate, ma valori in crescita anche nelle aree più remote dell'Oceano Meridionale), le fluttuazioni interannuali delle velocità di crescita della CO₂ sono probabilmente modulate da eventi di El-Niño.

I risultati finora acquisiti sono molto significativi ed in futuro ci ripromettiamo di proseguire la serie temporale delle misure, estendendo le osservazione a nuove metodiche, come la "CO₂ fugacity" e la quantità totale di CO₂ e HCl colonna allo scopo di approfondire i fenomeni di scambio (assorbimento/emissione) della CO₂ tra oceano ed atmosfera.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

Lenaz, R., Giovanelli, G., Ori, C., Colombo, T., Masarie, K., Ciattaglia, L., Ravegnani, F. & Bonasoni, P. 2000. Shipboard report on atmospheric CO₂ concentrations recorded on continuous from Mediterranean Sea to Antarctica. *Il Nuovo Cimento 23C*: 507-514.

Longinelli A., Giglio F., Langone L., Lenaz

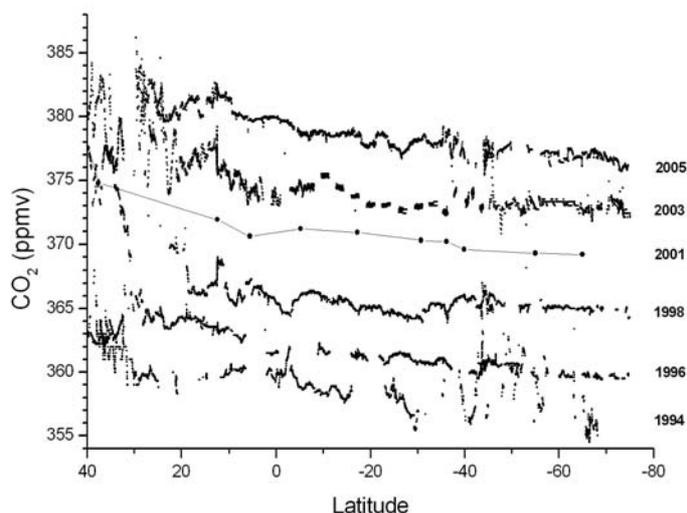


Figura 2: Concentrazioni (ppmv) di CO₂ atmosferica misurate nel corso delle 6 campagne oceanografiche lungo la rotta tra l'Italia e l'Antartide.

- R., Ori C. & Selmo E. 2007. Atmospheric CO₂ concentrations and $\delta^{13}\text{C}$ values across the Antarctic Circumpolar Current between New Zealand and Antarctica, *Tellus* 59B: 130–137.
- Longinelli, A., Colombo, T., Giovanelli, G., Lenaz, R., Ori, C., & Selmo E. 2001. Atmospheric CO₂ concentrations and $\delta^{13}\text{C}$ measurements along a hemispheric course (1998/99, Italy to Antarctica). *Earth Planet. Sci. Letters* 191: 167–172.
- Longinelli, A., Lenaz, R., Ori, C. & Selmo, E. 2005. Concentrations and $\delta^{13}\text{C}$ values of atmospheric CO₂ from oceanic atmosphere through time: polluted and non-polluted areas. *Tellus* 57B: 385–390.
- Ori, C., Lenaz, R., Colombo, T., Giovanelli, G. 1996. Atmospheric CO₂ concentration measured continuously from the Mediterranean to the Bellingshausen sea: technology and methodology. Conf. Proceed. 6th Workshop Ital. Res. Antarct. Atmos. Firenze (1995) SIF, Bologna, 361-367.

Nuove tecnologie per la misura di emissioni e assorbimenti di gas serra a scala regionale

B. Gioli, A. Matese, F. Miglietta, P. Toscano, A. Zaldei, G. Maracchi

Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia

b.gioli@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: La misura degli scambi di CO₂ fra ecosistemi terrestri ed atmosfera ha un'importanza cruciale per la conoscenza dei meccanismi che sono alla base dell'assorbimento e del rilascio di carbonio da parte della biosfera. Fino ad oggi la ricerca ha potuto disporre di strumenti efficaci per la misura dello scambio a livello di organo o pianta, quali celle e camere di misura, e di popolamento/ecosistema, tramite tecniche micrometeorologiche quali l'*eddy covariance*, ma non a scale superiori quali quella regionale. L'avvento di una nuova generazione di velivoli sperimentali ha recentemente fornito gli strumenti per misurare lo scambio di massa ed energia tra la superficie terrestre e l'atmosfera su scale dell'ordine delle centinaia di chilometri quadrati. Questo lavoro descrive una piattaforma aerea sviluppata da IBIMET CNR negli ultimi anni, il cui impiego è stato finalizzato alla messa a punto di metodologie per la stima del bilancio regionale di carbonio. I limiti ed i vantaggi di questi approcci alla stima del flusso regionale sono discussi, mettendo inoltre in evidenza le possibilità offerte dall'integrazione fra misure dirette di scambio e tecniche di telerilevamento multispettrale.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Esiste un importante dibattito scientifico a livello internazionale su come e quanto i cambiamenti climatici globali stiano influenzando la dinamica degli scambi di energia, e di sostanze quali vapore acqueo e gas serra tra la superficie terrestre e l'atmosfera. Tali scambi possono a loro volta influenzare direttamente o indirettamente i cambiamenti del clima, innescando un meccanismo di *feedback* sulla cui conoscenza si potrà basare una migliore comprensione del ruolo della biosfera nel regolare ed influenzare l'impatto dei cambiamenti globali. La composizione dell'atmosfera sta cambiando, registrando un aumento della concentrazione di CO₂ di circa il 30 % dall'era pre-industriale, dovuto alla immissione in atmosfera di CO₂ proveniente dall'utilizzo di combustibili fossili. D'altra parte, la composizione dell'atmosfera ed in particolare il suo contenuto in CO₂ dipende anche fortemente dai flussi biogenici delle superfici vege-

tate e degli oceani, regolati attraverso i processi di fotosintesi e respirazione. E' stato calcolato che lo scambio di carbonio tra la biosfera terrestre e l'atmosfera è nell'ordine delle 120 Gt (miliardi di tonnellate) annue (Schimel *et al.*, 1995), con un sequestro di CO₂ dall'atmosfera stimato nell'ordine di 2,3 Gt annue (Bousquet *et al.*, 1999). Tale valore rappresenta ad oggi dal 15 al 30 % delle emissioni annue derivanti da combustibili fossili, e gioca pertanto un ruolo fondamentale nella regolazione dei meccanismi che sono alla base dell'effetto serra e della sua evoluzione futura.

Ad oggi, esiste un divario tra la conoscenza dei meccanismi di scambio di CO₂ a livello locale, regionale e continentale. Studi basati sull'utilizzo di stazioni di misura locali in cui vengono impiegate avanzate tecniche micrometeorologiche quali l'*eddy covariance* per la misura diretta dei flussi hanno permesso di caratterizzare con precisione le dinamiche giornaliere, intra ed inter-annuali su un sempre più vasto spettro di ecosistemi e condizio-

ni ambientali (Falge *et al.*, 2002). A più vasta scala, tecniche di modellistica inversa capaci di stimare il flusso globale di CO₂ a partire da misure di concentrazione in atmosfera hanno portato ad utili indicazioni sulla quantificazione degli scambi a scala globale o quanto meno continentale (Ciais *et al.*, 2000), con ovvie limitazioni invece sulla localizzazione più dettagliata dei *sinks* e dei *source* sul territorio. Necessitano invece di nuove e migliori conoscenze i meccanismi di scambio alle scale intermedie, su aree eterogenee dal punto di vista bio-geofisico, morfologico, demografico, molto comuni in Europa (aree dell'ordine di 10⁴ km²).

Una piattaforma aerea avanzata per la ricerca, denominata SkyArrow ERA (Environmental Research Aircraft) è stata sviluppata da IBIMET CNR a partire dal 2001 grazie ad una serie di collaborazioni internazionali, ed è stata impiegata in alcuni progetti di ricerca nazionali ed internazionali sullo studio del bilancio del carbonio a scala regionale. Nel testo saranno illustrati alcuni importanti risultati che sono stati ottenuti grazie all'impiego di piattaforma aerea.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Lo SkyArrow ERA

La misurazione tramite piattaforma aerea degli scambi di massa, energia e quantità di moto tra la biosfera e l'atmosfera ha trovato le prime applicazioni più di 20 anni fa nell'ambito della ricerca scientifica in diversi settori legati allo studio dell'atmosfera (Desjardins *et al.*, 1982). Fino a pochi anni fa per tali scopi erano necessari aerei di medie/grandi dimensioni, capaci di trasportare strumentazione complessa e pesante, oltreché il personale dedicato alla sua gestione. Con l'avvento di una nuova generazione di sensoristica con caratteristiche di compattezza in termini di dimensioni, limitato consumo energetico, bassi costi, tempi di risposta molto ridotti, è stato possibile allestire aerei di piccole dimensioni. I vantaggi sono stati notevoli, non solo in termini di costi e di facilità di gestione, ma

anche in termini di obiettivi scientifici: la possibilità di volare a bassa quota ed a bassa velocità per ottenere un'alta risoluzione spaziale delle misure, nonché una maggiore precisione delle misure di turbolenza, in virtù del fatto che la distorsione del flusso turbolento naturale operata dall'aereo risulta estremamente limitata. Il primo velivolo di questo tipo è stato sviluppato fin dai primi anni novanta dalla NOAA negli USA. Nel 1999 Iniziative Industriali Italiane, una società italiana produttrice di aerei con sede in Roma, riconobbe le potenzialità del velivolo di propria produzione SkyArrow come piattaforma per la ricerca ambientale, e nacque così lo SkyArrow ERA, il primo velivolo ad essere certificato sia in Europa sia negli USA per l'effettuazione di misure ambientali con la strumentazione MFP (*Mobile Flux Platform*). IBIMET CNR ha promosso l'introduzione di questa tecnologia in ambito europeo, proseguendo lo sviluppo della piattaforma ed il suo impiego in progetti scientifici internazionali. Lo SkyArrow ERA è dotato di sensori per la misura del vento e della turbolenza (Crawford *et al.*, 1992), per la misura di concentrazioni gassose di e vapore acqueo, della radiazione netta, incidente e riflessa, per il telerilevamento multispettrale e nell'infrarosso termico (Fig. 1). Il velivolo è in grado di misurare i flussi superficiali di energia, vapore acqueo, quantità di moto e CO₂ tramite la tecnica *eddy covariance*, fornendo una misura di flusso ogni 3-4 km di territorio attraversato.



Figura 1. Il velivolo SkyArrow ERA e la strumentazione scientifica di bordo

3 RISULTATI RILEVANTI

Una prima fase sperimentale è stata incentrata sulla valutazione dei limiti e delle potenzialità della misura di flussi da piattaforma aerea, nell'ambito del progetto RECAB (*Regional Assessment and Modelling of the Carbon balance within european regions*). Una estensiva comparazione tra misure aeree e misure da torre è stata effettuata in 7 diversi siti europei in Italia, Spagna, Olanda, Germania, Svezia, in cui campagne sperimentali sono state svolte sia in estate sia in inverno per coprire tutto il range di condizioni ambientali (Gioli *et al.*, 2004). I dati hanno mostrato buone correlazioni, ed evidenziato alcuni importanti fattori da tenere in considerazione nel caso di misure aeree, quali la divergenza del flusso con l'altezza da terra: essendo il punto di campionamento aereo molto più in alto rispetto alla torre, il flusso misurato risulta essere inferiore in valore assoluto in quanto le strutture turbolente incontrate sono meno 'accoppiate' alla superficie che genera il flusso, pertanto una corretta parametrizzazione della divergenza e conseguente correzione dei flussi si è resa necessaria.

A questa fase di validazione è seguita una fase applicativa, tesa alla messa a punto di metodi per la stima del bilancio di carbonio di un ter-

ritorio. Nell'ambito del progetto di ricerca CARBIUS (Collaborazione Italia-USA su Scienza e Tecnologia dei Cambiamenti Climatici), dal Luglio 2004 al Maggio 2005 sono stati svolti circa 120 sorvoli di un'area di studio situata in Italia centrale, comprendente una vasta area forestale (comprensorio delle Colline Metallifere in Toscana) ed un'area agricola nella Valdichiana. I voli sono stati pianificati in modo tale da monitorare il flusso degli ecosistemi in un'ampia casistica di condizioni ambientali, sia all'interno di dinamiche giornaliere sia stagionali. Per poter quindi misurare i flussi netti di CO₂ ed energia a scala territoriale, sono state verificate delle relazioni di upscaling territoriale, basate sull'accoppiamento tra dati di flusso ed indici di riflettanza (NDVI) basati sul telerilevamento. Si riportano in seguito i risultati di questo tipo di analisi applicati al mese di Luglio 2004. L'analisi dei dati di flusso ha permesso di osservare una interessante differenza fra i valori misurati sulle aree forestali delle Colline Metallifere e sulle zone agricole della Valdichiana (Fig. 3). Nel primo caso, infatti, sono stati osservati valori negativi di flusso che indicano che l'ecosistema è un *sink* di CO₂, mentre nel secondo caso, sono stati osservati valori positivi.

Una risposta che non è sicuramente inattesa,

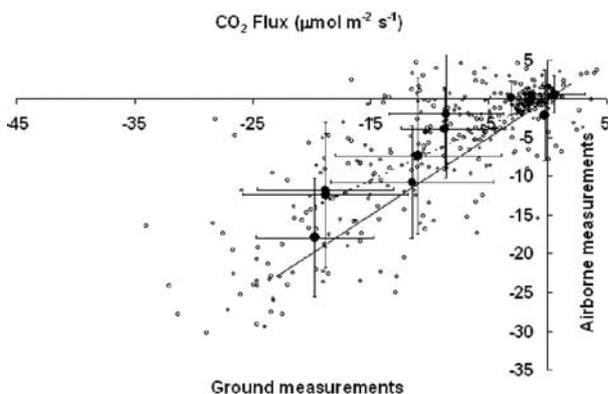


Figura 2: Confronto tra misure di flusso da aereo e da torre in sette località europee. Ciascun punto della stazione di terra è il flusso calcolato su un intervallo di 30 minuti, mentre ciascun punto dell'aereo è la media dei flussi calcolati durante il volo nei pressi della torre, su una zona avente comunque un uso del suolo analogo a quello della torre (tratto da Gioli *et al.* 2004).

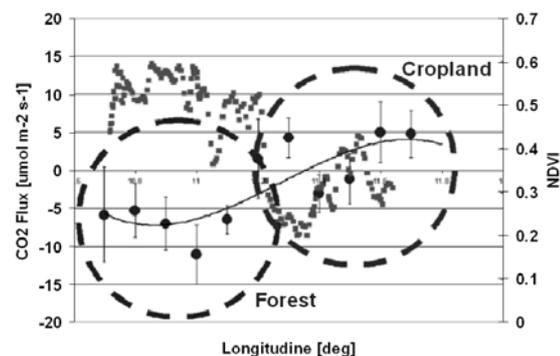


Fig. 3: Dinamica dei flussi di CO₂ e dell'indice NDVI lungo la rotta di volo fra le Colline Metallifere e la Valdichiana. I cerchi con le relative barre di variabilità sono le medie e le deviazioni standard dei flussi misurati in passaggi diversi sopra la zona di studio (asse sinistro). I quadrati sono i valori dell'indice NDVI misurati dalla camera multispettrale (asse destro). I cerchi grandi delimitano le misure in area forestale e quelle in area agricola.

ma che conferma soprattutto l'efficacia e l'affidabilità con cui il velivolo sperimentale riesce a misurare i flussi. E che da la possibilità, ancora poco esplorata fino ad oggi, di ottenere informazioni di carattere "regionale", ovvero di stimare se un determinato territorio è, nel suo complesso, un source o un sink di CO₂.

4 PROSPETTIVE FUTURE

I risultati di campagne aeree di misurazione dei flussi di CO₂, energia e quantità di moto tra la biosfera e l'atmosfera, hanno recentemente messo in evidenza un ampio spettro di potenzialità legate all'impiego della piattaforma aerea SkyArrow ERA, sviluppata da IBIMET CNR negli ultimi anni attraverso alcune collaborazioni internazionali. La quantificazione del bilancio del carbonio a scala regionale è un'area di studio particolarmente critica specialmente in contesto europeo, caratterizzato da un'elevata eterogeneità ecologica, demografica, meteorologica, che rendono difficilmente applicabili ed estrapolabili approcci basati su misure puntuali. In questo contesto l'impiego di questa nuova tecnologia sta producendo risultati importanti. Una volta estrapolate ad intere regioni, queste misure sono in grado di fornire informazioni utili a capire la dinamica e la variabilità spaziale dei flussi di calore sensibile, evaporativi, di gas ad effetto serra. Tali informazioni sono inoltre di grande importanza per il settore modellistico, al fine di parametrizzare correttamente le proprietà della superficie, e al fine di mettere a punto nuovi schemi per la descrizione delle interazioni tra biosfera ed atmosfera. Altre ricadute si possono avere nel settore del tele-rilevamento, dove prodotti satellitari sviluppati per stimare GPP (*Gross Primary Production*), cioè la quantità totale di CO₂ sottratta dall'atmosfera da parte degli ecosistemi, sicuramente promettenti ma oggi ancora in fase sperimentale, potranno ricevere importanti dati di validazione e calibrazione.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Bousquet P, Ciais P., Peylin P., Ramonet M., Monfray P. (1999). Inverse modelling of annual atmospheric CO₂ sources and sinks. 1. Method and control inversion. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 104 (D21), 26161–26178.
- Ciais P., Peylin P., Bousquet P. (2000). Regional biospheric carbon fluxes as inferred from atmospheric CO₂ measurements. *Ecol. Appl.* 10 (6), 1574–1589.
- Crawford T.L., Dobosy R.J. (1992). A sensitive fast response probe to measure turbulence and heat flux from any airplane. *Boundary-Layer Meteorol.* 59, 257–278.
- Desjardins R.L., Brach E.J., Alno P., Schuepp P.H. (1982). Aircraft monitoring of surface carbon dioxide exchange. *Science*, 216, 733-735.
- Falge E., Baldocchi D., Tenhunen J., et al. (2002). Seasonality of ecosystem respiration and gross primary production as derived from FLUXNET measurements. *Agric. For. Meteorol.* 113 (1–4), 53–74.
- Gioli B, Miglietta F, De Martino B, et al. (2004). Comparison between tower and aircraft-based eddy covariance fluxes in five European regions. *Agric. For. Meteorol.* 127, 1-16.
- Schimmel D., Enting I.G., Heimann M., et al. (1995). CO₂ and the carbon cycle. In: Houghton (Ed.), *Radiative Forcing of Climate Change and an Evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 35–71.

Misura delle emissioni di gas ad effetto serra di un sistema urbano

A. Matese, B. Gioli, F. Maglietta, P. Toscano, F.P. Vaccari, A. Zaldei, G. Maracchi

Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia
a.matese@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: Le aree urbane sono le principali responsabili delle emissioni di gas ad effetto serra del pianeta, nonostante la ridotta area che occupano. Solo recentemente sono stati realizzati progetti volti al monitoraggio delle dinamiche di emissione delle città utilizzando misure micrometeorologiche. Questo lavoro descrive le misure di flusso di anidride carbonica che sono state eseguite in due stazioni situate nel centro delle città di Roma e Firenze. La metodologia usata per misurare i flussi di anidride carbonica, acqua ed energia è la tecnica di correlazione turbolenta (eddy covariance) che si basa sulla misura ad alta frequenza della componente verticale della velocità del vento e della concentrazione del gas ad effetto serra. Il periodo in cui le due torri di misura hanno operato ci permette di evidenziare i differenti effetti che la tipologia e struttura delle due città hanno sulle emissioni di anidride carbonica. Dai risultati emergono le alte emissioni di anidride carbonica delle due città, soprattutto nel periodo invernale con un surplus del 13% rispetto a quello estivo. Si evidenzia, inoltre, un trend giornaliero che mostra come le prime ore della mattina siano quelle con i valori più alti di emissione, riflettendo l'aumento di volumi di traffico in entrambe le città.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Il ruolo delle aree urbane è sempre stato sottovalutato nel bilancio globale del ciclo del carbonio. Nonostante le città ed i territori urbanizzati occupino solo il 2% della totalità delle superfici emerse, queste sono responsabili del 97% delle totali emissioni antropogeniche di anidride carbonica (Svirejeva-Hopkins et al., 2004). Le stime di emissione di anidride carbonica delle aree urbane sono basate prevalentemente su dati inventariali, ma è noto quanto siano limitate certe informazioni. Lo scambio di CO₂ tra superficie ed atmosfera può essere misurato direttamente con tecniche micrometeorologiche; la tecnica descritta in questo contributo è chiamata tecnica della correlazione turbolenta (eddy covariance). Questa tecnica è stata utilizzata in ecosistemi terrestri e marini (Baldocchi et al., 2001a,b) e recentemente in alcuni studi di monitoraggio nelle aree urbane (Urban

FLUXNET www.kcl.ac.uk/projects/muhd/). Lo studio in oggetto intende mostrare che la complessa morfologia della superficie urbana riflette la distribuzione eterogenea delle sorgenti emissive. Queste caratteristiche sono molto interessanti e rappresentano una sfida per le tecniche di misura di flussi in quanto la variabilità spaziale della copertura urbana apporta delle serie limitazioni ai campi di applicazione delle tecniche di misura studiate. È vero, altresì, che le caratteristiche dello strato limite dell'atmosfera in cui valgono le condizioni fisiche necessarie per l'applicazione delle tecniche di misura, nel caso delle città assumono delle caratteristiche che sono state studiate solo negli ultimi anni (Salmond *et al.*, 2005). Recentemente sono incrementati gli studi sulla misura dei flussi in ambiente urbano (Grimmond, 2006) e alcuni di questi hanno permesso di separare i vari contributi apportati dalle varie sorgenti emissive (Soegaard and Møller-Jensen, 2003).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

La tecnica della correlazione turbolenta permette di eseguire una misura diretta dei flussi di anidride carbonica, di scambio del vapore acqueo e calore sensibile tra la biosfera e l'atmosfera. Il calcolo diretto si basa sulla misura ad alta frequenza della componente verticale della velocità del vento e della concentrazione dello scalare. La seguente equazione (1) permette di calcolare il flusso F_ϕ , che viene espresso come la covarianza tra la velocità verticale e la concentrazione dello scalare:

$$F_\phi = \frac{1}{T} \sum \rho w' \phi' \Delta t \quad (1)$$

dove ρ è la densità dell'aria secca, w la velocità verticale del vento, ϕ la concentrazione dello scalare di cui si determina lo scambio. I segni primi indicano la fluttuazione turbolenta della grandezza rispetto alla sua media calcolata su un intervallo di tempo T . Ad esempio (2), per la grandezza di interesse ϕ :

$$\phi = \phi + \phi_m \quad (2)$$

Dove ϕ è la misura istantanea e ϕ_m è la sua media. L'intervallo di tempo su cui calcolare media e covarianza deve essere sufficientemente lungo da campionare tutte le strutture turbolente responsabili del trasporto dello scalare, in particolare quelle a bassa frequenza ed elevata lunghezza d'onda, e sufficientemente corto da permettere di considerare le condizioni al contorno stazionarie. Per

eeguire queste misure sono state installate due stazioni di rilevamento con la stessa strumentazione rispettivamente nel centro delle città di Roma e Firenze. La stazione di flussi situata a Roma è stata installata nel Gennaio del 2004 sulla sommità della torre del Calandrelli che sovrasta l'Ufficio Centrale di Ecologia Agraria (UCEA). La torre si estende per 20 m dalla sommità del palazzo per un totale di 56 m dal livello della strada. La strumentazione consiste in un anemometro sonico (R.M. Young, Modello 81000V) e un analizzatore di gas a percorso aperto (Licor, Modello Li 7500). La stazione di Firenze, installata nel Settembre del 2005, è situata a 3 m dalla sommità dell'Osservatorio

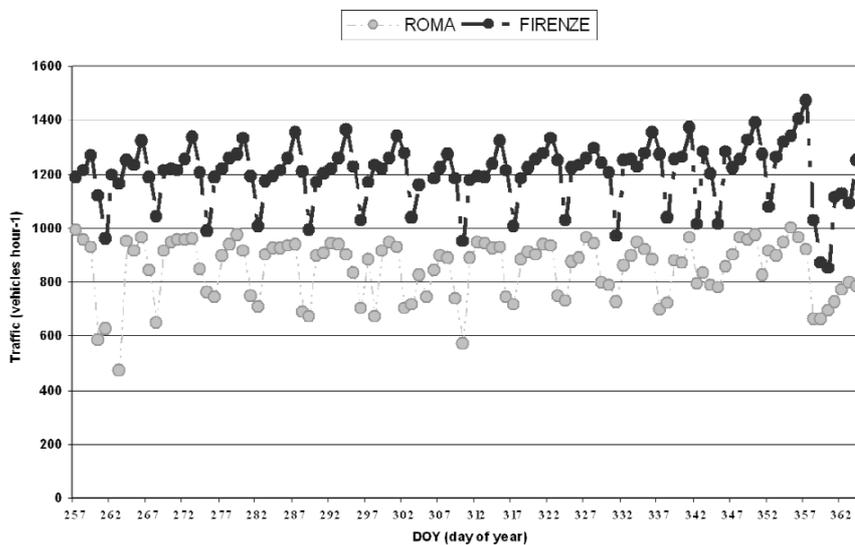


Figura 1: Volumi di traffico delle due città.

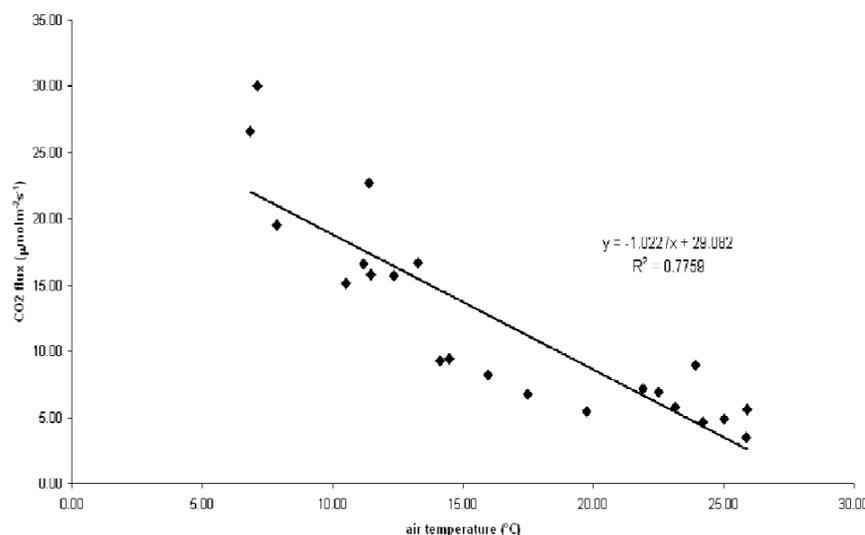


Figura 2: Relazione fra temperatura media mensile (°C) e flusso di CO₂ (µmol m⁻² s⁻¹) nel centro della città di Roma.

Ximeniano (38 m sopra il livello della strada) nel centro di Firenze. I dati di entrambe le stazioni vengono acquisiti alla frequenza di 20Hz e archiviati su dei PC. I flussi vengono calcolati ogni mezz'ora usando i calcoli e le correzioni standard della tecnica eddy covariance (Aubinet et al., 2000; Baldocchi, 2003).

3 RISULTATI RILEVANTI

I risultati emersi dalla stazione di misura di flussi di Roma evidenziano come la città sia una forte sorgente di emissione di CO₂ (source), soprattutto nel periodo invernale. L'emissione di CO₂ durante il periodo estivo è

in media minore del 13% rispetto alla media invernale. Questa differenza dipende in modo evidente dall'accensione invernale dei riscaldamenti domestici visto che, effettuando un'analisi dei volumi di traffico (l'altra importante sorgente di emissioni di anidride carbonica), questi dati non rilevano stagionalità (Fig. 1). Una significativa relazione è stata trovata confrontando la temperatura media mensile e il flusso di CO₂ medio mensile (Fig. 2); questo ci permette di implementare una metodologia semplificata per la stima indiretta del flusso in relazione con una misura meteorologica convenzionale.

Dall'analisi dei flussi di anidride carbonica

orari durante l'arco della giornata si notano valori maggiori durante i giorni feriali rispetto ai fine settimana; questa differenza è correlata ai diversi volumi di traffico (Fig. 3 e Fig. 4). Il valore maggiore di emissione è stato misurato nelle prime ore della mattina in concomitanza con l'instaurarsi di moti convettivi che trasportano in atmosfera la CO₂ accumulata durante la notte negli strati bassi delle strade cittadine e con l'inizio della circolazione di veicoli che si recano al lavoro. Dai grafici è possibile notare una leggera differenza tra le due città per quanto concerne il confronto tra i giorni feriali e il fine settimana (Fig. 3 e Fig. 4). A Roma, la riduzione dei flussi di CO₂ nel fine settimana è maggiore del 53% rispetto agli altri giorni della settimana. A Firenze, il decre-

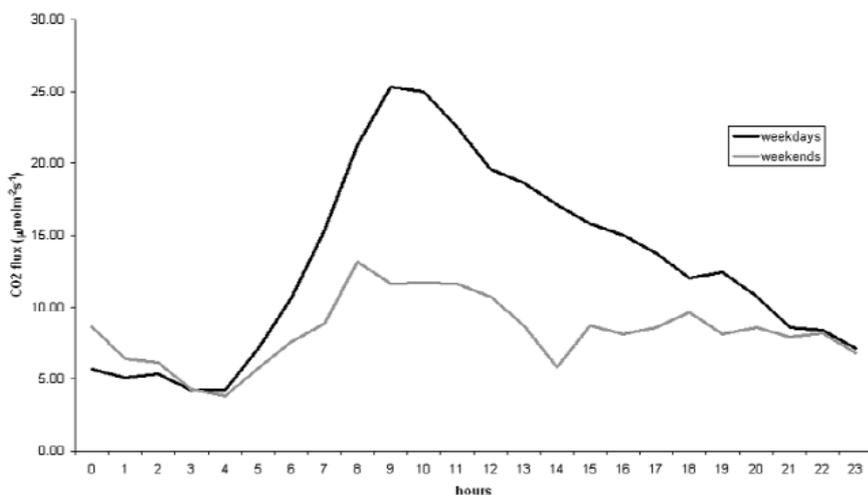


Figura 3: Flusso orario di CO₂ osservato a Roma.

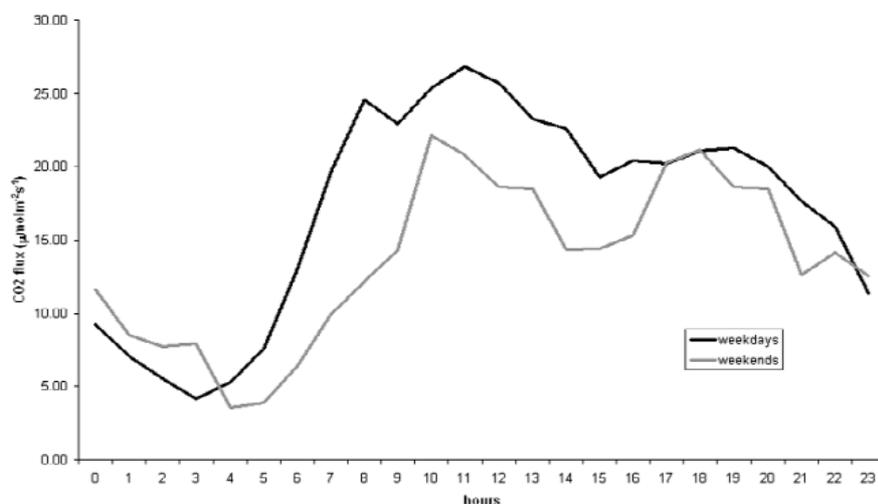


Figura 4: Flusso orario di CO₂ osservato a Firenze.

mento non supera mai il 22%.

Questo è dovuto alla diversa struttura delle due città, in particolare, alla differente collocazione delle zone residenziali e commerciali nel centro città. Infatti, ci sono molti più edifici residenziali e maggiori strade trafficate nel centro città di Firenze rispetto a Roma in cui sono prevalenti uffici e edifici commerciali.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Gli studi effettuati hanno messo in evidenza l'applicabilità della tecnica della correlazione turbolenta per il monitoraggio delle emissioni di anidride carbonica nelle città. Queste misure possono essere eseguite in ciclo continuo richiedendo l'intervento di personale solo per periodiche calibrazioni e manutenzioni degli strumenti. Tra i vantaggi nell'utilizzo della tecnica "eddy covariance" applicata alle aree urbane vi è il fatto di essere una misura diretta che non richiede dati inventariali, non sempre di facile reperimento; inoltre non essendo una misura invasiva non altera le condizioni ambientali.

Questa tipologia di misura ed eventuali evoluzioni possono rappresentare un'utile strumento per quantificare i contributi delle diverse emissioni in area urbana. I suddetti contributi possono assumere caratteri più o meno rilevanti in base ai diversi volumi di traffico, utilizzo e relativa efficienza degli impianti di riscaldamento, densità di popolazione o proporzione fra aree verdi e aree abitate.

Le misure dei flussi in ambiente urbano, eseguita a lungo termine, possono rappresentare una preziosa informazione a sua volta utilizzata per monitorare i cambiamenti delle emissioni in risposta ad interventi locali, nazionali o globali delle politiche volte alla riduzione delle emissioni di gas serra.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

Aubinet, M., Grelle, A., Ibrom, A., Rannik, Ü., Moncrieff, J., Foken, T., Kowalski, A.S., Martin, P.H., Berbigier, P., Bernhofer, C.h., Clement, R., Elbers, J., Granier, A., Grünwald, T., Morgenstern,

K., Pilegaard, K., Rebmann, C., Snijders, W., Valentini, R., Vesala, T. 2000. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology. *Advances in Ecological Research* 30: 113-175.

Baldocchi, D., Falge, E., Gu, L., Olson, R., Hollinger, D., Running, S., Anthoni, P., Bernhofer, Ch., Davis, K., Fuentes, J., Goldstein, A., Katul, G., Law, B., Lee, X., Malhi, Y., Meyers, T., Munge, J.W., Oechel, W., Pilegaa, K., Schmid, H.P., Valentini, R., Verma, S., Vesala, T., Wilson, K., Wofsy, S. 2001a. FLUXNET: a new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem scale carbon dioxide, water vapor and energy flux densities. *Bulletin of the American Meteorological Society* 82, 2415 –2434.

Baldocchi, D., Finnigan, J., Wilson, K., Paw, U., K.T., Falge, E. 2001b. On measuring net ecosystem carbon exchange over tall vegetation on complex terrain. *Boundary Layer Meteorology* 96, 257 –291.

Baldocchi, D. 2003. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. *Global Change Biology* 9, 479-492.

Grimmond, C.S.B. 2006. Progress in measuring and observing the urban atmosphere. *Theoretical and Applied Climatology*. 84, 3-22.

Salmond, J.A., Oke, T.R., Grimmond, C.S.B, Roberts, S., Offerle, B. 2005. Venting of heat and carbon dioxide from urban canyons at night. *Journal of Applied Meteorology* 44 (8), 1180-1194.

Soegaard, H., Møller-Jensen, L. 2003. Towards a spatial CO₂ budget of a metropolitan region based on textural image classification and flux measurements. *Remote Sensing of Environment* 87, 283-294.

Svirejeva-Hopkins, A., Schellnhuber HJ, Pomaz V.L. 2004. Urbanised territories as a specific component of the Global Carbon Cycle. *Ecological Modelling* 173 (2004) 295–312.

Monitoraggio pollinico per lo studio dell'effetto dei cambiamenti climatici in ambiente mediterraneo

G. Pellizzaro, B. Arca, A. Canu, C. Cesaraccio

Istituto di Biometeorologia, CNR, Sassari, Italia

G.Pellizzaro@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: Lo studio dell'andamento della concentrazione di polline nell'atmosfera rappresenta un'importante fonte di informazioni relative alla fenologia del ciclo riproduttivo. Poiché la data di comparsa e la durata della fase di fioritura sono influenzate da fattori meteorologici e, in misura importante, dalla temperatura dell'aria, il monitoraggio della concentrazione del polline nell'atmosfera può essere un utile indicatore della risposta delle piante ai cambiamenti climatici. L'obiettivo principale di questa ricerca è di verificare se i parametri caratteristici delle serie storiche di concentrazioni polliniche, relative a tre differenti famiglie diffuse in area mediterranea, possano essere utilizzati come indicatori dei cambiamenti climatici in atto. L'analisi dei dati ha mostrato il contenuto informativo delle serie storiche ed evidenziato le potenzialità applicative di questo metodo, in particolar modo nel caso della famiglia delle Oleacee.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Nelle specie vegetali le variazioni della data di comparsa e della durata delle diverse fasi fenologiche, e in particolar modo della fase di fioritura, sono influenzate da fattori meteorologici e in misura importante dalla temperatura dell'aria. Una variazione delle temperature può causare dei cambiamenti sull'epoca di comparsa delle fenofasi. Di conseguenza l'effetto del riscaldamento globale dovrebbe essere visibile analizzando serie storiche di osservazioni fenologiche. Recentemente serie storiche di osservazioni fenologiche sono state spesso utilizzate per documentare la variabilità e i cambiamenti del clima. (Menzel 2000, Sparks et al. 2000, Chmielewski et al. 2005). Diversi lavori hanno riportato che l'aumento delle temperature del periodo primaverile ha determinato un anticipo delle date di comparsa della fioritura in diverse specie vegetali nel Nord Europa e nel Nord America (Studer et al. 2005, Schwartz et al. 2006). La concentrazione di polline nell'aria dipende dal rilascio di polline da parte delle antere. Quindi, la concentrazione di polline nell'at-

mosfera può essere considerata come una manifestazione indiretta delle fioriture della vegetazione presente nell'area circostante la stazione di monitoraggio. In anni recenti diversi lavori hanno suggerito di analizzare le variazioni della concentrazione di polline in atmosfera al fine di valutarne le potenzialità come indicatore della risposta delle piante ai cambiamenti climatici (Emberlin et al. 2002, Van Vliet et al. 2002).

La presente ricerca è stata condotta allo scopo di analizzare una serie storica ventennale delle concentrazioni polliniche di tre famiglie ampiamente diffuse in area mediterranea: Oleacee, Graminacee e Pinacee. L'obiettivo finale della ricerca è di verificare se i dati aerobiologici di queste famiglie possano essere degli utili indicatori del riscaldamento climatico in area mediterranea.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

I dati giornalieri delle concentrazioni polliniche di tre differenti famiglie (Oleacee, Graminacee e Pinacee) sono stati misurati per 20 anni (1984-2003) in un'area urbana del

nord Sardegna. La data corrispondente alla fase di piena fioritura per ciascuna famiglia è stata definita come il giorno in cui i valori cumulati della concentrazione giornaliera di polline raggiungevano il 50% della concentrazione totale annua.

I gradi giorno cumulati (°D) di ciascun anno sono stati calcolati dalle temperature massime (T_{max}) e minime (T_{min}) giornaliere col metodo della media semplice, utilizzando una temperatura di soglia (T_s) pari a 0°C:

$$°D = \sum_{g=1}^{g=n} [(T_{max} + T_{min})/2] - T_s$$

I °D sono stati calcolati considerando cinque diverse date di inizio (1 gennaio, 15 gennaio, 15 febbraio, 15 febbraio e 1 marzo) e due date finali (il 30 aprile e il 30 maggio). Tale scelta ha tenuto conto della differente data di comparsa della fase di piena fioritura nelle specie esaminate: metà di Aprile e inizio di Giugno per la famiglia delle Pinacee, fra l'inizio di Maggio e l'inizio di Giugno per la famiglia delle Graminacee e fra la metà di Maggio e la metà di Giugno per la famiglia delle Oleacee. In una fase preliminare è stata calcolata la media mobile delle serie storiche su una finestra di 2 anni. Successivamente, per ciascuna famiglia sono state calcolate le variazioni delle date di piena fioritura e dei corrispondenti valori cumulati dei gradi giorno. Gli andamenti annuali di questi parametri sono stati analizzati mediante modelli di regressione lineare. In alcuni modelli di regressione sono stati considerati i valori dei gradi giorno cumulati nei periodi precedenti la fase di piena fioritura.

3 RISULTATI RILEVANTI

Le date di piena fioritura (stimate sulla percentuale della emissione totale di polline) relative alle due decadi, sono caratterizzate, per tutte le tre famiglie esaminate, da un andamento decrescente. È stata osservata, infatti, una tendenza significativa verso un anticipo delle date di comparsa della piena fioritura. L'anticipo medio osservato è stato pari a 1.3,

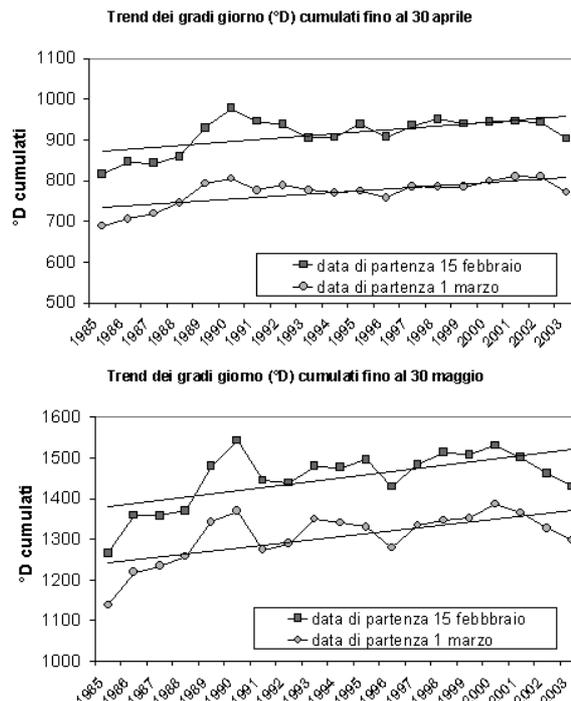


Figura 1: Date di comparsa della fase di piena fioritura (media mobile su due anni) per la famiglia delle Oleacee, delle Graminacee e delle Pinacee.

1.3 e 1.5 giorni l'anno rispettivamente per la famiglia delle Oleacee, delle Graminacee e delle Pinacee (Fig. 1).

I valori dei gradi giorno calcolati su differenti periodi hanno mostrato un andamento significativamente crescente durante i 20 anni esaminati (Tabella 1).

Questa tendenza è particolarmente evidente nel periodo primaverile. Infatti, gli aumenti più significativi sono stati osservati quando le date di partenza utilizzate nel calcolo di °D

Tabella 1: Livelli di significatività dell'andamento temporale dei gradi giorno per le diverse date di inizio e fine accumulo.

inizio accumulo	fine accumulo	
	30 aprile	30 maggio
1 gen	*	*
15 gen	*	*
1 feb	*	**
15 feb	**	**
1 mar	**	**

* $p \leq 0.05$

** $p \leq 0.01$

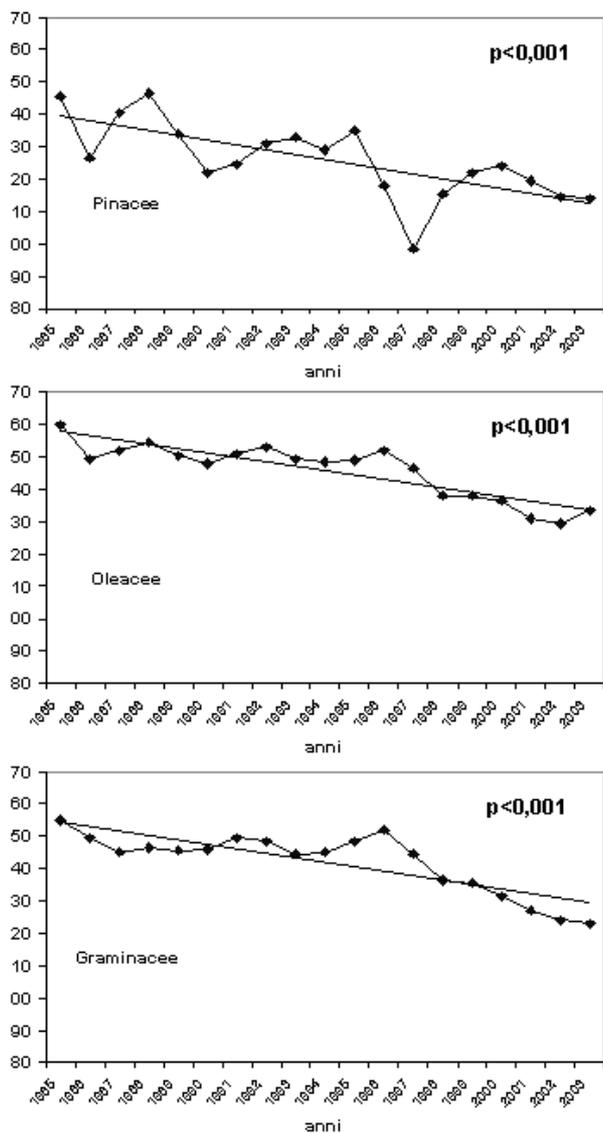


Figura 2: Andamenti dei gradi giorno cumulati con diverse date di inizio e fine accumulo (media mobile su 2 anni).

sono state il 15 febbraio e il 1° marzo (Fig. 2). I risultati ottenuti suggeriscono l'ipotesi che, durante le ultime due decadi, gli andamenti delle concentrazioni polliniche osservati nelle tre famiglie oggetto di indagine siano stati influenzati dai valori di temperatura registrati durante il periodo che precedeva la data di fioritura. Il corrispondente anticipo delle date di comparsa della fase di piena fioritura sembra quindi rappresentare una risposta delle piante all'aumento delle temperature nel periodo primaverile. Questa ipotesi è stata confermata dai risultati ottenuti con l'analisi di regressione lineare condotta sulle date di

Tabella 2: Livelli di significatività della regressione lineare fra date di piena fioritura e gradi giorno calcolati utilizzando le diverse date di inizio e il 30 aprile come data di fine accumulo.

Data inizio accumulo	Oleacee	Graminacee	Pinacee
1 gen	-	-	**
15 gen	-	-	**
1 feb	-	-	*
15 feb	**	-	**
1 mar	**	**	*

* $p \leq 0.05$

** $p \leq 0.01$

Tabella 3: Livelli di significatività della regressione lineare fra date di piena fioritura e gradi giorno calcolati utilizzando le diverse date di inizio e il 30 Maggio come data di fine accumulo.

Data inizio accumulo	Oleacee	Graminacee	Pinacee
1 gen	-	-	*
15 gen	-	-	*
1 feb	*	-	*
15 feb	**	-	*
1 mar	**	*	*

* $p \leq 0.05$

** $p \leq 0.01$

comparsa della fioritura e i gradi giorno accumulati fino al 30 aprile e al 30 maggio. Come riportato nelle Tabelle 2-3, è stata osservata una relazione negativa fra le date di piena fioritura e i gradi giorno cumulati.

La relazione inversa fra queste due variabili è identificabile in modo chiaro per i periodi Febbraio-Aprile e Febbraio-Maggio che, nelle nostre condizioni ambientali coincidono con il periodo che precede la fase di fioritura delle famiglie esaminate. Per la famiglia delle

Oleacee le relazioni maggiormente significative sono state osservate nel caso in cui i °D sono stati calcolati utilizzando come date di inizio il 15 febbraio e il 1 marzo. Relativamente alla famiglia delle Graminacee, valori di $p \leq 0.01$ sono stati osservati usando come data di inizio accumulo il 1 marzo. Nel caso della famiglia delle Pinacee, invece, le date di comparsa della fioritura sono risultate correlate in modo significativo con i valori di °D per tutti i periodi considerati.

4 PROSPETTIVE FUTURE

I risultati ottenuti sembrano suggerire che anche in area Mediterranea, analogamente a quanto osservato da altri autori (Fringuelli et al. 2002, Osborne et al. 2000), sia in atto negli ultimi anni una tendenza verso un anticipo dell'inizio della stagione pollinica e quindi della comparsa della fase di fioritura. Inoltre, da questa prima indagine sembra che la data di comparsa della fase di fioritura sia influenzata in misura determinante soprattutto dall'andamento termico del periodo Febbraio-Aprile o, in altre parole, delle temperature primaverili (Chmielewski et al. 2005).

In conclusione, i risultati sinora ottenuti sembrano dimostrare che le serie storiche di concentrazione pollinica in atmosfera possono essere utilizzate come bioindicatori dei cambiamenti climatici. Questo tipo di approccio sembra inoltre essere particolarmente promettente nel caso della famiglia delle Oleacee. In prospettiva sembra quindi giustificata la prosecuzione di questo tipo di studio sia per verificare l'attitudine di altre famiglie ad essere utilizzate come bioindicatori del riscaldamento climatico, sia per verificare, attraverso l'uso di serie di dati provenienti da altre località, la possibilità di utilizzare dati aerobiologici relativi alla famiglia delle Oleacee per documentare i cambiamenti e la variabilità del clima.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Chmielewski, F.M., Muller, A., Kuchler, W. 2005. Possible impacts of climate change on natural vegetation in Saxony (Germany). *Int. J. Biometeorology*. 50: 96-104.
- Emberlin, J., Detandt, M., Gehrig, R., Jaeger, S., Nolard, N., Rantio-Lehtimäki, A. 2002. Responses in the start of *Betula* (birch) pollen seasons to recent changes in spring temperatures across Europe. *Int. J. Biometeorology*. 46: 159-170.
- Fringuelli, G., Tedeschini, E., Veronesi, F., Bricchi, E. 2002. Airborne pine (*Pinus* spp.) pollen in the atmosphere of Perugia (Central Italy): Behaviour of pollination in the last two decades. *Aerobiologia*. 18: 223-228.
- Menzel, A. 2000. Trends in phenological phases in Europe between 1951 and 1996. *Int. J. Biometeorology*. 44: 76-81.
- Osborne, C.P., Chuine, I., Viner, D., Woodward, F.I. 2000. Olive phenology as a sensitive indicator of future climatic warming in the Mediterranean. *Plant, Cell and Environment*. 23: 701-710.
- Schwartz, M.D., Aha, R., Aasa A. 2006. Onset of spring starting earlier across the Northern Hemisphere. *Global Change Biology*. 12: 343-351.
- Sparks, T.H., Jeffree, E.P., Jeffree, C.E. 2000. An examination of the relationships between flowering times and temperature at the national scale using long-term phenological records from the UK. *Int. J. Biometeorology*. 44: 82-87.
- Studer, S., Appenzeller, C., Defila, C. 2005. Inter-annual variability and decadal trends in alpine spring phenology: A multivariate analysis approach. *Climatic Change*. 73: 395-414.
- Van Vliet, A.J.H., Overeem, A., De Groot, R.S., Jacobs A.F.G., Spieksma F.T.M. 2002. The influence of temperature and climatic change on the timing of pollen release in the Netherlands. *International Journal of Climatology*. 22: 1757-1767.

Un approccio Bayesiano per la stima del flusso superficiale di CO₂ a partire da misure rilevate da piattaforma aerea

A. Riccio², G. Giunta², S.M. Alfieri¹, M. Esposito¹, V. Magliulo¹

¹Istituto per i Sistemi Agricoli e Forestali del Mediterraneo, CNR, Ercolano (NA), Italia

²Dip. di Scienze Applicate, Università degli Studi di Napoli "Parthenope", Napoli, Italia

SOMMARIO: La quantificazione dell'effetto del riscaldamento della terra dovuto ai processi antropici e naturali necessita della stima degli scambi gassosi superficiali ma richiede anche una quantificazione delle incertezze associate ad essa. E' proposto un metodo bayesiano per il calcolo dell'emissione/assorbimento di anidride carbonica basato sull'utilizzo delle catene di Markov alla Montecarlo. L'utilizzo delle catene permette di definire le incertezze sul flusso calcolato alla luce delle assunzioni effettuate e dei dati sperimentali utilizzati. Il metodo è stato applicato per il calcolo degli scambi superficiali di anidride carbonica in un territorio con differenti caratteristiche superficiali. Sono state identificate e studiate due aree omogenee dal punto di vista dell'uso del suolo (foresta e zona agricola/abitata), stimando un'emissione negativa per la pineta (valore mediano uguale a $-17 \mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$), e una leggera emissione (valore mediano uguale a $3,6 \mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$) dall'area agricola mista. Il risultato per la pineta mostra una grande variabilità, indicando il fatto che i parametri delle equazioni utilizzate nel metodo non sono stati ben identificati.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 Introduzione

Negli ultimi decenni si è manifestato un interesse sempre maggiore verso i problemi ambientali, ed in particolare verso quelli associati ai cambiamenti climatici indotti dai gas ad effetto serra. È stata recentemente pubblicata la quarta edizione del rapporto sui cambiamenti climatici a cura dell' Intergovernmental Panel on Climate Change (<http://www.ipcc.ch>). Attualmente la concentrazione di CO₂, insieme a quelli di molti altri gas, è in continuo aumento, ad un ritmo di circa 1.5 ppm/anno. Le proiezioni sull'aumento di temperatura variano fra 0 e 5 °C fino al 2100, in funzione dello scenario emissivo ipotizzato. La maggior parte delle emissioni dei gas ad effetto serra sono associate ai processi di combustione di origine antropica, ma, su scala globale, esistono tuttora molte incertezze sul ruolo giocato dai diversi meccanismi di *storage*, ed è quindi molto importante verificare, sia attraverso studi

modellistici, sia attraverso misure sperimentali, l'accumulo dei gas ad effetto serra nei diversi comparti ambientali. La riduzione delle incertezze è di fondamentale importanza per quantificare l'effetto sul riscaldamento della terra a causa dei processi derivanti da attività antropiche o naturali. L'interesse, alla base della motivazione dello studio presentato in questo articolo, consiste nell'esplorazione dei risultati che possono essere ottenuti da analisi statistiche sofisticate. Uno di questi approcci consiste nell'uso di metodi Bayesiani che permettono non solo la stima del valore più probabile della variabile in esame, ma anche l'incertezza ad essa associata. Questo tipo di studi è quindi di fondamentale importanza per la quantificazione dei rischi associati a proiezioni delle stime dei gas ad effetto serra. Nello specifico verrà presentato un metodo per la stima del flusso di CO₂ dalla superficie, e di altri composti di interesse climatologico, ottenuta da misure di concentrazione per mezzo di dispositivi supportati da aerei ultraleggeri.

Questi aerei possono viaggiare per diversi chilometri in pochi minuti, ed effettuare misure ad alta frequenza in prossimità della superficie ed in quota (fino ad un'altezza di alcuni chilometri), descrivendo dei box virtuali. Da queste misure è possibile evincere il valore dei flussi laterali e, indirettamente, anche quelli associati all'emissione, e/o assorbimento, da parte della superficie del suolo. Questo tipo di tecnica permette di evitare alcuni dei problemi che sorgono in contesti diversi, ad esempio è possibile stimare i flussi turbolenti, applicando l'ipotesi di congelamento della turbolenza atmosferica, in quanto la velocità dell'aereo è un ordine di grandezza superiore a quello dei tipici moti atmosferici di interesse micro-meteorologico; inoltre le eventuali non-stazionarietà del *Boundary Layer* Atmosferico possono essere tenute facilmente in conto, ad esempio assumendo una tendenza lineare nel tempo; queste misure non dipendono fortemente dal *footprint* dell'area sopravento, come invece accade per misure micro-meteorologiche dei flussi turbolenti per mezzo di supporti fissi.

Anche le stesse misure satellitari non sono sempre disponibili, e vanno comunque tarate da misure a terra. Durante gli ultimi anni l'approccio Bayesiano è stato indicato come lo strumento naturale per combinare informazioni di diverso tipo, insieme ad una stima delle incertezze associate (Berliner, 2003); inoltre il successo dei metodi Bayesiani è stato amplificato dalla popolarizzazione dei moderni metodi di campionamento da funzioni di distribuzione anche complicate, per mezzo delle catene di Markov alla Monte Carlo (MCMC, Gelman et al., 2003). Il principale vantaggio dei metodi alla Monte Carlo consiste nel fatto che la derivazione di funzioni di distribuzione a posteriori è rimpiazzato da algoritmi che campionano dalle stesse, generando delle catene dalla cui distribuzione è possibile inferire le proprietà statistiche delle variabili in esame. Come diretta conseguenza di ciò, le iterazioni che producono la catena permettono anche di quantificare le incertezze, alla luce delle assunzioni effettuate e dei dati sperimentali utilizzati.

2 METODOLOGIA

Allo scopo di misurare il flusso di CO₂ dalla superficie si è fatto uso del cosiddetto "*fixed-volume approach*", ossia, per mezzo delle misure effettuate dai dispositivi aero-trasportati, si sono stimati i flussi laterali, e, per mezzo di tecniche di analisi inverse, si sono dedotti i flussi dalla superficie. Questo approccio necessita della soluzione di due problemi:

1. La concentrazione, e quindi i flussi, della variabile in esame, vanno inferiti anche per la superficie superiore, che si comporta come un "cappello" per il volume di atmosfera preso in considerazione. Generalmente per il cappello non sono disponibili misure dirette, per cui è necessario applicare delle ipotesi semplificatrici, ad esempio basate sull'assenza di divergenza di massa.
2. L'aereo descrive delle traiettorie che ovviamente non sono rettilinee, per cui le superfici virtuali del box non corrispondono alle locazioni spaziali alle quali sono stati campionati i dati sperimentali. Questa considerazione fa nascere problemi analoghi a quelli che si incontrano nei comuni problemi di interpolazione statistica in presenza di correlazioni fra i dati.

In questo studio i dati erano disponibili solo per le superfici laterali, per cui i flussi al "top" sono stati dedotti applicando il vincolo di continuità

$$\iint_H (\bar{u}\rho) dS = - \text{flusso di massa del top} \quad (1)$$

dove H rappresenta l'estensione delle superfici laterali del box, e $\bar{u}\rho$ il flusso di massa, considerato positivo se diretto verso l'interno del box. L'equazione precedente permette di calcolare un valore medio della velocità di subsidenza, dalla quale è possibile stimare i flussi di massa al top; ovviamente la (2) è generalizzabile per il calcolo dei flussi di qualunque composto. Allo scopo di quantificare i flussi laterali è però necessario ipotizzare una forma funzionale per $\bar{u}\rho$; in questo studio si

è fatto uso di una forma interpolante globale del tipo

$$\begin{cases} u\rho = A_u(x, y)B_u(z/z_0) \\ v\rho = A_v(x, y)B_v(z/z_0) \end{cases} \quad (2)$$

dove A . e B . sono dei polinomi interpolanti globali che dipendono linearmente da alcuni parametri. La scelta di questa forma interpolante è essenzialmente basata su motivazioni di carattere fisico e matematico. Innanzitutto la (2) permette di tener conto delle eventuali anisotropie del flusso in maniera facile, ed è economico stimare i valori ottimali dei parametri per mezzo di un approccio Bayesiano, introducendo eventualmente delle informazioni note *a priori* per questi parametri. Inoltre il disaccoppiamento funzionale delle dipendenze della componente verticale dalle altre due componenti spaziali orizzontali permette di introdurre la ben nota informazione *a-priori* per i flussi orizzontali in prossimità della superficie, i quali tendono ad assumere un profilo logaritmico rispetto alla coordinata verticale. L'uso della (2), insieme a delle ipotesi sulla struttura degli errori statistici associati alle misure sperimentali, permette di stimare i valori dei flussi laterali. Il secondo problema elencato precedentemente è stato affrontato assumendo una deviazione gaussiana dei valori dei flussi, nell'intorno delle stime *a posteriori*. In queste condizioni l'interpolazione spaziale dei flussi è ricondotto alla stessa tipologia di problemi che si incontrano nel *Kriging* universale (Gelfand et al., 2001).

3 RISULTATI

La figura 1 mostra il flusso stimato di CO₂ dalla superficie, ottenuto dalle iterazioni della catena di Markov. Sulla sinistra i valori per la pineta/macchia mediterranea prospiciente la linea di costa, mentre sulla destra sono mostrati quelli per l'area agricola/abitata a ridosso della pineta. Come può essere notato, gli istogrammi mostrano un'emissione negativa per la pineta (valore mediano uguale a -17 μmol/m²s), mentre è stimata una leggera emissione (valore mediano uguale a 3.6 μmol/m²s) dall'area agricola mista. Il segno è in linea con i valori attesi, sebbene il risultato per la pineta mostri una grande variabilità, indicando il fatto che i parametri nelle equazioni in (2) sono stati non chiaramente identificati. Questi risultati sono stati ottenuti senza considerare l'effetto dell'*entrainment*. Ci si attende che l'*entrainment* giochi un ruolo non molto importante, contribuendo ad arricchire debolmente il *boundary layer* con aria più ricca di CO₂ dall'alto. Si è stimato, dato il profilo di CO₂ e l'entità della discontinuità della concentrazione di CO₂ all'altezza di inversione, che l'*entrainment* contribuisca con un flusso di circa 0.8-2.5 μmol/m²s, che non dovrebbe alterare qualitativamente i risultati ottenuti. Una considerazione importante concerne il fatto che il volo è stato svolto in un'area prospiciente alla linea di costa, per cui ci si attende (ed i risultati preliminari confermano ciò) la presenza di TIBL (*Thermal Internal Boundary Layer*).

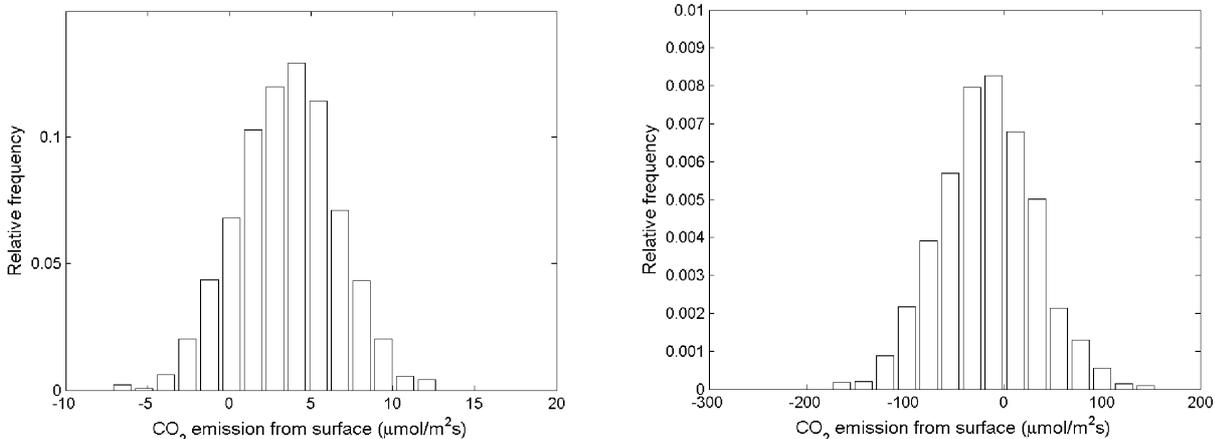


Figura 1: stima dei flussi di CO₂ dalla superficie. Sulla sinistra i risultati per la pineta, sulla destra quelli per l'area agricola.

Questo implica anche che l'altezza del *boundary layer* dipenda dalla distanza dalla costa.

4 PROSPETTIVE FUTURE

I risultati ottenuti da questo studio sono incoraggianti. Si è mostrato che, per mezzo di dati rilevati da dispositivi aereo-trasportati, è possibile inferire i flussi di CO₂, ed in principio di qualunque altro gas, dalla superficie. Questa tipologia di studi è essenziale per la quantificazione delle emissioni di una serie di composti dal notevole impatto ad effetto-serra.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Berliner M. 2003. Physical-statistical modeling in geophysics. *Journal of Geophysical Research*, 108(D24): 8776
- Gelfand A.E., Zhu L. & Carlin B.P. 2001. On the change of support problem for spatio-temporal data. *Biostatistics* 2: 31-45.
- Gelman A., Carlin J.B., Stern H.S. & Rubin, D.B. 2003. Bayesian Data Analysis. Boca Raton, Chapman and Hall/CRC.

Caratterizzazione delle proprietà radiative degli aerosol nella pianura padana da misure delle stazioni AERONET

C. Di Carmine, C. Tomasi

Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Bologna, Italia
c.dicarmine@isac.cnr.it

SOMMARIO: Valutazioni dei valori medi giornalieri dello spessore ottico dell'aerosol (AOD) alla lunghezza d'onda di 500 nm e dell'esponente di Ångström (α) sono state ricavate dalle misure effettuate presso quattro stazioni della rete AERONET dislocate nell'Italia settentrionale, durante il periodo dal 2004 al 2006. Le variazioni stagionali dei due parametri sono state analizzate in modo da caratterizzarne l'andamento temporale durante l'anno, per ogni stazione, definendone gli intervalli di variabilità. I valori di AOD risultano variare per la maggior parte tra 0,1 e 0,6 essendo maggiori di 0,6 in numerosi casi, per lo più dovuti alla presenza di foschie dense in autunno ed inverno o a trasporto di polvere desertica in primavera. Il parametro α assume valori medi giornalieri che variano per la maggior parte tra 0,6 e 1,60 nel corso dell'anno, presentando valori mediani generalmente più alti in primavera ed estate e più bassi in autunno.

1 INTRODUZIONE

QUITSAT (*Qualità dell'aria mediante l'Integrazione di misure da Terra, da Satellite e di modellistica chimica multifase e di Trasporto*) è l'acronimo di un progetto pilota finanziato dall'Agenzia Spaziale Italiana (ASI), che si propone di definire nuove metodologie per la determinazione degli Indici di Qualità dell'Aria (AQI) attraverso l'uso combinato di dati da satellite (MODIS/Terra e Aqua, MISR/Terra, SEVIRI/MSG, SCIAMACHY/Envisat, OMI/Aura, MOPITT/Eos) con misure di remote sensing effettuate a terra e da terra (radiometria solare multispettrale, spettrometria DOAS, Lidar), misure di campionamento di materiale particolato (PM) e gas a terra, misure ottiche a terra (con tecniche nefelometriche, OPC e PSAP) e dati forniti da modelli CTM (chimica multifase, trasporto e meteorologia).

La prima area di studio di questo progetto è stata identificata nella pianura padana, comprendendo i territori della Lombardia e dell'Emilia-Romagna. Misure di fotometria

solare multispettrale saranno effettuate presso le stazioni dell'ISAC-CNR di San Pietro Capofiume, Bologna e Monte Cimone, durante due campagne di misura previste nell'estate del 2007 e nell'inverno del 2008: combinate con misure lidar, esse forniranno dati utili per la validazione dei dati MODIS e MISR e alla definizione degli andamenti stagionali dei profili verticali del coefficiente di estinzione dell'aerosol e di altri parametri radiativi dell'aerosol colonnare.

Una parte di queste informazioni è anche fornita da fotometri solari, modello CIMEL CE-318, della rete AERONET (Holben *et al.* 1998), che operano durante tutto l'anno presso le stazioni site nell'area della pianura padana ad Ispra (Varese) (45N, 8E), Modena (44N, 10E), Venezia Acqua Alta (45N, 12E), e Venezia-CNR (45N, 12E). L'analisi di queste misure può fornire elementi utili a caratterizzare l'andamento stagionale dello spessore ottico AOD prodotto dall'aerosol presente nella colonna verticale atmosferica e a definire le variazioni stagionali associate al variare della forma di dipendenza dell'AOD dalla

lunghezza d'onda, la quale è strettamente legata alla forma della curva di distribuzione dimensionale dell'aerosol colonnare ed alle sue proprietà radiative. Questo parametro di dipendenza spettrale, indicato con il simbolo α in Equazione (1), è quindi particolarmente sensibile alle dimensioni delle particelle e può essere utile per segnalare una situazione di predominanza ottica delle piccole particelle (*fine particle fraction*) generate da attività antropiche oppure una prevalenza ottica del carico di particelle di grandi dimensioni dovuto spesso a processi naturali (*desert dust* e aerosol marino).

Tali informazioni a terra potranno essere assai utili per la validazione dei dati derivati dalle misure satellitari. Per esempio, l'analisi dei dati MODIS effettuata in *QUITSAT* mira a definire i valori di *AOD* in alcuni canali spettrali del visibile per poi stabilire delle relazioni empiriche tra *AOD* e le concentrazioni a terra di *PM_{2,5}*, definendo allo stesso tempo la frazione η del contenuto di massa delle *fine particles* all'interno della colonna verticale atmosferica (Wang E Christopher, 2003).

2 ANALISI DEI DATI AERONET

Seguendo la procedura AERONET applicata alle misure di irradianza solare diretta, effettuate con i fotometri CIMEL a varie lunghezze d'onda comprese tra 340 e 1020 nm, si possono ricavare i valori spettrali dello spessore ottico dell'aerosol *AOD*, (i) servendosi delle costanti di calibrazione definite *a priori* da AERONET per ciascun strumento mediante una tecnica di laboratorio, e (ii) correggendo lo spessore ottico totale dell'atmosfera per i contributi parziali di spessore ottico dovuti allo scattering di Rayleigh e all'assorbimento dei gas atmosferici minori (O_3 , H_2O , NO_2 ,...) (Shaw, 1976).

Di routine, le misure dei fotometri CIMEL sono effettuate a 3 o 4 ore fisse della giornata. Da queste misure il programma AERONET calcola i valori medi giornalieri di *AOD* alle diverse lunghezze d'onda.

Allora nel presente studio, le serie spettrali

dei valori medi giornalieri di *AOD* sono state esaminate in termini della ben nota formula di Ångström (1964)

$$AOD(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (1)$$

dove λ è la lunghezza d'onda misurata in μm , in modo da determinare i valori medi giornalieri dei parametri di torbidità atmosferica α e β . Il primo parametro è direttamente legato alla forma della curva di distribuzione dimensionale delle particelle di aerosol, mentre il secondo fornisce una stima media dello spessore ottico *AOD* alla lunghezza d'onda di 1 μm .

Questo calcolo dei parametri di Ångström, fatto per ciascuna serie spettrale di cinque valori di *AOD*, relativi a $\lambda = 440, 500, 675, 870$ e 1020 nm, seguendo un procedimento di best-fit basato sull'Equazione (1), si fa preferire alla procedura di calcolo adottata da AERONET per coppie di lunghezze d'onda, in quanto interpreta più correttamente il significato fisico dei processi di estinzione di Mie che dipendono per ogni particella dal rapporto tra dimensioni della particelle a lunghezza d'onda incidente. Pertanto, il parametro α ha una precisa relazione fisica con il parametro η ricavato dai dati satellitari mediante opportune procedure di inversione.

Tra le misure effettuate negli ultimi anni presso le stazioni di Ispra e Venezia Acqua Alta, a cura dell'IES/JCR (Ispra) sono state scelte quelle relative ai periodi dall'1 gennaio 2004 al 24 aprile 2006 e dall'1 gennaio 2004 al 17 ottobre 2006, rispettivamente. Le misure di Venezia-CNR hanno riguardato il periodo dall'1 gennaio 2004 all'8 novembre 2004 e sono state anch'esse considerate in questa analisi. Le misure effettuate a Modena nel periodo dal 15 marzo 2004 al 20 giugno 2006 non forniscono direttamente il valore di *AOD(500 nm)* misurato dal CIMEL. Pertanto, si è deciso di determinare prima i valori di α e β come soluzioni di best-fit dell'Equazione (1) applicata a serie spettrali di soli 4 valori di *AOD*, calcolando poi *AOD(500 nm)* in base all'Equazione (1) per $\lambda = 0.50 \mu\text{m}$.

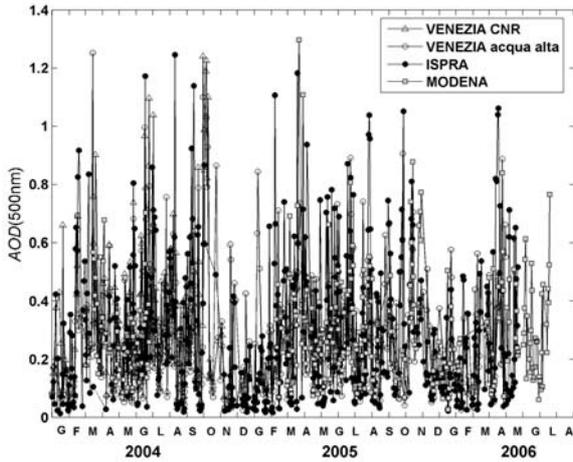


Figura 1: Andamento temporale dei valori medi giornalieri di $AOD(500\text{ nm})$ misurati nel periodo 2004-2006 presso le 4 stazioni AERONET del Nord Italia.

3 RISULTATI RILEVANTI

La Figura 1 mostra gli andamenti temporali dei valori medi giornalieri dello spessore ottico

co $AOD(500\text{ nm})$ ottenuti presso le 4 stazioni, mettendo in evidenza il fatto che la maggior parte dei valori è compresa tra 0,05 e 0,6, e una parte minore variando tra 0,6 e più di 1. Questi ultimi episodi si osservano più frequentemente in primavera, associati ad episodi di trasporto di polvere desertica del Sahara sopra il Nord Italia, oppure in autunno ed inverno, quando si ha la formazione di foschie dense che precedono l'arrivo di nebbie radiative (a Ispra e Modena) o di nebbie avvelte (a Venezia).

Dai dati presentati in Figura 1, si sono ricavati gli istogrammi di frequenza relativa di $AOD(500\text{ nm})$, separatamente per le 4 stazioni e per ciascuna stagione. Essi sono presentati in Figura 2, insieme con i loro valori medi, che risultano variare tra 0,16 e 0,27 in inverno, tra 0,23 e 0,26 in primavera, tra 0,26 e 0,30 in estate e tra 0,15 e 0,26 in autunno, mostrando che $AOD(500\text{ nm})$ assume valori

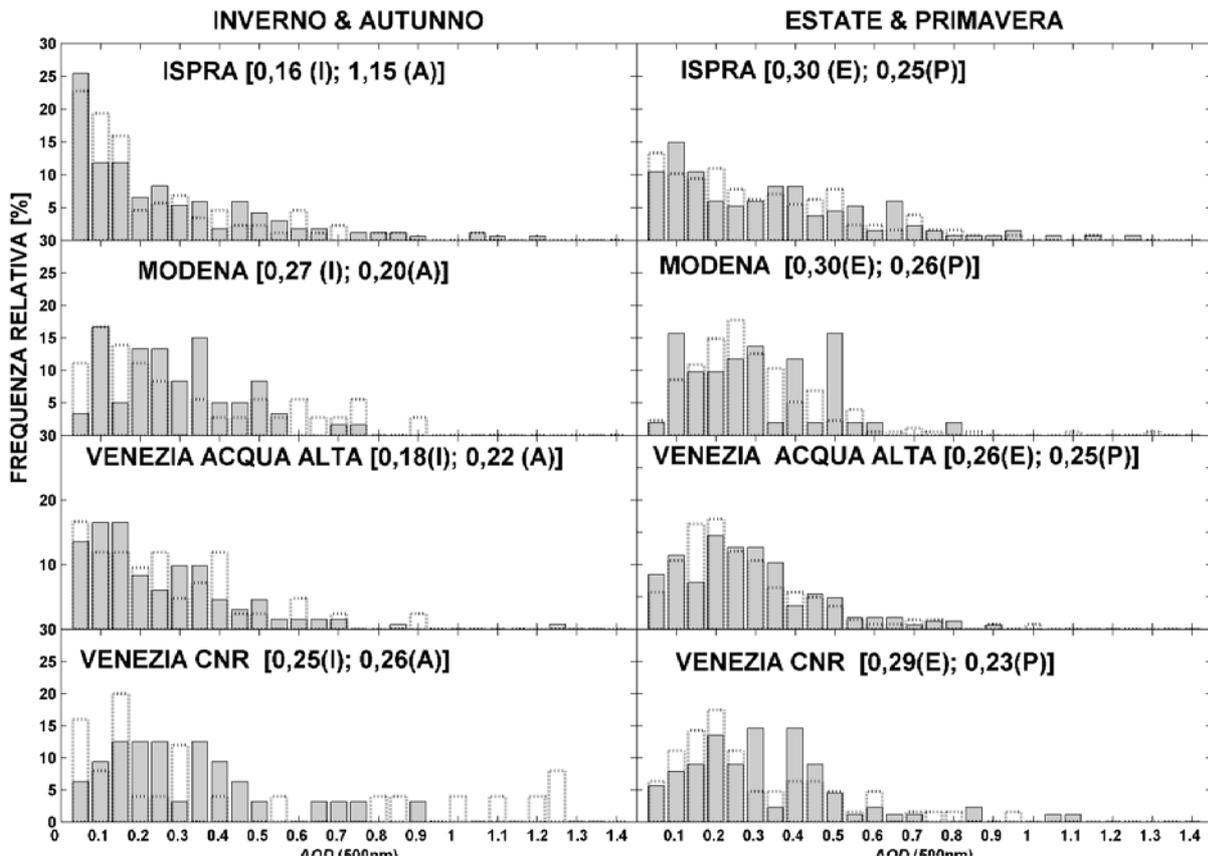


Figura 2: Istogrammi di frequenza relativa dei valori medi giornalieri di $AOD(500\text{ nm})$ ottenuti per le 4 stazioni AERONET nei quattro periodi stagionali: a sinistra, la linea unita si riferisce all'inverno e quella tratteggiata all'autunno; a destra, la linea unita si riferisce all'estate e quella tratteggiata alla primavera. I valori numerici dati in figura sono i valori medi d'inverno (I), primavera (P), estate (E) ed autunno (A).

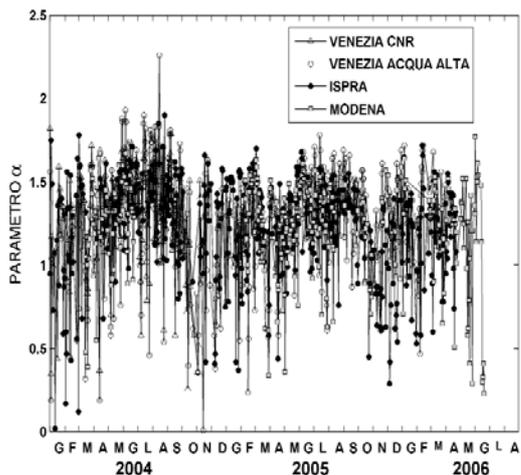


Figura 3: Andamento temporale dei valori medi giornalieri di α misurati sull'intervallo spettrale da 440 a 1020 nm utilizzando i valori medi giornalieri di AOD misurati nel periodo 2004-2006 presso le 4 stazioni AERONET del Nord Italia.

piuttosto elevati durante tutto l'anno, con valori del primo quartile che variano tra 0,06 e 0,18 (essendo in generale più bassi in autunno) e valori del terzo quartile tra 0,31 e 0,82 (più elevati in autunno).

L'analisi delle serie spettrali di AOD fatta impiegando la procedura di best-fit basata sull'Equazione (1) ha fornito le valutazioni dei valori medi giornalieri del parametro α , per 5 lunghezze d'onda comprese tra 440 e 1020 nm in tre stazioni e per sole 4 lunghezze d'onda a Modena. Gli andamenti temporali di tali valori sono presentati nella Figura 3, che mostra chiaramente come α vari per la maggior parte tra 0,6 e 1,8 in tutte le stazioni, i valori più bassi essendo generalmente associati ai casi di foschia densa e di trasporto di polvere sahariana.

Analizzando i dati di Figura 3, sono stati defi-

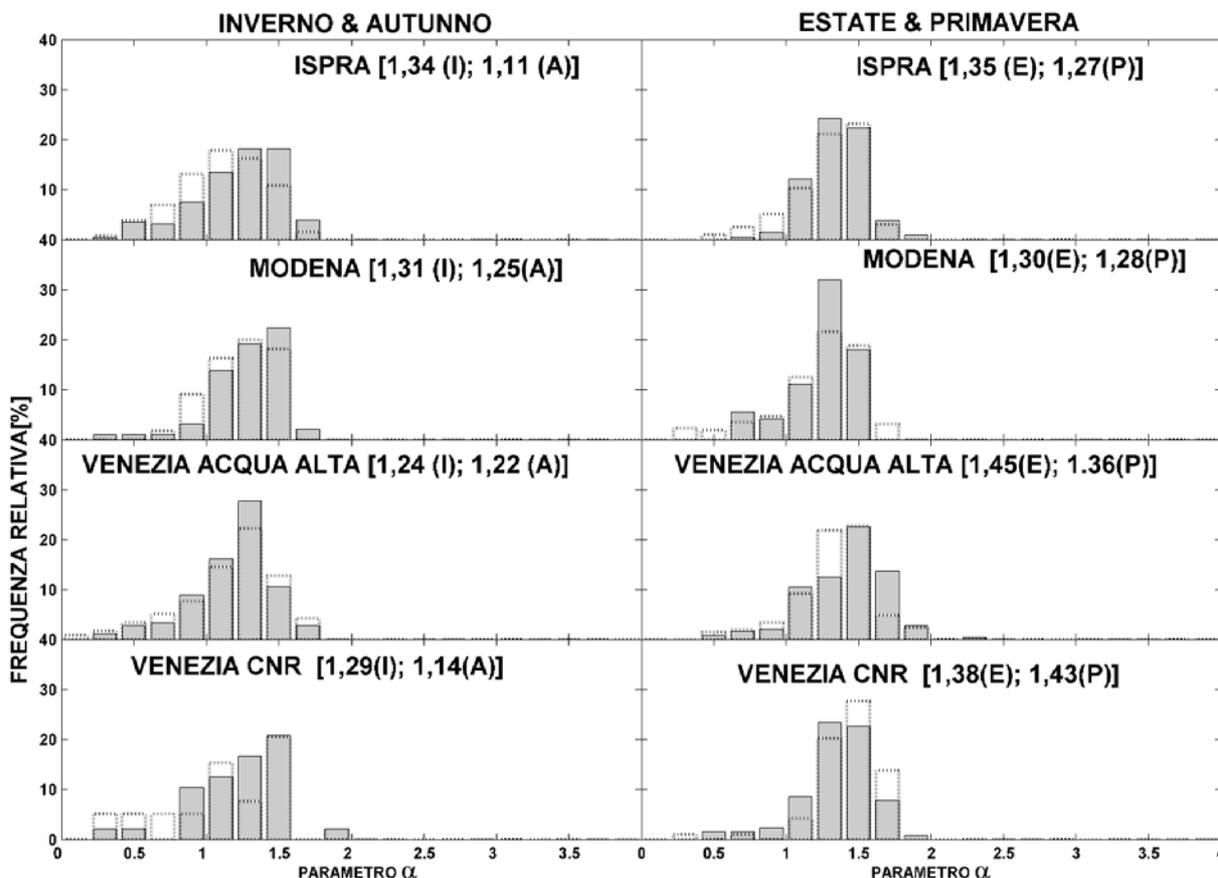


Figura 4: Istogrammi di frequenza relativa dei valori medi giornalieri di α ottenuti per le 4 stazioni AERONET nei quattro periodi stagionali: a sinistra, la linea unita si riferisce all'inverno e quella tratteggiata all'autunno; a destra, la linea unita si riferisce all'estate e quella tratteggiata alla primavera. I valori numerici dati in figura sono i valori mediani d'inverno (I), primavera (P), estate (E) ed autunno.

niti gli istogrammi di frequenza relativa di α , per le 4 stazioni e per le 4 stagioni. Essi sono presentati in Figura 4, insieme con i valori mediani stagionali, che risultano variare tra 1,24 e 1,34 in inverno, tra 1,27 e 1,43 in primavera, tra 1,30 e 1,45 in estate e tra 1,11 e 1,22 in autunno. Questi risultati indicano che, al di là delle variazioni da un giorno all'altro, il parametro α è alquanto stabile nel tempo, indicando che sussiste anche una certa stabilità temporale dei parametri di forma della distribuzione dimensionale dell'aerosol colonnare, durante tutto l'anno. I valori stagionali del primo quartile variano tra 0,87 e 1,34 nel corso dell'anno, essendo tendenzialmente più bassi in autunno e più alti in estate, mentre quelli del terzo quartile variano tra 1,34 e 1,60, essendo più bassi in autunno ed inverno e generalmente più alti in estate.

4 CONCLUSIONI

I risultati mostrati nelle Figure 1 e 2 danno la misura dell'ampia variabilità dei dati di AOD che possono essere osservati in località della pianura padana in tutte e quattro le stagioni dell'anno, con valori di AOD(500 nm) per lo più compresi tra 0,1 e 0,6 e una ampia ala destra data dagli eventi di foschia densa, quelli di arrivo di polvere desertica e quelli dovuti a presenza di nubi sottili non distinguibili ad occhio nudo.

I risultati mostrati nelle Figure 3 e 4 indicano che gli istogrammi di frequenza relativi all'inverno e all'autunno sono molto simili tra loro a tutte le stazioni, e che anche quelli estivi ed primaverili presentano forme molto simili, con valori mediani e di quartile non molto differenti dall'inverno all'autunno e dalla primavera all'estate. In particolare, le presenti stime di α risultano essere in buon accordo con quelli definiti da De Santis *et al.* (1994) a San Pietro Capofiume in un periodo estivo, sull'intervallo da 1,0 a 1,7, con quartili eguali a 1,3, 1,5 e 1,7, rispettivamente. Essi sono anche confrontabili con quelli misurati da Tomasi (1982) a Bologna in giornate estive, che coprono l'intervallo da 0,4 a 1,8, con

quar-tili eguali a 0,8, 1,0 e 1,4. Anche i presenti valori autunnali di α determinati a Ispra e a Modena si accordano con quelli definiti da Tomasi (1982) a Bologna nello stesso periodo stagionale, che presentano valori dei tre quartili eguali ad 1,4, 1,7 e 2,1.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Ångström, A. 1964. The parameters of atmospheric turbidity. *Tellus* 16: 64-75.
- De Santis, L. V., Tomasi C. & Vitale V. 1994. Characterization of Ångström's turbidity parameters in the Po Valley area for summer conditions of the atmosphere, *Il Nuovo Cimento*. 17C: 407-430.
- Holben, B. N., Eck T., Slutsker I., Tanré D., Buis J. P., Setzer A., Vermote E. F., Reagan J. A., Kaufman Y. J., Nakajima T., Lavenu F., Jankowiak I. & Smirnov A. 1998. AERONET - A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sensing Environ.* 66: 1-16.
- Shaw, G. E. 1976. Error analysis of multi-wavelength sun photometry. *Pageoph.* 114: 1-14.
- Tomasi, C. 1982. Features of the scale height for particulate extinction in hazy atmospheres, *Jour. Appl. Met.* 21: 931-944.
- Wang, J. & Christopher S.A. 2003. Intercomparison between satellite-derived aerosol optical thickness and PM_{2,5} mass: Implications for air quality. *Geophys. Res. Lett.* 30: 2095, 2003GL018174.

Caratterizzazione dell'aerosol urbano ed extraurbano mediante misure di telerilevamento passivo da terra e da satellite

M. Campanelli¹, G.P. Gobbi¹, C. Tomasi², T. Nakajima³

¹*Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Roma, Italia*

²*Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Bologna, Italia*

³*Centre for Climate System Research, University of Tokyo, Japan.*

m.campanelli@isac.cnr.it

SOMMARIO: L'aerosol urbano misurato nella città di Roma e quello extraurbano nell'Area di Ricerca CNR di Torvergata, sono stati caratterizzati mediante misure prese simultaneamente a terra da un radiometro Prede, SKYNET, da un radiometro Cimel, AERONET, e dal sensore MODIS sul satellite TERRA. I primi due strumenti sono stati precedentemente intercalibrati mediante misure simultanee e confronto dei prodotti ottenuti. La tecnica di telerilevamento da terra usata in questo studio ha fornito risultati interessanti e soddisfacenti, permettendo una esaustiva caratterizzazione dei due siti, necessaria per lo studio dell'influenza dell'aerosol nel bilancio radiativo terrestre.

1 INTRODUZIONE

La capacità delle particelle di aerosol sospese in atmosfera di interagire con la radiazione solare incidente, riflettendola indietro verso lo spazio ed assorbendola, dipende sia dalla forma, concentrazione e composizione delle particelle, sia dall'andamento della loro distribuzione spaziale e temporale. Negli ultimi anni sono state sviluppate diverse tecniche e strumentazioni in grado di ottenere informazioni sulle caratteristiche ottiche e fisiche delle particelle. Di particolare rilevanza sono le due reti di radiometri su scala globale, AERONET (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>) e SKYNET (<http://atmos.cr.chiba-u.ac.jp>) il cui compito è quello di monitorare da terra le proprietà ottiche dell'aerosol, con lo scopo di studiare e caratterizzare il pulviscolo atmosferico, il suo andamento spaziale e temporale, e di fornire accurati risultati per la validazione delle misure satellitari.

Alla base di questo innovativo metodo di ricerca, c'è il voler far luce sul ruolo che gli aerosol svolgono nel radiative forcing, ruolo

ritenuto tutt'ora dall'intera comunità scientifica una delle fonti di maggiore incertezza nella studio del cambiamento climatico.

Questo lavoro è stato dedicato alla caratterizzazione di un tipo ben preciso di pulviscolo: l'aerosol urbano. In particolare i risultati presentati riguardano l'aerosol della città di Roma e quello extra-urbano prodotto o trasportato nell'Area della Ricerca CNR di Tor Vergata, una zona rurale a poca distanza dal centro urbano. Le misure sono state eseguite da due radiometri (appartenti alle suddette reti mondiali) e i risultati sono stati confrontati con i valori forniti dal sensore MODIS sul satellite TERRA.

2 MISURE E METODI

Misure simultanee sono state prese dal 2 aprile al 5 novembre 2001, nel centro storico di Roma (12.5°E, 41.9°N) e nell'Area di Ricerca CNR di Torvergata (12.6°E, 41.8°N; 14 km dal centro della città in direzione SE). Nel primo sito è stato usato un radiometro Prede, della rete internazionale SKYNET; nel secon-

do sito le misure sono state prese con un radiometro Cimel facente parte della rete AERONET.

Entrambi gli strumenti sono radiometri spettrali a scansione che eseguono misure di radiazione solare diretta e diffusa nel cielo, alle seguenti lunghezze d'onda: 400, 500, 870, e 1020 nm nel caso del Prede e 440, 532, 870, e 1020 nm nel caso di Cimel. I dati del Prede sono stati elaborati con il codice Skyrad (Nakajima *et al.*, 1983), mentre i dati del Cimel sono stati elaborati con il codice standard del network AERONET (Dubovik *et al.*, 2000).

Entrambi i nuclei dei due algoritmi sono basati su un efficiente schema di trasporto radiativo che tiene conto dello scattering multiplo. Una procedura di inversione permette di ricavare simultaneamente la funzione di distribuzione di volume colonnare dell'aerosol, $v(r)$, lo spessore ottico di estinzione in funzione della lunghezza d'onda, $\tau(\lambda)$, il coefficiente di Angstrom, α , la funzione di fase, l'albedo di scattering singolo, $\omega(\lambda)$, e l'indice di rifrazione complesso, $m-ik$.

2 RISULTATI

2.1 La campagna di intercalibrazione

In questo studio i due siti non sono molto distanti fra di loro, ma presentano un carico di particelle derivanti da sorgenti di natura diversa. Per apprezzarne le differenze i due strumenti sono stati precedentemente intercalibrati mediante misure simultanee eseguite a Torvergata. Ciò ha permesso di definire l'incertezza entro cui i risultati forniti dai due strumenti possono essere comparati. Questa analisi è anche un primo importante passo verso l'unificazione delle due reti internazionali AERONET e SKYNET, in quanto determina una preliminare soglia di confrontabilità dei parametri ottici e fisici forniti dai due network. Tale discorso è particolarmente importante per lo spessore ottico che viene spesso definito un "climate forcing agent", ovvero un parametro il cui valore ha uno stretto legame con i processi che determinano i cambiamenti climatici. Una sua accurata stima risulta

quindi essenziale. Ulteriori dettagli possono essere trovati in Campanelli *et al.*, (2007).

Le differenze percentuali fra i risultati ottenuti dai due radiometri, sono mostrati in Tabella I per τ , α ed ω .

Tabella 1: Differenze percentuali fra i valori ricavati dai due strumenti.

	Differenza %
τ	10* - 12**
α	10
ω	10* - 12**

* λ da 400 a 870 nm

** $\lambda = 1020$ nm

Il confronto fra le distribuzioni di volume ha mostrato che le funzioni ricavate dai due modelli hanno lo stesso numero di modi e valori dei raggi modali molto simili, ma differenti concentrazioni volumetriche delle particelle. Disaccordo è stato trovato anche per l'indice di rifrazione.

La campagna di intercalibrazione ha quindi portato al risultato che per tutti i parametri direttamente confrontabili, differenze fra Roma e Torvergata inferiori al 10-12% non possono essere apprezzate. Questo risultato è molto importante per la validazione dei dati da satellite, qualora effettuata mediante confronto con strumenti di reti diverse.

2.2 Confronto fra i due siti

L'aerosol presente nella colonna atmosferica al di sopra di ciascun sito, può essere considerato composto da due termini: uno prodotto localmente (termine locale) ed uno trasportato dal vento o dalle correnti di circolazione a grande scala (termine avvevativo). Il termine avvevativo è stato messo in evidenza dividendo i dati in funzione della direzione del vento, mentre il termine locale può essere studiato quando il precedente termine è trascurabile.

Vista la posizione geografica di entrambi i siti, venti provenienti da NO sono considerati portare aerosol urbano su Torvergata; venti provenienti da SO portano aerosol marino su entrambi i siti; quelli provenienti da SE porta-

no aerosol rurale ma anche una non trascurabile componente di inquinanti; infine vento proveniente da NE trasporta masse d'aria dalle montagne e quindi aria pulita in entrambi i siti.

L'analisi dei dati ha mostrato distribuzioni dimensionali tipicamente bimodali in entrambi i siti. In corrispondenza di venti dalle montagne (NE) l'atmosfera è risultata in entrambi i siti molto più pulita con presenza di particelle molto piccole. La differenza media in termini di spessore ottico fra i due siti in questa situazione è di 0.01 in primavera e 0.03 in estate. Poiché in questo caso il termine avvertivo è trascurabile, questi valori possono essere considerati come la differenza media fra lo spessore ottico dei due aerosol localmente prodotti.

In caso di vento dal mare (SO), in entrambi i siti è stato riconosciuto maggiore trasporto di aerosol marino durante l'estate grazie ad una predominanza della concentrazione volumetrica delle particelle grandi (coarse mode) sul quella delle particelle fini (modo fine). In particolare a Roma il rapporto fra la concentrazione di volume del modo fine e il coarse mode ha messo in evidenza anche che in estate, insieme all'aumento di aerosol dal mare, cresce anche la concentrazione volumetrica del modo fine, e le caratteristiche assorbenti dell'aerosol (w diminuisce). Entrambi questi risultati sono coerenti con l'aumento estivo del traffico lungo la costa vicino Roma.

Quando il vento viene dalle aree rurali (SE) in entrambi i siti sono stati misurati alti valori di τ e la presenza di particelle di grandi dimensioni. Questi valori sono misurabili solo nel primo mattino e sono dovuti alla presenza di maggiore umidità nell'aria.

I casi di vento proveniente da NO, che trasporta aerosol urbano in entrambi i siti, sono caratterizzati da alti valori di t in entrambi i siti, e maggiore contributo del modo fine rispetto ai casi in cui il vento proviene da altre direzioni.

L'analisi dell'andamento diurno dello spessore ottico ha chiaramente messo in eviden-

za, nei giorni in cui il vento proveniva prevalentemente da NO, picchi di spessore ottico a Roma durante le ore di punta, insieme alla presenza di particelle molto assorbenti e al notevole aumento della concentrazione volumetrica del modo fine. In corrispondenza, considerando la distanza fra i due siti e la velocità media del vento, picchi di spessore ottico sono stati registrati dopo circa un ora e mezza anche a Torvergata (Figura 1).

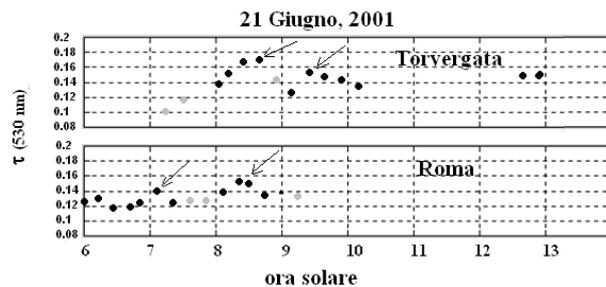


Figura 1: Andamento giornaliero dello spessore ottico nel caso di vento prevalentemente da NO.

La parte reale dell'indice di rifrazione (m), in entrambi i siti, assume valori più bassi maggiore è la presenza di aerosol urbano nell'aria. Per Roma il valore tipico della parte reale per un'atmosfera inquinata varia fra 1,39 e 1,41. Valori così bassi mostrano una non trascurabile presenza di acqua e di particelle igroscopiche come i solfati di ammonio.

I valori di spessore ottico in entrambi i siti (t_c per Tor Vergata, t_p per Roma) sono stati confrontati con quelli misurati da MODIS sul satellite TERRA (t_M). La risoluzione di 10 km di questo sensore ha permesso di distinguere entrambi i siti usando due pixel distinti. A 550 nm, lo scatter plot fra t_M e t_p (Figura 2) ha mostrato che i valori di t_M sono generalmente spostati verso l'alto di un valore costante (l'intercetta) pari a circa 0,12 per Roma e 0,23 per Tor Vergata. Questo è dovuto ad un errore nella stima della riflettanza superficiale. La pendenza della retta di regressione ha anche mostrato una generale sovrastima dello spessore ottico da parte di MODIS a Roma, ed una sottostima a Tor

Vergata, dovuta probabilmente a molteplici cause quali la scelta del modello di aerosol, problemi di calibrazione o di inquinamento da nube.

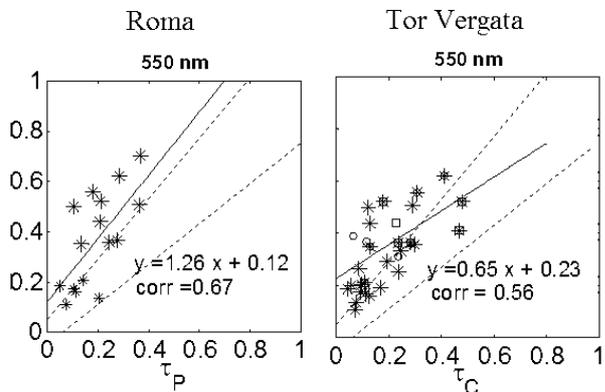


Figura 2: scatter plot fra t_M e t_P (sinistra) e fra t_M e t_C (destra). Le linee tratteggiate indicano l'area di incertezza di retrieval di t_M come indicato dall'algorithm di inversione

5 CONCLUSIONI

La tecnica di telerilevamento usata in questo studio ha fornito risultati interessanti, permettendo una esaustiva caratterizzazione dei due siti. Il confronto con i dati satellitari ha prodotto risultati meno soddisfacenti, mostrando che la caratterizzazione dell'aerosol da satellite su superfici non omogenee, è ancora piuttosto incerta. L'uso congiunto delle due tecniche risulta quindi necessaria e di primaria importanza per lo studio dell'influenza dell'aerosol nel bilancio radiativo terrestre.

6 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Nakajima T., Tanaka, M., and Yamauchi, T., 1983. *Retrieval of the optical properties of aerosols from aureole and extinction data*. Applied Optics 22, 2951-2959.
- Dubovik O., King, M. D., 2000. *A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from sun and sky radiance measurements*. Journal of Geophysical Research 105, 20673-20696
- Campanelli M., Estellés V., Tomasi.C, Nakajima T., Malvestito V., and Martínez-Lozano J.A, 2007, *Application of the SKYRAD Improved Langley plot method for the in situ calibration of CIMEL Sun-sky photometers*. Vol. 46, Iss. 14

Analisi di dati da satellite per lo studio della forzatura radiativa diretta degli aerosol su scala regionale

M. Mazzola, C. Lanconelli, A. Lupi, V. Vitale, C. Tomasi
Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Bologna, Italia
m.mazzola@isac.cnr.it

SOMMARIO: Un anno di dati forniti dal sensore MISR della NASA è stato utilizzato per lo sviluppo di una procedura basata sul codice radiativo di trasferimento 6S per la determinazione del termine di forzatura radioattiva diretta istantanea indotta dagli aerosol al *top* dell'atmosfera ΔF , nell'area del Mediterraneo. Il flusso misurato dal satellite CERES della NASA è stato utilizzato per validare il valore di questa grandezza fisica mediante quello calcolato con la procedura. Si sono ottenuti valori medi mensili compresi tra $-7,4$ e $-0,1$ W/m^2 per le terre emerse e tra $-11,2$ e $-6,4$ W/m^2 per le aree marine. Valori positivi particolarmente elevati sono stati riscontrati nelle regioni del Medio Oriente e del Sahara, in quanto indotti da particelle di polvere desertica presenti in aree di elevata riflettività superficiale.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Diversi studi hanno mostrato che gli aerosol atmosferici possono produrre importanti effetti sul clima, sia direttamente diffondendo ed assorbendo la luce solare, sia indirettamente modificando le proprietà delle nubi e i processi che regolano la loro formazione. Le incertezze quantitative su tali effetti continuano ad essere molto grandi. Una misura dell'effetto dell'aerosol sul clima è il cosiddetto *forcing*, cioè la variazione che esso induce sul flusso uscente di radiazione solare al *top* dell'atmosfera (TOA).

Metodi diversi sono utilizzati per valutare i valori globali dell'effetto radiativo diretto degli aerosol. Nella maggior parte, essi usano modelli globali di circolazione, accoppiati con codici di trasferimento radiativo (RTC), nei quali i dati di input possono essere costituiti da misure del carico verticale degli aerosol e/o della distribuzione delle loro sorgenti. Vista l'alta variabilità spaziale e temporale della distribuzione degli aerosol, un problema cruciale sta nella disponibilità di tali informazioni.

Negli ultimi anni, grazie al lancio di numerosi satelliti dotati di sensori specificatamente progettati per lo studio degli aerosol, la disponibilità di questo tipo di dati è aumentata enormemente. Il satellite Terra, una delle piattaforme del programma EOS della NASA, è al momento la maggior fonte di dati sugli aerosol. Esso porta a bordo, fra gli altri, il sensore *Multiangle Imaging SpectroRadiometer* (MISR).

Il sensore MISR è un radiometro a 4 canali spettrali (3 nel visibile e 1 nel vicino infrarosso) dotato di una elevata risoluzione spaziale a terra (fino a 250 m). MISR impiega 9 telecamere puntate ad angoli fissi, una rivolta al *nadir* e altre 4 coppie con diverse direzioni in avanti e indietro, rispetto alla direzione di volo del satellite. Questa configurazione permette di ricavare le proprietà degli aerosol presenti in atmosfera, anche quando la superficie sottostante è molto riflettente (deserti o neve) o a morfologia complessa (montagne). Sulla stessa piattaforma si trova il sensore *Clouds and the Earths Radiant Energy System* (CERES), realizzato per la misura del flusso di radiazione riflessa e di quello emesso dal

sistema superficie-atmosfera. Esso è dotato di 3 canali spettrali: radiazione solare (0,3 – 5,0 μm), finestra atmosferica (8 - 12 μm) e totale (da 0,3 a 100 μm).

In questo lavoro, è stata sviluppata una procedura che usa i dati MISR, assieme al codice RTC 6S, per valutare il *forcing* diretto dell'aerosol nello spettro solare. Molti studi precedenti sul *forcing* degli aerosol assumono una riflettività superficiale isotropa. Questo modello di superficie lambertiana non descrive realisticamente le proprietà di riflessione delle superfici oceaniche e terrestri. Per questo motivo, si è qui usata esplicitamente la funzione di distribuzione bidirezionale di riflessione (BRDF) fornita dal sensore di MISR. I dati di CERES sono stati utilizzati per controllare alcuni risultati intermedi.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

La procedura sviluppata utilizza il codice RTC 6S, in una versione da noi appositamente modificata per adattarla ai nostri scopi. Il flusso istantaneo al TOA è stato calcolato all'ora di passaggio del satellite (10:30 LT) in due differenti situazioni: per l'atmosfera reale e per una atmosfera ideale senza particelle di aerosol. Per questi calcoli, si valuta il *forcing* radioattivo istantaneo ΔF come differenza

$$\Delta F = F_0 - F \quad (1)$$

dove F_0 e F sono rispettivamente il flusso in assenza e in presenza di aerosol.

I principali input utilizzati sono stati estratti dal MISR *Level 2 Aerosol/Surface Product*, che fornisce lo spessore ottico degli aerosol (AOD) e le proprietà fisiche degli stessi su una scala di 17,6 km x 17,6 km, e la riflettività superficiale nei 4 canali MISR, alla risoluzione di 1,1 km x 1,1 km. Le proprietà fisiche degli aerosol sono disponibili sia su superfici marine che terrestri e sono espresse sulla base di 24 modelli predefiniti. La riflettività superficiale viene definita per mezzo del modello bidirezionale *Modified Rahman - Pinty - Verstraete* (RPV). Visto che il RTC 6S preve-

de l'utilizzo della versione standard del modello RPV, si è reso necessario creare una specifica subroutine per adattarlo al tipo di prodotto MISR. Attualmente, la riflettività di superfici d'acqua non è disponibile come prodotto MISR ed è quindi stato utilizzato il modello di riflettività bidirezionale incluso nel RTC 6S, accoppiato con i dati di velocità e direzione del vento calcolati dal modello *Global Data Assimilation System* (GDAS) del NOAA's *Air Resources Laboratory* (ARL). La risoluzione spaziale degli output del modello è di 1° x 1°. Nel prodotto MISR vengono inoltre fornite informazioni supplementari, quali la geometria del sistema Sole - *target* terrestre - satellite e i contenuti colonnari di ozono e vapore acqueo. Tutti i parametri di input sono stati riscaldati alla risoluzione di 17,6 km x 17,6 km.

Prima di integrare la radianza per ottenere il flusso totale al TOA, si è controllato che il valore calcolato fosse in accordo con il valore misurato da MISR, così come fornito nel prodotto *Level 1B2: Georectified Radiance Product*. Per questo confronto sono state utilizzate le radianze misurate dalle camere denominate DF, AN e DA (orientate nella direzione di scansione, in quella di nadir e nella direzione opposta, rispettivamente) e sono stati analizzati due passaggi sulla zona d'interesse per ogni mese.

È stato poi calcolato sulla stessa scala, il flusso di radiazione al TOA per integrazione della radianza ottenuta con il RTC 6S. Per ogni *pixel*, è stato valutato il contributo dei *pixel* che lo attorniano, sia in termini di contenuto atmosferico che di riflettanza superficiale. L'altezza del TOA è stata fissata a 20 km (Loeb et al. 2002).

I parametri di riflettività superficiale bidirezionale forniti da MISR sono disponibili solo nei 4 canali spettrali definiti sopra. Al contrario, il flusso al TOA va determinato su tutto lo spettro solare da 0,3 a 4 μm . È stato quindi necessario sviluppare una procedura capace di convertire i valori di flusso *narrowband* forniti da MISR in un valore *broadband* relativo a tutto lo spettro solare. A tal fine, si sono

effettuati prima i calcoli relativi alle quattro bande spettrali MISR, per le quali sono state aggiunte al RTC 6S le opportune risposte spettrali. Successivamente, si è provveduto ad applicare una formula di conversione lineare della forma:

$$F_{sw} = a F_1 + b F_2 + c F_3 + d F_4 + e \quad (2)$$

dove F_{sw} è il flusso al TOA sull'intero spettro solare, mentre F_i ($i = 1,4$) sono i flussi calcolati nelle singole bande. I coefficienti di questa formula sono stati ottenuti mediante una procedura di *best fit* tra F_{sw}^* e F_i^* ($i = 1,4$), mentre i corrispondenti valori di flusso sono stati calcolati per una serie di situazioni atmosferiche e per diverse condizioni di riflettività superficiale isotropa di andamento spettrale noto: questo approccio è basato sui risultati conseguiti da Liang (2001) sulla conversione *narrowband-broadband* dell'albedo.

Tabella 1: Coefficienti di conversione per il calcolo del flusso come in Equazione 2.

	a	b	c	d	e
	-	-	-	-	W/m ²
Terreno	0,089	0,021	0,244	0,407	2,631
Mare	0,429	-0,229	-1,072	2,087	-9,206

Il flusso di radiazione così calcolato in presenza di aerosol è stato poi confrontato con il flusso *clear-sky* istantaneo al TOA misurato dal sensore CERES ed estratto dal prodotto *Monthly Gridded TOA/Surface Fluxes and Clouds*, con una risoluzione spaziale di 1° x

1°. La Figura 1 mostra un esempio di tale confronto, per il mese di giugno 2003.

Infine, è stato calcolato il *forcing* ΔF , nei termini di Eq. (1). La Figura 2 presenta un esempio di distribuzione geografica della media mensile su tutta l'area considerata.

3 RISULTATI RILEVANTI

È stato analizzato l'insieme dei dati MISR raccolti per un anno (gennaio - dicembre 2003) nella regione del Mediterraneo (30° N - 50° N, 15° W - 45° E), al fine di valutare il *forcing* istantaneo degli aerosol al TOA.

Per quanto riguarda il confronto delle radianze misurate/simulate, i risultati rivelano (i) sovrastime pari al + 1,1 %, 4,5 %, 4,1 % e 4,6 % (relative ai quattro canali MISR) rispetto al segnale misurato su superfici di terra, e (ii) sottostime pari a - 8,6 %, 6,0 %, 7,7 % e 12,9 % rispetto ai segnali misurati su superfici marine nei quattro canali. Quest'ultima sottostima è documentata in letteratura (Su et al. 2002). Il flusso calcolato dalla procedura risulta sottostimato del 3 % su terra e del 18 % su acqua, rispetto al flusso misurato da CERES (valori medi annuali), in parte a causa delle ancora incomplete e non del tutto realistiche assunzioni fatte sui modelli di riflettanza delle superfici d'acqua.

4 CONCLUSIONI

La presente analisi ha fornito valori medi mensili del *forcing* istantaneo ΔF che variano (i) tra - 7,4 e -0,1 W/m² su terra, con un valo-

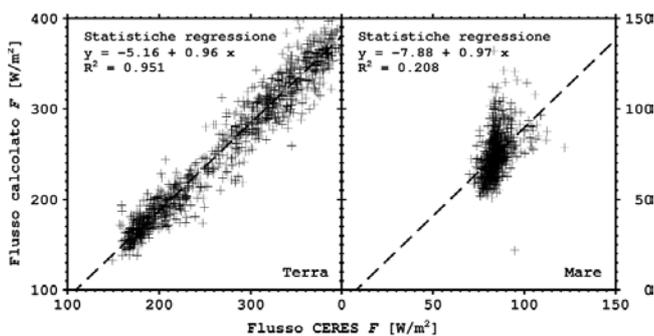


Figura 1: Confronto tra flusso calcolato e flusso misurato da CERES per il mese di giugno.

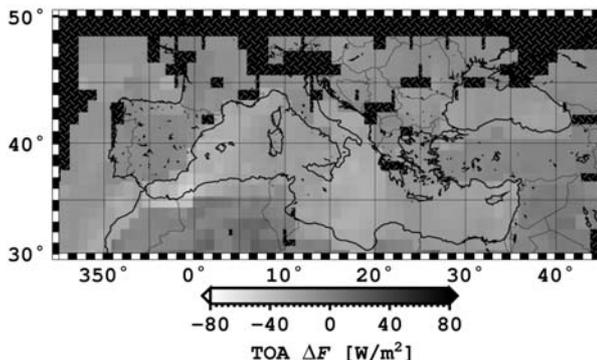


Figura 2: Forcing medio mensile per il mese di settembre.

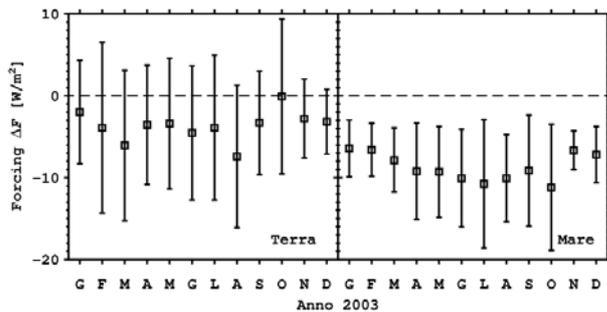


Figura 3. Variazione annua del valore medio mensile del forcing sull'intera area del Mediterraneo.

re medio annuo di $-3,7 \text{ W/m}^2$, (ii) tra $-11,2$ e $-6,4 \text{ W/m}^2$ su acqua, con un valore medio annuo di $-8,7 \text{ W/m}^2$, e (iii) tra $-8,1$ e $-3,6 \text{ W/m}^2$ per l'intero insieme dei dati, con un valore medio annuo di $-5,6 \text{ W/m}^2$ (Figura 3). I valori calcolati per il momento di passaggio del satellite *Terra* sono risultati essere in sostanziale accordo con i corrispondenti valori medi giornalieri di Zhang et al. (2005). I risultati ottenuti possono essere confrontati con altri valori riportati in letteratura per la zona del Mediterraneo:

- (a) valori negativi non inferiori a -10 W/m^2 determinati da Zhang et al. (2005) su mare;
- (b) valori compresi tra -6 e -1 W/m^2 (Chung et al. 2005), sia su terra che su mare, valutati attraverso l'analisi di dati MODIS;
- (c) valori compresi tra -6 and -4 W/m^2 (Chou et al. 2002) ricavati su mare da dati SeaWifs;
- (d) valori medi mensili variabili tra $-9,3 \text{ W/m}^2$ (Aprile) e $-5,5 \text{ W/m}^2$ (Ottobre) ottenuti da Yu et al. (2004) su terra e mare.

Tale confronto mostra un sostanziale accordo tra i risultati qui ottenuti e le più recenti stime di ΔF ricavate dai dati forniti dai satelliti.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Chou, M. et al. 2002. Aerosol radiative forcing derived from SeaWiFS retrieved aerosol optical properties. *J. Atmos. Sci.* 59: 748-757.
- Christopher, S.A. & Zhang J. 2002. Shortwave aerosol radiative forcing from MODIS and CERES observations over the oceans. *Geophys. Res. Lett.* 29 (18): 1859-1862.
- Chung, C. E., et al. 2005. Global anthropogenic aerosol direct forcing derived from satellite and ground-based observations. *J. Geophys. Res.* 110: D24207.
- Haywood, J. & Boucher O. 2000. Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review. *Rev. Geophys.* 38: 513-543.
- Liang, S. 2001. Narrowband to broadband conversion of land surface albedo. I. Algorithms. *Remote Sens. Environ.* 76 : 213-238.
- Loeb, N. et al. 2002. Defining top-of-the-atmosphere flux reference level for Earth radiation budget studies. *J. Climate.* 15, 22: 3301-3309.
- Su, W. et al. 2002. Observations of reflectance distribution around sunglint from a coastal platform, *Appl. Opt.* 41: 7369-7383.
- Yu, H. et al. 2004. Direct radiative effect of aerosols as determined from a combination of MODIS retrievals and GOCART simulations. *J. Geophys. Res.* 109: D03206.
- Zhang, J et al. 2005. Shortwave aerosol radiative forcing over cloud-free oceans from Terra: 2. Seasonal and global distributions. *J. Geophys. Res.* 110: D10S24.

La rete lidar europea “EARLINET” per lo studio degli aerosol a scala continentale

G. Pappalardo¹ e il team di EARLINET

¹*Istituto di Metodologie per l'Analisi Ambientale, CNR, Tito Scalo (Pz), Italia*
pappalardo@imaa.cnr.it

SOMMARIO: Le attuali conoscenze sulla distribuzione degli aerosol sono alquanto insufficienti per poter consentire una accurata comprensione del ruolo degli aerosol nei cambiamenti climatici e ambientali sia a scala regionale che globale. Il miglioramento del sistema osservativo degli aerosol produrrà grandi benefici nei diversi contesti previsti dall'Implementation Plan di GEOSS (Global Earth Observation System of Systems). In particolare, il telerilevamento basato sulla tecnologia laser costituisce lo strumento migliore per fornire informazioni sulla distribuzione verticale degli aerosol, importanti per comprendere i meccanismi di trasporto e di trasformazione.

In questo contesto, EARLINET-ASOS (European Aerosol Research Lidar Network - Advanced Sustainable Observation System), un progetto europeo nato sulla base dell'infrastruttura EARLINET, contribuirà al miglioramento della rete osservativa. Le osservazioni lidar forniranno un data set pluriennale su scala continentale, necessario per la valutazione dell'impatto degli aerosol sull'ambiente, a scala sia Europea che globale, e di supporto per le future missioni satellitari.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 L'importanza degli aerosol

Gli aerosol, pur essendo un costituente atmosferico minore, influenzano considerevolmente il bilancio radiativo terrestre e quindi la distribuzione della temperatura in atmosfera e al suolo, inducendo anche cambiamenti nella distribuzione spettrale della radiazione. Ciò dipende fortemente sia dalla tipologia che dalla distribuzione verticale degli aerosol. L'IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) ha identificato negli effetti degli aerosol sul clima uno dei principali contributi ancora incerti. Infatti, il clima è influenzato dagli aerosol sia direttamente, attraverso processi di diffusione e di assorbimento, e sia indirettamente, in quanto incidono sulla formazione e sulle proprietà delle nubi, sulle precipitazioni e sui processi chimici che avvengono in troposfera e stratosfera. In particolare, non sono ancora chiari gli effetti degli aerosol troposferici in quanto il tempo di permanenza, le proprietà fisiche, la composizione chimica, le caratteristiche dell'indice di

rifrazione, così come le risultanti proprietà ottiche, rilevanti dal punto di vista dello studio del clima, sono altamente variabili nel tempo e nello spazio a causa della molteplicità delle sorgenti e dei processi meteorologici. Lo studio degli aerosol è considerato una priorità nell'ambito del programma internazionale GEOSS (Global Earth Observation System of Systems).

Risulta pertanto necessaria la disponibilità di un set di dati aerosolici acquisiti con sistematicità contenenti informazioni di natura quantitativa e relativi alle distribuzioni verticale, orizzontale e temporale, includendone anche la variabilità a scala continentale. Un ulteriore aspetto importante è l'osservazione a lungo termine, essenziale affinché i dati possano essere utilizzati per ricostruire su tempi lunghi la storia del clima e i trend futuri.

In questo contesto, le tecnologie lidar (Light Detection And Ranging) costituiscono lo strumento più potente per colmare il gap costituito dalla mancanza di informazioni sulla distribuzione verticale degli aerosol e per studiarne i meccanismi di trasporto a lungo range.

1.2 Una rete lidar a scala europea: EARLINET
È per rispondere a questa problematica scientifica che, nel 1999, diversi gruppi di ricerca europei decidono di dar vita ad una rete di osservazioni per lo studio degli aerosol a scala europea effettuate mediante sistemi lidar: EARLINET (European Aerosol Research Lidar Network). Nel 2000 hanno così inizio le attività della rete, proseguite ininterrottamente fino ad oggi, prima finanziate nell'ambito del V programma quadro, poi proseguite su base volontaria, e, infine, finanziate nell'ambito del VI programma quadro come infrastruttura europea, attraverso il progetto quinquennale EARLINET-ASOS (Advanced Sustainable Observation System), di cui il CNR-IMAA è coordinatore e nel cui ambito rientrano l'attività di ricerca e i risultati riportati di seguito.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Le attività nell'ambito di EARLINET

EARLINET (<http://www.earlinetasos.org>) è una rete coordinata di stazioni che usano la tecnica lidar per misure di profili verticali di aerosol. È la prima rete lidar realizzata con lo scopo di costruire un database, completo e statisticamente significativo, contenente informazioni quantitative sulla distribuzione degli aerosol a scala continentale. Al momen-

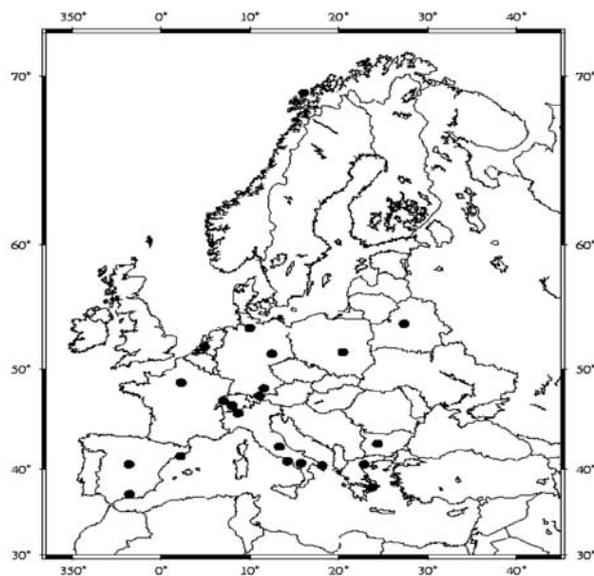


Figura 1: Distribuzione geografica delle stazioni lidar di EARLINET sul continente europeo.

to, fanno parte della rete 24 stazioni lidar distribuite sul continente europeo (Fig. 1).

L'attività della rete si basa sulla realizzazione di misure a cadenza fissata, su un programma mirato ad assicurare la qualità dell'analisi dei dati e delle prestazioni degli apparati strumentali, e sulla generazione di dati in formato standard.

Le stazioni lidar effettuano sistematicamente tre misure settimanali, a giorni e orari fissati, in modo da ottenere misure prive di bias. Ulteriori misure vengono effettuate per osservare eventi particolari come intrusioni di polveri di origine sahariana, incendi, episodi di smog fotochimico ed eruzioni vulcaniche. Nell'ambito della rete è presente un servizio di allerta che segnala l'arrivo di polveri di origine sahariana, e un servizio che fornisce le retro-traiettorie per ciascuna stazione, per ricostruire la storia delle masse d'aria che hanno portato gli aerosol sulla stazione, tenendo conto anche della distribuzione verticale.

A partire da maggio 2006, EARLINET è impegnata nel programma di validazione della nuova missione satellitare CALIPSO (NASA/CNES), il primo satellite con a bordo un lidar per misure di aerosol a scala globale. L'integrazione tra i dati di CALIPSO e quelli di EARLINET potrà fornire uno studio molto dettagliato sulla distribuzione degli aerosol sull'Europa.

Nell'ambito della rete, particolare attenzione è sempre rivolta alla qualità dei dati; per questo motivo esperimenti di confronto sia tra le varie strumentazioni che tra le varie procedure di analisi utilizzate sono realizzati sistematicamente (Matthias *et al.* 2004, Pappalardo *et al.* 2004a).

Le misure lidar sono iniziate su base regolare nel maggio 2000 ed il database di EARLINET rappresenta, fino ad ora, il più grande database di distribuzioni di aerosol su scala continentale. Al momento contiene più di 25000 profili di aerosol in termini di estinzione, backscatter e lidar ratio ed è di grande interesse non solo per studi climatologici ma anche per i modellisti.

Tutti i file sono divisi in differenti categorie

relative a osservazioni regolari (misure programmate tre volte la settimana) e osservazioni speciali: climatologia (misure regolari); cirri; cicli diurni per lo studio della dinamica nello strato limite planetario; eruzioni vulcaniche; incendi; osservazioni di episodi di smog fotochimico in grandi città; osservazioni in contesti urbani e rurali; polveri Sahariane; aerosol stratosferici.

Le attività attuali di EARLINET sono inserite nell'ambito del progetto EARLINET-ASOS e possono essere sintetizzate come segue:

Controllo di qualità. Definizione di strumenti per il controllo della qualità sia a livello della strumentazione che dei prodotti. A tal fine, vengono realizzate campagne di misura di confronto e calibrazione dei vari sistemi lidar.

Ottimizzazione della strumentazione. Migliorare le tecnologie utilizzate ed arrivare ad una standardizzazione della strumentazione utilizzata. Particolare rilievo viene dato all'automazione dei sistemi lidar, per poter migliorare la copertura temporale delle misure.

Ottimizzazione dell'analisi dati. Standardizzazione delle procedure di analisi dati per far sì che i dati provenienti da tutte le stazioni siano analizzati quasi in tempo reale.

Database. Realizzazione di un comune database aggiornato continuamente in maniera automatica. Un'interfaccia web garantirà facilità e velocità di accesso ai dati prodotti dalle singole stazioni alla comunità.

Scambio di esperienze. Continuo scambio di informazioni sia tra tutti i partecipanti al progetto che con la comunità scientifica esterna e i vari end users.

3 RISULTATI RILEVANTI

I risultati scientifici ottenuti a partire dai dati raccolti nell'ambito di EARLINET sono molteplici e di grande interesse. Infatti hanno prodotto il primo studio sulla variabilità delle proprietà ottiche degli aerosol sull'Europa (Matthias *et al.* 2004b), studi climatologici a scala più locale (Mattis *et al.* 2004), studi su eventi di polveri Sahariane (Mona *et al.* 2006), su eruzioni vulcaniche (Villani *et al.*

2006), su incendi di biomasse, su trasporti a lungo range (Wandinger *et al.* 2004), su forcing radiativo degli aerosol (Wendish *et al.* 2006), sulle implicazioni delle polveri nei modelli di previsione meteorologica (Péres *et al.* 2006). Inoltre, sono stati sviluppati algoritmi per ottenere le proprietà microfisiche degli aerosol (raggi effettivi, concentrazioni, indici di rifrazione, e albedo di singolo scattering) a partire da dati lidar Raman a più lunghezze d'onda (Böckmann *et al.* 2005).

I risultati sono stati qui riassunti in base alle particolari tematiche di studio, riportando a titolo di esempio una pubblicazione per ciascuna tematica. L'elenco completo è molto più esteso e può essere trovato sul sito web di EARLINET. Si tratta solo di alcuni esempi di risultati, che sono però di rilevante importanza per lo studio del ruolo degli aerosol sul bilancio radiativo terrestre, e sui cambiamenti climatici e ambientali.

4 PROSPETTIVE FUTURE

La rete EARLINET è ormai uno strumento di riferimento a livello mondiale per le osservazioni delle distribuzioni 4-D degli aerosol a scala continentale.

La rete sta continuando a crescere con nuove stazioni lidar e nell'ambito di essa si stanno sviluppando sistemi lidar Raman in grado di fornire anche informazioni sulle proprietà microfisiche degli aerosol.

Si sta lavorando per ottimizzare il processamento dei dati in modo da renderli disponibili quasi in tempo reale, anche in vista della realizzazione di una rete a copertura globale. Questo contribuirà in maniera significativa a nuovi studi più quantitativi relativi all'impatto degli aerosol sul clima e sull'ambiente, alla validazione di nuovi sensori satellitari e allo sviluppo di modelli climatici ed ambientali.

5 RICONOSCIMENTI

EARLINET ha ricevuto diversi riconoscimenti internazionali:

- dalla Comunità Europea che ha riconosciuto

- l'importanza di tale rete come infrastruttura europea, finanziando EARLINET-ASOS nell'ambito del VI programma quadro;
- dalla NASA, che ha visto nella rete uno strumento valido per il confronto e l'integrazione dei dati di CALIPSO;
 - dall'ESA, in vista delle prossime missioni satellitari ADM-Aeolus e EarthCARE.
 - dal WMO che vede in EARLINET il nucleo da cui partire per la costituzione di GALION (GAW Aerosol Lidar Observation Network), una rete di reti lidar per lo studio degli aerosol, inserita in GAW (Global Atmospheric Watch), un osservatorio distribuito sul globo per il monitoraggio sistematico della composizione dell'atmosfera e dei parametri fisici a scala globale e regionale.
- #### 6 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE
- Böckmann C., I. Mironova, D. Müller, L. Schneidenbach, R. Nessler 2005. Microphysical aerosol parameters from multiwavelength lidar. *J. Opt. Soc. Am. A*: 518-528.
- Mattis I., A. Ansmann, D. Müller, U. Wandinger, and D. Althausen 2004. Multiyear aerosol observations with dual-wavelength Raman lidar in the framework of EARLINET. *J. Geophys. Res.* 109, D18201, doi: 10.1029/2004JD004600.
- Matthias J., Bösenberg, V. Freudenthaler, A. Amodeo, D. Balis, A. Chaikovsky, G. Chourdakis, A. Comeron, A. Delaval, F. de Tomasi, R. Eixmann, A. Hågård, L. Komguem, S. Kreipl, R. Matthey, I. Mattis, V. Rizi, J.A. Rodriguez, V. Simeonov, X. Wang 2004a. Aerosol lidar inter-comparison in the framework of the EARLINET project. 1 – Instruments. *Appl. Opt.* 43, N. 4: 961-976.
- Matthias V., D. Balis, J. Bösenberg, R. Eixmann, M. Iarlori, L. Komguem, I. Mattis, A. Papayannis, G. Pappalardo, M.R. Perrone and X. Wang 2004b. The vertical aerosol distribution over Europe: statistical analysis of Raman lidar data from 10 EARLINET stations. *J. Geophys. Res.* 109, D18201, doi: 10.1029/2004JD004638.
- Mona L., A. Amodeo, M. Pandolfi, G. Pappalardo 2006. Saharan dust intrusions in the Mediterranean area: three years of Raman lidar measurements. *J. Geophys. Res.* 111, D16203, doi 10.1029/2005JD006569.
- Pappalardo G., A. Amodeo, M. Pandolfi, U. Wandinger, A. Ansmann, J. Bösenberg, V. Matthias, V. Amiridis, F. De Tomasi, M. Frioud, M. Iarlori, L. Komguem, A. Papayannis, F. Rocadenbosch, X. Wang 2004. Aerosol lidar intercomparison in the framework of the EARLINET project. 3 - Raman lidar algorithm for aerosol extinction, backscatter and lidar ratio. *Appl. Opt.* 43, N. 28: 5370-5385.
- Pérez C., S. Nickovic, G. Pejanovic, J.M. Baldasano and E. Özsoy 2006. Interactive dust-radiation modeling: a step to improve weather forecasts. *J. Geophys. Res.* 111, D16206, doi:10.1029/2005JD006717.
- Villani M.G., L. Mona, A. Maurizi, G. Pappalardo, A. Tiesi, M. Pandolfi, M. D'Isidoro, V. Cuomo, F. Tampieri 2006. Transport of volcanic aerosol in the troposphere: the case study of the 2002 Etna plume. *J. Geophys. Res.* 111, D21102, doi:10.1029/2006JD007126.
- Wandinger U., I. Mattis, M. Tesche, A. Ansmann, J. Bösenberg, A. Chaikovsky, V. Freudenthaler, L. Komguem, H. Linné, V. Matthias, J. Pelon, L. Sauvage, P. Sobolewski, G. Vaughan, and M. Wiegner 2004. Air-mass modification over Europe: EARLINET aerosol observations from Wales to Belarus. *J. Geophys. Res.* 109, doi: 10.1029/2004JD005142.
- Wendisch M., D. Müller, I. Mattis, and A. Ansmann 2006. Potential of lidar backscatter data to estimate solar aerosol radiative forcing. *Appl. Opt.* 45, N. 4 : 770-783.

Misura dell'indice di rifrazione di particelle di aerosol mediante nefelometro polare

F. Prodi^{1,2}, L. Di Matteo¹, G. Santachiara¹, F. Belosi¹

¹*Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Bologna, Italia*

²*Dipartimento di Fisica, Università di Ferrara, Ferrara, Italia*

f.prodi@isac.cnr.it

SOMMARIO: Nel corso di una campagna di misure (Lecce, 2005) si è campionato aerosol atmosferico mediante INSPEC, uno spettrometro inerziale che consente di depositare su filtro aerosol e di separarlo in base al diametro aerodinamico. Lo scopo è quello di ricavare l'indice di rifrazione delle particelle.

Utilizzando un nefelometro polare sono state effettuate misure di forward-scattering (range 30-60°) dell'aerosol campionato sul filtro, preventivamente diafanizzato.

La sorgente luminosa è un laser He-Ne ($\lambda = 632$ nm, $P=20$ mW). Per il calcolo teorico dello scattering delle singole particelle viene utilizzata la teoria di Mie. L'indice di rifrazione viene ricavato con un programma di calcolo, che richiede come input i dati sperimentali di scattering ed il raggio delle particelle.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

L'aerosol immesso in atmosfera da processi naturali o dalla attività umana ha un ruolo importante nei cambiamenti climatici. L'aerosol atmosferico influenza il bilancio radiativo del sistema Terra-Atmosfera, in quanto diffonde ed assorbe la radiazione solare e terrestre.

Il fattore che caratterizza le proprietà ottiche dell'aerosol è l'indice di rifrazione $n = n_r - i n_i$, dove n_r è la parte reale responsabile dello scattering (riflessione, rifrazione, diffrazione), ed n_i è la parte immaginaria, che misura l'assorbimento della radiazione.

La parte immaginaria è collegata all'assorbimento della radiazione da parte delle particelle e presenta un valore tanto più elevato tanto più la particella è assorbente (ad es. il quarzo ha $n_i \approx 0$, mentre per particelle carboniose $n_i \approx 0.66$).

Il valore dell'indice di rifrazione dipende prevalentemente dalla composizione chimica e dalla lunghezza d'onda della radiazione incidente. Pertanto si osservano variazioni nello scattering e nell'assorbimento per aerosol di

diversa origine (rurale, urbano, marittimo). Particelle igroscopiche (e.g. solfato e nitrato di ammonio, sali marini) presentano valori dell'indice di rifrazione che dipendono anche dalla umidità relativa dell'aria, in quanto l'assorbimento di vapor acqueo determina una variazione della composizione chimica delle particelle. Inoltre in generale le particelle di aerosol non sono composti puri ma prevalentemente si tratta di nuclei misti, inorganici e/o organici. Le modalità con cui vengono misurati i valori dell'indice di rifrazione di singoli composti (in laboratorio) o di aerosol atmosferico sono molteplici (remote sensing, strumentazione a terra o su aerei).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

Nel 2005 è stata effettuata a Lecce una campagna di misura nel corso della quale si è campionato aerosol atmosferico mediante l'INSPEC, uno spettrometro inerziale che permette di separare su filtro le particelle in base al loro diametro aerodinamico (Prodi *et al.* 1979). Dalla curva di calibrazione dello

strumento è possibile dedurre il diametro aerodinamico delle particelle campionate nelle diverse strisce del filtro, e con esame al SEM è possibile dedurre anche il diametro geometrico.

La tecnica utilizzata per la misura dell'indice di rifrazione dell'aerosol campionato in questa campagna di misura consiste nell'effettuare misure di scattering con un nefelometro polare (A.Mennella & F.Prodi, 1993).

La calibrazione del nefelometro è stata effettuata in laboratorio utilizzando filtri su cui sono state campionate con INSPEC particelle di NaCl e di polistirene Latex.

Le misure di scattering richiedono la diafanizzazione del filtro. Lo schema dell'apparato sperimentale (nefelometro polare) è illustrato nella figura seguente (Figura 1).

Esso consiste sinteticamente di un laser He-Ne ($\lambda = 632 \text{ nm}$, $P=20\text{mW}$), un fotodiode, un fotomoltiplicatore, un supporto per il filtro diafanizzato, un dispositivo per lo spostamento angolare del fotomoltiplicatore, un sistema di acquisizione dati.

Il fascio di luce emesso dal laser colpisce il filtro, e la luce scatterata (forward scattering nel range 30° e 60°) viene ricevuta dal fotomoltiplicatore. Poiché le particelle sono depositate sul filtro e separate in base al diametro aerodinamico, è possibile esaminare zone del filtro contenenti particelle che si possono considerare monodisperse.

Il calcolo dell'indice di rifrazione avviene mediante un complesso programma di calcolo, che richiede in input le misure sperimentali di scattering e del raggio delle particelle. Utilizzando i risultati ottenuti si ricava una funzione χ^2 che, minimizzata nello spazio (n_r, n_i) ,

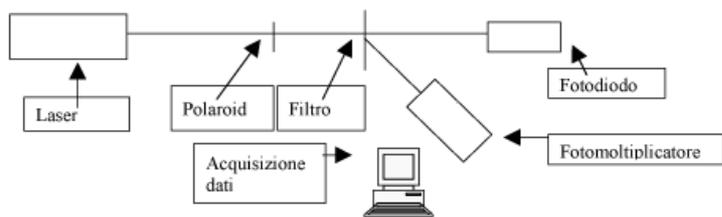


Figura 1: Schema dell'apparato sperimentale.

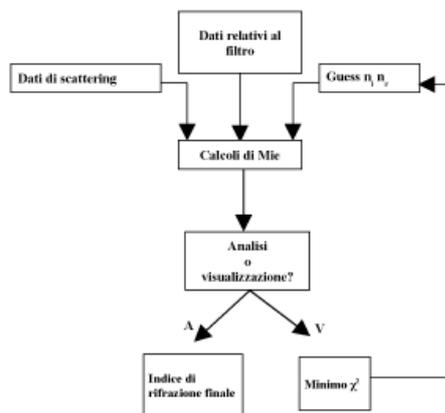


Figura 2: Diagramma di flusso dell'algorithm.

fornisce il valore dell'indice di rifrazione (Figura 2).

Viene utilizzata la teoria di Mie per il calcolo teorico dello scattering delle singole particelle. La intensità della luce scatterata da una sfera di raggio r , con un indice di rifrazione complesso n e ad un angolo θ (nell'ipotesi di radiazione monocromatica polarizzata linearmente) è data da:

$$I(\theta, \Phi, n, \alpha) = [I_0 / (k^2 R^2)] \beta(\theta, \Phi, n, \alpha) \quad (1)$$

dove: θ è l'angolo di scattering, cioè l'angolo formato dalla direzione del raggio incidente e di quello scatterato; Φ , angolo di polarizzazione; $k = 2\pi/\lambda$; R , distanza tra la particella ed il sensore ottico; $\alpha = 2\pi r/\lambda$, parametro di Mie; $\beta(\theta, \Phi, n, \alpha)$, funzione di scattering.

Se si ha una popolazione di aerosol polidisperso, l'intensità della luce scatterata è data da:

$$I(\theta, \Phi, n, \alpha) = [I_0 / (k^2 R^2)] \int \beta(\theta, \Phi, n, \alpha) m(r) dr \quad (2)$$

dove $m(r) dr$ è il numero di particelle con raggio nel range $(r, r+dr)$.

Da questa equazione si evidenzia la necessità di conoscere la funzione $m(r)$ per poter effettuare una inversione dei dati di scattering ed ottenere l'indice di rifrazione delle particelle considerate.

Tabella 1: Valori di indice di rifrazione sperimentali.

Filtro	Raggio μm	n_r	n_i
8	0.43	1.48	0
9	0.43	1.66	0
18	1.8	1.57	0.098
	0.43	1.48	0
20	2.9	1.70	0.076
	2.8	1.67	0.057
	0.4	1.60	0
21	2.8	1.65	0
	2	1.64	0
	0.4	1.46	0
26	1.6	1.77	0
	0.43	1.53	0.0041

3 RISULTATI RILEVANTI

Nella tabella sottostante vengono riportati i valori dell'indice di rifrazione complesso per alcuni filtri ($\Phi=\pi/2$) misurati sperimentalmente col nefelometro polare.

Si può osservare che per i singoli filtri vi è una variazione dell'indice di rifrazione per particelle con diverso diametro, che si trovano in distinte zone del filtro. Queste variazioni, che riguardano sia la parte reale che immaginaria, indicano tra l'altro una diversa composizione chimica delle particelle considerate, e quindi una diversa provenienza delle masse d'aria campionate.

Consideriamo il filtro n.8, campionato per 24 ore a decorrere dalle ore 12 del 22/04/2005. Osservando le back-trajectories e le previsioni Bolam (850hPa) si nota che le masse d'aria provengono da Ovest ad ogni livello, con moto

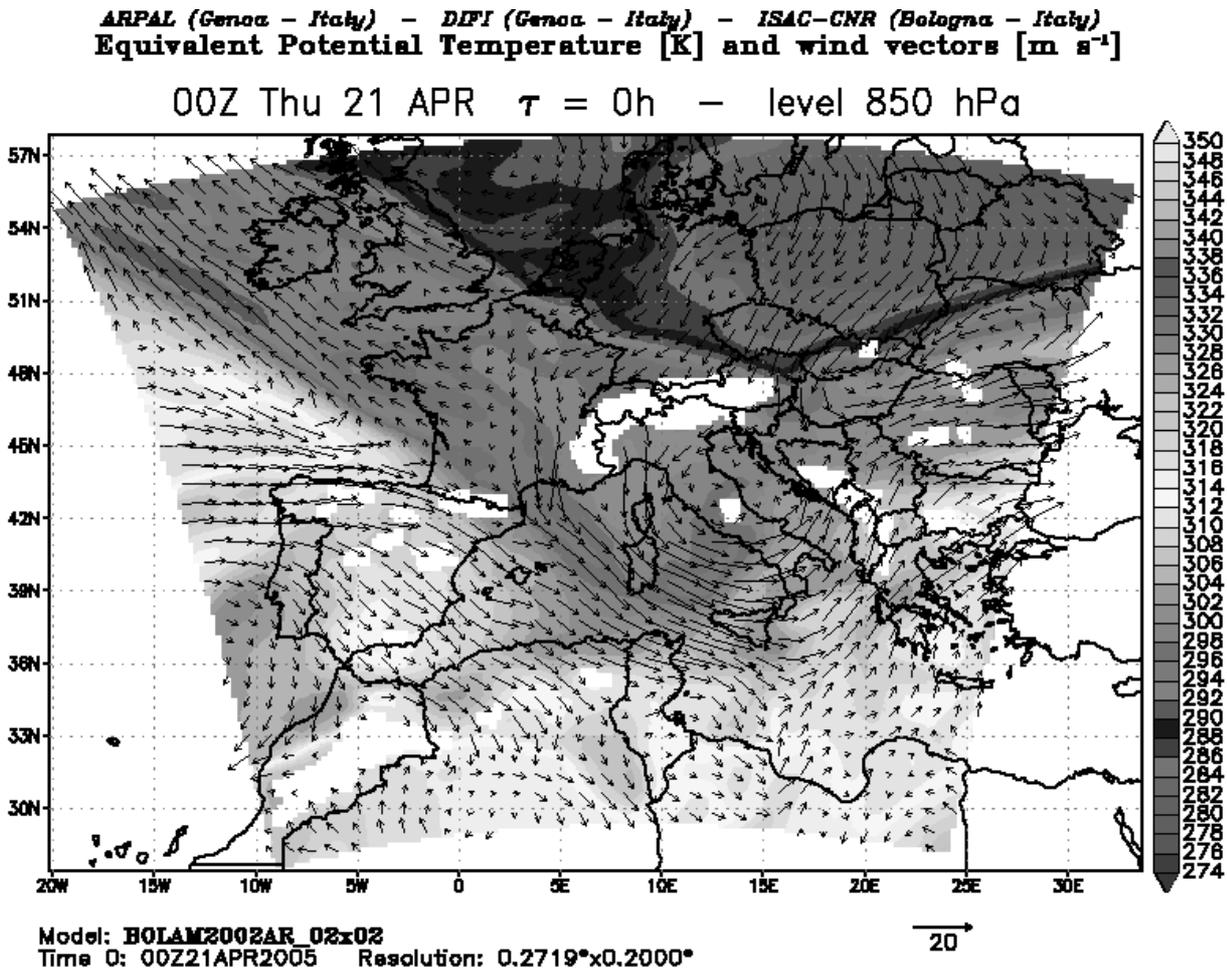


Figura 3 : Previsioni Bolam (ore 00 del 21/04/2005).

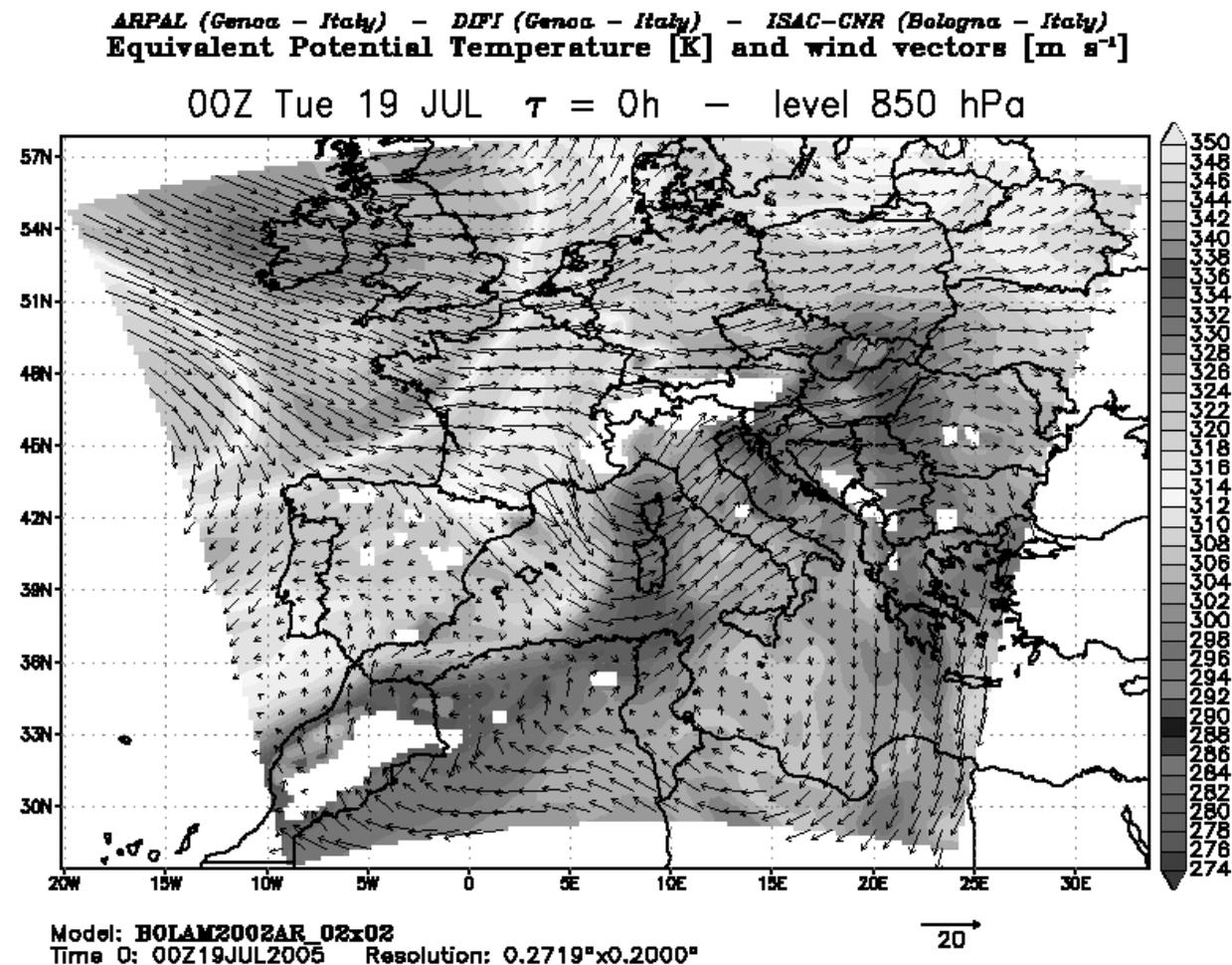


Figura.4: Previsioni Bolam (ore 00 del 19/07/2005).

prevalente in ambiente marino (Figura 3). Il valore dell'indice di rifrazione misurato (parte complessa praticamente nulla), conferma questa indicazione. Per il filtro n. 21 (campionato dal 18 al 20/07/2005) back-trajectories, circolazione atmosferico, spessore ottico ed immagini MODIS evidenziano un trasporto di polveri provenienti dal Nord Africa (Figura 4). Il valore ottenuto per l'indice di rifrazione ($r = 0,4 \mu m$) è $1,46-0i$, mentre un valore riportato per Sahara Dust è $n = 1,5-0,0045i$ (Gupta and Wall, 1981).

4 PROSPETTIVE FUTURE

È possibile apportare miglioramenti alle indagini effettuate tagliando longitudinalmente il filtro campionato ed utilizzare la metà del fil-

tro per l'indagine sopra riportata e la parte rimanente per effettuare un'analisi chimica dell'aerosol in modo da associare gli indici di rifrazione con la composizione chimica dell'aerosol.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

Gupta R.P. & Wall T.F., 1981. The complex refractive index of particles. *J.Phys.D: Appl.Phys.*, 14: 95-98.
 Mennella A. & Prodi F. 1993. Optical characterization of size separated aerosol particles of different composition and morphology with a polar nephelometer. *Pure Appl. Opt.*, 2, 471-488.
 Prodi et al., 1979. An inertial spectrometer of aerosol particles. *J. Aerosol Sci.*, 101: 411-419.

Climatologia dell'aerosol atmosferico: telerilevamento di variabili con impatto climatico e ambientale

G. P. Gobbi¹, F. Angelini¹, F. Barnaba², T. C. Landi¹

¹*Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Roma, Italia*

²*Institute for Environment and Sustainability, Climate Change Unit, JRC, Ispra (VA), Italia*

g.gobbi@isac.cnr.it

SOMMARIO: L'aerosol atmosferico ha effetti sia sul clima del pianeta che sull'ambiente. La comprensione dei processi legati all'aerosol ed alla sua componente antropica costituiscono una delle sfide della ricerca in scienze dell'atmosfera. Vengono qui introdotte alcune tecniche di osservazione avanzate di caratteristiche fisiche dell'aerosol e viene discussa la loro rilevanza nella definizione di un quadro globale che permetta di valutare più accuratamente gli effetti dell'azione umana sul clima. Sono quindi presentati alcuni risultati di osservazioni di lungo termine dell'aerosol effettuate presso la stazione CNR ISAC di Roma mirate a fornirne le proprietà radiative, di distribuzione con la quota e di macro-caratteristiche utili a definirne l'impatto sia sul clima che sull'ambiente.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Il rapporto 2007 dell'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, 2007, <http://www.ipcc.ch>) conferma che l'aerosol atmosferico di origine antropica gioca un ruolo importante nella modifica del bilancio radiativo del pianeta. A fronte di un riscaldamento di circa 3 W/m^2 introdotto dai gas serra, l'aerosol antropogenico causa un raffreddamento di -0.5 W/m^2 nella sua interazione diretta con la radiazione solare e terrestre (assorbimento e diffusione) e di -0.7 W/m^2 tramite le modifiche che introduce nella formazione e nella vita delle nubi (effetto indiretto). Mentre l'effetto dei gas serra è ben compreso, il livello di comprensione dei processi legati all'aerosol è ancora basso. Ricordiamo che sotto la definizione di aerosol ricade tutto il particolato in sospensione in atmosfera e che va dalle dimensioni di pochi nanometri (cluster molecolari) ad alcune decine di micron (e.g., Raes *et al.*, 2000). Particelle di questo tipo sono prodotte da una gran quantità di processi naturali (spray marino, polveri minerali, emissioni biogeniche,

eruzioni vulcaniche) ed antropici (emissioni industriali e da trasporti, combustione di biomasse, lavorazioni agricole e dei suoli). A confronto dei gas serra quali il CO_2 , l'aerosol troposferico ha tempi di vita estremamente brevi, dell'ordine della settimana. Di conseguenza gli effetti collegati all'emissione di queste particelle hanno un carattere regionale/continentale piuttosto che globale. Il nostro lavoro mira ad una caratterizzazione climatologica dell'aerosol (cercando inoltre di separarne gli effetti naturali da quelli antropogenici) per fornirne una valutazione dell'impatto su parametri di interesse sia climatico che ambientale. A questo scopo utilizziamo tecniche di telerilevamento sia da terra che da satellite (e.g.: <http://ars.ifa.rm.cnr.it>).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Dal globale al locale

In Fig. 1 sono mostrati gli andamenti dello spessore ottico dell'aerosol (AOD) osservati dal sensore MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) nel periodo 2000-2006 nella fascia di latitudine 35-50N.

L'AOD quantifica l'estinzione alla quale è sottoposta la radiazione solare nel passaggio da fuori l'atmosfera (I_0) al suo arrivo al suolo, (I_G) e.g., $I_G = I_0 \exp(-AOD)$. La Fig. 1 mostra come a tutte le scale (dalla globale alla locale) esista una modulazione stagionale che vede l'AOD del periodo estivo superare l'invernale di un fattore 2-3. Questa variabilità è legata all'intensificarsi dei processi fotochimici, dell'evaporazione, dell'inacidimento dei suoli e delle emissioni biogeniche che caratterizzano la stagione calda. I modelli di circolazione generale più recenti stimano un contributo antropico all'AOD totale che varia tra il 10 ed il 50% circa (Schultz *et al.*, 2006), un range ancora troppo esteso per permettere simulazioni di alta affidabilità. Il valore medio ($25 \pm 11\%$) dei 12 modelli confrontati è comunque vicino al valore medio di $21 \pm 7\%$, stimato da osservazioni MODIS su mare (Kaufman *et al.*, 2005).

Gli effetti della stagione calda sono ben illustrati dai profili lidar (radar laser) misurati a Roma nel 2001 e riportati in Fig. 2. Le medie estive (JJA) mostrano chiaramente la diffusione verticale di aerosol raggiungere i 6 km, quota 2-3 volte maggiore di quella tipica della stagione invernale (DJF). Il lidar VELIS, da noi sviluppato per ottenere serie climatologi-

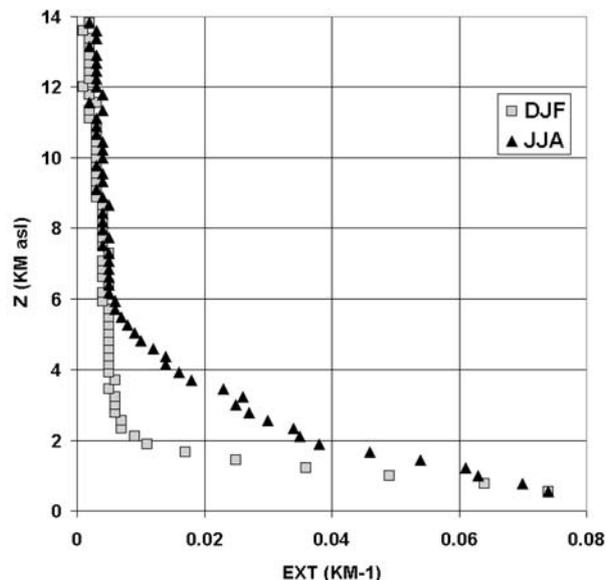


Figura 2: Climatologia dei profili del coefficiente di estinzione a 532 nm misurato dal lidar VELIS a Roma Tor Vergata nell'estate (JJA) e l'inverno (DJF) 2001.

che di profili di aerosol consente osservazioni fino alla tropopausa con una risoluzione verticale di ~100m. Una descrizione del sistema, delle relative procedure di analisi e della climatologia per l'anno 2001 è fornita in Gobbi *et al.*, (2004). La sensibilità di questo strumento alla polarizzazione della luce laser riflessa dal particolato permette inoltre di distinguere particelle sferiche (aerosol liquido) da quelle non sferiche (polveri minerali, cristalli di ghiaccio). Questa capacità permet-

te di rivelare efficientemente la presenza di nubi di polveri sahariane e cirri.

L'avvezione sahariana rappresenta uno dei principali contributi naturali "trans-frontalieri" all'aerosol nella regione del Mediterraneo. Questi eventi hanno un impatto sia climatico che sulla qualità dell'aria ancora poco definito. Le osservazioni lidar da noi condotte a Roma dal 2001 ad oggi rivelano la presenza di polveri sahariane sulla città nel 25-30% dei giorni dell'anno. Combinando queste osservazioni con misure di

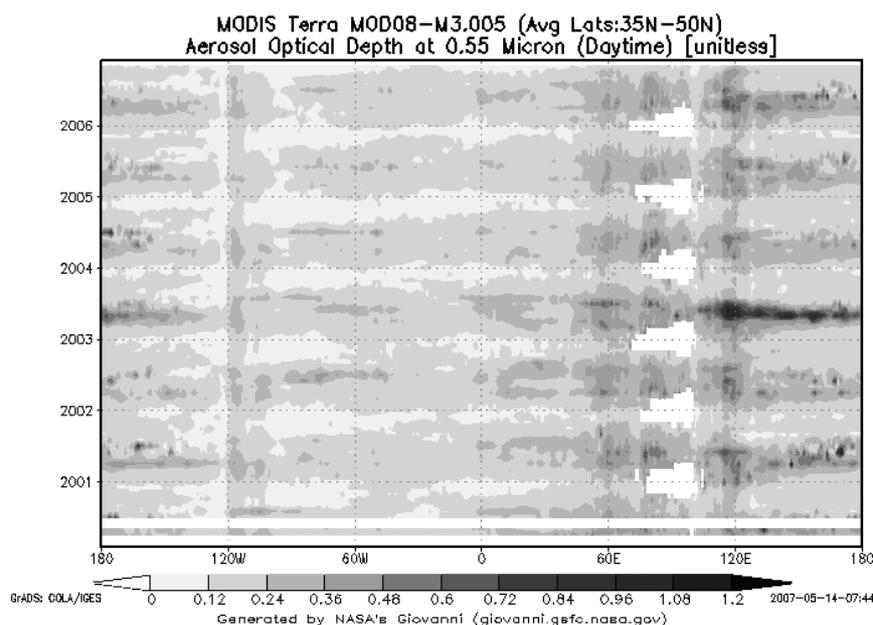


Figura 1: Andamento dell'AOD globale osservata da MODIS Terra e mediata nella fascia di latitudine 35-50N nel periodo 2000-2006.

PM₁₀ al suolo e con previsioni modellistiche è stato possibile stabilire che nel 2001 il contributo medio al PM₁₀ degli eventi sahariani a Roma è stato di ~20 µg/m³ e che il numero di eventi con contributo al PM₁₀ > 30 µg/m³ è stato di ~25/anno, quelli con ΔPM₁₀ > 50 µg/m³ di ~4/anno (Gobbi *et al.*, 2007). Considerato che il fondo regionale del PM₁₀ nel Lazio è di ~20 µg/m³, ciò comporta che circa 25 volte l'anno la soglia dei 50 µg/m³ viene superata solo grazie a questi eventi naturali. Oggi il numero massimo di “sforamenti” per anno consentiti prima di incorrere in procedure di infrazione della normativa europea è di 35, dal 2010 sarà di 7. Questi risultati indicano che gli eventi sahariani hanno (e avranno sempre più) un ruolo determinante nel far superare i limiti di legge sulla qualità dell'aria. È quindi evidente come indicatori quali il PM₁₀ (ma lo stesso vale per il PM_{2.5}) non rappresentino un buon parametro su cui valutare i livelli di inquinamento antropico.

La conoscenza della distribuzione con la quota dell'aerosol e delle sue proprietà è importante nei calcoli di trasferimento radiativo destinati a valutarne l'impatto sul clima. Infatti da tale dislocazione dipendono sia la diffusione dell'energia riflessa dal suolo e dalle nubi che la deposizione dell'energia assorbita (riscaldamento). La climatologia lidar raccolta a Tor Vergata negli ultimi sei anni è destinata a contribuire anche a questo studio. Le stesse osservazioni lidar sono inoltre impiegate nella determinazione di proprietà dell'aerosol al suolo (quali il *retrieval* di PM_x) sulla base di osservazioni radiometriche da satellite. È infatti crescente l'interesse a poter valutare da remoto e su grande scala la presenza ed il trasporto di inquinanti quali gli aerosol antropogenici. In questo ambito si colloca il progetto QUITSAT dell'Agenzia Spaziale Italiana a cui stiamo partecipando con il compito di determinare la “funzione peso” con cui distribuire alle varie quote il valore (colonnare) di AOD osservato da satellite.

2.2 Climatologia Aeronet

L'errore tipico delle misure di AOD da satellite è del 30% circa. Analoghe misure fatte da terra sono caratterizzate da errori di ~1-2%. È quindi normale che le osservazioni da satellite siano impiegate per fornire il quadro globale, mentre osservazioni da terra servono a “validare” le prime e a studiare processi con maggior dettaglio. In questo ambito si collocano le osservazioni dei fotometri della rete Aeronet (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>). Oltre alla misura di AOD a più lunghezze d'onda questi fotometri forniscono il valore del contenuto colonnare di vapore acqueo (PW) e, da misure della radianza del cielo a vari angoli, la distribuzione dimensionale, l'indice di

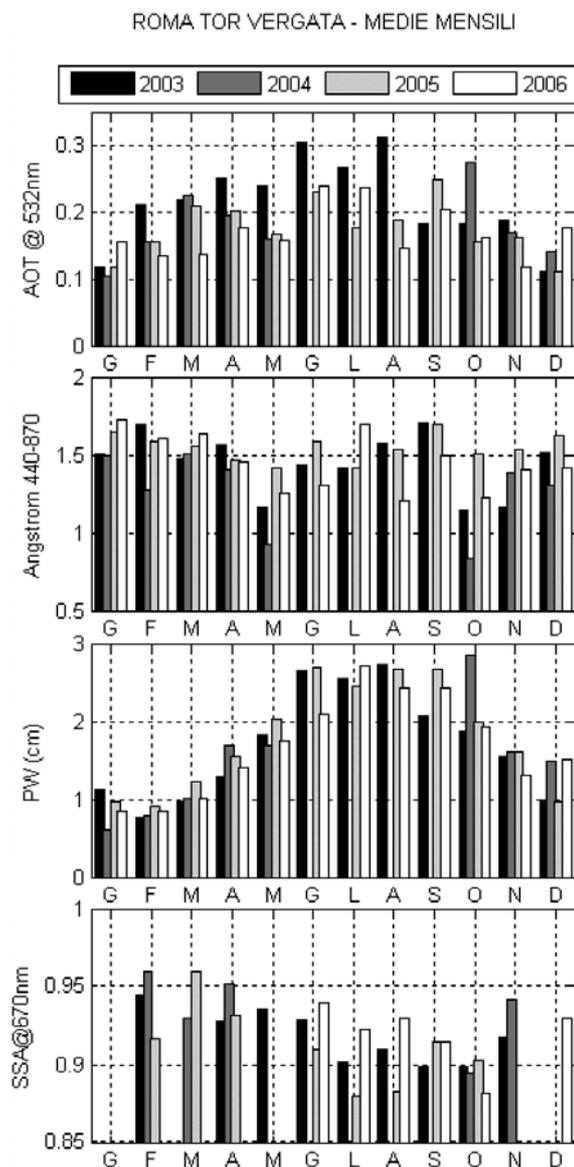


Figura 3: Climatologia per il periodo 2003-2006 dal fotometro Aeronet di ISAC Roma Tor Vergata per le variabili AOD (a); α (b); PW (c); e SSA (d).

rifrazione, il fattore di asimmetria e l'albedo di singolo scattering SSA (rapporto tra il coefficiente di scattering e quello di estinzione) colonnari dell'aerosol. Questi parametri sono alla base del calcolo dell'impatto radiativo dell'aerosol sul clima.

La nostra stazione Aeronet opera dal febbraio 2001 e sia le misure che vari dati ancillari sono disponibili sul sito Aeronet, stazione "Roma Tor Vergata". Un quadro delle osservazioni di questi anni è fornito in Fig. 3, dove sono riportati i valori mensili di AOD, del coefficiente di Angstrom α , di PW e di SSA. Il coefficiente di Angstrom:

$$\alpha = -\ln(\text{AOD}_2/\text{AOD}_1) / \ln(\lambda_2/\lambda_1) \quad (1)$$

fornisce la dipendenza spettrale dell'AOD. Quello calcolato in Fig. 3 tra le lunghezze d'onda $\lambda_1=440$ nm e $\lambda_2=870$ nm (Fig. 3) assume indicativamente valori >1 in presenza di aerosol submicrometrici (come la maggior parte dell'aerosol antropico) e valori < 1 in presenza di aerosol supermicrometrici (quali aerosol marino o polveri minerali).

La climatologia Aeronet di Roma Tor Vergata riportata in Fig. 3 conferma la variazione stagionale osservata da MODIS a tutte le scale e la mostra fortemente correlata con il massimo in PW che si osserva nella stagione calda. L'aumento estivo in AOD appare quindi ben spiegabile con una crescita igroscopica dell'aerosol. Allo stesso tempo viene registrato in Fig. 3d un minimo estivo nell'albedo di singolo scattering che indica un aumento dell'assorbimento dell'aerosol. Questa caratteristica è spiegabile con l'aumento di polveri minerali presenti nella stagione calda, il cui effetto è visibile nella riduzione del coefficiente α , nei mesi di maggio e ottobre, quando cioè l'idratazione dell'aerosol non è ancora predominante. È importante notare come il massimo estivo che caratterizza la colonna atmosferica (AOD) si contrapponga ad un minimo nelle misure di PM effettuate a terra (e.g., Gobbi *et al.*, 2007). Il fenomeno è spiegato dalla più efficiente diffusione in quota caratteristico della stagione calda.

3 RISULTATI RILEVANTI E PROSPETTIVE

Si è mostrato come l'impiego contemporaneo di osservazioni dallo spazio e da terra di caratteristiche fisiche dell'aerosol atmosferico permette di crearne una rappresentazione quadridimensionale. In particolare è stata evidenziata l'importanza di conoscere la distribuzione verticale delle particelle (lidar) e di basare gli studi di impatto climatico su lunghe serie di misure capaci di definire la variabilità nel tempo e la componente antropica dell'aerosol. Come sottolineato nel rapporto IPCC 2007 la comprensione di questi processi ha ancora un forte margine di incertezza. Le attività qui presentate mirano tutte a ridurre tale margine.

4 RINGRAZIAMENTI

Questo lavoro si svolge attualmente nell'ambito dei progetti AEROCLOUDS del MUR e QUITSAT dell'Agenzia Spaziale Italiana.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Gobbi, G.P., F. Barnaba, & L. Ammannato, 2004. The vertical distribution of aerosols, Saharan dust and cirrus clouds in Rome (Italy) in the year 2001, *Atmos. Chem. Phys.*, 4: 351–359.
- Gobbi, G.P., F. Barnaba & L. Ammannato, 2007. Estimating the impact of Saharan dust on the year 2001 PM10 record of Rome, Italy, *Atmospheric Environment*, 41: 261-275.
- Kaufman, Y.J., O. Boucher, D. Tanré, M. Chin, L.A. Remer, & T. Takemura, 2005. Aerosol anthropogenic component estimated from satellite data, *Gephys. Res. Lett.*, 32: L17804, doi:10.1029/2005GL023125
- Raes, F., R. Van Dingenen, E. Vignati, J. Wilson, J.-P. Putaud, J.H. Seinfeld & P. Adams, 2000. Formation and cycling of aerosols in the global troposphere, *Atmos. Env.* 34: 4215-4240.
- Schulz, M., C. Textor, S. Kinne *et al.*, 2006. Radiative forcing by aerosols as derived from the AeroCom present-day and pre-industrial simulations, *Atmos. Chem. Phys.*, 6: 5225–5246.

Microfisica delle nubi e loro impatto sul clima

F. Romano¹, E. Di Tomaso¹, T. Montesano¹, E. Ricciardelli¹, V. Cuomo¹,
E. Galdi²

¹*Istituto di Metodologie per l'Analisi Ambientale, CNR, Tito Scalo (Pz), Italia*

²*Istituto per i Beni Archeologici e Monumentali, CNR, Tito Scalo (Pz), Italia*
romano@imaa.cnr.it

SOMMARIO: Il sistema climatico è un sistema complesso, e la storia del passato ci ha insegnato che a volte sono bastate piccole variazioni per innescare, anche rapidamente, dei feedback che hanno portato a grandi cambiamenti climatici. Le interazioni tra le molteplici variabili sono legate da una dinamica non lineare, ovvero non sono riducibili a equazioni dove il rapporto causa-effetto è identificabile e prevedibile con accuratezza. L'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) ha identificato le nubi come uno degli elementi più incerti nei modelli di cambiamenti climatici. Le nubi hanno un ruolo molto importante nel cambiamento del clima: influiscono sulla temperatura globale o bilancio energetico della Terra e contribuiscono in maniera fondamentale ai cambiamenti climatici a lungo termine. La nuova generazione dei sensori satellitari polari e geostazionari avente una maggiore risoluzione spaziale, temporale e spettrale, rappresenta un ottimo strumento per lo studio del ruolo delle nubi e delle precipitazioni.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Limitandoci alle cause di variazioni climatiche derivanti dalla rivoluzione industriale e dall'uso massiccio dei combustibili fossili, ve ne sono di note e quantificate (gas serra) e di meno note e da approfondire (aerosol e nubi). Per quanto riguarda gli aerosol e le nubi il contributo al forcing radiativo non è ancora conosciuto. Le nubi assorbono e riflettono la radiazione solare (onda corta) con conseguente variazione dell'albedo, attraverso la variazione di spessore ottico. Infatti l'albedo aumenta al crescere dello spessore ottico, al crescere della concentrazione delle goccioline e della loro dimensione. Inoltre l'assorbimento è strettamente legata all'indice di rifrazione delle goccioline ed alle proprietà ottiche della nube. Pertanto considerevoli variazioni delle caratteristiche ottiche di una nube possono essere causate dalle particelle di aerosol, in particolare dagli aerosol di origine antropica. L'effetto dell'aerosol antropico sulla microfisica delle nubi è un processo molto comples-

so e ancora poco noto. Nella regione delle onde lunghe, ogni strato di nube emette radiazione termica verso l'alto e verso il basso. In generale una nube emette più radiazione termica verso il basso (essendo la parte inferiore più calda di quella superiore) cosicché essa contribuisce maggiormente a rafforzare l'effetto serra dell'atmosfera. Essendo lo spessore ottico delle nubi nell'infrarosso relativamente grande (almeno per la stragrande maggioranza delle nubi), la radiazione termica emessa dalla superficie terrestre e dagli strati atmosferici sottostanti viene quasi integralmente attenuata dalla nube. Il valore dell'irradiazione emessa dall'atmosfera verso lo spazio esterno dipende principalmente della temperatura delle strato superiore della nube. L'estinzione da parte delle nubi avviene per scattering ad assorbimento. Il valore dipende dallo spessore ottico delle nubi, che a sua volta dipende dallo spessore geometrico, dalla concentrazione delle goccioline e dalle loro caratteristiche chimiche e fisiche. Una variazione dell'indice di nuvolosità (percentuale

della superficie terrestre coperta da nubi) comporterebbe ovviamente una variazione dell'albedo complessivo del pianeta e con esso effetti di riscaldamento o raffreddamento a seconda delle caratteristiche delle nubi. Da qui la necessità di una maggiore conoscenza della microfisica delle nubi e del loro ruolo nei cambiamenti climatici. I sensori satellitari di nuova generazione (aventi migliore risoluzione temporale, spettrale e spaziale) rappresentano un valido strumento al loro studio e anche l'unico, visto le ampie zone del globo sprovviste di stazioni a terra.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

L'attività di ricerca è incentrata sulla stima di parametri utili allo studio e alla parametrizzazione delle nubi usufruendo dei dati misurati da differenti sensori satellitari nelle differenti regioni spettrali (visibile, infrarosso e microonde). Sono stati sviluppati algoritmi e metodologie per l'individuazione e la classificazione dei sistemi nuvolosi per i differenti sensori. La metodologia è basata sui soli dati satellitari e in alcuni casi sfrutta la sinergia dei differenti sensori, migliore risoluzione spettrale di alcuni e migliore risoluzione spaziale e temporale di altri. L'individuazione delle aree nuvolose è indispensabile sia per la stima dei profili di temperatura e umidità dell'atmosfera sia per lo studio della superficie e sia per lo studio delle aree nuvolose. Particolare attenzione è rivolta ai sistemi convettivi causa spesso di eventi estremi. Parte degli algoritmi relativi alla individuazione delle aree nuvolose sono state implementate nella catena di processamento (ground-segment) di IASI, un interferometro ad alta risoluzione spettrale sulla piattaforma METOP. È stato sviluppato uno nuovo schema per la stima della radianza chiara (cloud clearing), le radianze che il sensore misurerebbe per lo stesso profilo atmosferico ma in assenza di nubi. Tale approccio rispetto a quelli operativi al momento è molto interessante perché non richiede nessuna assunzione rispetto all'altezza e al tipo della nube e al profilo atmosferico

nei pixel adiacenti a quello nuvoloso. Lo schema è basato solo sulle radianze individuate chiare e sulle caratteristiche del campo chiaro ricavate da sensori a microonde meno sensibile alla presenza di molti corpi nuvolosi. Le radianze chiare sono utilizzate per la stima del forcing radiativo delle nubi (Ellingson, 1989). Per forcing radiativo si intende un cambiamento nella radiazione netta media alla sommità della troposfera, causato da un cambiamento della radiazione solare o infrarossa. Un forcing radiativo, quindi, produce una perturbazione del bilancio tra la radiazione entrante e quella uscente dalla tropopausa. Un forcing radiativo positivo tende mediamente a riscaldare la superficie mentre un forcing radiativo negativo tende mediamente a raffreddare la superficie. Si sta lavorando alla generalizzazione di algoritmi per la stima delle precipitazioni da dati misurati da sensori nelle microonde e alla stima dell'irraggiamento solare sulla superficie terrestre in funzione della presenza di corpi nuvolosi e tenendo conto dell'orografia del suolo sulla base di dati e prodotti stimati da misure satellitari. L'irradianza solare alla superficie è un dato di grande interesse nel discorso del risparmio energetico e nell'utilizzo dell'energie alternative.

3 RISULTATI RILEVANTI

Gli algoritmi e le metodologie sono state sviluppate e implementate per differenti sensori sia a bordo di piattaforme polari (NOAA, METOP, AQUA, TERRA) sia a bordo di piattaforme geostazionarie (MSG, GOES). In particolare lo schema per la stima dell'altezza della nube, lo spessore, la fase, la quantità di acqua liquida e ghiaccio contenuto è stato sviluppato integrando le informazioni provenienti dai sensori MODIS (The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), AIRS (the Atmospheric Infrared Sounder instrument) e AMSU (The Advanced Microwave Sounding Unit). Lo schema inizia con l'individuazione delle aree nuvolose e del numero di strati nuvolosi presenti. Seleziona

da una look-up-table in base ad una serie di informazioni i parametri con cui inizializzare il codice di trasferimento radiativo RT3 (Amorati et. al, 2002). Le temperature di brillantezza per differenti canali dell'infrarosso e delle microonde ottenute dalle simulazioni e quelle misurate vengono confrontate sino a che i risultati ottenuti hanno l'accuratezza desiderata. L'integrazione delle informazioni provenienti dai vari sensori è molto interessante, basti pensare che difficilmente utilizzando solo l'infrarosso sarebbe possibile fare qualsiasi tipo di stima riguardo ad esempio lo strato di nube più vicino alla superficie. Le microonde grazie alla loro maggiore penetrazione dei corpi nuvolosi rappresentano un valido strumento per l'indagine dei corpi nuvolosi, l'infrarosso di suo ha una migliore risoluzione sia spaziale sia verticale. Scopo fondamentale della metodologia è riuscire ad indagare con tecniche satellitari passive la distribuzione spaziale e verticale dei corpi nuvolosi. I prodotti ottenuti sono stati validati con prodotti misurati da terra e i risultati ottenuti sono molto soddisfacenti (Romano et al. 2007). Figura 1 mostra la stima di precipitazione basata su dati misurati da AMSU confrontata con le stime dell'ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts).

Lo schema di cloud clearing è stato applicato a dati A(TOVS) misurati dai sensori HIRS (High Resolution Infrared Radiation Sounder) e AMSU, la tecnica è stata validata sulla base

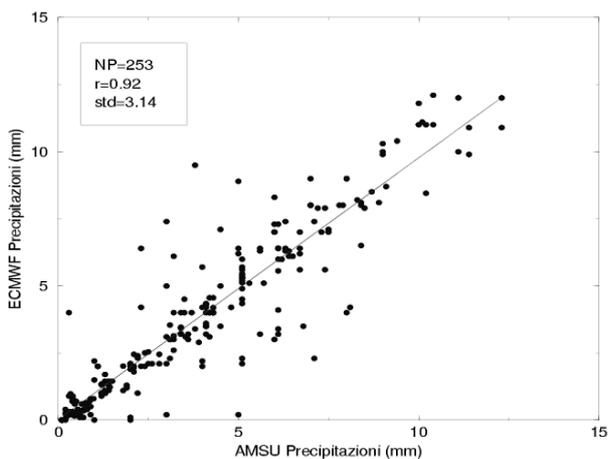


Figure 1: Confronto tra la stima di precipitazione da AMSU/B e le stime ottenute dalla rianalisi dell'ECMWF.

dei dati AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) e sulla base dei dati stimati dall'analisi dell'ECMWF. Il confronto ha dimostrato l'alta accuratezza del metodo e la sua superiorità rispetto ai metodi al momento operativi del tipo N* (Cuomo et al, 1999,). Le radianze chiare stimato dallo schema possono essere utilizzate per la stima dei profili atmosferici o del vapor d'acqua (figura 2). La figura 2 mostra un confronto tra il vapor d'acqua stimato in aree non nuvolose e quello stimato utilizzando le radianze chiare ricostruite dall' algoritmo di cloud clearing. I risultati ottenuti dalle radianze ricostruite mostrano la stessa accuratezza di quelle stimate nelle aree chiare.

Gli algoritmi sviluppati sono stati adattati e implementati per l'uso dei dati simulati IASI (Infrared Atmospheric Sounding Interferometer). IASI è parte del programma Eumetsat Polar System (EPS) Metop lanciato nell'Ottobre 2006. Scopo della missione IASI è la stima di parametri meteorologici accurati (tra questi profili di temperatura e vapor d'acqua). Lo strumento è un interferometro Michelson ad alta risoluzione. Esso copre la regione spettrale che va da 645 a 2760 cm^{-1} con una risoluzione spettrale che va da 0.25 e 0.5 cm^{-1} . Tuttavia la natura dei dati IASI permetterà di approfondire la conoscenza riguardo al cambiamento climatico, alla chimica dell'atmosfera e alla meteorologia.

La differenza (forcing radiativo delle nubi) tra

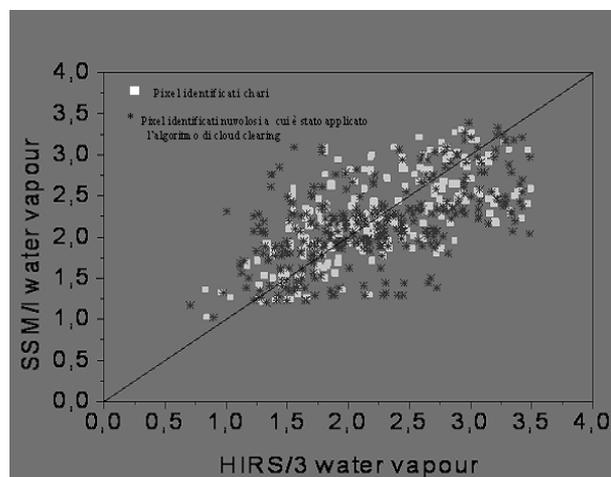


Figura 2: Stima del vapor d'acqua da dati identificati chiari e dati ricostruiti dall'algoritmo di cloud clearing.

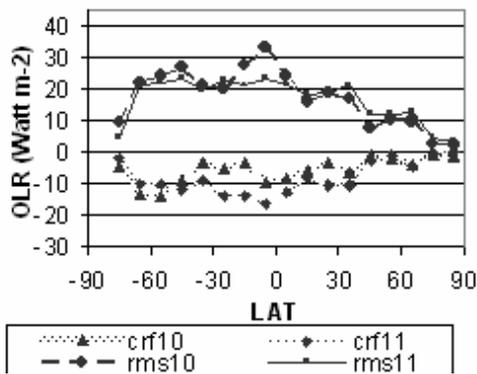


Figura 3: Forcing radiativo delle nubi e relativo errore per 2 differenti sensori NOAA.

la quantità del flusso ad onda lunga al top dell'atmosfera (OLR) ricavato dai dati misurati e quella ricavata dai dati chiari ottenuti applicando lo schema di cloud clearing da noi sviluppato, permette di dare una stima del ruolo delle nubi nei processi radiativi. La figura 3 mostra il forcing radiativo delle nubi per 2 differenti sensori.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Gli algoritmi per la stima dei parametri micro-fisici delle nubi saranno implementati per i dati misurati da IASI e integrati con le informazioni provenienti dai sensori attivi tipo CPR (Cloud Profiling Radar) e CALIOP (Cloud Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) in orbita dal 2006.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

Amorati, R and R. Rizzi, 2002, Radiances simulated in the presence of clouds by use of a fast radiative transfer model and a multiple-scattering scheme, *Applied Optics*, 41, n.9

Cuomo, V., Lanorte, V., Pergola, N., Pietrapertosa, C, Rizzi, R., Romano, F. Serio, C., A new cloud-clearing scheme for infrared sounder measurements by using Kriging technique, International TOVS Study Conference. Boulder , CO, USA 27 January- 2 February 1999.

Cuomo, V., Tramutoli, V., Pergola, N, Pietrapertosa, C., Romano, F., 1997, In place merging of satellite based atmospheric water vapor measurements, *International Journal of remote sensing* 18 (17), 3649-3668.

Cuomo, V., Pergola, N., Pietrapertosa, C., Rizzi, R., Romano, F., and Serio, C., Cloud clearing methods inter-comparison, Eumetsat Rep. EUM/CO/99/738/PS, Eumetsat, Darmstadt, Germany).

Cuomo, V., Pergola, N., Pietrapertosa, C., Rizzi, R., Romano, F., and Serio, C., 1999, Cloud Detection and Cloud Clearing for IASI/AMSU Eumetsat Rep. EUM/CO/99/738/PS, Eumetsat, Darmstadt, Germany).

Ellingson, R. G., Yanuk, D. J., Hai-Tien Lee and Gruber, A., 1989, A technique for estimating outgoing longwave radiation from HIRS radiance observation, *J. Atmos Ocean Techn*, 6, 706-711.

Romano, F., D. Cimini, R. Rizzi, and Cuomo, V., 2007, Multilayered cloud parameters retrievals from combined infrared and microwave satellite observations, *J. Geophys. Res.*, 112, D08210, doi:10.1029/2006JD007745.

Serio, C., Lubrano, A. M., Romano, F., and Shimoda, H., 2000, Cloud Detection Over Sea Surface by use of Autocorrelation Functions of Upwelling Infrared Spectra in the 800 900-cm 1 Window Region, *Appl. Opt.* 39, 3565-3572.

Amato, U., Cuomo, V., DeFeis, I., Romano, F., Serio, C. and Kobayashi, H., 1999, Inverting for geophysical parameters from IMG radiances. *IEEE Trans Geosci Remote Sens* 37 3 , pp. 1620-1632.

Lo studio dell'atmosfera e del clima presso la Stazione WMO-GAW "O. Vittori" di Monte Cimone (2165 m slm)

P. Cristofanelli¹, J. Arduini², U. Bonafè¹, F. Calzolari¹, A. Marinoni¹, M. Maione², F. Roccato¹, P. Bonasoni¹

¹Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Bologna, Italia

²Istituto di Scienze Chimiche, Università degli Studi di Urbino "Carlo Bo", Urbino, Italia

P.Bonasoni@isac.cnr.it

SOMMARIO: Stazioni di ricerca in alta montagna possono ottenere informazioni rappresentative di vaste aree geografiche circa le caratteristiche dell'atmosfera, valutando l'influenza che le attività umane hanno sugli andamenti di importanti composti atmosferici. Gestita dall'Istituto di Scienze dell'Atmosfera del Clima del CNR, grazie alle collaborazioni con Enti ed Istituzioni Italiane e straniere, la Stazione "O. Vittori" a Monte Cimone (44.18N, 10.70E; 2165 m slm) ospita una serie di attività sperimentali per lo studio del clima e dell'inquinamento. Questo avviene grazie al monitoraggio in continuo di gas in tracce, delle caratteristiche fisiche e chimiche degli aerosol atmosferici, dei composti radioattivi naturali, della radiazione solare e dei parametri meteorologici. In oltre dieci anni di attività, questa Stazione, parte attiva della rete GAW-WMO, oltre a tracciare importanti serie storiche di vari composti inquinanti e clima-alteranti, ha contribuito a meglio caratterizzare alcuni processi chimico-fisici che avvengono nella bassa troposfera del bacino del Mediterraneo e dell'Europa meridionale.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 Studio dell'atmosfera e del clima in aree montane

La comprensione dei meccanismi che regolano il clima a livello globale parte dalla conoscenza dettagliata delle condizioni a cui il pianeta è sottoposto. A tal fine, la scienza necessita di informazioni precise ed aggiornate per studiare la composizione dell'atmosfera ed i processi che in essa hanno luogo. Aree di alta montagna rappresentano luoghi privilegiati ove le condizioni di fondo dell'atmosfera, cioè non direttamente influenzate dall'attività dell'uomo, possono essere adeguatamente indagate. Le misure qui eseguite possono essere considerate rappresentative di vaste aree geografiche, fornendo così importanti informazioni circa le variazioni su breve e

lungo termine delle concentrazioni dei gas in traccia clima-alteranti e degli aerosol atmosferici, valutando l'incidenza di eventi estremi di inquinamento su differenti scale spazio-temporali (GTOS -- Global Change e Mountain Regions, 1999). Per tali ragioni, attività di monitoraggio in continuo di composti atmosferici svolte presso Stazioni Montane di Alta Quota (High Mountain Observatories - HMO), svolgono un ruolo fondamentale per definire costantemente lo stato dell'atmosfera.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 La Stazione "O. Vittori" di Monte Cimone
Sulla vetta del Mt. Cimone, a 2165 m di quota, si trova la Stazione "O. Vittori" del Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto di Scienze

dell'Atmosfera e del Clima. Essa è ospitata nelle strutture del Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare che sulla vetta di Mt. Cimone gestisce il proprio Osservatorio Meteorologico. Le numerose attività di ricerca svolte presso la Stazione "O. Vittori" sono il frutto della collaborazione con l'Istituto di Scienze Chimiche dell'Università di Urbino, il Laboratorio di Radiochimica Ambientale dell'Università di Bologna, ARPA Emilia-Romagna, Regione Emilia-Romagna, il Joint Research Centre di Ispra, il CNRS – "Université Blaise Pascal" di Clermont Ferrand (Francia) ed ovviamente il Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare.

L'attività di ricerca scientifica condotta sulla vetta più elevata dell'Appennino settentrionale è praticamente unica nel suo genere in Italia, sia per il numero di parametri rilevati che per la qualità dei dati acquisiti. Ciò ha permesso alle attività condotte presso Mt. Cimone di essere inserite in una ventina di progetti di ricerca nazionali ed internazionali. In particolare, la Stazione "O. Vittori" è l'unico sito di misura in Italia che, dal 1996, contribuisce al programma Global Atmospheric Watch (GAW) della World Meteorology Organization (WMO) per quanto riguarda le misure di ozono superficiale. Più recentemente, inoltre, la Stazione è divenuta uno dei venti "European Supersites" per la misura dell'aerosol atmosferico afferenti al progetto UE EUSAAR. Presso la stazione di Mt. Cimone vengono anche effettuate misure in continuo di un gran numero di gas clima-alteranti, come quelli inseriti nel protocollo di Kyoto: CH₄, N₂O, SF₆, e gli idrofluorocarburi (HFC) - nonché i gas regolati dal Protocollo di Montreal, quali i clorofluorocarburi (CFC), gli idroclorofluorocarburi (HCFC), gli halon, i solventi clorurati ed il metil bromuro. Inoltre sono monitorati H₂, CO, ed altri composti alogenati come le metil alidi. Tali misure, svolte grazie alla collaborazione con l'Istituto di Scienze Chimiche dell'Università degli Studi di Urbino, sono effettuate nell'ambito di progetti internazionali e si rifanno alla scala di calibrazione utilizzata nell'ambito della rete

globale di monitoraggio AGAGE (Advanced Global Atmospheric Gases Experiment), utilizzando le medesime procedure di valutazione della qualità del dato.

Un aspetto importante dell'attività sperimentale riguarda l'elevata tecnologia di cui è dotato il laboratorio, che consente di eseguire misure con continuità durante tutto l'anno nonostante le avverse condizioni meteorologiche che spesso caratterizzano il sito di misura. Essendo la Stazione completamente automatizzata, la maggior parte della strumentazione è controllata in modo remoto direttamente dal CNR di Bologna grazie al collegamento satellitare a banda larga fornito dalla rete telematica "Lepida" della Regione Emilia-Romagna. Ciò permette di controllare gli andamenti dei dati acquisiti, verificandone la correttezza e permettendo di intervenire tempestivamente in caso di malfunzionamenti.

3 RISULTATI RILEVANTI

Le attività condotte a Mt. Cimone hanno permesso di meglio definire il ruolo che diversi processi di trasporto possono avere sulle caratteristiche di fondo dell'aerosol atmosferico e dei gas in traccia nella troposfera dell'Europa meridionale e dell'Italia settentrionale (la bibliografia relativa a queste attività di ricerca è consultabile all'indirizzo: ww.isac.cnr.it/cimone/papers). In particolare, a causa delle vaste implicazioni nell'ambito della meteorologia, della qualità dell'aria e dei cambiamenti climatici (Jacobson, 2002), la determinazione delle proprietà e delle caratteristiche dell'aerosol atmosferico rappresenta un aspetto fondamentale nella comprensione del sistema atmosfera (Solomon *et al.*, 2007). Di notevole interesse sono anche i risultati ottenuti nell'ambito dello studio dei processi in grado di influenzare le concentrazioni dell'ozono superficiale (O₃). Questo composto, infatti, svolge un ruolo fondamentale nel determinare la capacità ossidativa dell'atmosfera e, nel contempo, rappresenta un efficiente gas serra (Solomon *et al.*, 2007). Inoltre, a causa del suo elevato potere ossi-

dante, elevate concentrazioni di questo gas sono dannose per gli esseri viventi e contribuiscono a ridurre la resa delle coltivazioni agricole (EEA, 2005).

3.1 Fenomeni di trasporto di masse d'aria inquinate

Analisi dei composti atmosferici e dei parametri meteorologici rilevati a Mt. Cimone, combinate con simulazioni ottenute attraverso modelli di circolazione atmosferica e dati da satellite, hanno permesso di evidenziare come fenomeni di trasporto di masse d'aria inquinate (sia su scala regionale, che continentale) possano influenzare i livelli di fondo dei gas in traccia e le proprietà dell'aerosol atmosferico. Sebbene in media, il livello di inquinanti registrato a Mt. Cimone sia di gran lunga inferiore di quello presente nelle aree urbane e rurali situate a quote inferiori, le attività di monitoraggio in continuo delle concentrazioni di O₃ superficiale, delle quantità colonnari di O₃ ed NO₂, della concentrazione di black-carbon, della distribuzione dimensionale delle particelle e dei gas serra alogenati, hanno permesso di verificare che masse d'aria inquinate provenienti dall'Europa continentale e dal Nord Italia possono interessare, in particolare nel periodo estivo (es. 2003, 2006), anche zone remote come le aree montane. Elevate concentrazioni di O₃ sono state raggiunte nel corso dell'ondata di calore dell'estate 2003, quando masse d'aria provenienti dall'Europa centrale e dallo strato di rimescolamento della Pianura Padana hanno raggiunto il sito di misura. Tuttavia, elevate concentrazioni di ozono sono state registrate anche in concomitanza con masse d'aria provenienti da oltre 3000 m di quota, suggerendo la presenza di elevate concentrazioni di O₃ anche nella cosiddetta "troposfera libera" dell'Europa. Ciò sembra dovuto all'eccezionale estensione verticale dello strato limite atmosferico tipico dei fenomeni di "ondata di calore" che favorirebbe il trasporto di O₃ e dei suoi precursori a quote elevate e la loro successiva stratificazione. Si è inoltre evidenziato come un contributo non trascurabile alle alte concentrazioni

di O₃ registrate durante l'estate 2003 a Mt. Cimone possa essere stato fornito dalle emissioni di precursori provenienti dai numerosi incendi presenti nel Nord Italia durante il periodo considerato.

3.2 Fenomeni naturali di trasporto: le intrusioni di masse d'aria dalla stratosfera

Considerando l'importanza che l'O₃ riveste in troposfera quale efficiente gas serra (Solomon *et al.*, 2007), la conoscenza di come le sue concentrazioni possano essere influenzate da fenomeni di intrusioni di masse d'aria di origine stratosferica risulta fondamentale. Infatti, durante tali eventi di origine naturale, la concentrazione di O₃ a Mt. Cimone può anche raddoppiare, come messo in evidenza dall'analisi di diversi casi di studio. L'analisi sistematica di questi fenomeni ha messo in evidenza che, in media, tali eventi interessano Mt. Cimone per circa 36 giorni all'anno, con un massimo stagionale in inverno ed un minimo in primavera-estate. La frequenza di tali eventi, inoltre, sembra essere correlata positivamente (negativamente) con l'andamento della NAO (North Atlantic Oscillation) durante il periodo invernale (autunnale).

3.3 Fenomeni naturali di trasporto: aerosol minerale dal Nord Africa

Mt. Cimone rappresenta uno dei primi rilievi montuosi incontrati dalle masse d'aria, spesso ricche di sabbia Sahariana, che dal Nord Africa si spingono verso l'Europa. Le misure in continuo della distribuzione dimensionale dell'aerosol nel periodo agosto 2002 – giugno 2006, unitamente all'analisi delle traiettorie, hanno permesso di identificare 63 eventi di trasporto di aerosol minerale dal Nord Africa (in media, 22 eventi/anno). La più alta frequenza di tali fenomeni si registra in primavera-estate. Tuttavia, eventi particolarmente intensi sono stati registrati anche in autunno. Le osservazioni condotte a Mt. Cimone hanno evidenziato che le concentrazioni di fondo dell'O₃ registrate in concomitanza con tale tipologia di eventi sono sistematicamente ridotte (-10%) rispetto alle condizioni tipiche

del fondo atmosferico. Tali risultati evidenziano il ruolo svolto dalle particelle di aerosol minerale nel favorire una diminuzione della concentrazione di O₃ in troposfera, attraverso processi di chimica eterogenea ed interazione con la radiazione solare. In Emilia-Romagna, l'analisi dei dati registrati dalle centraline di monitoraggio di qualità dell'aria ha evidenziato che, in occasione di eventi identificati a Mt. Cimone, sono stati registrati incrementi di PM10 anche al di sopra della soglia consentita dalla normativa vigente. Ciò suggerisce che oltre all'impatto che l'aerosol minerale può avere sul clima (Solomon *et al.*, 2007), non meno rilevante risulta il contributo che tale componente può giocare nella corretta valutazione e determinazione dei livelli di inquinamento delle città italiane.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Le prospettive future della Stazione di Ricerca "O. Vittori" sono legate al mantenimento in funzione della Stazione stessa, sia in termini di tecnologia che di personale. Ciò permetterebbe di continuare a garantire gli elevati standard di qualità richiesti nelle misure qui condotte. Solo in questo caso sarà possibile proseguire, ed eventualmente ampliare, le attività tese a studiare le concentrazioni e gli andamenti di diversi composti atmosferici in funzione dei processi chimico-fisici cui sono soggetti. Ciò permetterà di contribuire a meglio determinare l'influenza che fenomeni naturali o antropici possono avere sulla composizione dell'atmosfera di fondo. La prosecuzione delle misure che tracciano le serie storiche di gas serra ottenute a Mt. Cimone rappresenteranno un fondamentale supporto per la verifica della conformità agli obblighi imposti dai protocolli internazionali (es. Kyoto e Montreal).

5 RICONOSCIMENTI

La Stazione "O. Vittori" è parte delle reti: GAW-WMO, EUSAAR (European Supersites for Atmospheric Aerosol Research), SOGE (System for Observation of halogenated Greenhouse gases in Europe) e GREEN-NET (Rete Nazionale per la Misura dei Gas ad Effetto Serra).

6 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Becker, A., and Bugmann, H. 1999. *GTOS -- Global Change e Mountain Regions*. IGBP (Ed.), Stockholm, Sweden.
- European Environment Agency. 2005. *The European Environmental State and Outlook 2005*. EEA (Ed.), Copenhagen, Danimarca.
- Solomon, S., D. Qin, M. Manning, R.B. Alley, T. Berntsen, N.L. Bindoff, Z. Chen, A. Chidthaisong, J.M. Gregory, G.C. Hegerl, M. Heimann, B.J. Hoskins, F. Joos, J. Jouzel, V. Kattsov, U. Lohmann, M. Molina, J. Overpeck, G. Raga, V. Ramaswamy, J. Ren, M. Rusticucci, R. Somerville, T.F. Stocker, P. Whetton, R.A. Wood and D. Wratt. 2007. *Technical Summary. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Jacobson, M. Z., 2002. *Atmospheric Pollution: history, science and regulation*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

L'osservatorio ABC-Pyramid a 5079 m slm in Himalaya. Una stazione per la misura di aerosol, ozono e gas serra alogenati

A. Marinoni¹, P. Cristofanelli¹, U. Bonafé¹, F. Calzolari¹, F. Roccato¹, F. Angelini¹, S. Decesari¹, M.C. Facchini², S. Fuzzi², G.P. Gobbi³, P. Bonasoni³, P. Laj², K. Sellegri⁴, H. Venzac², P. Villani³, M. Maione³, J. Arduini³, E. Vuillermoz⁴, G.P. Verza⁴

¹*Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Bologna e Roma, Italia*

²*Laboratoire de Météorologie Physique, CNRS, Clermont Ferrand, France*

³*Università di Urbino, Istituto di Scienze Chimiche, Dip. Scienze Ambientali, Urbino, Italia*

⁴*Comitato EV-K²-CNR, Bergamo, Italia*

p.bonasoni@isac.cnr.it

SOMMARIO: In questo lavoro viene presentata la stazione ABC-Pyramid, un osservatorio per lo studio dell'atmosfera e del clima posto a 5079 m slm, nella valle del Khumbu, ai piedi del Monte Everest (27.95 N 86.82°E, Nepal). Questa stazione di misura è stata ideata con lo scopo di investigare i cambiamenti naturali e indotti dall'uomo a diverse scale (locale, regionale e globale) in un'area di alta quota posta tra le due regioni più inquinate del pianeta. Dopo un'accurata messa a punto degli strumenti nell'autunno 2005, l'osservatorio ABC-Pyramid è stato installato nel febbraio 2006 nell'alta valle del Khumbu, nell'ambito dei progetti Share-Asia (Ev-K²-CNR) e ABC (UNEP). Da marzo 2006, la stazione ABC-Pyramid fornisce dati in continuo sulle proprietà ottiche e fisiche delle particelle, concentrazione di ozono e parametri meteorologici; in modo non continuo sono misurate la composizione chimica degli aerosol e la concentrazione di 27 gas alogenati climalteranti.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 Studio dell'atmosfera e del clima in alta quota

Il monitoraggio della composizione atmosferica ad alta quota riveste un ruolo importante negli studi sul cambiamento climatico, grazie alla possibilità di identificare fenomeni diversi, quali i cambiamenti delle concentrazioni medie, la variabilità e la stagionalità dei composti atmosferici, così come l'aumento della frequenza delle condizioni di elevato inquinamento (GTOS, Global Change e Mountain Regions, 1999). Inoltre le stazioni di alta quota, poste lontane dalle sorgenti antropiche, sono siti ideali per monitorare le condizioni di

fondo della libera troposfera e per identificare i fenomeni di trasporto orizzontale e verticale di masse d'aria inquinate. In particolare la catena himalayana, posta tra due regioni tra le più inquinate e a rapido sviluppo del pianeta (India e Cina) rappresenta un punto di osservazione privilegiato per valutare l'impatto dell'inquinamento atmosferico alle alte quote. La catena himalayana gioca un ruolo importante, favorendo l'accumulo di inquinanti nell'area sud-occidentale dell'Asia. Recentemente questo ha portato alla formazione di una vasta nube di inquinanti, la cosiddetta ABC (Atmospheric Brown Cloud) che può raggiungere uno spessore di 3 km e rappresentare una sorgente di inquinamento a scala continentale



Figura 1: La stazione climatica ABC-Pyramid, installata nel febbraio 2006 a 5079 m sul versante meridionale della catena himalayana.

(Ramanathan e Crutzen, 2003) che può anche influenzare l'intera circolazione dei monsoni (Lau et al., 2006). Con lo scopo di colmare la lacuna di informazioni riguardo alle condizioni di fondo di questa regione, nell'ambito dei progetti Stations at High Altitude for Research on the Environment-Asia (Ev-K²-CNR) e Atmospheric Brown Clouds (UNEP), la stazione ABC-Pyramid (Figura 1) è stata installata nell'alta valle del Khumbu nel febbraio 2006. Completamente controllata in modalità remota, grazie a una connessione satellitare,

questa stazione è stata studiata per operare in continuo nel tempo in condizioni meteorologiche avverse. Essa rappresenta una fonte di dati unica per la valutazione delle condizioni di fondo della libera troposfera, per la quantificazione dei livelli di inquinamento ad alta quota nella regione himalayana ed infine, per lo studio dei fenomeni di trasporto a lungo termine di composti di origine naturale e antropogenica. Per questi motivi rappresenta anche un contributo al perfezionamento dei modelli climatici.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 La stazione ABC-Pyramid

Dal febbraio 2006 sono monitorati in continuo a 5079 m slm i composti e i parametri riportati nella Tabella 1, con lo scopo di approfondire la conoscenza scientifica riguardo a:

- 1) come variano le proprietà fisiche, chimiche e ottiche delle particelle di aerosol ad alta quota nella regione himalayana, secondo la stagione e l'origine della massa d'aria;
- 2) come variano lo spettro dimensionale e lo scattering della luce durante episodi di inquinamento e trasporti di dust;

Tabella 1: Misure effettuate alla stazione atmosferica ABC-Pyramid.

Misure in continuo	Misure discrete
Black carbon (coefficiente di assorbimento dell'aerosol)	Bilancio di massa chimico delle particelle di aerosol (frazione organica e inorganica)
Coefficiente di scattering totale e riflesso	Concentrazione di 27 gas alogenati climalteranti
Concentrazione in numero e distribuzione dimensionale degli aerosol da 10 a 500 nm	
Concentrazione in numero e distribuzione dimensionale degli aerosol da 250 nm a 32 µm	
Ozono superficiale	
Spessore ottico (AOD)	
Parametri meteorologici	

- 3) qual è il contributo delle intrusioni stratosferiche, di episodi di trasporto regionale o a lungo termine di masse d'aria inquinate alle concentrazioni di fondo dell'ozono troposferico;
- 4) quali sono le concentrazioni di fondo di gas alogenati climalteranti;
- 5) come varia lo spessore ottico della colonna atmosferica con la stagione e l'origine della massa d'aria.

Il controllo di qualità dei dati e della strumentazione è eseguito in accordo con le direttive "Aerosol measurement procedures Guidelines and recommendation" del WMO/GAW e di EUSAAR (European Supersites for Atmospheric Aerosol Research) per quel che riguarda il particolato e del WMO/GAW – WCC/EMPA per la misura dell'ozono superficiale. Per i composti alogenati, le misure si rifanno alla scala di calibrazione utilizzata nell'ambito della rete globale di monitoraggio AGAGE, utilizzando le medesime procedure di valutazione della qualità del dato.

Informazioni più dettagliate e la bibliografia relativa a queste attività di ricerca è consultabile all'indirizzo: <http://evk2.isac.cnr.it/>.

3 RISULTATI RILEVANTI

Il primo risultato rilevante è sicuramente la continuità di funzionamento del laboratorio durante il primo anno di misure. Il fatto non è trascurabile, date le condizioni remote e difficili in cui si trova, ad oltre 5000 m di quota.

Le misure di gas e particelle durante il primo anno di misura alla stazione ABC-Pyramid hanno permesso di caratterizzare la composizione dell'atmosfera himalayana e le sue variazioni stagionali.

Le condizioni di fondo alla stazione ABC-Pyramid sono caratterizzate da una massa di aerosol inferiore a $1 \mu\text{g m}^{-3}$, con un elevato rapporto PM1/PM10, meno di 500 particelle cm^{-3} e poche decine di ng m^{-3} di black carbon. La massa dell'aerosol fine (PM1) e la concentrazione di black carbon (BC) mostrano una chiara discontinuità tra i periodi pre- e post-monsonico (con concentrazioni di PM1 che

arrivano a un massimo di 80 con una media di $5.4 \mu\text{g m}^{-3}$; BC fino a $5 \mu\text{g m}^{-3}$ con una media di 466ng m^{-3}) e la stagione dei monsoni con valori molto più bassi e variazioni più contenute (PM1 fino a valori massimi di $10 \mu\text{g m}^{-3}$ con una media di $0.3 \mu\text{g m}^{-3}$ e BC in media inferiore a 50ng m^{-3}). Anche la concentrazione di ozono mostra una brusca diminuzione all'inizio della stagione dei monsoni, passando da una media pre-monsoonica di 68 ppbv a una media estiva di 42 ppbv.

La massa totale di aerosol (PM10) invece non mostra grandi variazioni tra le diverse stagioni suggerendo che un importante contributo alla frazione coarse dell'aerosol sia di origine locale, probabilmente dovuta al risollevarmento di polvere. Infatti le variazioni del PM10 sono spesso correlate all'intensità del vento e presentano cicli diurni legati alle brezze di valle e di monte. Un aumento delle particelle coarse che rimangono costanti per diverse ore anche notturne per lo più dovuto a trasporti di polveri minerali da aree desertiche (Asia Centrale, Asia Medio-orientale, ma anche Africa), come spesso l'analisi delle traiettorie 3D ha confermato.

Il numero delle particelle con diametro compreso tra 10 e 500 nm non mostra invece alcuna differenza tra le diverse stagioni, variando da poche unità a svariate migliaia di particelle cm^{-3} . Altissime concentrazioni di particelle (in numero) sono osservate anche al di fuori di episodi di trasporto di masse d'aria inquinata, con concentrazioni in massa molto basse: il loro aumento è spesso intenso e improvviso. Questo indica che il trasporto di masse d'aria inquinata o di polveri minerali controlla soprattutto le variazioni della massa dell'aerosol, mentre il numero delle particelle è regolato da ulteriori processi non ancora completamente identificati. Una delle ipotesi è che l'interfaccia tra masse d'aria a diversa umidità, concentrazione di particelle e gas precursori possa "scatenare" la formazione di nuove particelle anche al sito ABC-Pyramid. Queste particelle possono rappresentare una sorgente non trascurabile di aerosol in libera troposfera.

Durante tutto l'anno, sono stati registrati numerosi episodi di trasporto locale, regionale e a lunga distanza di masse d'aria inquinate, che hanno fatto registrare concentrazioni sorprendentemente alte di PM, BC e ozono. La concentrazione di ozono è influenzata anche da intrusioni di masse d'aria dalla stratosfera/alta troposfera, che talvolta sembrano influenzare la formazione di particelle ultrafini. La composizione chimica delle particelle è caratterizzata da elevata presenza di composti organici ed elementi minerali, e da limitata frazione di ioni inorganici.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Lo studio dei composti atmosferici misurati alla stazione ABC-Pyramid ha permesso di identificare fenomeni naturali (come le intrusioni stratosferiche e i trasporti di polveri minerali) e antropici (episodi acuti di trasporto di masse d'aria inquinate) che influenzano fortemente la chimica e la fisica atmosferica ad alta quota.

Il corretto mantenimento delle misure già attive ed un ampliamento di quelle riguardanti i composti climalteranti permetteranno di meglio comprendere i diversi processi che concorrono a variare la composizione dell'atmosfera anche al fine di contribuire a meglio definire il forcing radiativo nella regione.

Nel futuro si approfondirà lo studio di processi che avvengono in situ, come la formazione

di nuove particelle all'interfaccia strato limite-libera troposfera che sembra essere localmente una fonte predominante di particelle. Si studieranno inoltre le proprietà chimiche e igroscopiche di queste particelle e delle particelle invecchiate. Un ampliamento delle misure di gas (ad esempio la misura del monossido di carbonio e la formaldeide) permetteranno di meglio comprendere i processi di trasporto (il CO è un tracciante delle masse d'aria inquinate) e il ruolo della fotochimica nei processi ossidativi in situ e durante il trasporto della massa d'aria (HCHO è uno dei prodotti ultimi della catena di ossidazione dei composti organici in atmosfera).

5 RICONOSCIMENTI

La stazione ABC-Pyramid è entrata a far parte della rete di osservatori di ABC-UNEP, con la denominazione di NCO-P, Nepal Climate Observatory at Pyramid.

6 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Lau K-M & Kim K-M. Observational relationship between aerosol and Asian monsoon rainfall, and circulation. *Geophys. Res. Letters*. 2006; 33: L21810, doi:10.1029/2006GL027546
- Ramanathan V & Crutzen PJ, New Directions: Atmospheric Brown "Clouds". *Atmospheric Environment*, 2003; 37: 4033–4035.

Monitoraggio dei cambiamenti globali in Himalaya e Karakorum

G. Tartari^{1,2}, E. Vuillermoz², L. Bertolani³

¹*Istituto di Ricerca Sulle Acque, CNR, Milano, Italia*

²*Ev-K²-CNR, Bergamo, Italia*

³*Centro Epson Meteo, Cinisello Balsamo, Milano, Italia*

tartari@irsa.cnr.it

SOMMARIO: Nel documento viene presentata l'attività di monitoraggio dei cambiamenti climatici in aree remote d'alta quota (> 2500 m) in Himalaya e Karakorum, attività di ricerca condotta dal Comitato Ev-K²-CNR in collaborazione con IRSA-CNR e Centro Epson Meteo. I risultati di oltre 15 anni di misure indicano che è in corso un maggiore aumento delle temperature nelle aree elevate, con conseguenze già evidenti sui ghiacciai e gli ambienti lacustri d'alta quota.

1 INTRODUZIONE

I cambiamenti del ciclo degli elementi, dei composti naturali e xenobiotici e le modifiche climatiche a scala globale rappresentano un fenomeno oggetto di ricerca che si è sviluppato a partire alla metà del XX secolo.

L'Istituto di Ricerca Sulle Acque (IRSA), in collaborazione con il Comitato Ev-K²-CNR e con il Centro Epson Meteo, da oltre 15 anni conduce studi e ricerche climatiche ed ambientali in Himalaya e Karakorum. Le ricerche, rivolte alle aree glaciali ed agli ecosistemi lacustri, si avvalgono di una rete di 7 stazioni di misura d'alta quota (> 2500 m) collocate in Himalaya lungo la Valle del Khumbu, Nepal, nel Parco Nazionale Sagarmatha (SNP), ed in Karakorum, nell'area del Ghiacciaio del Baltoro, Pakistan.

Le stazioni afferiscono al progetto Coordinated Energy and Water Cycle Observation Project (CEOP), incluso tra le attività Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX) attraverso il quale trova un raccordo con le ricerche climatiche e con quelle idrologiche del World Climate Research Programme (WCRP).

Le ricerche limnologiche hanno invece come oggetto i corpi lacustri a quota > 4300 m (Tartari *et al.*, 1998a) presenti nel Parco Nazionale Sagarmatha, Nepal. I laghi rappresentano un importante sistema di registrazione naturale del cambiamento del clima. Attraverso l'analisi paleolimnologica dei sedimenti (Brauer e Guilizzoni, 2004) si può, infatti, ricostruire l'evoluzione delle vicende climatiche osservando l'avvicinarsi dei pigmenti residui associati alle fioriture algali, mentre, attraverso l'analisi della abbondanza di particelle carboniose o la determinazione di composti organici persistenti (POPs, Teti *et al.*, 2005), si può descrivere l'impatto progressivo del trasporto di inquinanti.

2 IL CLIMA NELL'AREA DEL MONTE EVEREST

Il clima dell'Himalaya è caratterizzato dalla circolazione Monsonica. Il Monsone estivo, che dura da Giugno a Settembre associato al movimento Nord-Sud della Zona di Convergenza Intertropicale, ha come conseguenza un'elevata quantità di precipitazioni. Il passaggio dalla stagione secca invernale (Monsone secco) alla stagione estiva monso-

nica (Monzone umido) è graduale: il sole scalda le catene montuose creando una massiccia cella di convezione. La conseguente ascensione di aria produce un vuoto il quale a sua volta trascina verso di sé l'aria carica di umidità proveniente dal Golfo del Bengala. Questa massa d'aria corre lungo la barriera Himalayana raffreddandosi e condensandosi in forma di pioggia, costituendo il 70-80% delle precipitazioni annuali anche alle quote più elevate (Tartari *et al.* 1998b). L'area Est dell'Himalaya riceve il Monzone che perde il suo effetto procedendo verso Ovest lungo le catene montuose, con la conseguente intensità calante delle precipitazioni procedendo da Sud-Est verso Nord-Ovest.

Un'altra caratteristica del Monzone è la dipendenza dall'altitudine. Le precipitazioni cadono allo stato solido ad alta quota, giocando un ruolo fondamentale per l'alimentazione dei numerosi ghiacciai. Essendo localizzato al limite Nord del Tropico, la zona centrale della catena Himalayana riceve sia precipitazioni estive sia invernali. Il limite delle nevi dell'Himalaya è comunque molto variabile: a sud si aggira sui 4200-5800 m, a nord della catena e nel Karakorum sale a 4400-5800 m, con punte di 6000 m, un comportamento strettamente legato alle differenti esposizioni alla circolazione delle masse d'aria a cui è sottoposta questa vasta area montuosa dell'Asia centrale.

Il clima del Parco Nazionale Sagarmatha varia da temperato ad alpino al variare dell'altitudine. Durante i mesi autunnali (Ottobre e Novembre), le temperature diurne sono miti, ma si abbassano sensibilmente durante la

notte. Tra Dicembre e Febbraio le temperature diurne non superano mai i 5°C. In questo periodo, in concomitanza con il Monzone invernale, l'area riceve occasionali nevicate. Durante la stagione primaverile la temperatura tende ad aumentare e da Giugno a Settembre, in corrispondenza del Monzone estivo, l'area è interessata da forti precipitazioni.

Questa situazione climatica è ben descritta nella Figura 1 ottenuta dai dati rilevati nel 2004-2005 a 5000 m nei pressi del Laboratorio-Osservatorio Piramide del Comitato Ev-K²-CNR.

3 STUDI CLIMATICI NELL'AREA DEL K2

Le attività di monitoraggio climatico sviluppate dall'IRSA nell'ambito delle ricerche promosse dal Comitato Ev-K²-CNR hanno un duplice scopo: realizzare misure accurate e continuative su lungo periodo, in coerenza con gli obiettivi di studio dei cambiamenti globali, in aree remote d'alta quota nelle quali non sono disponibili serie storiche pregresse, e valutare le conseguenze dei cambiamenti globali sullo stato fisico ed ecologico degli ecosistemi acquatici (laghi e corsi d'acqua). In questa prospettiva nel 2004, nell'ambito della spedizione "K2-2004-Cinquant'anni dopo", promossa in occasione del cinquantenario della spedizione scientifico-alpinistica che ha permesso la conquista da parte italiana della seconda montagna più alta del mondo, il K2, è stato dato avvio alla realizzazione di un nuovo network di stazioni meteorologiche collocate nell'area del Ghiacciaio Baltoro, Baltistan, Pakistan.

Ad oggi sono state installate 2 stazioni (Urdukas, 3925 m e Askole, 3015 m s.l.m.) che rappresentano, dopo le misure effettuate per la prima volta dal Prof. Ardito Desio (2004) nel 1954, la prima serie continua di registrazioni nell'area (Mihalcea *et al.*, 2006). I dati ottenuti, oltre a evidenziare una notevole coerenza alle due quote, hanno permesso di confermare il gradiente termico di 0,08 °C/100 m (Fig. 2) calcolato nell'estate 2004 tra Urdukas ed il Campo Base del K2 (5000 m) e

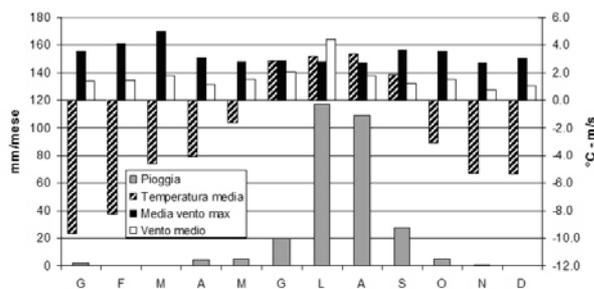


Figura 1: Precipitazioni, temperatura e velocità del vento mensili registrate nella stazione CEOP-Himalayas della Piramide Laboratorio-Osservatorio collocata a 5050 m s.l.m nell'area del Monte Everest.

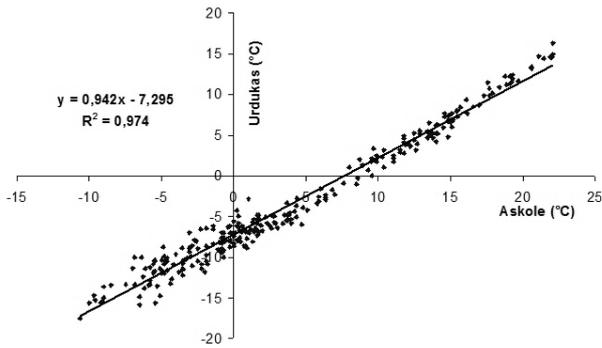


Figura 2: Coerenza delle misure di temperatura dell'aria atmosferica al suolo tra Askole (3015) ed Urdukas (3925 m) nell'area del Ghiacciaio del Baltoro, Pakistan, nel periodo Ottobre 2005-Luglio 2006.

utilizzato per la valutazione dell'ablazione glaciale giornaliera (Mihalcea *et al.*, 2006).

4 EVIDENZE DEI CAMBIAMENTI CLIMATICI NELL'AREA HIMALAYANA

Shrestha *et al.* già alla fine degli anni '90 (1999) mostravano che tra il 1977 e il 1994 le registrazioni di temperatura, in 49 stazioni climatiche del Nepal, rivelavano un incremento medio di 0,06 °C/anno. Gli stessi Autori notavano una crescita più marcata alle quote più elevate. Un'analoga indagine svolta da Liu & Chen (2000), effettuata sui dati registrati tra il 1961 ed il 1990 in 178 stazioni dell'altipiano tibetano, mostrava un trend anomalo del tutto simile. Ripartendo, infatti, l'incremento medio annuo a 24 diverse altitudini in cui sono installate le stazioni è chiara la tendenza all'incremento della crescita del trend delle temperature con la crescita dell'altitudine, con un valore medio oscillante da un minimo di 0,05 e di 0,25 °C/decade.

La serie di misure effettuate a partire dal 1994 dall'IRSA (Tartari *et al.*, 1998b), dal Comitato Ev-K²-CNR e dal Centro Epson Meteo nel Parco Naturale Sagarmatha alla quota di 5000 m nei pressi del Laboratorio-Osservatorio Piramide, confermano tale tendenza, con un valore che si assesta addirittura intorno a 1,0 °C/decade, che coincide con quello indicato da Shrestha *et al.* (1999). Questo andamento trova una giustificazione nella recente teoria dell'“Elevated Heat Pump

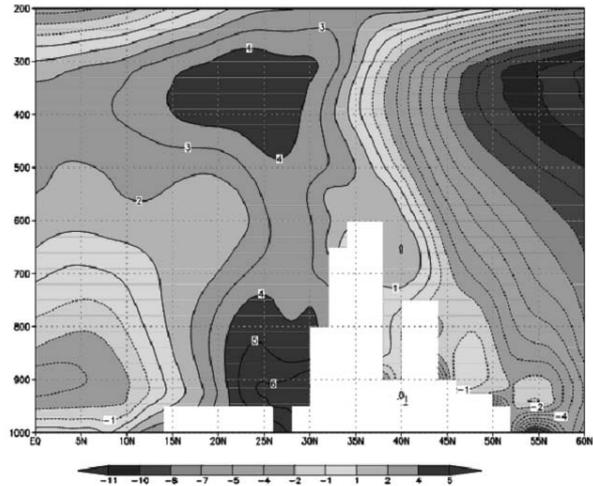


Figura 3: Simulazione delle anomalie delle temperature lungo una sezione Nord-Sud ottenuta con EMC-GCM realizzato dal Centro Epson Meteo (Bollasina & Benedict, 2004).

(EHP) effect” (Lau *et al.*, 2006), che spiega anche le modifiche del regime delle precipitazioni del monzone asiatico nell'area Himalayana. La teoria, basata sulla accresciuta presenza di aerosol, dust e black carbon nella troposfera dovuti al fenomeno dell'Atmospheric Brown Clouds (Ramanathan *et al.*, 2005), sembrerebbe trovare conferma anche negli studi sviluppati dal Centro Epson Meteo, utilizzando il modello di circolazione globale EMC-GCM (Bollasina e Benedict, 2004), sulle anomalie delle temperature dell'atmosfera, rispetto ai valori medi stagionali, lungo sezioni Nord-Sud (0°-60°N), in una fascia trasversale dell'Asia Centrale compresa tra 75°-85°E (Fig. 3), anomalie che raggiungono valori superiori a 4° C tra 6000 e 9000 m.

5 GLI EFFETTI DEL CAMBIAMENTO DEL CLIMA SUGLI ECOSISTEMI ACQUATICI REMOTI D'ALTA QUOTA

Il cambiamento climatico globale sta avendo un forte impatto sugli ecosistemi d'alta montagna, in particolare su quelli lacustri e glaciali. Questo fenomeno mette in crisi la disponibilità idrica di importanti aree del Globo, come nel caso dei ghiacciai himalayani, che forniscono l'acqua a centinaia di milioni di persone, alimentando sette tra i più grandi fiumi del

continente asiatico. Le alte temperature in alta quota possono incrementare anche il manifestarsi di maggiori periodi di precipitazioni sotto forma di pioggia, anziché di neve, con un inferiore contributo al bilancio di massa dei ghiacciai. La regressione glaciale incrementa la nascita di nuovi ambienti limnici nelle aree periglaciali, mentre nel contempo si riduce l'alimentazione ai corpi lacustri di quota inferiore, modifiche fisiche che possono avere effetti importanti sulla biodiversità delle biocenosi lacustri. L'innalzamento della popolazione lacustre verso quote più elevate appare infine in linea con gli effetti del riscaldamento globale ed analoga all'innalzamento con la quota che si osserva per la vegetazione alpina.

6 RINGRAZIAMENTI

Queste ricerche sono svolte nell'ambito del Progetto Ev-K²-CNR in collaborazione con la Nepal Academy of Science and Technology, come previsto dal Memorandum of Understanding tra il Nepal e l'Italia, e grazie al contributo del Consiglio Nazionale delle Ricerche e del Ministero degli Affari Esteri.

7 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Bollasina, M. e Benedict S. 2004. The role of the Himalayas and the Tibetan Plateau within the Asian monsoon system. *Bull. Am. Met. Soc.*, 85: 1001-1004.
- Brauer, A. e Guilizzoni, P. (Eds). 2004. The record of human/climate interactions in lake sediments (Editorial). *Quaternary International*, 113: 1-3.
- Desio, A. 2004. *La conquista del K2*. Garzanti, Milano. 260 pp.
- Lau, K.M., Kim M.K. and Kim K.M. 2006: Asian monsoon anomalies induced by aerosol direct effects, *Climate Dynamics*, 26: 855-864.
- Liu, X. e Chen B. 2000. Climatic Warming in the Tibetan Plateau During Recent Decades. *International J. Climatology*, 20: 1729-1742.
- Mihalcea, C., Mayer C., Diolaiuti G., Lambrecht A., Smiraglia C. e Tartari G. 2006. Ice ablation and meteorological conditions on the debris-covered area of Baltoro glacier, Karakoram, Pakistan. *Annals of Glaciology*, 43: 292-300.
- Ramanathan, V., Chung C., Kim D., Bettge T., Buja L., Kiehl J.T., Washington W.M., Fu Q., Sikka D.R. e Wild M. 2005. Atmospheric brown clouds: Impacts on South Asian climate and hydrological cycle. *PNAS Early Edition*. 8 pp.
- Shresta A.B., Wake C.P., Mayewski P.A. e Dibb J.E. 1999. Maximum Temperature Trends in the Himalaya and its Vicinity: An Analysis Based on Temperature Records from Nepal in the Period 1971-94. *J. Climate*, 12: 2775-2787.
- Tartari, G., Previtali L. e Tartari G.A. 1998a. Genesis of the lake cadastre of Khumbu Himal Region (Sagarmatha National Park, East Nepal). *Mem. Ist. ital. Idrobiol.*, 57: 139-149.
- Tartari, G., Verza G.P. e Bertolani L. 1998b. Meteorological data at the Pyramid Observatory Laboratory (Khumbu Valley, Sagarmatha National Park, Nepal). *Mem. Ist. ital. Idrobiol.*, 57: 23-40.
- Teti, P., L. Guzzella, C. Roscioli e A. De Paolis. 2005. I composti organoclorurati nei sedimenti di laghi remoti e del Lago Maggiore. *Acqua & Aria*, (4): 24-29.

Studio delle variazioni di NO₂ nella stratosfera Antartica a diverse scale temporali

D. Bortoli, G. Giovanelli, F. Ravegnani, I. Kostadinov, S. Masieri, E. Palazzi, A. Petritoli, F. Calzolari, G. Trivellone

Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del clima, CNR, Bologna, Italia
d.bortoli@isac.cnr.it

SOMMARIO: Nel 1995 è stato installato presso la stazione M. Zucchelli a Terra Nova Bay (Antartide) uno spettrofotometro denominato GASCOD (*Gas Absorption Spectrometer Correlating Optical Differences*). Ai dati spettrali ottenuti sono poi applicati gli algoritmi della Spettroscopia ad Assorbimento Ottico Differenziale (*DOAS – Differential Optical Absorption Spectroscopy*) al fine di ottenere valori di quantità colonnari di Ozono e Biossido di Azoto (NO₂). Lo strumento, che lavora in modo automatico durante tutto l'anno, fa parte del Network “Quantification and Interpretation of Long Term UV-Vis Observations of the Stratosphere” (QUILT).cDopo una descrizione della strumentazione impiegata e la metodologia di elaborazione dati, vengono presentati i risultati ottenuti, evidenziando le variazioni diurne e stagionali di NO₂, ed in particolare soffermandosi sulle osservazioni effettuate durante l'evento di Sudden Stratospheric Warming (SSW) del 2002.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

La deplezione dell'ozono stratosferico ha profonde e non completamente comprese implicazioni climatiche. Attualmente, con la messa al bando dei CFC, si è in attesa dell'inizio del processo globale di recovery, che dovrebbe concludersi, sulla base delle più diffuse stime, non prima di alcuni decenni. Le misure effettuate sia con strumentazione ground-based, sia con l'impiego di sensori satellitari, mostra d'altro canto un protrarsi del periodico processo detto comunemente “buco dell'ozono”, che negli ultimi anni sembra addirittura intensificarsi, sia per quanto riguarda l'area interessata (che per convenzione è in genere definita come la regione per la quale la colonna di O₃ è uguale o inferiore a 200 Unità Dobson (DU)), sia per la durata del fenomeno ed i valori minimi di ozono colonnare registrati. Uno dei parametri principali che – a parità di carico di sostanze ad effetto depletivo (principalmente radicali Cloro e Bromo) – determina l'intensità del fenomeno

è la bassa temperatura degli strati superiori dell'atmosfera, che favorisce la formazione delle Nubi stratosferiche Polari (PSC). Recenti studi (Konopka, 2007) hanno mostrato come, nella stratosfera polare disturbata da stratospheric warming, gli effetti depletivi degli ossidi di azoto (NO_x) possano raggiungere lo stesso ordine di grandezza della deplezione dovuta agli alogeni. È il caso dell'inverno australe 2002, quando un evento di riscaldamento anomalo della stratosfera (Sudden Stratospheric Warming - SSW) ha scisso in due parti il vortice polare antartico, che si è poi prematuramente dissolto. Risulta pertanto di particolare importanza effettuare il monitoraggio dell'ozono stratosferico, delle sostanze ad effetto depletivo e degli ossidi di azoto (NO, NO₂...) nelle regioni polari, in modo da avere sufficienti dati sperimentali da inserire in modelli climatici che permettano di interpretare i fenomeni in atto e di prevedere le implicazioni future.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Setup strumentale

Lo spettrofotometro GASCOD (Figura 1) è stato sviluppato presso l'Istituto ISAC-CNR e validato in due intercomparison NDSC (Network for the Detection of the Stratospheric Changes). L'ingresso ottico è composto da un telescopio Cassegrain di 150 cm, f/5 che focalizza la radiazione raccolta su una fenditura posta all'ingresso del monocromatore. Questo è composto da un reticolo di diffrazione di tipo olografico di 1200 grooves/mm e un sensore lineare a 512 pixel della Hamamatsu. La dispersione spettrale è circa 2,4 nm/mm (dipendente dalla regione spettrale) e la risoluzione ottica di circa 0,5 nm. Filtri passabanda posti all'ingresso dello spettrometro sono utilizzati per ridurre la stray-light.

Una lampada interna ai vapori di mercurio viene utilizzata per la calibrazione spettrale. L'input ottico è puntato verso lo zenith, con un campo di vista (FOV) di circa 1,16 sr, in modo da raccogliere la radiazione solare diffusa sulla verticale dello strumento nelle regioni spettrali dell'UV e del visibile. Lo strumento è installato in un container con un "camino" ottico, formato da un tubo di diametro 15 cm e lunghezza 40 cm, chiuso alle estremità da due finestre in quarzo. La finestra esterna è inclinata di 45 gradi, in modo da evitare l'accumulo di neve.

2.2 Metodologia di analisi dati

Prima di applicare ai dati spettrali gli algoritmi DOAS, viene calcolato il cosiddetto indice di flusso (Flux Index - FI), definito come la media in lunghezza d'onda del segnale ottenuto per unità di tempo. Il FI permette di valutare la qua-



Figura 1: Spettrometro GASCOD installato alla Stazione "M.Zucchelli" dal 1995.

lità di ogni singolo spettro. Una dettagliata descrizione della metodologia DOAS può essere trovata altrove (Platt 1999). I principali aspetti sono discussi di seguito. Prima di elaborare le strutture di assorbimento dei gas in esame, le strutture di Fraunhofer devono essere eliminate dallo spettro solare; questo si ottiene calcolando il rapporto logaritmico (Log-Ratio) tra lo spettro di riferimento (I_0) e lo spettro da elaborare (I_s). In seguito sono rimosse le strutture a bassa frequenza con un operatore filtro passabasso (operazione di Smoothing). La differenza tra il (Log-Ratio) e lo stesso privato delle strutture a bassa frequenza, viene chiamato spettro differenziale, che viene poi comparato con lo cross section differenziali dei gas in esame (ottenute con una procedura simile a quella utilizzata per gli spettri solari). Pseudo cross section, non legate ad assorbitori, ma a processi ed effetti quali Mie, Rayleigh, Ring e polarizzazione, sono incluse nel processo di elaborazione per minimizzare gli errori.

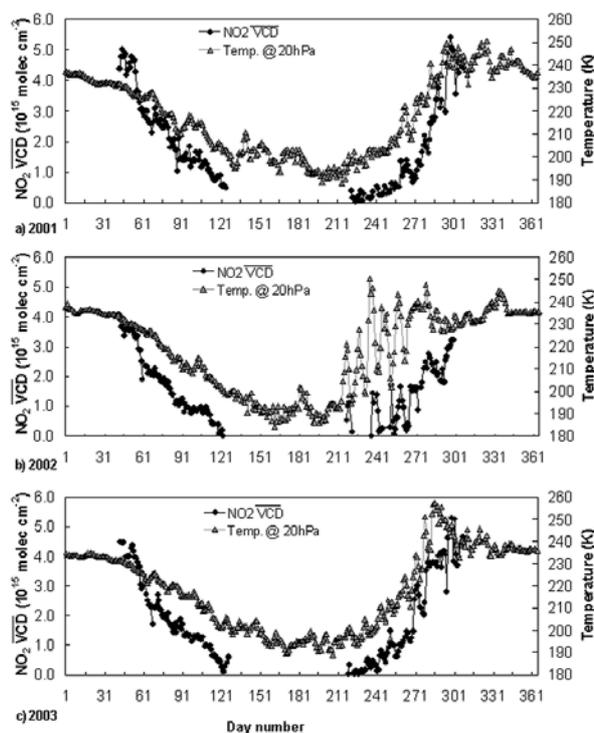


Figura 2: Ciclo stagionale dell'NO₂ per il periodo 2001-2003 e temperature in Stratosfera alla Stazione "M. Zucchelli".

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1 Ciclo stagionale dell' NO_2

Il contenuto colonnare di NO_2 presenta un chiaro andamento stagionale (Figura 2).

Durante l'autunno australe i valori di NO_2 decrescono da un massimo di circa $5 \cdot 10^{15}$ mol/cm² a valori inferiori a $1 \cdot 10^{14}$ mol/cm². Al termine della notte polare, i valori di NO_2 riprendono a crescere partendo da circa $1 \cdot 10^{14}$ mol/cm² raggiungendo il massimo all'inizio della stagione estiva. Questi andamenti sono dovuti ai processi di denossificazione nella bassa stratosfera (conversione di NO ed NO_2 in HNO_3) durante l'inverno.

I bassi valori osservati prima e dopo l'inverno australe sono il risultato di reazioni in fase gassosa che convertono NO_2 in N_2O_5 , reazioni eterogenee che convertono N_2O_5 e ClONO_2 in HNO_3 , e possibili effetti di denitrificazione (sedimentazione di HNO_3 e relativa riduzione di NOy). Nei mesi estivi, la vita media di HNO_3 è ridotta dalla fotolisi e da reazioni con il radicale ossidrilico OH, che rilasciano NO_2 .

È qui da ricordare che NO_2 non contribuisce direttamente alla deplezione di ozono, ma ad es. attraverso la reazione chimica $\text{ClO} + \text{NO}_2 + \text{M} \rightarrow \text{ClONO}_2 + \text{M}$ e reazioni eterogenee su PSC, NO_2 riduce la quantità di ClOx che a sua volta determina la deplezione di O_3 .

3.2 Il ciclo giornaliero dell' NO_2

All'inizio del mese di Febbraio (dopo l'estate australe e quando il sole comincia a scendere sotto l'orizzonte), i valori di NO_2 al tramonto e all'alba presentano gli stessi valori (Figura 3), in quanto l'orizzonte copre il sole solo per pochi minuti, e l'ombra terrestre non può raggiungere la quota a cui è situato il bulk di NO_2 (circa 30 Km). Di conseguenza, le reazioni di conversione di NO_2 in N_2O_5 che di solito avvengono durante la notte non hanno luogo. La situazione cambia con il diminuire delle ore di luce disponibili: i valori all'alba sono sistematicamente inferiori di quelli al tramonto, a causa della formazione di N_2O_5 durante la notte e la sua conseguente fotolisi durante il giorno.

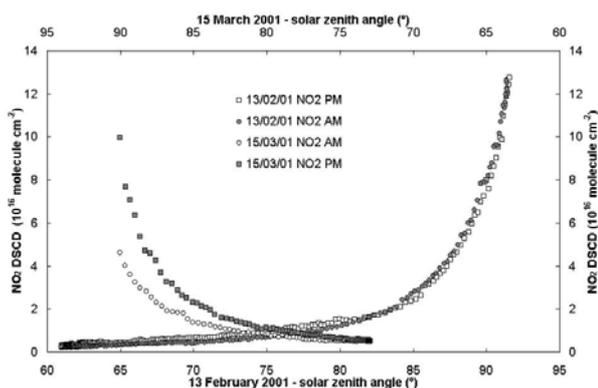


Figura 3: Ciclo giornaliero dell' NO_2 in Antartide.

Durante la notte polare, la fotolisi di N_2O_5 è inibita, e questo riduce di nuovo la variazione diurna. All'inizio dell'inverno, la riduzione di NO_2 ha luogo quando, l' NO_x è dapprima convertito in N_2O_5 in assenza di luce, ed in seguito in HNO_3 .

In estate avanzata, l'assenza di periodi di buio, inibisce la formazione di N_2O_5 , riducendo o bloccando completamente la variazione giornaliera.

3.3: Lo Stratospheric Warming del 2002

Durante il 2002 si sono osservati valori ed andamenti anomali di NO_2 . In particolare, i contenuti colonnari sono risultati inferiori alla media (ed in particolare rispetto agli anni 2001 e 2003), mentre le differenze tra valori AM e PM (durante la primavera Antartica) sono risultate molto superiori a quelle degli anni precedenti. Questo andamento anomalo può essere interpretato nell'ambito del sudden stratospheric warming (SSW) avvenuto durante la primavera australe 2002 nell'emisfero meridionale. Per una migliore interpretazione dei dati, sono state analizzate le serie storiche di temperatura a 20hPa (T20) e di vorticità potenziale a 475 K (PV475) (fonte: NILU, zardoz.nilu.no). Durante la prima parte del 2002 i valori colonnari di NO_2 , di T20 e PV275 risultano simili a quelli del 2001 e 2003. Durante la primavera australe, invece, si osservano valori di NO_2 inferiori e valori di T20 elevati e scatterati. Le temperature a 20 hPa più elevate si sono osservate in agosto-settembre, più precisamente per i giorni 3–6, 13–16 e 22–27 agosto, 1–6, 12–16 e 21–26 settembre (Figura 2). Per tali giorni, le

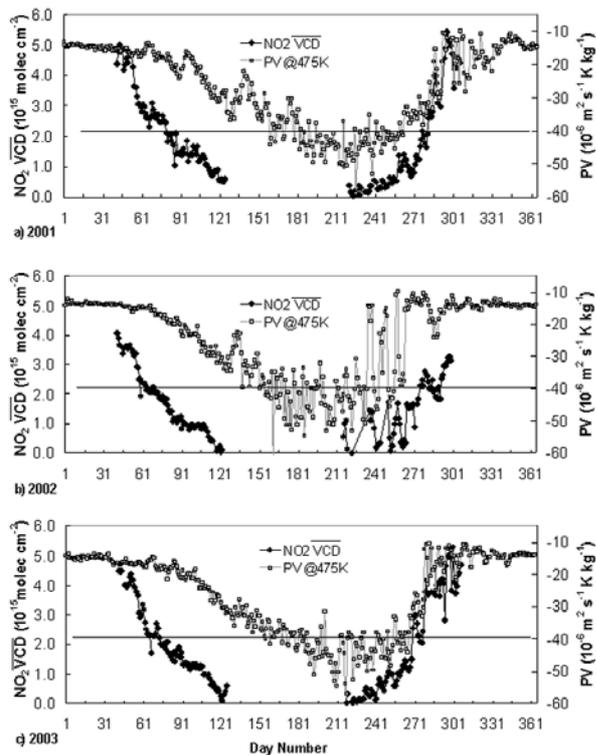


Figura 4: Colonne Verticali di NO₂ (NO₂ VCD) e Vorticità Potenziale (PV@475K) ottenute alla stazione “M. Zucchelli” nel periodo 2001-2003.

T20 sono state simili a quelle osservate normalmente durante l'estate. In conseguenza del SSW, il vortice polare antartico si è distorto, diviso e prematuramente dissolto (Varotsos 2004). Questo spiega la forte variazione diurna di NO₂ nella primavera 2002, quando masse d'aria non dentrificate provenienti dalle medie latitudini, si sono mescolate con quelle contenute all'interno del vortice polare, portando ad una situazione simile a quella normalmente riscontrata durante l'autunno australe. L'analisi della vorticità potenziale (Figura 4) fornisce una chiara indicazione se la stazione si trova all'interno del vortice polare o meno. Fissando una soglia di 240 PVU, durante il 2001 e 2003 la stazione di TNB è stata all'interno del vortice per la maggior parte dell'inverno e primavera. Limitandosi al periodo 9 agosto- 20 settembre, solo in 5 giorni nel 2001 e 15 giorni nel 2003. Durante la primavera 2002 i valori PV@475 sono molto più elevati rispetto al 2001 e 2003, ma TNB rimane fuori dal vortice per la maggior parte del tempo. La stazione si è trovata nel vortice per l'ultima volta nel 2002 il giorno 255 (12 settembre), per gli anni 2001 e

2003 rispettivamente nei giorni 263 e 266

4 CONCLUSIONE

In questo lavoro sono state presentate e discusse le misure di NO₂ stratosferico ottenute mediante lo spettrometro GASCOD durante dieci anni di osservazioni alla stazione Antartica M. Zucchelli. In particolare sono stati studiati i cicli diurni e stagionali sia in condizioni imperturbate, sia all'interno del vortice polare durante il periodo di deplezione dell'ozono. Si è mostrata la dipendenza della colonna di NO₂ sia da fattori chimici e fotochimici sia da fattori dinamici. L'analisi dettagliata dei risultati ha inoltre permesso di studiare l'evento di riscaldamento stratosferico occorso durante il 2002 ed il suo effetto sulla stratosfera polare. Serie storiche di contenuti colonna di NO₂ come quella presentata sono di particolare interesse per una migliore comprensione dei fenomeni e dei cambiamenti in atto nella stratosfera polare antartica, come input di modelli di previsione meteo-climatica e per validazione di dati satellitari (Bortoli *et al.*, 2003).

La stazione GASCOD a TNB fa parte del Network QUILT (Quantification and Interpretation of Long Term UV-Vis Observations of the Stratosphere).

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Konopka, P. *et al.*, 2007. Ozone loss driven by nitrogen oxides and triggered by stratospheric warmings can outweigh the effect of halogens. *J. Geophys. Res.*, 112(D5).
- Bortoli, D. *et al.*, 2003. Stratospheric Nitrogen Dioxide In Antarctic Regions From Ground Based And Satellite Observation During 2001, Proc. SPIE, 4882: 304-313.
- Platt, U. 1999. Modern methods of the measurements of atmospheric trace gases. *Phys. Chem. Chem. Phys.*, 1: 5409-5415.
- Varotsos, C., 2004, The extraordinary events of the major, sudden stratospheric warming, the diminutive Antarctic ozone hole, and its split in 2002. *Environmental Science and Pollution Research*, 11: 405-411.

La concentrazione di O₃ e dei gas serra nell'atmosfera polare

C. Rafanelli, A. Damiani, E. Benedetti, M. Di Menno, A. Anav, I. Di Menno
Istituto di Acustica "O.M. Corbino", CNR, Roma, Italia
claudio.rafanelli@idac.rm.cnr.it

SOMMARIO: Per limitare l'aumento globale delle temperature, causato dall'incremento della concentrazione dei gas serra di origine antropica, sono stati adottati diversi provvedimenti. Il Protocollo di Montreal prima (1987) e quello di Kyoto dopo (entrato in vigore il 16 Febbraio 2005), contribuiscono a ridurre la produzione, l'impiego e l'immissione in atmosfera di sostanze nocive. In questo contesto il monitoraggio dei componenti minori atmosferici ha assunto una ulteriore rilevanza perchè finalizzato a constatare l'efficacia delle azioni intraprese. In particolare l'ozono in stratosfera, ricopre un duplice ruolo come schermo della radiazione solare UV e per il suo elevato grado di sensibilità ai clorofluorocarburi (CFC). Durante gli ultimi 20 anni, i CFC hanno contribuito in maniera determinante al suo trend negativo, in misura diversa a seconda della latitudine, ma ora sembra iniziato il suo recupero, anche se la sua valutazione è complicata dalla difficoltà di distinguere il contributo antropico da quello naturale. In particolare nelle regioni polari, specie durante il periodo invernale, fenomeni connessi ad eventi solari occasionali contribuiscono ad alterare i valori di fondo.

1 L'OZONO IN ATMOSFERA

Sin dagli anni '30 le industrie chimiche hanno contribuito alla produzione dei principali gas serra terrestri ed immesso nell'atmosfera diversi alocarburi sintetici ad elevato potenziale di riscaldamento (*global warming potential*), globalmente noti come CFC. In particolare le ricerche condotte sulle carote di ghiaccio prelevate nelle regioni polari hanno mostrato che, in atmosfera, questi composti non esistevano nel passato e quindi sono interamente da attribuirsi alle attività antropiche. In questo contesto il monitoraggio di lungo periodo della concentrazione di O₃ ha assunto un'elevata importanza in quanto molto sensibile alla concentrazione dei CFC.

In troposfera l'O₃ è un costituente tossico dello smog fotochimico, in stratosfera invece è importante per la sua funzione di schermo della radiazione solare UV ($\lambda < 310$ nm) che come noto interagisce con il DNA degli esseri viventi e ne provoca alterazioni, in qualche

caso mortali.

La presenza di CFC in stratosfera concorre alla diminuzione di O₃, quindi monitorandone gli andamenti si possono trarre indicazioni per quanto riguarda l'efficacia dei provvedimenti adottati per salvaguardare l'ambiente. Inoltre l'O₃ è esso stesso un gas serra e recenti ricerche dimostrano come la sua diminuzione possa aver contribuito, assieme all'aumento del vapor d'acqua, alla variazione della temperatura in stratosfera, che sembra essere in diminuzione.

La maggior parte dell'O₃ si trova in stratosfera con incrementi di concentrazione dai tropici ai poli. Quantità minori si trovano nella troposfera e nella mesosfera. Tipicamente il valore di O₃ all'equatore è di ~260 DU, anche se si verificano fluttuazioni annuali (alcuni percento) causate dal ciclo solare, dalla QBO (*Quasi Biannual Oscillation*) e da immissioni gassose legate all'attività vulcanica.

Come proposto per la prima volta negli anni '30, l'ozono è governato dalle "Reazioni di

Chapman” (*odd oxygen chemistry*). La radiazione UV attraversando la stratosfera attiva la fotochimica dell’ O_2 presente provocandone la dissociazione in ossigeno atomico che a sua volta si ricombina formando O_3 . Analogamente si distrugge, formando ossigeno molecolare. In seguito fu scoperto che altri fattori concorrono alla deplezione dell’ozono in stratosfera, come gli HO_x ($OH+HO_2$) e gli NO_x ($NO+NO_2$) che creano efficienti cicli catalitici (*odd hydrogen and nitrogen chemistry*) e la loro concentrazione è soggetta a modificazioni sia antropiche che naturali. Tra queste ultime, i fenomeni dovuti all’attività solare giocano un ruolo molto importante.

Le regioni polari sono luoghi privilegiati per investigare le variazioni di O_3 e indirettamente valutare le variazioni di CFC.

Risale al 1985 la scoperta, da parte di ricercatori inglesi del BAS (British Antarctic Survey), dell’esistenza, nel periodo della primavera australe, di una drammatica diminuzione di ozono sopra l’Antartide (media stratosfera), battezzata *ozone hole* (buco d’ozono) antartico (Farman *et al.* 1985). Da quel momento in poi si è dato impulso alla ricerca per capire i processi che portavano a diminuzioni così drastiche e molti aspetti della tematica sono stati chiariti. Così, al fine di evitare l’immissione in atmosfera di sostanze nocive all’ozono, nel 1987 è stato stipulato il Protocollo di Montreal che vieta la produzione di prodotti alogenati.

In Antartide la presenza del vortice polare svolge un’azione di confinamento delle sostanze chimiche presenti e le basse temperature favoriscono la formazione delle *Polar Stratospheric Clouds* (PSC). Durante la notte polare l’assenza di illuminazione non attiva la fotolisi, accumulando quantità rilevanti di depletori cioè molecole contenenti Cl e Br derivanti dai CFC che, nella primavera successiva, vengono liberate dai primi raggi solari. In seguito, mediante reazioni chimiche eterogenee che avvengono sulla superficie delle PSC, i cicli catalitici distruggono l’ O_3 formando il cosiddetto “buco dell’ozono” (vedi Solomon 1999 per una recente review).

La comunità scientifica internazionale coopera nel monitorare, sia da terra che da satellite, la concentrazione di O_3 ad elevate latitudini contribuendo allo studio del *global change*. L’Italia collabora a ciò con il Programma Nazionale di Ricerca in Antartide (PNRA) che fornisce i fondi e la logistica necessaria alle ricerche scientifiche. Il progetto portato avanti dagli autori sin dal 1992, riguarda lo studio dell’ozono stratosferico nelle aree polari mediante il monitoraggio da terra e, più recentemente, anche con studi su dati satellitari che consentono di valutare l’impatto di fenomeni connessi con l’attività solare sulla chimica degli elementi minori atmosferici. Il monitoraggio da terra è effettuato mediante tre spettrofotometri Brewer (vedi Fig. 1). Uno è posizionato in Antartide, nella base Argentina di Belgrano II ($77.87^\circ S - 34.62^\circ W$), e costituisce un nodo della rete *Global Atmospheric Watch* del *World Meteorological Organization* (WMO-GAW) per la previsione in tempo reale dell’*Ozone Hole*. Un altro è in area periantartica, ad Ushuaia ($54.82^\circ S - 68.32^\circ W$, Terra del Fuoco) e consente lo studio della variazione rapida di O_3 (vedi Fig. 2). Il terzo nell’emisfero Nord presso la base CNR “*Dirigibile Italia*” a Ny Ålesund ($78.91^\circ N - 11.93^\circ E$; arcipelago delle Svalbard) a latitudine opposta a quella di Belgrano, permette comparazioni con gli effetti riscontrati a Sud.

I primi due strumenti sono gestiti tramite un accordo di cooperazione con la *Dirección*

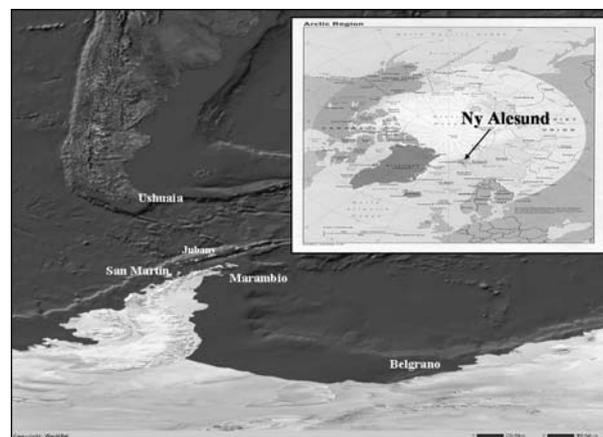


Figura 1: Ubicazione delle basi polari dove sono installati gli spettrofotometri Brewer.

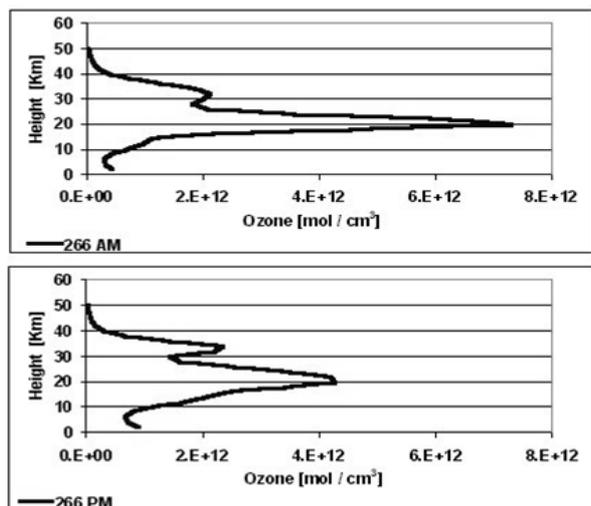


Figura 2: Profilo verticale di concentrazione d'ozono ad Ushuaia prima (in alto) e durante (in basso) il passaggio del vortice polare nella stessa giornata (23/09/1994).

Nacional del Antartico (DNA), Argentina, e l'altro tramite un altro accordo con il Norwegian Institute for Air Research (NILU), Norvegia.

2 LA CLIMATOLOGIA DELL'OZONO

In Figura 3A è evidenziato il trend negativo di O_3 dalla fine degli anni settanta ad oggi. I dati registrati a Belgrano II con lo spettrofotometro confermano quelli del sensore TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) montato sul satellite. Si può notare la brusca deple-

zione che a partire dagli anni '80 è presente in Antartide. In seguito, dalla metà degli anni novanta, il trend sembra stabilizzarsi su valori sostanzialmente costanti e questo probabilmente anche grazie alla contemporanea sospensione della produzione di CFC.

Il vortice polare antartico è molto più stabile di quello artico dove si possono verificare fenomeni di ingressione improvvisa di aria più calda proveniente da basse latitudini (*sudden warming*) favorita da onde planetarie particolarmente attive. Ciononostante, negli anni in cui i valori di ozono sono più elevati (es. 1988 e 2002, vedi Fig. 3A) l'area del vortice polare risulta meno estesa e le temperature meno rigide. In particolare nel settembre 2002 si è registrata la divisione in due parti del vortice antartico dovuta ad un *major warming* che ha portato alla "chiusura" anticipata del buco di ozono. Inoltre è importante rimarcare come all'interno della dinamica dell' O_3 siano fondamentali, oltre ai fattori antropici, i fattori naturali e, al fine di determinare al meglio i primi, è essenziale un'attenta valutazione di questi ultimi (Roscoe *et al.* 2005).

Un interessante esempio è costituito dalla Fig. 3B che riporta le medie mensili di ozono totale sopra Ushuaia dal 1978 al 2002. Anche in questo caso il trend negativo degli ultimi 20 anni, di origine antropica, è evidente ma,

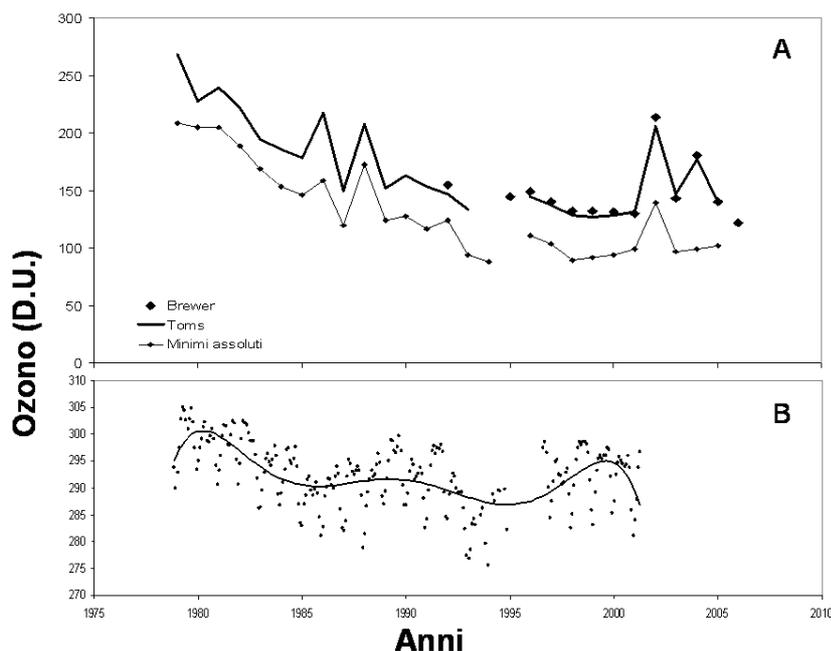


Figura 3: Andamento temporale dell'ozono (1979-2005). A - ozono medio di ottobre a Belgrano II mediante Brewer (•) e satellite TOMS (curva continua). Minimi assoluti (---) registrati all'interno del vortice. B - Andamento su Ushuaia dei valori mensili con curva interpolante.

accanto ad esso, risulta visibile anche l'andamento legato al ciclo solare undecennale (evidenziato in figura dalla curva continua) con i suoi periodi di massima e minima attività.

3 LA VARIABILITÀ DELLE SPECIE CHIMICHE DELL'ALTA ATMOSFERA

Tra i fattori naturali responsabili della variabilità dell'O₃ e degli altri composti minori dell'atmosfera, l'attività solare ricopre un ruolo fondamentale influenzandone la concentrazione sia mediante il suo ciclo undecennale sia mediante eventi occasionali.

A questo proposito è interessante esaminare il contributo che le particelle energetiche solari (SEP: *Solar Energetic Particles*) possono avere sull'atmosfera terrestre. Esse hanno origine da fenomeni solari sporadici (es. i brillamenti) che, a seguito di grandi esplosioni sulla superficie solare, iniettano particelle cariche che viaggiano nel mezzo interplanetario e una volta giunte presso la magnetosfera terrestre, ne seguono le linee di forza penetrando nell'atmosfera dai poli geomagnetici. Provocano quindi una ionizzazione addizionale nell'atmosfera polare, di diversa entità e a differente quota. Le specie maggiormente influenzate sono gli HO_x (OH + HO₂) e gli NO_x (NO + NO₂) entrambe in grado di attivare cicli catalitici di distruzione dell'ozono. Quelli dovuti alle specie HO_x hanno un elevato effetto distruttivo nell'alta stratosfera-mesosfera e risultano attivi finché non si esaurisce il flusso di particelle. Al contrario quelli legati alle specie NO_x hanno un effetto più duraturo che varia da giorni a mesi a seconda delle condizioni ambientali e risultano maggiormente attivi in stratosfera. In condizioni di scarsa luminosità, come durante la notte polare, le particelle non vengono alterate e continuano a risiedere in stratosfera per tempi anche molto lunghi. Se durante questo periodo la dinamica del vortice è particolarmente attiva, esiste la possibilità che vengano trasportate verso quote più basse e quindi riattivate.

In maniera analoga lo strato ad elevata concentrazione di NO, presente in alta mesosfera

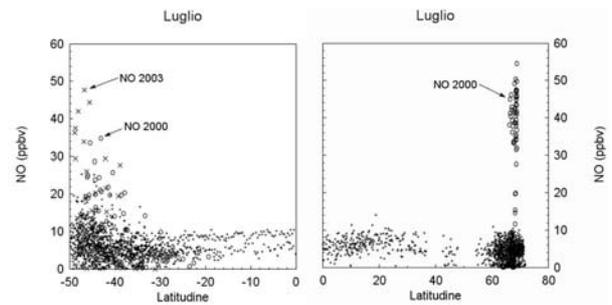


Figura 4: Climatologia del mese di luglio, mediante lo strumento HALOE, della concentrazione di NO durante l'ultimo ciclo solare (1996-2005). Emisfero nord a destra e sud a sinistra.

è connesso con le EPP (*Energetic Particles Precipitation*) principalmente di origine aurorale. In determinate circostanze, gli NO possono scendere a quote più basse ed influenzarne la chimica.

In Figura 4 è mostrata la climatologia del monossido di azoto (NO) del mese di luglio, relativa all'ultimo ciclo solare (il 23°), ad una quota di ~55 km, misurata con lo strumento HALOE (*Halogen Occultation Experiment*) del satellite UARS della NASA.

Variazioni della concentrazione di NO sono evidenti nel grafico di destra dove, alle elevate latitudini dell'emisfero Nord, nell'anno 2000 è presente un picco che supera 50 ppbv mentre la climatologia è inferiore ai 10 ppbv. Il brusco incremento è stato causato dal violento SEP verificatosi il 14 luglio 2000 (Damiani *et al.*, 2007). Nello stesso periodo anche nell'emisfero Sud (figura di sinistra) si registrano valori elevati di NO, più bassi rispetto ai precedenti a causa della latitudine meno elevata vista dal satellite. Nonostante la bassa latitudine, i valori di NO dell'anno 2003 sono considerevolmente più elevati rispetto a quelli già alti del luglio 2000. La causa è da ricercarsi nell'elevata dinamica discendente, durante l'inverno 2003, dell'aria mesosferica ricca di NO, all'interno del vortice polare.

In definitiva, nelle regioni polari durante l'inverno la mancanza d'illuminazione non consente la produzione di NO mediante ricombinazione di N₂O con l'ossigeno atomico. Inoltre anche il trasporto di masse d'aria, provenienti dalle basse latitudini e con elevati

contenuti di NO, è ostacolato dalla presenza del vortice. In queste condizioni assume importanza la produzione connessa con eventi solari sporadici (es. SEP) e con la discesa, dalla mesosfera verso la stratosfera, di masse d'aria con elevata concentrazione di NO_x.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Il protocollo di Montreal ha interrotto la produzione di CFC, ma la sua efficacia andrà valutata negli anni futuri. In questo contesto, al fine di meglio comprendere i meccanismi di depauperamento di O₃, assume importanza anche lo studio dello spessore ottico dell'aerosol (AOD), legato alla presenza di inquinanti in atmosfera.

Il recente sviluppo di tecnologie satellitari consentirà inoltre di approfondire le conoscenze sugli scambi tra strato- e mesosfera sui quali l'influenza dell'attività solare assume un ruolo importante.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Damiani, A., Storini, M., Laurenza, M., Diego, P., Rafanelli, C. (2007). Search for the ozone variability related to SEP events during the current solar cycle. *Advances in Space Research* (submitted).
- Farman, J.C., Gardiner, B.G. and Shanklin, J.D. 1985. Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction. *Nature*; 315: 207-10.
- Roscoe, H.K., Colwell, S.R., Shanklin, J.D., Rafanelli, C. *et al.* 2005. Measurements from ground and balloons during APE-GAIA – A polar ozone library. *Advances in Space Research*; 36: 835-845.
- Solomon S. 1999. Stratospheric ozone depletion: a review of concepts and history. *Reviews of Geophysics*; 37(3): 275-316.

Impatti dei cambiamenti climatici

Ciclo del carbonio in mare e cambiamenti climatici

C. Santinelli, L. Nannicini, A. Seritti

Istituto di Biofisica, CNR, Pisa, Italia
chiara.santinelli@pi.ibf.cnr.it

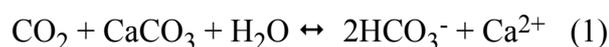
SOMMARIO: Gli oceani giocano un ruolo chiave nel regolare la concentrazione di CO₂ atmosferica, essi possono infatti immagazzinarla o rilasciarla in grandi quantità. Questa loro capacità è in gran parte dovuta alla presenza in essi della più grande riserva di carbonio organico reattivo sulla Terra: la sostanza organica disciolta (DOM). L'attività di ricerca mira a studiare la dinamica della DOM nel mar Mediterraneo, con particolare attenzione al suo ruolo come sorgente e/o riserva di CO₂. Nel Mediterraneo la ricchezza e l'estrema variabilità delle strutture fisiche, unita ai tempi molto brevi di rinnovamento delle masse d'acqua intermedie e profonde, hanno permesso di evidenziare come le strutture fisiche giochino un ruolo importante nella biogeochimica marina e come le variazioni nella circolazione termoalina possano influenzare le concentrazioni e la distribuzione spaziale della DOM.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO - IL RUOLO DEGLI OCEANI NEI CAMBIAMENTI CLIMATICI

I cambiamenti climatici, che da più di 20 anni gli studiosi di tutto il mondo stanno denunciando, sono ormai sotto gli occhi di tutti e sono state realmente osservate le prime conseguenze, già da tempo ipotizzate e modellate, come l'aumento della temperatura degli oceani (Roemmich, 1992), il cambiamento della circolazione termoalina (Bryden et al., 2005, Roether et al., 1996), lo scioglimento dei ghiacciai (Curran et al., 2003), per citarne solo alcune. È ormai comunemente accettato il ruolo che l'aumento dei gas serra (come la CO₂) ha nei cambiamenti climatici. L'enorme importanza che gli oceani hanno nel regolare la concentrazione di CO₂ atmosferica è stata riconosciuta, soltanto negli ultimi anni. La presenza di due processi: (1) la "pompa fisica", meccanismo che determina il trasporto in profondità del carbonio presente nelle acque superficiali, durante la formazione delle acque profonde e (2) la "pompa biologica", meccanismo che determina la diffusione ed il rilascio, negli strati profondi, della sostanza organica e del carbonato di calcio, formati in superficie, fanno sì che enormi quantità di CO₂ vengano immagazzinate negli oceani.

Mann e Lazier (1996) hanno riportato che l'oceano si può considerare costituito da due sfere concentriche: lo strato superficiale, in cui la pressione parziale di CO₂ è più o meno in equilibrio con quella atmosferica e le acque profonde, che invece presentano livelli di anidride carbonica 50-60 volte superiori a quelli atmosferici. Ne segue che ogni meccanismo fisico, come la presenza di un "upwelling", che aumenta il trasporto di CO₂ dagli strati profondi a quelli superficiali, può determinare un incremento della concentrazione di questo gas serra nell'atmosfera. Lo stesso effetto si potrebbe verificare a causa di una diminuzione dell'attività biologica e quindi del trasporto di CO₂ verso il fondo (pompa biologica). Nel 1993 Siegenthaler e Sarmiento hanno riportato che circa un terzo della CO₂ di origine antropica, prodotta dalla deforestazione e dall'uso di combustibili fossili, viene assorbita dagli oceani.

L'aumento di CO₂ nei primi strati degli oceani produce un aumento dell'alcalinità, dovuto all'aumento della concentrazione dello ione bicarbonato HCO₃⁻, infatti la CO₂ reagisce con lo scheletro calcareo di organismi planctonici (1), sciogliendoli.



I danni ecologici provocati da questo processo sono enormi: i) variazione della biodiversità della zona eufotica marina, ii) innalzamento della profondità di dissoluzione dei carbonati, con importanti variazioni nella concentrazione di carbonio inorganico nella colonna d'acqua, iii) acidificazione degli Oceani (Feely et al., 2004).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA - DINAMICA DELLA SOSTANZA ORGANICA DISCIOLTA IN MARE

In generale, il ruolo chiave giocato dagli oceani nei cambiamenti climatici globali è strettamente legato alla presenza in essi della sostanza organica disciolta (DOM), che rappresenta la più grande riserva di carbonio organico reattivo sulla Terra.

Il Modulo: "Dinamica della sostanza organica disciolta in mare", Commessa: "Circolazione e produttività del mare", Progetto: "Il sistema terra: interazioni tra terra solida, mare, acque interne, atmosfera e biosfera"; Dipartimento: "Terra e Ambiente", studia la dinamica della DOM nel mar Mediterraneo, con particolare attenzione al suo ruolo come sorgente e/o riserva di CO₂.

La DOM, definita come l'insieme di molecole organiche che passa attraverso un filtro da 0,2 µM, è una miscela complessa di sostanze con composizione e struttura, per la maggior parte, ancora oggi sconosciute. La sostanza organica disciolta è costituita da carbonio (DOC, ~93%), azoto (DON) e fosforo (DOP). Per avere un'idea della sua importanza basti pensare che la concentrazione di DOC negli oceani, stimata essere di circa 700 Pg C, è simile alla quantità di carbonio presente nell'atmosfera, sotto forma di CO₂ (Siegenthaler e Sarmiento, 1993). L'ossidazione netta di solo l'1% della DOM oceanica sarebbe quindi sufficiente a generare un flusso di CO₂ maggiore di quello prodotto dalla combustione dei combustibili fossili in un anno. La perdita annuale di DOC, dovuta soltanto alla sua degradazione fotochimica, è stata stimata essere di 12-16 gTC anno⁻¹ (2-3% del pool di DOC oceanico). La sua importanza è anche legata

al suo ruolo centrale nel *microbial food web*, essa infatti rappresenta la principale fonte di cibo per i batteri eterotrofi. La DOM può essere considerata come una riserva temporanea, dinamicamente stabile, di carbonio, in cui confluisce quella parte di carbonio organico che, fissata attraverso la fotosintesi, sfugge dalla catena alimentare a vari livelli: (1) rilascio extracellulare da parte del fitoplancton, (2) rilascio da parte dei consumatori attraverso: consumo disordinato, escrezione, egestione, produzione di *fecal pellets*; (3) lisi virale; (4) decomposizione di: organismi morti, neve marina, particelle organiche. La DOM può avere diversi destini, che dipendono strettamente dalla sua labilità biologica. La sua porzione labile (tempo di turnover di minuti-ore) e semi-labile (tempo di turnover di mesi) vengono consumate dai batteri e possono essere: (i) trasformate in biomassa batterica e quindi attraverso il *microbial loop* tornare nella catena alimentare; (ii) respirate a CO₂; (iii) trasformate e rilasciate di nuovo come DOM, presumibilmente più refrattaria. La porzione refrattaria invece rimane per un tempo molto lungo, la sua età media nell'Oceano è stimata essere di 4000-6000 anni. La più importante, da un punto di vista biogeochimico, è la frazione semi-labile che, sfuggendo al rapido consumo batterico, può essere accumulata e quindi trasportata in profondità, determinando un immagazzinamento di carbonio per tempi superiori ai 10 anni.

Questo gruppo di ricerca porta avanti da più di 10 anni lo studio della dinamica della sostanza organica disciolta nel mar Mediterraneo con particolare attenzione al ruolo dei processi fisici e biologici nella sua distribuzione. L'attività di ricerca prevede un approccio olistico allo studio della DOM, si mira cioè a studiare la sua concentrazione in termini quantitativi (concentrazione di DOC), senza una caratterizzazione a livello molecolare. Si valuta poi la sua variazione in funzione degli altri parametri chimici, fisici e biologici. Numerose campagne oceanografiche interdisciplinari sono state effettuate e vengono ancora portate avanti nel Mediterraneo, durante

queste sono stati raccolti campioni per la misura del DOC dalla superficie al fondo in molte stazioni (Fig. 1).

Talvolta lo stesso campionamento è stato ripetuto in periodi diversi, al fine di valutare un'eventuale variabilità stagionale o interannuale.

L'attività di ricerca è portata avanti nel Mediterraneo non solo perché è il mare che bagna l'Italia e che quindi ci interessa in modo diretto, ma anche perché esso è caratterizzato da una varietà di processi biogeochimici, comuni alla maggior parte degli oceani. Date le sue piccole dimensioni, esso può essere considerato come un laboratorio naturale per studiare, su scala temporale e spaziale ridotta, i principali processi fisici (formazione delle acque profonde, circolazione delle principali masse d'acqua, scambi negli stretti, *upwelling*), chimici (ciclo del carbonio, e dei nutrienti) e biologici (distribuzione degli organismi e loro attività biologica, struttura e funzionamento degli ecosistemi) che avvengono negli oceani e per monitorare gli effetti che i cambiamenti climatici possono avere, su scala globale, su questi processi. Lo studio del ruolo dei cambiamenti climatici nel ciclo del carbonio nel Mediterraneo è l'obiettivo di un progetto nazionale VECTOR (Vulnerabilità delle Coste e degli ecosistemi marini italiani

ai cambiamenti climatici e loro ruolo nei cicli del carbonio mediterraneo), finanziato da: Ministero dell'Istruzione, dell'Università e della Ricerca Ministero dell'Economia e delle Finanze Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio Ministero delle Politiche Agricole e Forestali con Fondo Integrativo. L'attività in campo rappresenta inoltre la base di partenza per fornire dati indispensabili alla realizzazione e validazione di modelli, che hanno l'obiettivo di prevedere l'effetto dei cambiamenti climatici sull'ecosistema marino. Questo è l'obiettivo di un progetto Europeo (IP) SESAME (*Southern European Seas Assessing and Modelling Ecosystem changes*), finanziato dall'Unione Europea nell'ambito del VI programma quadro, priorità: "Sustainable Development, Global Change and Ecosystems".

È stato più volte osservato come cambiamenti nel clima determinino cambiamenti nella circolazione termalina sia nell'Oceano (Bryden et al., 2005) che nel Mediterraneo (Roether et al., 1996). In particolare a cavallo tra gli anni '80 e '90 fu osservato nel Mediterraneo Orientale un significativo cambiamento nella circolazione termalina che ha preso il nome di *Eastern Mediterranean Transient* (EMT), l'effetto di tale fenomeno sui cicli biogeochimici è stato studiato nel-

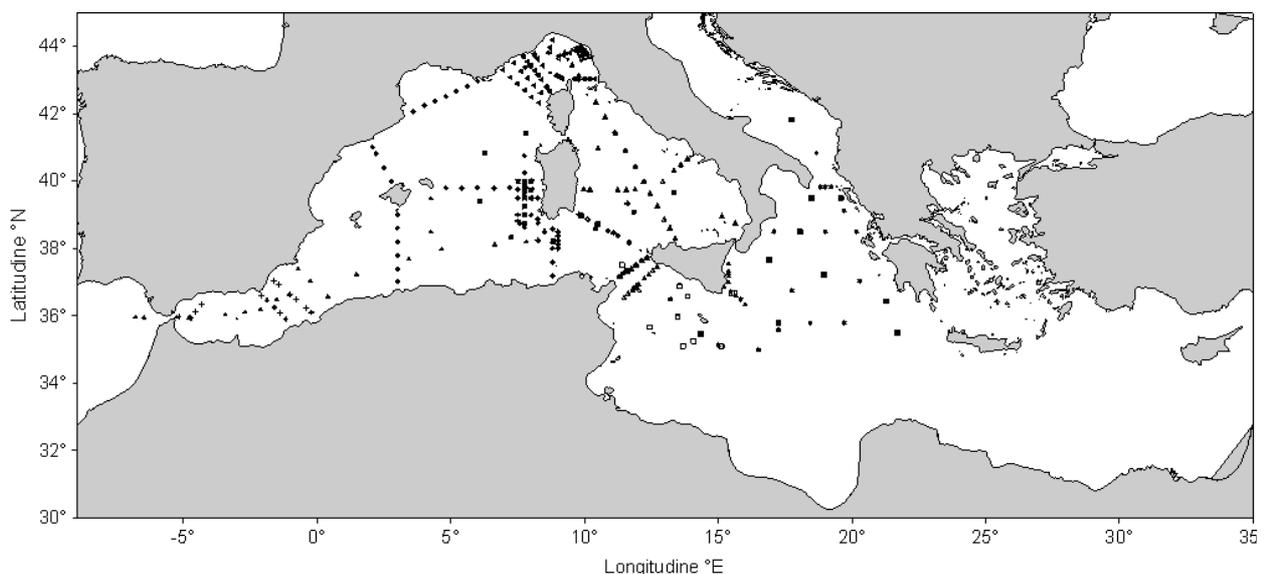


Figura 1: Stazioni in cui il modulo "Dinamica della sostanza organica disciolta in mare" ha prelevato campioni per la misura di carbonio organico disciolto (DOC) lungo la colonna d'acqua dal 1999 ad oggi.

l'ambito del progetto SINAPSI (*Seasonal, INterannual and decAdal variability of the at-mosPhere, oceanS and related marIne ecosy-stems*), finanziato dal Ministero per l'Univer-sità e la Ricerca Scientifica e Tecnologica e dal Consiglio Nazionale delle Ricerche.

3 RISULTATI RILEVATI

La concentrazione della DOM in mare è prin-cipalmente il risultato di processi biologici di produzione e consumo, mentre la sua distri-buzione spaziale è strettamente legata ai pro-cessi fisici.

Questo risulta particolarmente vero nel mar Mediterraneo. Qui infatti la ricchezza e l'estrema variabilità delle strutture fisiche, unita ai tempi molto brevi di rinnovamento delle masse d'acqua intermedie e profonde, hanno permesso di evidenziare in maniera chiara come le variazioni nella circolazione termoalina possano influenzare le concentrazioni e la di-stribuzione spaziale della sostanza organica disciolta. A titolo di esempio sono riportati tre profili verticali di DOC osservati nel bacino Algero Provenzale (a), nel Golfo del Leone (b) e, in due diversi periodi, nello Ionio (c). Questi possono essere considerati rappresen-tativi di aree del Mediterraneo, caratterizzate

da diverse strutture fisiche. In particolare, il bacino Algero Provenzale, caratterizzato da fenomeni piuttosto intensi di mescolamento verticale, mostra un profilo di DOC con valo-ri alti in superficie (~80 μM) e un andamento piuttosto omogeneo al di sotto dei 500 m con valori medi di ~50-55 μM (per approfondi-menti vedi Santinelli *et al.*, 2002). Nel Golfo del Leone la principale differenza si osserva nelle acque profonde, al di sotto dei 1500 m, dove è presente una acqua profonda nuova, formata nel Gennaio 2005. Il minimo (~40 μM) osservabile intorno a 300-500 m è at-tribuibile alla presenza dell'acqua intermedia (LIW: acqua levantina intermedia), che è l'acqua più vecchia presente nel bacino Occi-dentale. Questo profilo di DOC (minimo nelle acque intermedie ed aumento nelle acque profonde) (Fig. 2b) è tipico di tutte le stazio-ni, in cui è stata osservata la presenza di una LIW, "vecchia", e di un'acqua profonda "gio-vane" (Santinelli *et al.*, 2006). L'età di una massa d'acqua si definisce considerando l'ul-tima volta in cui essa è stata a contatto con l'atmosfera. Indice di questo è il suo contenu-to di ossigeno. Un maggior contenuto di ossi-geno infatti è tipico di un'acqua più giovane, in quanto indica che questa è stata recente-mente in contatto con l'atmosfera; con il pas-

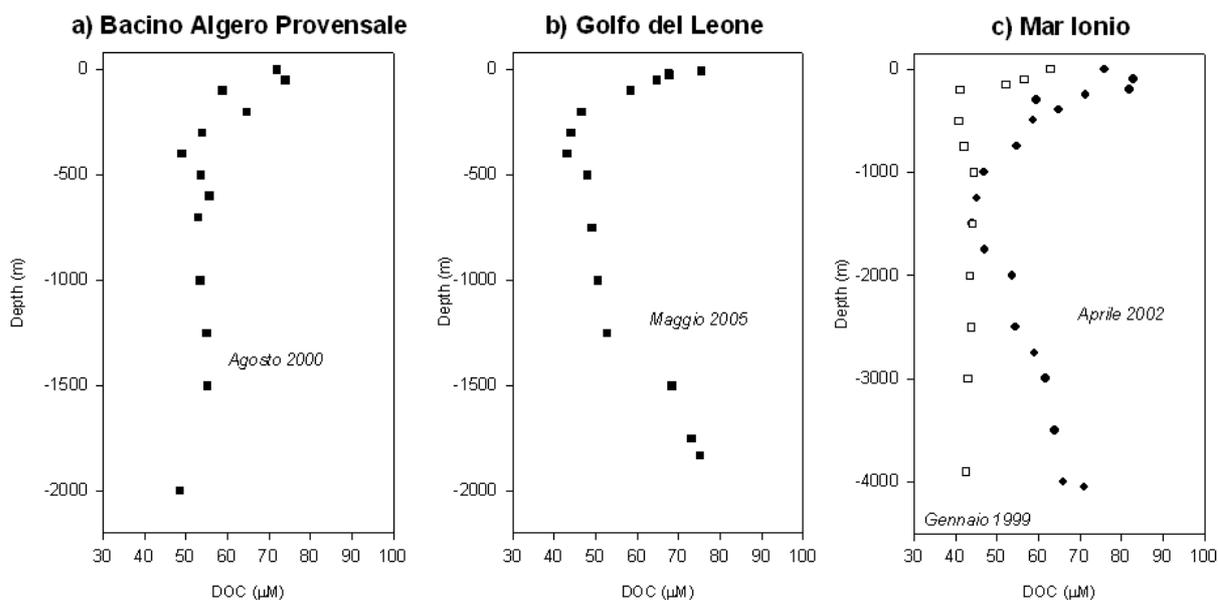


Figura 2: Profili verticali di carbonio organico disciolto (DOC) in tre aree del mediterraneo caratterizzate da diverse strutture fisiche

sare del tempo l'ossigeno viene consumato ad opera dell'attività batterica e l'acqua si dice più vecchia. Nel mar Ionio la situazione cambia sostanzialmente dal 1999 al 2002 (Fig. 2c). Qui è chiaramente visibile l'effetto che i cambiamenti nella circolazione termoalina, dovuti al EMT, hanno sulla distribuzione del DOC. La sua concentrazione è più bassa nel 1999 sia nello strato intermedio che nelle acque profonde. Durante il transiente la LIW è rimasta costretta a circolare nel bacino Levantino, per cui nel 1999, quando essa raggiunge lo Ionio, è molto più vecchia (valori di ossigeno molto bassi) e di conseguenza quasi tutta la porzione di DOC semi-labile è stata consumata (Seritti *et al.*, 2003). Questo spiega la sua concentrazione più bassa rispetto al 2002 quando la LIW che arriva nello Ionio si è formata da poco tempo ed è quindi ancora ricca di DOC semi-labile. La differenza nello strato profondo è spiegata dal cambiamento nella sorgente di acque profonde per il Mediterraneo orientale; infatti, nel 1999 la principale sorgente di acqua densa era il Mar Egeo, mentre nel 2002 l'Adriatico torna ad essere la sorgente primaria dell'acqua profonda del Mediterraneo Orientale. L'elevato apporto nel 2002 di acqua "giovane" proveniente dall'Adriatico può spiegare i valori molto alti di DOC ($\sim 70 \mu\text{M}$) trovati negli strati profondi (Fig. 2c). Il trasporto in profondità di un'elevata porzione di DOC semi-labile ha un'enorme importanza per l'ecosistema profondo, in quanto rappresenta una sorgente di carbonio fondamentale per i batteri.

Riassumendo, il principale risultato, che ha trovato conferma in tutte le campagne svolte nel Mediterraneo, è che la distribuzione del DOC lungo la colonna d'acqua è determinata dalla presenza e circolazione di diverse masse d'acqua, piuttosto che dalla diffusione verticale della sostanza organica, prodotta in superficie. Tale considerazione nasce dalla constatazione che: (1) Il DOC presenta concentrazioni caratteristiche in ogni massa d'acqua, tali concentrazioni si ritrovano anche a distanza di anni, purché non siano avvenuti cambiamenti significativi nella circolazione.

(2) La concentrazione di DOC può essere messa in relazione all'età, origine, storia di ogni massa d'acqua. (3) Il contenuto di DOC diminuisce quanto più ci si allontana dalla sorgente di una massa d'acqua; questo può essere dovuto al consumo della sua porzione semi-labile, presente nella massa d'acqua all'origine, che avviene durante il tragitto di questa dalla sorgente al sito dove il DOC viene misurato. (4) Dove esistono importanti processi di mescolamento verticale, il DOC presenta una distribuzione piuttosto omogenea lungo la colonna d'acqua e le differenze tra masse d'acqua vengono minimizzate. (5) L'EMT ha portato una modificazione significativa nella distribuzione del DOC nel Mediterraneo Orientale. (6) Le acque intermedie e profonde del Mediterraneo presentano una concentrazione di DOC più elevata rispetto a quelle oceaniche. Questo può essere messo in relazione alle diverse scale temporali di rinnovamento. Nel Mediterraneo, a differenza che nell'oceano, quasi ogni inverno, le acque intermedie e profonde ricevono un contributo di acqua superficiale giovane e quindi ricca di DOC, mentre il tempo di rinnovo delle acque oceaniche è di centinaia di anni. La scoperta di elevate concentrazioni (fino a $90 \mu\text{M}$) di DOC in acque profonde di recente formazione ha conseguenze molto importanti circa il ruolo del DOC nel sequestro di carbonio dall'atmosfera e nel fornire un'importante sorgente di energia per il metabolismo delle acque profonde. Uno studio condotto nel Mediterraneo occidentale ha confermato la relazione tra l'aumento di DOC nello strato profondo e la presenza di una massa d'acqua profonda formata pochi mesi prima. La quantità e la qualità del DOC trasportato in profondità è strettamente dipendente dalle dinamiche superficiali e dalla formazione dell'acqua profonda. Concludendo, si può asserire che i cambiamenti nel clima determinano cambiamenti nella circolazione termoalina, come è già stato osservato durante il Transiente; questi, attraverso una diversa distribuzione del DOC, hanno un effetto importante su tutto l'ecosistema marino.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Molti sono gli aspetti della DOM in mare ancora sconosciuti, in particolare soltanto una piccola frazione, che nella migliore delle ipotesi arriva al 25%, è stata caratterizzata a livello molecolare.

Un primo e necessario passo avanti è la messa a punto di una tecnica per concentrare la DOM, senza perderne frazioni significative. Ad oggi questo non è possibile data la sua estrema complessità e la presenza nel suo pool di sostanze con diverse caratteristiche fisico-chimiche in una matrice molto salata. Questo è alla base di una miglior comprensione dei processi di produzione, consumo e trasformazione della DOM, del suo ruolo nell'export di carbonio, dei processi e delle caratteristiche molecolari che determinano la sua lability. In particolare la disponibilità di DOM a concentrazioni sufficienti permetterebbe l'applicazione di sofisticate tecniche spettroscopiche e molecolari che porterebbero alla sua caratterizzazione. Le domande ancora aperte sono molte: (1) Quanto DOC è portato in profondità durante la formazione delle acque profonde? Questa quantità è sufficiente a supportare la richiesta di carbonio dei batteri eterotrofi? (2) Quanto del DOC misurato è semi-labile e quanto è refrattario? (3) Quali processi determinano la formazione e/o trasformazione di entrambe le componenti? (4) Come e quanto l'azione dei raggi ultravioletti sulla DOM modifica le sue caratteristiche molecolari, determinando un diverso grado di lability? (5) Quale frazione della DOM è fotochimicamente labile? A cosa è dovuta tale lability? (6) Qual è la stechiometria (C:N:P) all'interno della DOM? Come e perché varia?

Trovare una risposta a queste domande è una grande sfida che permetterebbe di quantificare i processi che determinano il sequestro e/o il rilascio di CO₂ da parte degli Oceani e di meglio comprendere gli effetti che i cambiamenti climatici possono avere su tali processi.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Bryden H.L., Longworth H.R. e Cunningham S.A., 2005: Slowing of the Atlantic meridional overturning circulation at 25°N. *Nature* 438: 655-657.
- Feely R.A., Sabine C.L., Lee K., Berelson W., Kleypas J., Fabry V.J. e Millero F.J., 2004: Impact of Anthropogenic CO₂ on the CaCO₃ System in the Oceans. *Science* 305: 362-366.
- Mann K.H. & Lazier J.R.N., 1996: The oceans and global climate change: physical and biological aspects. In Mann K.H. & Lazier J.R.N (eds.), *Dynamics of marine ecosystems. Biological-physical interactions in the oceans*: 317-347, Blackwell Science Inch: Cambridge.
- Curran M.A.J., Mark A.J., van Ommen T.D., Morgan V.I., Phillips K.I. & Palmer A.S., 2003: Ice Core Evidence for Antarctic Sea Ice Decline Since the 1950s. 2003. *Science* 302: 1203-1206.
- Roemmich D., 1992: Ocean Warming and Sea Level Rise Along the Southwest U.S. Coast. *Science*: 257: 373-375.
- Roether W., Manca B.B., Klein B., Bregant D., Georgopoulos D., Beitzel V., Kovacevic D.V. & Luchetta A., 1996: Recent changes in eastern Mediterranean Deep Waters. *Science* 271: 333-335.
- Santinelli C., Manca B. B., Gasparini G.P., Nannicini L., Seritti A., 2006: Vertical distribution of dissolved organic carbon (DOC) in the Mediterranean Sea. *Climate Research*: 31, 205-216.
- Santinelli C., Gasparini G.P., Nannicini L. & Seritti A., 2002: Vertical distribution of dissolved organic carbon (DOC) in the Western Mediterranean Sea in relation to the hydrological characteristics. *Deep-Sea Research I*, 49(12): 2203-2219.
- Seritti A., Manca B. B., Santinelli C., Murru E., Boldrin A. & Nannicini L., 2003: Relationships between hydrological properties and dissolved organic carbon (DOC) in the Ionian Sea (winter 1999). *Journal of Geophysical Research Oceans*, 108, C9, 8112, doi: 10.1029/2002JC001345.
- Siegenthaler U. & Sarmiento J.L., 1993: Atmospheric carbon dioxide and the ocean. *Nature* 365: 119-125.

Analisi di parametri meteomarini per studi energetici e morfodinamici di lungo periodo

C. Brandini, A. Orlandi, A. Ortolani, G. Giuliani, B. Gozzini

Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia

brandini@lamma.rete.toscana.it

SOMMARIO: L'elaborazione degli spettri di energia prodotti dai modelli correntemente usati per le previsioni/analisi del moto ondoso, archiviati al più alto livello di risoluzione disponibile, permette di conservare la traccia del complesso di generazione e propagazione delle onde energeticamente più significative, utile sia negli studi di evoluzione climatica, sia nella costruzione di dati di input o forzanti per i modelli di scala locale e costiera. Gli effetti dei cambiamenti climatici indotti, in questo caso, da variazioni nel regime anemologico, possono essere studiati attraverso l'evoluzione della traccia spettrale di un numero eventualmente molto grande di eventi, opportunamente combinati tra loro, per applicazioni di morfodinamica costiera o per lo studio di particolari dinamiche biologiche.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 Cambiamenti climatici e moto ondoso

In anni recenti un crescente numero di studi sui cambiamenti climatici si è concentrato sul problema dell'innalzamento del livello medio marino, a causa dello scioglimento dei ghiacci polari, con conseguenze drammatiche per molte aree costiere. Nell'area Mediterranea tuttavia, le reti di misurazione del livello medio marino non evidenziano, almeno fino ad oggi, un trend di crescita significativamente diverso dal periodo precedente. Ciononostante appare preoccupante l'avanzamento del mare in molti tratti, a causa di processi erosivi. Le cause di quest'erosione sono molteplici, spesso di origine antropica, in parte valutabili come conseguenza diretta o indiretta dei cambiamenti climatici (la diminuzione degli apporti solidi fluviali non è, ad esempio, solo dovuta alla politica di uso del territorio, ma anche alla riduzione delle portate fluviali e degli eventi di piena).

È lecito attendersi che l'innalzamento del livello medio marino produrrà cambiamenti geomorfodinamici che stabiliranno nuove condizioni di equilibrio (eventualmente in rapido cambiamento) tra le caratteristiche morfologiche, geologiche e idrodinamiche

delle coste. Tuttavia le proiezioni future riguardanti i profili di costa sommersi, si limitano a stabilire l'intersezione del futuro livello medio marino col profilo attuale della linea di riva senza tener conto di questa risposta (morfodinamica) dei litorali.

L'elemento chiave per la caratterizzazione dell'idrodinamica costiera (e quindi della morfodinamica) consiste nella valutazione del flusso di energia ondosa, che investe la costa e ha un carattere strettamente locale. Le implicazioni legate alla dinamica del flusso di energia ondosa, non si manifestano solo nei processi di trasporto solido, ma anche nel campo dei fenomeni biologici. L'interrelazione tra sedimenti sospesi e dinamiche biogeochimiche, o lo sviluppo abnorme di talune specie algali dannose, ad esempio, possono essere correlate all'incremento o all'indebolimento di meccanismi di turbolenza idrodinamica, dipendenti dal flusso di energia ondosa e quindi da variazioni del regime anemologico.

Lo sviluppo della modellistica atmosferica e di moto ondoso permette oggi di avere a disposizione un crescente numero di dati meteomarini, e di ricostruire gli eventi significativi prodotti negli ultimi decenni. Questa informazione è di elevata risoluzione e permette di disporre di dati di informazione che,

una volta validati, possono essere elaborati per applicazioni ambientali.

1.2 Il flusso dell'energia d'onda

L'idrodinamica costiera è dominata da fenomeni di circolazione nei quali il moto ondoso gioca un ruolo dominante.

Molte quantità caratteristiche delle condizioni del mare dipendono in modo non lineare dall'altezza d'onda incidente. Ad esempio, dipendono dal quadrato dell'altezza d'onda: il cosiddetto *radiation stress* (tensione di radiazione) che determina, tramite i suoi gradienti spaziali, il *set-up* d'onda, le correnti litoranee, le *rip currents*, le celle di circolazione; la turbolenza, che può essere correlata al rateo locale di dissipazione dell'energia ondosa; il trasporto solido (prevalentemente in sospensione, ma spesso espresso nella forma di trasporto totale) che dipende dal flusso di energia entrante nella zona dei frangenti; il trasporto di massa superficiale (*Stokes drift*) che dà un contributo non trascurabile al moto di particelle flottanti.

Nella determinazione delle quantità sopra descritte, e in molte applicazioni, appare limitativo, se non sbagliato, fare riferimento a parametri di moto ondoso ottenuti attraverso l'elaborazione statistica di dati già espressi in forma sintetica (altezza d'onda significativa H_s , periodo di picco T_p , direzione media D_m). L'elaborazione di questi dati è fonte di una notevole perdita di informazione, non permette di evidenziare regimi distinti (che spesso si sovrappongono) e non consente di esaminare le forzanti locali che costituiscono le condizioni al contorno per i modelli di propagazione delle onde, di trasporto solido, di dinamica biogeochimica.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Sistemi di analisi e previsione delle onde.

I sistemi previsionali e di analisi, basati su modelli numerici per il calcolo del moto ondoso e delle correnti marine dalle scale di bacino alle scale regionali e costiere, hanno acquisito un discreto grado di affidabilità. I dati

prodotti da questi sistemi possono oggi essere utilizzati per propagare a costa, e al livello di dettaglio desiderato, le condizioni iniziali, i dati al contorno e le forzanti per specifici modelli di dettaglio, che descrivono le caratteristiche idrodinamiche della fascia costiera e il trasporto solido.

Presso il laboratorio LaMMA del CNR Ibimet è attivo un sistema di previsioni/analisi meteorologiche, le cui componenti fondamentali sono:

- un modello meteorologico a mesoscala, a fisica completa, in grado di fornire tutte le forzanti atmosferiche ai modelli marini (WRF); il modello operativo viene inizializzato 4 volte al giorno utilizzando i dati di analisi dei modelli a scala globale NCEP ed ECMWF con risoluzione spaziale di 10 km sull'intero bacino del Mediterraneo, al fine di ottenere previsioni ad alta affidabilità per l'inizializzazione di modelli marini;
- un modello non stazionario di previsione del moto ondoso in acque profonde, che descrive i processi di generazione, propagazione e trasformazione del moto ondoso (WW3); Il modello è operativo presso il LaMMA con una risoluzione media di 10 Km su tutta l'area mediterranea, e di circa 2 Km sull'area regionale toscana.

2.2 L'elaborazione delle informazioni acquisite.

Le quantità legate al flusso di energia ondosa che investe un dato tratto di costa, quali il trasporto solido totale, sono espresse in funzione del quadrato dell'altezza d'onda incidente, ad esempio si può porre

$$P_i = kH_i^2 \sin(2\theta) \quad (1)$$

La quantità sopra descritta si riferisce al rateo di trasporto solido e va quindi moltiplicata per l'intervallo di tempo Δt_i nel quale si assumono approssimativamente costanti le caratteristiche di un certo stato di mare. Quest'ultimo è descritto nella maniera più appropriata attraverso spettri direzionali di energia $S(f, \theta)$, che sono le tipiche variabili utilizzate all'in-

terno dei modelli di propagazione del moto ondoso. L'altezza d'onda significativa, ottenuta a partire dallo spettro, è data da:

$$H_{m_0} = 4\sqrt{m_0} \quad (2)$$

dove m_0 è calcolato attraverso la relazione:

$$m_0 = \int_0^{2\pi} \int_0^\infty S(f, \theta) df d\theta \quad (3)$$

Agli effetti del trasporto solido prodotto dalla totalità degli stati di mare analizzati si possono definire un'altezza e una direzione d'onda i cui effetti, in termini di flusso di energia sono, nel periodo considerato, equivalenti a quelli prodotti dalla somma dei flussi relativi al clima meteomarinario.

$$\sum kH_i^2 \sin(2\theta_i) \cdot \Delta t_i = kH_m^2 \sin(2\theta_m) \sum \Delta t \quad (4)$$

Chiaramente i singoli eventi in termini di altezza d'onda e direzione possono essere analizzati in termini degli spettri di moto ondoso a partire dai quali sono stati elaborati. Questa informazione non è quasi mai disponibile, in forma economica, a meno di non utilizzare i dati prodotti dai modelli di propagazione del moto ondoso (ad esempio, uno tra WAM, WW3, SWAN).

Le singole componenti dello spettro energeticamente "equivalente" possono essere calcolate. Con facili passaggi si ottiene

$$S_{jk}^{eq.} = \frac{\sum_i S_{jk} \sin(2\theta_i) \cdot \Delta t_i}{\sum_i \sin(2\theta_m) \cdot \Delta t_i} \quad (5)$$

Estendendo la sommatoria ai soli eventi energeticamente significativi (con un criterio sopra soglia) si ottiene così uno spettro equivalente, dal punto di vista degli effetti energetici e morfodinamici, agli spettri prodotti dagli stati di mare energeticamente più significativi. Il vantaggio è che le caratteristiche dello spettro così definito possono essere utilizzate per modelli di dettaglio (dove è necessario

specificare le componenti spettrali che generano uno stato di mare), oltre che per evidenziare i regimi di moto ondoso prevalenti o più significativi. Gli spettri così elaborati permettono inoltre di evidenziare la traccia degli eventi che danno il maggior contributo al flusso di energia che impatta una regione costiera.

3 RISULTATI RILEVANTI

Esempi di contenuto spettrale, elaborati a partire dai dati del sistema WRF-WW3, e riferiti a un periodo di due anni (2005- 2006) sono riportati nelle Figure 1 e 2. La Figura 1 si riferisce, in particolare, all'elaborazione statistica di un punto in prossimità di Marina di Massa. Lo spettro risultante deriva dall'analisi dei soli eventi ritenuti significativi ($H_s > 1m$). La forma di questo spettro è molto simile a quella caratteristica di un singolo evento, a parte per un maggiore *spreading* angolare e in frequenza, ed evidenzia come nettamente prevalenti, ai fini della determinazione del trasporto litoraneo, le direzioni comprese tra 30°N e 60°N (in convenzione oceanografica). Questo spettro corrisponde a uno stato di mare "virtuale" di altezza significativa pari a circa 2 m, e direzione 38°N.

Lo spettro rappresentato in Figura 2 è invece relativo a un punto all'interno del Golfo di

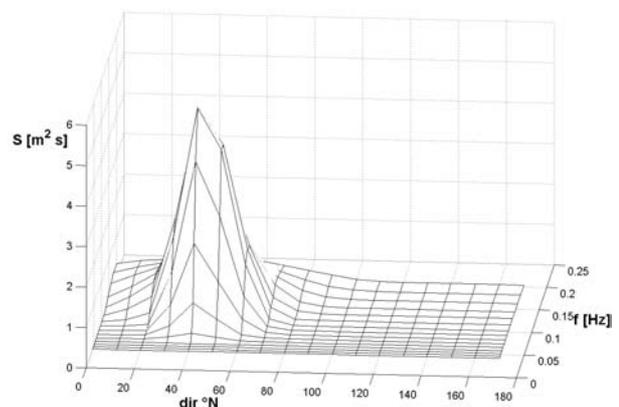


Figura 1: Combinazione degli spettri d'energia per Marina di Massa.

Follonica, per il quale si evidenzia la presenza di due distinti picchi di energia, di cui uno prevalente con direzione intorno a 20°N (verso NNE), e uno meno marcato proveniente dalle direzioni tra 70°N e 80°N (verso ENE). L'applicazione di un semplice modello a raggi - basato su una procedura lineare di *ray tracing* - all'area del Golfo di Follonica evidenzia come questi due picchi corrispondano effettivamente a due diversi settori (A e B) fisicamente separati dalla presenza dell'Isola d'Elba (Figura 3). Lo stato di mare equivalente ha un'altezza d'onda significativa di circa 1,4 m e una direzione di circa 25°N, ma è chiaro come una rappresentazione dello stato di mare in termini di quantità statistiche mediate (quali altezza d'onda significativa e direzione media) non permette di analizzare situazioni complesse che possono subire, nel lungo periodo, cambiamenti nel regime del vento e del moto ondoso.

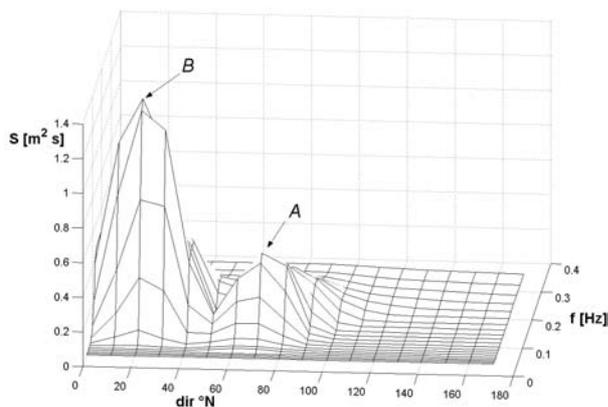


Figura 2: Combinazione degli spettri d'energia per Follonica

4 CONCLUSIONI

L'utilizzo dei dati spettrali opportunamente elaborati permette di rappresentare le onde nella fascia costiera, e quindi processi quali il trasporto solido o gli effetti della turbolenza litoranea che possono avere un impatto anche nelle dinamiche biologiche. Gli effetti di

cambiamenti climatici (indotti da variazioni nel regime anemologico) possono essere di immediata individuazione tramite la traccia spettrale di più eventi combinati tra loro lungo intervalli di tempo piuttosto lunghi per i quali siano disponibili le informazioni elaborate da modelli di propagazione del moto ondoso.

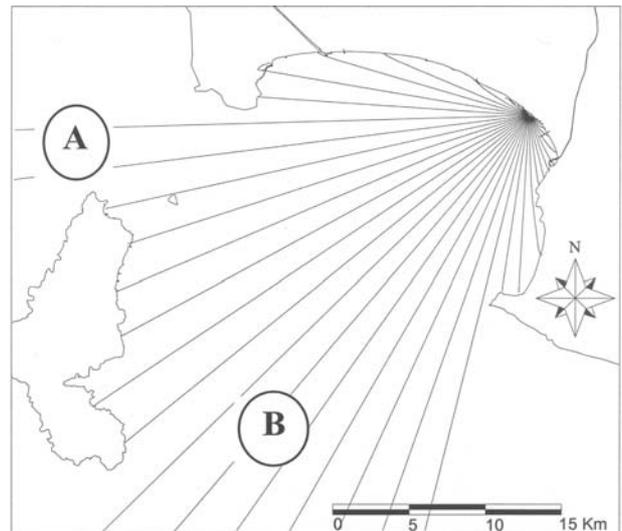


Figura 3: Individuazione dei settori di provenienza delle onde tramite ray tracing: Golfo di Follonica.

5 PROSPETTIVE FUTURE

Il trasferimento delle informazioni elaborate dai modelli previsionali alle scale costiere tramite l'elaborazione spettrale è del più grande interesse per la costruzione di sistemi di monitoraggio innovativi a costi sostenibili e di buona affidabilità.

6 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Fredsoe J. e Deigaard R. 1994. *Mechanics of Coastal Sediment Transport*, World Scientific.
- IPCC 2001. *Climate change 2001: the scientific basis*.

Accelerati tassi di sequestro di anidride carbonica nelle acque profonde del Mediterraneo Orientale durante il Transiente

M. Azzaro, R. La Ferla

Istituto per l'Ambiente Marino Costiero, CNR, Messina, Italy
maurizio.azzaro@iamc.cnr.it

SOMMARIO: Durante l'ultimo secolo la concentrazione di anidride carbonica nell'atmosfera è aumentata dai livelli pre-industriali agli attuali di circa il 25%. Il risultante rinforzo dell'effetto serra è stato parzialmente tamponato dai vari sistemi terrestri ed in particolare un ruolo chiave lo hanno avuto gli oceani. In questo studio viene riportato un andamento decennale del sequestro di anidride carbonica nel Mar Ionio durante l'evoluzione dell'evento climatico "Transiente". Le giovani e più ossigenate acque fuoriuscite dall'Egeo, hanno convogliato il proprio carico organico preformato nello Ionio, consentendo al biota marino profondo di incrementare in pochi anni l'efficienza di sequestro della CO₂ di circa quattro volte. Gli elevati tassi di remineralizzazione registrati hanno riportato in pochi anni il tenore di O₂ ai livelli delle acque di origine adriatica residenti nella situazione pre-Transiente, con probabili implicazioni future di un avvento di anossia.

1 ANIDRIDE CARBONICA ANTROPOGENICA E SUO POTENZIALE SEQUESTRO NELLE PROFONDITÀ OCEANICHE

1.1 Pompa biologica oceanica e continentale

Durante l'ultimo secolo l'aumento globale del consumo di combustibili fossili insieme alla ridotta capacità della rimozione dell'anidride carbonica atmosferica causata dalla deforestazione, ha causato un drammatico input di CO₂ nell'atmosfera. Il risultante aumento del naturale "effetto serra" è stato parzialmente bilanciato dal sequestro della CO₂ nelle profondità oceaniche e senza questa compensazione l'aumento di anidride carbonica nell'atmosfera sarebbe duplicato. Infatti, studi specifici hanno supportato il ruolo significativo svolto dalla "biological pump" oceanica (Packard *et al.*, 1988) e della "shelf pump" continentale (Thomas, 2003) nell'abbattimento della crescente CO₂ atmosferica.

1.2 Principali mezzi di mitigazione utilizzati nell'oceano

L'opzione di immagazzinare anidride carbonica nelle profondità oceaniche è un mezzo

potenziale di mitigazione dei cambiamenti climatici che sta ricevendo negli ultimi anni un aumentato livello di attenzione all'interno della comunità accademica, industriale e politica. Nell'oceano le principali strategie correntemente studiate sono: a) la fertilizzazione dei deserti oceanici con micro- e macronutrienti che innesca blooms fitoplanctonici e conseguentemente un aumento dell'assimilazione dell'anidride carbonica e b) la diretta iniezione di CO₂ nelle acque profonde oceaniche al di sotto dei 1000 m di profondità, con conseguente sequestro per tutto il tempo di residenza della massa d'acqua (~1000 anni negli oceani). Gli effetti a lungo termine e le potenziali conseguenze del sequestro oceanico dell'anidride carbonica utilizzando queste strategie, sono ancora sconosciuti.

2 IL TRANSIENTE DEL MEDITERRANEO ORIENTALE: UN CASO DI STUDIO

2.1 Background del Transiente

Il Transiente (EMT) è un evento causato da una combinazione di fattori meteorologici e idrologici che hanno drammaticamente modi-

ficato la pre-esistente circolazione termo-alina del Mediterraneo Orientale negli anni '90 (Roether *et al.*, 1996). In sintesi circa il 20 % delle acque profonde di origine adriatica, residenti al di sotto dei 1500 metri nel Mediterraneo Orientale, sono state rapidamente rimpiazzate da giovani acque di origine Egea (Cretan Sea Overflow Water, CSOW). La nuova sorgente Egea aveva rimpiazzato la precedente sorgente Adriatica delle acque profonde, con acque che avevano differenti proprietà (più alte temperature e salinità rispetto a quelle di origine adriatica). Le CSOW erano caratterizzate da più alti livelli di O₂ disciolto, più alte concentrazioni di nutrienti, clorofluorocarburi (CFC-12) e ¹³⁷Cs, e più alte stime di carbonio organico disciolto (DOC) rispetto alle precedenti acque profonde residenti nel Mediterraneo Orientale (Seritti *et al.*, 2003). Il carico organico veicolato dalle acque Egee ha alimentato il biota marino profondo che ha utilizzato per l'ossidazione biologica molto dell'ossigeno trasportato dalla nuova massa d'acqua.

2.2 Protocolli di campionamento e Set di dati

I dati analizzati nel presente lavoro derivano da diversi studi multidisciplinari di campo condotti nel periodo dal 1995 al 2004 con la N/O Urania del CNR. I dettagli delle campagne e delle procedure di campionamento sono stati descritti da La Ferla *et al.* (2003). I tassi di produzione metabolica di anidride carbonica (CDPR) riportati in questo studio sono stati misurati per mezzo del saggio dell'attività ETS proposto da Packard *et al.* (1988). L'attività ETS nella zona afotica al di sotto dei 200 metri è stata convertita in tassi di utilizzazione di ossigeno (OUR) e successivamente in CDPR usando i correnti fattori di conversione (Azzaro *et al.* 2006).

2.3 Tassi di produzione metabolica di anidride carbonica

In Figura 1 è riportata l'evoluzione dei tassi di remineralizzazione nel Mediterraneo Orientale, derivati dalle nostre stime di CDPR così come da dati riportati da Bethoux (1989)

e Roether & Well (2001) calcolati con altri metodi. Le stime di Bethoux (1989) sono state ottenute indirettamente mediante un budget dei nutrienti e dell'ossigeno, mentre le stime di Roether & Well (2001) sono state calcolate usando un modello per stimare il consumo di ossigeno interpolando spazialmente le distribuzioni dell'ossigeno disciolto. Il consumo biologico dell'ossigeno e la produzione metabolica di anidride carbonica sono strettamente relazionati alla remineralizzazione del C e dei nutrienti, quindi in condizioni di stato stazionario l'OUR misura la "new primary production".

Bethoux, 1989, ha stimato un CDPR of 33.1 mg C m⁻² d⁻¹ prima del 1987 e, proiettando un 3 % di aumento per anno della "new primary production" causato da un aumento annuale degli scarichi terrestri di nutrienti, ha ipotizzato l'anossia in poche decine di anni (nel 2030) nel bacino profondo Orientale. Tali previsioni erano naturalmente piuttosto accademiche, non soltanto a causa dell'incertezza dei correnti e futuri scarichi dei nutrienti in mare, ma anche perché, come menzionato precedentemente, è cambiata la circolazione termo-alina e quindi la distribuzione delle proprietà, causando alti CDPR locali e alterando profondamente la biogeochimica profonda. La remineralizzazione stimata da Roether & Well (2001) per il 1987 (43.8 mg C m⁻² d⁻¹) era leggermente più alta di quella prevista da Bethoux (1989) per il pre-1987 e entrambe sono riferite alla preesistente circolazione termo-alina prima dell'evento EMT. Le nostre stime sul campo nel 1995, risultavano circa il doppio delle proiezioni di Bethoux per il medesimo anno (42 mg C m⁻² d⁻¹) e rappresentano il livello basale di remineralizzazione, calcolato mediante il saggio ETS, nelle acque profonde del bacino orientale quando ancora gli effetti del Transiente non erano presenti nel sito di campionamento prescelto (La Ferla & Azzaro, 2001).

Dopo l'evento EMT, i CDPR divennero considerevolmente più rapidi nel 1998 ed ancor più nel 1999. Parte della differenza tra i nostri valori e le precedenti stime potrebbero essere

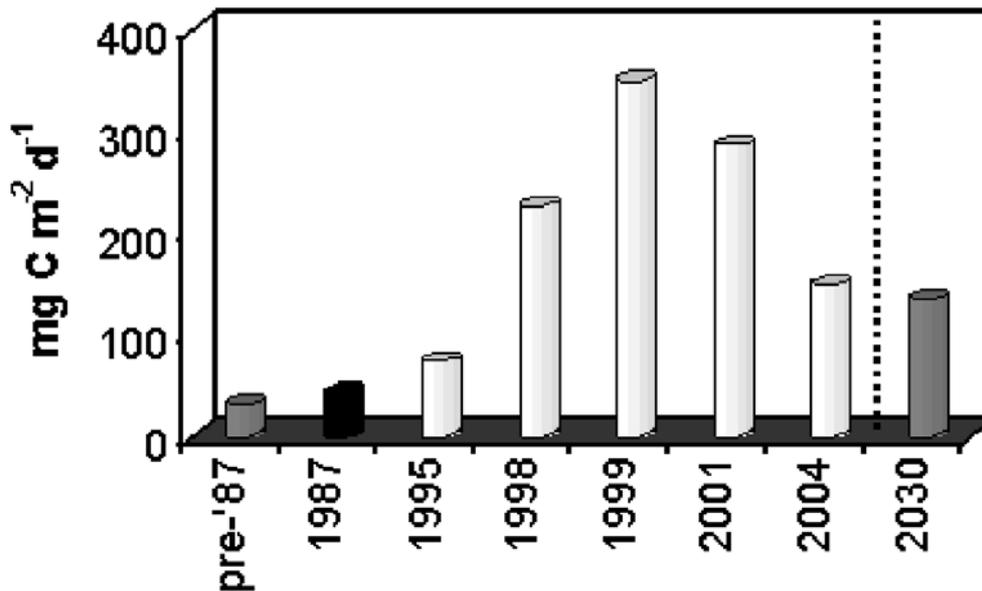


Figura 1: Andamento dei tassi di produzione metabolica di CO₂ nelle acque profonde del Mediterraneo Orientale. Cilindri grigi= dati riportati da Bethoux (1989), cilindro nero= dato riportato da Roether & Well (2001), cilindri bianchi= dati riportati da La Ferla et al. (2003) e Azzaro (inedito).

dovute ai diversi approcci utilizzati, ma l'aumento successivo al 1995 è realmente rimarchevole. Questi dati recenti di CDPR (particolarmente negli anni 1998 e 1999, 226,7 e 349,9 mg C m⁻² d⁻¹, rispettivamente) contraddicono enormemente il trend previsto da Bethoux e suggerirebbero in breve tempo l'occorrenza dell'anossia. Dal 2001 è chiaramente visibile l'avvio di un trend decrescente.

2.4 Anossia

È difficile predire quanto questi inusitati tassi di consumo di ossigeno registrati possono essere sostenuti nel tempo. Inoltre non si hanno informazioni sulla composizione del DOC preformato veicolato dalle CSOW, ed in particolare dell'incidenza percentuale del materiale organico labile su quello refrattario. L'anossia fino ad oggi è stata scongiurata, perché il tasso di rifornimento del carburante organico dall'area Egea al biota marino profondo orientale, è stato controbilanciato da un parallelo rifornimento di comburente (O₂ disciolto; Roether *et al.*, 1996). Quindi se non si ritornerà al vecchio regime di stato quasi stazionario, con le acque profonde di origine esclusivamente dall'Adriatico Meridionale,

l'avvento dell'anossia sarà giocato esclusivamente sull'equilibrio stechiometrico del combustibile organico e del relativo comburente di origine Egea. Di certo, nel Mare Nostrum l'occorrenza dell'anossia non è una novità, ed ha portato nei climi passati alla formazione del ben noto sapropel Mediterraneo.

3 RISULTATI RILEVANTI

L'evento EMT si è dimostrato un particolare caso di "shelf pump" continentale che ha significativamente condizionato la respirazione microbica profonda nel Mediterraneo Orientale e conseguentemente gli equilibri biogeochimici. A dispetto delle previsioni che acclamavano l'anossia già a valori più bassi di remineralizzazione, la sua occorrenza è stata scongiurata dalla presenza del più elevato livello di O₂ disciolto trasportato dalle giovani acque fuoriuscite dall'Egeo. L'inusuale accelerato sequestro della CO₂ nelle acque profonde, registrato durante l'evento EMT, ha messo in luce che i bacini profondi non costituiscono inerti serbatoi di anidride carbonica ma possono anche agire rapidamente nel mitigare gli effetti dei cambia-

menti climatici. Il monitoraggio dell'evoluzione dell'ossidazione del C durante il Transiente, ha quindi rivelato quest'ultimo come un meccanismo addizionale di sequestro oceanico di CO₂.

4 PROSPETTIVE FUTURE

L'estensione su scala globale del test naturale EMT è concettualmente fattibile ma richiede almeno il controllo di tre principali fattori: la temperatura dell'acqua, la disponibilità di substrati organici ed i livelli di ossigeno. La temperatura delle acque profonde negli oceani è più bassa rispetto al Mar Mediterraneo e potrebbe condizionare il sequestro microbico del carbonio per circa il 40 % (La Ferla *et al.* 2003). È noto che la maggior parte della materia organica disciolta nell'oceano profondo è refrattaria e quindi, un eventuale intervento antropogenico nelle acque profonde, dovrebbe considerare l'iniezione di DOC labile più facilmente ossidabile. Durante l'evento EMT, consistenti livelli di ossigeno erano veicolati con le giovani CSOW fuoriuscite dall'Egeo e diffuse nell'intero Mediterraneo Orientale. Quindi un costante bilancio tra substrati organici e livelli di ossigeno dovrebbe essere mantenuto allo scopo di prevenire fenomeni di anossia.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Azzaro, M., Azzaro, F. e La Ferla R. 2006. Microbial respiration in the aphotic zone of the Ross Sea (Antarctica). *Marine Chemistry*. Special issue 99 (1-4): 199-209.
- Bethoux, J.P. 1989. Oxygen consumption, new production, vertical advection and environmental evolution in the Mediterranean Sea. *Deep-Sea Research I*, 36 (5): 769-781.
- La Ferla, R. e Azzaro M. 2001. Microbial respiration in the Levantine Sea: evolution of the oxidative processes in relation to the main Mediterranean water masses. *Deep Sea Research I*, 48: 2147-2159.
- La Ferla, R., Azzaro, M., Civitarese, G. e Ribera d'Alcalà M. 2003. Distribution patterns of carbon oxidation in the eastern Mediterranean Sea: evidence of changes in remineralization processes. *Journal of Geophysical Research*, vol. 108, NO. C9, 8111.
- Roether, W., Manca, B.B., Klein, B., Bregant, D., Georgopoulos, D., Beitzel, V., Kovacevic V. e Luchetta, A. 1996. Recent changes in the Eastern Mediterranean deep water. *Science*, 271: 333-335.
- Roether, W. e Well. R. 2001. Oxygen consumption in the Eastern Mediterranean. *Deep-Sea Research I*, 48: 1535-1551.
- Seritti, A., C. Santinelli, e L., Nannicini, 2003. Relationships between hydrological properties and dissolved organic carbon (DOC) in the Ionian Sea. *J. Geoph. Res.*, vol. 108, NO. C9, 8107.
- Thomas, H. 2003. The role of coastal seas/margins in the global carbon cycle and the importance of interacting with terrestrial and atmospheric communities. CO₂ supply from the North Sea to the North Atlantic Ocean evidence for the continental shelf pump, OCCP workshop, 13.01-15.01.2003, France.

Simulazione dei trasporti allo Stretto di Sicilia come indicatore della variabilità della circolazione termoalina mediterranea

R. Sorgente¹, A. Olita^{1,3}, A. Ribotti¹, A. Perilli¹, S. Natale², S. Mazzola³, G. Basilone³, A. Cuttitta

¹Istituto per l'Ambiente Marino Costiero, CNR, Oristano, Italia

²Fondazione IMC, Centro Marino Internazionale ONLUS, Oristano, Italia

³Istituto per l'Ambiente Marino Costiero, CNR, Mazara del Vallo (Tp), Italia

roberto.sorgente@iamc.cnr.it

SOMMARIO: In questo lavoro è stata analizzata la variabilità temporale dei trasporti di volume, calore e sale attraverso lo Stretto di Sicilia nel periodo gennaio 2001 - dicembre 2004. L'analisi è stata effettuata sull'output del *Sicily Channel Regional Model*. I flussi netti di volume, calore e sale mostrano un segnale caratterizzato da una forte variabilità ad alta frequenza sovrapposta ad un ciclo stagionale modulato da un debole segnale interannuale. La media di periodo dei flussi di volume è consistente con le osservazioni, mentre i flussi netti di calore e sale mostrano profonde variazioni rispetto agli anni '80. Il trasporto netto di calore si è circa dimezzato, mentre quello di sale è aumentato di circa 4,5 volte. Queste variazioni sono da attribuire al transiente climatico che ha provocato un continuo aumento della temperatura e della salinità delle acque intermedie, dando origine ad una continua immissione di calore e sale nel bacino tirrenico.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Il Mediterraneo è un bacino di densificazione dove l'evaporazione alla superficie eccede la somma delle precipitazioni e degli apporti fluviali con una perdita netta di acqua, mentre il bilancio di calore annuale presenta una forte variabilità interannuale con una perdita media di circa 7 Watt/m² (Castellari *et al.*, 1998). Per poter mantenere il bilancio d'acqua e di calore ad un valore di equilibrio, il Mediterraneo deve introdurre acqua e calore attraverso lo Stretto di Gibilterra dando origine ad una circolazione termoalina di tipo antiestuarino, noto come nastro trasportatore principale (Pinardi & Masetti, 2000), che si sviluppa attraverso il bacino occidentale e quello orientale (o bacino Levantino). Questa cella termoalina è composta da un ramo superficiale di acqua di origine atlantica entrante in superficie e un ramo più profondo di acqua con caratteristiche mediterranee, cioè relativamente più calda e salata, uscente nell'Oceano Atlantico attraverso lo Stretto di Gibilterra. Il motore di questa circolazione è dato dai processi di

convezione intermedia che avvengono, soprattutto, nel bacino Levantino su scale spazio/temporali estremamente limitate. Per tale motivo una grande attenzione da parte della comunità scientifica mondiale è rivolta anche alla comprensione della variabilità della circolazione termoalina del Mediterraneo e alla possibilità di riprodurla correttamente attraverso l'utilizzo integrato di misure a scala di bacino e modelli numerici di simulazione. In questo contesto il ruolo dello Stretto di Sicilia è di fondamentale importanza perché, essendo una barriera topografica che isola i due sotto-bacini del Mediterraneo al di sotto di una certa quota, consente di valutare l'evoluzione temporale degli scambi di volume, calore e sale indotti dalla circolazione termoalina e, quindi, di identificarne le eventuali anomalie.

Per il calcolo dei flussi di volume, calore e sale sono stati utilizzati i campi di velocità, temperatura e salinità simulati dal modello numerico SCRM-*Sicily Channel Regional Model* (Sorgente *et al.*, 2003) innestato ai contorni aperti con il modello del Mediterraneo versione MFS831 (Pinardi *et al.*,

2003). Alla superficie è forzato dai campi atmosferici ogni 6 ore dell'European Centre for Medium range Weather Forecasts.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

L'attività di ricerca riguarda lo sviluppo e l'applicazione di un modello numerico tridimensionale annidato per la simulazione delle condizioni idrodinamiche, la validazione e l'analisi dei risultati finalizzata alla individuazione delle anomalie.

3 RISULTATI RILEVANTI

La variabilità dei trasporti allo Stretto di Sicilia rappresenta una delle manifestazioni dei cambiamenti che si verificano nella struttura della circolazione e delle caratteristiche fisiche delle masse d'acqua che interessano il bacino Mediterraneo. In questa sezione presentiamo l'analisi dei trasporti di volume, calore e sale simulati dal modello SCRM allo Stretto di Sicilia durante il periodo gennaio 2001 - dicembre 2004.

In figura 1 è mostrata l'evoluzione temporale del trasporto di volume diretto verso ovest e la differenza tra i trasporti nelle due direzioni (trasporto netto di volume). Il flusso diretto verso ovest, prevalentemente dovuto al trasporto delle acque di origine levantina, presenta un complesso segnale caratterizzato da un valore medio annuale e varia tra il valore minimo di 1,48 Sv (2003) e quello massimo di 1,62 Sv (2002), con intense fluttuazioni giornaliere che possono raggiungere anche i 3,0 Sv. Il valore medio del trasporto netto di volume calcolato sull'intero periodo di simulazione 2001-2004 è di +0,07 Sv, in accordo con recenti stime (Astraldi *et al.*, 1996; Manzella *et al.*, 1990). Il segno positivo della media equivale ad un trasporto netto di volume diretto verso il bacino Levantino; il trasporto delle acque di origine atlantica supera di circa il 4,4 % il trasporto delle acque di origine levantina, in accordo con Gasparini (Gasparini *et al.*, 2005). Questo trasporto netto di volume andrà a compensare la perdita di acqua alla superficie del bacino Levantino a causa dei processi di evaporazione, in modo tale da mantenere il bilancio d'acqua complessivo ad un valore di equilibrio.

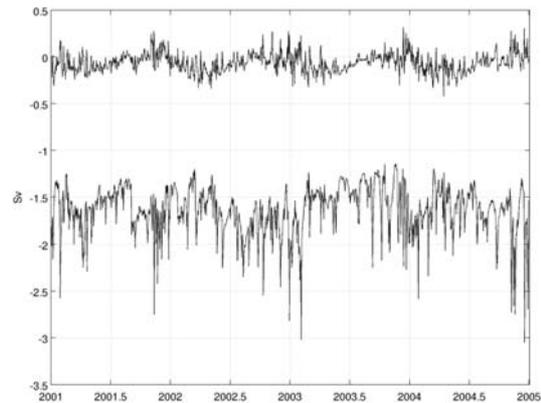


Figura 1: Evoluzione temporale giornaliera del trasporto di volume diretto verso ovest (linea continua) e quello netto (linea tratteggiata) simulato dal modello SCRM attraverso lo Stretto di Sicilia durante il periodo gennaio 2001 - dicembre 2004. Valori positivi rappresentano un trasporto diretto verso est, negativo verso ovest. L'unità di misura è Sverdrup (10^6 m³/sec).

In figura 2 è mostrata l'evoluzione temporale del trasporto netto di calore. Il segnale presenta una forte variabilità ad alta frequenza sovrapposta ad un ciclo stagionale modulato, a sua volta, da una moderata variabilità interannuale.

Il trasporto netto di calore, su base mensile, è diretto verso il bacino Levantino tra giugno/luglio sino a dicembre/gennaio raggiungendo il valore massimo di $+25 \times 10^{12}$ Watt a novembre 2004. Viceversa, tra gennaio/febbraio e sino a maggio /giugno il flusso è diretto verso il bacino occidentale raggiungendo un valore massimo di -10×10^{12} Watt a marzo 2004. Il bilancio annuale è sempre positivo, quindi diretto verso il bacino Levantino, e varia tra il valore massimo di $+6,7 \times 10^{12}$ Watt nel 2001 e il minimo di $+5,1 \times 10^{12}$ Watt nel 2004. Questi dati confermano che attraverso lo Stretto di Sicilia deve entrare un trasporto netto di calore tale da compensare le perdite subite all'interfaccia aria-mare durante il periodo di produzione delle acque intermedie e di fondo nel bacino Levantino. Inoltre, un confronto del valore medio calcolato da SCRM sul periodo 2001 - 2004 ($+5,9 \times 10^{12}$ Watt) con il valore stimato da Pinardi (Pinardi *et al.*, 1997) relativo al periodo 1980-1988 ($+12 \times 10^{12}$ Watt) mostra una riduzione del trasporto netto di circa il 50 %.

Anche l'andamento temporale del trasporto netto di sale presenta un intenso segnale ad alta frequenza sovrapposto ad un ciclo stagionale (figura



Figura 2: Evoluzione temporale giornaliera del trasporto netto di calore (Watt) simulato dal modello SCRM attraverso lo Stretto di Sicilia durante il periodo gennaio 2001 - dicembre 2004. Valori positivi rappresentano un trasporto netto diretto verso est, negativi verso ovest. Il fattore di moltiplicazione nel grafico è 10^{13} .

3) che, su base mensile, raggiunge la sua massima intensità in direzione ovest (valori negativi) tra marzo e maggio. Il valore massimo stimato dal modello è di $-7,1 \times 10^6$ $\text{psu m}^3 / \text{sec}$ a maggio 2004. Viceversa quello in direzione est (valori positivi) è sempre più debole con un valore massimo mensile di $+1,4 \times 10^6$ $\text{psu m}^3 / \text{sec}$ stimato a novembre 2004. Le oscillazioni giornaliere possono raggiungere i 10×10^6 $\text{psu m}^3 / \text{sec}$ in entrambe le direzioni. Il bilancio annuale risulta essere sempre negativo e varia dal valore minimo di $-3,0 \times 10^6$ $\text{psu m}^3 / \text{sec}$ nel 2001 a quello massimo di $-3,8 \times 10^6$ $\text{psu m}^3 / \text{sec}$ nel 2004. Questo dato conferma

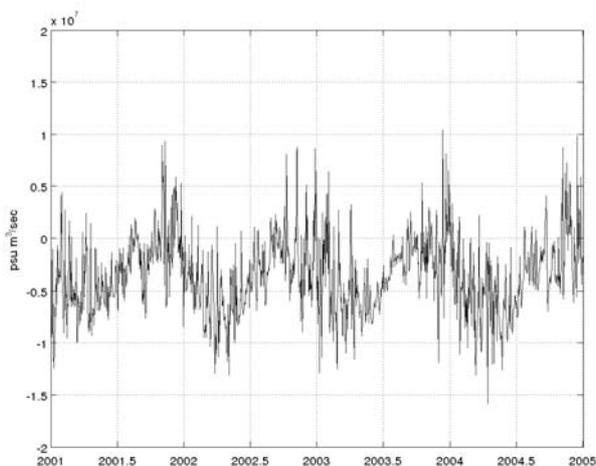


Figura 3: Evoluzione temporale giornaliera del trasporto netto di sale ($\text{psu m}^3 / \text{sec}$) simulato dal modello SCRM attraverso lo Stretto di Sicilia durante il periodo gennaio 2001 - dicembre 2004. Valori positivi rappresentano un trasporto netto diretto verso est, negativi verso ovest. Il fattore di moltiplicazione nel grafico è 10^7 .

che il bacino Levantino rappresenta una sorgente di sale, per effetto degli intensi processi di evaporazione alla superficie aria-mare. Confrontando il valore medio del trasporto netto di sale calcolato da SCRM sul periodo 2001-2004 ($-3,5 \times 10^6$ $\text{psu m}^3 / \text{sec}$) con il valore medio stimato da Pinardi (Pinardi *et al.*, 1997) per il periodo 1980 - 1988 ($-7,1 \times 10^5$ $\text{psu m}^3 / \text{sec}$) si osserva un incremento del trasporto netto di circa 4,5 volte, al quale corrisponde un'evaporazione netta attraverso la superficie del bacino Levantino di $0,16 \text{ m} / \text{anno}$. È importante sottolineare, inoltre, che tra il 1960 ed il 1990 sono state costruite numerose dighe lungo i fiumi che sfociano nel Mediterraneo diminuendo considerevolmente l'input di acqua dolce, probabilmente influenzando sul graduale aumento della salinità. Infine un recente lavoro (Brankard e Pinardi, 2001) ha evidenziato un riscaldamento delle acque intermedie levantine dal 1946 al 1979, seguito da un raffreddamento dal 1983 al 1992 portando a variazioni del trasporto di calore.

Dall'analisi dei risultati del modello osserviamo che le medie dei trasporti di volume sono confrontabili con le più recenti osservazioni, mentre le stime dei trasporti netti di calore e di sale mostrano importanti variazioni rispetto a quelle ottenute da altri autori prima degli anni '90. Il motivo di queste differenze nei trasporti netti di calore (una riduzione di circa il 50 %) e di sale (un aumento di circa 4,5 volte) potrebbe attribuirsi al fenomeno del transiente climatico che, a partire dagli anni '90, ha provocato un aumento della temperatura e del contenuto di sale delle masse d'acqua intermedie e profonde del Mediterraneo orientale (Gasparini *et al.*, 2005). Questo ha aumentato l'intensità del trasporto di calore e di sale in direzione del bacino occidentale, modificandone i flussi netti allo Stretto di Sicilia, e provocando una forte immissione di sale e calore nel bacino tirrenico. Questo risultato è consistente anche con le recenti osservazioni, che mostrano una continua e progressiva salinificazione degli strati profondi del bacino occidentale.

4 CONCLUSIONI

In questo lavoro abbiamo tentato di evidenziare, ancora una volta, come il Mediterraneo rappre-

senti un sistema climatico in continua evoluzione capace di reagire in tempi “rapidi” ad eventuali modifiche dei forzanti atmosferici. L’osservato aumento medio della temperatura e del contenuto di sale delle masse d’acqua intermedie e profonde del Mediterraneo orientale dagli anni ‘80 ad oggi si sono manifestate allo Stretto di Sicilia con sensibili variazioni nei trasporti di volume, calore e sale. Il monitoraggio di questi parametri consente, quindi, di avere a disposizione un indicatore della variabilità climatica dell’intera circolazione termalina.

Tenendo conto della complessità delle interazioni tra il Mediterraneo e l’atmosfera, l’osservato riscaldamento e aumento del contenuto di sale degli strati intermedi e profondi delle masse d’acqua del bacino Levantino dagli anni ‘80 ad oggi potrebbe essere interpretato come una risposta del sistema Mediterraneo nel tentativo di mitigare il riscaldamento globale dell’atmosfera “catturando” parte del calore atmosferico e trattenendolo negli strati intermedi e profondi delle masse d’acqua mediterranee, oppure rappresentare un effetto locale della naturale variabilità interannuale del clima legato all’andamento dell’indice NAO-North Atlantic Oscillation.

5 PROSPETTIVE FUTURE

I futuri sviluppi del presente lavoro riguarderanno la valutazione degli effetti di tale anomalie di calore e di sale sulle dinamiche del bacino occidentale, attraverso misure *in situ* ed esperimenti di modellizzazione numerica.

6 RINGRAZIAMENTI

Il presente lavoro è stato svolto nell’ambito del progetto nazionale MIUR - PON SIGLA. Il modello idrodinamico SCRM è stato realizzato nell’ambito del progetto EU MFSTEP - *Mediterranean Forecasting System Toward Environmental Prediction*.

7 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

Astraldi M., Gasparini G.P., Sparnocchia S., Morretti, S., Sansone, E. 1996. *The characteristics*

of the Mediterranean water masses and the water transport at the Sicily Channel at long time scales. CIESM Science Series, Monaco, 2: 95-118.

Bethoux J.P. 1979. *Budgets of the Mediterranean Sea, Their dependence on the local climate and on the characteristics of the Atlantic waters*, Oceanologica Acta, 10: 157-163.

Castellari S., Pinardi N., Leaman K. 1998. *A model study of air-sea interactions in the Mediterranean Sea*. Journal of Marine Sciences, 18: 89-114.

Brankart J.M., Pinardi N., 2001. *Abrupt cooling of the Mediterranean Levantine Intermediate water at the Beginning of the 1980s: Observational evidence and Model Simulation*,. Journal of Physical Oceanography, 31, 89-114.

Pinardi N., Allen I., Demirov E., De Mey P., Korres G., Lascaratos A., Le Traon P.Y., Maillard C., Manzella G.M.R., Tziavos C. 2003. *The Mediterranean ocean forecasting system: first phase of implementation*. Annales Geophysicae, 21: 3-20.

Gasparini G.P., Ortona A., Budillon G., Astrali M., Sansone E. 2005. *The effect of the Eastern Mediterranean Transient on the hydrographic characteristics in the Strait of Sicily and in the Tyrrhenian Sea*,. Deep Sea Research, 52: 915-935.

Manzella, G.M.R. e La Violette P.E. 1990. *The seasonal variation of water mass content in the Western Mediterranean and its relationship with the inflow through the Straits of Gibraltar and Sicily*, J. Geophys. Res., 95: 1623-1626.

Pinardi N., Korres G., Lascaratos A., Roussenov V., Stanev, E. 1997. *Numerical simulation of the interannual variability of the Mediterranean Sea upper ocean circulation*, Geophysical Research Letters, 24: 425-428.

Pinardi N. e Masetti E. 2000. *Variability of the large scale circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: a review*, Palaeo, 158: 153-173.

Sorgente R., Drago A.F., Ribotti A. 2003. *Seasonal variability in the Central Mediterranean Sea circulation*, Annales Geophysicae, 21: 299-322.

Presenze di specie ittiche esotiche come possibili indicatori di cambiamenti climatici: il caso dello Stretto di Sicilia

M. L. Bianchini¹, S. Ragonese²

¹*Istituto di Biologia Agro-Ambientale e Forestale, CNR, Roma, Italia*

²*Istituto per l'Ambiente Marino Costiero, CNR, Mazara del Vallo(Tp), Italia*

bradipo50@yahoo.com

SOMMARIO: La presenza di specie alloctone viene spesso indicata come un risultato diretto dei cambiamenti climatici che sono apparentemente in atto, *viz.* al riscaldamento globale. Tuttavia, questo assunto non è necessariamente vero, e le recenti “colonizzazioni” di specie esotiche potrebbero essere dovute ad altri fattori; per converso, variazioni nei rapporti di abbondanza delle specie autoctone potrebbero essere più significative. La fauna ittica dello Stretto di Sicilia si è arricchita negli ultimi anni di 13 specie di diversa provenienza; purtroppo di una sola, il pesce palla *Sphoeroides pachygaster*, è possibile disporre di dati certi e di tipo quantitativo. Il pesce palla, praticamente assente dalle aree siciliane fino alla fine degli anni '80, è ora rinvenibile su tutto lo *shelf* con valori di 1-2 individui/km². Per verificare eventuali relazioni tra invasione e cambiamenti ambientali a livello di meso-scala si rendono necessari ulteriori studi sull'evoluzione spaziale, e non solo temporale, di questo popolamento.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

La presenza nel Mediterraneo di specie nuove di vertebrati ed invertebrati è spesso considerata come un effetto dei cambiamenti climatici che sembrano essere in atto (Francour *et al.*, 1994).

Paradossalmente, la fauna ittica del Mediterraneo è tutta di origine alloctona, in quanto alcuni milioni di anni fa il bacino ha subito fenomeni anossici che hanno fatto sparire le specie indigene della Tetide. I pesci attuali sono dunque specie ricolonizzatrici, soprattutto di origine temperata o boreale, entrate attraverso Gibilterra successivamente all'apertura della soglia (Bianchi, 2007); nulla impedisce di pensare che il fenomeno possa ancora essere attivo.

Lo scavo del Canale di Suez ha offerto dal 1869 una nuova via di colonizzazione, questa volta alle specie indo-pacifiche di valenza subtropicale. Le specie lessepsiane entrano dunque perché è stata loro aperta la porta, e non necessariamente perché le acque del Mediterraneo si stanno scaldando. Il fenomeno ha recentemente avuto una accelerazione

(Boudouresque, 2004), anche perché la salinità dei *Bitter lakes* (laghi amari) che fungeva da barriera si è ridotta.

L'espansione dell'areale di distribuzione di varie specie può essere ascritta direttamente a variazioni della temperatura dell'acqua (Quèro *et al.*, 1998), ma più spesso a cause indirette, quali la diversa circolazione delle masse d'acqua.

Bisogna anche considerare che, perché si possa parlare di una relazione con i cambiamenti climatici, è necessario che una specie nuova sia segnalata in quantità tali da giustificare una colonizzazione, e non solo un evento casuale di portata limitata (Streftaris *et al.*, 2005).

Per ora, fortunatamente, nessuna delle “invasioni” di specie ittiche nel Mediterraneo è dovuta ad immissioni dirette, volontarie od involontarie, determinate da attività antropiche (Bianchini *et al.*, 1995).

Nello studio dei potenziali effetti dei cambiamenti climatici di meso-scala nel Mediterraneo, non ci si deve però limitare alla segnalazione “qualitativa” di specie nuove, ma bisogna esaminare le variazioni quantitative che

possono intervenire negli *assemblage* ittici autoctoni, dove una specie abbondante stenoterma potrebbe rarefarsi a vantaggio di un'altra specie più adattabile alle mutate condizioni (Vacchi *et al.*, 2001), secondo gradienti che si conformano a quelli ambientali.

In questo contesto generale, lo Stretto di Sicilia (Fig. 1) gode di una posizione privilegiata per il suo effetto di soglia nella transizione tra il bacino orientale e quello occidentale del Mediterraneo.

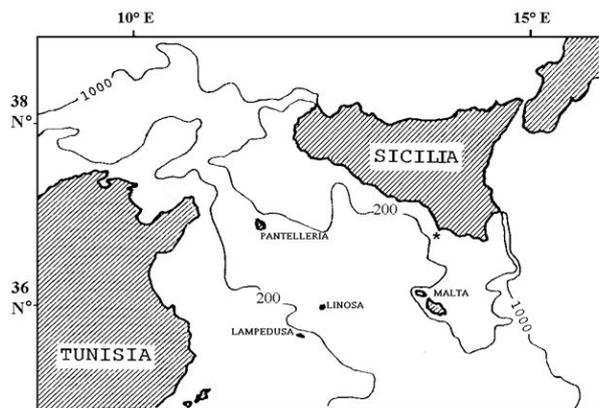


Figura 1: Mappa dello Stretto di Sicilia.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

L'Istituto per l'Ambiente Marino costiero del Consiglio Nazionale delle Ricerche (IAMC-CNR), attraverso l'unità territoriale di Mazara del Vallo (TP), conduce annualmente, a partire dal 1994, due campagne sperimentali di pesca a strascico (*trawl survey*) associate, una nella tarda primavera (programma internazionale MEDITS) e l'altra in periodo autunnale (programma nazionale GRUND), nello Stretto di Sicilia.

Il disegno statistico del campionamento è randomiale stratificato per profondità nella zona oggi denominata GU 16 secondo le definizioni GFCM, grossomodo corrispondente alla metà italiana (e maltese) dello Stretto di Sicilia, estesa su circa 57.500 km².

In totale sono state effettuate 3463 cale, di 30 min, a profondità tra 0 m e 200 m (che copre un'area di 23.000 km²) e di 1 h tra questo limite e 800 m.

Tutti i pesci, ossei o cartilaginei, catturati vengono classificati a livello specifico, o di-

rettamente a bordo o successivamente in laboratorio, rilevandone se del caso anche sesso, maturità e vari parametri morfometrici.

La sede di Mazara è anche il punto di riferimento dei pescatori locali, che vi portano spesso esemplari rari o "strani" catturati nel corso dell'attività di pesca commerciale; va peraltro notato che la flotta peschereccia mazarese è la più grande ed attiva dell'intero Mediterraneo, con barche che battono non solo le coste siciliane e le acque dello Stretto di Sicilia, ma anche zone assai più distanti, in special modo nel bacino orientale.

3 RISULTATI RILEVANTI

Dei 98 pesci segnalati dalla CIESM come alloctoni per il Mediterraneo, risultano catturate durante le operazioni commerciali e consegnate al laboratorio di Mazara, e quindi probabilmente presenti nello Stretto di Sicilia o nelle sue vicinanze, almeno 13 specie, e cioè:

- *Upeneus moluccensis*, una triglia di provenienza indo-pacifica, già sfruttata commercialmente nel Mediterraneo orientale;
- *Fistularia commersonii* (Fiorentino *et al.*, 2004), un grosso pesce ago della regione indo-pacifica;
- *Stephanolepis diaspros*, un piccolo tetraodontide entrato via Suez;
- *Leiognathus klunzingeri*, un altro pesciolino lessepsiano;
- *Beryx splendens*, un pesce alfoncino subtropicale, ampiamente diffuso in tutti gli oceani, ma di origine atlantica per quanto attiene alla sua presenza in Mediterraneo, dove è ancora rarissimo;
- *Gephyroberyx darwinii*, un altro bericiforme subtropicale ubiquitario, entrato attraverso Gibilterra, anch'esso rarissimo;
- *Pisodonophis semicinctus* (Ragonese e Giusto, 2000), un pesce anguilliforme di acque costiere proveniente dall'Atlantico subtropicale;
- *Sphoeroides pachygaster* (Ragonese *et al.*, 1992), un pesce palla ubiquitario nei mari subtropicali e temperati, giunto attraverso Gibilterra ed ormai molto frequente in tutto

il Mediterraneo (Fig. 2);

- *Microchirus boscanion*, sogliola portoghese, dall'Atlantico subtropicale;
- *Solea senegalensis*, sogliola senegalese, ad ampia diffusione atlantica (fino alla Bretagna);
- *Chaunax suttkusi* (Ragonese *et al.*, 2001), una piccola rana pescatrice di profondità (fino a 1000 m), proveniente dall'Atlantico



Figura 2: Una femmina di pesce palla, *Sphoeroides pachygaster* (337 mm LS).

tropicale (ma in effetti di acque fredde, vista la profondità), rara e senza interesse commerciale;

- *Psenes pellucidus*, una specie oceanica a larga distribuzione, giunto dall'Atlantico temperato;

- *Trachyscorpia cristulata echinata* (Ragonese e Giusto, 1999), uno scorfano di acque profonde dall'Atlantico temperato e sub-boreale (fino al Mare d'Irlanda).

Tuttavia, per le ragioni già esposte, la presenza delle prime quattro specie, pur contribuendo alla "tropicalizzazione" della fauna mediterranea, non può essere ascritta direttamente ai cambiamenti climatici; le catture dei due bericiformi sono per ora così occasionali da non poter essere in alcun modo collegate ad una "invasione"; l'entrata in Mediterraneo delle ultime quattro specie non si collega poi necessariamente ad un eventuale riscaldamento in atto in quanto, essendo animali anche di acque temperate, possono originare da aree termicamente analoghe al Mediterraneo occidentale.

Delle restanti tre specie, solo *S. pachygaster* risulta essere stata catturata nel corso delle campagne sperimentali; essa è quindi l'unica di cui si possono avere informazioni quantitative; è interessante notare che nel corso di campagne precedenti (condotte a partire del 1985 su una zona più estesa), il pesce palla era praticamente assente dalla GSA italiana dello Stretto di Sicilia (Fig. 3).

Il pesce palla è stato rinvenuto praticamente

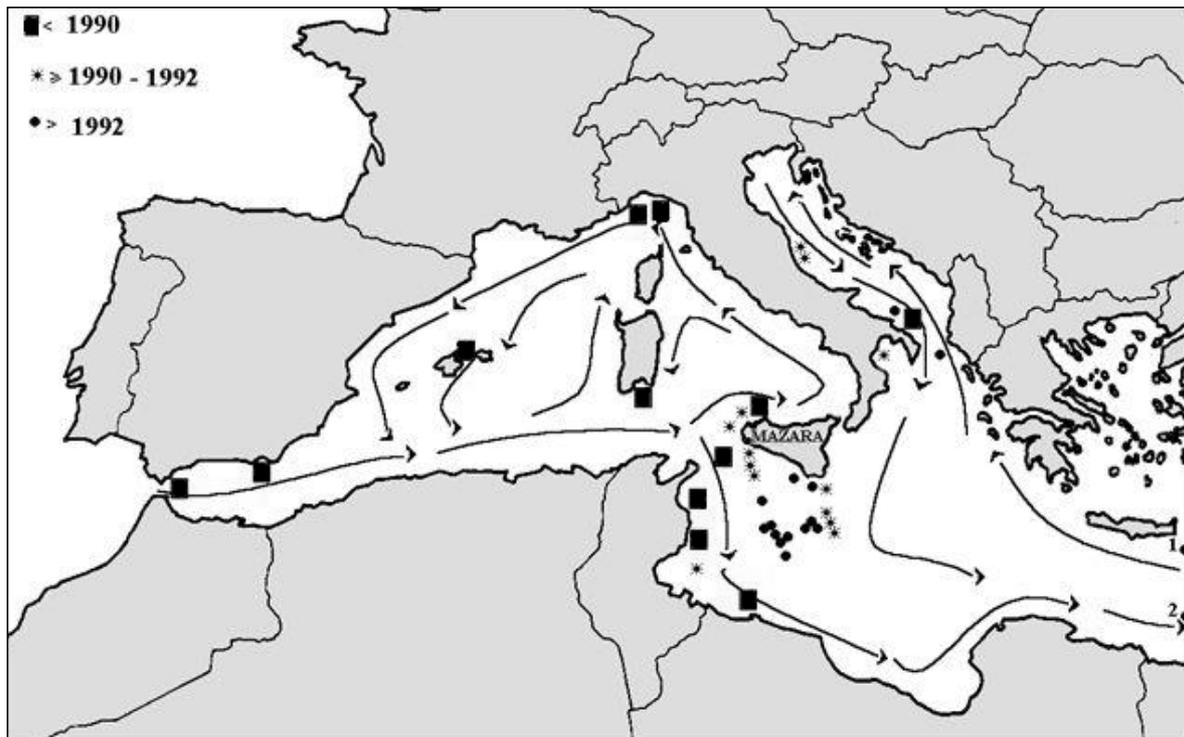


Figura 3: L' "invasione" del pesce palla, *Sphoeroides pachygaster*, nel Mediterraneo (dove le linee rappresentano la circolazione della corrente superficiale atlantica).

solo tra i 50 m ed i 200 m di profondità, nel 6% circa delle cale effettuate in questi strati. La cattura è stata particolarmente frequente ed abbondante nel 1996 (6-8 animali/km², col 12% di cale positive), mentre nelle ultime campagne si è attestata su una media di 1-2 esemplari/km², ritornando ai valori dei primi anni '90. Inoltre, recentemente si pescano frequentemente anche pesci più piccoli, confermando l'idea che la popolazione si sia definitivamente stabilita, con eventi riproduttivi *in loco*.

All'elenco precedente potrebbero nel prossimo futuro aggiungersi almeno altre tre specie, dal Mar Rosso *Siganus luridus* e *S. rivulatus*, e la atlantica *Seriola fasciata*, segnalate sulle coste tunisine dello Stretto di Sicilia.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Per correlare gli ipotizzati cambiamenti climatici generalizzati con la apparente diffusione nel Mediterraneo di specie ittiche a preferenza termica elevata, non basta limitarsi a segnalare la presenza puntiforme di specie esotiche nei nostri mari; si deve invece esaminare l'evoluzione quantitativa e spaziale, oltre che temporale, dei nuovi popolamenti.

In futuro, si dovrebbero inoltre valutare i rapporti a livello degli *assemblage* ittici multi-specifici, dove specie autoctone temperate potrebbero essere scalzate da specie sempre autoctone, ma con valenza più subtropicale.

Lo studio di questi "gradienti di densità" non può comunque essere portato avanti a livello di unità regionali, e nemmeno nazionali, ma richiede una collaborazione scientifica tra le due sponde del Mediterraneo.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

Bianchi C.N. 2007. Biodiversity issues for the forthcoming tropical Mediterranean Sea. *Hydrobiologia*, 580: 7-21.

Bianchini M.L., Palmegiano G.B. e Zoccarato I. 1995. Introduzione di specie alloctone nell'ambiente acquatico: rischi e benefici. *Il Pesce*, 12(3): 44-51.

Boudouresque C.F. 2004. Marine biodiversity in the Mediterranean: status of species,

populations and communities. *Sci. Rep. Port-Cros Nat. Park*, 20: 97-146.

Fiorentino F., Giusto G.B., Sinacori G. e Norrito G. 2004. First record of *Fistularia commersonii* (Fistularidae, Pisces) in the Strait of Sicily (Mediterranean). *Biol. Mar. Med.*, 11(2): 583-585.

Francour P., Boudouresque C.F., Harmelin J.G., Harmelin-Vivien M.L. e Quignard G.P. 1994. Are the Mediterranean waters becoming warmer? Information from biological indicators. *Mar. Pollution Bull.*, 28(9): 523-526.

Quèro J.C., Du Buit M.H. e Vayne J.J. 1998. Les observations des poissons tropicaux et le réchauffement des eaux dans l'Atlantique européen. *Oceanologica Acta*, 21(2): 345-351.

Ragonese S. e Giusto G.B. 1999. Range extension for *Trachyscorpia cristulata echinata* (Pisces - Scorpaenidae) in the Western Mediterranean Sea. *Bull. Mar. Sci.*, 64(2): 329-334.

Ragonese S. e Giusto G.B. 2000. On a saddled snake eel *Pisodonophis semicinctus* (Osteichthyes: Ophichthidae) trawled in the Strait of Sicily (Mediterranean Sea). *J. Mar. Biol. Ass. U.K.*, 80: 951-952.

Ragonese S., Giusto G.B. e Caruso J.H. 2001. Second record of the toadfish *Chauanax suttkusi* Caruso, 1989 in the Mediterranean Sea. *J. Fish Biol.*, 58(1): 291-294.

Ragonese S., Rivas G. e Jereb P. 1992. Spreading of puffer *Sphoeroides cutaneus* Gunther, 1870 (Pisces - Tetraodontidae) in the Sicilian Channel: is it an "exploding" population? *Rapp. Comm. int. Mer Médit.*, 33: 308.

Streftaris N., Zenetos A. e Papathanassiou E. 2005. Globalisation in marine ecosystems: the story of non-indigenous marine species across European seas. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*, 43: 419-453.

Vacchi M., Morri C., Modena M., La Mesa G. e Bianchi C.N. 2001. Temperature changes and warm-water species in the Ligurian Sea: the case of the ornate wrasse *Thalassoma pavo* (Linnaeus, 1758). *Arch. Oceanogr. Limnol.*, 22: 149-154.

Effetti dell'anomalia termica dell'estate 2003 sull'idrodinamica del Canale di Sicilia

A. Olita¹, R. Sorgente¹, A. Ribotti¹, A. Perilli¹, S. Natale², A. Bonanno³, B. Patti³, G. Buscaino

¹Istituto per l'Ambiente Marino Costiero, CNR, Oristano, Italia

²Fondazione IMC, Centro Marino Internazionale ONLUS, Oristano

³Istituto per l'ambiente Marino Costiero, CNR, Mazara del Vallo (Tp), Italia

a.olita@iamc.cnr.it

SOMMARIO: Si studiano gli effetti dell'anomalia termica dell'estate 2003 sull'idrodinamica del Canale di Sicilia mediante analisi dei risultati di una simulazione (2000-2004) effettuata con un modello idrodinamico 3D e confronto con dati sperimentali telerilevati e *in-situ*. L'analisi delle *wavelet* effettuata sulle SST simulate e telerilevate mostra un buon accordo nella collocazione dell'anomalia nel dominio tempo-frequenze. La distribuzione spaziale delle anomalie di SST risulta in accordo con le osservazioni satellitari. Le maggiori anomalie (+2°C) sono localizzate in Mar Tirreno e Canale di Sardegna. I profili verticali mostrano una forte stratificazione con valori anomali nei primi 15 m. Nell'estate 2003 l'AIS risulta ridotta in intensità e mostra un percorso inusuale mentre l'ATC è intensificata. La modulazione d'intensità tra ATC e AIS sembra essere legata alla conservazione del trasporto di MAW. Le modifiche, anche temporanee, nel percorso e nell'intensità della AIS potrebbero avere implicazioni nella biologia riproduttiva e nel reclutamento di importanti specie ittiche commerciali.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Nell'estate del 2003, l'anomala persistenza di condizioni di alta pressione atmosferica al di sopra dell'Europa Occidentale (Black *et al.*, 2003), a cui sono state associate temperature dell'aria eccezionalmente alte e la quasi totale assenza di venti, ha determinato una intensa ondata di calore (e.g. Black *et al.*, 2003; Schar *et al.*, 2004). Schar *et al.*, 2004, ha evidenziato come tale evento sia inserito in un quadro di crescente variabilità climatica, con un incremento della frequenza di eventi estremi. Marullo (Marullo *et al.*, 2003) ha mostrato, tramite dati telerilevati, il forte surriscaldamento che ha interessato la superficie del mare del Mediterraneo occidentale durante l'estate 2003, e Sparnocchia (Sparnocchia *et al.*, 2006) ha rilevato, da misurazioni *in-situ*, che il riscaldamento anomalo del mare ha interessato solo gli strati più superficiali.

In questo contesto, lo studio degli effetti di tale

evento sulla idrodinamica diventa di forte interesse, specie nelle aree in cui i forzanti fisici sono strettamente correlati alla biologia di importanti specie ittiche commerciali. Nel Canale di Sicilia è stato dimostrato che le dinamiche della *Atlantic Ionian Stream* (AIS) sono strettamente correlate alla biologia riproduttiva, al reclutamento e all'accrescimento dell'acciuga *Engraulis encrasicolus* (e.g. Basilone *et al.*, 2003; Cuttitta *et al.*, 2006).

Al fine di valutare gli effetti prodotti dalla ondata di calore dell'estate 2003 sulle dinamiche del Canale di Sicilia, è stato analizzato l'*output* di una simulazione condotta nell'area mediante un modello idrodinamico 3D ad alta risoluzione spaziale. I risultati della simulazione numerica sono stati confrontati e supportati da dati telerilevati (AVHRR *Pathfinder SST monthly maps*) ed *in-situ* (CTD).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

L'attività di ricerca, svolta a partire dal 2004, ha riguardato: lo sviluppo e l'applicazione di un modello numerico per la simulazione delle condizioni idrodinamiche, la validazione e l'analisi dei risultati, finalizzata alla individuazione delle anomalie.

2.1 Set-up del Modello Idrodinamico

Il modello idrodinamico ad alta risoluzione, chiamato *Sicily Channel Regional Model – SCRM* (Sorgente *et al.*, 2003), è stato implementato nel Canale di Sicilia ed aree circostanti con una risoluzione orizzontale di $1/32^\circ$ (circa 3,5 km). Sulla verticale sono stati utilizzati 24 livelli sigma, distribuiti più fittamente alla superficie. I confini geografici sono $9^\circ\text{E} - 17^\circ\text{E}$ e $31^\circ\text{N} - 39.5^\circ\text{N}$.

Come condizioni iniziali, sono stati utilizzati i campi ottenuti da un esperimento climatologico (Sorgente *et al.*, 2003). L'SCRM è stato quindi integrato dal 1 gennaio 2000 al 31 dicembre 2004. Alla superficie il modello è stato forzato con i campi atmosferici di analisi a 6 ore ottenuti dall'European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), ed è guidato ai contorni aperti dal modello a larga scala OGCM-MFSPP implementato ad $1/8^\circ$ sull'intero bacino mediterraneo (Pinardi *et al.*, 2003).

2.2 Analisi dei dati

L'attività di analisi e processamento dei dati è stata rivolta in due direzioni tra loro complementari: a) la validazione dei risultati del modello tramite confronto con dati sperimentali e b) l'individuazione e la quantificazione delle anomalie (Olita *et al.*, 2007).

Per l'analisi delle serie temporali delle anomalie, ottenute mediando spazialmente sia i risultati del modello che i dati di *Sea Surface Temperature* (SST) da satellite e sottraendovi le rispettive climatologie, è stata utilizzata la *Continuous Wavelet Transform* (CWT).

La CWT risulta particolarmente adatta per l'analisi di fenomeni non stazionari, quale l'evento oggetto di studio (Torrence & Compo, 1998; Olita *et al.*, 2007). I dati CTD, utilizzati per il confronto con gli strati sub-superficiali, sono stati acquisiti nel corso della campagna oceanografica ANSIC03 condotta dal CNR/IAMC nel luglio 2003.

3 RISULTATI RILEVANTI

In Figura 1 è mostrata l'analisi della serie temporale di anomalia (normalizzata) della SST simulata. Viene individuata una forte anomalia nell'estate 2003 avente un periodo di circa 450 giorni. La stessa analisi condotta sui dati satellitari mostra un segnale analogo (qui non mostrato), confermando la capacità del modello nel riprodurre l'evento.

A giugno 2003 si è raggiunta la massima anomalia della SST nell'area di studio, circa 2°C al di sopra della climatologia mensile. La distribuzione spaziale delle anomalie calcolate dal modello (Figura 2) per il mese di giugno mostra un sovrariscaldamento concentrato soprattutto nella area del Canale di Sardegna ed in quella tirrenica, in

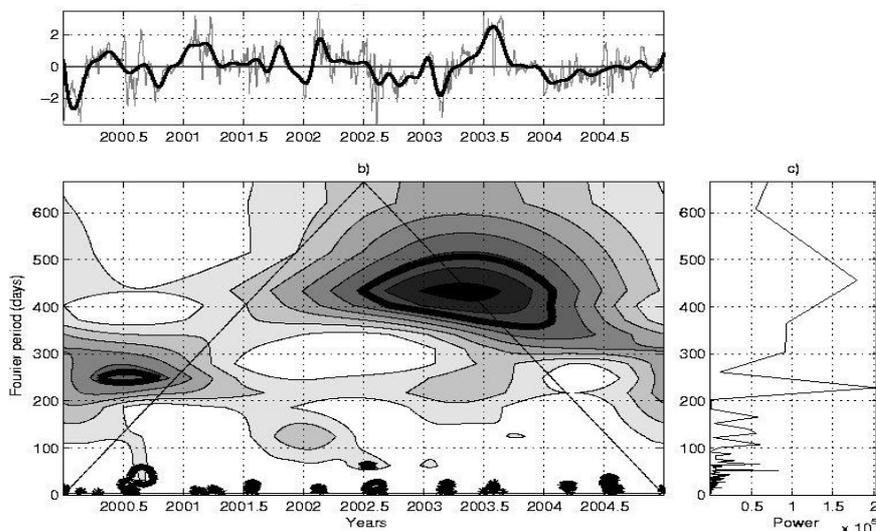


Figura 1: *Wavelet* analisi della serie temporale di anomalia della SST simulata. a) anomalie normalizzate; b) spettro CWT; c) Periodogramma di Fourier.

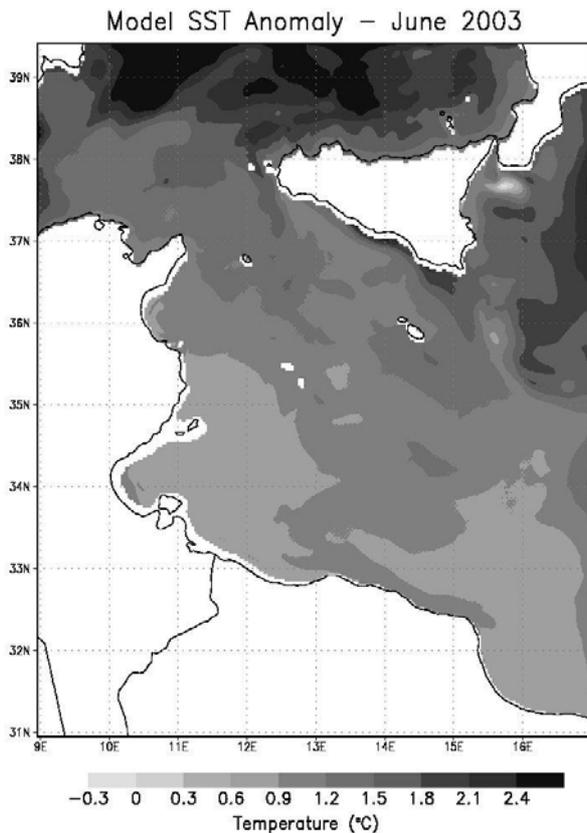


Figura 2: Mappa delle anomalie di SST a giugno 2003. Le anomalie calcolate da dati AVHRR mostrano *patterns* analoghi.

accordo con quanto rilevato da satellite, sebbene il modello abbia leggermente sottostimato i valori. L'analisi delle sezioni di temperatura simulate e osservate (CTD) ha dimostrato come tale sovra-riscaldamento si sia limitato ai primi 15-20 m a causa della forte stratificazione (non mostrato), come già osservato da Sparnocchia nel Mar Ligure (Sparnocchia *et al.*, 2006).

Analizzando i campi medi delle correnti sub-superficiali (30 m) simulati dal modello si è osservato come il percorso e l'intensità media della AIS nell'estate 2003 fosse notevolmente differente da quanto osservabile negli altri anni. In particolare il meandro che si forma solitamente in corrispondenza della estremità sud-orientale della Sicilia, sembra totalmente assente e più in generale la corrente mostra un *meandering* molto ridotto, come ridotta è la sua intensità (Figura 3). Sembra invece intensificata la *Atlantic Tunisian Current* (ATC), che solitamente è più intensa nel periodo autunnale che in quello estivo (Sorgente *et al.*, 2003).

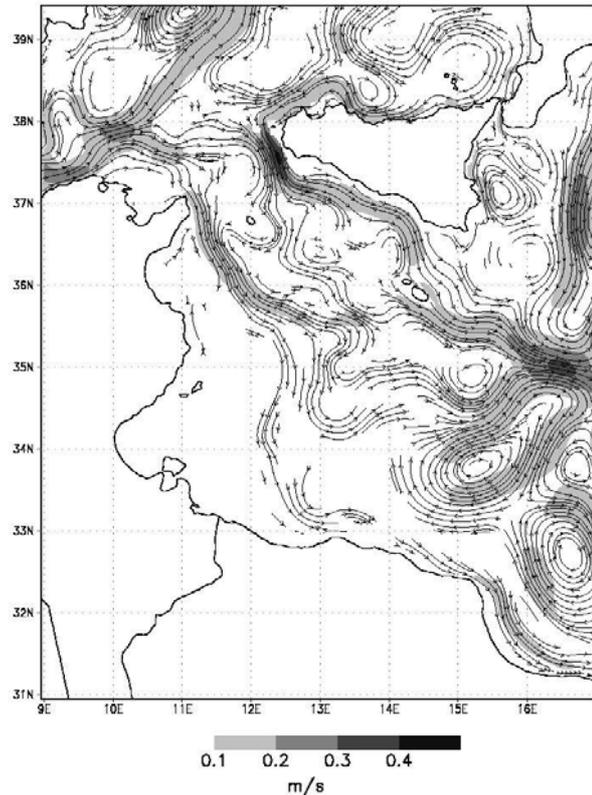


Figura 3: Correnti a -30 m. Media per giugno-luglio-agosto 2003. All'indebolimento della AIS sembra corrispondere un rinforzo nel flusso di ATC.

4 CONCLUSIONI

Il presente studio ha consentito di individuare alcune importanti modificazioni della idrodinamica regionale e locale avvenute in risposta ad anomale condizioni atmosferiche e climatiche.

La metodologia utilizzata si è dimostrata idonea alla individuazione e alla analisi delle anomalie idrodinamiche. In tal senso lo strumento modellistico si è dimostrato indispensabile, sempre supportato dalle osservazioni sia *in-situ* che satellitari.

L'ondata di calore dell'estate 2003 ha prodotto, nell'area di studio, un surriscaldamento degli strati superficiali (fino a circa 15 m) che a sua volta ha determinato anomalie nel gradiente di densità alla superficie (non mostrato). Il gradiente di densità è uno dei principali motori della AIS, che per questo motivo appare indebolita e modificata nel suo usuale percorso.

In risposta alla diminuzione del flusso di AIS, l'ATC risulta intensificata. Tale risposta dina-

mica costituisce probabilmente un meccanismo di conservazione del trasporto della *Modified Atlantic Water* (MAW), trasportata da queste due correnti attraverso lo Stretto di Sicilia.

Tali modifiche possono avere serie implicazioni nella biologia riproduttiva e nel reclutamento di importanti specie commerciali di piccoli pelagici, intensivamente pescati in quest'area.

5 PROSPETTIVE FUTURE

I futuri sviluppi della ricerca riguarderanno lo studio degli effetti delle anomalie idrodinamiche sulle dinamiche biologiche.

L'integrazione dei presenti risultati con i dati relativi all'abbondanza e al reclutamento di *E. encrasicolus* nel Canale di Sicilia, permetteranno di valutare gli effetti delle anomalie osservate sulla dinamica della popolazione.

6 RINGRAZIAMENTI

Il *wavelet software* è stato fornito da C.Torrence e G.Compo (<http://paos.colorado.edu>). Si ringrazia il PO.DAAC del NASA Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA (<http://podaac.jpl.nasa.gov>) che ha fornito i dati AVHRR *Pathfinder* SST. I dati CTD sono stati raccolti nel corso della campagna oceanografica ANSIC03 (10 luglio - 4 agosto 2003, R/V "Urania"), nel contesto del progetto ASTAMAR, finanziato dal MURST. Il modello idrodinamico è stato realizzato nell'ambito del progetto EU MFSTEP-*Mediterranean Forecasting System Toward Environmental Prediction* (EVK3-2001-00174). Il presente lavoro è stato svolto nell'ambito del progetto nazionale MIUR - PON SIGLA.

7 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

Basilone, G., Guisande, C., Patti, B., Mazzola, S., Cuttitta, A., Bonanno, A., Kallianiotis, A. 2004. Linking habitat conditions and growth in the European anchovy (*Engraulis encrasicolus*). *Fisheries*

Research, 68 (1-3): 9-19

Black, E., Blackburn, M., Harrison, G., Hoskins, B., Methven, J. 2004. Factors contributing to the summer 2003 European Heatwave. *Weather*, 59, 8: 217-222

Cuttitta, A., Guisande, C., Riveiro, I., Maneiro, I., Patti, B., Vergara, A. R., Basilone, G., Bonanno, A., Mazzola, S. 2006. Factors structuring reproductive habitat suitability of *Engraulis encrasicolus* in the south coast of Sicily. *Journal of Fish Biology*, 68 (1): 264-275

Marullo, S. e Guarracino, M. 2003. L'anomalia termica del 2003 nel Mar Mediterraneo osservata da satellite, *Energia, Ambiente e Innovazione*, 6/03: 48-53

Olita, A., Sorgente, R., Natale, S., Gaberseck, S., Ribotti, A., Bonanno, A., Patti, B. 2007. Effects of the 2003 European heatwave on the Central Mediterranean Sea: surface fluxes and the dynamical response. *Ocean Science*, in stampa

Pinardi, N., Allen, I., Demirov, E., De Mey, P., Korres, G., Lascaratos, A., Le Traon, P.-Y., Maillard, C., Manzella, G.M.R., Tziavos, C. 2003. The Mediterranean ocean forecasting system: first phase of implementation. *Annales Geophysicae*, 21: 3-20

Schar, C., Vidale, P.L., Luthi, D., Frei, C., Haberli, C., Liniger, M.A., Appenzeller, C. 2004. The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature*, 427: 332-336

Sorgente, R., Drago, A.F., Ribotti, A. 2003. Seasonal variability in the Central Mediterranean Sea circulation. *Annales Geophysicae*, 21: 299-322

Sparnocchia, S., Schiano, M.E., Picco, P., Bozzano, R., Cappelletti, A. 2006. The anomalous warming of summer 2003 in the surface layer of the Central Ligurian Sea (Western Mediterranean). *Annales Geophysicae*, 24: 443-452

Torrence, C., Compo, G.P. 1998. A practical guide to wavelet analysis, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 79: 61-78

Canali e stretti quali punti di osservazione privilegiata per lo studio della variabilità interannuale nel bacino Mediterraneo

G. P. Gasparini, K. Schröder, A. Vetrano e M. Astraldi

Istituto di Scienze Marine, CNR, La Spezia, Italia

gasparini@sp.ismar.cnr.it

SOMMARIO: Gli studi recenti mettono sempre più in evidenza che cambiamenti climatici non avvengono solo su scale centenarie e millenarie, ma possono accadere su scale molto più brevi. Questo è particolarmente importante per il Mediterraneo, dove le scale spazio-temporali sono un ordine di grandezza inferiore rispetto agli oceani e dove a partire dalla seconda metà degli anni '80, è stato osservato un rapido ed esteso cambio nella cella termoalina del bacino orientale. Da qui la necessità di un monitoraggio continuo della circolazione Mediterranea in punti chiave, per poter rilevare questi cambiamenti nel periodo in cui accadono e seguirne la loro evoluzione. Gli stretti, quali integratori delle variabilità che avvengono nei bacini adiacenti, sono particolarmente adatti a questo scopo. Nel seguito si evidenzieranno le variabilità osservate nel canale di Sicilia, il passaggio che controlla gli scambi est-ovest del Mediterraneo, e nel canale di Corsica, che controlla gli scambi fra il mar Tirreno (bacino caldo) ed il Ligure-Provenzale, bacino freddo e sede di formazione di acque dense.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Il mare Mediterraneo è un mare marginale collegato all'Atlantico attraverso lo stretto di Gibilterra. È inoltre formato da due principali bacini che comunicano attraverso il canale di Sicilia. Sia il Mediterraneo occidentale che l'orientale sono costituiti da sottobacini a loro volta connessi da passaggi di differente ampiezza e profondità, che possono avere un ruolo di controllo dei trasporti e quindi influenzare le caratteristiche degli scambi (Astraldi *et al.*, 1999). A causa del loro numero e della loro distribuzione sull'intero Mediterraneo, stretti e canali sono in grado di fornire, con una buona approssimazione, stime quantitative dei trasporti relativi all'intera circolazione. Essi costituiscono anche importanti punti di osservazione per quanto riguarda gli scambi di calore, di sale e di altre caratteristiche biochimiche presenti nei bacini adiacenti.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

La sede ISMAR di La Spezia ha da anni concentrato la sua attenzione sulla problematica degli stretti sia dal punto di vista della loro dinamica interna che quali punti privilegiati per il monitoraggio della circolazione mediterranea. In particolare essa mantiene attivo un sistema di misure in continuo nel canale di Corsica dal 1985 e nel canale di Sicilia dal 1993.

Il canale di Corsica controlla gli scambi fra mar Tirreno e mar Ligure, mentre il canale di Sicilia controlla gli scambi est-ovest dell'intero Mediterraneo. È quindi il passaggio mediterraneo più importante dopo lo stretto di Gibilterra.

In entrambi i canali, il monitoraggio consiste in ancoraggi muniti di correntometri che permettono di misurare la corrente a varie profondità, in modo da ottenere sia gli scambi nello strato superficiale che in quello profondo.

Mentre fino alla fine degli anni '90 le misure erano effettuate con correntometri puntuali, negli anni più recenti si stanno utilizzando correntometri ADCP in grado di ricostruire il profilo della corrente su gran parte della colonna d'acqua. Gli ancoraggi sono inoltre dotati, nello strato profondo, di uno strumento CTD di elevata qualità, in grado cioè di rilevare le variazioni nelle condizioni idrologiche degli strati profondi. Questo tipo di osservazioni fa parte della rete Hydro-changes (Fuda *et al.*, 2007), promossa dal CIESM, che si propone coordinare una rete di monitoraggio degli strati profondi del Mediterraneo. Campagne idrologiche, anche con prelievo di campioni di acqua, sono effettuate in entrambi i siti approssimativamente con cadenza semestrale.

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1 Il canale di Sicilia

Il canale di Sicilia è un sistema complesso, che si prefigura come un bacino intermedio fra est ed ovest. Ha infatti due sistemi di soglie, uno orientale ed uno occidentale profonde circa 500 m, ed un bacino interno, che raggiunge i 1700 m. Il collegamento est-ovest, specie per gli strati profondi, è quindi mediato da fenomeni di ricircolazione in questa regione. Il monitoraggio in oggetto è posizionato in corrispondenza delle due soglie occidentali (lungo la sezione Mazara del Vallo – Capo Bon), mediante due catene correntometriche (una per ciascuna soglia). Esse sono in grado di misurare sia la corrente nello strato superficiale di origine atlantica che quella dello strato profondo di origine levantina. Dall'evoluzione mensile del trasporto dell'acqua intermedia (Fig. 1) si può stimare un valore medio di $1,0 \pm 0,25$ Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$), evidenziando che il moto medio prevale in modo significativo sulla variabilità sia stagionale che interannuale (Fig. 1). Il ciclo annuale mostra trasporti più elevati da novembre a febbraio, mentre i valori minimi sono osservati ad agosto. I trasporti mensili mostrano comunque valori sempre superiori a 0,7 Sv, in ogni periodo dell'anno. Il monitoraggio delle proprietà idrologiche, iniziato nella seconda metà degli anni '80, ha per-

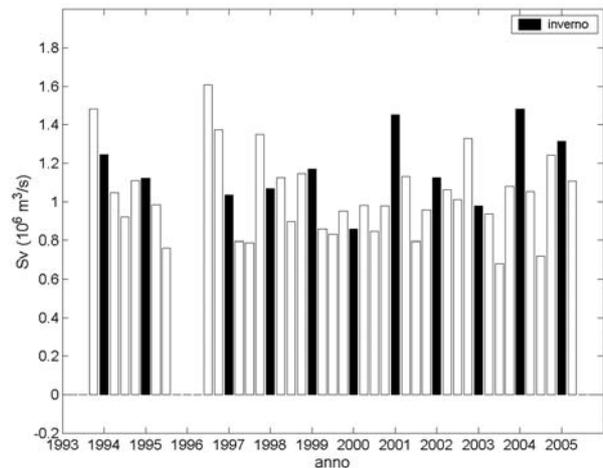


Figura 1: Evoluzione stagionale del trasporto di acqua intermedia nel canale di Sicilia. Il trasporto invernale è indicato con la barra di colore nero.

nesso di osservare l'evoluzione delle caratteristiche delle masse d'acqua soggette all'influenza del così detto "Eastern Mediterranean Transient" (EMT) (Roether *et al.*, 1995). L'EMT si manifesta nel Canale con una marcata oscillazione nelle proprietà idrologiche che si protrae per oltre 10 anni (Fig. 2) e si propaga nel Mediterraneo occidentale. È stato calcolato che negli anni 90, a causa dell'aumento della densità indotto da questa oscillazione, una percentuale significativa dell'outflow dal canale di Sicilia è sprofondato negli strati profondi del Mediterraneo occidentale (Gasparini *et al.*, 2005). I cambiamenti introdotti da questo evento nella circolazione termohalina hanno modificato la struttura idrologica delle acque del Mediterraneo Occidentale. In particolare hanno provocato una sensibile acce-

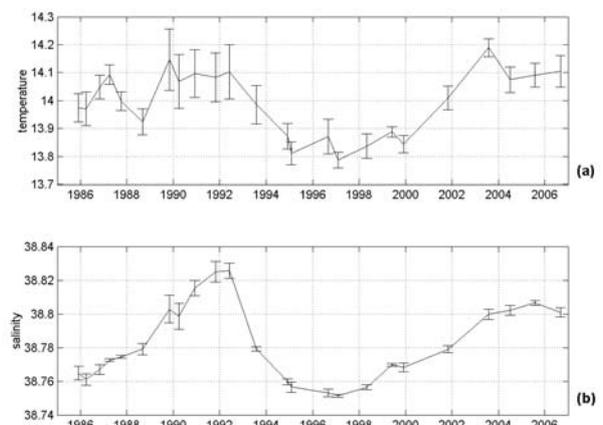


Figura 2: Evoluzione temporale delle caratteristiche idrologiche dell'outflow di origine orientale nel canale di Sicilia. (a) temperatura (b) salinità. La barra indica la deviazione standard.

lerazione all'aumento della temperatura e della salinità degli strati profondi ed intermedi, già in atto da lungo tempo. Ciò sta influenzando in modo significativo i processi di formazione di acqua densa che avvengono nel bacino Ligure-Provenzale (Schröder *et al.*, 2006).

3.2 Il canale di Corsica

Il trasporto nel canale di Corsica è stato monitorato dal luglio 1985. Esso controlla gli scambi fra mar Tirreno e mar Ligure ed è particolarmente sensibile allo sbilanciamento negli scambi con l'atmosfera, che si verificano nel periodo invernale fra i due bacini. Mentre il bacino Ligure-Provenzale è caratterizzato da intesi scambi che portano alla formazione delle acque dense, il mar Tirreno, molto meno esposto agli eventi di Mistral, ha scambi assai più ridotti (Astraldi e Gasparini, 1992).

Il trasporto medio attraverso il canale e la sua variabilità (0.49 ± 0.42 Sv) sono dello stesso ordine di grandezza (Fig. 3). La corrente, fluendo in modo quasi permanente dal Tirreno verso il mar Ligure, ha un ciclo stagionale ben marcato, con valori elevati in inverno e valori quasi nulli in estate. In sostanza, durante l'estate il flusso dal Tirreno al Ligure si interrompe, per riprendere in autunno.

Il ciclo stagionale attraverso questo canale, estremamente regolare e stabile, spiega gran parte della variabilità osservata. I trasporti maggiori sono stati osservati negli anni '80, i più ridotti nei primi anni '90.

3.3 Possibili relazioni fra NAO e trasporto attraverso il canali

Mentre l'influenza della North Atlantic Oscillation (NAO) sul clima europeo è ormai un risultato acquisito, i suoi effetti sulla regione mediterranea sono ancora materia di discussione. Vari studi hanno mostrato che il Mediterraneo è soggetto a differenti sistemi atmosferici a larga scala (Hurrell, 1995; Raicich *et al.*, 2001) e che l'influenza della NAO sembra più chiara nel bacino occidentale (Pozo-Vasquez *et al.*, 2001). Recentemente Rixen *et al.* (2005) hanno mostrato come la NAO possa essere responsabile di molta parte della variabilità interannuale medi-

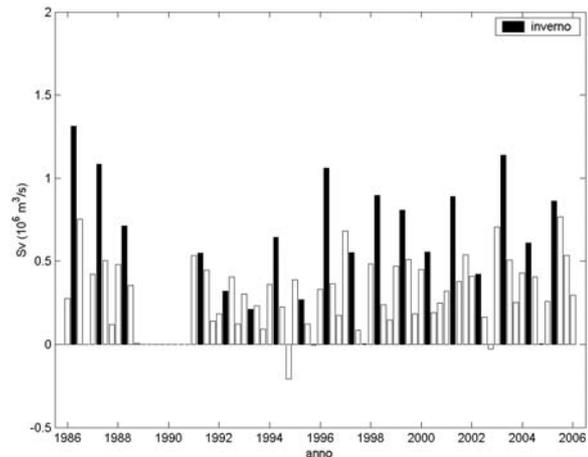


Figura 3: Evoluzione stagionale del trasporto di acqua nel canale di Corsica. Il trasporto invernale è indicato con la barra di colore nero.

terranea e probabilmente anche dell'Eastern Mediterranean Transient.

Il nostro gruppo è stato fra i primi ad evidenziare un possibile influsso della NAO sulla circolazione mediterranea (Vignudelli *et al.*, 1999), attraverso la sua influenza sulle condizioni atmosferiche invernali del bacino-ligure provenzale e quindi sugli scambi mare-atmosfera molto attivi in quella regione.

Un confronto fra il trasporto invernale nel canale di Corsica e l'indice invernale della NAO mostra che i valori più elevati del trasporto dal Tirreno al Ligure si hanno in corrispondenza di indici NAO particolarmente negativi. Viceversa, se l'indice NAO è molto positivo il trasporto attraverso il canale registra i valori più bassi (Fig. 4).

Ritornando al canale di Sicilia, non sembra esistere una relazione evidente fra il trasporto attraverso questo canale e l'indice NAO.

Esistono comunque maggiori difficoltà nel rilevare una possibile relazione sia per il ridotto ciclo stagionale che per la ridotta variabilità interannuale (Fig. 1). Occorre anche osservare che il Mediterraneo orientale è interessato da differenti sistemi atmosferici e che le interazioni fra Mediterraneo est ed ovest, che si riflettono negli scambi nel canale di Sicilia, sono molto complesse ed ancora in gran parte sconosciute.

4 PROSPETTIVE FUTURE

La variabilità interannuale delle condizioni idrologiche, che attualmente si osservano nel

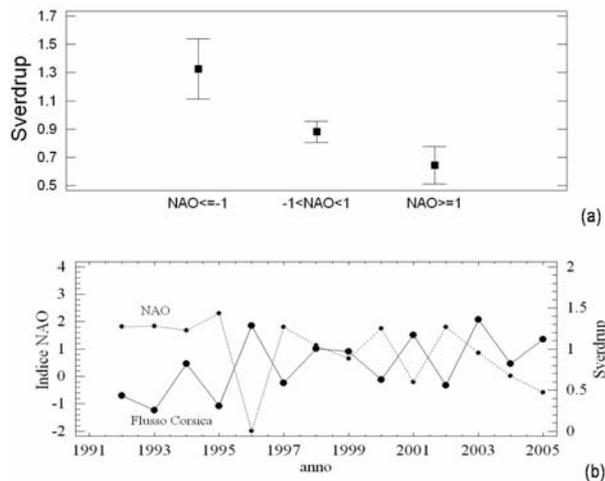


Figura 4: (a) valori medi dei trasporti mensili invernali, raggruppati secondo il valore assunto dall'indice NAO; (b) Confronto fra il trasporto invernale nel canale di Corsica (linea continua) ed il corrispondente indice NAO (linea tratteggiata). L'indice utilizzato è quello Gibilterra-Reykjavic.

Mediterraneo Occidentale, evidenziano come l'influenza dell'EMT nel Mediterraneo sia lontana dall'essere conclusa. Le osservazioni più recenti (fine 2006) nel canale di Sicilia sembrano suggerire l'arrivo dal Mediterraneo orientale di nuove acque dense. La prospettiva è quella di continuare il monitoraggio in corso implementando le osservazioni, da un lato con strumentazione addizionale per la misura anche di parametri biogeochimici, dall'altra per arrivare ad una acquisizione dei dati in tempo reale da inserire nei sistemi previsionali della circolazione. Attualmente altri stretti sono monitorati, fra i quali Gibilterra. Un uso congiunto dei dati acquisiti ed in corso di acquisizione porterà ad una migliore definizione delle scale di variabilità della circolazione e dell'interazione fra bacini, dalla mesoscala alla variabilità interannuale.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Astraldi M. e G.P. Gasparini, 1992. The seasonal characteristics of the circulation in the North Mediterranean Basin and their relationship with the atmospheric-climatic conditions. *Journal Geophysical Research*, 97, 9531-9540.
- Astraldi M., S. Balopoulos, J. Candela, J. Font, M. Gacic, G.P. Gasparini, B. Manca, A. Theocaris e J. Tintore, 1999. The role of straits and channels in understanding the characteristics of Mediterranean circulation. *Progress in Oceanography*, 44: 65-108.
- J.L. Fuda, J. Font, J. Gacia-Lafuente, G.P. Gasparini, C. Millot e others, 2007. HYDROCHANGES: first results and perspectives. *Rapp. Comm. int. Mer Medit.*, 38, in stampa.
- Gasparini G. P., Ortona A., Budillon G., Astraldi M., e Sansone E. 2005. The effect of the Eastern Mediterranean Transient on the hydrographic characteristics in the Strait of Sicily and in the Tyrrhenian. *Deep Sea Res. I* 52: 915-935.
- Hurrell J.W., 1995. Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperature and Precipitation. *Science*, 269: 676-679.
- Pozo-Vazquez D., M.J. Esteban-Parra, F.S. Rodrigo e Y. Castro-Diez, 2001. A study of NAO variability and its possible non-linear influences on European surface temperature. *Climate Dynamics*, 17: 701-715.
- Raicich F., N. Pinardi e A. Navarra, 2003. Teleconnections between Indian Monsoon and Sahel Rainfall and the Mediterranean. *International Journal of Climatology*, 23, 173-186.
- M. Rixen, J.-M. Beckers, S. Levitus, J. Antonov, T. Boyer, C. Maillard, M. Fichaut, E. Balopoulos, S. Iona, H. Dooley, M.-J. Garcia, B. Manca, A. Giorgetti, G. Manzella, N. Mikhailov, N. Pinardi e M. Zavatarelli, 2005. The Western Mediterranean Deep Water: A proxy for climate change. *Geophys Res. Letters*, 32, L12608, doi:10.1029/2005GL022702.
- Roether W., B. Manca, B. Klein, D. Bregant, D. Georgopoulos, V. Beitzel, V. Kovacevic, A. Luccheta, 1995. Recent changes in the Eastern Mediterranean deep waters. *Science*, 271: 333-335.
- Schröder, K., Gasparini G.P., M. Tangherlini M. & Astraldi M. 2006. Deep and intermediate water in the western Mediterranean under the influence of the Eastern Mediterranean Transient, *Geophys. Res. Lett.* 33: L21607, doi: 10.1029/2006GL027121.
- Vignudelli S., G.P. Gasparini, M. Astraldi and M.E. Schiano, 1999. A possible influence of the North Atlantic Oscillation on the circulation of the Western Mediterranean Sea, *Geophysical Research Letters*, 26, 623-626.

Variabilità interannuale della produzione primaria nel Mar Mediterraneo: 8 anni di osservazioni SeaWiFS

S. Colella, R. Santoleri

Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Roma, Italia
s.colella@isac.cnr.it

SOMMARIO: Utilizzando i dati di clorofilla forniti dal sensore satellitare SeaWiFS per gli anni 1998-2005 si è stimata la produzione primaria nel Mar Mediterraneo sfruttando un modello globale appositamente riadattato alle caratteristiche bio-ottiche specifiche del bacino. Dall'analisi dei dati è stato possibile osservare l'intensa variabilità interannuale dei massimi di produttività primaverili, principalmente nella zona occidentale del Mediterraneo, ma anche una discreta variabilità interannuale della produzione primaria a scala di sottobacino e una bassa variabilità a scala di bacino.

1 INTRODUZIONE

L'attività umana degli ultimi decenni ha determinato un notevole aumento della concentrazione di anidride carbonica (CO₂) e di altri gas serra in atmosfera. Questi gas di origine antropica giocano un ruolo critico nel controllo climatico della Terra poiché aumentano l'opacità dell'atmosfera alle radiazioni infrarosse, causando il riscaldamento della superficie del pianeta. È quindi chiaro il perché negli ultimi anni la scienza si sia sempre più intensamente preoccupata di capire quali siano i processi che regolano il ciclo globale del carbonio e come varino nel tempo i flussi di CO₂ tra atmosfera e gli altri comparti del pianeta. Gli oceani rivestono un ruolo fondamentale nel ciclo del carbonio in quanto ricoprono la maggior parte del pianeta e hanno degli scambi molto rapidi di CO₂ con l'atmosfera. Semplificando molto il processo è possibile affermare che lo scambio di CO₂ tra atmosfera-oceano avviene grazie a due meccanismi principali: la "pompa di solubilità", regolata dalla temperatura superficiale dell'acqua, che permette lo scambio di CO₂ fra i due comparti per diffusione, e la "pompa biologica", che invece permette la trasformazione e stoccaggio della CO₂. La più im-

portante delle due è quella biologica. La maggiore o minore efficienza della "pompa biologica" è dovuta alla maggiore o minore efficienza della fotosintesi che in ambiente marino è svolta principalmente dal fitoplancton. La velocità con la quale la biomassa viene creata e resa disponibile ai livelli trofici successivi è chiamata produzione primaria (PP). Lo studio del ciclo globale del carbonio non può quindi prescindere da un attento studio dei tassi di PP marina. Lo studio dei flussi di carbonio e della PP a scala globale, con i metodi di campionamento tradizionale (campagne oceanografiche), non è realizzabile a causa dell'inadeguata copertura spaziale e dei tempi di campionamento. L'unica possibilità di avere una copertura sinottica a questa scala è utilizzare i sensori remoti. Infatti, attraverso le misurazioni satellitari di clorofilla e l'impiego di modelli numerici per combinare queste con le altre informazioni bio-ottiche presenti nei dataset storici è possibile stimare la PP marina.

Il Mar Mediterraneo è stato sottoposto negli scorsi anni a studi di PP sfruttando uno dei modelli più utilizzati a livello globale, quello di Morel (1991) adattato ad applicazioni satellitari grazie al lavoro di Antoine e Morel (1996).

L'obiettivo di questo lavoro è quello di analizzare l'andamento interannuale della PP nel Mediterraneo dal 1998-2005 utilizzando un modello globale adattato alle caratteristiche del bacino stesso.

2 BACKGROUND TEORICO

Il metodo per stimare la PP partendo da dati di clorofilla superficiale si basa su un modello fotosintetico globale adattato alle caratteristiche del Mar Mediterraneo.

La concentrazione di clorofilla misurata dai sensori remoti è utilizzata per stimare i profili di biomassa verticali utilizzando un metodo messo a punto da Morel e Berthon (1989) che utilizza regressioni statistiche ottenute dallo studio di profili misurati in situ in vari mari del globo. Le informazioni esterne riguardanti copertura nuvolosa o temperatura del mare derivano da data set climatologici e/o misure AVHRR.

Le stime di clorofilla satellitari si riferiscono solamente ai primi strati superficiali della colonna d'acqua, mentre l'algoritmo per la stima della PP richiede la conoscenza del profilo verticale di clorofilla fino ad una certa quota definita profondità eufotica (Z_e) (cioè quella profondità alla quale la radiazione luminosa si è ridotta all'1% del suo valore in superficie). Morel e Berthon nella loro analisi statistica hanno stabilito delle relazioni tra: profondità eufotica, concentrazione di clorofilla totale all'interno dello strato eufotico (C_{tot}) e concentrazione di clorofilla superficiale misurata da sensori remoti (C_{sat}). Inoltre hanno determinato alcuni profili caratteristici da associare, tramite determinate relazioni, alla clorofilla superficiale telerilevata.

L'adattamento di questo modello globale alle caratteristiche del Mar Mediterraneo ha visto la determinazione di nuove relazioni statistiche tra Z_e , C_{tot} e C_{sat} derivate dall'osservazione e studio di misure in situ raccolte esclusivamente nel Mar Mediterraneo durante varie campagne svolte tra gli anni 1996 e 2005. Inoltre si sono determinati dei nuovi profili di biomassa, associabili alle misure di

clorofilla satellitari, caratteristici del Mar Mediterraneo.

L'adattamento del modello ha portato delle sostanziali modifiche alle stime di PP non solo per quanto riguarda i valori assoluti di produttività, che risultano sostanzialmente più bassi rispetto alle stime precedenti con il modello globale, ma anche e soprattutto riguardo l'andamento annuale della produzione che presenta dei massimi di produttività nei mesi primaverili, piuttosto che in quelli estivi come da stime precedenti, in accordo con le osservazioni effettuate in situ (Colella, 2007).

3 ANALISI DELL'ANDAMENTO DELLA PRODUZIONE PRIMARIA NEL MAR MEDITERRANEO

L'applicazione del nuovo modello ai dati di clorofilla superficiale forniti dal SeaWiFS dal 1998 al 2005 ha portato alle stime di PP per lo stesso periodo e la possibilità di analizzare le variazioni della produttività nel bacino.

Nella Figura 1 è mostrato l'andamento della PP e della clorofilla per gli 8 anni studiati. L'andamento della PP segue quello della clorofilla e mostra i suoi massimi nel periodo primaverile con un ritardo di circa 15 giorni rispetto ai massimi di clorofilla. Questo *shift* è del tutto realistico considerando che il bloom algale si sviluppa molto velocemente in risposta all'istaurarsi delle condizioni ambientali ottimali (elevate concentrazioni di nutrienti, elevata insolazione ecc.) mentre il massimo di produzione si ha immediatamente dopo in quanto dipendente dal bloom algale stesso.

Dallo stesso grafico è anche possibile fare una prima analisi riguardo le differenze di produttività nei vari anni studiati. Il 1998 e il 2001 mostrano i massimi di produttività meno intensi, mentre il 1999 e il 2005 sono quelli in cui si riscontrano dei picchi di PP più intensi. Inoltre è possibile osservare nell'estate del 2003 una PP leggermente superiore a quelle degli altri anni causata probabilmente dalle elevate temperature fatte registrare in quel periodo principalmente nella parte occi-

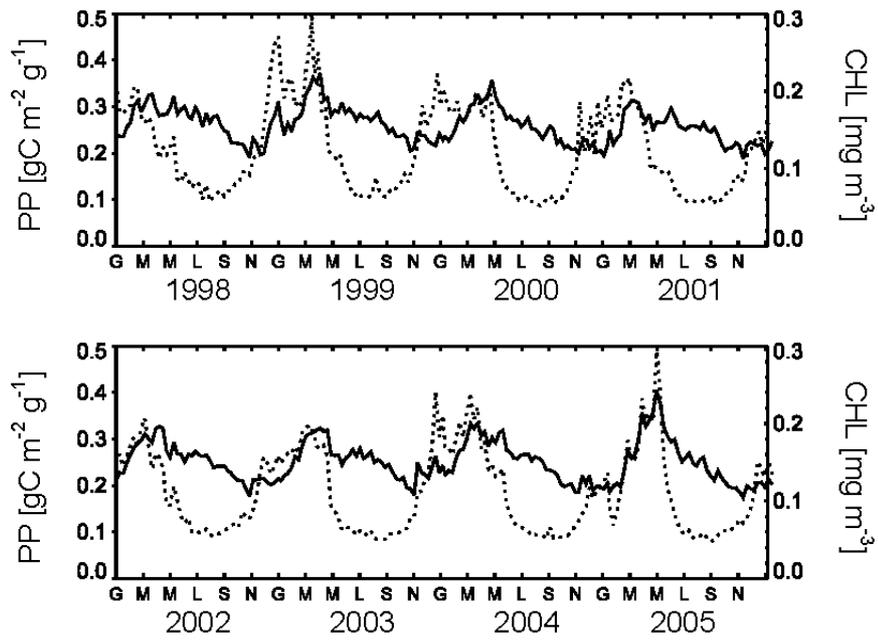


Figura 1: Andamento della PP (linea piena) e clorofilla (linea punteggiata) per gli otto anni studiati.

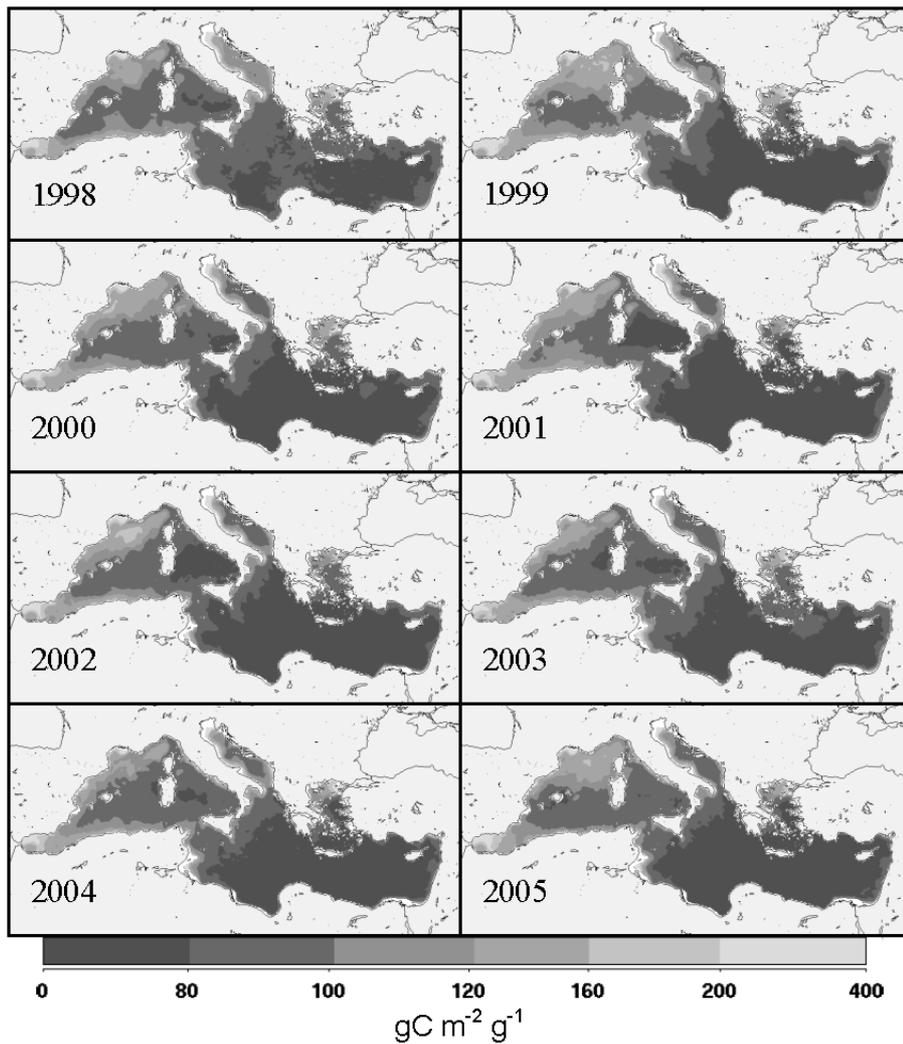


Figura 2: Mappe di PP integrata annuale per gli otto anni studiati

dentale del bacino (Marullo e Guarracino, 2003).

Nella Figura 2 sono mostrate le mappe annuali di PP integrata. Da queste mappe è molto evidente come la parte occidentale del bacino sia quella più produttiva e che le differenze nei picchi di produttività del grafico precedente siano imputabili principalmente a differenze di PP nella zona del Golfo del Leone e Mar Ligure nei vari anni studiati. Si vede anche molto bene come l'acqua atlantica, in entrata attraverso lo stretto di Gibilterra, induca un'elevata produzione nel mare di Alboran in tutti gli anni studiati.

Dall'analisi delle mappe annuali si può anche osservare che il bacino, pur mostrando delle differenze locali di PP tra i vari anni studiati, globalmente non presenta grandi variazioni. Infatti quando la PP è più bassa nella zona occidentale, come nel caso del 1998 o 2003, nella zona orientale si notano dei tassi più elevati rispetto alla media; in maniera opposta, nel 1999 e 2005, quando la PP è elevata nella parte occidentale del bacino, in quella orientale si osserva una PP più bassa rispetto agli altri anni.

Questa sorta di bilanciamento tra est e ovest del bacino porta ad una PP abbastanza costante durante gli otto anni studiati. La tabella sottostante mostra, anche dal punto di vista quantitativo, la variabilità dei sottobacini occidentale e orientale in contrasto con la sostanziale stabilità a scala di bacino.

Tabella 1: Variazione percentuale della PP rispetto alla PP media

	MED	OVEST MED	EST MED
1998	+3.90	-1.94	+8.11
1999	+5.86	+8.50	+3.95
2000	-0.02	+1.40	-1.04
2001	-2.54	+0.31	-4.60
2002	-2.29	-1.57	-2.82
2003	-0.82	-4.03	+1.50
2004	-1.60	-3.00	+0.59
2005	-2.49	+0.33	-4.52

4 CONCLUSIONI

L'analisi interannuale su gli otto anni di dati SeaWiFS ha evidenziato poca variabilità del Mediterraneo esaminato globalmente ma una discreta variabilità regionale sia ad occidente che ad oriente. Questa variabilità interannuale diventa sempre più evidente quando si analizzano i diversi sottobacini che compongono il Mar Mediterraneo. Ciò indica che le scale regionali sono quelle che dominano questa variabilità. Questo non stupisce poiché la PP è principalmente guidata dalla variabilità della biomassa fitoplanctonica. È noto che la variabilità della biomassa mediterranea è legata principalmente ai processi fisici-biologici, quali formazioni di acque dense, upwellings, trasporto *off-shore*, che dipendono fortemente da forzanti locali e non da quelli a scala di bacino. Da qui la necessità di uno studio più ampio, il cui obiettivo sia di definire i meccanismi responsabili della variabilità interannuale della produzione osservata in ciascun area del Mediterraneo, nonché il suo impatto sul ciclo del carbonio e la concentrazione di CO₂ in atmosfera.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Colella S. 2007. La produzione primaria nel Mar Mediterraneo da satellite: sviluppo di un modello regionale e sua applicazione ai dati SeaWiFS, MODIS e MERIS. Tesi di Dottorato. Università "Federico II" di Napoli, Italia.
- Marullo S. e M. Guarracino, 2003. L'anomalia termica del 2003 nel mar Mediterraneo osservata da satellite. In: Energia Ambiente e Innovazione Novembre-Dicembre 2003, ENEA.
- Morel, A. and J. F. Berthon, 1989. Surface pigments, algal biomass profiles, and potential production of the euphotic layer: relationship reinvestigated in view of remote-sensing applications. *Limnology and oceanography*, 34(8), 1545-1562.

Effetti della temperatura (SST) sulla biomassa dei riproduttori di acciughe (*Engraulis encrasicolus*)

G. Basilone¹, A. Bonanno¹, B. Patti¹, A. Cuttitta¹, G. Buscaino¹, G. Buffa¹, A. Bellante¹, G. Giacalone¹, e S. Mazzola¹, A. Ribotti², A. Perilli²

¹Istituto Ambiente Marino Costiero, CNR, Mazara del Vallo (TP), Italia

²Istituto per l'Ambiente Marino Costiero, CNR, Oristano, Italia

walter.basilone@irma.pa.cnr.it

SOMMARIO: Le popolazioni di piccoli pelagici, ed in particolare l'acciuga europea rappresenta una importante risorsa economica per il territorio. Tale risorsa è soggetta ad ampie fluttuazioni interannuali nella sua abbondanza, strettamente legate alla variabilità dell'ecosistema pelagico in cui vivono. Nello Stretto di Sicilia la popolazione di acciuga è stata investigata nell'ultimo decennio con metodi di stima diretti basati sulla biologia riproduttiva della specie (DEPM) e su dati acustici da ecoscandaglio scientifico (Echosurvey). La variabilità in tali valori di abbondanza, durante i periodi di deposizione, ha mostrato essere relazionata significativamente con la temperatura media superficiale permettendo di valutare potenziali effetti di cambiamenti climatici quali il riscaldamento globale su tali risorse. In particolare si è evidenziato un intervallo di temperatura ottimale per la deposizione della specie in tale area. Tale comportamento permette di ipotizzare scenari plausibili dell'effetto di una variazione climatica nella temperatura anche sui livelli di biomassa dell'intera popolazione nell'area di studio.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Nello Stretto di Sicilia a partire dal 1998 il CNR di Mazara del Vallo ha iniziato il monitoraggio delle risorse ittiche pelagiche. In particolare le sardine (*Sardina pilchardus*) e le acciughe (*Engraulis encrasicolus*) costituiscono una fetta importante dello sbarcato e del relativo indotto. Dati forniti da IREPA (2003) e relativi al periodo dal 1996 al 2002 indicano, per il Mediterraneo, un ammontare delle catture di sardine e acciughe che formano il 25% del totale sbarcato, di cui il 16% acciughe e 9% sardine. La produzione Italiana costituisce il 41% di quella Mediterranea e la Sicilia contribuisce con il 26% delle catture. Il ricavo totale annuale medio nazionale è stimato essere di 77 M€ per le acciughe pescate e 24 M€ per le sardine. L'acciuga in particolare è una specie *target* d'importante valore commerciale per la pesca e l'indotto nello Stretto di Sicilia. In tutto il mondo come anche nello Stretto di Sicilia la biomassa di tali risorse è sog-

getta ad ampie fluttuazioni interannuali. Tali differenze fra un anno e l'altro rendono complessa la gestione sostenibile della risorsa, salvo adottare un approccio ecosistemico che tenga conto della variabilità ambientale nel medio e nel lungo periodo. Queste oscillazioni sono dovute all'effetto combinato dell'estrema variabilità delle condizioni ambientali propria dell'ecosistema pelagico e della complessità biologica del ciclo di vita di tali specie. L'abbondanza di tali specie in mare è infatti il frutto di un compromesso fra evoluzione della specie nel suo determinato habitat e l'evoluzione climatica. Certamente si può affermare che le strategie riproduttive di tali specie si siano evolute in decine di migliaia d'anni, e il fatto che ad oggi siano in "salute" implica il successo di quest'adattamento. Si può quindi ipotizzare che in un futuro dove l'evoluzione climatica non subisca influenze antropiche significative, le specie viventi siano in grado di adattarsi ai nuovi mutamenti ambientali. Minore conoscenza si ha invece sulla risposta di tali risorse a

cambiamenti climatici indotti da fattori antropici. Infatti, la differenza fra le scale temporali dell'azione antropica con quelle proprie dell'adattamento evolutivo costituisce motivo di grande preoccupazione per la sorte di tali risorse. La variabilità dei livelli di biomassa delle popolazioni ittiche in relazione a cambiamenti climatici è dunque un argomento topico, soprattutto in questi ultimi tempi, che registrano un riscaldamento globale la cui evoluzione è tuttora di difficile interpretazione e costituisce motivo di un acceso dibattito all'interno della comunità scientifica internazionale. Il monitoraggio continuo di tali risorse e dell'ambiente in cui vivono rappresenta quindi un importante strumento per la comprensione dei meccanismi che regolano le oscillazioni di biomassa sia nel breve, medio e nel lungo periodo. Nel presente studio si è cercata una relazione fra le stime annuali di biomassa di acciuga e i vari indici ambientali disponibili sia da dati *in situ* che derivati da satellite.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

La piattaforma continentale antistante la costa meridionale della Sicilia rappresenta la principale zona di deposizione per la popolazione di acciughe nell'area di studio, e le catture sostengono economicamente una grossa comunità (Mazzola *et al.*, 2002; García La Fuente *et al.*, 2002). Tuttavia, la biomassa annuale è soggetta a notevoli oscillazioni che possono ridurre la capacità di assorbire e compensare lo sforzo di pesca che peraltro è rilevante (Patti *et al.*, 2004). La serie di surveys multidisciplinari effettuati dal 1998 ad oggi ha riguardato proprio la valutazione della biomassa di tali popolazione con due metodi diretti ed indipendenti fra loro (*Echosurvey* e DEPM) nonché la raccolta di dati meteorologici ed oceanografici *in situ*. I metodi ittioplanctonici ed elettroacustici per la stima della biomassa di pesci pelagici sono sempre più utilizzati e riconosciuti strumenti validi per la valutazione e gestione delle risorse ittiche ed anche per costruire serie storiche di dati attendibili, da utilizzare proprio per una gestione sostenibile delle stesse risorse (Hunter & Lo 1993). Nel presente lavoro si è analizzata la correlazione fra indici ambientali e stime di bio-

massa. I dati ambientali presi in considerazione hanno riguardato la temperatura superficiale del mare (SST), in particolare la serie storica delle medie mensili delle SST di Reynolds, frutto di una interpolazione ottima di dati provenienti da osservazioni marine e da satellite (AVHRR) per il punto di coordinate 37°30'N, 12°30'E; dati resi disponibili dal Data Support Section of the University Corporation for Atmospheric Research (UCAR), (<http://dss.ucar.edu/Datasets/ncep.marine/ascii/>). I valori medi mensili (periodo 1997–2006) della concentrazione di clorofilla *a* nel riquadro di risoluzione 1° x 1° di longitudine centrato sul punto di coordinate 37°30'N e 12°30'E sono stati stimati da misure da satellite (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/level3.pl>) e utilizzati come indicatori della produzione primaria dell'area. Infine, la serie storica delle medie mensili dell'indice di upwelling è stata stimata applicando la procedura proposta da Bakun (1973) sulla serie storica del vento registrata presso la stazione meteo di Trapani dell'Aeronautica Militare. L'indice di upwelling, misurato in $m^3s^{-1}km^{-1}$, rappresenta il volume di acqua risalita in superficie per chilometro di costa. I dati biologici raccolti nelle campagne di misura in mare dal 1998 al 2006 hanno riguardato principalmente i parametri riproduttivi dell'acciuga (ampiezza dell'area di deposizione, produzione di uova, temperatura media nello strato di deposizione) e le stime annuali di biomassa.

3 RISULTATI RILEVANTI

Basilone *et al.* (2006) hanno già sottolineato l'importanza della temperatura nella definizione del periodo di deposizione e nella strategia riproduttiva delle acciughe. Anche nel presente studio la temperatura risulta avere un importante ruolo. In figura 1 viene mostrata la relazione trovata fra la temperatura superficiale media nel mese di luglio (SST), periodo in cui si ha il picco riproduttivo della popolazione, e i livelli di biomassa ottenuti con il metodo elettroacustico durante il picco riproduttivo. La relazione, di tipo parabolico, tra SST e la biomassa trasformata al logaritmo naturale risulta tuttavia non significativa ($r^2=0,35$; $F_{2,6} = 0,83$; $p = 0,48$).

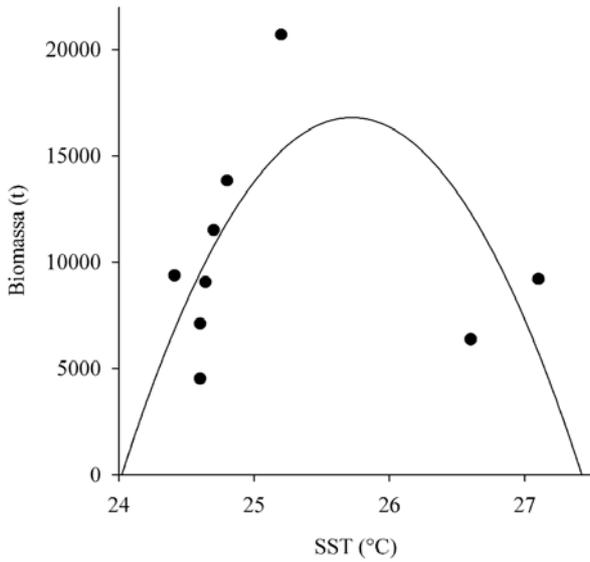


Figura 1: Relazione fra temperatura superficiale nel mese di Luglio nel periodo dal 1998 al 2006 con la biomassa stimata nello stesso anno.

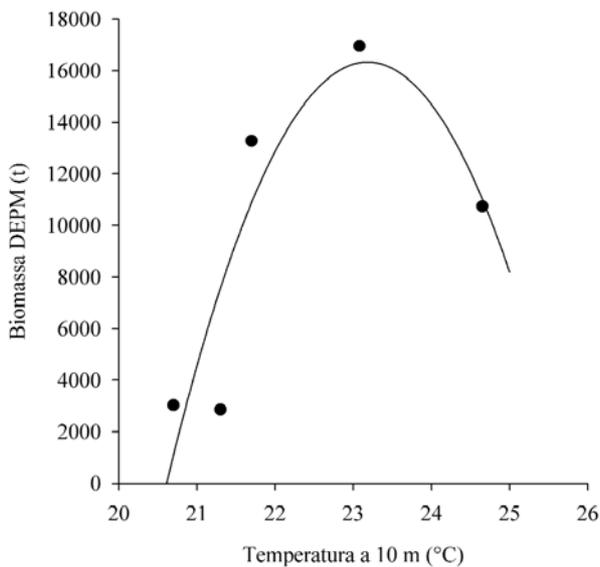


Figura 2: Relazione fra temperatura a 10 metri di profondità nell'area di deposizione per gli anni in cui è stata stimata la biomassa con il DEPM e la biomassa stessa.

Una relazione analoga è stata ottenuta con le stime di biomassa DEPM (Figura 2) utilizzando però la temperatura registrata *in situ* alla profondità di 10m nell'area di deposizione. Sebbene la relazione sia basata su un numero inferiore di osservazioni essa presenta lo stesso andamento mostrato nella Figura 2 ma con un grado di correlazione maggiore ($r^2 = 0,79$; $F_{2,2} = 1,09$; $p = 0,048$).

Altre relazioni possibili sono state testate mediante l'utilizzo di altri indici quali *upwelling*, *wind mixing* e produttività primaria (Chl - a) non riscontrando però risultati significativi (Spearman-Kendall, $p > 0,05$). La serie storica della temperatura e della sua anomalia presenta un trend crescente dal 1982, ad oggi ben visibile nelle regressioni in Figura 3.

I dati ad oggi raccolti e le indagini effettuate nello Stretto di Sicilia non costituiscono una serie storica sufficientemente lunga da permettere di evidenziare la significatività delle relazioni trovate fra clima e biologia. Tuttavia, è già possibile effettuare una serie di considerazioni generali che certamente andranno integrate con ulteriori dati e ricerche, ma che adesso ci permettono di approfondire la conoscenza della variabilità dell'ecosistema e dei complessi meccanismi che lo regolano. La prima di queste considerazioni riguarda la biomassa delle risorse pelagiche. Essa è soggetta alle variazioni ambientali e la temperatura rappresenta certamente il principale parametro che in maniera diretta o indiretta influisce chiaramente sulla crescita e sul ciclo riproduttivo di tali specie pelagiche (Basilone *et al.*, 2004, 2006; Patti *et al.*, 2004). Entrambe le relazioni trovate, sebbene provengano da dati ottenuti in maniera del tutto indipendente, descrivono uno stesso andamento in relazione alla bio-

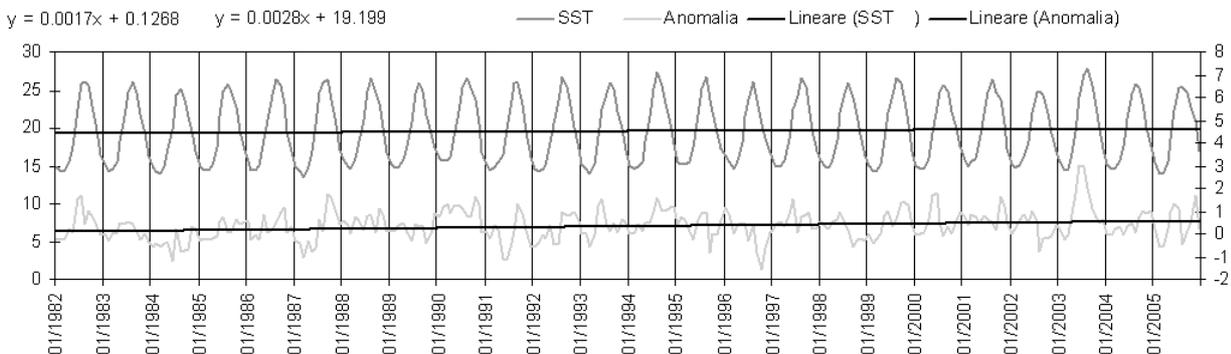


Figura 3: Serie di temperatura ed anomalia media mensile dal 1982 al 2005 con rette di regressione che mostrano il trend crescente.

massa. La seconda considerazione interessa la variabilità interannuale della circolazione superficiale. In particolare, essa ha una grossa influenza sulla distribuzione dei prodotti di deposizione (uova e larve) determinando uno spostamento dei prodotti di schiusa dalle aree di deposizione alle aree di nursery dove le condizioni ambientali sono favorevoli alla crescita larvale (Mazzola *et al.*, 2002; Cuttitta *et al.*, 2006). Le relazioni descritte nel presente lavoro sono state ottenute con dati indipendenti fra loro, tuttavia hanno mostrato un andamento molto simile, evidenziando in particolare il ruolo chiave che ha la temperatura nel determinare i livelli di biomassa di acciughe. Come si può vedere nella Figura 2, i livelli di biomassa sembrano essere regolati dalla temperatura dell'acqua con la quale essi si accrescono sino ad un punto di massimo, indicando l'esistenza di un optimum di temperatura per la popolazione di acciuga durante il periodo di deposizione nello Stretto compreso fra i 25 e i 26 °C (SST). La temperatura ottimale a 10 m di profondità propria del sito di deposizione è invece sensibilmente più bassa, attorno ai 23°C. Tuttavia, va detto che i fattori limitanti per l'accrescimento di una popolazione ittica sono svariati, non ultimo la disponibilità di cibo, ed essi possono entrare in gioco indipendentemente dalla temperatura, non consentendo il raggiungimento di alti livelli di popolazione nonostante l'optimum di temperatura. Dall'analisi delle serie storiche di temperatura dell'acqua (SST) e della sua anomalia nel periodo gennaio 1982 dicembre 2005, si evince un trend crescente (Figura 3) in entrambe le variabili, fornendo un chiaro segnale di riscaldamento climatico.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Tali risultati evidenziano come un cambiamento climatico quale il riscaldamento globale possa portare a radicali mutamenti nelle strategie riproduttive delle specie pelagiche con gravi ricadute sull'abbondanza e sulla possibilità di gestione delle stesse.

5 RINGRAZIAMENTI

Il presente lavoro è stato svolto grazie ai proget-

ti finanziati da UE DGXIV, MUR, MIPAF e Regione Siciliana.

6 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Bakun, A. 1973. *Coastal upwelling indices, west coast of North America, 1946-1971*. U.S. Dept. Commer., NOAA Tech. Rep. NMFS SSRF-671:1-10 pp.
- Basilone, G., Guisande, C., Patti, B., Mazzola, S., Cuttitta, A., Bonanno, A., Kallianiotis, A., 2004. *Linking habitat conditions and growth in the European anchovy (*Engraulis encrasicolus*)*. Fisheries Research, 68: 9-19.
- Basilone, G., Guisande, C., Patti, B., Mazzola, S., Cuttitta, A., Bonanno, A., Vergara, A.R., Maniero, I., 2006. *Effect of habitat conditions on reproduction of the European anchovy (*Engraulis encrasicolus*) in the Strait of Sicily*. Fish. Oceanog. 15: 271-28.
- Cuttitta, A., Guisande, C., Riveiro, I., Maniero, I., Patti, B., Vergara, A. R., Basilone, G., Bonanno, A., Mazzola, S., 2006. *Factors structuring reproductive habitat suitability of *Engraulis encrasicolus* in the south coast of Sicily*. Journal of Fish Biology 68, 264-275
- García Lafuente, J., García, A., Mazzola, S., Quintanilla, L., Delgado, J., Cuttitta, A., e Patti, B., 2002. *Hydrographic phenomena influencing early life stages of the Sicilian Channel anchovy*. Fish. Oceanog. 11: 31-44
- Hunter, J. R., and Lo, N. C. H., 1993. *Ichthyoplankton methods for estimating fish biomass. Introduction and terminology*. Bulletin of Marine Science, 53: 723e727.
- Mazzola, S., García, A., e García Lafuente, J., 2002. *The Sicilian Channel anchovy fishery and the underlying oceanographic and biological processes conditioning their interannual fluctuations*. DGXIV MED 98/070 Final Report.
- Patti, B., Bonanno, A., Basilone, G., Goncharov, S., Mazzola, S., Buscaino, G., Cuttitta, A., García Lafuente, J., García, A., Palombo, V. and Cosimi, G., 2004. *Interannual fluctuations in acoustic biomass estimates and in landings of small pelagic fish populations in relation to hydrology in the Strait of Sicily*. Chem. and Ecol. 20:365-375.

Influenza delle variabili ambientali sulle fluttuazioni della biomassa di sardine (*Sardina pilchardus*) nello Stretto di Sicilia

A. Bonanno¹, S. Mazzola¹, G. Basilone¹, B. Patti¹, A. Cuttitta¹, G. Buscaino², S. Aronica³, I. Fontana³, S. Genovese⁴, S. Goncharov⁴, S. Popov⁴, R. Sorgente³, A. Olita³, S. Natale⁴

¹Istituto per l'Ambiente Marino Costiero, CNR, Mazara del Vallo (Tp), Italia

²Fishery Acoustic Laboratory VNIRO, Mosca, Russia

³Istituto per l'Ambiente Marino Costiero, CNR, Oristano, Italia

⁴Fondazione IMC, Centro Marino Internazionale ONLUS, Oristano
angelo.bonanno@iamc.cnr.it

SOMMARIO: L'analisi delle fluttuazioni di biomassa di sardina (*Sardina pilchardus*) nello Stretto di Sicilia, valutata acusticamente nell'area di studio a partire dal 1998, ha permesso di rilevare l'esistenza di una relazione lineare diretta statisticamente significativa ($r^2 = 0,79$) con i valori medi di upwelling costiero stimati durante il picco riproduttivo (periodo invernale) di tale specie. Viceversa, nello stesso periodo, non è stata riscontrata alcuna relazione significativa fra biomassa e temperatura media superficiale del mare. Tale risultato sottolinea l'importanza della produttività primaria, mediata dall'apporto di nutrienti indotto dall'*upwelling*, per i livelli di abbondanza raggiunti dalla popolazione. Data la correlazione inversa tra temperatura superficiale del mare e indice di upwelling indotto dal vento, il trend crescente nella temperatura del mare sembra avere potenziali effetti negativi sui livelli di biomassa delle sardine.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Gli sbarchi di sardine mostrano variazioni sincrone in diverse aree del mondo (Giappone, California, Perù e Cile). Le popolazioni dopo 2-3 decenni di crescita a livelli d'abbondanza elevati hanno subito un tracollo che è durato anch'esso un periodo altrettanto lungo. Su scala globale è ormai noto come le fluttuazioni multidecadali di sardine, siano associate a cambiamenti nella temperatura oceanica a larga scala e, più in generale, al clima (Chavez *et al.*, 2003 e referenze contenute). È stato infatti evidenziato come tali fluttuazioni non possano essere attribuite soltanto agli effetti della pesca su tali risorse ma anche alle variazioni ambientali, che sembrano essere le cause principali di tale variabilità (Nevarez-Martinez *et al.*, 2001).

Sebbene la temperatura spesso contribuisca a definire i limiti della distribuzione geografica di una determinata specie, nella letteratura recente tale parametro sembra essere meno importante rispetto ai processi di upwelling o di ritenzione-arricchimento-concentrazione (Bakun, 1996).

Nello Stretto di Sicilia la stima di biomassa della popolazione di sardina (*Sardina pilchardus*) ha evidenziato, nel periodo 1998-2006, notevoli fluttuazioni che oscillano tra 6000 e circa 37.000 t rispettivamente negli anni 2002 e 2000. Dai dati raccolti sembra che tale variabilità sia principalmente da attribuire alla variabilità delle condizioni ambientali piuttosto che agli effetti dello sforzo di pesca.

Nel presente lavoro ci si propone di analizzare gli effetti di alcuni fattori ambientali chiave sulla variabilità della biomassa di tale specie ittica..

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

Nello Stretto di Sicilia l'IAMC-CNR di Mazara del Vallo conduce dal 1998, tipicamente nel periodo estivo, campagne di ricerca mirate alla valutazione acustica (echosurvey) dello stato delle risorse ittiche pelagiche (Patti *et al.*, 2004). Il principale risultato di ciascun survey è la stima della distribuzione ed abbondanza delle specie pelagiche maggiormente presenti nell'area di studio, ovvero sardina (*Sardina pilchardus*) e acciuga (*Engraulis encrasicolus*). Nel presente lavoro la serie temporale delle stime di biomassa delle sardine è stata analizzata al fine di studiare le possibili influenze delle variabili ambientali su tale risorsa. In particolare, insieme a tale serie, sono state analizzate le serie storiche della temperatura superficiale del mare, della clorofilla *a* e dell'indice di upwelling.

Per quanto riguarda la temperatura superficiale del mare (SST), si è presa in considerazione la serie storica delle medie mensili delle SST di Reynolds, frutto di una interpolazione ottimale di dati provenienti da osservazioni marine e da satellite (AVHRR) per il punto di coordinate 37°30'N, 12°30'E. Tali dati sono resi disponibili dal Data Support Section of the University Corporation for Atmospheric Research (UCAR), Boulder, Colorado (U.S.A.) all'indirizzo web <http://dss.car.edu/.Datsets/ncep.marine/ascii/>.

I valori medi mensili (periodo 1997–2006) della concentrazione di clorofilla *a* nel riquadro di 1° di latitudine per 1° di longitudine centrato sul punto di coordinate 37°30'N, 12°30'E sono stati stimati da misure da satellite (SeaWifs, <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/level3.pl>) e utilizzati come indicatori della produzione dell'area.

Infine, la serie storica delle medie mensili dell'indice di upwelling è stata stimata applicando la procedura proposta da Bakun (1973) sulla serie storica del vento registrata presso la stazione meteo di Trapani dell'Aeronautica Militare. L'indice di *upwelling*, misurato in

$\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$, rappresenta il volume di acqua risalita in superficie nell'unità di tempo per chilometro di costa.

3 RISULTATI RILEVANTI

La costa meridionale della Sicilia è spesso sede di eventi di upwelling la cui dinamica può essere attribuita a diverse cause (Lermusiaux & Robinson 2001). Sono stati infatti registrati eventi di upwelling indotti dal vento ma anche eventi legati alla circolazione dell'AIS (Robinson *et al.* 1999).

Le serie storiche delle medie mensili delle SST e dei valori medi mensili dell'indice di upwelling evidenziano una marcata periodicità annuale (qui non riportata). In figura 1 è mostrata la relazione inversa tra le due variabili, tipica di aree di upwelling dove è evidente la risalita di acque più fredde. Una regressione lineare ha evidenziato che tale relazione inversa è statisticamente significativa ($F_{1,286} = 173.9$; $p < 0.001$; $r^2 = 0.38$).

La conferma della risalita di acque sub-superficiali ricche di nutrienti è data anche dalla relazione inversa fra i valori di clorofilla *a* e la SST (figura 2). Una regressione lineare fra la SST media mensile e il logaritmo naturale della clorofilla *a* ha mostrato una relazione

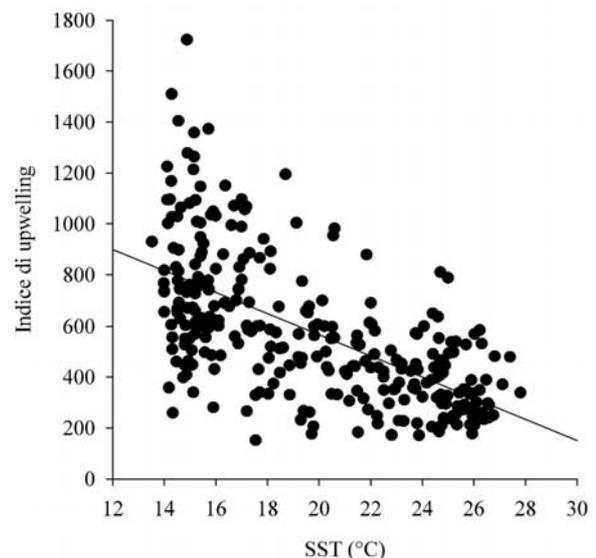


Figura 1: Relazione tra i valori medi mensili dell'Indice di Upwelling ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$) stimato a partire dalle velocità del vento misurate dall'Aeronautica Militare di Trapani e le medie mensili di SST ($^{\circ}\text{C}$) rilevate nel punto di coordinate (012,5E, 37,5N).

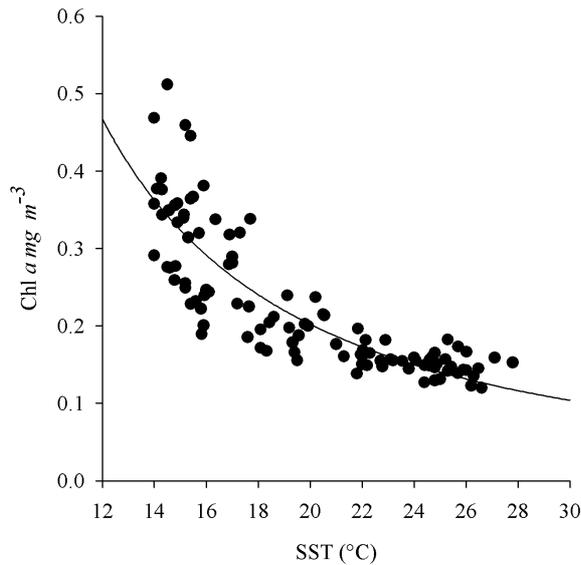


Figura 2: Relazione tra i valori medi mensili della SST (°C) rilevata nel punto di coordinate (012.5E, 37.5N) e la concentrazione di clorofilla *a* (mg/m³) rilevata nel periodo Settembre 1997 - Settembre 2006 nell'area di studio.

statisticamente significativa ($F_{1,109} = 338,2$; $p < 0,001$; $r^2 = 0,76$).

Nella stessa area la relazione fra SST e clorofilla *a* è stata già registrata con lo stesso tipo di andamento sebbene per un intervallo di tempo più ridotto (Basilone *et al.*, 2006). Un'analisi della variabilità interannuale della biomassa di sardine (stime acustiche) nello Stretto di Sicilia è stata effettuata prendendo in esame la variabilità dei due parametri

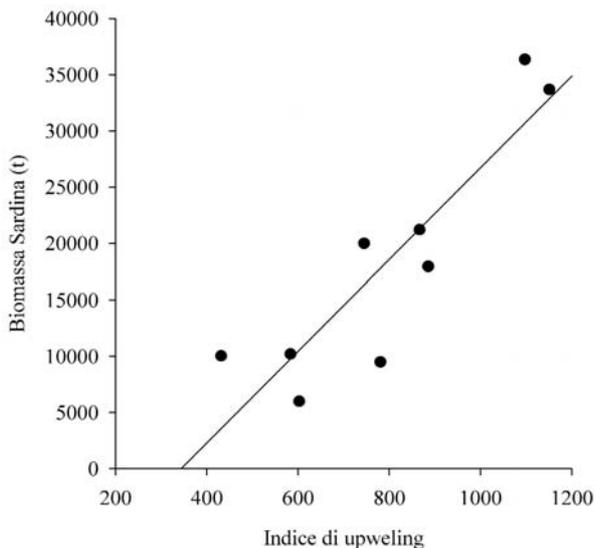


Figura 3: Relazione tra le stime acustiche della biomassa di sardine nello Stretto di Sicilia e le medie dell'Indice di Upwelling (m³·s⁻¹·km⁻¹) calcolate nei mesi di Novembre, Dicembre e Gennaio precedenti al survey acustico. Periodo 1998 - 2006.

ambientali. I risultati evidenziano la maggiore influenza del vento (ovvero dell'indice di upwelling) rispetto alla temperatura. In figura 3 è mostrata la relazione tra le stime acustiche della biomassa di sardine e le medie dell'indice di upwelling calcolate nei mesi di novembre, dicembre e gennaio precedenti al periodo di svolgimento dell'echosurvey. È opportuno sottolineare che il periodo in esame corrisponde al picco riproduttivo della sardina (Basilone *et al.*, 2004).

Una regressione lineare ha evidenziato una relazione diretta statisticamente significativa ($F_{1,9} = 26,7$; $p = 0,001$; $r^2 = 0,79$). Nel contempo, la SST media nello stesso periodo (Nov.-Gen.) non ha mostrato relazioni significative con i livelli della biomassa di sardine (Spearman-Kendall, $p > 0,05$).

Relazioni fra indice di upwelling e biomassa sono ben note in letteratura, tuttavia, in generale, esse hanno una forma gaussiana che permette di individuare un range di valori dell'indice di upwelling all'interno del quale la specie trova il suo optimum (Nevarez-Martinez *et al.*, 2001). Probabilmente, i dati fin qui raccolti hanno permesso di evidenziare solo il ramo ascendente della summenzionata curva. Il presente studio ha evidenziato che i valori maggiori dell'indice di upwelling nello Stretto di Sicilia corrispondono a bassi valori della SST (Figura 1) e, contemporaneamente, ai valori più elevati della biomassa di sardina. Viceversa, negli anni in cui si sono registrati i valori più elevati delle SST la media dell'indice di upwelling nel trimestre Novembre-Gennaio e la stima di biomassa di sardine hanno assunto i valori più bassi.

4 PROSPETTIVE FUTURE

I risultati del presente lavoro mostrano come la biomassa delle sardine sia correlata all'upwelling costiero. Tale fenomeno può essere fortemente influenzato da anomalie della circolazione e del regime dei venti, che si presentano con sempre maggiore frequenza a causa dei cambiamenti climatici, in primis il riscaldamento globale (Olita *et al.*, 2007 e

referenze contenute). In questo senso i cambiamenti climatici potrebbero avere un impatto importante, con l'upwelling come tramite, sugli stock di piccoli pelagici presenti nel Canale di Sicilia.

Futuri sviluppi del presente lavoro riguarderanno la valutazione degli effetti della temperatura e dell'indice di upwelling sulla distribuzione ed abbondanza degli stadi larvali e giovanili di *Sardina pilchardus*.

5 RINGRAZIAMENTI

Il presente lavoro è stato svolto grazie ai progetti finanziati da UE DGXIV, MUR, MIPAF e Regione Siciliana.

6 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Bakun, A., 1973. *Coastal upwelling indices, west coast of North America, 1946 – 1971*. US Dept. Commerce, Seattle, WA, NOAA Tech. Rep. NMFS SSRF – 671.
- Bakun, A., 1996. *Patterns in the Ocean. Ocean processes and marine populations dynamics*. California Sea Grant College System, NOAA, CIBNOR S. C. Mexico, 323 pp.
- Basilone, G., Patti, B., Mazzola, S., Cuttitta, A., Bonanno, A., Sposito, P., Patti, C., Rollandi, L., 2004. *Length at first maturity estimation for Sardine (*Sardina pilchardus*) in the Strait of Sicily*. General Fisheries Commission for the Mediterranean, Scientific Advisory Committee – Working Group on small pelagic species. Malaga, Spagna, 5-7 Maggio, 2004.
- Basilone, G., Guisande, C., Patti, B., Mazzola, S., Cuttitta, A., Bonanno, A., Vergara, A.R., Maniero, I., 2006. *Effect of habitat conditions on reproduction of the European anchovy (*Engraulis encrasicolus*) in the Strait of Sicily*. Fish. Oceanog. 15: 271-28.
- Chavez, F.P., Ryan, J., Lluch-Cota, S.E. and Niquen, C. M., 2003. From anchovies to sardines and back: multidecadal change in the Pacific Ocean. *Science* 299: 217-221.
- Lermusiaux, P.F.J., Robinson, A.R., 2001. *Features of dominant mesoscale variability, circulation patterns and dynamics in the Strait of Sicily*. Deep-Sea Research I 48, 1953-1997.
- Nevarez-Martinez, M.O., Lluch-Belda, D., Cisneros-Mata, M.A., Santos-Molina, J.P., Martinez-Zavala, M., Lluch-Cota, S.E., 2001. *Distribution and abundance of the Pacific sardine (*Sardinops sagax*) in the Gulf of California and their relationship with the environment*. Progress in Oceanography, 49, 565-580.
- Olita, A., Sorgente, R., Ribotti, A., Natale, S., Gabersek, S., Bonanno, A., Patti, B., 2007. *Effects of the 2003 European heat-wave on the Central Mediterranean Sea: surface fluxes and the dynamical response*. In stampa su Ocean Science.
- Patti, B., Bonanno, A., Basilone, G., Goncharov, S., Mazzola, S., Buscaino, G., Cuttitta, A., García Lafuente, J., García, A., Palombo, V., Cosimi, G., 2004. *Interannual fluctuations in acoustic biomass estimates and in landings of small pelagic fish populations in relation to hydrology in the Strait of Sicily*. Chem. Ecol., 20, 365–375.
- Robinson, A.R., Sellschopp, J., Warn-Varnas, A., Leslie, W.G., Lozano, C.J., Haley, Jr. P.J., Anderson, L.A., Lermusiaux, P.F.J., 1999. *The Atlantic Ionian Stream*. Journal of Marine Systems 20, 129-156.

Fluttuazioni interannuali nell'abbondanza degli stadi larvali di *Engraulis encrasicolus* e di *Sardinella aurita* in relazione al riscaldamento delle acque superficiali nello Stretto di Sicilia

A. Cuttitta, B. Patti, G. Basilone, A. Bonanno, L. Caruana, A. Di Nieri, C. Patti, C. Cavalcante, G. Buscaino, G. Tranchida, F. Placenti e S. Mazzola, L. Saporito, G.M. Armeri, V. Maltese, R. Grammauta, M. Zora

Istituto per l'ambiente Marino Costiero, CNR, Mazara del Vallo (TP), Italia
angela@irma.pa.cnr.it

SOMMARIO: I piccoli pelagici sono specie ittiche che rappresentano un interessante risorsa economica sulla quale si fonda un'industria importante per le marinerie siciliane, che è rappresentata da quella della pesca e da quella della trasformazione. Le specie pelagiche di pregio sono prevalentemente le sardine e le acciughe. Esistono tuttavia anche specie di minore valenza economica, quali la *Sardinella aurita*, che rappresentano specie competitrici sia per l'areale riproduttivo, sia per la distribuzione e per l'alimento. L'abbondanza di larve di *Engraulis encrasicolus* e *Sardinella aurita* è soggetta ad ampie fluttuazioni interannuali legate alla variabilità dell'ecosistema e può risentire della ridotta disponibilità di cibo indotta da anomale e prolungate condizioni di elevata stabilità della colonna d'acqua durante il picco riproduttivo di tali specie.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Nell'ambito di numerosi progetti di ricerca nazionali ed europei, l'IAMC-CNR di Mazara del Vallo ha condotto dei survey ittioplantoctonici nei mesi di Giugno e Luglio a partire dall'anno 1997 e fino al 2006, al fine di studiare la distribuzione e l'abbondanza delle uova e delle larve di *Engraulis encrasicolus* sulla piattaforma continentale a sud della Sicilia. Contemporaneamente, sono state investigate le variabili ambientali, al fine di comprendere, con approccio ecosistemico e multidisciplinare, la dinamica che sta alla base della biologia riproduttiva di questa specie (Basilone *et al.*, 2006, Cuttitta *et al.*, 2006). L'interesse focalizzato sull'acciuga è determinato dal fatto che questa è una specie di notevole interesse economico per la marineria siciliana e che tuttavia subisce delle rilevanti fluttuazioni interannuali in termini di biomassa, con effetti negativi sull'indotto.

La *Sardinella aurita* (Valenciennes 1847) è un pesce pelagico ritenuto finora di scarso interesse economico. Il progressivo aumento di questa specie osservato nelle catture ha spinto la comunità scientifica ad approfondirne lo studio in quanto potenziale risorsa (Palomera & Sabatés, 1990; Bakun & Parrish, 1990; Sabatés *et al.*, 2006). L'interesse nei confronti della *Sardinella aurita*, cattura accessoria ed accidentale rispetto all'acciuga, è giustificato dal fatto che questa specie è stata ritrovata nelle stesse stazioni della specie target ed è nota la sua capacità di accrescimento e di competizione con le altre specie larvali per ciò che riguarda l'alimento (Cuttitta *et al.*, 2000). Dal punto di vista oceanografico l'area utilizzata da queste specie come zona di riproduzione è caratterizzata dalla Corrente Atlantico – Ionica (Atlantic – Ionic Stream o AIS) che fluisce in direzione sud-est nel Canale di Sicilia verso il Mar Ionio (Mazzola *et al.*, 2002). Il suo percorso e

la sua variabilità anno per anno influenzano altri fenomeni idrologici importanti come la presenza e l'estensione dell'upwelling e la formazione di strutture frontali che hanno delle conseguenze sulle strategie di riproduzione dei clupeidi (Garcia Lafuente *et al.*, 2002) e sulla sopravvivenza dei primi stadi di vita di tali specie (Mazzola *et al.*, 2002).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

I dati oggetto del presente lavoro provengono da campioni raccolti nel corso di dieci campagne oceanografiche ed ittioplanctoniche condotte nel periodo estivo nella parte settentrionale dello Stretto di Sicilia dal 1997 al 2006. In ognuna delle stazioni (da un minimo di 70 nel 1999 a un massimo di 259 nel 2002), il campionamento, di tipo sistematico, è stato effettuato da 100 m di profondità (o dal fondo per profondità inferiori a 100 m) alla superficie mediante retinate oblique di Bongo 40, campionatore a doppia bocca, equipaggiato con rete di maglia pari a 200 μm . I campioni di plancton sono stati conservati in formaldeide al 4% tamponata con Borace e successivamente analizzati allo stereomicroscopio. Quindi è stata calcolata la densità media di larve per stazione di ciascuno dei survey inclusi nell'analisi (1997-2006).

La piattaforma continentale siciliana rappresenta la principale zona di deposizione per la popolazione di acciughe (García La Fuente *et al.*, 2002), ed anche della *Sardinella aurita* (Cuttitta *et al.*, 2003), tuttavia l'abbondanza di larve delle due specie è soggetta a notevoli fluttuazioni interannuali che possono influenzare lo *stock* adulto e rendere conseguentemente non sostenibile lo sforzo di pesca, che in quest'area per i piccoli pelagici è rilevante (Patti *et al.*, 2004).

Per la temperatura superficiale del mare (SST) in questo studio si è presa in considerazione la serie storica delle medie mensili delle SST di Reynolds, frutto di una interpolazione ottima di dati provenienti da osservazioni marine e da satellite (AVHRR) per il punto di coordinate 37°30' N, 12°30' E, dati resi disponibili dal Data

Support Section of the University Corporation for Atmospheric Research (UCAR), (<http://dss.ucar.edu/Datasets/ncep.marine/ascii>). I valori medi mensili (periodo 1997–2006) della concentrazione di clorofilla *a* nel riquadro di 1° di latitudine per 1° di longitudine centrato sul punto di coordinate 36°30'N e 15°30'E sono stati stimati a partire da misure satellitari *SeaWiFs* con risoluzione 9x9 km disponibili all'indirizzo <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/level3.pl> e utilizzati come indicatori della produzione nella principale zona di ritenzione e crescita di stadi larvali nell'area di studio (García La Fuente *et al.*, 2002).

La serie di dati multidisciplinari qui presentata ha come obiettivo lo studio delle fluttuazioni interannuali nell'abbondanza di stadi larvali delle popolazioni di *Engraulis encrasicolus* e *Sardinella aurita* in relazione alla variabilità ambientale.

3 RISULTATI RILEVANTI

Analizzando l'abbondanza delle larve di *Engraulis encrasicolus* e di *Sardinella aurita* nel corso degli anni, si nota la prevalenza di larve di *Engraulis encrasicolus* in tutta la serie ad esclusione del 1997, anno in cui è stato effettuato il primo survey esplorativo

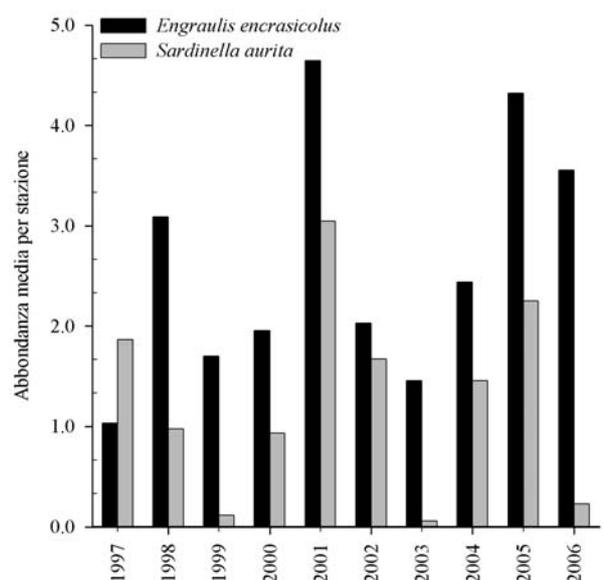


Figura 1: Fluttuazioni interannuali dell'abbondanza di larve di *Engraulis encrasicolus* e *Sardinella aurita* nello Stretto di Sicilia, dal 1997 al 2006.

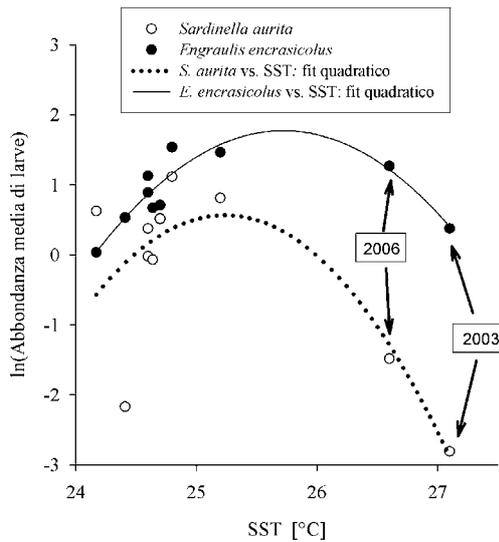


Figura 2: Relazioni quadratiche tra il logaritmo naturale dell'abbondanza di larve di *Engraulis encrasicolus* e *Sardinella aurita* (anni 1997-2006) e la SST media di Luglio.

(Figura 1).

Dalle serie analizzate si nota come tra l'*Engraulis encrasicolus* e la *Sardinella aurita* sia presente una debole relazione lineare positiva non significativa ($r^2=0,27$; $F_{1,8}=2,9$; $p=0,127$) e che la trasformata logaritmica dell'abbondanza di entrambe le specie abbia un andamento parabolico in relazione alla SST del mese di Luglio (Figura 2; *Engraulis encrasicolus*: $R^2=0,82$, $F_{2,7}=15,7$, $p=0,003$;

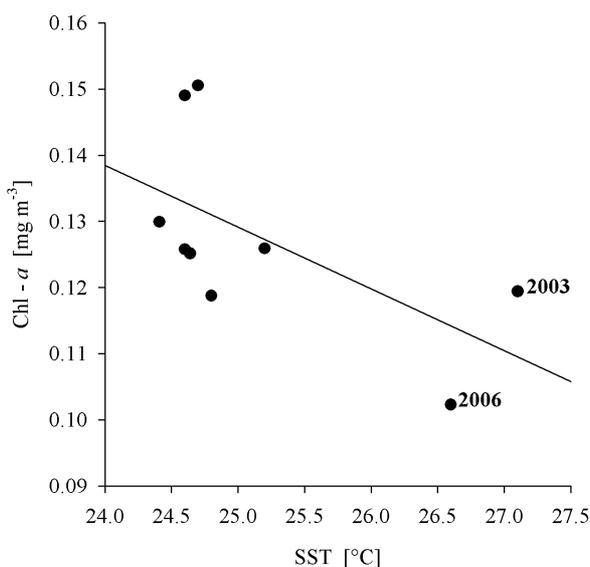


Figura 3: Regressione lineare tra temperatura superficiale del mare e Chl-a (medie del mese di Luglio, anni 1997-2006).

Sardinella aurita: $R^2=0,61$, $F_{2,7}=5,4$, $p=0,038$), indicando per tale parametro ambientale un possibile valore ottimale intermedio tra i valori massimi e minimi registrati negli ultimi dieci anni.

È interessante notare come l'anomalia di SST registrata nel 2003 e nel 2006, sembra aver sfavorito maggiormente la specie tropicale, la *Sardinella aurita*, rispetto alla più mediterranea *Engraulis encrasicolus*. Una possibile causa di questo fenomeno potrebbe risiedere nel fatto che la *Sardinella aurita*, avendo un metabolismo più accelerato, sarebbe sfavorita dalla bassa disponibilità di cibo indotta dal ridotto upwelling costiero, come testimoniato dalle basse concentrazioni di clorofilla registrate negli stessi anni (Figura 3).

4 PROSPETTIVE FUTURE

In conclusione risulta necessario monitorare le risorse pelagiche nel loro insieme, valutando le possibili interazioni e la competitività tra specie autoctone e specie alloctone e le relazioni tra le variazioni di biomassa e il cambiamento climatico, manifestato fondamentalmente in termini di riscaldamento globale che può provocare radicali mutamenti nelle strategie riproduttive delle specie ittiche pelagiche con potenziali gravi ricadute sull'abbondanza e sulla possibilità di gestione delle stesse.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

Basilone, G., Guisande, C., Patti, B., Mazzola, S., Cuttitta, A. Bonanno, A., Vergara, A.R. e Maneiro I. 2006. *Effect of habitat conditions on reproduction of the European anchovy (Engraulis encrasicolus) in the Strait of Sicily*. Fish. Oceanog. 15: 271-28.

Bakun, A. e Parrish R.H. 1990. *Comparative studies of coastal pelagic fish reproductive habitats: the Brazilian sardine (Sardinella aunta)*. J. Cons. Explor. Mer. 46: 269-283.

Cuttitta, A., Patti, B., Bonanno, A., Basilone, G., Garcia, A., Carpena, A., Godoy, L. e

- Mazzola S. 2000. *Primi dati sull'accrescimento giornaliero delle larve di Sardinella aurita Valenciennes, 1847, nel canale di Sicilia*. 2000. *Biologia Marina Mediterranea*, 7 (1): 861-864.
- Cuttitta, A., Cavalcante, C., Basilone, G., Buscaino, G., García, A., García Lafuente, J., Bonanno, A., Patti, B., Mazzola, S. e Avellone P. 2003. *Distribuzione di uova e larve di Sardinella Aurita in relazione alle condizioni oceanografiche nel canale di Sicilia*. *Biologia Marina Mediterranea*, 10 (2): 990-993.
- Cuttitta, A., Guisande C., Riveiro I., Maneiro I., Patti B., Vergara A. R., Basilone G., Bonanno A., Mazzola S. 2006. *Factors structuring reproductive habitat suitability of *Engraulis encrasicolus* in the south coast of Sicily*. *Journal of Fish Biology* 68: 264–275.
- García Lafuente, J., García A., Mazzola S., Quintanilla L., Delgado J., Cuttitta A. e Patti, B. 2002. *Hydrographic phenomena influencing early life stages of the Sicilian Channel anchovy*. *Fish. Oceanog.* 11: 31-44.
- Palomera, I. e Sabatés A. 1990. *Co-occurrence of *Engraulis encrasicolus* and *Sardinella aurita* eggs and larvae in north-western Mediterranean*. *Sci. Mar* 54: 61-67.
- Patti, B., Bonanno, A., Basilone, G., Goncharov, S., Mazzola S., Buscaino, G., Cuttitta, A., García Lafuente, J., García, A., Palumbo, V. e Cosimi, G. 2004. *Interannual fluctuations in acoustic biomass estimates and in landings of small pelagic fish populations in relation to hydrology in the Strait of Sicily*. *Chem. and Ecol.* 20: 365-375.
- Sabatés A., Martín P., Lloret J. e Raya V. 2006. *Sea warming and fish distribution: the case of the small pelagic fish, *Sardinella aurita*, in the western Mediterranean*. *Global Change Biology*. 12: 2209–2219.

Analisi di variabili climatiche in funzione della comprensione della variabilità planctonica (caso di studio: Golfo di Trieste)

A. Conversi¹, F. Crisciani², S. Corti³, T. Peluso⁴

¹Istituto di Scienze Marine, CNR, La Spezia, Italia

²Istituto di Scienze Marine, CNR, Trieste, Italia

³Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Bologna, Italia

⁴Dipartimento di Scienze per l'Ambiente, Università degli Studi di Napoli Parthenope, Italia
a.conversi@ismar.cnr.it

SOMMARIO: Con questo lavoro si presenta il confronto fra le rianalisi ERA-40 e i dati osservati alla stazione meteo di Trieste, finalizzato all'individuazione delle variabili più appropriate per lo studio degli effetti del clima sul plancton. Per quello che riguarda pressione a livello del mare, i primi risultati indicano un accordo quasi completo ($r=0,99$) fra rianalisi e osservazioni. Si riscontra invece una generale sottostima della velocità del vento da parte degli ERA-40 rispetto ai dati locali. Le rianalisi ERA-40, per via della loro omogeneità spazio-temporale, restano appropriate per la costruzione di mappe di regressione temporale rispetto alla serie planctoniche. Sono indicati gli anni anomali rispetto a queste due variabili e alla SST.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 Comprendere gli impatti dei cambiamenti climatici sull'abbondanza e variabilità planctonica

Una domanda cruciale in oceanografia contemporanea è se e quanto il cambiamento globale in corso influenzerà la rete trofica marina. Di particolare rilevanza è lo studio di potenziali effetti sulle popolazioni planctoniche, in quanto esse rappresentano la maggior frazione vivente nelle acque pelagiche e sostengono gli anelli successivi della catena trofica marina; in particolare interessa capire gli effetti sullo zooplancton, dato che la maggior parte degli animali marini ne fa parte e/o se ne ciba durante qualche stadio vitale.

Questo lavoro fa parte del programma nazionale VECTOR (Vulnerabilità delle Coste e degli ecosistemi marini italiani ai cambiamenti climatici e loro ruolo nei cicli del carbonio mediterraneo), linea 4 DIVCOST, attività 2, nella quale si investigano gli effetti delle variazioni climatiche sul mesozooplancton del Golfo di Trieste, utilizzando serie cli-

matiche e biologiche decennali. In particolare viene presentata la prima parte dell'attività, ovvero il paragone fra le rianalisi ERA-40 e dati osservati (stazione di Trieste) nel Golfo di Trieste.

1.2 Importanza delle serie storiche

Le serie temporali storiche (> 20 anni) hanno svolto un ruolo cruciale nell'ultimo decennio proprio per comprendere la variazione temporale a "media" scala, ovvero alla scala decennale (non paleoclimatica, né di pochi anni). Questa scala temporale è particolarmente importante perché corrisponde, nello spazio, a variazioni del sistema a scala regionale o di bacino.

Gli studi sulle serie temporali decennali hanno fra l'altro mostrato che variazioni climatiche a scala regionale, particolarmente quelli espressi dalle "oscillazioni", hanno effetti quantificabili sull'abbondanza planctonica: vedi i lavori di Fromentin e Planque (1996) e di Greene *et al.* (2003), per quello che riguarda la relazione tra North Atlantic Oscillation (NAO) ed il copepode dominante *Calanus finmarchi-*

cus; di Conversi e Hameed (1997) sulla relazione tra Quasi Biennial Oscillation e mesozooplankton nel Golfo di Alaska; di Roemmich e McGowan (1995), sulla relazione tra clima e mesozooplankton nel nord Pacifico.

1.3 Serie temporali nei mari italiani

Nel Mediterraneo sono stati finora fatti meno studi utilizzando serie temporali (vedi Zingone *et al.*, 2004; Molinero *et al.*, 2005), in parte perché le stesse sono più recenti di quelle oceaniche e in parte per la mancanza di un piano di monitoraggio a larga scala spazio-temporale (le serie esistenti sono comunque solo costiere).

La più lunga serie di mesozooplankton d'Italia si trova nel Golfo di Trieste (stazione C1, Miramare, a 0,1 miglia dalla costa, profondità 17 m). Il campionamento (abbondanza di specie) è iniziato nel 1970 (la biomassa nel '72) ed è tuttora in corso. La frequenza di campionamento varia da mensile a quindicinale, con un'interruzione nel periodo gen 1981 - feb 1986 (Mozetic *et al.*, 1998).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Criteri selezione dati

Come criterio spaziale è stata selezionata l'area del Golfo di Trieste, Nord Adriatico, essendo quella in cui si trova la serie di mesozooplankton di Miramare. I dati di griglia ECMWF (n=3) e COADS (n=2) sono stati mediati spazialmente utilizzando i punti mostrati in Figura 1. Inoltre è stato selezionato un set a scala di bacino, includente tutti i punti ERA-40 (n=51) e COADS (n=15) in Adriatico (non mostrati in Fig. 1).

Come criterio temporale è stato scelto il periodo 1970-2001, in quanto corrisponde al periodo comune di campionamento tra la serie mesozooplanktonica (1970-2005), le rianalisi ERA 40 (1958-2001) e i dati COADS (1960-2005). I dati meteorologici locali includono il periodo 1970-2001. Tutti i dati sono stati mediati mensilmente. Le anomalie mensili mostrate nelle figure 3 e 4 sono state calcolate sottraendo al valore di ogni mese il valore

medio del mese sull'intera serie.

Sono state individuate le variabili meteorologiche che possono indicare un cambiamento del sistema fisico a livello regionale/sub-regionale: velocità del vento (ms^{-1}) e pressione (hPa), presenti sia in ERA-40 che nella stazione CNR di Trieste. Inoltre è stata utilizzata la SST, un buon indicatore di cambiamenti circolatori o climatici (dall'archivio COADS).

2.2 Dati utilizzati

Le rianalisi ERA40 (ECMWF *Re-Analysis* 40 anni), sono un *dataset* di dati assimilati a livello globale, su una griglia spaziale 0,5 x 0,5, per il periodo 1958-2001. Nelle rianalisi il processo di assimilazione che si utilizza è lo stesso per tutto il periodo, risultando in dati che per loro natura sono temporalmente e spazialmente omogenei.

I dati meteorologici locali provengono dall'archivio della Sede di Trieste dell'ISMAR-CNR e corrispondono alle misure prese da decenni alla stazione meteorologica del CNR di Trieste (latitudine 45°38'34"N, longitudine 13°45'14"E). I dati di velocità del vento (misurati a 46 m) sono stati rapportati a 10 m per il confronto con gli ERA-40, seguendo la formula $V_{46} = V_{10} [0.233 + 0.656 \times \log_{10}(h$

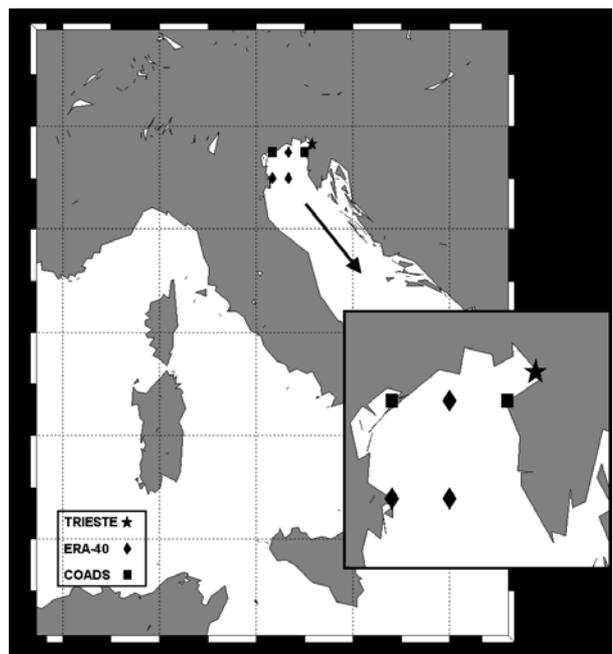


Figura 1: Punti griglia per i due dataset climatici e punto stazione Trieste.

+ 4.75]] (dove V è e la velocità del vento a 46 e 10 m).

Il *Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set* (COADS), è una collezione di dati marini sperimentali. In questo lavoro sono state adoperate le medie mensili di SST interpolate su una griglia 1° x 1°, per il periodo 1970-2001, utilizzando il filtro *enhanced*, che esclude i dati che cadono 4,5 deviazioni standard dalla mediana.

3 RISULTATI RILEVANTI

In Figura 2 sono confrontati i dati fra pressione media a livello del mare risultanti dalle osservazioni alla stazione CNR-Trieste (Fig. 2a) rispetto alle rianalisi ERA-40 (Fig. 2b). È evi-

dente la notevole corrispondenza fra dati osservati e rianalisi, come anche riassunto in Tab. 1. Il delta fra la serie di rianalisi e la serie osservata varia intorno allo 0, tra -1,1 e 1,32 hPa, con coeff. di correlazione = 0,99.

Tabella 1: Dati statistici per la pressione media al livello del mare (Slp) e per la velocità del vento (Ws), misurate localmente (local T), o derivate dalle rianalisi ERA40 mediate sull'area di Trieste (ERA40-T) e sul Mar Adriatico (ERA40-A).

	Slp local T hPa	Slp ERA 40-T hPa	Slp ERA 40-A hPa	Ws local T ms ⁻¹	Ws ERA 40-T ms ⁻¹
Min	1005	1005	1006	0,98	0,05
Max	1032	1032	1030	5,03	4,09
Mean	1016	1016	1016	2,09	1,15
Std	3,63	3,65	3,37	0,52	0,66

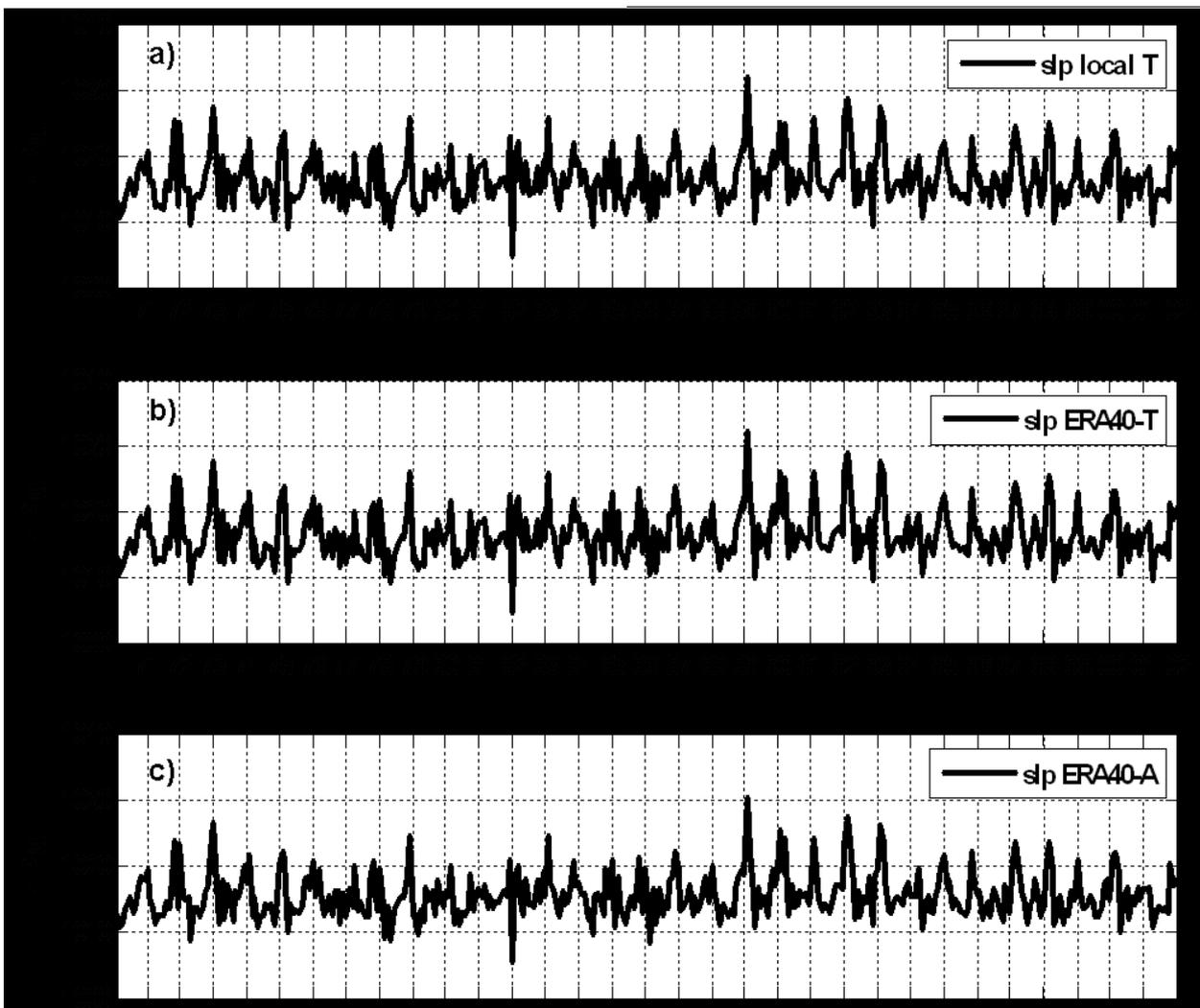


Figura 2: Pressione media al livello del mare misurata a) localmente, b) rianalisi ERA40 mediate sull'area di Trieste (vedi Fig. 1), c) rianalisi ERA40 mediate sull'intero Mar Adriatico. Nota: in tutte le figure, il trattino corrisponde al gennaio dell'anno in questione.

L'andamento temporale a Trieste corrisponde a quello regionale, come si vede nella Figura 2c (media sull'intero bacino Adriatico; coefficiente di correlazione tra ERA-40-Trieste e ERA-40-Adriatico=0,98).

Il forte andamento stagionale, dominato da massimi invernali è visibile nei diversi *datasets*, come anche gli anni caratterizzati dai valori massimi: 89, 73, 92, 93, 79 e 98; e minimi: 82.

La Figura 3a riporta la velocità del vento calcolata dalle rianalisi ERA-40 e osservata alla stazione di Trieste. In questo caso le rianalisi e i dati osservati presentano notevoli differenze. *In primis* si nota la generica sottostima,

dei valori di vento da parte delle rianalisi ECMWF (media globale Trieste: 2,09; ERA: 1,15 ms^{-1} ; vedi Tab. 1), già riscontrata in altri studi. Per quello che riguarda l'andamento della serie locale, va invece considerato che nel '77 è stato sostituito il sensore della velocità del vento nella centralina di Trieste, cosa che può avere causato l'aumento visto nel periodo '77-'78. Ciononostante, i periodi di massima ventosità, soprattutto gli inverni dell'86, '72, '79, '82, '84, '96, sono evidenti in entrambi i *datasets*.

La Figura 3b mostra le anomalie mensili della velocità del vento della Stazione di Trieste, con superimposta la media mobile con base

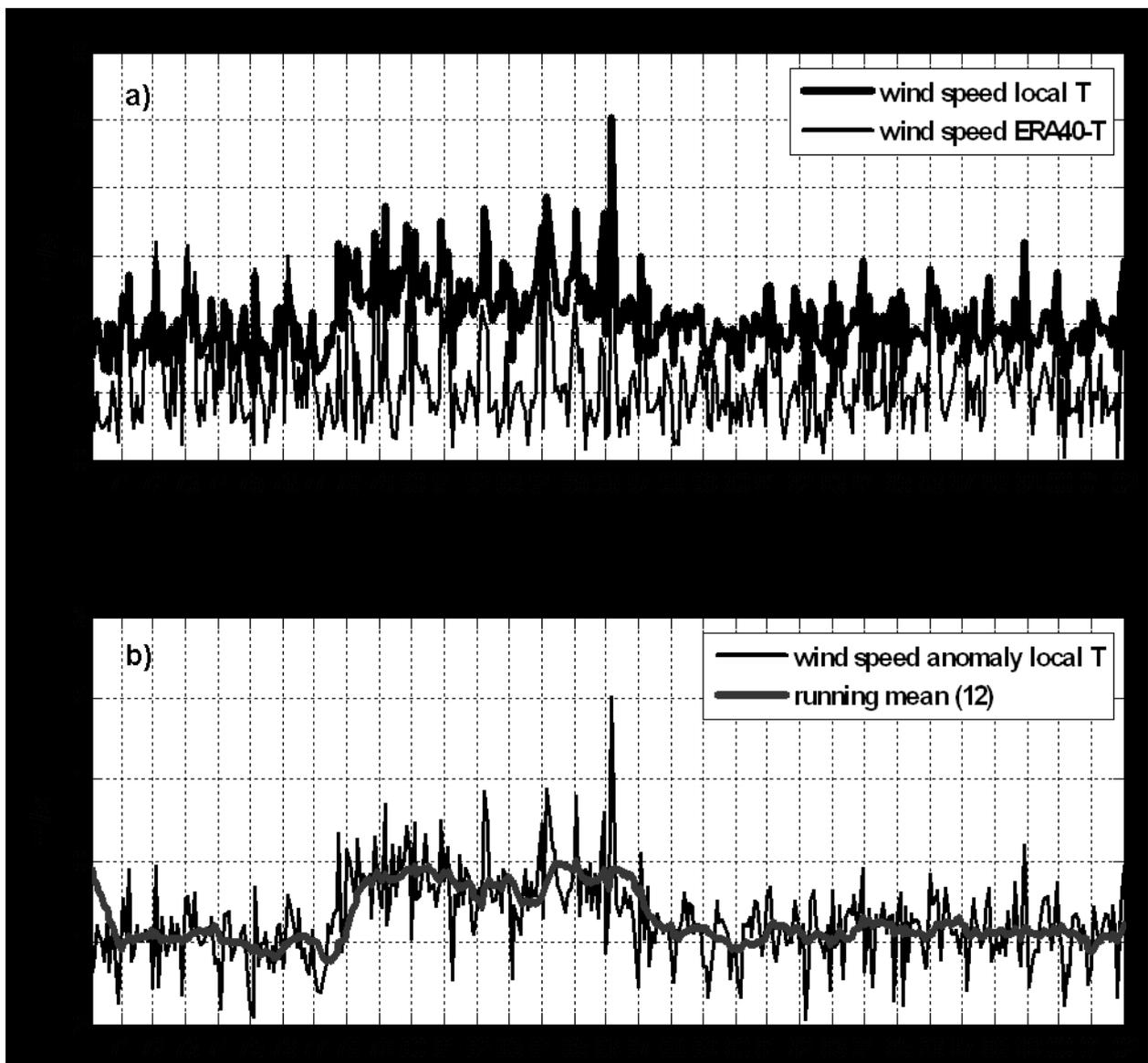


Figura 3: Velocità media del vento misurata a) localmente e dalle rianalisi ERA40 mediate sull'area di Trieste (vedi Fig. 1); b) anomalia della velocità del vento e media mobile di base 12 locale.

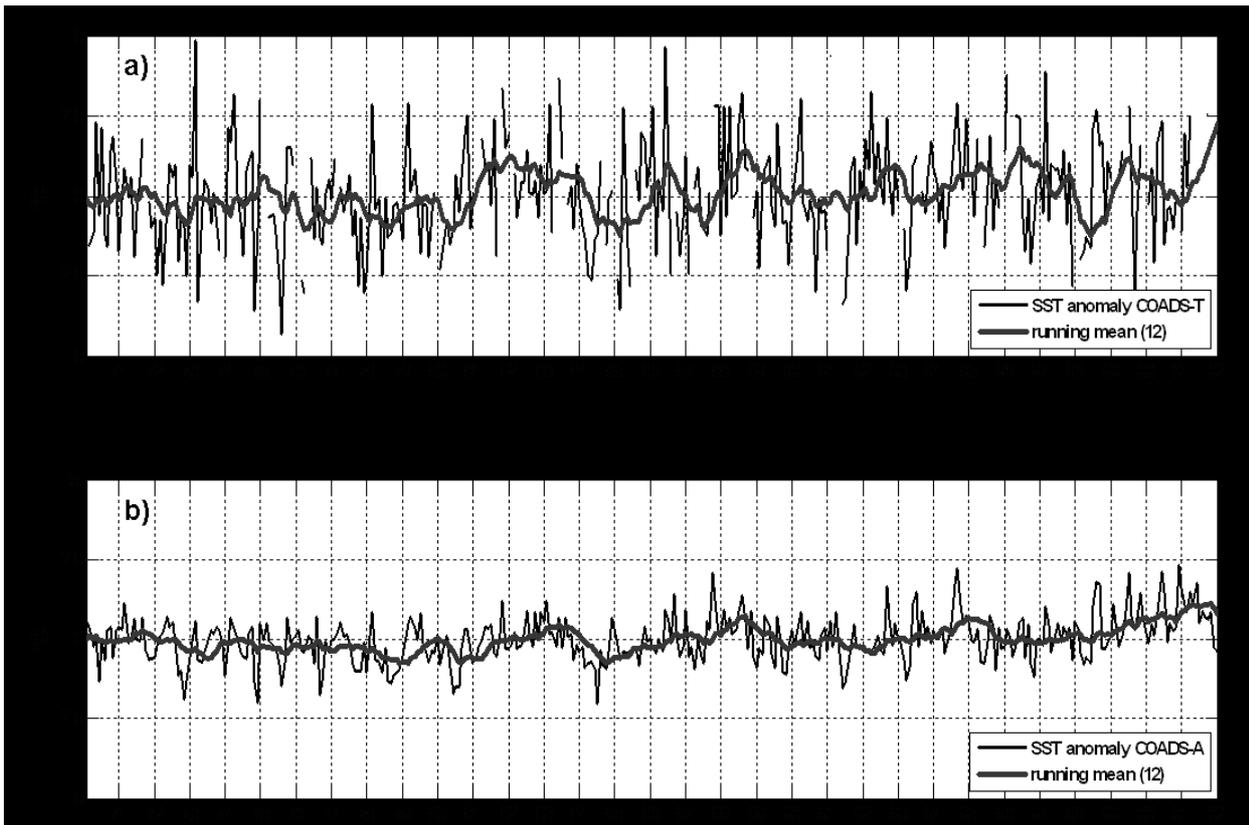


Figura 4: Temperatura superficiale del mare: a) dati COADS mediati sull'area di Trieste (vedi Fig.1), con superimposta media mobile su base 12; b) dati COADS mediati sull'intero Mar Adriatico con media mobile su base 12.

12. Quest'ultima evidenza 3 periodi in base alla ventosità media: 70-77; 77-87; 87-01.

La Figura 4 mostra le anomalie mensili della SST da dati COADS nel Golfo di Trieste (Fig. 4a) e su bacino (Fig. 4b). La notevole differenza fra le anomalie mediate localmente e su bacino indica che fattori locali sono determinanti per questa proprietà. In generale, nel Golfo di Trieste (Fig. 4a) le anomalie sono negative (temperatura inferiore alla media) nel periodo precedente al 1980 e superiori dal 1988 in poi, ma si individuano anni particolari, sia positivamente (73, 87, 97, 96, 83, 82, 74), che negativamente (75, 85, 74, 91, 73, 93).

In questa prima analisi, non vengono identificati periodi anomali comuni rispetto a queste tre variabili.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Quanto visto è consistente con la nostra conoscenza sui processi di assimilazione: i dati

di pressione e temperatura (campi scalari) non sono molto dipendenti dalla *land-sea mask* e dall'orografia del modello, mentre le *analysis* del vento ne dipendono in maniera cruciale, soprattutto in un bacino piccolo come il nord Adriatico.

D'altra parte, le osservazioni locali sono soggette ad una serie di imprecisioni dovute alla calibrazione e alla sostituzioni dei diversi sensori utilizzati.

Le rianalisi ERA-40, per via della loro maggiore omogeneità spazio-temporale, sembrano appropriate per la costruzione di mappe di regressione temporale rispetto alla serie planctoniche.

5 RINGRAZIAMENTI

Si ringraziano l'Università degli Studi di Napoli "Parthenope" (DiSAM) e l'European Centre for Medium-Range Weather Forecasts per aver fornito i dati ERA-40. I dati COADS sono stati gentilmente forniti dal NOAA-CI-

RES Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado, USA, tramite il loro sito web, <http://www.cdc.noaa.gov/>. Si ringrazia R.R. Colucci per il supporto tecnico per i dati della stazione del CNR di Trieste.

6 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

Conversi A. e Hameed S. 1997. Evidence for quasi biennial oscillations in zooplankton biomass in the subarctic Pacific. *J. Geophys. Res.* 102:15,659-15,665

Fromentin J.M. e Planque B. 1996. *Calanus* and environment in the eastern North Atlantic. II. Influence of the North Atlantic Oscillation on *C. finmarchicus* and *C. helgolandicus*. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 134:111-118

Greene C.H., Pershing A.J., Conversi A., Planque B., *et al.* 2003. Trans-Atlantic responses of *Calanus finmarchicus* populations to basin-scale forcing associated with the North Atlantic Oscillation. *Pro-*

gress In Oceanography 58:301-312.

Molinero J.C., Ibanez F., Nival P., Buecher E. *et al.* 2005. North Atlantic climate and northwestern Mediterranean plankton variability. *Limnol. Oceanogr.* 50:1213-1220

Mozetic P., Fonda Umani S., Cataletto B., e Malej A. 1998. Seasonal and inter-annual plankton variability in the Gulf of Trieste (Northern Adriatic). *ICES J. mar. Sci.* 55:711-722.

Ribera d'Alcala M., Conversano F., Corato F., Licandro P. *et al.* 2004. Seasonal patterns in plankton communities in pluriannual time series at a coastal Mediterranean site (Gulf of Naples): An attempt to discern recurrences and trends. *Scientia Marina* 68:65-83.

Roemmich D.H. e McGowan J.A. 1995. Climatic warming and the decline of zooplankton in the California Current. *Science* 267:1324-1326

Fluttuazioni spazio-temporali della biomassa dei piccoli pelagici nel Mare Adriatico in relazione ai cambiamenti climatici

M. Azzali, I. Leonori, A. De Felice

Istituto di Scienze Marine, CNR, Ancona, Italia
m.azzali@ismar.cnr.it

SOMMARIO: La biomassa dei piccoli pelagici varia grandemente nello spazio e nel tempo. Questo fenomeno è di straordinaria importanza ecologica, biologica ed economica e riflette cambiamenti climatici su micro e macro scala di varia natura. La maggiore difficoltà per capire le relazioni tra fluttuazioni della biomassa e parametri ambientali è la mancanza di dati biologici e climatici sinottici per lunghi periodi. In Adriatico i dati sui piccoli pelagici sono stati raccolti da tre decenni (dal 1976) con metodologia acustica e i dati ambientali da oltre due decenni (dal 1982) con metodologia satellitare. Questo lavoro riassume alcuni risultati ottenuti. In particolare la biomassa totale dei piccoli pelagici è soggetta a fluttuazioni con periodicità da 3 a 5 anni, molto probabilmente legata a fattori ambientali (temperatura, clorofilla) e genetici. Tuttavia la variabilità delle singole specie è molto maggiore e ha una periodicità ancora sconosciuta. Lo stock di alici (*E. encrasicolus*) nel periodo 1976-2005 ha presentato forti oscillazioni con un collasso negli anni 1986-90 che sembra potersi rapportare alla diminuzione della temperatura superficiale. Gli stock di sardine (*S. pilchardus*) e di spratti (*S. sprattus*) sono in progressiva diminuzione a partire dal 1996 in concomitanza con l'aumento della temperatura superficiale.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 L'ecosistema pelagico del Mare Adriatico

Il Mare Adriatico è uno dei sistemi più produttivi del Mediterraneo. Di conseguenza questa alta produttività sostiene le più grandi catture di piccoli pelagici (acciughe e sardine) in Italia e una delle flotte pescherecce più importanti nel Mediterraneo. Tuttavia la pesca pelagica nell'Adriatico, come in altre aree ad alta pescosità, deve confrontarsi con il problema dell'enorme variabilità sia in livello che in composizione di queste risorse.

L'esempio più spettacolare di questo fenomeno fu il collasso dell'"anchoveta" peruviana nel 1984. Tuttavia simili situazioni si osservarono nei mari a nord-ovest e sud-ovest dell'Africa (Belvéze & Erzini, 1983), in California (Lasker, 1978), nel Mare del Giappone (Tanaka, 1984) e nel Mediterraneo occidentale (Spagna, Algeria, Marocco).

È interessante osservare che questi cambiamenti delle biomasse pelagiche avvennero sia

in presenza (Cile, Perù, Giappone, Spagna) che in assenza (Algeria, Marocco) di un elevato prelievo di tali risorse. Le popolazioni pelagiche dell'Adriatico (principalmente alici, sardine e spratti) presentano tutte le classiche caratteristiche di questo tipo di risorse. Tali popolazioni sono state studiate con il metodo acustico per alcune decenni (survey storici). In questo periodo hanno mostrato una serie di drammatici cambiamenti in abbondanza, composizione e distribuzione (Azzali, 2002; Azzali *et al.*, 2002). La serie dei survey storici per il Nord Adriatico (area considerata da Trieste a Giulianova) va dal 1976 al 2005, per il Sud Adriatico (area da Giulianova a Brindisi) dal 1987 al 2005.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA E RISULTATI

Nel 1976, il gruppo di acustica marina della sezione di Ancona dell'Istituto di Scienze Marine del CNR (ISMAR) ha iniziato a condurre campagne oceanografiche in Mare

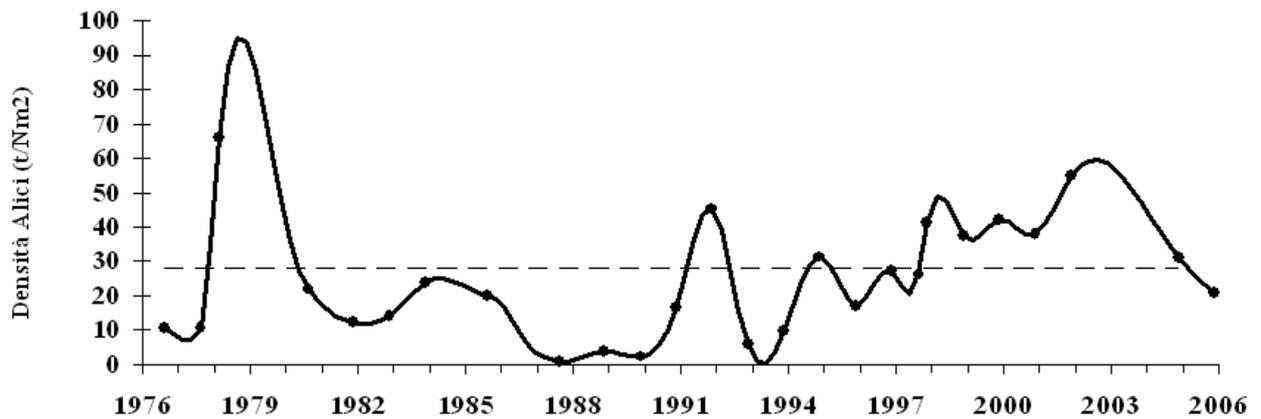


Figura 1: Andamento della biomassa di alici nel Nord Adriatico dal 1976 al 2005.

Adriatico per la valutazione con metodo acustico dell'abbondanza dei piccoli pelagici. I dati di biomassa e la sua distribuzione spaziale per l'insieme di tutti i piccoli pelagici e le stime della biomassa per singole specie (alici, sardine, spratti) sono stati acquisiti annualmente con il metodo standard dell'eointegrazione (Simmons & MacLennan, 2005), usando la tecnologia acustica split beam multifrequenza (38, 120 e 200 kHz). Durante il survey sono stati effettuati regolari campionamenti biologici con rete pelagica per la determinazione della taglia e della composizione per specie delle catture. I dati di temperatura superficiale (SST) e di clorofilla sono stati acquisiti da satellite.

Dal 2004 durante le campagne di echosurvey vengono effettuate stazioni CTD in concomitanza dei campionamenti biologici per la determinazione dei principali parametri ambientali *in situ*.

Il risultato fondamentale della ricerca è la notevole variabilità nel tempo della risorsa pelagica sia considerando l'insieme di tutti i piccoli pelagici sia considerando le singole specie. La comunità pelagica dell'Adriatico è dominata da alici e sardine che rappresentano circa l'80% della biomassa pelagica totale. L'andamento della biomassa di alici nel Nord Adriatico negli anni 1976-2005 è mostrato in Figura 1. Lo stock di alici ha raggiunto il piccolo massimo (circa 95 t/Nm²) negli anni 1978-79, poi, dopo un picco minore (1983-84, circa 25 t/Nm²) si è avuto il collasso nel periodo 1986-90. La ripresa dello stock è iniziata nel 1994 e solo in questi ultimi anni (2004-2005) si è verificato nuovamente un calo della biomassa. Il valore nel 2005 è leggermente al di sotto della media di tutto il periodo che è di 27,9 t/Nm².

Lo stock di sardine (Figura 2) partendo da un valore molto basso (circa 10 t/Nm² nel perio-

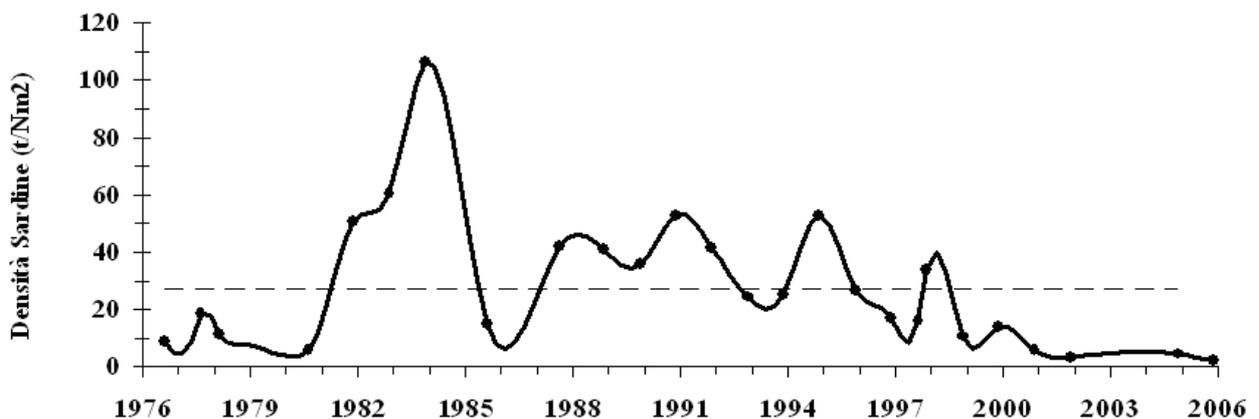


Figura 2: Andamento della biomassa di sardine nel Nord Adriatico dal 1976 al 2005 (Nm = miglia Nautiche).

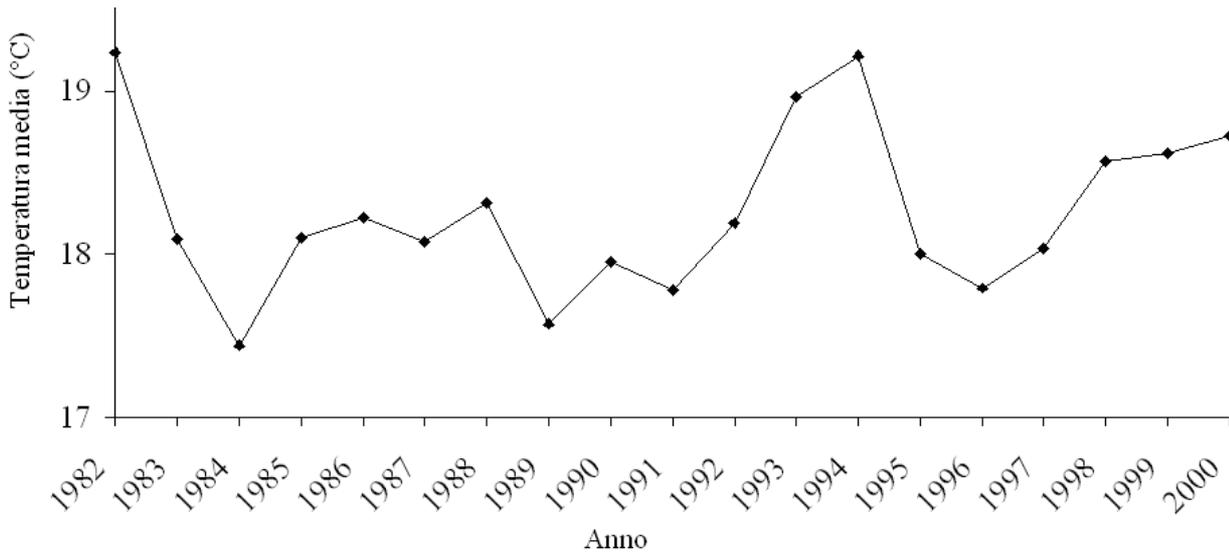


Figura 3: Andamento annuale della temperatura superficiale (SST) stimata sull'intero Adriatico.

do 1976-80) raggiunge il picco massimo (circa 105 t/Nm²) negli anni 1981-83. Dopo un periodo di normalità (1986-95), la popolazione di sardine è diminuita e negli ultimi anni sembra essersi stabilizzata a livelli piuttosto bassi. La densità media del periodo è 27,1 t/Nm² (1976-2005).

L'andamento annuale della temperatura superficiale stimata sull'intero Adriatico (Figura 3) per il periodo 1982-2000 mostra che dal 1996 la SST ha avuto un andamento costantemente crescente. Il periodo 1996-2000 segna

anche l'inizio del declino della popolazione di sardine (Fig. 2) e spratti e dell'espansione di quella di alici (Fig. 1).

La disponibilità delle risorse in mare sembra avere un effetto piuttosto diretto sulle catture, almeno per quanto riguarda le specie d'interesse commerciale. Un esempio è quello dello stock di alici nel Nord Adriatico; la biomassa stimata acusticamente ha un andamento piuttosto simile a quello delle catture della specie stessa nella stessa area desunta dai dati ISTAT (Bollettini ISTAT) (Fig. 4).

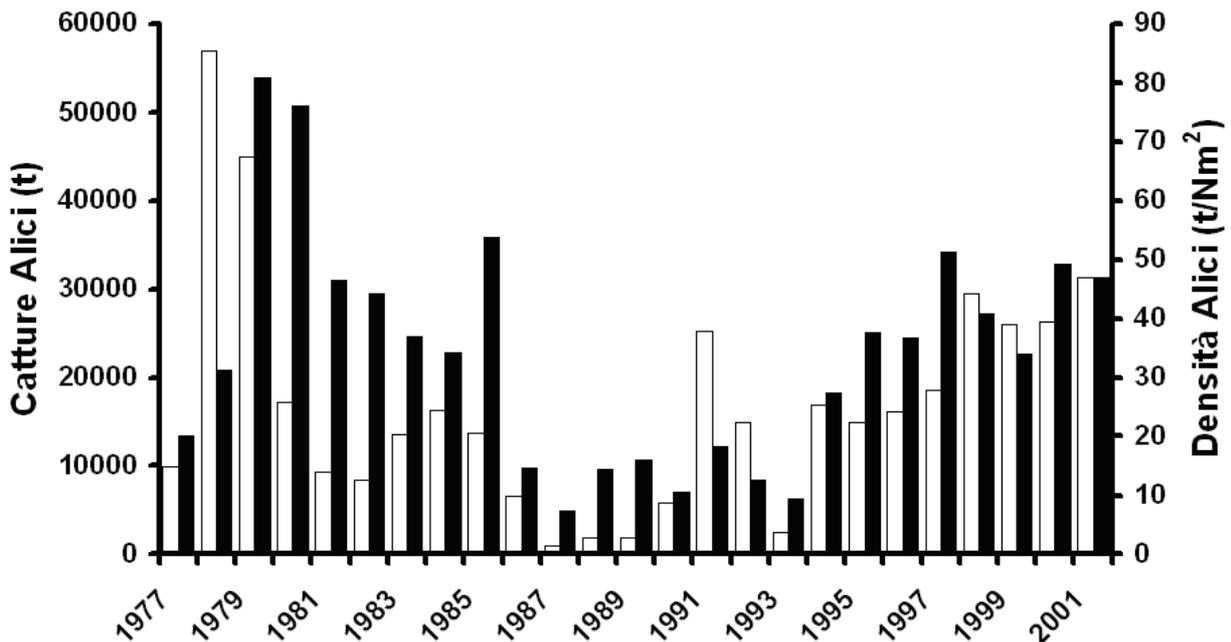


Figura 4: Confronto tra l'andamento della cattura delle alici (dati ISTAT, in nero) e la densità stimata acusticamente nel Nord Adriatico (in bianco).

Dalla Figura 4 è chiaramente visibile come il collasso dello stock di alici si riflette nelle catture. Una singolare eccezione è il picco nelle catture del 1985, anno nel quale la biomassa in mare era già diminuita notevolmente. Quest'anomalia è probabilmente dovuta ad un incremento della catturabilità di questa specie in base alla sua distribuzione spaziale tipicamente in "patchness" ad alta densità (facilmente sfruttabili dalla pesca) anche in anni caratterizzati da bassi livelli d'abbondanza.

3 CONCLUSIONI E PROSPETTIVE FUTURE

Questi risultati mostrano: 1) la differenza tra le fluttuazioni della biomassa pelagica totale, che presentano una ciclicità circa quinquennale e probabilmente sono collegati a fattori genetici e a fattori climatici su macro scala e le irregolari variazioni della biomassa delle singole specie (acciughe, sardine spratti), caratterizzate da picchi e collassi che sembrano strettamente collegati a eventi climatici su microscala; 2) la stretta relazione tra variazioni dei livelli di biomassa misurata in mare e l'attività della pesca.

I metodi acustici e satellitari sembrano fornire un grande numero di dati sinottici sulla variabilità della biomassa pelagica e su quei fattori climatici su micro e macro scala che la influenzano. Tuttavia è necessario raffinare ancora i metodi di integrazione delle due tecnologie per poter fare delle previsioni a breve termine sullo stato delle risorse.

4 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Azzali M., 2002. Valutazione acustica della biomassa, distribuzione e struttura delle popolazioni pelagiche in Adriatico, in relazione con i dati ambientali ricavati da satellite. *MIPAF final report*: 118.
- Azzali M., A. De Felice, G. Cosimi, M. Luna, F. Parmiggiani, 2002. The state of the Adriatic Sea centered on the small pelagic fish populations. P.S.Z.N.: *Marine Ecology*, 23, Supplement 1: 78-91.
- Belvéze H. e K. Erzini, 1983. The influence of hydro-climatic factors on the availability of the sardine (*Sardina pilchardus Walbaum*) in the Moroccan Atlantic fishery. In: *FAO Fish. Report 291 (2)*: 285-328.
- Lasker R., 1978. The relation between oceanographic conditions and larval anchovy food in the California current: identification of factors contributing to recruitment failure. In: *Report P.-V. Reun. Cons. Int. Explor. Mer.* 173: 212-230.
- Simmonds E.J. e MacLennan D.N., 2005. *Fisheries Acoustics*; 2nd edition, Eds. Blackwell, 437.
- Tanaka S., 1984. Variation of pelagic fish stocks in waters around Japan. In *Proceeding of the Expert Consultation to Examine Changes in Abundance and Species Composition of Neritic Fish Resources*. Eds. G. D. Sharp and J. Csirke. In: *FAO Fish. Report 291 (2)*, 17-36.

Comunità fitoplanctoniche e climatologia nell'Adriatico Settentrionale

A. Pugnetti, M. Bastianini, F. Acri, F. Bernardi Aubry,
F. Bianchi, A. Boldrin, G. Socal

Istituto di Scienze Marine, CNR, Venezia, Italia
alessandra.pugnetti@ismar.cnr.it

SOMMARIO: L'analisi spazio-temporale delle caratteristiche fisiche ed idrochimiche della colonna d'acqua correlata allo studio della struttura delle comunità planctoniche consente una fondamentale valutazione dei cambiamenti climatici dell'ecosistema marino. In Adriatico Settentrionale lo studio dell'ecosistema planctonico, iniziato fin dai primi anni '70 e proseguito fino ad oggi nell'ambito di diversi progetti di ricerca nazionali ed europei, ha evidenziato trend temporali significativi nelle condizioni del bacino ed in particolare un aumento della temperatura negli ultimi 20 anni. Gli studi sul fitoplancton hanno permesso di identificare la successione stagionale delle specie dominanti, con la definizione di un "calendario del plancton" per l'area. L'ampia copertura temporale delle ricerche sull'ecologia del plancton ha consentito l'inserimento dell'Alto Adriatico tra i siti di ricerca ecologica a lungo termine della rete internazionale LTER.

1 INTRODUZIONE

Le comunità planctoniche rivestono un ruolo fondamentale nel funzionamento degli ecosistemi marini, contribuendo in modo sostanziale ai cicli biogeochimici. Possibili effetti dei cambiamenti climatici sulle comunità planctoniche costituiscono, pertanto, motivo d'interesse e di preoccupazione, a livello globale. Gli organismi del plancton sono considerati buoni indicatori dei cambiamenti climatici negli ambienti marini, addirittura più informativi delle variabili ambientali stesse (Hays *et al.*, 2005): le risposte biologiche non sono infatti lineari e, pertanto, possono amplificare le perturbazioni ambientali (Taylor *et al.*, 2002).

Le comunità planctoniche mostrano variazioni ricorrenti nell'abbondanza e nella composizione in specie su scala interannuale. Esistono alcuni paradigmi che descrivono successione e distribuzione delle comunità planctoniche, derivati da concettualizzazioni e generalizzazioni di osservazioni sperimentali. Ad esempio, per le aree temperate, la successione stagionale del fitoplancton viene descritta da una distribuzione bimodale, ca-

ratterizzata da una prima fioritura primaverile, all'inizio della stratificazione termica, e una seconda all'inizio dell'autunno, con l'approfondimento del termocline (Cebrián & Valiela, 1999). Tuttavia, esistono parecchie eccezioni a questo modello. Nel Mare Mediterraneo, ad esempio, è evento comune e diffuso la comparsa di una fioritura invernale (Duarte *et al.*, 1999). Inoltre, negli ambienti marini costieri e neritici l'abbondanza e la composizione del plancton sono caratterizzate da un grado elevato di variabilità spazio-temporale: la complessità di queste aree per l'alta variabilità dei fattori ambientali e delle risposte delle comunità rende estremamente difficoltoso definire un ciclo annuale regolare del plancton. Per queste ragioni, serie di dati pluriennali rappresentano uno strumento unico e imprescindibile per fornire ricostruzioni affidabili del ciclo stagionale del plancton in questi ambienti (Southward, 1995). Osservazioni ripetute negli anni infatti permettono di distinguere andamenti regolari e ricorrenti da eventi eccezionali e occasionali (Coljin, 1998) e di definire eventuali cambiamenti delle caratteristiche idrochimiche, trofiche e biologiche determinate sia dall'influenza

umana a scala locale, sia da fluttuazioni climatiche a scala globale.

1.1 Area di Studio

L'Adriatico Settentrionale è considerata una delle poche regioni di produzione permanentemente alta del Mare Mediterraneo (Fonda Umani *et al.*, 1992). Le caratteristiche biologiche di questo ecosistema sono fortemente determinate dalla batimetria, dalla meteorologia, dall'idrodinamismo e dagli apporti fluviali, che rappresentano circa il 20 % degli apporti di tutto il Mare Mediterraneo (Russo & Artegiani, 1996). Gli apporti d'acqua dolce dal Fiume Po, la frequenza dei venti da Nord e Nord-Est e gli scambi di masse d'acqua con l'Adriatico Meridionale influenzano fortemente la composizione e l'attività delle comunità pelagiche. L'Adriatico Settentrionale è particolarmente sensibile alle variazioni stagionali e pluriennali del carico di nutrienti, i cui effetti sono fortemente modulati da cambiamenti nelle condizioni oceanografiche, determinati da fluttuazioni climatiche (Degobbis *et al.*, 2000).

L'Adriatico Settentrionale è soggetto ad un notevole impatto antropico (apporti di nutrienti, urbanizzazione costiera, attività di pesca e acquacoltura, turismo, traffico marittimo). Il bacino è andato incontro a fenomeni di eutrofizzazione e, più recentemente, ad episodi frequenti di formazioni di aggregati mucilluginosi (Giani *et al.*, 2005).

In Adriatico Settentrionale, un numero notevole di ricerche ecologiche, svolte fin dagli anni settanta nell'ambito di diversi progetti di ricerca da istituzioni nazionali e internazionali, ha riguardato lo studio della struttura e della variabilità stagionale e interannuale della climatologia del bacino e delle comunità planctoniche. Le notevoli variazioni intra- e interannuali delle proprietà oceanografiche del bacino, indotte dal forzante climatico, influenzano profondamente la struttura e la dinamica delle comunità planctoniche. Appare, pertanto, particolarmente necessario in questo ambiente la raccolta, il mantenimento e l'analisi di serie di osservazioni su climatologia e

plancton, al fine di identificare regolarità e di mettere in relazione le eventuali variazioni con cambiamenti climatici a larga scala o a scala locale. Serie temporali più che trentennali sono, ad esempio, disponibili per il mesozooplancton nel Golfo di Trieste (Kamburska & Fonda Umani, 2006): in quest'area i cambiamenti climatici avvenuti nell'emisfero settentrionale alla fine degli anni ottanta sono stati identificati come i principali responsabili (molto più dei cambiamenti antropici locali) delle variazioni interannuali e interdecadali delle dinamiche della comunità mesozooplanctonica.

2 ANOMALIE CLIMATOLOGICHE DEL BACINO ALTO ADRIATICO

La climatologia stagionale dell'Adriatico è stata descritta mediante l'analisi del data set ATOS relativo a 5540 stazioni oceanografiche campionate dal 1911 al 1980 (Artegiani *et al.*, 1997). Per l'Adriatico settentrionale, è stato analizzato inoltre un analogo data set di 3600 stazioni (NADS: 1985-2006) del CNR ISMAR, che ha permesso di definire la climatologia recente del bacino e di confrontarla con quella del precedente data set ATOS (Russo *et al.*, 2002). Le due climatologie appaiono notevolmente differenti con una tendenza al riscaldamento in ogni stagione, a partire dal 1988 (Fig. 1). In particolare la temperatura delle acque superficiali presenta il riscaldamento più evidente, ma un comportamento analogo, anche se meno marcato, è osservabile anche per le acque più profonde. Le variazioni del campo termoclinico possono venire spiegate dal cambiamento delle condizioni meteo-oceanografiche, noto con il nome "transiente climatico mediterraneo", che ha interessato l'intera area Mediterranea a partire dal 1988. Questo cambiamento ha determinato aumenti di temperatura atmosferica nell'Italia Settentrionale e una riduzione dei periodi piovosi, con i maggiori eventi di precipitazione concentrati in pochi giorni e prevalentemente nei mesi autunnali. I cambiamenti delle proprietà termocline delle acque

del bacino Nord Adriatico appaiono qualitativamente e quantitativamente relazionabili con le variazioni della temperatura dell'aria avvenute a partire dal 1988. Queste variazioni climatiche che hanno interessato l'intero emisfero settentrionale (Roether *et al.*, 1996), possono essere messe in relazione con variazioni consistenti nella struttura e nelle dinamiche della comunità mesozooplanctonica dell'Adriatico Settentrionale: un forte segnale di cambiamento è stato infatti osservato nella comunità dei copepodi nel Golfo di Trieste, a partire dagli anni novanta (Kamburska & Fonda Umani, 2006). Inoltre, sempre a partire dalla fine degli anni ottanta, si è registrata la comparsa del fenomeno delle mucillagini con maggiore frequenza e intensità rispetto al passato (Giani *et al.*, 2005). Benché il fenomeno delle mucillagini appaia molto complesso nella sua genesi e nel suo mantenimento, è indubbio che le condizioni meteorologiche (in particolare: la presenza e la persistenza di picnoclini marcati, la cui formazione è legata a fenomeni meteorologici di riscaldamento della colonna, di ridotto idrodinamismo e di apporti fluviali, e le con-

dizioni anticicloniche ricorrenti) costituiscono un fattore di controllo molto importante (Giani *et al.*, 2005).

3 LA COMUNITÀ FITOPLANCTONICA DEL GOLFO DI VENEZIA

Ricerche sulla comunità fitoplanctonica nel Golfo di Venezia sono svolte, dal CNR ISMAR di Venezia, sin dagli anni settanta. Tuttavia, i dati sono stati raccolti con regolarità e metodologie confrontabili dalla metà degli anni ottanta. Il notevole set di dati relativi a questi parametri, disponibile presso il CNR ISMAR di Venezia, è attualmente in fase di elaborazione e rappresenta uno strumento indispensabile per un'analisi dettagliata delle variazioni temporali alle quali può essere andata incontro la comunità fitoplanctonica su scala decennale. Dalle prime analisi risulta che, al contrario di quanto osservato per la temperatura delle acque (Russo *et al.*, 2003), nel periodo 1985-2006 non è possibile identificare variazioni significative della biomassa totale del fitoplancton (Tedesco *et al.*, 2007).

Nel medesimo periodo, cioè a partire dagli anni ottanta, variazioni significative della biomassa algale sono state invece osservate in altre aree costiere mediterranee. Ad esempio, dall'analisi dei dati costieri del Golfo di Napoli emerge in modo evidente un calo della concentrazione della clorofilla a partire dalla metà degli anni novanta rispetto al decennio precedente, e una riduzione della taglia degli organismi fitoplanctonici (Ribera d'Alcalà *et al.*, 2004). Osservazioni analoghe sono state riportate anche per l'Alto Adriatico, nel Golfo di Trieste (Fonda Umani *et al.*, 1996), dove la riduzione di taglia degli organismi fitoplanctonici viene considerata come una delle cause di cambiamento della struttura della comunità mesozooplanctonica, registrato nei medesimi anni (Kamburska & Fonda Umani, 2006).

Analisi più dettagliate relative alla struttura tassonomica e dimensionale della comunità fitoplanctonica del Golfo di Venezia permetteranno, a breve, di completare il quadro evo-

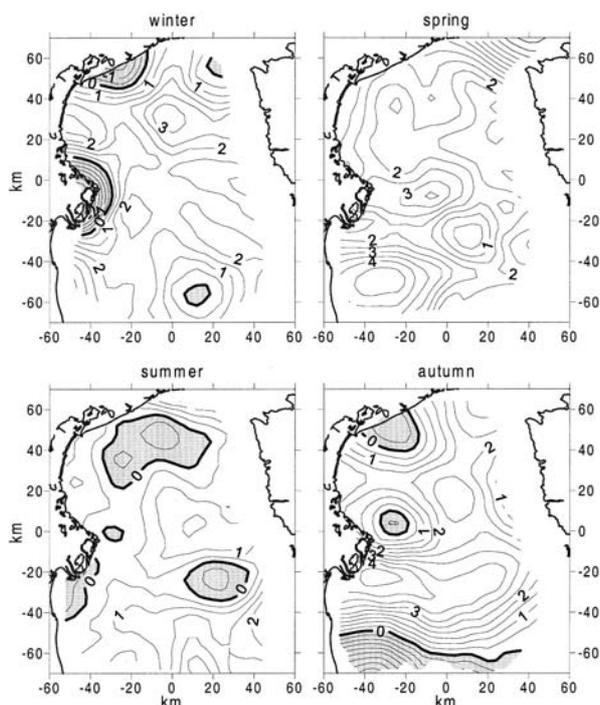


Figura 1. Distribuzione delle anomalie termiche superficiali nel nord adriatico. Confronto tra set di temperature misurate tra il 1911-1987 e 1988-1999

lutivo della comunità nell'ultimo ventennio e di valutare eventuali variazioni nella composizione specifica e nella taglia degli organismi algali.

Dall'elaborazione dei dati di clorofilla relativi allo stesso periodo (1985-2006) è stato, comunque, possibile ricostruire e definire il ciclo stagionale medio della clorofilla nel Golfo di Venezia (Tedesco *et al.*, 2007). Le variazioni della biomassa fitoplanctonica totale appaiono principalmente condizionate dagli apporti fluviali: i picchi di clorofilla a hanno un andamento opposto rispetto a quello della salinità e si osservano, infatti, principalmente alla fine dell'inverno, in primavera e in autunno, quando sono massimi gli apporti fluviali.

Nonostante l'elevata variabilità trofica e idrologica del Golfo di Venezia, è stato elaborato uno schema di successione stagionale delle principali specie fitoplanctoniche dell'area (Bernardi Aubry *et al.*, 2004; 2006; Fig. 2). Il ciclo stagionale medio del fitoplancton ha sempre inizio con una fioritura tardo invernale

le della diatomea *Skeletonema marinoi*, comune in altre aree del Mediterraneo. Picchi di fitoplancton di intensità variabile si susseguono, poi, irregolarmente dalla primavera all'estate, determinati principalmente dagli apporti di nutrienti, da un lato, e dalla pressione da pascolo da parte dello zooplancton, dall'altro. Dopo l'estate il fitoplancton mostra un declino progressivo fino al raggiungimento dei minimi invernali.

Le attività di monitoraggio ecologico a lungo termine, associate a indagine di tipo genetico e tossicologico, sono, inoltre, strumenti fondamentali per identificare aree e periodi stagionale a rischio di sviluppo di di specie microalgali potenzialmente tossiche (HAB). Nelle aree costiere dell'Adriatico Settentrionale, uno studio ecologico pluriennale ha, ad esempio, permesso di descrivere il ciclo stagionale delle specie appartenenti al genere *Dinophysis* (dinoflagellate tossiche) e i principali fattori ambientali che ne possono favorire lo sviluppo (Bernardi Aubry *et al.*, 2000).

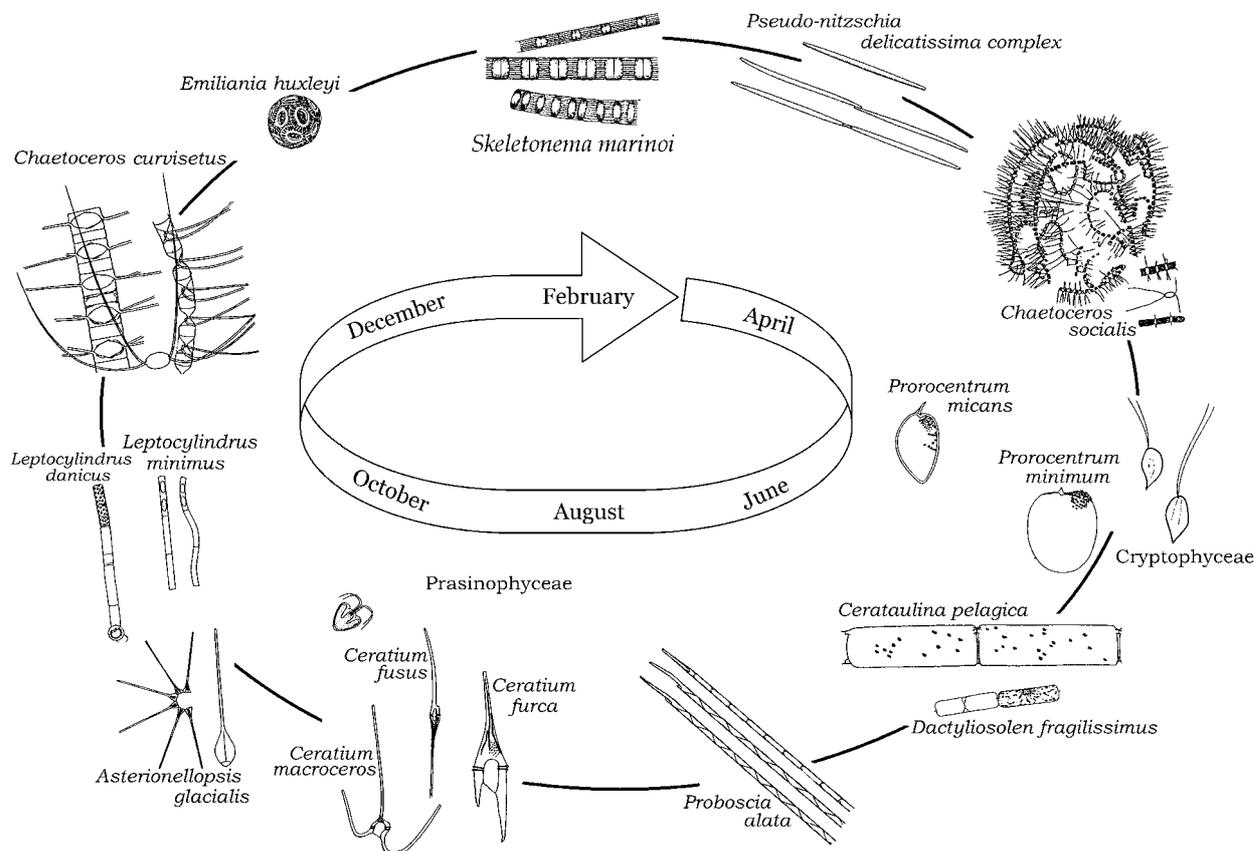


Figura 2. Schema di successione temporale del fitoplancton adriatico (da Bernardi Aubry *et al.*, 2004).

4 PROSPETTIVE FUTURE

Gli effetti dei cambiamenti climatici sulle comunità planctoniche possono essere compresi solo se si hanno a disposizione serie di dati ininterrotte a lungo termine (pluridecadali), raccolte con metodologie e cadenze temporali adeguate, e se si uniscono, in modo coordinato, gli sforzi dei ricercatori e delle istituzioni, sia a livello nazionale sia internazionale. Le reti di ricerca ecologica a lungo termine (LTER) rappresentano, al riguardo, degli strumenti di grande valore e utilità. La rete LTER nazionale (www.corpoforestale.it) che si è recentemente costituita ed associata alle reti LTER europea (E-LTER) e internazionale (ILTER), ospita, fra i suoi siti, anche l'Alto Adriatico: l'ampia copertura temporale delle ricerche sulla climatologia del bacino, sull'ecologia del plancton e sui cicli biogeochimici ha consentito l'inserimento dell'Alto Adriatico tra i siti di ricerca ecologica a lungo termine. Il sito Alto Adriatico è sotto il coordinamento del CNR ISMAR ed è costituito da una serie di stazioni di ricerca, per la maggior parte gestite dal CNR ISMAR, per le quali erano a disposizione serie di dati a lungo termine, che dovranno, anche in futuro, essere mantenute con regolarità. La costituzione della rete nazionale LTER rappresenta un'occasione unica per integrare, condividere e paragonare risultati ottenuti in ambienti diversi (terrestri, marini e lacustri), al fine di valutare gli effetti dei cambiamenti climatici sui biota, sui cicli biogeochimici e sulla biodiversità.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Artegiani, A. Bregant, D. Paschini, E. Pinaridi, N. e Russo A. 1997. The Adriatic Sea general circulation. Part I-air-sea interactions and water mass structure. *J. Phys. Oceanogr.* 27: 1492-1514.
- Bernardi Aubry, F. Berton, A. Bastianini, M. Bertaggia R. Baroni, A e Socal, G. 2000. Dinophysis seasonal dynamics in the coastal waters of the NW Adriatic Sea (1990-1996). *Botanica Marina* 43: 423-430.
- Bernardi Aubry, F. Berton, A. Bastianini, M. Socal, G. e Acri, F. 2004. Phytoplankton succession in a coastal area of the NW Adriatic, over a 10-year sampling period (1990-1999). *Cont. Shelf Res.* 24: 97-115.
- Bernardi Aubry, F. Acri, F. Bastianini, M. Bianchi, F. Cassin, D. Pugnetti A. e Socal, G. 2006. Seasonal and interannual variations of phytoplankton in the Gulf of Venice (Northern Adriatic Sea). *Chemistry and Ecology* 22: S71-S91.
- Cebrià, J. e Valiela, I. 1999. Seasonal pattern in phytoplankton biomass in coastal ecosystems. *J. Plankton Res.* 21: 429-444.
- Coljin, F. 1998. The temporal variability of plankton and their physico-chemical environment. *ICES J. Mar. Sci.* 55: 557-561.
- Degobbi, D. Precali, R. Ivancic, I. Smodlaka, N. Fuks, D. e Kveder, S. 2000. Long-term changes in the Northern Adriatic ecosystem related to anthropogenic eutrophication. *Int. J. Environ. Poll.* 13: 1-6.
- Duarte, C. Augusti, S. Kennedy, H. e Vaqué, D. 1999. The Mediterranean climate as a template for Mediterranean marine ecosystems: the example of the northeast Spanish littoral. *Prog. Oceanogr.* 44: 245-270.
- Fonda Umani, S. Franco, P. Ghirardelli, E. e Malej, A. 1992. Outline of oceanography and the plankton of the Adriatic Sea. In: G. Colombo, I. Ferrari, V.U. Ceccherelli e R. Rossi (eds.), Marine eutrophication and population dynamics: 347-365. Olsen e Olsen: Fredensborg.
- Fonda Umani, S. Cheng Yong, S. Feoli, E. Cataletto, B. Cabrini, M. e Dilani, L. 1996. Is it possible to identify any plankton succession in the Gulf of Trieste (North Adriatic Sea)? In: A. Eleftheriou, A.D. Ansell e C.J. Smith (eds.), Biology and ecology of shallow coastal waters: 59-64, Elsevier Science Publishers: New York.
- Giani, M. Degobbi, D. e Rinaldi, A. (eds.). 2005. Mucilages in the Adriatic and Thyrrenian Seas. *The Sci. Tot. Env.*, 353.
- Hays, G.C. Richardson, A.J. e Robinson, C.

2005. Climate change and marine plankton. *Trends in Ecology and Evolution* 20 (6): 337-344.
- Kamburska, L. e Fonda Umani, S. 2006. Long-term copepod dynamics in the Gulf of Trieste (Northern Adriatic Sea): recent changes and trends. *Clim. Res.* 31: 195-203.
- Ribera d'Alcalà, M. Conversano, F. Corato, F. Licandro, P. Mangoni, O. Marino, D. Mazzocchi, M.G., Modigh, M. Montresor, M. Sardella, M. Saggiomo, V. Sarno, D. e Zingone, A. 2004. Seasonal patterns in plankton communities in a pluriannual time series at a coastal Mediterranean site (Gulf of Naples): an attempt to discern recurrences and trends. *Sci. Mar.* 68 (Suppl. 1): 65-83.
- Roether, W. Manca B. Klein, B. Breagant D. Georgopoulos, D. Beitzel, V. Kovacevic, V e Lucchetta, A. 1996. Recent changes in Eastern Mediterranean deep waters. *Science* 271: 333-335
- Russo, A. e Artegiani, A. 1996. Adriatic Sea hydrography. *Sci. Mar.* 60: 33-43.
- Russo, A. Rabitti, S. e Bastianini, M. 2002. Decadal climatic anomalies in the Northern Adriatic Sea inferred from a new oceanographic data set. *P.S. Z.N.: Marine Ecology* 23 (Suppl. 1): 340-351.
- Southward, A.J. 1995. The importance of long time-series in understanding the variability of natural systems. *Helgolander Meeresunters* 49: 329-333.
- Taylor, A.H. Allen, J.I e Clark, P.A. 2002. Extraction of a weak climatic signal by an ecosystem. *Nature* 387: 253-260.
- Tedesco, L. Socal, G. Bianchi, F. Acri, F. Veneri, D. and Vichi, M. 2007. NW Adriatic Sea variability in relation to chlorophyll-a dynamics in the last 20 years (1986-2005). *Biogeosciences Discuss.* 4: 651-685.

Risposta dei sistemi costieri alle variazioni climatiche globali

G. De Falco¹, A. Cucco¹, P. Magni¹, A. Perilli¹, M. Baroli², S. Como², I. Guala², S. Simeone², F. Santoro², S. De Muro³

¹Istituto per l'Ambiente Marino Costiero, CNR, Oristano, Italia

²Fondazione IMC, Centro Marino Internazionale, ONLUS, Oristano, Italia

³Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Cagliari, Italia

gianni.defalco@iamc.cnr.it

SOMMARIO: I sistemi costieri Mediterranei a fanerogame marine costituiscono aree particolarmente sensibili ai cambiamenti climatici, per i quali occorre prevedere le modificazioni che potranno avvenire in seguito alla variazione delle forzanti meteomarine: l'innalzamento del livello del mare, l'accentuarsi degli eventi estremi, la variazione della direzione dei venti dominanti. Il Golfo di Oristano è considerato una delle aree più vulnerabili d'Italia rispetto all'innalzamento del livello del mare. Gli studi effettuati sul golfo hanno consentito di individuare le relazioni esistenti tra i processi deposizionali dei sedimenti, la distribuzione e dinamica di crescita delle praterie di *Posidonia oceanica*, la dinamica dei litorali sabbiosi adiacenti le praterie e le caratteristiche idrodinamiche del golfo. Attraverso l'uso di modelli numerici per la simulazione delle condizioni idrodinamiche è possibile simulare i diversi scenari previsti dalle modificazioni climatiche e prevedere, la risposta dei sistemi costieri alle variazioni in atto, fornendo un quadro sulla vulnerabilità delle aree costiere indagate.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Il cambiamento globale in atto avrà effetti sulle caratteristiche fisiche, biologiche e biogeochimiche degli oceani e delle aree costiere. Gli impatti del cambiamento climatico includono, in particolare, la crescita del livello del mare e della temperatura delle acque superficiali e modificazioni del clima delle onde e della circolazione marina (McLean e Tsyban, 2001).

Le zone costiere sono particolarmente vulnerabili rispetto all'impatto dei cambiamenti globali. Si prevede che questi potranno comportare, tra l'altro, un aumento delle inondazioni e degli eventi estremi e un'accelerazione dell'erosione costiera. In relazione all'importanza che le aree costiere rivestono e alla loro sensibilità rispetto alle modificazioni climatiche in atto, sono state sviluppate negli ultimi anni metodologie per la definizione della vulnerabilità di tali aree, basate sull'utilizzo

di variabili ambientali, fisiche e ecologiche, e variabili socio-economiche.

Le fanerogame marine costituiscono un ecosistema chiave delle zone costiere. *Posidonia oceanica*, la più diffusa fanerogama del Mar Mediterraneo, forma ampie praterie dalla linea di riva fino a circa 40 m di profondità in acque limpide. Le praterie di *Posidonia oceanica* presentano strette relazioni con la sedimentazione costiera e con la dinamica dei litorali adiacenti (De Falco *et al.*, 2000, 2003, 2006).

Le variazioni climatiche globali, in particolare la crescita del livello del mare, della CO₂ e l'innalzamento della temperatura comportano modificazioni agli ecosistemi a fanerogame (Duarte, 2002). Tali modificazioni includono la disponibilità di nuovi habitat (spostamento verso terra del limite superiore delle praterie) e la regressione delle praterie dalle aree più profonde, un aumento dell'erosione sottomarina delle praterie, un aumento della fotosintesi e una riduzione della calcificazione

(Duarte, 2000). L'aumento dell'erosione costiera potrebbe comportare una perdita delle aree occupate da Posidonia in seguito al trasporto dei sedimenti verso il mare.

I sistemi costieri Mediterranei a fanerogame marine costituiscono quindi aree particolarmente sensibili ai cambiamenti in atto, per le quali occorre prevedere le modificazioni che potranno avvenire in seguito alla variazione delle forzanti meteomarine.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

Nel corso degli ultimi anni sono stati effettuati una serie di studi nel Golfo di Oristano (costa occidentale della Sardegna) finalizzati ad individuare le relazioni tra le facies deposizionali dei sedimenti (carbonatici e silicoclastici) la distribuzione e dinamica di crescita delle praterie di *Posidonia oceanica* e le caratteristiche idrodinamiche del bacino. Il Golfo di Oristano è considerato una delle aree più vulnerabili d'Italia rispetto all'innalzamento del livello del mare come conseguenza delle caratteristiche morfologiche dell'entroterra.

Nella stessa area è stata studiata la tendenza evolutiva (variazione della linea di riva) e il bilancio sedimentario dei litorali sabbiosi antistanti le praterie di Posidonia.

Le metodologie adottate comprendono:

- la mappatura dei fondali mediante analisi d'immagine di foto-aeree e tecnologie geofisiche (rilievi multibeam, side-scan sonar e profili sub-bottom);
- il campionamento dei sedimenti per analisi tessiturali, mineralogiche e geochimiche;
- rilievi morfologici dei litorali mediante GPS differenziale RTK;
- analisi sulle praterie di Posidonia: produzione, tasso di allungamento dei rizomi ortotropi, rapporto tra ciuffi plagiotropi e ortotropi;
- applicazione di modelli idrodinamici agli elementi finiti e modelli d'onda per la caratterizzazione idrodinamica dell'area.

3 RISULTATI RILEVANTI

Il Golfo di Oristano è una sistema deposizionale complesso caratterizzato dalla presenza di sorgenti multiple di sedimento: sedimentazione di origine fluviale, sedimenti relitti depositati in condizioni di livello del mare più basso rispetto all'attuale, sedimenti biogenici provenienti dalla produzione di fauna a guscio carbonatici associata alle praterie di *Posidonia oceanica*.

L'idrodinamica legata al moto ondoso è il principale fattore intrabacino che influenza la distribuzione di sedimenti carbonati biogenici e la dinamica di crescita delle praterie di *Posidonia oceanica* nel Golfo di Oristano.

I settori maggiormente riparati rispetto al moto ondoso (settore Nord del Golfo, Figura 1) sono caratterizzati dalla deposizione di sedimenti carbonatici biogenici associati alla praterie (Figura 2). In tali aree la Posidonia tende a svilupparsi verticalmente, contrastando la sedimentazione.

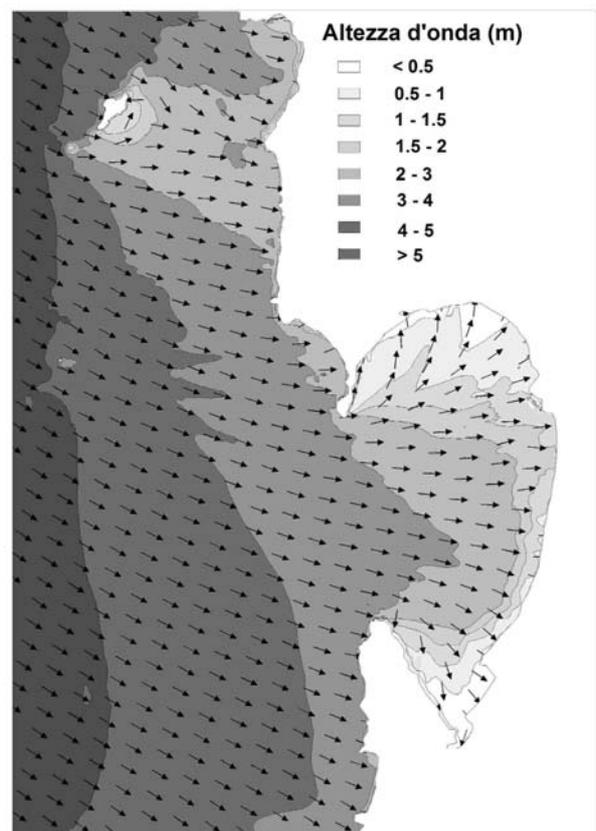


Figura 1: Simulazione dell'altezza delle onde nel Golfo di Oristano generate da un evento di Maestrale (Nord-Ovest).

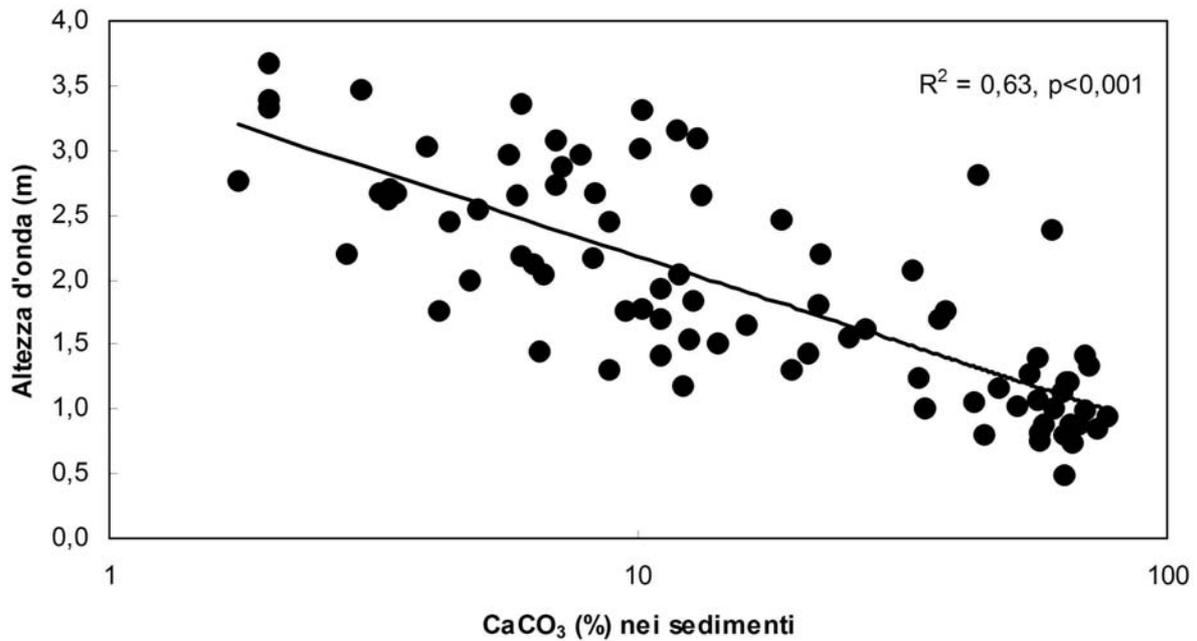


Figura 2: Relazione tra il contenuto in carbonati biogenici nei sedimenti associati alle praterie di *Posidonia oceanica* e l'altezza d'onda generata da vento di maestrale (Nord-Ovest) nel Golfo di Oristano.

Nei settori maggiormente esposti la *Posidonia* colonizza sedimenti relitti e tende a svilupparsi orizzontalmente, a causa del basso tasso di sedimentazione.

Le praterie di *Posidonia* esercitano un controllo sulla morfologia dei litorali sabbiosi. Si è evidenziato come la regressione del limite superiore della prateria nel settore Nord del golfo sia correlata con l'arretramento della linea di riva (Tigny *et al.*, 2007).

5 PROSPETTIVE FUTURE

Si intende utilizzare la modellistica numerica per ipotizzare scenari sulla modificazione che i sistemi costieri potranno subire in funzione della variazione del livello del mare e del clima d'onda.

Tali scenari potranno comprendere un cambiamento dell'intensità media e della direzione di provenienza dei venti dominanti nonché un aumento di frequenza degli eventi estremi, con conseguente modificazione della circolazione, del clima ondoso e dei tempi di residenza delle acque.

I modelli di circolazione e di moto ondoso consentono di simulare gli effetti delle variazioni climatiche sull'assetto morfologico dei

litorali e sulla distribuzione delle praterie di *Posidonia oceanica*.

Sarà quindi possibile, in funzione dei diversi scenari previsti dai modelli di previsione climatologica, prevedere, con diversi livelli di approssimazione, la risposta locale dei sistemi costieri alle variazioni in atto, fornendo un quadro sulla vulnerabilità delle aree costiere indagate.

Il Golfo di Oristano, area giudicata particolarmente sensibile rispetto alle modificazioni climatiche, sarà utilizzato come sito modello per questo tipo di studi.

6 RINGRAZIAMENTI

Il presente lavoro è stato svolto nell'ambito dei progetti nazionali MIUR - PON SIGLA e SIMBIOS (Cluster Ambiente Marino).

7 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

De Falco G., Baroli M., Murru E., Piergallini G., Cancemi G., (2006). Sediment analysis evidences two different depositional phenomena influencing seagrass distribution in the Gulf of Oristano (Sardinia - western Mediterranean) *Journal of Coastal Re-*

- search*; 22(5): 1043-1050.
- De Falco G., Ferrari S., Cancemi G., Baroli M., (2000). Relationships between sediment distribution and *Posidonia oceanica* seagrass. *Geo marine letters*; 20: 50-57.
- De Falco G., Molinaroli E., Baroli M., Bellacicco S. (2003). Grain size and compositional trends of sediments from *Posidonia oceanica* meadows to beach shore, Sardinia, Western Mediterranean. *Estuarine Coastal and Shelf Science*; 58(2): 299-309.
- Duarte C.M. (2002) The future of seagrass meadows. *Environmental Conservation*; 29(2): 192-206.
- McLean R.F. e Tsyban A. (2001) Coastal Zones and Marine Ecosystems. In AA.VV. 'Climate Change 2001: impact, adaptation and vulnerability'. IPCC Report.
- Tigny V., Ozer A., De Falco G., Baroli M. e Djenidi S. (2007) Relationship between the evolution of the shoreline and the *Posidonia oceanica* meadow limit in a Sardinian coastal zone. *Journal of Coastal Research*; 23: 787-793.

Ricostruzione della variabilità biogeochimica nel Mediterraneo: risposta microbica ai cambiamenti globali.

R. La Ferla, M. Azzaro, G. Caruso, G. Maimone, L.S. Monticelli, R. Zaccone

Istituto per l'Ambiente Marino Costiero, Sezione di Messina, CNR, Messina, Italia
rosabrina.laferla@iamc.cnr.it

SOMMARIO: I processi microbici coinvolti nei cicli biogeochimici sono stati investigati nel Mediterraneo come strumento di valutazione per i cambiamenti climatici globali. Il Mediterraneo è risultato un ecosistema particolarmente sensibile alla variabilità climatica ed instabile nei suoi equilibri trofici. Negli strati profondi, è stato enfatizzato il contributo microbico al metabolismo eterotrofico in relazione alle dinamiche circolatorie e alla disponibilità di sostanza organica da degradare. Negli strati fotici, è stata osservata un'alternanza stagionale tra metabolismo autotrofico ed eterotrofico. Tale evidenza suggerisce che fasi climatiche di raffreddamento e di riscaldamento, stimolando in maniera contraria e opposta la comunità microbica, potrebbero portare il Mediterraneo ad agire rispettivamente come *sink* o *source* di CO₂.

1 RUOLO DEI MICRORGANISMI MARINI E RELAZIONI CON I CAMBIAMENTI CLIMATICI

1.1 Cicli biogeochimici nel mare

I mari e gli oceani svolgono un ruolo fondamentale nella evoluzione dei processi biogeochimici dei principali elementi (quali C, N e P), così come nel modulare il clima dell'intero pianeta. Il ciclo biogeochimico del carbonio, in particolare, riveste una importanza fondamentale nell'equilibrio della biosfera.

Scambi di CO₂ tra atmosfera e oceano dipendono fortemente dalla pompa biologica che tramite l'attività microbica provvede alla sua assimilazione negli strati superficiali e alla sua remineralizzazione lungo tutta la colonna d'acqua. Le attività della comunità microbica possono modificare il funzionamento di un ecosistema marino, rendendolo *sink* o *source* di CO₂ nella biosfera. Gli oceani inoltre mitigano gli effetti dell'aumento di CO₂ atmosferica sequestrandola negli strati profondi.

L'influenza dei cambiamenti climatici sulla variabilità biogeochimica dell'oceano, e quindi sul funzionamento e la struttura delle bio-

cenosi microbiche marine, non è ancora studiata in maniera approfondita e non è quindi chiara l'interdipendenza fra clima, ciclo del carbonio e microrganismi (Hoppe *et al.*, 2002). Inoltre, mentre molta enfasi è stata data allo studio dei processi produttivi della sostanza organica negli strati fotici, poco interesse è stato rivolto alle fasi degradative, che peraltro hanno luogo nel biota marino superficiale e profondo.

1.2 Importanza del Mediterraneo nel contesto dei cambiamenti climatici globali

Nell'ambito degli studi sul Mediterraneo, solo in questi ultimi anni sono state programmate ricerche volte a studiare la variabilità dei processi biogeochimici microbici in relazione alle forzanti climatiche. Il Mediterraneo rappresenta uno degli ecosistemi più oligotrofici del mondo. È un mare semi-chiuso, molto sensibile ai cambiamenti climatici per via delle sue dimensioni, dei brevi tempi di residenza delle masse d'acqua e degli alti tassi di turnover della sostanza organica rispetto agli oceani. Pertanto, è ritenuto un bacino idoneo

per studi a medio e lungo termine dei cambiamenti ambientali globali. Inoltre, in esso hanno luogo su scala relativamente ridotta i principali processi dinamici oceanici (formazione di acque intermedie e profonde, fenomeni di upwelling, trasporto laterale dalla *continental shelf* etc.). Già negli anni 90, il settore orientale di tale bacino è stato interessato dall'evento climatico denominato Eastern Mediterranean Transient (EMT), sviluppatosi nel Mar Egeo e successivamente diffusosi nell'intero bacino, con forti implicazioni sulle dinamiche di circolazione e sull'assetto ecologico (Roether *et al.*, 1996). In questo lavoro vengono esaminati in maniera sinottica i risultati di numerose campagne multidisciplinari condotte nel Mediterraneo, al fine di stimare l'importanza di alcuni processi microbici in relazione alla variabilità climatica. Lo studio affronta inoltre l'attuale dibattito scientifico riguardante la natura eterotrofica o autotrofica degli ambienti oceanici.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Area di studio e metodologie

Le campagne oceanografiche sono state effettuate nell'ambito di numerosi progetti condotti dal nostro istituto dal 1995 al 2005 (Fig.1). L'intero *data set* ha coperto parametri idrologici, trofici e microbiologici, con particolare attenzione alla biomassa (analisi d'immagini), alle attività idrolitiche (leucina-amino-peptidasi, β -glucosidasi e fosfatasi alcalina), di produzione batterica (incorporazione di ^3H -leucina) e respiratorie (attività ETS) lungo l'intera colonna d'acqua. Dettagli metodologici sono riportati da Zaccone *et al.* (2003), La Ferla *et al.* (2005).

3 RISPOSTA MICROBICA AI CAMBIAMENTI CLIMATICI

Connessioni tra variabilità dei processi microbici e variabilità climatica sono state evidenziate sia negli strati profondi che superficiali del Mediterraneo. Il quadro sinottico ottenuto ha mostrato che esse sono modulate sia da

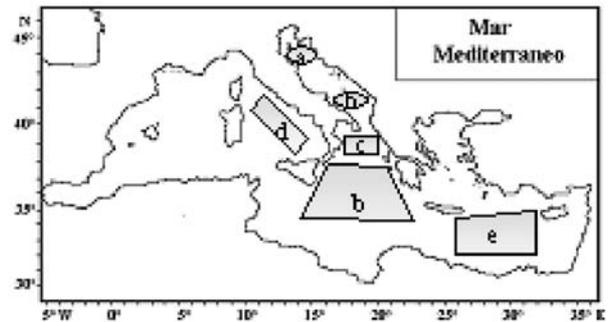


Figura 1: Aree di studio nell'ambito dei progetti PRISMA2 (a), SINAPSI (b), OTRANTO (c), FIRB, CIESM-SUB1 e SUB2 (d), LIWEX-POEM (e).

andamenti geografici che dalla stagionalità. Nella zona afotica, le nostre ricerche hanno messo in luce come l'attività microbica ed in particolare respiratoria, sia un ottimo indicatore delle fasi evolutive delle masse d'acqua in relazione alla disponibilità di sostanza organica "giovane" ed in particolare nella sua frazione disciolta (La Ferla e Azzaro, 2001; La Ferla *et al.*, 2005). Tale comportamento, non osservato negli oceani, sembra essere in stretta relazione con il trasporto di carbonio organico preformato sia attraverso processi di advezione laterale dalla "*continental shelf*" che attraverso processi di diffusione di acque di nuova formazione, intermedie e profonde. Ciò enfatizza il contributo delle attività microbiche al metabolismo eterotrofico degli oceani.

Inoltre, lo stretto accoppiamento tra attività respiratoria microbica e gli andamenti circolatori delle masse d'acqua ha evidenziato implicazioni ecologiche derivate dalla diffusione dell'EMT nelle profondità del Mar Ionio (La Ferla e Azzaro, 2001). In tale contesto, uno dei più evidenti segnali in risposta a tale evento da parte della comunità microbica, è stata l'accelerazione dei processi di remineralizzazione nelle acque profonde del bacino orientale del Mediterraneo (La Ferla *et al.*, 2003; Zaccone *et al.*, 2003).

Nella zona eufotica, la variabilità climatica si riflette nella variabilità del bilancio metabolico del carbonio. Da un decennio la natura autotrofica o eterotrofica degli oceani, e le dirette conseguenze sui *sinks* e *sources* di C nella biosfera, sono oggetto di dibattito scien-

tifico. I rapporti ottenuti dai tassi di idrolisi, respirazione e produzione primaria e batterica nell'Adriatico Settentrionale, erroneamente ritenuto per antonomasia un sistema produttivo, hanno messo in evidenza come il metabolismo del comparto microbico favorisca i processi degradativi nei periodi estivi, in relazione diretta con l'incremento della temperatura (La Ferla *et al.*, 2002).

Ulteriori indagini hanno evidenziato significative correlazioni positive fra i processi eterotrofici e la temperatura e confermano che il bilancio del carbonio tende verso l'autotrofia in inverno, quando è presente un surplus di sostanza organica autoctona (Fig. 2). È invece negativo o prossimo all'equilibrio in estate, in seguito ad uno sbilanciamento verso la remineralizzazione, confermando la necessità di fonti alloctone di sostanza organica (Sempère *et al.*, 2000).

Nel Tirreno, in cui predominano fenomeni di *export production*, e nello Ionio, in cui predominano processi di trasporto laterale, i rapporti metabolici sembrano sbilanciati rispettivamente verso l'autotrofia e l'eterotrofia, pur con oscillazioni legate alla variabilità dei forzanti fisici ed in particolare della temperatura (La Ferla *et al.*, 2005).

L'alternanza tra fasi di autotrofia ed eterotrofia, come evidenziato, pur se con diverso grado, in tutti i bacini studiati suggeriscono che il Mediterraneo costituisce un ecosistema particolarmente instabile nei suoi equilibri trofici e vulnerabile alle mutevoli condizioni climatiche. È quindi ipotizzabile che fasi climatiche di raffreddamento e di riscaldamento, stimolando in maniera contraria e opposta il metabolismo microbico, possano portare il Mediterraneo ad agire rispettivamente come serbatoio o sorgente di CO₂.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Scenari futuri di bilancio metabolico del Mediterraneo potranno essere chiariti in seguito all'elaborazione dei dati sperimentali nell'ambito del progetto multidisciplinare sulla "Vulnerabilità delle Coste e degli ecosi-

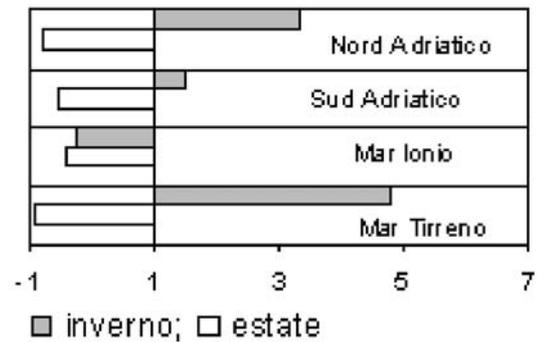


Figura 2: Rapporto Produzione Primaria/Respirazione (PP/R) calcolato per le diverse aree studiate da dati integrati nella zona fotica. I rapporti sono stati calcolati da dati espressi in mg C m⁻² giorno⁻¹. L'equilibrio tra PP e R è rappresentato da un rapporto uguale a 1.

stemi marini italiani ai cambiamenti climatici e loro ruolo nei cicli del carbonio mediterraneo" (VECTOR). Tale progetto di forte impatto scientifico, avviato nel 2006, mira al monitoraggio di stazioni fisse nel Tirreno e Adriatico, così come dei bacini orientale e occidentale, in modo da acquisire serie temporali con cadenza stagionale durante un periodo complessivo di due anni. In tale contesto, l'integrazione con dati pregressi risulterà utile per meglio comprendere l'attuale evoluzione biogeochimica e climatologica del Mediterraneo. I dati microbiologici sono in fase di elaborazione e verranno inseriti nella banca dati del progetto per formulare modelli previsionali climatologici, nell'ambito di una collaborazione con i principali *networks* di ricerca ambientale.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Hoppe, H.G., Gocke K., Koppe R., Begler C. 2002. Bacterial growth and primary production along a north-south transect of the Atlantic Ocean. *Nature* 416: 168-171.
- La Ferla, R. & Azzaro M. 2001. Microbial respiration in the Levantin Sea: evolution of oxidative processes in relation with The main Mediterranean water masses. *Deep-Sea Res.* I: 1-13.
- La Ferla, R., Azzaro M., Civitarese G., Ribera d'Alcalà M. 2003. Distribution patterns of

- carbon oxidation in the Eastern Mediterranean Sea: evidence of changes in the remineralization processes *J. Geophys Res.* 108 (C9): 8111
- La Ferla, R., Azzaro F., Azzaro M., Caruso G., Decembrini F., Leonardi M., Maimone G., Monticelli L. S., Raffa F., Santinelli C., Zaccone R., Ribera d'Alcalà M. 2005. Microbial contribution to carbon biogeochemistry in the Central Mediterranean Sea: variability of activities and biomass. *J. Mar. Sys.* 57: 146-166.
- Roether, W., Manca B.B., Klein B., Bregant D., Georgopoulos D., Beitzel V., Kovacevic V., Luchetta A. 1996. Recent changes in the Eastern Mediterranean deep water. *Science* 271: 333-335.
- Sempéré, R., Charrière B., Van Wambeke F., Cauwet G. 2000. Carbon inputs of the Rhone River to the Mediterranean Sea: biogeochemical implications. *Global Biogeochem. Cycles*: 669-681.
- Zaccone, R., Monticelli L.S., Seritti A., Santinelli C., Azzaro M., Boldrin A., La Ferla R., Ribera d'Alcalà M. 2003. Bacterial processes in the intermediate and deep layers of the Ionian Sea in winter 1999. *J. Geophys Res.* 108 (C9): 8117.

Studio degli effetti dei cambiamenti climatici sulla biodiversità e sul funzionamento degli ecosistemi marini lungo le coste Europee

P. Magni¹, A. Cucco¹, G. De Falco¹, A. Perilli¹, S. Como², G.A. Fenzi², S. Rajagopal³, G. van der Velde

¹Istituto per l'Ambiente Marino Costiero, CNR, Oristano, Italia

²Fondazione IMC, Centro Marino Internazionale ONLUS, Oristano, Italia

³Dipartimento di Ecologia ed Ecofisiologia Animale, Università Radboud, Nijmegen, Olanda
paolo.magni@iamc.cnr.it

SOMMARIO: Gli effetti dei cambiamenti climatici sulla biodiversità e sul funzionamento degli ecosistemi costieri sono poco noti. Le nostre attività di ricerca hanno come scopo quello di studiare e capire due fenomeni che stanno avvenendo lungo le coste del Mar Mediterraneo, Atlantico e Baltico. Il primo è lo spostamento verso nord-est di alcune specie bentoniche chiave quali i bivalvi *Macoma balthica* e *Mytilus* spp. Il secondo è legato al rapporto tra biodiversità e funzionamento dell'ecosistema in termini di produttività del sistema stesso. Si ritiene che i cambiamenti climatici in corso abbiano un'influenza fondamentale nel determinare entrambi i processi. I nostri studi hanno altresì la finalità di prospettare possibili scenari futuri di alterazioni della biodiversità e produttività marine.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Gli estuari, le lagune e gli ambienti marino costieri sono aree ad elevata produttività e quindi cruciali per la sopravvivenza di molte specie, quali invertebrati, pesci, uccelli e mammiferi di interesse per l'uomo. È ormai accettato che molte aree marino costiere e di transizione in Europa sono sempre più sottoposte a stress ambientali, con conseguenze negative sulla riproduzione, distribuzione e sopravvivenza di numerose specie di interesse naturalistico e commerciale. Una conseguenza di ciò è che l'areale di distribuzione di molte specie sta cambiando: nuove specie appaiono e colonizzano a scapito di specie residenti che diminuiscono e scompaiono. La sostenibilità della biodiversità è vitale non solo dal punto di vista ecologico ed ambientale, ma anche economico e di salute per le regioni costiere europee. Nonostante ciò, evidenti modifiche della biodiversità stanno progredendo.

Durante gli ultimi anni, sono stati messi in

grande evidenza i rischi connessi con i cambiamenti climatici, tra i quali l'innalzamento del livello del mare e della temperatura delle acque superficiali, le modificazioni del clima, delle onde e della circolazione marina (McLean & Tsyban, 2001). Ad esempio, lungo le coste europee si stanno verificando cambiamenti a lungo termine causati dall'ingresso di acque atlantiche nel Mar del Nord e scambi di masse d'acqua tra il Mar Baltico e il Mar del Nord, o tra l'Atlantico ed il Mediterraneo (Manzella & La Violette, 1990). Tutto ciò sta influenzando negativamente su specie animali e vegetali chiave, quindi anche sulla biodiversità e sul funzionamento di molte regioni costiere dell'Europa, incluse quelle del Mediterraneo (Magni et al., 2004; Diaz-Almela *et al.*, 2007).

Un esempio di tale modifiche legate ai cambiamenti climatici è stato recentemente dimostrato da Jansen *et al.* (2007) che hanno studiato la progressiva scomparsa del tellinide *Macoma balthica* nella parte meridionale del Golfo di Biscaglia durante gli ultimi quaranta

anni ed hanno scoperto che questo bivalve riduce l'attività respiratoria e metabolica, fino a scomparire, in presenza di nuove condizioni ambientali. Gli Autori concludono che lo spostamento verso nord di questo mollusco è fortemente legato all'aumento dei valori massimi delle temperature estive.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

Gli effetti dei cambiamenti climatici sulla biodiversità e sul funzionamento degli ecosistemi costieri sono poco noti. Per studiare questa problematica, le nostre attività di ricerca hanno come scopo di capire due importanti fenomeni che stanno avvenendo lungo le coste europee.

Il primo aspetto riguarda lo spostamento verso nord-est di alcune specie bentoniche chiave, quali i bivalvi *M. balthica* (Figura 1) e *Mytilus* spp. (Figura 2). I cambiamenti climatici e l'inquinamento sono indicati come le probabili cause di modifiche degli areali di distribuzione di queste specie. Modifiche nella composizione specifica delle comunità animali possono portare ad una instabilità e ridotta produttività del sistema. Un secondo aspetto riguarda il fatto che in alcuni sistemi, quali il Baltico, si nota una bassa biodiversità a fronte di una produttività comparabile a quella di sistemi molto ricchi in specie animali e vegetali, quali il Mediterraneo. Questo indicherebbe che la biodiversità non è essenziale per il funzionamento dell'ecosistema e che la riduzione della biodiversità e della produttività non sono direttamente collegati. Le nostre attività sono quindi incentrate sullo studio del rapporto tra biodiversità e reti trofiche (analisi di $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$) al fine di capire il funzionamento del sistema e di prospettare scenari evolutivi in funzione dei cambiamenti climatici. Nell'ambito di queste attività, studi specifici sono stati condotti nel Golfo di Oristano ed il sistema lagunare ad esso connesso, come area pilota per il Mediterraneo.



Figura 1: Areale di distribuzione del bivalve *Macoma balthica*, dalle popolazioni più settentrionali (Artico) a quelle più meridionali (Atlantico, Francia). Progetto europeo BIOCOMBE: *The impact of BIOdiversity changes in COastal Marine Benthic Ecosystems* (<http://www.biocombe.org/>).

3 RISULTATI RILEVANTI

Nell'ambiente marino costiero e lagunare del Golfo di Oristano è stata identificata una stretta relazione tra venti dominanti, circolazione marina costiera e trasporto dei sedimenti, con alcuni inquinanti associati (es. metalli pesanti), e degli organismi bentonici associati (Cucco *et al.*, 2006; Como *et al.*,

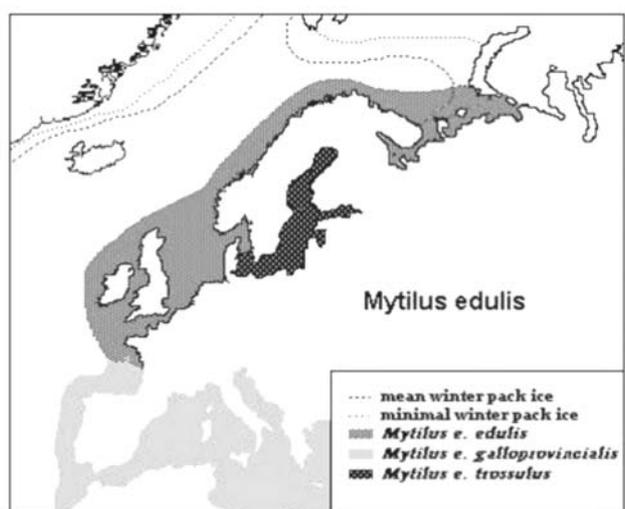


Figura 2: Areale di distribuzione del bivalve *Mytilus* spp., dalle popolazioni europee (Mar Mediterraneo, Atlantico, Baltico) a quelle più settentrionali dell'Artico. Progetto europeo BIOCOMBE: *The impact of BIOdiversity changes in COastal Marine Benthic Ecosystems* (<http://www.biocombe.org/>).

2007). In particolare nella laguna di Cabras, l'integrazione degli approcci modellistici, sedimentologici e biogeochimici ha permesso l'identificazione dei potenziali focolai di distrofia nelle zone di deposizione dei sedimenti fini e di accumulo della materia organica caratterizzate da basse velocità dell'acqua.

I risultati preliminari ottenuti in questi ambienti (Como *et al.*, 2007; Magni *et al.*, 2005, 2007) mostrano che in condizioni di un aumento delle temperature (in coincidenza con periodi di stasi climatica) si ha un notevole rilascio dai sedimenti nell'acqua di idrogeno solforato (H_2S), in concentrazioni superiori alla soglia di tolleranza per la maggior parte degli organismi acquatici animali (Figura 3). Questo fenomeno è legato all'accumulo sul fondo di grandi quantità di materia organica che non viene ossidata a causa dello scarso ricambio d'acqua e delle elevate temperature. Il risultato è una liberazione di idrogeno solforato e uno stato di anossia. Le condizioni di scarso ricambio dell'acqua possono favorire l'accumulo di materia organica nei sedimenti, fino al collasso del sistema. Ancora prima che l'idrogeno solforato sia rilevabile nelle acque, esso incomincia a fare sentire la

sua presenza nei sedimenti dove i primi accumuli di sostanza organica attivano il metabolismo anaerobico. In tali condizioni, i tempi di recupero della produttività del sistema attualmente non sono quantificabili, ma gli studi fino ad oggi condotti indicano che la moria ha interessato anche i livelli più bassi della catena trofica (Magni *et al.*, 2005).

In relazione all'aumento globale della temperatura, nel caso degli ambienti lagunari del Mediterraneo, dai primi anni venti del secolo scorso al 2000, si è avuto un aumento di circa $1,2\text{ }^\circ\text{C}$. In molti casi, questo fenomeno, associato a lunghi periodi di siccità e diminuzione degli apporti d'acqua dolce, ha comportato grossi scompensi della rete trofica con conseguenti crisi distrofiche. Il ripetersi di questi eventi ha sicuramente inciso sull'impoverimento della biodiversità in questi ambienti. A tal proposito è opportuno citare lo studio di Magni *et al.* (2005) che descrive i popolamenti macrozoobentonici della laguna di Cabras (Sardegna occidentale) in seguito ad un evento distrofico, come comunità bentoniche povere e dominate da specie opportuniste.

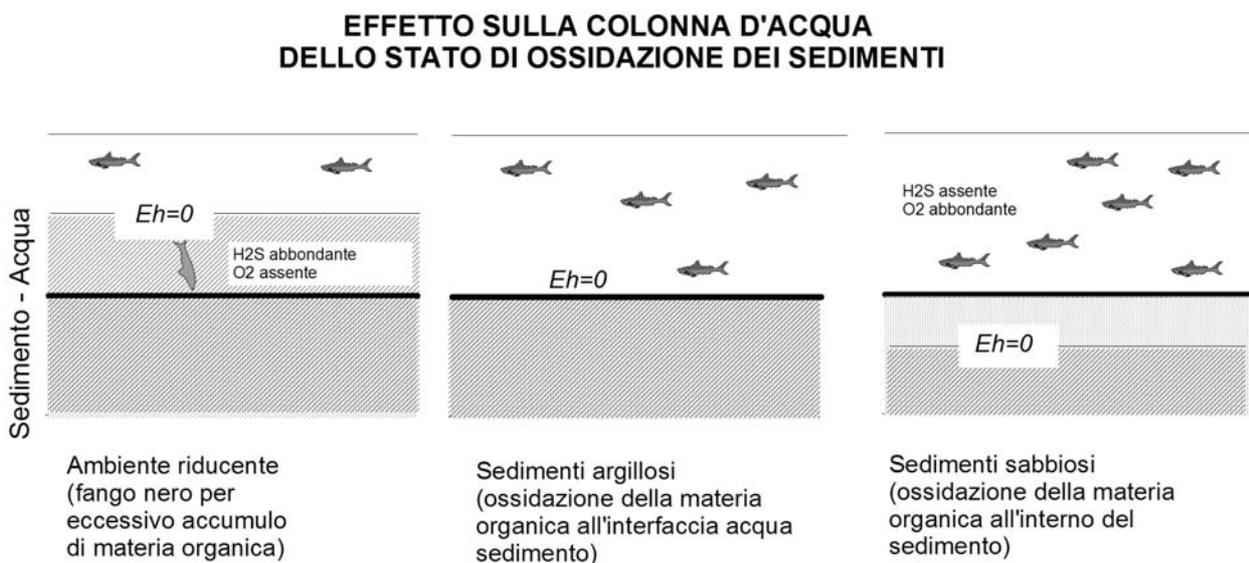


Figura 3: Schema concettuale del processo di rilascio dell'idrogeno solforato dai sedimenti ed effetto sulla fauna ittica. I cambiamenti climatici, con l'innalzamento delle temperature medie dell'acqua, potrebbero causare un aumento delle zone caratterizzate da un ambiente riducente (scenario di sinistra nella figura), con gravi ripercussioni sulla distribuzione e metabolismo dei pesci che diventerebbero altresì più facilmente predabili

4 PROSPETTIVE FUTURE

Studi futuri potranno approfondire le relazioni tra cambiamenti climatici, regime sedimentario, idrodinamismo, biodiversità e reti trofiche negli ambienti marino costieri.

Specifiche ipotesi potranno essere verificate attraverso campionamenti distribuiti nell'arco di un anno che mettano in evidenza la variabilità della rete trofica e delle comunità bentoniche in relazione a variabili ambientali associate. Mediante l'utilizzo di modelli numerici di tipo idrodinamico e indagini di tipo oceanografico, sarà possibile definire le condizioni ambientali per ogni sito di campionamento e quindi poter analizzare le dinamiche causa-effetto che intercorrono tra la struttura delle comunità bentoniche, le forzanti ambientali e le attività antropiche. Infine, sarà possibile, mediante la simulazione delle condizioni ambientali locali previste da scenari ipotetici di cambiamento globale, prevedere la variazione delle caratteristiche delle comunità bentoniche nei siti di indagine. Nel caso specifico dell'area mediterranea, il Golfo di Oristano (Sardegna Occidentale) potrebbe rappresentare un interessante caso studio grazie da una parte alla presenza di una elevata complessità degli habitat e dall'altra all'applicazione e integrazione di conoscenze scientifiche multidisciplinari (biologia marina, oceanografia e modellistica).

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Como S., Magni P., Casu D., Floris A., Giordani G., Fenzi G., Signa G., Giordani G. e De Falco G. 2007. Sediment characteristics and macrofauna distribution along a human-modified inlet in the Gulf of Oristano (Sardinia, Italy). *Marine Pollution Bulletin*, in stampa.
- Cucco A., Perilli A., De Falco G., Ghezzi M. e Umgiesser G. 2006. A finite element model for the Gulf of Oristano. *Chemistry and Ecology*, 22: 307-331.
- Diaz-Almela E., Marbà N. e Duarte C.M. 2007. Consequences of Mediterranean warming events in seagrass (*Posidonia oceanica*) flowering records. *Global Change Biology*, 13: 224-235.
- Jansen J.M., Pronker A.E., Bonga S.W. e Hummel H. 2007. *Macoma balthica* in Spain, a few decades back in climate history. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 344: 161-169.
- Magni P., Malej A., Moncheva S., Vanden Berghe V., Appeltans W., Cuvelier D., van Avesaath P.H., Hummel H., Heip C.H.R., Mees J. (Eds.) 2004. Conferenza elettronica: 'The Southern and Eastern Mediterranean Sea and the Black Sea: New challenges for marine biodiversity research and monitoring' - Summary of discussions, 6-24 settembre 2004. Flanders Marine Institute: Oostende, Belgio. viii, 108 pp.
- Magni P., Micheletti S., Casu D., Floris A., Giordani G., Petrov A., De Falco G. e Castelli A. 2005. Relationships between chemical characteristics of sediments and macrofaunal communities in the Cabras lagoon (western Mediterranean, Italy). *Hydrobiologia*, 550: 105-119.
- Magni P., Rajagopal S., van der Velde G., Fenzi G., Kassenberg J., Vizzini S., Mazzola A. e Giordani G. 2007. Sediment features, macrozoobenthic assemblages and trophic relationships ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ analysis) following a dystrophic event with anoxia and sulphide development in the Santa Giusta lagoon (western Sardinia, Italy). *Marine Pollution Bulletin*, in stampa.
- Manzella G.M.R. e La Violette P.E. 1990. The seasonal variation of water mass content in the Western Mediterranean and its relationship with the inflow through the Straits of Gibraltar and Sicily. *Journal of Geophysical Research*, 95: 1623-1626.
- McLean R.F. e Tsyban A. 2001. Coastal Zones and Marine Ecosystems. In: AA.VV. 'Climate Change 2001: Impact, Adaptation and Vulnerability'. Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC).

Il ruolo dei cambiamenti climatici nella dinamica dei nutrienti nel *continuum* bacino del Po - nord Adriatico

S. Cinnirella, G. Trombino, N. Pirrone

Istituto sull'Inquinamento Atmosferico, CNR, Rende (Cs), Italia

s.cinnirella@cs.iiia.cnr.it

SOMMARIO: Strategie ottimali di gestione dell'inquinamento o di cicli biogeochimici modificati dall'uomo hanno la necessità di integrare l'aspetto dei cambiamenti climatici a causa del lungo termine che tali strategie considerano. Nel caso di azoto e fosforo che inducono l'eutrofizzazione dell'Adriatico settentrionale, sono stati simulati i processi di trasporto dei nutrienti dal bacino del Po alla zona costiera di pertinenza, includendo variazioni nelle precipitazioni, numero di giorni piovosi e variazione del livello di falda quali elementi modificati dai cambiamenti climatici. I risultati hanno evidenziato una riduzione del 4,5% e dell'1%, rispettivamente per N e P, al diminuire delle precipitazioni; incrementi del 2% e dello 0,7%, per N e P, al variare degli eventi piovosi; consistenti variazioni positive e negative in funzione delle vie di flusso dei nutrienti nel caso di cambiamenti a livello di falda sotterranea. I risultati consentono di programmare strategie di intervento a lungo termine per la riduzione dell'eutrofizzazione del Nord Adriatico.

1 INTRODUZIONE

Il fenomeno dell'eutrofizzazione dell'Adriatico settentrionale è uno degli elementi ad effetto negativo sull'ambiente marino e, di conseguenza, sull'economia dell'area costiera interessata. In particolare, nelle aree interessate dallo sbocco dei grandi fiumi sono stati osservati fenomeni di eutrofizzazione legati al rilascio in eccesso di nutrienti nelle acque. Tra i fiumi che trasportano nutrienti in zona costiera, il Po è quello che con circa 250.000 Mg di azoto (N) e circa 10.000 Mg di fosforo (P) contribuisce maggiormente alla eutrofizzazione marina (ABP 1999, Palmieri *et al.*, 2005; Pirrone *et al.*, 2005a, b). Al fine di fornire indicazioni sulle strategie di gestione integrata del bacino-area costiera e valutare gli effetti a lungo termine dell'implementazione della direttiva Europea sulla qualità delle acque (2000/60/WFD), nel 2000 venne avviato un progetto nell'ambito del 5PQ (EUROCAT, European catchments - Catchment changes and their impact on the coast, www.cs.iiia.cnr.it/EUROCAT/project.htm).

In EUROCAT sono stati sviluppati scenari socio-economici per valutare la riduzione dell'immissio-

ne dei nutrienti nelle acque e l'andamento a livello costiero del rapporto N:P. È noto, infatti, che la mitigazione del fenomeno dello stato eutrofico delle acque passa attraverso la riduzione dei carichi di nutrienti ed un bilanciamento del rapporto N:P. Ma a tale riduzione non corrisponde una riduzione lineare del fenomeno, poiché esistono relazioni non lineari e dinamiche tra processi fisici, chimici e biologici che avvengono a livello di aria, acqua e suolo e su scale spaziali e temporali assai differenti (Pirrone *et al.*, 2005a, b). Il passo necessario per comprendere la complessità dell'eutrofizzazione, e metterla in relazione alle caratteristiche socio-economiche che la generano, è stato l'applicazione di modelli ecologici accoppiati a modelli socio-economici. In tale ottica, e considerando le scadenze imposte dalla WFD (2016 e 2025), è stato integrato nei modelli l'aspetto dei cambiamenti climatici, poiché questi ultimi si ripercuoteranno sul bilancio idrologico, sui flussi e sul bilancio dei nutrienti. Tali cambiamenti avranno, quindi, effetti a livello di dinamica dei nutrienti. Nel dettaglio, temperature più miti produrranno un aumento della produzione primaria accelerando il ciclo dei nutrienti e la decomposizione della

sostanza organica il cui risultato sarà una più veloce crescita degli organismi. Di contro, una riduzione e redistribuzione delle precipitazioni provocherà un aumento della quantità di nutrienti trasportati al mare durante l'inverno ed una riduzione durante il periodo estivo. Nelle simulazioni sono state prese in considerazione sia le variazioni della temperatura che delle precipitazioni in accordo alle più recenti indicazioni IPCC (2001).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

L'attività di ricerca si è svolta nell'ambito del sistema Driver-Pressure-State-Impact-Response (DPSIR) che consente di effettuare analisi su sistemi complessi per identificare i principali fattori che danno origine ad un problema (ad es. eutrofizzazione) al fine di fornire possibili soluzioni al problema stesso. Nel caso in questione è stata fatta una valutazione dei principali Driver sia di origine antropica (agricoltura, settore civile, settore industriale, zootecnia) che di origine para-naturale (cambiamenti climatici) per stimare i carichi di nutrienti potenziali ed effettivi che raggiungono la zona costiera. In Tabella 1 sono riportati i valori di tali carichi stimati dall'Autorità di bacino del Po (ABP 1999) e stimati nell'ambito di EUROCAT. Nel caso dell'azoto, i carichi sono da ascrivere per il 69% a sorgenti diffuse (agricoltura, zootecnia, deflusso superficiale) e per il 31% a sorgenti puntuali (impianti di trattamento del settore civile e industriale). Nel caso del fosforo, le sorgenti puntuali contribuiscono per il 62%, mentre ammontano al 38% i contributi di quelle diffuse (Tab. 1A). Un modello *steady-state* (Pirrone *et al.*, 2005a) ha consentito di simulare i flussi di nutrienti, al variare delle pressioni generate dai *Driver* citati, secondo alcune vie preferenziali di flusso dei nutrienti

verso la zona costiera (Tab. 1B).

In particolare, il bacino è stato suddiviso in 24 sottobacini (Fig. 1) per ciascuno dei quali sono stati individuati una serie di indicatori chiave (ad es. numero di abitanti, abitanti connessi agli impianti di trattamento, abitanti trattati, numero di capi di allevamento suddivisi per specie, superficie agri-

Tabella 1: Carichi di nutrienti del bacino del fiume Po stimati dall'autorità di bacino (A) e nell'ambito di EUROCAT (B). Valori in Mg/anno.

	N	P
A		
Carichi potenziali		
Civile	78000	10000
Industriale	25000	1000
Zootecnia	260000	50000
Agricoltura	310000	90000
Carichi effettivi		
Civile	61000	6000
Industriale	22000	700
Zootecnia	105000	2100
Agricoltura	60000	1200
Deflusso	15000	750
B		
Deposizioni atmosf.	1350	61
Drenaggio artificiale	67212	1496
Falda sotterranea	95830	862
Deflusso	4536	445
Erosione	958	835
Impianti di trattamento	68992	3677
Sistema urbano	24091	3010

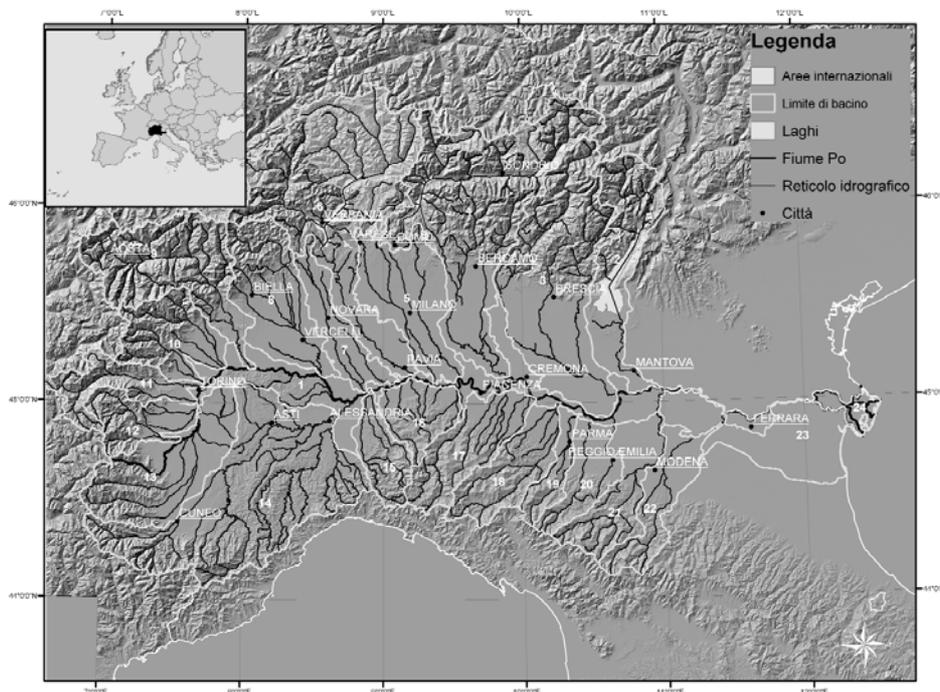


Figura 1: Bacino del Po e zona costiera di pertinenza

cola, superficie urbana, superficie a bosco, addetti ai differenti comparti di lavoro, precipitazioni). La stima dei carichi in funzione di dette vie di flusso ha consentito di evidenziare, nel caso dell'azoto, il consistente contributo della falda sotterranea, degli impianti di trattamento e del drenaggio artificiale dei terreni agrari; di drenaggio dei terreni, di sistema urbano e impianti di trattamento nel caso del fosforo. Le simulazioni, riferite al 2001, hanno evidenziato un apporto di azoto del 60% da parte delle attività agricole ed un contributo di fosforo del 64% da parte del sistema urbano e da impianti di trattamento. Nel caso dell'azoto sono significativi i contributi di sistema urbano e impianti di trattamento (35%) mentre nel caso del fosforo erosione, drenaggio artificiale e falda sotterranea contribuiscono per il 31% (Algieri *et al.*, 2003; Cinnirella *et al.*, 2005, Palmieri *et al.*, 2005, Pirrone *et al.*, 2005a, b). Gli scenari di cambiamento climatico costruiti sulla base dei rapporti IPCC (IPCC 2001) hanno considerato la variazione di alcuni indicatori legati a temperatura, precipitazione, vento (Tab. 2).

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1 Scenario A

Nello scenario A è stata considerata una variazione della precipitazione media giornaliera compresa tra -0,25 e -0,50 mm. Le emissioni totali di N e P nel 2100 hanno mostrato, rispettivamente, una riduzione del 4,5% e dell'1% (Fig. 2A). Sebbene in termini quantitativi le riduzioni siano contenute, si assiste ad una variazione consistente dei carichi trasportati dal deflusso superficiale e dalla falda sotterranea. Ciò a causa di una minore mobilitazione dei nutrienti presenti nei suoli. Allo stesso tempo i carichi derivanti dal sistema urbano e dagli impianti di trattamento (ad es. scarichi domestici ed industriali, dilavamento delle superfici urbane) pur non aumentando assumono maggiore rilevanza nel contesto globale.

3.2 Scenario B

La variazione degli eventi piovosi di una certa consistenza non modifica sostanzialmente il carico di nutrienti al 2.100 poiché si ottengono incrementi del 2% e dello 0,7% rispettivamente dei carichi

Tabella 2: Assunzioni adottate negli scenari per simulare i flussi di nutrienti nel bacino del Po relativamente agli anni 2025, 2050 e 2100.

Scenari	Ipotesi	2025	2050	2100
A	Pioggie die [mm]	-0,25	-0,35	-0,50
B	Eventi intensi [%]	+15	+30	+50
C	Volume falda [mm]	1500	1000	700

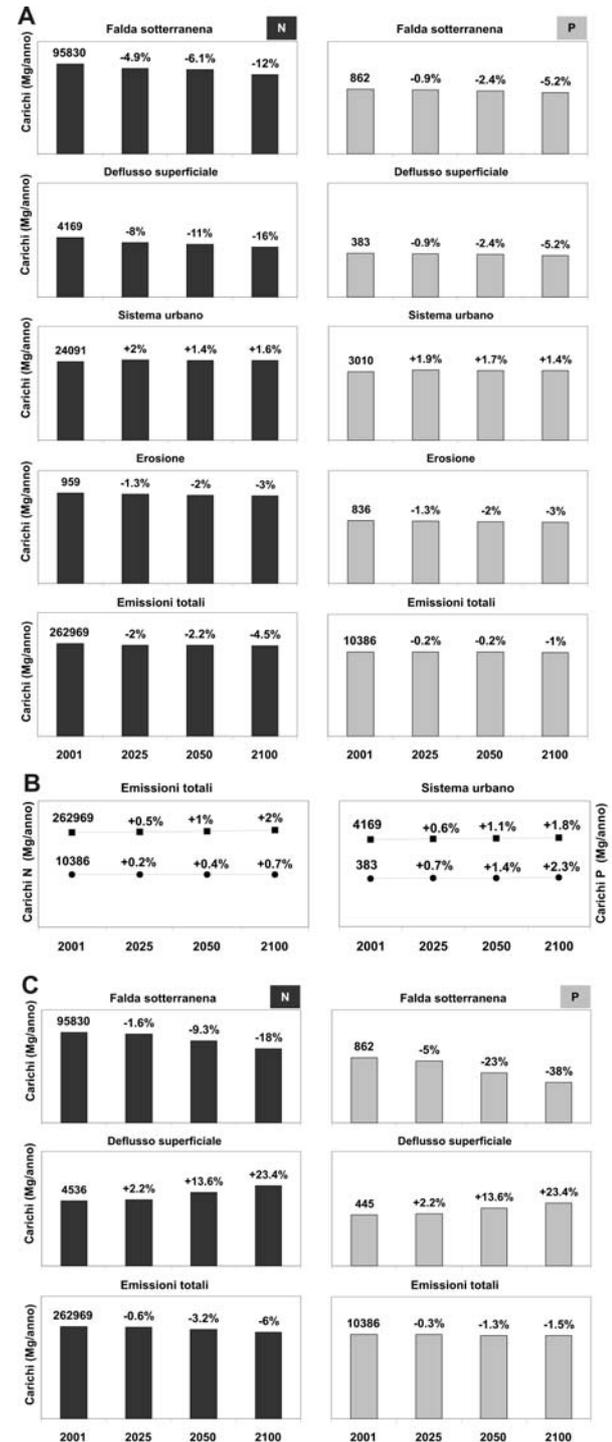


Figura 2: Risultati degli scenari dettagliati secondo le principali linee di flusso dei nutrienti.

totali di N e P (Fig. 2B). Assumendo valori costanti di precipitazione, le variazioni dipendono dal numero di eventi che accadono in un anno. Anche in questo caso il sistema urbano esercita un effetto rimarcabile nelle variazioni di carichi di nutrienti: +1,8% per N e +2,3 % per P.

3.3 Scenario C

In questo scenario è stata valutata la variazione della ricarica della falda sotterranea. In tal modo è stato possibile evidenziare alcuni effetti indiretti dei cambiamenti climatici sulle risorse idriche. Le emissioni di nutrienti attese per il 2100 evidenziano una riduzione dei carichi totali di N (-6%) e P (-1,5%); una netta riduzione di N (-18%) e P (-23%) nella falda sotterranea ed un aumento nel deflusso superficiale con il 23% per entrambi gli elementi (Fig. 2C). La riduzione dei nutrienti è dovuta alla riduzione di volume dell'acqua nella falda mentre l'aumento deriva da un cambiamento del bilancio idrologico del suolo.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Al fine di identificare le strategie ottimali per la riduzione dell'eutrofizzazione del nord Adriatico, c'è la necessità di conoscere le relazioni tra indicatori socio-economici e cambiamenti climatici attesi a medio-lungo termine. Una prima valutazione per il *continuum* bacino del Po - nord Adriatico ha evidenziato consistenti variazioni nel bilancio dei nutrienti come conseguenza delle variazioni del bilancio idrologico del bacino. Nelle simulazioni non è stato considerato l'aumento del fabbisogno idrico, specialmente in agricoltura, come conseguenza dell'aumento delle temperature, la cui conseguenza avrebbe effetti rimarcati sul bilancio idrologico del bacino. Le simulazioni condotte per valutare il ruolo dei cambiamenti climatici sulla dinamica dei nutrienti hanno evidenziato una netta contrazione dei carichi di nutrienti trasportati verso la foce. Ma tale riduzione non comprende tutti i fattori che in differente misura intervengono sui cicli biogeochimici. Pertanto, gli studi sul ciclo dei nutrienti in relazione al sistema socio-economico del bacino del Po devono essere approfonditi per poter valutare gli effetti di tutte le variabili in gioco, ciò al fine di programmare gli interventi di

riduzione dell'apporto di nutrienti in modo economicamente sostenibile.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- ABP, Autorità di Bacino del Po, 1999. Inquinamento delle acque superficiali e sotterranee. Sp 2.1. Parma.
- Cinnirella S., Buttafuoco G., Pirrone N., 2005. Stochastic Analysis to assess spatial distribution of groundwater nitrate concentrations in the Po Catchment (Italy). *Env. Poll.*, 133(3): 569-580.
- Eisenreich S. J., Bernasconi C., Campostrini P., De Roo A., George G., Heiskanen A.-S., Hjorth J., Hoepffner N., Jones K.C., Noges P., Pirrone N., Runnalls N., Somma F., Stilanakis N., Umlauf G., van de Bund W., Viaroli P., Vogt J., Zaldivar J.-M., 2005. *Climate Change and the European Water Dimension. A Report to the European Water Directors 2005. EU Report No. 21553, EC-JRC, Ispra, Italy, pp.253.*
- IPCC, 2001. *Climate change 2001: the scientific basis.* [Houghton, Ding, Griggs, Noguer, van der Linden, Dai, Maskell, Johnson (eds.)] Contribution of WG I to the 3rd Ass. Rep. of the IPCC. Cambridge University Press: 881 pp.
- Palmeri L., Bendoricchio G., Artioli Y., 2005. Modelling nutrient emissions from river systems and loads to the coastal zone: Po River case study, Italy. *Ecol. Mod.*, 184: 37-53.
- Pirrone N., Cinnirella S., Trombino G., Algieri A., 2005. *Climate Change and Nutrient Dynamics in the Po River Basin.* In: *Climate Change and the European Water Dimension. EU Report No. 21553 (Eisenreich S.J. Ed.), European Commission- JRC, Ispra, Italy: 182-189.*
- Pirrone N., Trombino G., Cinnirella S., Algieri A., Bendoricchio G., Palmeri L., 2005. The DPSIR approach for integrated catchment-coastal zone management: preliminary application to the Po catchment-Adriatic Sea coastal zone system. *Reg. Env. Ch.*, 5: 111-137.

<http://www.cs.iiia.cnr.it> per dettagli sull'attività di ricerca

Impatto dei cambiamenti climatici sui sistemi fluviali a regime temporaneo: modellizzazione idrologica e dinamica dei processi di trasformazione del sedimento.

A. Puddu, A. Lo Porto, A. Zoppini, A. Barra Caracciolo, S. Fazi,
P. Grenni, A. M. De Girolamo, S. Amalfitano, F. De Luca

Istituto di Ricerca Sulle Acque, CNR, Italia
puddu@irsa.cnr.it

SOMMARIO: L'IRSA ha partecipato al progetto europeo TempQsim (*Evaluation and improvement of water quality models for application to temporary waters in Southern European catchments*) negli anni 2002-2006, conducendo indagini sia sugli aspetti modellistici, finalizzati alla comprensione dei processi idrologici e del trasporto di inquinanti, che sugli aspetti ecologici che riguardano la comunità microbica bentonica, riferiti ai bacini effimeri o intermittenti, le cui criticità subiranno l'impatto dalla prevista estensione dei periodi di siccità e dell'incremento delle piene.

1 INTRODUZIONE

Gli ecosistemi acquatici a carattere temporaneo trovano ampia diffusione nei paesi del bacino Mediterraneo. Le informazioni disponibili sui futuri andamenti del clima lasciano prevedere un incremento della durata e della frequenza dei periodi di siccità e, di conseguenza, un aumento della variabilità del flusso idrico. L'ecologia di questi ambienti è fortemente condizionata dallo stress idrico che può influire drasticamente sulla qualità dell'acqua nei bacini riceventi, con l'improvviso trasporto di inquinanti che si sono andati accumulando e trasformando nel periodo di secca. L'indagine condotta dall'IRSA ha riguardato la modellizzazione delle dinamiche idrologiche, connesse all'alternanza di periodi di flusso e di secca, e l'impatto dei periodi di siccità sui processi biologici di trasformazione della sostanza organica nei sedimenti fluviali.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Analisi e sviluppo dei modelli esistenti

L'obiettivo del progetto TempQsim è consistito nella valutazione e nel miglioramento dei modelli di qualità delle acque in vista dell'applicazione a livello europeo della Direttiva Quadro sulle Acque, estendendo l'analisi agli ecosistemi più vulnerabili rispetto all'intensificazione dei periodi aridi e delle piene. A tale scopo è stato applicato il modello SWAT, sviluppato dall'USDA (US Department of Agriculture). Si tratta di un modello idrologico e di qualità delle acque parzialmente distribuito e fisicamente basato, orientato alla gestione e funzionante a scala di bacino, fornito di un'interfaccia GIS. Il modello, nella versione 2000, opera su base temporale giornaliera ed è stato sviluppato al fine di prevedere l'impatto che le diverse pratiche di gestione, adottate nell'ambito del bacino idrografico, producono sul corso d'acqua in termini di qualità e quantità. SWAT, quindi, formalizza dal punto di vista matematico i processi che avvengono nel bacino: clima, crescita delle piante, bilancio idro-

logico, produzione e movimento di sedimenti, ciclo di nutrienti e pesticidi. Consente, inoltre, la simulazione di scenari climatici una volta fissate le variazioni delle principali variabili climatiche e le concentrazioni di CO₂.

I risultati delle simulazioni sono stati analizzati e sono stati individuati i punti di forza del modello nonché le carenze che ne influenzano l'efficacia in bacini intermittenti.

2.2 Ruolo delle comunità microbiche nei processi di mineralizzazione nel sedimento

L'attività ha comportato indagini di campo, sul fiume Mulargia (bacino del Flumendosa, Sardegna). I sedimenti del fiume sono stati campionati in varie sezioni del bacino, scelte in base alle diverse caratteristiche ecologiche e di pressione antropica. Lo studio ha consentito di osservare le variazioni di composizione chimico-fisica del sedimento (granulometria, stato di idratazione, contenuto di sostanza organica, di C, N e P) e la struttura ed attività della comunità batterica nelle diverse stagioni (abbondanza e struttura di comunità, rapporto vivi/morti, attività di incorporazione del C e di respirazione, attività enzimatiche) in relazione allo stato di idratazione del sedimento. Le indagini hanno richiesto la messa a punto di metodi specifici per lo studio della comunità batterica bentonica. Per simulare gli effetti di una protratta siccità e della successiva re-idratazione del sedimento su attività e struttura della comunità batterica naturale, si è inoltre fatto ricorso ad una sperimentazione di laboratorio, mediante l'allestimento di microcosmi, su sedimenti provenienti da quattro fiumi temporanei europei (Mulargia e Tagliamento in Italia, Krathis in Grecia e Pardiela in Portogallo).

3 RISULTATI RILEVANTI

L'applicazione del modello, che è stato calibrato e validato, ha permesso di stimare il bilancio idrologico e la qualità delle acque in termini di concentrazioni e di carichi.

La media annuale delle precipitazioni, contraddistinte da eventi sensibilmente variabili nello spazio e nel tempo, è di circa 550 mm (decade 1992-2003). Tale valore, caratteristico delle regioni

semiaride, costituisce uno tra i più bassi registrati in Sardegna e, più in generale, in Italia. L'evapotraspirazione reale (E_{tr}) mostra valori medi annui compresi tra 200 e 300 mm. Il deflusso medio annuo è risultato di 182 mm, corrispondente ad una portata media di 378 l/s e ad un deflusso totale annuo di 11,9 Mm³. Il contributo per km² è di 5,83 l/s e il coefficiente di deflusso, in pieno accordo con precedenti ricerche, è pari a 0,33. Gli eventi meteorici nel bacino hanno solitamente breve durata, inferiore al giorno, e la risposta del bacino a questi eventi è piuttosto rapida: il numero di giorni che intercorre tra la cresta e la fine del deflusso diretto è mediamente di due giorni. Va notato che la portata estiva è esigua ed è costituita essenzialmente dal contributo dei depuratori che alimentano quindi solo un limitato deflusso subalveo.

I sedimenti e i nutrienti insolubili presentano i massimi in gennaio e settembre, mentre i nutrienti solubili (N-NO₃ e P sol) mostrano i picchi in novembre e in dicembre. Infatti, in questi mesi, quando sono massime le precipitazioni e il ruscellamento, vengono dilavate le maggiori quantità di nutrienti solubili, mentre i nutrienti insolubili, contenuti nei sedimenti, mostrano il massimo in settembre a causa dell'impatto erosivo del primo evento di piena dopo la stagione secca.

E' risultato che poco meno della metà del deflusso totale fluisce durante gli eventi di piena, interessando un decimo dei giorni del periodo esaminato (tabella 1). Durante questi eventi viene trasportata la quasi totalità dei sedimenti e buona parte dei nutrienti mentre non si riscontra una sostanziale differenza nei carichi trasportati in regime di magra e di morbida. L'erosione e, conseguentemente, il trasporto viene attivato anche da precipitazioni di modesta entità.

L'analisi dei dati di portata, misurati alla sezione di chiusura del bacino, ha evidenziato un aumento del carattere "impulsivo" del Mulargia, ossia della frequenza e intensità delle piene.

Gli eventi di piena, dunque, rivestono una importanza fondamentale negli ambienti semiaridi non solo per il rischio idraulico ad essi collegato ma anche per gli aspetti legati alla disponibilità delle risorse idriche in termini di quantità e qualità.

Nella versione attuale il modello fornisce i risultati su base giornaliera. Questa scala, in generale appropriata per bacini di media o grande estensione, può non essere sufficientemente rappresentativa per bacini idrografici di dimensioni modeste. Output giornalieri non consentono, ad esempio, la ricostruzione dettagliata degli eventi di piena per corsi d'acqua intermittenti. Questi, infatti, presentando una risposta rapida agli eventi meteorici esauriscono gli effetti delle piene nel giro di poche ore. Pur avendo quindi constatato la validità del modello nel rappresentare i fenomeni fisici e chimici che avvengono nel bacino, si evince la necessità di migliorarlo aggiungendo un *tool* per il calcolo sub-orario del ruscellamento e dell'erosione ed uno per la interpolazione spaziale dei dati pluviometrici, al fine di ottenere risultati dettagliati anche a scala subgionali. Queste conclusioni sono state discusse con i colleghi che hanno sviluppato il modello e sono in corso attività congiunte tese allo sviluppo e test dei nuovi moduli individuati.

I principali risultati dello studio di ecologia microbica condotto sul sedimento del Mulargia nella sezione di chiusura del bacino, sono presentati nella figura 1. Il valore medio di abbondanza cellulare mostra i valori più elevati nel periodo primaverile. Le condizioni estive, quando il flusso idrico si riduce ed il ricambio dei nutrienti è ridotto, risultano essere le più critiche per la circolazione del carbonio in quanto la velocità di produzione di biomassa eguaglia quella della respirazione (emissione di CO₂). Una parte significativa della circolazione del C è sostenuta dall'attività di idrolisi della fosfatasi alcalina e del-

Tabella 1: Risposta del bacino agli eventi meteorici.

	Deflusso ordinario	Piena	Totale
Giorni	232 (90%)	25 (10%)	257
Deflusso (m ³)	8,2 x 10 ⁶ (56%)	6,4 x 10 ⁶ (44%)	1,5 x 10 ⁶
Sed (t)	1,6 x 10 ³ (9%)	1,6 x 10 ³ (91%)	1,8 x 10 ³
N tot (t)	44,4 (34%)	87,7 (66%)	132,1
P tot (t)	2,1 (19%)	8,7 (81%)	10,8

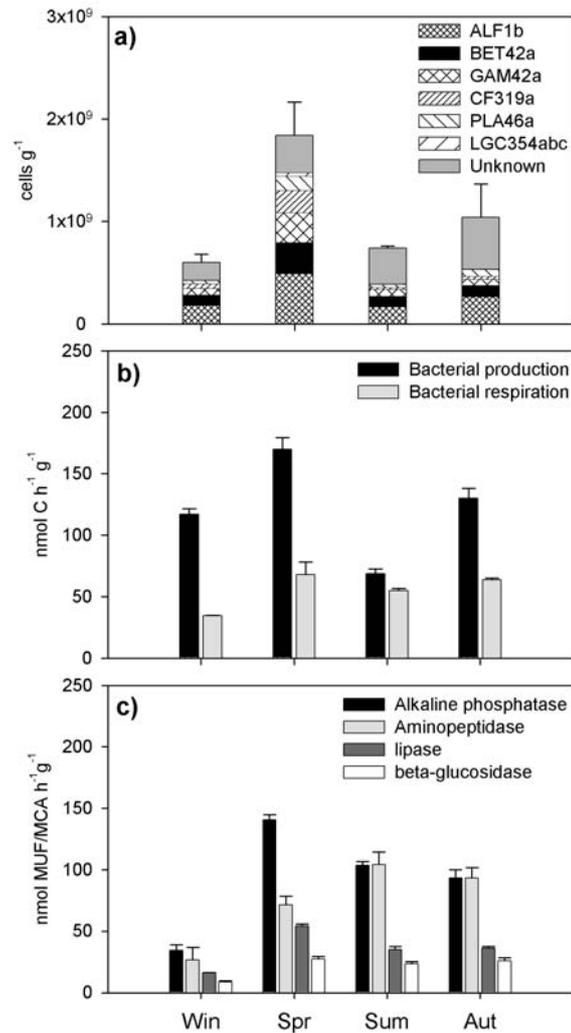


Figura 1: a) Abbondanza totale e di singoli gruppi batterici. b) Attività batterica misurata sia in termini di produzione di C che di respirazione. c) Attività enzimatiche batteriche. Risultati espressi come medie stagionali (± ds).

l'amminopeptidasi che i batteri utilizzano per recuperare P e N dalla sostanza organica.

I risultati della sperimentazione condotta in microcosmi artificiali, in cui è stata seguita la dinamica delle comunità batteriche fino all'essiccamento totale del sedimento, sono presentati in figura 2. Il sedimento bagnato, raccolto in quattro fiumi temporanei europei, è stato introdotto in recipienti di vetro sterili fino alla naturale evaporazione di tutta l'acqua presente (45 giorni). La progressiva riduzione del contenuto di umidità, espresso come percentuale della *Water Holding Capacity* (WHC), ha prodotto una riduzione esponenziale sia dell'abbondanza cellulare che dell'attività metabolica. In condizioni di totale disidratazione, nel sedimento erano ancora presente il 26% delle cellule totali,

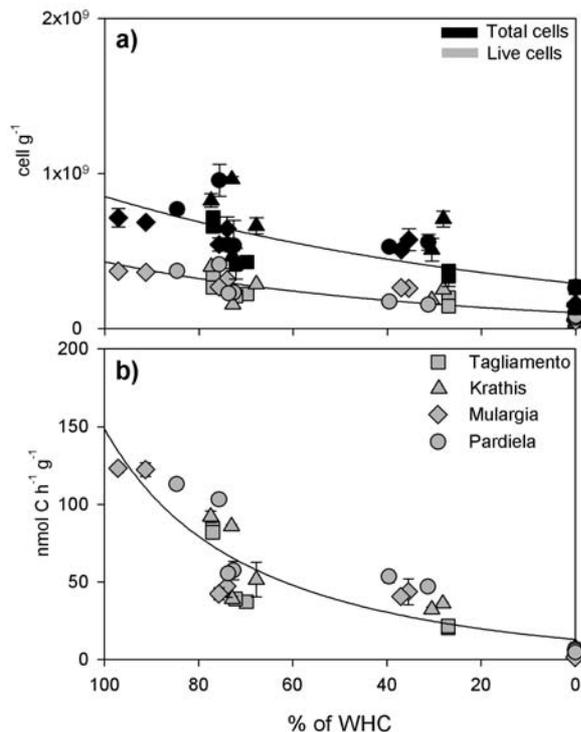


Figura 2: Abbondanza (a) ed attività batterica (b) durante la progressiva riduzione del contenuto di umidità, espressa come percentuale della *Water Holding Capacity* (WHC).

di cui però meno della metà ancora vive; la produzione batterica era invece cessata totalmente. In un successivo esperimento di reidratazione la comunità batterica ha mostrato di essere in grado di recuperare l'attività iniziale, anche dopo protratti periodi di quiescenza. Lo studio ha quindi consentito di quantificare la risposta della comunità batterica al progressivo essiccamento del sedimento. Prolungati periodi di siccità potranno influenzare i processi biogeochimici che avvengono nel sedimento fluviale, e quindi la circolazione di nutrienti ed inquinanti, in funzione del livello di idratazione del sedimento.

4 PROSPETTIVE FUTURE

È stata presentata una nuova proposta di progetto (MIRAGE) nell'ambito del VII PQ, finalizzata all'implementazione della Direttiva Quadro sulle Acque negli ambienti a regime temporaneo, in relazione ai cambiamenti climatici.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- De Girolamo A.M., Lo Porto A., De Luca D., 2007: Cambiamenti climatici e pianificazione. Due bacini idrografici a confronto - Climate Change Scenario and Strategy Planning *Rivista Italiana di Agrometeorologia* (submitted).
- De Girolamo A.M., De Luca F., Lo Porto A., Botti P., Cané G, Diliberto L., 2007: Studio dell'inquinamento da fonti diffuse nel bacino del Rio Mulargia *L'Acqua* (submitted).
- Fazi S., Amalfitano S., Pernthaler J., Puddu A., 2005: Bacterial communities associated with benthic organic matter in headwater stream microhabitats *Environmental Microbiology* 7 (10) 1633-1640.
- Fazi S., Amalfitano S., Pizzetti I., Pernthaler J., 2007: Efficiency of fluorescence in situ hybridization for the detection of bacterial cells in river sediments with contrasting water content. *Systematic and Applied Microbiology* (30) 463-470.
- Amalfitano S., Fazi S, Zoppini A., Barra Caracciolo A., Grenni P., Puddu A., 2007: Responses of benthic bacteria to experimental drying in sediments from mediterranean temporary rivers *Microbial Ecology* (published on-line, DOI 10.1007/s00248-007-9274-6).
- Froeblich J., Nikolaidis N., Gallart F., Kirkby M., Lo Porto A., De Girolamo A.M., 2007: The Distribution of Temporary Streams in Southern Europe and their Importance for the Eu Water Framework Directive *Journal of Hydrology* (submitted).
- Lo Porto A., Froeblich J., 2006: Guidelines for Management Options, in "Critical Issues in the Water Quality Dynamics of Temporary Waters – Evaluation and Recommendations" *TempQsim Project, Enduser Summary*.
- Zoppini A., Amalfitano S., Fazi S., Puddu A.: Extracellular enzymatic activity in temporary river sediments under drying and rewetting conditions (manuscript).

Influenza dei cambiamenti climatici sul regime idrologico di due bacini idrografici in ambiente mediterraneo

A. Lo Porto, A. M. De Girolamo, A. Abouabdillah, D. De Luca, G. Santese

Istituto di Ricerca Sulle Acque, CNR, Italia
antonio.loporto@ba.irsas.cnr.it

SOMMARIO: Il presente lavoro si pone l'obiettivo di valutare l'impatto che i mutamenti climatici possono indurre sul ciclo idrologico e sull'apporto di sedimenti in due bacini idrografici localizzati nell'Italia meridionale: il Rio Mulargia e il fiume Alento. I cambiamenti climatici sono quelli stimati mediante il modello HadCM2; gli effetti di tali variazioni climatiche sono stati simulati mediante il modello idrologico SWAT. È stato evidenziato un aumento delle temperature medie per tutti gli orizzonti temporali ipotizzati ed una riduzione delle precipitazioni su ambedue i bacini. Conseguentemente, sono previsti rilevanti cambiamenti del bilancio idrologico e degli aspetti qualitativi, in particolare sono attese una riduzione dei volumi annui di deflusso ed un aumento dell'erosione e del trasporto di sedimenti. La pianificazione del territorio e delle risorse idriche, pertanto, dovranno tener conto di tali mutamenti sia a breve sia a medio e lungo termine.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Fin dalla metà degli anni settanta, esperimenti condotti tramite modelli di circolazione generale, hanno evidenziato che l'aumento delle concentrazioni di gas serra nell'atmosfera potrà influenzare il clima. L'allarme della comunità scientifica è stato accolto dalle Nazioni Unite con l'istituzione dell'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), il cui compito è redigere rapporti sui cambiamenti climatici ed effetto serra sulla base di valutazioni scientifiche, tecniche e socioeconomiche. L'evoluzione futura del clima appare molto complessa e i modelli previsionali, dovendo tradurre e formalizzare dal punto di vista matematico le articolate interconnessioni tra sistemi naturali e sociali, non possono considerarsi perfetti. Le proiezioni presentate nell'ultimo rapporto dell'IPCC, elaborate sulla base di differenti scenari, indicano un aumento della temperatu-

ra nel periodo 1990-2100 compreso tra 1,4 - 5,8° C. Per quanto riguarda le precipitazioni, maggiormente variabili nello spazio e nel tempo (Allen M.R. and Ingram W. J., 2002), i modelli prevedono un aumento alle medie - alte latitudini, mentre alle basse latitudini è previsto un aumento in alcune aree ed una diminuzione in altre.

Viene stimato che in Italia l'evoluzione del clima si differenzia tra nord e sud, soprattutto per quanto riguarda i fenomeni estremi, pertanto la persistenza dei periodi di siccità riguarderà soprattutto il meridione, mentre il rischio di alluvioni interesserà maggiormente il settentrione (ENEA-FEEM, 2003). Appare ovvio come il realizzarsi congiunto di queste previsioni possa riflettersi in effetti anche di notevole entità su bilancio idrologico, regime fluviale e trasporto di nutrienti e sedimenti.

Il presente lavoro si pone l'obiettivo di valutare l'impatto che i mutamenti climatici possono indurre sul ciclo idrologico e sull'erosio-

ne in due bacini idrografici localizzati nell'Italia meridionale: l'Alto Alento e il Rio Mulargia. Essi sono entrambi contraddistinti da un regime semipermanente con lunghi periodi di magra.

È stato applicato il modello idrologico SWAT che ha consentito, sulla base dei dati attuali e delle previsioni stimate mediante il modello HadCM2, di valutare le variazioni del ciclo idrologico e della qualità delle acque.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Scenari climatici e modello idrologico

Nel caso in esame sono stati stimati i cambiamenti di temperatura e precipitazioni al 2020, 2050 e 2080 mediante il modello di circolazione globale HadCM2, sviluppato dall'UK Hadley Centre for Climate Prediction and Research. Si tratta di variazioni medie previste per i periodi 2010-2039, 2040-2069, 2070-2099 valutati rispetto alle osservazioni del trentennio 1961-1990.

In particolare è stato utilizzato lo scenario HHGGA1 che prevede un incremento annuo di gas serra immessi nell'atmosfera pari all'1% ed una crescita economica in un contesto globale, ossia un futuro caratterizzato da un aumento demografico, da una notevole crescita economica e dall'uso di nuove e più efficienti tecnologie. Questo modello ha una risoluzione spaziale di $2,5^\circ \times 3,75^\circ$ (latitudine per longitudine) a cui corrisponde una griglia di 96×73 km.

Gli effetti che questi cambiamenti climatici inducono sul bacino idrografico sono stati simulati mediante il modello idrologico e di qualità delle acque SWAT (Soil and Water Assessment Tool), sviluppato dall'USDA - ARS (United States Department of Agriculture - Agricultural Research Service), dotato di interfaccia GIS (Di Luzio *et al.*, 2001). Il modello opera su base temporale giornaliera considerando la variabilità spaziale dei dati, consente di prevedere l'impatto che le diverse pratiche di management, adottate nell'ambito del bacino idrografico, producono sul corso d'acqua in termini di quali-

tà e quantità.

2.2 Area di studio

Il Rio Mulargia, affluente del Flumendosa, è localizzato nella Sardegna meridionale. Il bacino idrografico sottende una superficie di 6.476 ettari e presenta un'altitudine variabile tra i 250 e i 750 metri. L'uso del suolo è caratterizzato prevalentemente da seminativi pascoli e macchia mediterranea.

Il bacino idrografico dell'Alto Alento, localizzato in prossimità della penisola del Cilento, costituisce una porzione dell'intero bacino dell'Alento e si estende per 10.200 ettari. Il territorio, che ricade nel Parco Naturale, è poco antropizzato e la maggior parte è ricoperta da vegetazione allo stato naturale: boschi e macchia.

Il clima, in entrambi i bacini, è tipicamente mediterraneo. La temperatura media registra valori alquanto elevati, in particolare in luglio e agosto. Il regime pluviometrico è caratterizzato da un semestre umido che va da ottobre a marzo, con precipitazioni abbondanti, e da un semestre asciutto in cui, ad eccezione dei mesi d'aprile e maggio durante i quali si possono avere discrete precipitazioni, si registrano rari eventi piovosi. Le precipitazioni presentano una media annuale di 533 mm nel bacino del Rio Mulargia e di 1054 mm nel bacino del fiume Alento e sono contraddistinte da eventi sensibilmente variabili nello spazio e nel tempo.

3 RISULTATI RILEVANTI

Il modello HadCM2 stima un generale e progressivo aumento della temperatura per entrambi i bacini (Fig. 1). L'incremento medio previsto dovrebbe passare gradualmente da poco più di 1°C nel 2020 ad oltre 3°C nel 2080.

Per quanto riguarda le piogge, è attesa una riduzione su base annua, con un aumento nei primi mesi dell'anno ed una riduzione nel restante periodo (Fig. 2). Il calo percentuale mensile calcolato rispetto ai valori attuali raggiunge, nell'orizzonte più remoto, punte del

75% nel bacino del Mulargia e del 55% nel bacino dell'Alento. Va sottolineato che le stime utilizzate forniscono solo scostamenti rispetto alla media attuale, mentre mancano indicazioni sulla distribuzione statistica dei fenomeni di precipitazione.

3.1 Rio Mulargia

Il ruscellamento dovrebbe subire una notevole

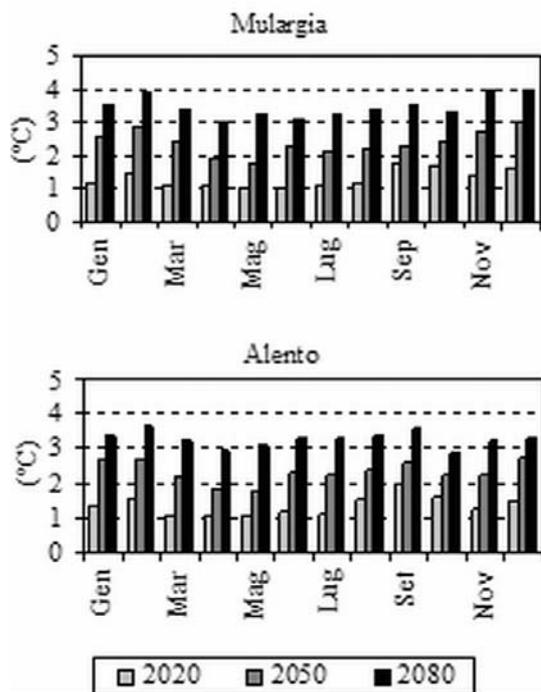


Figura 1: Variazioni della temperatura

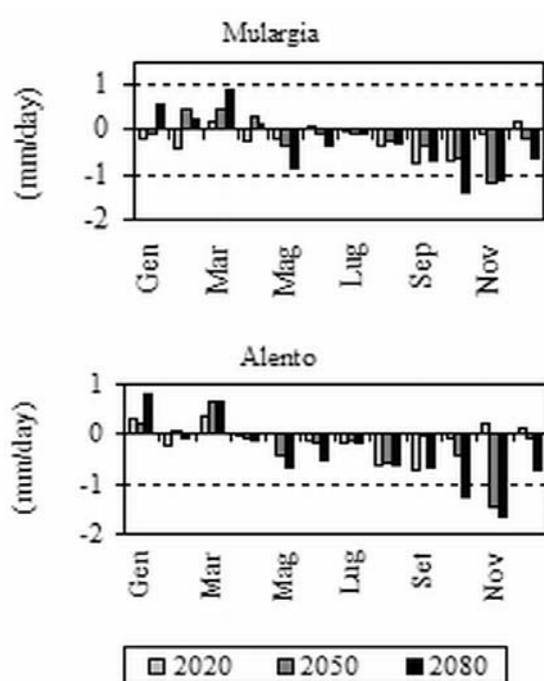


Figura 2: Variazioni delle precipitazioni

le riduzioni su base annuale in tutti gli orizzonti temporali utilizzati (2020, 2050, 2080). Sarà concentrato essenzialmente nei mesi invernali per divenire pressoché nullo nei mesi estivi. Negli orizzonti più remoti, 2050 e 2080, subirà un incremento nei mesi invernali, mentre il periodo di magra si allungherà presentando la ripresa autunnale con un ritardo di circa un mese (De Girolamo *et al.*, 2007).

Ancora più evidente sarà la contrazione del *baseflow*, in particolare nei mesi invernali ed autunnali. La contemporanea riduzione del ruscellamento e del *baseflow*, infine, indurrà un preoccupante calo del deflusso totale su base annua (Fig. 3).

Le variazioni dell'evapotraspirazione potenziale (E_t0) saranno trascurabili, mentre l'evapotraspirazione reale (E_{tr}) subirà un lieve incremento nei mesi invernali per ridursi complessivamente su base annua.

I mutamenti previsti nell'ambito del bilancio idrologico indurranno cambiamenti, rispetto alle attuali condizioni, anche nelle quantità di sedimenti nelle acque superficiali e sotterranee. In particolare è previsto un incremento annuo negli orizzonti più remoti. Tale aumento è particolarmente evidente nei primi mesi dell'anno ed è seguito da una riduzione nei mesi estivi.

3.2 Alto Alento

In questo bacino, analogamente al precedente, le simulazioni mostrano una riduzione su base annua del ruscellamento con un incremento nei primi mesi dell'anno ed una diminuzione nel rimanente periodo. Tale cambiamento potrebbe comportare un aumento degli episodi di piena in un periodo in cui le portate sono già relativamente alte e la copertura del suolo è limitata.

La riduzione prevista del deflusso laterale, che costituisce buona parte del deflusso totale, indurrà una contrazione del deflusso totale estivo-autunnale.

L'evapotraspirazione reale subirà una riduzione su base annuale particolarmente evidente negli orizzonti più remoti.

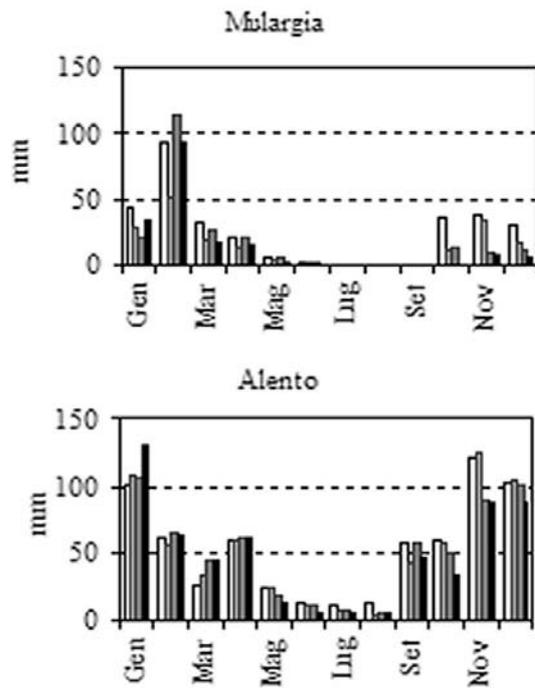


Figura 3: Variazioni del deflusso totale

Il trasporto di sedimenti tenderà ad aumentare seppure con andamenti non lineari.

4 PROSPETTIVE FUTURE

La vulnerabilità al cambiamento climatico dei sistemi naturali ed umani, dipende essenzialmente dalle caratteristiche delle regioni e dalla loro gestione.

La programmazione dello sviluppo economico e la gestione delle risorse idriche dovranno necessariamente tener conto delle variazioni future del clima e dei rischi ad esse associate. In particolare, per quanto riguarda la gestione delle risorse idriche, sarà necessario intervenire perseguendo una politica di pianificazione a lungo termine con interventi strutturali volti alla conservazione delle risorse ed al miglioramento della qualità delle stesse.

A tal fine i modelli numerici possono costituire un importante strumento per riprodurre il sistema climatico e per rappresentarne gli scenari futuri. Il potenziamento delle attività modellistiche permetterà al Paese di costituire le necessarie competenze di base e di acquisire un sistema di informazioni scientifiche idoneo a supportare decisioni politiche e ad individuare le linee di pianificazione più idonee.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Allen M.R., Ingram J.W. 2002. Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature*: Vol 419.
- De Girolamo A.M., Lo Porto A., De Luca D. 2007. Cambiamenti climatici e pianificazione, Due bacini idrografici a confronto - Climate Change Scenario and Strategy Planning *Rivista Italiana di Agrometeorologia (submitted)*.
- De Girolamo A.M., De Luca F., Lo Porto A., Botti P., Cané G, Diliberto L. 2007. Studio dell'inquinamento da fonti diffuse nel bacino del Rio Mulargia *L'Acqua (submitted)*.
- Di Luzio M., Srinivasan R., Arnold J. 2001. *ArcView Interface for SWAT2000 – User's Guid.* 337. Texas: Temple.
- ENEA - FEEM. 2003. La risposta al cambiamento climatico in Italia. Rapporto ENEA. Roma: Ministero Ambiente e Territorio.
- IPCC Third Assessment Report. 2002. *Climate Change 2001. Synthesis Report*: 397p. UK, Cambridge: Cambridge University Press.

Impatto del cambiamento climatico su erosione e perdita di nutrienti dal suolo agricolo nel bacino dell'Enza.

M. Garnier, G. Passarella, A. Lo Porto

Istituto di Ricerca Sulle Acque, CNR, Bari, Italia

monica.garnier@ba.irs.cnr.it

SOMMARIO: L'impatto dei cambiamenti climatici sull'inquinamento di origine agricola è stato studiato nel bacino del fiume Enza, un affluente del Po. I cambiamenti climatici considerati sono stati desunti da un modello di circolazione generale ed incorporati nei modelli di ICECREAM e SWAT. L'impatto di questi cambiamenti climatici è stato studiato in termini di perdita di suolo e nutrienti per una delle colture più diffuse nell'area. L'inserimento dello scenario climatico considerato all'interno dei due modelli, ha consentito di prevederne gli effetti sul ruscellamento, sull'erosione e sull'assorbimento di fosforo ed azoto da parte della coltura considerata. I risultati, mostrano una discreta corrispondenza dei modelli ed evidenziano l'influenza del suolo sull'erosione e sulla mobilizzazione dei nutrienti. Infine, a fronte di uno scenario futuro che prevede l'aumento delle precipitazioni invernali e la sua diminuzione nelle altre stagioni ed un aumento della temperatura durante l'intero anno, si osserva una buona corrispondenza dei risultati di entrambi i modelli con tali scenari.

1 INTRODUZIONE

Importanti studi internazionali sul clima riportano un aumento della temperatura media dell'aria di circa $0,6 \pm 0,2^\circ\text{C}$ durante il XX secolo e prevedono un aumento di $1,4-5,8^\circ\text{C}$ entro il 2100 rispetto al 1990 (IPCC 2001).

Gli effetti potenziali del cambiamento del clima sull'ambiente sono, generalmente ben documentati. Essi includono impatti sulle risorse idriche e sull'agricoltura (Parry e Zhang, 1991). In particolare, la ricerca nel settore agricolo ha tentato di valutare come il cambiamento climatico possa modificare l'uso del suolo e la sua idoneità dal punto di vista dello sfruttamento agricolo (Mayr *et al.*, 1994).

Tuttavia, la valutazione dell'impatto del cambiamento climatico sull'inquinamento causato dall'agricoltura è stato scarsamente indagato. I pochi risultati disponibili indicano, comunque, che il cambiamento del clima

potrebbe aumentare considerevolmente la perdita di suolo e di nutrienti dai terreni agricoli (Favis-Mortlock, 1994).

Questi risultati hanno importanti applicazioni sulla valutazione dello stato futuro della qualità delle risorse idriche, specialmente in considerazione del fatto che l'agricoltura costituisce, attualmente, la più importante fonte di inquinamento da azoto e fosforo dei corpi idrici di tutta Europa (EEA, 1999).

Questo lavoro descrive l'impatto del cambiamento del clima sulla perdita di suolo e nutrienti nel bacino del fiume Enza, valutato usando due modelli di simulazione. I risultati presentati costituiscono il contributo al progetto di ricerca europeo CHES - Climate, Hydrochemistry and Economics of Surface-water Systems (Garnier, *et al.*, 2001).

Il modello di circolazione generale (GCM) HadCM2 (Johns *et al.*, 1997) è stato impiegato per produrre lo scenario climatico impiegato nelle simulazioni.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Descrizione del bacino di studio

Il fiume Enza è un affluente del Po. Esso ha origine sull'Appennino Tosco-Emiliano, scorre per circa 100 km e raccoglie il deflusso idrico naturale di un bacino di circa 884 km², costituito da una zona montana, una collinare ed una di pianura.

Le piogge medie annuali nel bacino ammontano a circa 950 mm, con valori più alti nella parte montana (1.150 mm), con due periodi di particolare abbondanza durante la primavera e l'autunno. La precipitazione nevosa può raggiungere 60 cm permanendo sul suolo per circa un mese. Infine la portata media dell'Enza alla confluenza nel Po è di circa 10 m³/s.

La parte montana del bacino è coperta prevalentemente da boschi, la parte collinare è caratterizzata da pascoli e piante di basso fusto mentre la parte di pianura è intensamente coltivata. Più della metà dell'uso agricolo del suolo è costituita da cereali, sebbene anche la barbabietola da zucchero sia comune nell'area.

L'applicazione media annua di fertilizzanti è di circa 50 kg/ha di fosforo e 170 kg/ha di azoto. Oltre a questi, sull'area vengono mediamente applicate 10 t/ha/anno di letame bovino e suino. Nonostante il carico elevato di fertilizzanti applicato, che costituisce la fonte primaria di inquinamento dell'Enza, questo può essere ritenuto un corso d'acqua moderatamente pulito.

I dati necessari per le simulazioni modellistiche sono stati forniti da diverse agenzie ambientali (ARPA, Autorità di Bacino del Po). Insieme ai valori delle temperature e delle precipitazioni relative alle stazioni di Parma, S.Polo e Selvanizza sono state rese disponibili le serie storiche di portata ed i valori di qualità misurati in diverse sezioni del corso idrico, nonché ed informazioni su prelievi e scarichi.

2.2 Modellizzazione

Sono stati usati due modelli di simulazione, SWAT (Arnold *et al.*, 1993) ed ICECREAM (Rekolainen *et al.*, 2002,) al fine di confrontare i risultati.

SWAT (Soil and Water Assessment Tool) è un modello spazialmente semi-distribuito a scala di bacino sviluppato dall'Agricultural Research Service (ARS) del Dipartimento dell'Agricoltura degli USA (USDA).

ICECREAM, invece, è un modello di simulazione a scala di campo ed è un'estensione del modello CREAMS /GLEAMS (Knisel 1993). In generale questi modelli permettono di simulare gli apporti idrici, di sostanze chimiche e di sedimenti a scala di bacino (SWAT) e a scala di campo (ICECREAM) ed i possibili impatti dell'uso del suolo, dei cambiamenti climatici e degli interventi di carattere gestionale sui corpi idrici.

3 RISULTATI RILEVANTI

Il modello climatico HadCM2 è stato usato per creare serie storiche di dati climatici cen-

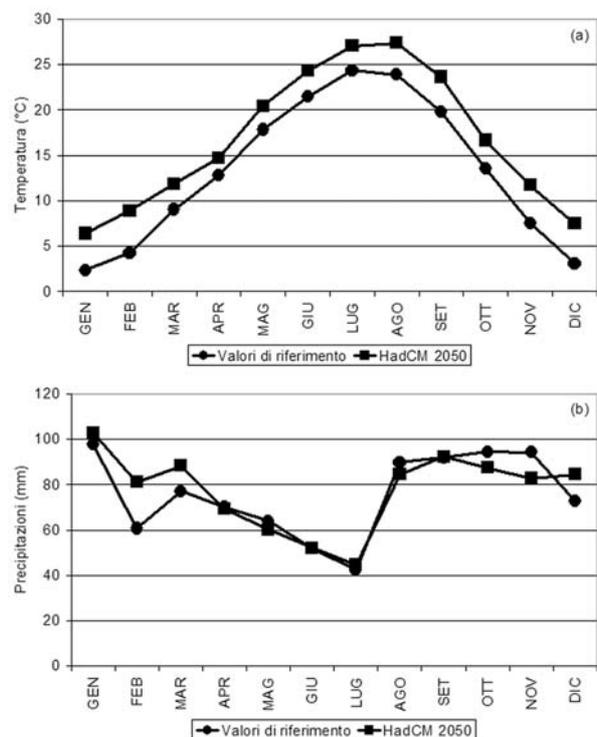


Figura 1: Medie mensili dei valori di temperatura (a) e precipitazione (b) dell'anno di riferimento e previsti dal modello climatico per il 2050.

trati sul 2050. La Figura 1 mostra l'andamento dei valori delle medie mensili di temperatura e precipitazione dell'anno di e quelli previsti dal modello climatico impiegato nelle simulazioni.

Lo scenario futuro indica un aumento delle precipitazioni invernali ed una corrispondente diminuzione nelle altre stagioni ed un aumento generalizzato della temperatura durante l'intero anno, sebbene più marcato nei mesi invernali.

I due modelli sono stati confrontati a scala di campo schematizzando il sistema fisico come caratterizzato da un suolo argilloso-limoso (AL) ed un sola coltura (frumento). Nei limiti delle caratteristiche dei modelli, ai parametri di input sono stati assegnati gli stessi valori. Per entrambi i modelli sono stati usati i valori giornalieri di precipitazione e radiazione solare, mentre, ICECREAM richiede i valori medi giornalieri delle temperature e SWAT quelli minimi e massimi. Per esaminare il comportamento dei due modelli in differenti condizioni climatiche imposte, le simulazioni sono state eseguite con riferimento alle condizioni climatiche di partenza (1990) e per lo scenario HadCM relativo al 2050.

Con riferimento al bilancio idrologico, i modelli forniscono risultati alquanto differenti sia nello scenario di partenza che in quello previsto. Si deve però evidenziare che tali differenze sono in parte attribuibili al fatto che non in tutti i casi i due modelli producono parametri di output direttamente confrontabili. Come esempio di differenza nel comportamento dei due modelli, si riportano i dati relativi al ruscellamento superficiale simulato da entrambi. Tale parametro, riveste un'importanza notevole, oltre che di per sé, anche in quanto direttamente correlato alla perdita di nutrienti ed all'erosione. I grafici del ruscellamento superficiale risultanti dai due modelli (Fig. 2) mostrano andamenti alquanto simili, sebbene SWAT produca un andamento più regolare. I grafici sono caratterizzati entrambi da un picco in gennaio seguito da un costante decremento nei mesi primaverili, un innalza-

mento in agosto ed un valore costante nei mesi successivi.

I risultati dei due modelli relativi all'erosione, confermano la similarità degli andamenti per entrambi i tipi di suolo. Valori maggiori di erosione si riscontrano, infatti, nei mesi di maggiore ruscellamento superficiale.

Infine, per quanto riguarda i nutrienti, le simulazioni relative all'azoto assorbito dalla coltura mostrano lievi differenze in quanto SWAT anticipa il periodo di massimo assorbimento di circa 60 giorni. Tali differenze sono invece meno evidenti se si considera l'assorbimento del fosforo.

In conclusione, si può affermare che le differenze osservate nei risultati dei due modelli, sebbene in genere non rilevanti, si possono attribuire a lievi differenze nei parametri di input e, in qualche caso anche delle variabili risultanti che quindi necessitano di una ulteriore elaborazione al fine di rendere i due set di dati coerenti. Altre cause di influenza sui risultati possono essere attribuite alla diversa struttura concettuale alla base dei due modelli (scala, discretizzazione del sistema fisico,

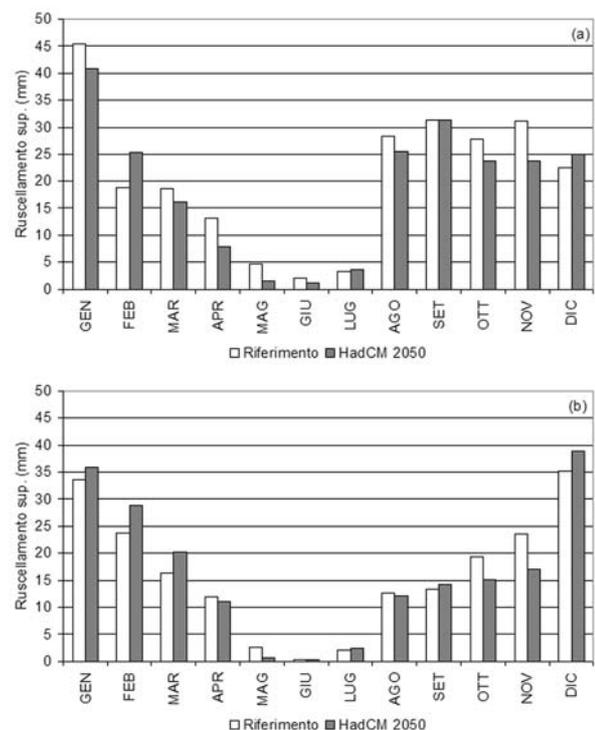


Figura 2: Medie mensili simulate del ruscellamento superficiale risultante dall'applicazione di ICECREAM (a) e di SWAT (b) relativi alle condizioni di partenza ed allo scenario HadCM 2050.

fenomeni fisici) e all'inevitabile ruolo dell'utilizzatore del modello e della sua esperienza.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Il presente lavoro mette in evidenza, da una parte, la necessità di intensificare le reti di monitoraggio dei parametri ambientali ed in particolare di quelli relativi alle sempre più carenti risorse idriche, e questo soprattutto ai fini della ricerca scientifica, in modo da approfondire lo studio dei processi alla base del verificarsi dei fenomeni di inquinamento delle acque causati dall'agricoltura e da rendere più agevole la parametrizzazione dei complessi modelli di simulazione.

Dall'altra parte emerge il bisogno di mettere a punto strumenti e metodologie che, pur mantenendo il rigore del metodo scientifico, siano di relativamente semplici da applicare e meno onerose dal punto di vista degli input necessari; questo per consentire ai pianificatori dell'uso del suolo di trovare, in modo relativamente rapido, soluzioni in grado di risolvere su vasta scala i più pressanti problemi ambientali esistenti, nonché di prevedere quelli che è probabile si verificheranno e di individuare, anche per questi ultimi, possibili misure di mitigazione.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Arnold J.G., Allen P.M. e Bernhardt G. 1993. A comprehensive surface-groundwater flow model. *J. Hydrol.* 142:47-69.
- EEA 1999. Environment in the European Union at the turn of the century. Copenhagen: Environmental Assessment Report No. 2.
- Favis-Mortlock D. 1994. Modelling soil erosion on UK agricultural land under a changed climate. In: M.D.A. Rounsevell e P.J. Loveland (eds.), *Soil responses to climate change*. NATO ASI series 1: Global Environmental Change: 23, Berlin Heidelberg: Springer Verlag.
- Garnier M., Lo Porto A., Marini R. e Passarella G. 2001. *Climate, Hydrochemistry and Economics of Surface-water Systems*. Summary CHES Report.
- IPCC 2001. *Climate change 2001: Impacts, adaptation, and vulnerability*. In: J.J. McCarthy, O.F. Canziani, N.A. Leary, D.J. Dokken e K.S. White (eds) Cambridge: Cambridge University Press.
- Johns T.C., Carnell R.E., Crossley J.F., Gregory J.M., Mitchell J.F.B., Senior C.A., Tett S.F.B., Wood R.A. 1997. The Second Hadley Centre coupled ocean-atmosphere GCM: Model description, spinup and validation. *Clim Dynamics* 13:103-134.
- Knisel W.G. 1993. GLEAMS, Groundwater Loading Effects of Agricultural Management Systems, Version 2.1. UGA-CPES-BAED Publ No. 5. Tifton: University of Georgia.
- Mayr T.R., Rounsevell M.D.A. e de la Rosa D. 1994. Spatial modelling approaches to evaluate the effects of climate change on future crop potential and land management. In: M.D.A. Rounsevell e P.J. Loveland (eds) *Soil responses to climate change*. NATO ASI series 1: Global Environmental Change: 23, Berlin Heidelberg: Springer Verlag.
- Parry M. e Zhang J. 1991. The potential effect of climate changes on agriculture. In: J. Jager e H.L. Ferguson (eds) *Science, impacts and policy*. Proceedings of the 2nd World Climate Conference. Cambridge: Cambridge University Press.
- Rekolainen S., Salt C.A., Bärlund I., Tattari S. e Culligan-Dunsmore M. 2002. Impacts of the management of radioactively contaminated land on soil and phosphorus losses in Finland and Scotland. *Water, Air, Soil Pollut.* 139:115-136.

Trend termopluviometrico, siccità e disponibilità di acque sotterranee in Italia meridionale

M. Polemio, D. Casarano, V. Dragone

Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica, CNR, Bari, Italia
m.polemio@ba.irpi.cnr.it

SOMMARIO: Si caratterizzano le tendenze delle variabili climatiche che determinano la disponibilità di risorse idriche e gli effetti sulla disponibilità di acque sotterranee, analizzando serie temporali mensili inerenti piovosità e temperatura di 126 stazioni collocate in Italia meridionale, tra il 1821 e il 2005. È emersa una tendenza al calo pluviometrico che riguarda il 95% dell'area, dovuto in particolare ad un consistente deficit di precipitazioni a partire dal 1980. La tendenza negativa è accentuata in inverno, solitamente stagione più piovosa su gran parte dell'area considerata. Questo fattore, congiuntamente con temperature maggiori della media osservate con regolarità dal 1980, determina per la piovosità efficace una tendenza al calo ancora più grave. Gli effetti sulle acque sotterranee sono stati valutati mediante serie storiche mensili considerando vasti acquiferi in Basilicata, Calabria e Puglia, caso descritto nel dettaglio. Ovunque si osserva una spiccata tendenza al calo piezometrico.

1 CLIMA

L'evoluzione del clima su scala planetaria e la possibile influenza delle attività umane sono sempre più spesso all'attenzione generale. Anche in occasione di eventi a scala locale, spesso si fa riferimento a tali fenomeni, a volte in modo generico e contraddittorio. Ciò è accaduto anche tra il 2000 e il 2002, quando prolungate siccità hanno colpito l'Italia meridionale, causando notevoli problemi per l'approvvigionamento idrico.

Lo studio riguarda l'intera Italia meridionale (Campania, Basilicata, Puglia e Calabria) e ha come finalità la caratterizzazione della tendenza evolutiva dei principali fattori climatici di rilievo per la disponibilità di risorse idriche, in particolare sotterranee, e degli effetti indotti dalle modificazioni climatiche su disponibilità e qualità delle acque sotterranee. L'analisi dei dati pluviometrici di 126 stazioni del Servizio Idrografico ha evidenziato sul periodo 1921-2001, selezionato per la maggiore regolarità delle serie e densità spaziale dei dati, una tendenza al calo pluviometrico sul 95% dell'area considerata, con coefficienti angolari minimi pari a -9mm/anno in gene-

re osservati nelle zone a maggiore piovosità media annua, corrispondenti nelle medesime ad un calo tendenziale della piovosità annua di 720 mm, nel periodo considerato. In Tab. 1 sono presentati i valori aggregati su scala regionale (Polemio e Casarano, 2004).

L'analisi delle medie mobili pluriennali di piovosità permette di osservare come il contributo determinante alla tendenza negativa derivi dalla ricorrenza di precipitazioni sensibilmente inferiori alla media a partire dal 1980 (Fig. 1).

La fase piovosa intercorsa tra l'autunno del 2002 e l'inverno 2005-2006 non ha intaccato significativamente le tendenze complessive.

Il deficit pluviometrico è risultato spesso as-

Tab. 1: Piovosità Media Annua (PMA ,mm), Trend (T, mm/anno) e Variazione Tendenziale (VT, mm) nel periodo di studio (1921-2001).

	PMA	T	VT
Puglia	644	-0,80	-65
Basilicata	893	-1,81	-145
Calabria	1043	-2,87	-230
Campania	1118	-2,44	-196

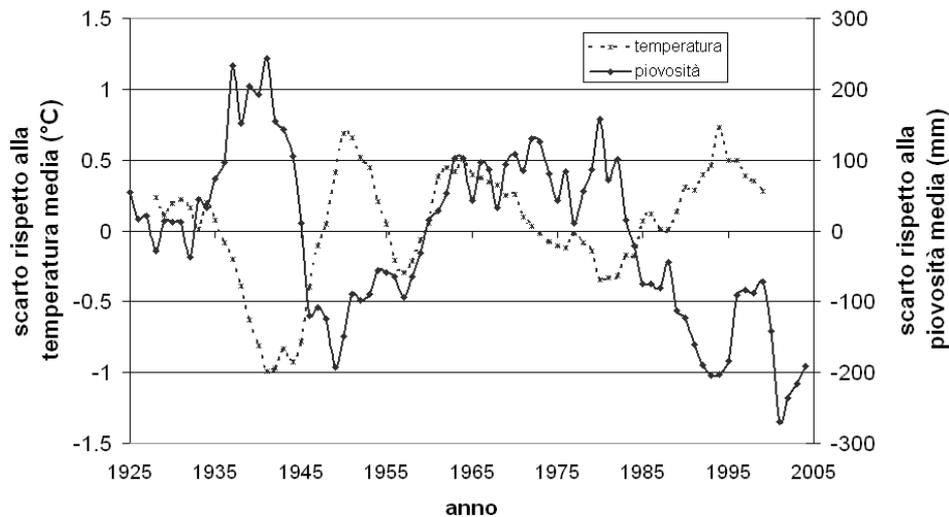


Figura 1: medie mobili quinquennali delle anomalie termiche e pluviometriche in Campa-

sociato a temperature superiori alla media (Fig. 1), sebbene l'occorrenza di queste ultime non sia stata tale da determinare una tendenza lineare statisticamente significativa sull'intera area considerata.

Dall'analisi su base stagionale emerge che la tendenza al calo pluviometrico è concentrata prevalentemente nella stagione invernale. Il trimestre dicembre-febbraio, mediamente il più piovoso su gran parte dell'area esaminata, determina da solo, su base regionale, almeno il 75% della tendenza negativa complessiva. Il deficit di precipitazioni riscontrato negli ultimi 20 anni deriva prevalentemente dal mancato contributo delle precipitazioni invernali. Questo aspetto, insieme all'occorrenza di temperature superiori alla media, fa sì che la piovosità efficace presenti dei cali tendenziali in percentuale maggiori di quelli calcolati per la piovosità (Tab. 2).

La maggiore evapotraspirazione rende, infatti, ininfluente il contributo delle precipitazio-

Tab. 2: Piovosità efficace media (PEM, mm), Tendenza della Piovosità Efficace (TPE, mm/anno), Variazione Tendenziale della Piovosità Efficace 1924-2001(VTPE, %).

PMA	PEM	TPE	VTPE
<600	85,5	-0,39	-33,1%
600-900	227,9	-0,89	-27,1%
900-1300	464,8	-1,99	-32,2%
>1300	967,9	-4,30	-32,3%

ni estive, quasi ovunque in controtendenza in quanto con trend positivi, generalmente dovuti a brevi eventi di notevole intensità.

2 GLI EFFETTI SULLE ACQUE SOTTERRANEE

La ricerca svolta ha interessato vasti acquiferi di Basilicata, Calabria e Puglia; i risultati sono molto si-

mili, nonostante le forti differenze idrogeologiche degli acquiferi considerati. per brevità si descrive quindi il caso "Puglia" (Polemio *et al.* 2004; Polemio e Casarano, 2007).

Le risorse idriche sotterranee costituiscono un riferimento importante per lo sviluppo regionale nel caso della Puglia, in conseguenza della modestissima disponibilità di risorse idriche superficiali.

Le unità idrogeologiche distinguibili nella regione Puglia sono convenzionalmente quattro: Gargano, Tavoliere, Murgia e Salento. Eccetto il Tavoliere, costituito da un acquifero poroso, le restanti unità idrogeologiche sono caratterizzate da ampi e potenti acquiferi con sede nelle rocce calcaree e/o calcareo-dolomitiche del Mesozoico (Polemio 2000).

Dato che la disponibilità di acque sotterranee dipende da molteplici fattori, sono state con-

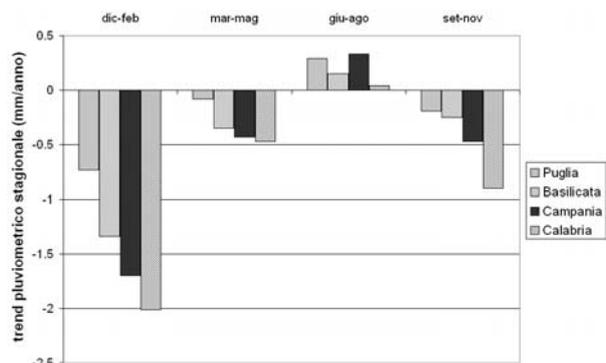


Figura 2: Tendenza della piovosità stagionale per ciascuna regione.

Tab. 3: Pozzi per unità idrogeologica (UI) e stima della tendenza piezometrica attuale più probabile. CA è il coefficiente angolare della retta trend (m/mese).

UI	N. pozzi	Dati disponibili		CA minimo	Tendenza più Probabile
		da	a		
Tavoliere	12	1929	2002	-0,034	Forte calo
Gargano	4	1975	1978	-0,003	Calo moderato?
Murgia	30	1965	2003	-0,020	Forte calo
Salento	17	1965	2003	-0,010	Calo

siderate, in relazione a ciascuna serie piezometrica, le serie idrogeologicamente più significative non solo di piovosità e temperatura ma anche di deflusso fluviale nonché, in modo qualitativo, stante l'indisponibilità di dati, il prelievo di acque sotterranee e l'uso di risorse esterne addotte dagli acquedotti (Polemio *et al.*, 1999; Polemio e Dragone, 1999). Le serie storiche piezometriche mensili utilizzate sono descritte dalla Tab. 3, che riassume la stima del trend piezometrico attuale.

Tutte le serie storiche sono state analizzate con diverse tecniche, tra cui auto e crosscorrelazione. I coefficienti piezometrici di autocorrelazione mostrano un andamento progressivamente decrescente al crescere del ritardo, a partire da valori prossimi all'unità. Ciò comporta che le falde idriche pugliesi manifestano un rilevante effetto memoria, cioè la quota piezometrica di un dato mese dipende fortemente da quella dei mesi precedenti, in modo significativo e decrescente all'aumentare del ritardo, in genere fino a non meno di 3 mesi: ciò costituisce una peculiare caratteristica degli acquiferi, di notevole importanza soprattutto in periodi siccitosi. Più duraturo e accentuato è l'effetto memoria in Salento e nel Tavoliere, a riprova delle ottime caratteristiche idrogeologiche di queste unità. Le relazioni tra le variabili piezometriche e quelle climatiche hanno registrato valori significativi per un ritardo di 1-4 mesi. L'effetto delle precipitazioni si risente fino a un massimo di 2-3 mesi, mentre la migliore correlazione con la temperatura si registra con un

ritardo di 4 mesi. La circostanza che anche le variazioni termiche risultino significative, a luoghi più della piovosità, come nel caso del Tavoliere, è dovuta alla natura del clima, diffusamente semiarido. In tale clima, la temperatura è significativa per due diversi fenomeni: il primo, assolutamente naturale, è l'evapotraspirazione, che "regola" la disponibilità di piogge efficaci ai fini dell'infiltrazione, l'altro, di natura antropica, è legato al deficit idrico estivo, dovuto principalmente alle alte temperature, che, in virtù delle prevalenti attività agricole, viene compensato mediante diffusi emungimenti. Il trend piezometrico è stato espresso speditamente mediante il coefficiente angolare della retta di regressione (Tab. 3). Procedendo dal Salento verso la Murgia CA decresce. I valori minimi, i peggiori, si osservano nell'interno della Murgia, in particolare di quella sudorientale, dove si registrano le massime quote piezometriche, con valori di CA minori di -0,02 m/mese. Nella Murgia, come anche per le altre unità idrogeologiche, il CA si approssima a zero, come naturale trattandosi di acquiferi costieri, procedendo dall'interno verso la costa. Per il Gargano è realistica pur se poco documentata, per difficoltà operative di monitoraggio, una tendenza piezometrica dai caratteri intermedi tra Murgia e Salento (Polemio e Dragone, 1999).

Le tendenze piezometriche erano già prevalentemente negative al 1997 in tutte le UI. Nel caso del Tavoliere la drammatica tendenza al calo piezometrico è stata di recente confermata da rilievi effettuati nel 2002 (Polemio *et al.*, 2003). La Tab. 2 riporta i risultati statistici per i pozzi della Murgia e del Salento per i quali è stata effettuata una campagna nel 2003.

La siccità del 2000-2002 ha ulteriormente aggravato la situazione, in particolare per il Salento. Il CA ha nuovamente evidenziato, per tutti i pozzi, un valore negativo, generalmente peggiore di quello determinato al 1997, che comporta una tendenza diffusa, sia pure lenta in alcuni casi, al calo piezometrico. La situa-

zione si è aggravata in particolare nel Salento. Tutto ciò nonostante la siccità sia di fatto terminata sul finire del 2002. Sulla base delle conoscenze in tema di trend piezometrico, e delle variabili da cui esso dipende, la tendenza piezometrica più probabile all'attualità è diffusamente grave (Tab. 3).

3 CONCLUSIONI

La tendenza al calo delle precipitazioni nel periodo 1921-2001 interessa la quasi totalità dell'area considerata. Sebbene generalizzata e di entità significativa, ovvero incompatibile con l'ipotesi di piovosità stazionaria, tale tendenza non si delinea in modo omogeneo sull'area in esame. La tendenza al calo pluviometrico in valore assoluto più accentuata si verifica nella zona Tirrenica tra Calabria e Basilicata e nel catanzarese, mentre la Puglia è caratterizzata da una tendenza decrescente più contenuta ma ben più rilevante ai fini della siccità in quanto colpisce drammaticamente un territorio già poco piovoso. Il calo pluviometrico si è concentrato in particolare nella stagione invernale, solitamente la più piovosa in gran parte dell'area in esame. Tale circostanza causa una più accentuata tendenza al calo della piovosità efficace. La ricostruzione degli aspetti tendenziali, negli ultimi 30 anni, delle variazioni piezometriche ha mostrato un abbassamento significativo della quota piezometrica in tutti gli acquiferi considerati in Calabria, Basilicata e Puglia. Per le unità idrogeologiche pugliesi i valori più accentuati di tendenza al calo si osservano nelle aree interne della Murgia e del Tavoliere. Tutti gli acquiferi considerati mostrano un effetto memoria notevole, in alcuni casi molto rilevante, effetto imputabile alle buone caratteristiche idrogeologiche degli acquiferi considerati. Gli elementi raccolti segnalano un progressivo depauperamento delle falde idriche proprio dove si concentrano le acque sotterranee di migliore qualità.

4 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Polemio M., Casarano D., (2004) "Rainfall and drought in southern Italy (1821-2001)", *The Basis of Civilization – Water Science?*, IAHS Publ. 286, 217-227.
- Polemio M., Casarano D., (2007) "Climate change, drought and groundwater availability in southern Italy, Geological Society of London, *Climate Change and Groundwater*, in corso di stampa, Londra.
- Polemio M., Casarano D., Dragone V. (2004) "Trend termopluviometrici, siccità e disponibilità di acque sotterranee". *Atti della Giornata di Studio: Metodi Statistici e Matematici per l'Analisi delle Serie Idrologiche*, 123-132, Napoli.
- Polemio M. (2000) "Degradation risk owing to contamination and overdraft for Apulian groundwater resources (Southern Italy)". *Water resources management in a vulnerable environment for sustainable development*, UNESCO-IHP, Grifo Publishers, Perugia, 185-194.
- Polemio M., Di Cagno M., Dragone V. (1999) "Effetti antropici e naturali sul degrado quantitativo delle acque sotterranee del Tavoliere". *Quaderni di Geologia Applicata*, Pitagora Editrice, Bologna, 1999, 4, 153-162.
- Polemio M., Dragone V. (1999) , "Serie storiche piezometriche delle unità idrogeologiche pugliesi: regime piezometrico, effetti climatici ed antropici". *Pubbl. GNDCI n. 2015, Quaderni di Geologia Applicata*, Pitagora Editrice, Bologna, 1999, 4, 143-152.

Fattori climatici che influenzano la struttura termica e la qualità delle acque lacustri. Prospettive di ricerca nell'ambito delle risposte ai cambiamenti globali

D. Copetti¹, G. Tartari¹, J. Imberger²

¹*Istituto di Ricerca Sulle Acque, CNR, Milano, Italia*

²*Centre for Water Research, University of Western Australia*
copetti@irsa.cnr.it

SOMMARIO: I laghi sono sistemi che mostrano risposte di tipo fisico, chimico e biologico a forzanti esterne quali i *driver* meteorologici e idrologici. Oltre alle influenze sul comparto fisico (aumento della stabilità della colonna, prolungamento del periodo di stratificazione delle acque ecc.), le possibili ripercussioni sul comparto chimico sono molteplici e riguardano il possibile prolungamento dei periodi di deficit di ossigeno e il conseguente aumento del rilascio di nutrienti e inquinanti dai sedimenti. Tra le diverse risposte ecologiche si sottolinea l'instaurarsi di condizioni favorevoli alla proliferazione di specie cianobatteriche potenzialmente tossiche. Il monitoraggio dei cambiamenti attualmente in corso e la previsione della loro futura evoluzione spingono la limnologia verso lo sviluppo di adeguati sistemi di misurazione e di strumenti modellistici-previsionali. In questo contributo viene descritto l'approccio e gli strumenti sviluppati in anni recenti dall'IRSA-CNR su due ambienti subalpini di medie e grandi dimensioni e le prospettive di ricerca legate allo studio dei cambiamenti climatici sugli ambienti lacustri.

1 INTRODUZIONE

L'Istituto di Ricerca Sulle Acque (IRSA-CNR) da oltre tre decenni svolge ricerche sulla qualità delle acque lacustri con l'obiettivo di comprenderne i fattori che influenzano il loro stato trofico ed ecologico. Più recentemente l'IRSA ha iniziato a rivolgere la propria attenzione ai meccanismi che governano la ripartizione degli inquinanti in ambiente lacustre (Tartari e Biaschi, 1997) ed alla modellizzazione dei processi fisici e chimico-biologici (Copetti et al. 2006) nei laghi.

La struttura termica e l'idrodinamica lacustre sono governati da *driver* esterni che possono essere suddivisi in fattori meteo-climatici (temperatura dell'aria, radiazione solare, velocità del vento) e idrologici (portata e temperatura degli immissari ecc.). L'insieme di questi fattori determina le caratteristiche idrodinamiche dell'ambiente (Imberger, 1994) quali l'intensità e la durata della stratificazione estiva, la struttura dei moti periodici (ses-

se) e aperiodici (correnti).

Ricerche di carattere meteo-climatico hanno permesso di delineare per le ultime decadi un crescente aumento della temperatura atmosferica in Italia (Nanni et al., 2006). Da un punto di vista limnologico alcuni lavori hanno evidenziato un accumulo di calore nelle acque profonde dei grandi ambienti subalpini (Ambrosetti e Barbanti, 1999) legato a un prolungato periodo di mancata circolazione invernale delle acque. Sempre in ambito italiano l'elaborazione dei dati storici disponibili relativi al periodo 1970-2000 ha evidenziato un aumento medio della temperatura delle acque ipolimetiche dei laghi dell'arco subalpino sia di medie sia di grandi dimensioni (Tartari et al, 2001). Sulla base degli scenari brevemente descritti è lecito attendersi un generale surriscaldamento delle acque lacustri che spinge gli ecosistemi verso una maggiore stabilità della colonna d'acqua, verso una riduzione dello spessore del mixolimnio (lo

strato superficiale rimescolato) e verso una riduzione del periodo di massima circolazione invernale delle acque (Eisenreich, 2005). La mancata o ridotta circolazione invernale delle acque e il conseguente prolungamento del periodo di stratificazione comporta una riduzione degli scambi gassosi tra l'atmosfera e gli strati profondi della colonna d'acqua.

In ambienti molto produttivi questa situazione può portare ad un aumento del deficit di ossigeno sul fondo e a un conseguente aumento del rilascio di nutrienti e inquinanti dai sedimenti. L'atteso aumento del gradiente termico tra la superficie e il fondo porta con se anche possibili risposte ecologiche (Moren-Abat et al., 2007). In particolare una maggiore stabilità della colonna d'acqua favorisce la crescita e la proliferazione di specie cianobatteriche alcune delle quali potenzialmente tossiche sul biota e sull'uomo (Reynolds, 1984). Il quadro delineato presume un aumento continuo e graduale della temperatura atmosferica. Deve essere però sottolineato che tale scenario potrebbe essere mitigato dall'intensificarsi di eventi estremi, circoscritti in brevi periodi di tempo. In particolare un aumento dell'azione del vento (il principale *driver* dei processi di rimescolamento) potrebbe controbilanciare l'azione stabilizzante dovuta al riscaldamento atmosferico.

Quanto sopra descritto sottolinea la complessità dello studio degli effetti dei cambiamenti globali sulla struttura fisica e sulle dinamiche chimiche e biologiche in ambiente lacustre. La complessità dei processi implicati e la molteplicità dei fattori in gioco suggerisce che l'applicazione di modelli numerici complessi rappresenti uno strumento importante al fine di produrre scenari plausibili delle risposte di questi ambienti ai cambiamenti globali. Tali studi modellistici devono essere affiancati da adeguate misurazioni delle variabili fisiche e delle risposte ecosistemiche.

2 I CASI DI STUDIO

L'IRSA-CNR conduce ricerche di carattere limnologico integrato su due ambienti lacustri

della regione subalpina: il Lago di Como e il Lago di Pusiano.

Il Lago di Pusiano è un tipico ambiente di medie dimensioni (profondità massima 24 m). Il suo stato trofico naturale è mesotrofo ma da decenni si trova in condizioni di elevata trofia. L'IRSA-CNR studia questo ambiente a partire dai primi anni settanta e possiede un *dataset* limnologico che consente la ricostruzione dell'evoluzione limnologica (Vuillermoz et al., 2006). A partire dal 2002 il Lago di Pusiano viene monitorato in continuo anche per le forzanti meteorologiche e per la risposta termica del lago.

Il Lago di Como è il più profondo tra i grandi laghi dell'arco alpino (profondità massima 425 m). Il suo stato trofico naturale è oligotrofo ma attualmente si trova in condizioni di piena mesotrofia. A partire dal 2004 questo ambiente è stato dotato di un sistema di misurazione in continuo dotato di tre stazioni limnologiche Lake Diagnostic System (LDS) per la misura dei principali driver meteorologici e del profilo termico. Tale sistema di misurazione acquisisce dati a frequenze molto alte per il monitoraggio sia dei processi di rimescolamento a breve scala temporale sia degli andamenti stagionali e pluriannuali.

In entrambi gli ambienti a partire dal 2003 vengono condotte indagini che mettono in relazione i fattori climatici con la struttura termica e la distribuzione degli inquinanti nel lago.

3 STRUMENTI PER LA VALUTAZIONE DELLE VARIAZIONI CLIMATICHE SUI LAGHI

La Figura 1 confronta l'andamento della temperatura superficiale misurata nel Lago di Pusiano per il periodo 2002-2003 con i risultati del modello monodimensionale DYRESM (<http://www.cwr.uwa.edu.au>). Come si può notare il modello riproduce con un notevole dettaglio sia il periodo di riscaldamento estivo che porta le acque del lago a temperature superiori a 30° C, sia il successivo raffreddamento con temperature prossime a 5° C, quando le acque raggiungono la completa omogeneizzazione termica invernale.

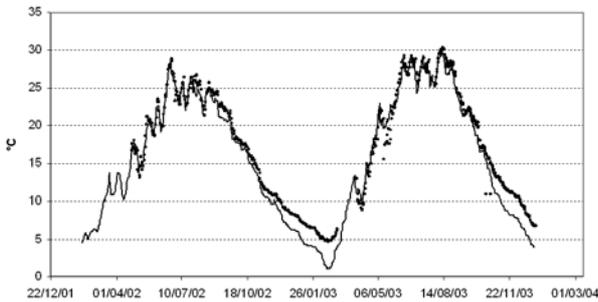


Figura 1: Confronto tra i dati di temperatura superficiale (2002-2003) del Lago di Pusiano misurati in continuo (dati puntuali) e il risultato di una simulazione ottenuta con il modello DYRESM (linea continua).

La Figura 2 mostra invece l'andamento, per lo stesso periodo, delle concentrazioni di ossigeno sul fondo ottenute accoppiando il modello DYRESM al modello ecologico CAEDYM (<http://cwr.uwa.edu.au>). La simulazione riproduce la riduzione sul fondo delle concentrazioni di ossigeno dovuta all'instaurarsi del periodo di stratificazione termica che porta alla riduzione degli scambi gassosi con l'atmosfera e all'instaurarsi dei processi di degradazione della sostanza organica (respirazione).

La Figura 3 riporta l'andamento delle isoterme lungo tutta la colonna d'acqua nel ramo occidentale del Lago di Como per il periodo compreso tra novembre 2004 e maggio 2005 ottenute elaborando i dati prodotti dalla stazione LDS collocata nel ramo occidentale del lago.

A fine novembre la colonna d'acqua mantie-

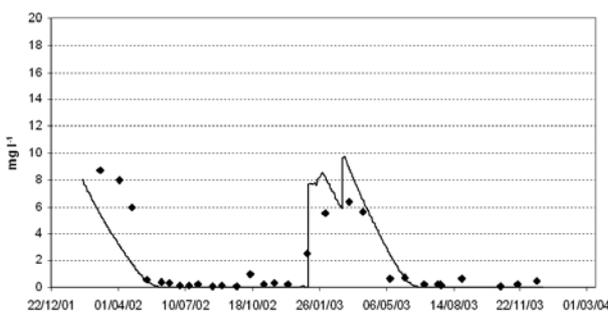


Figura 2: Confronto tra i dati di ossigeno sul fondo (2002-2003) del Lago di Pusiano misurati con sonda multiparametrica (dati puntuali) e il risultato di una simulazione ottenuta con il modello DYRESM-CAEDYM (linea continua).

ne un certo gradiente termico con temperature degli strati superficiali intorno a 11,3 °C e temperature sul fondo intorno a 6,7 °C. Con l'avvicinarsi della stagione invernale la temperatura in superficie diminuisce e il salto termico si abbassa. Tale processo termina nel mese di gennaio quando il lago circola completamente a una temperatura di circa 7 °C. Successivamente, la temperatura della colonna d'acqua si abbassa ulteriormente a circa

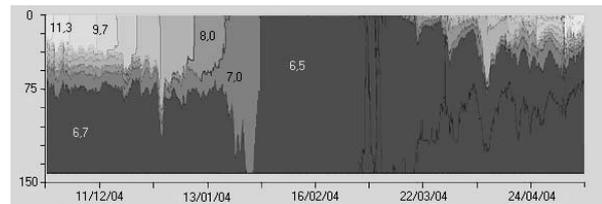


Figura 3: Rappresentazione dell'evoluzione della struttura termica del Lago di Como da fine novembre 2004 a maggio 2005.

6,5 °C.

La Figura 4 mostra infine i dati relativi alla medesima stazione LDS per gli inverni (dal 1 gennaio al 31 marzo) del 2005 (linea continua), 2006 (x) e 2007 (°). Nella Figura si può notare che le temperature particolarmente elevate riscontrate nel 2007 hanno determinato un consistente aumento delle temperature superficiali con differenze fino a 2 gradi centigradi tra il giorno giuliano 60 (fine febbraio) e il giorno giuliano 90 (prima decade di marzo).

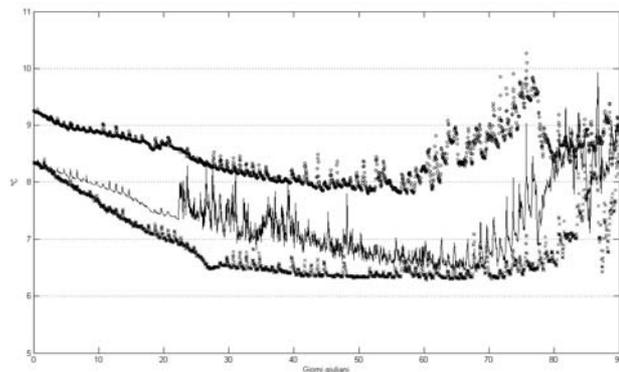


Figura 4: Confronto tra i dati superficiali di temperatura misurati nella stazione LDS collocata nel ramo occidentale del Lago di Como relativi al periodo di massima circolazione delle acque per gli anni 2005 (linea continua), 2006 (x) e 2007 (°).

4 PROSPETTIVE FUTURE

L'approccio delineato nell'introduzione di questo paragrafo e i risultati preliminari mostrati dimostrano da un lato la sensibilità degli ambienti lacustri ai cambiamenti globali e *in primis* all'atteso incremento della temperatura, mentre dall'altro sottolineano la bontà dell'approccio intrapreso dall'IRSA-CNR nello studio di questi fenomeni. Approccio che coniuga l'utilizzo di strumenti di misura in continuo e di misurazioni più tradizionali su campo con l'utilizzo di modelli numerici in grado di descrivere l'evoluzione sia della componente fisica sia di quella chimico-biologica.

I dati prodotti e le metodologie applicate su questi due ambienti verranno implementate nel progetto CIRCE, un progetto del VI FP, indirizzato alla valutazione degli effetti dei cambiamenti globali nell'area mediterranea.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

Ambrosetti W. e Barbanti L. 1999. Deep water warming in lakes: an indicator of climatic change. *J. Limnol.* 58: 1-9.

Copetti D., Tartari G., Morabito G., Oggioni A., Legnani E. e Imberger J. 2006. A biogeochemical model of the Lake Pusiano (North Italy) and its use in the predictability of phytoplankton blooms: first preliminary results. *J. Limnol.*, 65(1): 59-64.

Eisenreich S.J. (Ed.). 2005. Climate Change and the European Water Dimension. A Report to the European Water Directors, Ispra, JRC Italy. EU Report No. 21553.

253 pp.

Imberger J. 1994. Transport processes in lakes: A review article, In: Margalef, R.(ed). *Limnology Now: A Paradigm of Planetary Problems*. Elsevier, Amsterdam. 99-193.

Moren-Abat M., P. Quevauviller, L. Feyen, A-S. Heiskanen, P. Noges, A. Lyche Solheim e E. Lipiatou (Eds). 2007. *Climate Change Impacts on the Water Cycle*, International Workshop 25-26 September 2006. European Commission, Directorate-General for Research. *Climate Change and Natural Hazards series 8 EUR 22422*. 156 pp.

Nanni M., Maugeri M., Monti F. e Nanni T. 2006. Temperature and precipitation variability in Italy in the last two centuries from homogenised instrumental time series. *Int. J. Climatol.* 26: 345-381.

Reynolds C.S. 1984. *The ecology of freshwater phytoplankton*. Cambridge University (ed). 384 pp.

Tartari G. e Biasci G. 1997. Trophic status and lake sedimentation fluxes. *Water, Air and Soil Pollut.*, 99: 523-531.

Tartari G., Marchetto A. e Copetti D. 2000. Qualità delle acque lacustri della Lombardia alle soglie del 2000. Fondazione Lombardia per l'Ambiente. *Ricerche e Risultati*, 44: 226 pp.

Vuillermoz E., E. Legnani, D. Copetti e G. Tartari. 2006. Thirty-years of Lake Pusiano (North Italy) evolution. *Verh. Internat. Verein. Limnol.* 29: 2009-2014.

Gli effetti del riscaldamento climatico sulla chimica delle acque in ambiente alpino

M. Rogora, P. Guilizzoni, A. Lami, A. Marchetto, R. Mosello

Istituto per lo Studio degli Ecosistemi, CNR, Verbania, Italia

m.rogora@ise.cnr.it

SOMMARIO: L'idrochimica dei laghi d'alta quota è influenzata principalmente dagli apporti atmosferici e dalle variazioni meteo-climatiche. La riduzione della copertura di neve al suolo, a causa delle ridotte precipitazioni e dell'aumento di temperatura, determina una maggior esposizione di rocce e suoli ai processi di weathering. Questi ultimi, unitamente alle variazioni indotte dai processi biologici, a loro volta influenzati da fattori meteo-climatici, possono modificare il valore di pH ed il contenuto in soluti delle acque. I dati chimici relativi a 35 laghi situati nelle Valli Ossola e Sesia (Alpi Centrali), campionati nel corso degli anni '80 e nel biennio 2000-01, hanno dimostrato una relazione tra i processi di weathering e le variazioni di temperatura. Questo risultato è stato confermato dagli studi paleolimnologici condotti su un lago remoto d'alta quota (Lago Cristallina, Canton Ticino), aventi come obiettivo principale la ricostruzione dei cambiamenti paleoambientali.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Per via delle loro caratteristiche fisiografiche, morfometriche, idrologiche ed edafiche, i laghi delle regioni alpine sono tra gli ecosistemi acquatici più sensibili all'inquinamento atmosferico e alle variazioni climatiche (Lami *et al.* 2000). Le ricerche sui laghi remoti in ambiente alpino hanno dimostrato l'esistenza di una relazione tra l'acidità delle acque e le condizioni climatiche, in particolare l'aumento della temperatura (Psenner e Schmidt 1992). A causa dei bacini imbriferi di piccole dimensioni e spesso costituiti da rocce poco solubili di natura silicica, come gneiss e graniti, il pH delle acque di questi laghi è regolato principalmente: (1) dalla solubilità delle rocce, che aumenta con la temperatura (Zobrist e Drever 1990), e (2) dai processi di riduzione che possono, per mancanza di ossigeno durante il periodo di copertura di ghiacci, determinare un aumento di pH (Koinig *et al.* 1998). Il dilavamento delle rocce e dei suoli nel bacino ed il conseguente apporto di soluti a lago non ha effetti solo sul pH, ma su tutta la composizione chimica delle acque. Temperature più elevate possono incrementare i processi di dissoluzione fisico-chimica dei minerali costituenti rocce e suoli, e quindi aumentare l'apporto dei prodotti del

weathering alle acque. Anche la copertura di neve al suolo, sia come estensione che come durata, è un fattore importante, in quanto una sua riduzione in un clima più caldo comporta una maggior esposizione delle superfici ai processi di dilavamento. Periodi prolungati senza neve al suolo, a causa delle ridotte precipitazioni o del disgelo anticipato, possono quindi portare ad un aumento del contenuto di soluti nei laghi (Wögrath e Psenner 1995).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Studi sull'idrochimica lacustre in ambiente alpino

Nel biennio 2000-01, nell'ambito di due Progetti finanziati dall'UE (RECOVER 2010 ed EMERGE) sono stati campionati ed analizzati per le principali variabili chimiche 35 laghi d'alta quota (1900-2700 m s.l.m.) situati nelle Valli Ossola e Sesia, nelle Alpi Centrali. I risultati ottenuti da questa survey sono stati confrontati con quelli pregressi disponibili per gli stessi laghi e rappresentativi della metà degli anni '80, al fine di evidenziare le principali variazioni intervenute nella chimica delle acque (Rogora *et al.* 2003). Per due ambienti, i Laghi Boden Inferiore e Superiore (Val Formazza, 2234 e 2243 m s.l.m. rispettiva-

mente), è disponibile inoltre una serie pressoché continua di dati a partire dal 1978. Questi laghi sono collocati in bacini formati in parte da rocce solubili ed alcaline e sono caratterizzati da acque ben tamponate (pH 7,8-8,1, alcalinità 450-550 $\mu\text{eq L}^{-1}$), con un elevato contenuto in soluti. L'idrochimica di questi laghi dipende fortemente dai processi di weathering, ed è quindi particolarmente influenzata dalle variazioni meteo-climatiche che regolano tali processi.

Le variazioni osservate nel contenuto e nella tipologia dei soluti principali nelle acque lacustri sono state discusse in relazione ai dati di temperatura, precipitazioni e copertura di neve al suolo nell'area di studio relativi agli ultimi 25-30 anni (Rogora *et al.* 2004).

2.2 Ricerche paleolimnologiche

Oltre agli studi sull'evoluzione della chimica dei laghi negli anni più recenti, sui laghi alpini sono state condotte anche ricerche paleolimnologiche, aventi come obiettivo principale la ricostruzione dei cambiamenti paleoambientali nel corso degli ultimi 2-3000 anni. La ricostruzione dei valori di pH in particolare, è una tecnica relativamente affidabile, in quanto un gruppo di alghe unicellulari, le diatomee, oltre a lasciare resti riconoscibili nel sedimento, risponde in modo evidente ai cambiamenti dei valori di pH. Questo tipo di analisi, condotta sul Lago Cristallina, in Canton Ticino (2398 m s.l.m.), ha permesso di ricostruire i valori di pH delle acque del lago negli ultimi 130 anni e di metterli in relazione con le variazioni di temperatura rilevate nella stazione di Lugano, collocata a poca distanza dal lago oggetto di studio (Marchetto *et al.* 1997).

3 RISULTATI RILEVANTI

Dal confronto tra i due periodi di studio (2000-2001 e 1984-87) è emerso come i valori di pH siano aumentati nella maggior parte dei laghi oggetto della ricerca, principalmente a causa della riduzione negli apporti acidi dall'atmosfera (Rogora *et al.* 2006). Il pH è aumentato comunque anche nei laghi caratterizzati da valori medio alti (> 6.5) e quindi non suscettibili all'acidificazione (alcalinità $> 50 \mu\text{eq L}^{-1}$). I laghi

impostati in bacini contenenti rocce solubili, e caratterizzati quindi da valori elevati del contenuto ionico e della conducibilità ($> 500 \mu\text{eq L}^{-1}$ e $> 25 \mu\text{S cm}^{-1}$ a 20°C , rispettivamente), hanno mostrato un aumento di entrambe queste variabili rispetto agli anni '80. Gli stessi laghi hanno visto un aumento nelle concentrazioni di alcalinità e cationi basici (Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ , K^+) (Fig. 1). Infine, un aumento nel contenuto di solfati è stato osservato nei laghi con acque ricche di questo composto, a causa della presenza nel bacino di rocce quali gessi e anidriti. Per questi laghi la sorgente principale di solfati non è rappresentata dalle deposizioni atmosferiche, bensì dal weathering di minerali ricchi di zolfo (Rogora *et al.* 2003).

Anche la serie storica di dati disponibile per i Laghi Boden mostra una significativa tendenza all'aumento delle concentrazioni di alcalinità, cationi basici e solfati e dei valori di conducibilità, indicativa del contenuto ionico delle acque (Fig. 1). L'aumento di questi ultimi, in particolare, appare in netto contrasto con quanto osservato per le deposizioni atmosferiche, le quali hanno visto una significativa riduzione delle concentrazioni di solfati negli ultimi 20-25 anni (Rogora *et al.* 2006).

Il trend osservato per i Laghi Boden, e comune ad altri laghi nell'area di studio, può essere messo in relazione ad un'intensificazione del processo di weathering a causa dal riscaldamento climatico. I dati meteorologici disponibili per alcune stazioni nell'area di studio a partire dalla fine del 1800 o dai primi decenni del 1900 mostrano un significativo aumento delle temperature, particolarmente marcato negli ultimi 30 anni (Rogora *et al.* 2004). I dati sulla copertura di neve al suolo evidenziano una marcata riduzione sia dello spessore medio del manto nevoso che del periodo di copertura del suolo, in particolar modo negli ultimi 15-20 anni (Rogora *et al.* 2004).

I risultati ottenuti dallo studio sul Lago Cristallina hanno confermato la relazione esistente tra weathering, rappresentato in questo caso dai valori di pH, e temperatura.

Per buona parte degli ultimi due secoli il pH del Lago Cristallina ha avuto oscillazioni comprese

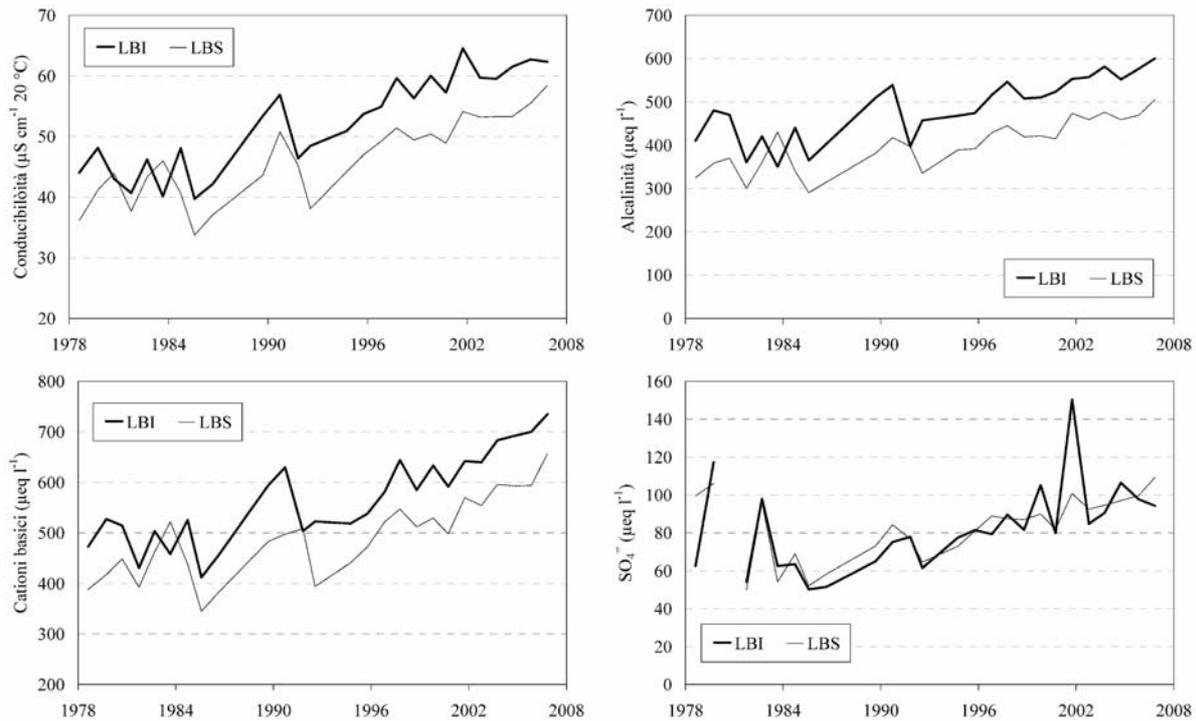


Figura 1: Trend di alcune variabili chimiche nelle acque dei Laghi Boden Superiore (LBS) ed Inferiore (LBI) dal 1978 al 2006.

tra 5,8 e 6,1; valori più bassi sono stati riscontrati solo nei campioni più superficiali della carota mentre acque con pH elevati caratterizzano due periodi antichi (Fig. 2).

La coincidenza temporale con l'aumento delle particelle carboniose (Fig. 2) dimostra che, come notato per numerosi altri laghi delle Alpi, il recente abbassamento del pH è dovuto alla deposizione di inquinanti di origine atmosferica. Per contro, per via della loro localizzazione remota, le oscillazioni di pH evidenziate in periodi pre-industriali, devono essere ascritte a cause naturali. Si è notato infatti che le zone a pH relativamente elevato coincidono con i periodi di avanzamento del ghiacciaio di Grindelwald che si trova a ca. 30 km dal Lago Cristallina. In questo periodo il lago rimaneva probabilmente coperto di ghiaccio per buona parte dell'anno, e le conseguenti condizioni di anossia portavano alla formazione di composti ridotti e quindi ad un consumo di acidità e ad un aumento di pH (Marchetto *et al.* 1997).

Per gli ultimi 130 anni circa, invece, le variazioni di pH sono significativamente correlate ($r = 0,77$; $p < 0,001$) con la temperatura media dell'aria rilevata a Lugano (Fig. 2).

4 PROSPETTIVE FUTURE

Le ricerche effettuate hanno dimostrato come la chimica delle acque in ambiente alpino risponda alle variazioni negli apporti atmosferici, ad esempio alla riduzione nell'acidità delle piogge, ma attraverso l'interazione con altri fattori quali quelli meteo-climatici.

Molti laghi alpini sono attualmente in una fase di recupero dall'acidificazione, ma continuano ad essere interessati dalla deposizione di inquinanti dall'atmosfera, quali composti dell'azoto, metalli pesanti e composti organici di sintesi. La risposta di questi ambienti ai futuri scenari di deposizione sarà fortemente condizionata dall'evoluzione climatica. Si rendono quindi necessarie ricerche di approfondimento sull'interazione tra fattori meteo-climatici e processi che avvengono nei suoli del bacino e nelle acque.

Lo studio condotto sul Lago Cristallina, così come molti altri effettuati nell'ultimo decennio (Lami *et al.* 2000), ha confermato come i laghi alpini d'alta quota siano utilizzabili non solo per lo studio dell'inquinamento a lunga distanza, ma anche per la valutazione della variabilità climatica. La citata relazione tra pH e temperatura, riscontrata in diversi ambienti, può essere in ulti-

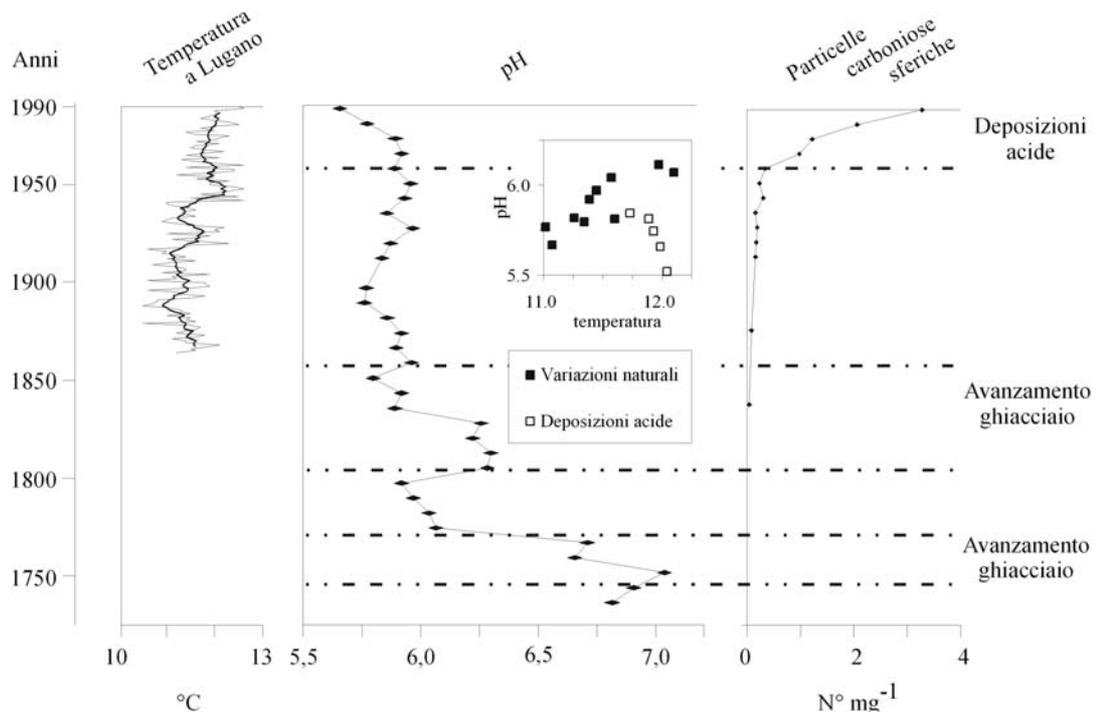


Figura 2: Distribuzione dei valori di pH ricostruiti dall'analisi delle diatomee e della concentrazione di particelle carboniose (N. per mg di peso secco) nella carota di sedimento del Lago Cristallina e confronto con la temperatura media annuale a Lugano (linea sottile) e media mobile di ordine 7 (linea più spessa). In figura sono anche riportati i periodi di avanzamento dei ghiacciai e la relazione che lega il pH alla temperatura

ma analisi utilizzata per inferire le variazioni climatiche naturali in aree remote utilizzando le tecniche di ricostruzione del pH comunemente in uso in paleolimnologia.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Koinig K.A., Schmidt R., Sommaruga-Wögrath S., Tessadri R. and Psenner R. 1998. Climate change as the primary cause for pH shifts in a high alpine lake. *Water Air Soil Poll.* 104: 167-180.
- Lami A., Korhola A., Cameron N. (Eds.). 2000. Paleolimnology and ecosystem dynamics at remote European alpine lakes (MOUNTAIN LAKES RESEARCH PROGRAMME, MOLAR). *J. Limnol.* 59 (Suppl. 1): 119 pp.
- Marchetto A., Lami A., Guilizzoni P. 1997. Relazione tra acidificazione e variazioni di temperatura: evidenze emerse dall'analisi diatologica del sedimento di un lago alpino. *S.It.E. Atti 18*: 417-420.
- Psenner R., Schmidt R. 1992. Climate-driven pH control of remote alpine lakes and effects of acid deposition. *Nature* 356: 781-783.
- Rogora M., R. Mosello e S. Arisci. 2003. The effect of climate warming on the hydrochemistry of alpine lakes. *Water Air Soil Poll.*, 148: 347-361.
- Rogora M., Arisci S., Mosello R. 2004. Recent trends of temperature and precipitation in alpine and subalpine areas in North Western Italy. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.* 27: 151-158.
- Rogora M., Mosello R., Arisci S., Brizzio M.C., Barbieri A., Balestrini R., Waldner P., Schmitt M., Stähli M., Thimonier A., Kalina M., Puxbaum H., Nickus U., Ulrich E., Probst A. 2006. An overview of atmospheric deposition chemistry over the Alps: present status and long-term trends. *Hydrobiologia* 562: 17-40.
- Wögrath S., Psenner R. 1995. Seasonal, annual and long-term variability in the water chemistry of a remote high mountain lake: acid rain versus natural change. *Water Air Soil Poll.* 85: 359-364.
- Zobrist J., Drever J.J. 1990. Weathering processes in Alpine watersheds sensitive to acidification. In: *Proceedings of the EEC Workshop «Acidification processes in remote mountain lakes», Pallanza, 20-22 June 1989. Air Pollution Research Report 20*: 179-161.

Influenze climatiche sui corpi lacustri del Sagarmatha National Park, Mount Everest, Nepal

A. Lami^{1,2}, A. Marchetto¹, G. Morabito¹, M. Manca¹, R. Mosello¹, G. A. Tartari¹, R. Piscia¹, G. Tartari^{3,4}, F. Salerno^{3,4}

¹*Istituto per lo Studio degli Ecosistemi, CNR, Verbania, Italia*

²*Unità di Ricerca esterna "Ev-K2-CNR", Bergamo, Italia*

³*Istituto di Ricerca Sulle Acque, CNR, Brugherio, Milano, Italia*

⁴*Comitato Ev-K2-CNR, Bergamo, Italia*

a.lami@ise.cnr.it

SOMMARIO: I laghi di alta quota, benché posti in aree remote, sono minacciati da una crescente pressione antropica che tende a modificare questi ecosistemi. In queste aree gli effetti dei cambiamenti globali sono più pronunciati. Il ritiro glaciale, ad esempio, ha una profonda influenza sull'idrologia ed ha come diretta conseguenza l'alterazione della distribuzione degli ecosistemi lacustri. Nell'area Parco Nazionale Sagarmatha (Monte Everest) da circa due decenni vengono studiati i laghi a quote superiori a 4300. I dati limnologici sono organizzati in un Limnological Information System costituito da un supporto cartografico informatizzato a cui è associato un geo-database. L'obiettivo delle banche dati, che si intende sviluppare e potenziare, è di fornire da un lato una indicazione sulla tipologia dei laghi e sulle loro alterazioni e dall'altro permettere il confronto con banche dati di altre aree geografiche per valutare a livello globale gli effetti dei cambiamenti climatici.

1 INTRODUZIONE

Le aree remote d'alta quota della Terra (Alpi, Himalaya, Ande ecc.) per la loro fragilità, al pari delle calotte glaciali, costituiscono un luogo ideale per gli studi delle conseguenze dei cambiamenti globali. Tuttavia per poter comprendere appieno questi ecosistemi e le loro variazioni sono necessari studi prolungati nel tempo e su scale spaziali che vanno dai metri alle migliaia di chilometri poiché le condizioni ambientali che influenzano gli ecosistemi e gli effetti che queste producono differiscono a seconda della prospettiva sia spaziale che temporale con cui vengono osservati (Kratz et al. 2003).

Nell'area Himalayana del Sagarmatha National Park (SNP) l'Istituto di Ricerca Sulle Acque (CNR-IRSA) e l'Istituto per lo Studio degli Ecosistemi (CNR-ISE), nell'ambito delle ricerche promosse dal Comitato Ev-K2-CNR, a partire dal 1989 hanno avviato una serie di

studi limnologici sui corpi lacustri situati a quote superiori a 4300 m, mentre più recentemente (1994) a queste indagini si sono affiancate misure climatiche su lungo periodo. Dal 2000 il monitoraggio è stato esteso a tutta la valle del Khumbu attraverso una rete di stazioni di misura poste tra la quota di 2660 e 5050 m s.l.m. Nei laghi, attraverso l'installazione di catene di termistor posizionate nel punto di massima profondità, vengono invece esaminati gli effetti delle variazioni dei cambiamenti globali sulle deboli stratificazioni termiche, che caratterizzano gli ecosistemi lenticici d'alta quota.

Per questi motivi i laghi Himalayani del SNP rientrano nella reteILTER, International Long Term Ecological Research (Greenland et al. 2003), che si prefigge l'obiettivo di raccogliere su lungo periodo dati di riferimento relativi a numerosi ecosistemi distribuiti su tutto il mondo, prodotti con metodologie di qualità garantite nel tempo.

2 GLI EFFETTI DEL CAMBIAMENTO DEL CLIMA SUI LAGHI HIMALAYANI

2.1 LIS: *Limnological Information System dell'area del Monte Everest*

Il SNP copre la parte più settentrionale del bacino del fiume Dudh Koshi, a sua volta compreso nel Sapta Koshi, uno dei sette maggiori bacini idrografici in cui è suddiviso il Nepal. Istituito nel 1976, con un'area di 1141 km², costituisce una particolare unità geografica con un forte gradiente altitudinale circondato com'è da catene montuose tra le più alte della Terra, tre delle quali superano gli 8000 m (Everest, Lhotse e Cho Oyu) e il punto più basso a 2845 m (Monjo). Il confine Nord del Parco corrisponde alla linea spartiacque della catena Himalayana lungo la quale passa il confine internazionale tra Cina (Tibet) e Nepal.

Il primo catasto dei laghi del SNP (Tartari et al. 1998) è stato realizzato dal CNR-IRSA nel 1994, utilizzando l'unica carta topografica disponibile a quel tempo, che copriva il settore Nord-Est del Parco. Alla fine degli anni '90 la disponibilità di una completa copertura cartografica del SNP, ad uguale scala (1:50.000) della precedente, ha permesso il rifacimento della base digitale. Contemporaneamente è stata anche realizzata la digitalizzazione di una precedente carta degli anni '50, utilizzando un unico sistema di riferimento (UTM Datum: Everest 1830), con lo scopo di valutare le variazioni morfologiche lacustri. Per ciascuna carta si è proceduto alla digitalizzazione dei laghi, dei ghiacciai e dei loro bacini idrografici, creando un *Digital Elevation Model* (DEM) con cui si sono ricavati i dati relativi alla quota, all'esposizione e alla pendenza dei versanti dei bacini e delle superfici glaciali. Il geo-database così ottenuto contiene i principali dati morfometrici dei corpi idrici del Parco di due periodi distanziati di 40 anni: il primo individuabile nel decennio a cavallo del 1950 ed il secondo databile con certezza al 1992. Ciò ha permesso di individuare i cambiamenti intervenuti tra la metà e la fine del '900 e di valutare le relazioni tra que-

ste variazioni e i parametri morfometrici ricavati per mezzo del DEM.

Complessivamente nella cartografia più recente (Fig. 1) sono stati individuati 135 laghi con una superficie totale di 5,54 km², di cui poco meno di 1/3 sono stati visitati nel corso delle spedizioni.

2.2 *Variazioni morfologiche dei laghi del SNP verificatesi nell'arco di 40 anni*

Il confronto tra le cartografie sopradescritte hanno evidenziato, tra la metà del '900 ed il 1992, una lieve riduzione della copertura glaciale complessiva (4.6%), con una grande disomogeneità tra i diversi ghiacciai; un leggero spostamento dell'orientazione prevalente dei ghiacciai verso Ovest (da 192° a 196°), ed una diminuzione della loro pendenza (da 27% a 23%). L'analisi statistica ha messo in luce che le maggiori perdite sono avvenute per quelli di piccole dimensioni, a quote più basse ed a latitudini inferiori. A seguito di queste modificazioni, nello stesso periodo, l'analisi della distribuzione dei copri idrici evidenzia un aumento di circa il 70% del numero di laghi, con un incremento della superficie totale del 49,7%. I laghi di nuova comparsa sono più abbondanti nella fascia altitudinale compresa tra i 5100 e 5400 m, mentre quelli presenti nella cartografia di metà '900 sono localizzati tra i 4800 e i 5100 m, ossia a circa 300 m di quota inferiore. I nuovi laghi sono, infine, collocati in corrispondenza della fascia al-

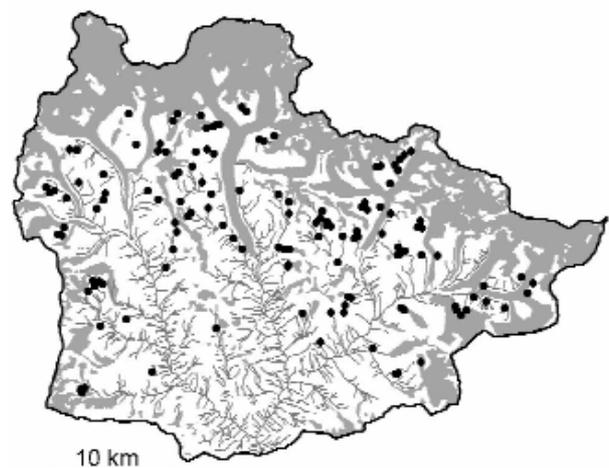


Figura 1: Distribuzione geografica dei laghi del Sagarmatha National Park inclusi nel LIS.

titudinale in cui si sono osservate le maggiori diminuzioni delle superfici glaciali. In conclusione, si può affermare che oltre al notevole aumento del numero e della superficie dei laghi, si è assistito anche a un loro “innalzamento” di quota, associabili con gli effetti della diminuzione delle superfici glaciali, connessa con i cambiamenti del clima.

2.3 Variazioni limnologiche dei laghi nell'arco di 20 anni

Le ricerche in Himalaya sono svolte nell'ambito del Progetto Ev-K²-CNR. Il CNR-ISE, in collaborazione con il CNR-IRSA, si è occupato di sviluppare le indagini limnologiche con particolare riguardo al campo dell'idrochimica, della biologia e dello studio dei sedimenti. In quest'area infatti le informazioni limnologiche sui laghi erano praticamente assenti, se si escludono i lavori pionieristici di Löffler (1969).

I principali risultati di questa ricerca possono così essere schematizzati:

- lo studio delle caratteristiche limnologiche di diversi corpi idrici di alta quota del SNP localizzati nell'area della Piramide Laboratorio-Osservatorio ha consentito di definire le loro caratteristiche chimiche e biologiche, nonché l'interazione tra le biocenosi e l'ambiente;
- la possibilità di ripetere le analisi chimiche e biologiche sulle acque di alcuni laghi per diversi anni successivi (una serie temporale che già copre quasi 20 anni) ha consentito di misurare la variabilità temporale di queste comunità biologiche. A titolo di esempio si può ricordare che, sulla base della composizione ionica delle acque dei laghi, è stata evidenziata un'evoluzione delle caratteristiche chimiche in relazione ai processi che avvengono nel bacino imbrifero, molto probabilmente più legati ai fenomeni di riduzione dei ghiacci che non all'aumento degli apporti atmosferici conseguenti all'espansione industriale nel continente asiatico. I valori di inquinanti misurati in questi ambienti sono, infatti, ben inferiori rispetto a quelli riscontrati, ad esempio, sulle Alpi

dove l'influenza antropica è molto più importante;

- gli studi condotti sono anche rivolti direttamente alla valutazione dell'influenza delle caratteristiche climatiche sulle caratteristiche termiche lacustri. Nei due laghi in prossimità del laboratorio Piramide, la stabilità termica verticale e la durata della copertura glaciale vengono misurate in continuo con frequenze biennarie da oltre 3 anni. La comparazione di questi risultati con le stazioni climatiche del Comitato Ev-K²-CNR installate nell'area consentiranno, nel tempo, di verificare le modifiche indotte dal cambiamento climatico.

Sulla peculiarità degli organismi presenti negli ambienti campionati nell'ambito del Progetto riferì, come sopra evidenziato, Löffler (1969) segnalando la presenza anche di specie endemiche: tra esse, la specie melanica *Daphnia tibetana* (*Daphniopsis tibetana* Sars, 1908). La revisione dei caratteri diagnostici di quest'ultima in campioni raccolti da alcuni siti ha portato ad erigere una nuova specie, *Daphnia himalaya* (Manca et al. 2006). Ciò conferma l'importanza degli ambienti acquatici studiati dal punto di vista faunistico e come riserva di biodiversità. Analisi comparate in campioni di sedimento e in campioni d'acqua hanno messo in luce come, nel Lago 40, la specie melanica sia stata sostituita nel periodo più recente da quella non melanica. Tali risultati, confermati da uno studio condotto su una carota di sedimento del Lago Piramide Inferiore (Fig. 2), suggeriscono che si possa ipotizzare una tendenza alla perdita di habitat favorevoli per il mantenimento di questa specie. Ulteriori studi serviranno a verificare se si tratti di una fisiologica alternanza tra dafnie melaniche e dafnie non melaniche, espressione dell'esistenza di cicli pluriennali, anche rapportabili a modificazioni ambientali.

3 PROSPETTIVE FUTURE

Uno degli ostacoli maggiori alla comprensione delle variazioni degli ecosistemi naturali è

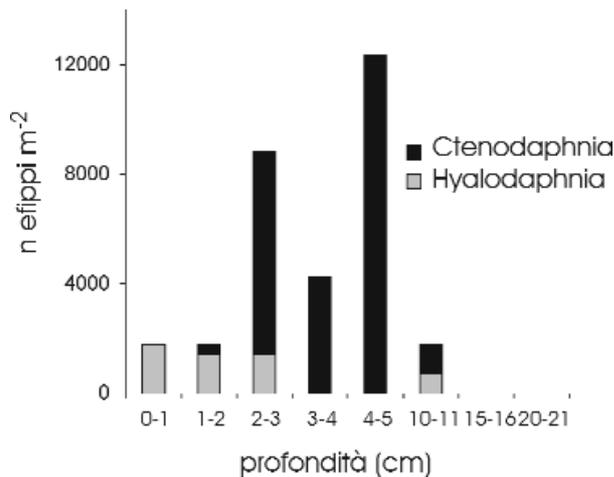


Figura 2: Abbondanza di efippi di dafnie melaniche (del gruppo Ctenodaphnia) e non melaniche (del gruppo Hyalodaphnia) in una carota di sedimento del Lago Piramide Inferiore raccolta nel 2004 e rappresentativa di circa 300 anni.

solitamente data da tre fattori: la brevità temporale del periodo di studio (la maggior parte delle letterature scientifiche si basa su ricerche di 1-2 anni), la limitata rappresentatività spaziale e la scarsa integrazione interdisciplinare dei risultati.

Nei due decenni di indagini limnologiche condotte nel SNP, un importante sforzo è stato posto a ridurre al minimo gli ostacoli prima citati, integrando le ricerche con altre discipline (climatologia, idromorfologia, glaciologia, ecc.). Per favorire l'integrazione e la disponibilità di informazioni, i risultati delle misure effettuate sono stati raccolti in un *data-base* relazionale di dati aggregati, che consentono di avere un quadro sufficientemente ampio per un trattamento statistico al fine di una migliore rappresentazione e gestione delle informazioni disponibili. Il *data-base* è in corso di integrazione con il LIS, il sistema informatico georeferenziato, che darà luogo ad un completo geo-database, nel quale saranno incluse anche le informazioni climatiche, glaciologiche ecc. disponibili.

L'obiettivo è di raccogliere in modo organico e sintetico, ma completo, nonché facilmente accessibile, attraverso una diffusione via web, l'insieme delle conoscenze disponibili sui fattori in grado di descrivere le modificazioni ambientali indotte dai cambiamenti globali, intesi sia in senso climatico che del trasporto degli inquinanti.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Greenland D., Goodin D.G. e Raymond C. S. 2003. *Climate Variability and Ecosystem Response at Long-Term Ecological Research Sites*. Oxford Univ. Press, 480pp.
- Kratz T.K., Deegan L.A., Harmon M.E. e Lauenroth W.K. 2003. Ecological Variability in space and time: Insight gained from the US LTER programme. *Bioscience*, 53: 57-67.
- Lami A. e Boggero A. 2006. Ecology of High Altitude Aquatic Systems in the Alps. *Hydrobiologia*, 562: 1-246.
- Löffler, H. 1969. High altitude lakes in the Mt. Everest Region, *Verh. int. Ver. Limnol.*, 17: 373-385.
- Manca M., Martin P., Peñalva-Arana D.C. e Benzie A.H. 2006. Re-description of Daphnia (Ctenodaphnia) from lakes in the Khumbu Region, Nepalese Himalayas, with the erection of a new species, Daphnia himalaya, and a note on an intersex individual. *Journal of Limnology*, 65 : 132-140.
- Piscia R., Bozelli R. and Manca M. 2006. Banca delle uova e strategie di schiusa: il ruolo dell'ambiente. Atti XVI Congresso Società Italiana di Ecologia, Civitavecchia, 19-22 Settembre 2006: in stampa.
- Tartari G., Previtali L. e Tartari G.A. 1998. Genesis of the lake cadastre of Khumbu Himal Region (Sagarmatha National Park, East Nepal). *Mem. Ist. ital. Idrobiol.*, 57: 139-149.

Riscaldamento delle acque profonde nei laghi italiani: un indicatore di cambiamenti climatici

W. Ambrosetti, L. Barbanti e E. A. Carrara

Istituto per lo Studio degli Ecosistemi, CNR, Verbania, Italia

w.ambrosetti@ise.cnr.it

SOMMARIO: Nell'ipolimnio del Lago Maggiore ($z_{\max}=370\text{m}$) è stato individuato uno strato d'acqua che contiene una *memoria climatica* questa è stata determinata nella sua collocazione spazio-temporale e nella sua dimensione energetica in base alla profondità di mescolamento invernale, agli scambi di calore entro la massa lacustre ed alle correlazioni K_z-N^2 durante la stratificazione estiva. La presenza di tale strato è stata rilevata anche in altri laghi italiani e dalla loro evoluzione appare visibile un andamento pressoché identico. Il quadro osservato è simile a quello delle serie storiche di temperatura dell'acqua rilevata in altri laghi e mari del mondo e suggerisce che si tratti di un fenomeno che si manifesta su ampia scala e che può essere interpretato nell'ottica di un cambiamento climatico attualmente in atto. Ciò comporta per i laghi italiani un isolamento dell'ipolimnio profondo favorendo la stagnazione ed il conseguente processo di romiss

1 PROBLEMA SCIENTIFICO

In seguito al cambiamento climatico in atto sulla Terra, anche le grandi masse lacustri hanno visto mutati i rapporti tra le varie forme di energia di scambio che avvengono tra la loro superficie e l'atmosfera sovrastante. Conseguentemente, si sono alterati anche i rapporti all'interno delle masse d'acqua con modificazioni sostanziali dell'idrodinamica durante il ciclo annuo, con effetti negativi sull'ecosistema lago. I segnali che evidenziano queste modifiche sono già evidenti anche se il loro livello è ancora tale che in alcuni laghi potrebbero rientrare in una naturale variabilità climatica. Certo che se le spinte al disequilibrio atmosferico prevarranno, si potrebbero innescare pericolose e incontrollabili conseguenze con mutamenti particolarmente evidenti alle medie latitudini, quelle proprie dei laghi profondi italiani: nelle loro acque infatti, si è assistito, in questi ultimi 50 anni, ad un notevole e progressivo incremento del loro contenuto energetico, soprattutto negli strati profondi.

Lo studio dei contenuti calorici nei grandi laghi, soprattutto se disponibili per un lungo

periodo di tempo, risultano quindi essere buoni indicatori del riscaldamento globale in atto, al pari di altri quali il ritiro dei ghiacciai, l'aumento della desertificazione e del livello del mare.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

Serie storiche di dati sono state raccolte dall'Istituto degli Ecosistemi del CNR di Pallanza, coprono circa 50 anni e riguardano la temperatura, l'ossigeno disciolto e altre variabili chimiche misurate con cadenza mensile e/o decadica da 0 a 370 metri di profondità nelle acque del Lago Maggiore; esse possono essere considerate tra le più lunghe esistenti in questo campo. Sono altresì disponibili le serie giornaliere dei parametri meteorologici ed idrologici, innescanti i fenomeni idrodinamici e responsabili dei processi di scambio di energia all'interno della massa d'acqua. E' stato fatto uso di un modello matematico per la determinazione della profondità raggiunta dal mescolamento verticale invernale e si è provveduto ad un aggiornamento dei dati del Lago Maggiore e di altri laghi italiani per la verifica di particolari fenomeni di circolazione in-

terna. Con la collaborazione di Bob Banens (University of NEA, Australia) è stato messo a punto un programma (LIMNOX), che ha permesso di determinare la distribuzione metro per metro dalla superficie al fondo del contenuto di calore, nonché della stabilità e del lavoro del vento anche negli altri laghi profondi della zona pre-alpina (Orta, Como, Iseo e Garda) dove sono già evidenti sintomi di variabilità legati ai mutamenti climatici. Inoltre attraverso un modello matematico CFD (Computational Fluid Dynamics) si è eseguita una simulazione dell'idrodinamica lacustre a partire dallo scambio energetico entro il lago e con l'atmosfera (Ambrosetti et al. 2006)

3 RISULTATI

Valutate le quantità energetiche in gioco nei processi di stratificazione e destratificazione termica, nonché le profondità di mescolamento invernale (determinanti per identificare gli strati di lago potenzialmente interessati al ricambio idrico), si è visto che negli ultimi 50 anni e, in particolare, a partire dalla metà degli anni ottanta è aumentata sensibilmente la stabilità della massa d'acqua e si sono ridotte le profondità raggiunte dal mescolamento convettivo invernale proprio nel momento in cui nel lago viene a formarsi la cosiddetta "massa d'acqua nuova". All'incremento del lavoro necessario alla piena circolazione delle acque, per l'aumento di temperatura entro tutta la colonna d'acqua, si è affiancato un minore effetto destabilizzante invernale esercitato dall'azione delle forze esterne. E' quindi venuta a mancare l'energia cinetica necessaria al processo di destratificazione che è progressivamente diminuita nell'ultimo ventennio. Le profondità di mescolamento verticale (Fig. 1), essenzialmente dovute ai movimenti convettivi innescati durante la fase di raffreddamento sono state valutate nel Lago Maggiore per il periodo 1951-2007 sulla base della distribuzione verticale della temperatura dell'acqua, delle concentrazioni di ossigeno disciolto, di nitrati e silicati utilizzati come trac-

ciati; è stata anche messa a punto una formulazione che individua le forze meteorologiche che intervengono nel processo e cioè la quantità giornaliera di vento filato, la differenza fra le temperature medie giornaliere dell'acqua superficiale e dell'aria e la radiazione solare attraverso un parametro M. (Ambrosetti e Barbanti 1999).

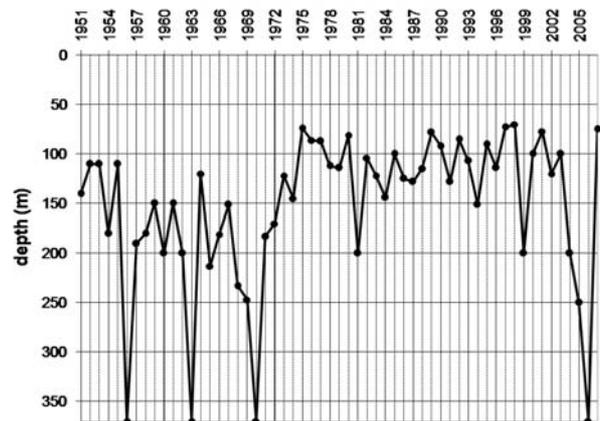


Figura 1. Profondità di mescolamento verticale delle acque del Lago Maggiore per moti convettivi alla fine dell'inverno limnologico nel periodo 1963-2007.

Come si può osservare in Figura 1 ad un ciclo di 7 anni riscontrabile sino al 1970 è succeduto un periodo di 36 anni nel quale lo strato mescolato invernale per moti convettivi non ha superato i 200 metri di profondità. Da sottolineare il fatto che la piena circolazione del 1956 è avvenuta con una temperatura dell'acqua su tutta la colonna di 5,8 °C, mentre nel 1963 è stata di 5,9 °C e nel 1970 di 6,0 °C; il processo è avvenuto nel 2006 a 6,22°C. Con l'uso della *stepwise* multiple regression si è potuto verificare che il parziale mescolamento degli anni dal 1970 al 1980 fu dovuto principalmente ad una diminuzione di vento filato sulla superficie del lago mentre nella seconda fase (1987-2006) esso è invece da accreditare ad un incremento della temperatura dell'aria rispetto a quella dell'acqua superficiale. E' una prima constatazione del fatto che nel corso di questi ultimi 50 anni si è verificato un notevole accumulo di calore entro tutta la massa d'acqua del Lago Maggiore negli anni dal 1963 al 2006: il suo andamento mostra la presenza di un evidente ciclo stagionale molto

netto ed un trend generale in ascesa (Fig. 2).

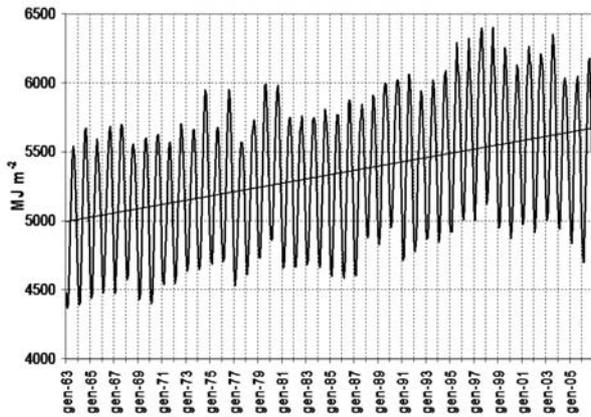
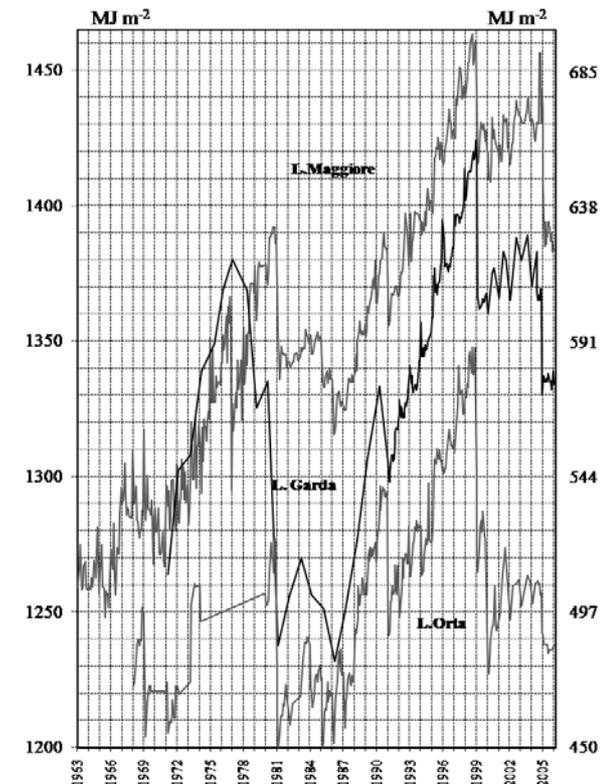


Figura 2. Andamento del contenuto totale di calore nelle acque del Lago Maggiore nel periodo 1963-2006.

Sulla base delle profondità raggiunte dal mescolamento verticale al termine dell'anno limnologico, del bilancio termico annuo, nonché della distribuzione lungo la verticale del contenuto calorico e del rapporto tra il logaritmo dei coefficienti di mescolamento verticale (K_z) e il logaritmo della frequenza di galleggiamento di Brunt-Vaisala (N^2) nel periodo Aprile-Agosto, si sono valutate le profondità di scambio percentuale del calore annuo all'interno della massa d'acqua dei laghi profondi (Ambrosetti e Barbanti 1999). Attraverso questa procedura si è potuto isolare nella parte di lago sotto il livello ove K_z e N^2 si equivalgono, uno strato che è stato denominato ipolimino profondo e che ha la possibilità di mantenere una sorta di "memoria climatica". L'andamento del suo contenuto energetico mostra variazioni che si adeguano ad una scala dei tempi comparabile con quella delle variazioni climatiche permettendo così di conoscere la risposta degli ecosistemi lacustri ai mutamenti del clima e di stabilire che tipo di legame ci sia tra *climate forcing* e la risposta del lago (Ambrosetti e Barbanti 1999; Ambrosetti e Sala 2006).

L'andamento del contenuto energetico di questo strato nei Laghi Maggiore ($z_{max}=370m$), Garda ($z_{max}=350m$) e Orta ($z_{max}=143m$) dal 1963 al 2006, rappresentato in Figura 3, è in continua ascesa e mostra delle variazioni energetiche che si adeguano ad una scala dei

tempi più lunga di quella stagionale e comparabile alle ricorrenze di eventi meteorologici importanti.



nei Laghi profondi italiani, Maggiore (strato compreso mediamente tra 150-370m), Garda (180-350m) e Orta (75-143m). I valori del Lago d'Orta sono riferiti all'asse di destra.

Dal confronto dell'evoluzione temporale delle "memorie climatiche" nei tre bacini considerati risulta un andamento pressoché identico, con un generale trend crescente e con variazioni, positive e/o negative, che si manifestano contemporaneamente e che corrispondono a particolari eventi idrometeorologici. Particolarmente evidenti sono quelle del 1981, 1991 e 2005, i primi due causati da eccezionali eventi idrologici mentre nel 2005 da un inverno eccezionalmente freddo. Le memorie climatiche dei laghi profondi sud alpini italiani, così come la loro idrodinamica, hanno quindi andamenti paralleli, il che significa che gli stessi eventi meteorologici si sono manifestati con le stesse modalità su tutti i corpi lacustri sud alpini e quindi è da ipotizzare una loro azione su scala regionale. Ma gli

stessi trend sono stati riconosciuti oltre che nelle memorie climatiche dei laghi di Como ($z_{\max}=410$ m) e Iseo ($z_{\max}=251$ m), sempre appartenenti al distretto lacustre dell'Italia settentrionale, anche nelle serie storiche di temperatura nelle acque profonde in laghi posti al centro Italia, a nord delle Alpi, nell'ipolimnio del Lago Vittoria (Africa equatoriale) e in laghi Australiani. Molte analogie sono state inoltre riscontrate per l'evento invernale del 1981 nel Mediterraneo (Betthoux et al. 1990) al di sotto dei 2000 metri di profondità, nonché nel mare della Groenlandia (Bonisch et al. 1998) tra 200 e 2000 metri di profondità. E' da ritenere di conseguenza che i processi idrodinamici che si verificano nelle acque dei corpi lacustri italiani siano dipendenti da situazioni climatiche che si manifestano su ampia scala e che possano essere interpretate nell'ottica di un cambiamento climatico globale attualmente in atto sulla Terra.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Il riscaldamento della massa lacustre, la riduzione progressiva del mescolamento completo e dell'omogeneizzazione della colonna d'acqua, già verificatosi nell'ultimo ventennio, in seguito all'incremento della temperatura atmosferica che allunga notevolmente il tempo di ricambio delle acque dei laghi, potrà determinare un ulteriore isolamento dell'ipolimnio profondo, favorendo la stagnazione ed il conseguente processo di meromissi già in atto nei laghi di Lugano e Idro e accertato recentemente anche nell'Iseo (Ambrosetti e Barbanti, 2005). Anche se alcuni eventi esterni, come abbiamo visto, possono alterare l'incremento del trend in ascesa della memoria climatica, un ritorno alla situazione dei primi anni è assai improbabile: si è infatti valutato il lavoro necessario per un completo mescolamento invernale a $5,8$ °C, come avvenuto nel

1963 e si è visto che non è possibile per le forze esterne, con l'attuale incremento termico atmosferico, porlo in atto. Di conseguenza il materiale particolato e disciolto riciclato dagli strati profondi verso quelli superficiali viene ridotto, la densità negli strati più depressi aumenta per cui la qualità dell'acqua non può che subire un peggioramento a danno della conservazione dei laghi, del loro utilizzo e della loro gestione.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Ambrosetti W. e Sala N. 2006. Climatic Memory, Chaos and Complexity Letters - *Int. J. Dyn. Syst. Res.*, Vol. 2 issue 1:125-127
- Ambrosetti W., Sala N. e Castellano L. 2006. A Sensitivity Study on the Hydrodynamics of the Verbano Lake by Means of a CFD Tool: the 3D Effects of Affluents, Effluent and Wind, *Chaos and Complexity Letters - Int. J. Dyn. Syst. Res.*, Vol. 2 issue 3: 75-79.
- Ambrosetti W. e Barbanti L. 2005. Evolution towards meromixis of Lake Iseo (Northern Italy) as revealed by its stability trend. *J. Limnol.* 64 (1) : 1-11.
- Ambrosetti W. e Barbanti L. 1999. Deep water warming in lakes; an indicator of climatic change. *J. Limnol.*, 58 (1): 1-9.
- Betthoux J.P., Gentili B., Raunet J. e Tailliez D.. 1990. Warming trend in the western Mediterranean deep water. *Nature* 347, 660-662.
- Bönisch G., Blindheim J., Bullister J. L., Schlosser P. e Wallace. D. W. R. 1998. Long term of temperature, salinity, density and transient tracer in the central Greenland. *J. Geoph. Res.* 102, C8: 18553 - 18571.

Indagini paleolimnologiche in laghi Himalayani: ricostruzioni del clima del passato ed effetti delle variazioni climatiche sulle biocenosi

A. Lami¹, S. Musazzi², M. Manca², A. Marchetto² & P. Guilizzoni²,
L. Guzzella³

¹*Istituto per lo Studio degli Ecosistemi, CNR, Verbania, Italia*

²*Unità di Ricerca esterna "Ev-K2-CNR"*

³*Istituto di Ricerca Sulle Acque, CNR, Brugherio, Milano, Italia*

a.lami@ise.cnr.it

SOMMARIO: I laghi situati in aree remote sono ecosistemi estremamente vulnerabili, sensibili e universalmente considerati siti ideali per lo studio dei cambiamenti ambientali a lungo termine. Purtroppo le conoscenze ad oggi ottenute sul sistema climatico sono fortemente influenzate dalla distribuzione dei siti investigati che sono concentrati nell'emisfero Nord e alle alte latitudini. Comprendere il cambiamento climatico nell'Asia centrale è particolarmente importante dato il ruolo che la regione Himalayana riveste nella circolazione atmosferica globale. Dal 1992, nell'ambito delle ricerche promosse dal Comitato Ev K2-CNR, sono state eseguite diverse indagini paleolimnologiche, paleoclimatiche e di composti organici persistenti (POPs) sui sedimenti di alcuni laghi situati nella Valle del Khumbu, Nepal. Verrà qui presentata una sintesi dei risultati più rilevanti che mettono in evidenza come questi ambienti possano essere utilizzati quali utili indicatori dei cambiamenti ambientali e climatici in atto.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Negli ultimi anni molti dati relativi al paleoclima provenienti da analisi "*multiproxy*" sviluppate su diversi archivi naturali (es. coralli, carote di ghiaccio, carote di sedimenti lacustri e marini) sono stati usati per calibrare modelli di ricostruzione della temperatura globale su varie scale temporali. Tra gli archivi naturali, i sedimenti lacustri conservano diversi resti fossili (es. pigmenti fotosintetici, polline, diatomee) che forniscono dati su temperatura, trofia, produttività e danno indicazioni non solo sulla storia del lago ma anche del suo bacino imbrifero in relazione a cambiamenti climatici di origine naturale e antropica.

Il Plateau Tibetano è una delle regioni più isolate e meno esplorate nel mondo ed è spesso definito come il "Terzo Polo"; i laghi situati in quest'area remota sono particolarmente indicati per gli studi paleoecologici e paleoclimatici poiché, ad esempio, il segnale climatico è amplificato rispetto alla scarsa influenza del-

l'attività antropica. Un altro aspetto importante di cui bisogna tenere conto è che le conoscenze ad oggi ottenute sulle condizioni climatiche e la loro evoluzione negli ultimi secoli sono fortemente influenzate dalla distribuzione dei siti investigati che sono concentrati nell'emi-sfero Nord e alle alte latitudini. È quindi necessario, al fine di testare e validare le ricostruzioni a scala globale, espandere le ricerche nelle regioni meno investigate della terra. In particolare, il Plateau Tibetano gioca un ruolo fondamentale nella circolazione atmosferica sia a scala locale sia extra-regionale. Il monzone indiano e il forte campo di alta pressione chiamato "*Tibetan High*" sono infatti agenti climatici determinanti per la circolazione atmosferica nell'emisfero boreale, come evidenziato recentemente dal notevole interesse nel mondo scientifico per la cosiddetta "*Asian Brown Cloud*" (<http://www-c4.ucsd.edu/ProjectABC/>). Inoltre, i risultati di alcuni studi (es. Bush 2004.) hanno messo in evidenza una connessione tra le condizioni cli-

matiche nell'area Himalayana, dominate dal monzone asiatico, e le variazioni della copertura nevosa nell'Eurasia o le oscillazioni di intensità dell'ENSO (*El Niño/Southern Oscillation*) e quindi l'esistenza di un legame con la circolazione atmosferica globale. Inoltre l'ampia varietà di ambienti lungo il transetto Polo-Equatore-Polo (PEPII, IGBP-PAGES) rende i sedimenti dei laghi situati in quest'area particolarmente adatti per le analisi paleoclimatiche e modellistiche.

Verrà qui di seguito presentata una breve rassegna degli studi paleolimnologici condotti fino ad oggi in Himalaya evidenziando il potenziale contributo di questi ambienti nel migliorare le conoscenze sull'evoluzione del sistema climatico globale.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

Nell'ambito del Progetto Internazionale di ricerca Ev-K2-CNR, il CNR-ISE di Pallanza si è occupato delle indagini limnologiche inerenti l'idrochimica, la biologia e lo studio dei sedimenti. In particolare nel corso di varie spedizioni condotte tra il 1992 e il 2005 presso il Laboratorio-Osservatorio Piramide in Nepal (5050 m s.l.m.) sono stati campionati con un carotatore a gravità circa una decina piccoli laghi (Fig. 1).

Sulle carote di sedimento prelevate nel punto di massima profondità e datate mediante metodi radiometrici (^{210}Pb , ^{137}Cs e ^{14}C) sono stati effettuate analisi geochimiche (sostanza

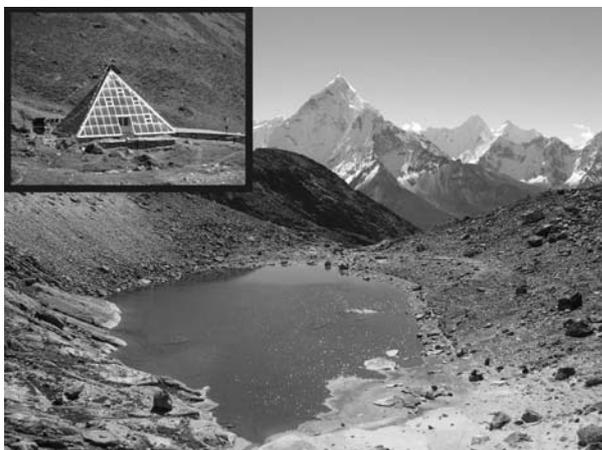


Figura 1: Foto di uno dei laghi campionati (LCN-15) e del Laboratorio-Osservatorio Piramide.

organica totale, carbonati, nutrienti), biochimiche (pigmenti algali) e biologiche (frustoli di diatomee, cladoceri) seguendo un approccio di studio multi-proxy, in cui l'analisi di più parametri offre l'opportunità di una reciproca conferma. Inoltre la determinazione di composti organici persistenti (POPs), ha permesso di descrivere l'impatto progressivo del cambiamento globale dovuto al trasporto atmosferico di inquinanti.

I risultati ottenuti sui diversi corpi lacustri sono stati pubblicati in Guilizzoni et al. (1998) e in Lami et al. (1998). In questa sede verrà illustrato un quadro riassuntivo facendo particolare riferimento ai risultati ottenuti più recentemente sul Lago Piramide Inferiore (Musazzi, 2005).

3 RISULTATI RILEVANTI

L'analisi sulla presenza di composti organici persistenti (POPs) nei sedimenti di alcuni dei laghi oggetto di studio, ha rivelato che tra i metaboliti del DDT era presente solo il pp' DDE mentre era assente il pp' DDT portando a concludere che questi siti non ricevono inquinanti da sorgenti locali ma solo da trasporto da lunga distanza e in ogni caso la loro concentrazione è estremamente bassa rispetto ad altre aree remote europee, più vicine alle fonti di inquinamento (Lami et al. 2007). Pertanto le variazioni rilevate nelle biocenosi lacustri nell'arco dell'ultimo secolo sono da imputarsi più a un cambiamento climatico che agli effetti dell'attività umana.

Analizzando la storia di quest'area su una prospettiva temporale più ampia, lo studio condotto sul Lago Piramide Inferiore ha messo in luce diverse fasi di cambiamento nei parametri geochimici (sostanza organica, acqua) e biologici (diatomee, produttività primaria) durante gli ultimi 3500 anni, che possono essere messe in relazione (allo stesso modo dei laghi artici) con la durata di copertura del ghiaccio e quindi indirettamente con la temperatura e le variazioni globali del clima. In particolare si può affermare che da 3500 fino a circa 2500 anni fa (450 aC), il lago ha attraversato l'ulti-

ma fase di un lungo periodo glaciale culminata intorno al 2000 aC. A questa fase è seguito un periodo di generale elevata produttività, durato circa 800 anni coincidente con la fase di riscaldamento climatico noto come Caldo Romano, e terminato all'inizio del primo millennio AD. Il periodo noto come Caldo Medioevale, nella regione Himalayana non è risultato così evidente come in Europa essendo caratterizzato da repentine oscillazioni indicatrici di fasi di raffreddamento, coincidenti con periodi in cui nel sud est asiatico si sono verificate eruzioni vulcaniche di entità catastrofica. Per contro la fine della *Little Ice Age* (1700-1800 AD) è evidenziata da una corrispondente fase di raffreddamento anche in questa regione del Nepal in accordo con quanto rilevato negli studi di glaciologia (Fig. 2). Infine, nel XX secolo, si è osservato nel Lago Piramide Inferiore un rapido ritorno a condizioni di elevata produttività, ad indicare un miglioramento delle condizioni climatiche dovuto a una nuova fase di riscaldamento che risulta essere superiore, anche se non di molto, a quelle riscontrate negli ultimi 3500 anni. Informazioni sul paleoambiente sono state dedotte anche dagli studi sui Cladoceri e in particolare dalle misure biometriche e di abbondanza di *Daphnia* (Manca e Comoli 2004) e dal confronto tra i dati relativi alle comunità

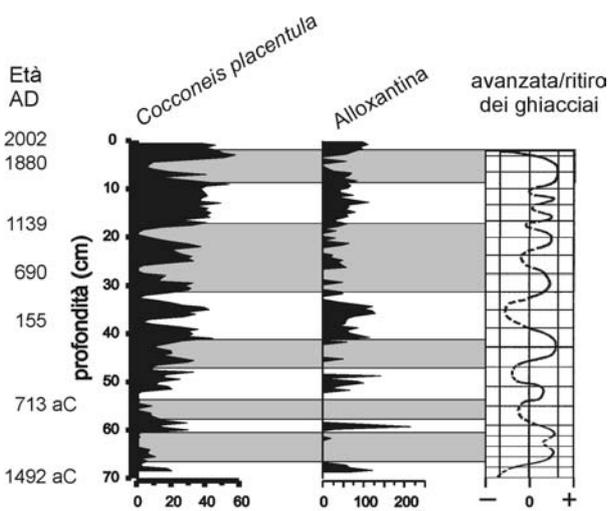


Figura 2: Ricostruzione schematica (ottenuta dal profilo stratigrafico di una diatomea e di un pigmento carotenoidico tipico di specie planctoniche) delle fasi climatiche, evidenziate nello studio sulla carota PIR INF 02-3, confrontate con la dinamica dei ghiacciai nella regione Himalayana (da Lami et al. 2007).



Figura 3. Fotografia al SEM LEO di *Daphnia himalaya* in visione ventrale (spec. nov.; da Manca et al. 2006). Si ringrazia Pier Davide Pozzo per l'aiuto e il supporto.

attualmente presenti e ai resti fossili rinvenuti nei sedimenti del Lago LCN-40. Questi studi hanno rivelato la scomparsa a partire dalla fine degli anni '80 della specie endemica *Daphnia himalaya*, ex *D. tibetana*, che per quasi 3000 anni è stata la sola specie di *Daphnia* presente nel lago. Questo fenomeno sembra esser legato all'aumentato proliferare di alghe verdi filamentose, causato probabilmente dall'incremento delle radiazioni UV in conseguenza del cambiamento climatico.

Resta ancora aperto il dibattito se il riscaldamento climatico osservato nell'ultimo secolo e sulla cui evidenza c'è un generale assenso nella comunità scientifica, sia dovuto a fattori principalmente naturali, rientrando nella media delle oscillazioni su larga scala, o se anche in questa regione remota sia preponderante la componente legata all'attività umana, in particolare all'aumento delle emissioni dei gas a effetto-serra. Tuttavia, nel loro complesso le informazioni raccolte evidenziano la sensibilità dei laghi d'alta quota Himalayani ai cambiamenti ambientali e l'alta qualità dei registri sedimentari quali archivi della variabilità climatica del tardo Olocene nella regione tibetana.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Gli studi paleolimnologici condotti nell'area del Khumbu-Himalaya hanno permesso di valutare l'evoluzione temporale e gli effetti dei cambiamenti climatici sugli ecosistemi di

questi corpi d'acqua lungo un arco di tempo di circa 3500 anni.

È da sottolineare che gli ultimi 2-3000 anni di storia della Terra rappresentano il periodo raccomandato per lo studio paleoclimatico da importanti Organizzazioni Internazionali (es. IGBP-PAGES) in quanto ritenuto di grande importanza, per molteplici aspetti quali la presenza significativa dell'uomo, e pertanto di notevole utilità per un'analisi modellistica di tipo previsionale.

Tutte le aree di alta montagna sono regioni particolarmente sensibili dal punto di vista ambientale e importanti per il monitoraggio dello stato di salute della Terra; in questo contesto la catena dell'Himalaya e quella del Karakorum, sono anche zone in prossimità di Paesi della Terra tra i più densamente popolati e in fase di sviluppo. Risulta pertanto fondamentale implementare lo studio ed il monitoraggio ambientale, climatologico e geofisico nell'area Himalayana per la quale i dati meteo-climatici, e paleo-climatici oggi disponibili sono ancora scarsi. Questi dati sono necessari per integrare e validare i modelli di circolazione atmosferica sia su scala globale, oggi riguardanti solo i continenti Americano ed Europeo, sia di dettaglio, che tengano cioè conto dell'effetto amplificatorio delle montagne sulla dinamica di precipitazioni e temperatura. Da qui il coinvolgimento del Centro Epon Meteo (CEM), in collaborazione con il Comitato Ev-K²-CNR al progetto internazionale CEOP (Coordinated Enhanced Observing Period; <http://www.gewex.org/ceop.htm>) del World Climate Research Programme sotto l'egida della World Meteorological Organization (WCRP/WMO).

5 RINGRAZIAMENTI

Queste ricerche sono svolte nell'ambito del progetto Ev-K²-CNR in collaborazione con la Nepal Academy of Science and Technology, come previsto dal Memorandum of Understanding tra Nepal e Italia, e grazie al contributo del CNR e del Ministero degli Affari Esteri

6 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Bush, A.B.G. 2004. Modelling of late Quaternary climate over Asia: a synthesis. *Boreas*, 33: 155-163.
- Guilizzoni P., Lami A., Smith J.D., Belis C.A., Bianchi M., Bettinetti R., Marchetto A. e Muntau H. 1998. Palaeolimnological analysis of four Himalayan lakes (Khumbu Valley, Nepal). In: G. Tartari, R. Baudo e M. Munawar (eds.), *Top of the World, Mount Everest-Himalaya Ecosystem*, Eco-vision Word Monographic series: 189-217.
- Lami A., Guilizzoni P., Marchetto A., Bettinetti R. e Smith D.J. 1998. Palaeolimnological evidence of environmental changes in some high altitude Himalayan lakes (Nepal). *Mem. Ist. Ital. Idrobiol.*, 57: 107-130.
- Lami A., Tartari G.A., Musazzi S., Guilizzoni P., Marchetto A., Manca M., Boggero A., Nocentini A.M., Morabito G., Tartari G., Guzzella L., Bertoni R. e Callieri C. 2007. High altitude lakes: Limnology and paleolimnology. In: R. Baudo, G. Tartari, E. Vuillermoz (eds.). *Witnesses of Global Changes – Research in the Himalaya and Karakoram*. Elsevier, Amsterdam, NL. 153-168.
- Manca M. e Comoli P. 2004. Reconstructing long-term changes in *Daphnia*'s body size from subfossil remains in sediments of a small lake in the Himalayas. *J. Paleolim.* 32: 95-107.
- Manca M., Martin P., Peñalva-Arana D.C. e Benzie A.H. 2006. Re-description of *Daphnia* (*Ctenodaphnia*) from lakes in the Khumbu Region, Nepalese Himalayas, with the erection of a new species, *Daphnia himalaya*, and a note on an intersex individual. *Journal of Limnology*. 65 (2): 132-140.
- Musazzi, S. 2005. Evoluzione del paleoambiente e del paleoclima del Tardo Olocene di due aree remote (Svalbard e Himalaya) attraverso l'analisi dei sedimenti lacustri. Università degli Studi di Parma. 158 pp.

Cambiamenti climatici: quali effetti sulle piogge e sui livelli del lago

M. Ciampittiello, A. Rolla

Istituto per lo Studio degli Ecosistemi, CNR, Italia
m.ciampittiello@ise.cnr.it

SOMMARIO: In sinergia ai cambiamenti climatici globali vi sono modificazioni a scala locale, che coinvolgono le scelte gestionali ed economiche inerenti l'utilizzo e lo sfruttamento della risorsa idrica. L'elevata variabilità pluviometrica di questi ultimi anni, impone una riflessione sulle quantità e sulle modalità di utilizzo dell'acqua. Anche in una vasta area particolarmente "piovosa" come quella del bacino del Lago Maggiore, i cambiamenti climatici stanno portando alla luce una serie di problematiche legate ai diversi utilizzi della risorsa idrica, spesso in concorrenza tra loro. La disponibilità d'acqua da sempre considerata inesauribile e rinnovabile, sta diminuendo sensibilmente, non solo per un minor apporto meteorico, ma soprattutto per la mancanza di una corretta gestione e per la scarsa attenzione verso il suo ciclo naturale, basato essenzialmente sugli interscambi tra le acque sotterranee e superficiali, tra le falde e i fiumi, tra i fiumi e i laghi.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 Le piogge

L'analisi dei trend evolutivi delle piogge è il primo passo verso la comprensione dei cambiamenti locali in atto. Un'analisi statistica e una elaborazione spaziale dei dati di pioggia pluriennali possono descrivere la tipologia e l'entità del cambiamento in atto, e successivamente fornire indicazioni sull'evoluzione del fenomeno.

Il cambiamento del regime pluviometrico, genera, come conseguenza, un cambiamento nel regime dei deflussi, dovuto, non solo alla diminuzione delle piogge e della neve stoccata al suolo, ma soprattutto alla loro diversa distribuzione spaziale e al periodo stagionale in cui si concentrano sia le piogge che i periodi siccitosi. Diverse quantità di acqua in arrivo a lago con una diversa distribuzione stagionale hanno un impatto diretto sul livello del lago e sulle sue fluttuazioni.

1.2 I livelli del lago

La diminuzione della quantità di pioggia non è l'unica problematica che influenza l'andamento dei livelli del lago.

Infatti, in regime naturale, questo seguirebbe gli andamenti delle piogge e dello scioglimento delle nevi, e rifletterebbe esclusivamente l'andamento dei deflussi dei maggiori affluenti, che rappresentano il suo principale apporto. In realtà, sia la regolazione del lago al suo incile, sia quella dei numerosissimi bacini idroelettrici, possono incidere notevolmente sulle portate dell'emissario e sul livello del bacino lacustre.

L'andamento delle altezze idrometriche del lago rappresenta, quindi, un indicatore assai importante, dell'entità dei cambiamenti climatici, dei prelievi a monte e a valle, e una soglia di utilizzo della risorsa.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Le piogge

Da oltre cinquant'anni, l'Istituto per lo Studio degli Ecosistemi (già Istituto Italiano di Idrobiologia) raccoglie, analizza ed elabora dati di pioggia, giornalieri, mensili ed annuali, e dalla fine degli anni '80, attraverso rilevamenti in tempo reale, sono possibili elaborazioni anche ad intervalli più brevi. Le stazioni meteorologiche di acquisizione dati sono

disposte su tutto l'ampio bacino imbrifero del Lago Maggiore, 6600 km² (Fig. 1), e coprono tutte le aree sottese ai principali affluenti del lago. E' così possibile analizzare il diverso regime delle precipitazioni, sia a scala di bacino che di sottobacino. L'analisi delle lunghe serie temporali a disposizione è utile per verificare l'entità del cambiamento in atto, in termini spaziali, nonché per l'analisi delle precipitazioni globali, brevi ed intense, il numero dei gironi piovosi e la lunghezza dei periodi siccitosi.

L'analisi delle piogge viene effettuata su scala pluriennale, dal 1952 al 2005, e su scala spaziale, raccogliendo i dati delle diverse stazioni meteorologiche distribuite all'interno del bacino imbrifero del Lago Maggiore.

2.3 I livelli del lago

Lecture sistematiche del livello del Lago Maggiore sono iniziate nel 1952 dall'allora Istituto Italiano di Idrobiologia e sono tutt'ora in atto.

L'analisi pluriennale dei minimi livelli delle acque del lago, può portare ad identificare un livello minimo accettabile dall'ecosistema lacustre, su base mensile e stagionale.

L'identificazione dei trend evolutivi della situazione climatica nel bacino del Lago Maggiore rappresenta la base da cui partire per le successive analisi e previsioni delle fluttuazioni del livello lacustre, che dovrebbe essere considerate all'interno delle strategie gestionali e di utilizzo della risorsa nel suo complesso.

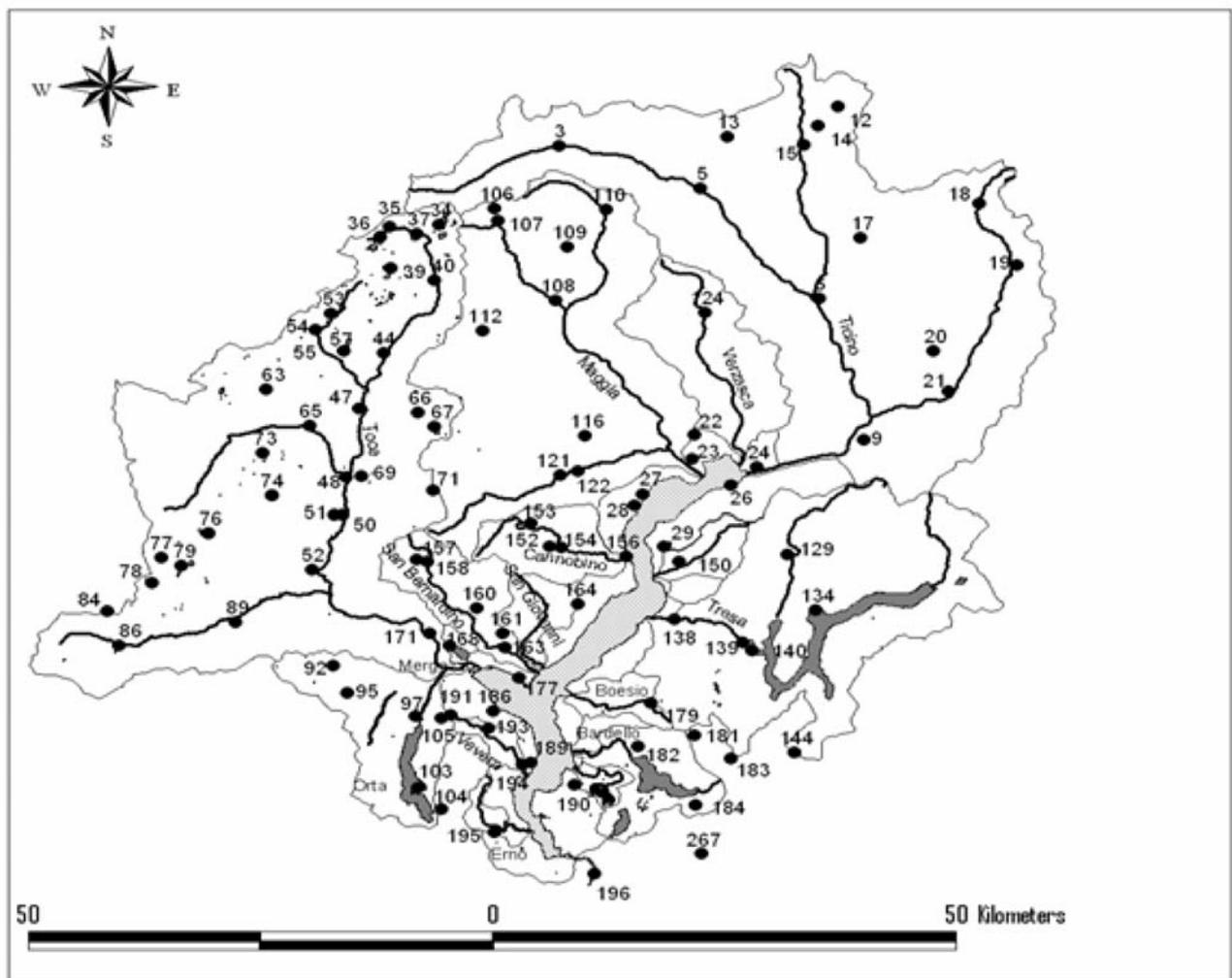


Figura 1: Bacino imbrifero del Lago Maggiore, distribuzione delle stazioni meteorologiche di acquisizione dati.

3 RISULTATI RILEVANTI

Le principali considerazioni che si possono rilevare, per quanto riguarda il regime delle piogge, sono inerenti alla sostanziale diminuzione della quantità globale di pioggia misurata negli ultimi 5 anni (Ciampittiello, Rolla, 2005 *Ricerche sull'evoluzione del Lago Maggiore. Aspetti limnologici*). Se la media pluriennale dal 1952 al 2000 è di 1723 mm, le piogge misurate negli ultimi anni (2001 – 2005) sono rispettivamente 1446 mm, 2298 mm, 1043 mm, 1508 mm, 991 mm. Fatta eccezione per l'anno 2002, durante il quale si sono avuti due fenomeni di esondazione, in tutti gli altri anni le piogge sono state molto al di sotto della media pluriennale. Analizzando l'andamento medio per l'intero bacino delle piogge, dal 1952 al 2005 e cercando la regressione lineare della distribuzione statistica ad esse associate (Fig.2) si ricava un andamento chiaramente decrescente della retta. La significatività del-

la regressione non risulta però elevata; ciò è dovuto, probabilmente alla notevole variabilità e casualità dei dati pluviometrici. Risulta pertanto necessario proseguire nelle analisi delle piogge, utilizzando altre tecniche statistiche di analisi, in particolare analisi multivariate che diano risposte più significative rispetto all'influenza dei diversi fattori che concorrono alla definizione del regime pluviometrico.

Per quanto riguarda l'analisi dei dati pluriennali dei livelli del Lago Maggiore, è necessario tener presente che esso risulta un bacino regolato; il confronto tra le fluttuazioni medie pluriennali e quelle degli ultimi 5 anni non porta a sostanziali differenze per quanto riguarda i valori medi annuali, maggiori risultano invece quelle relative ai valori minimi e massimi. I livelli minimi invernali degli ultimi 5 anni si sono notevolmente avvicinati alle minime storiche, ad esempio il 21 giugno 2006 ha toccato quota 192.95 m s.l.m.. Il minimo storico per il mese di giugno risale al

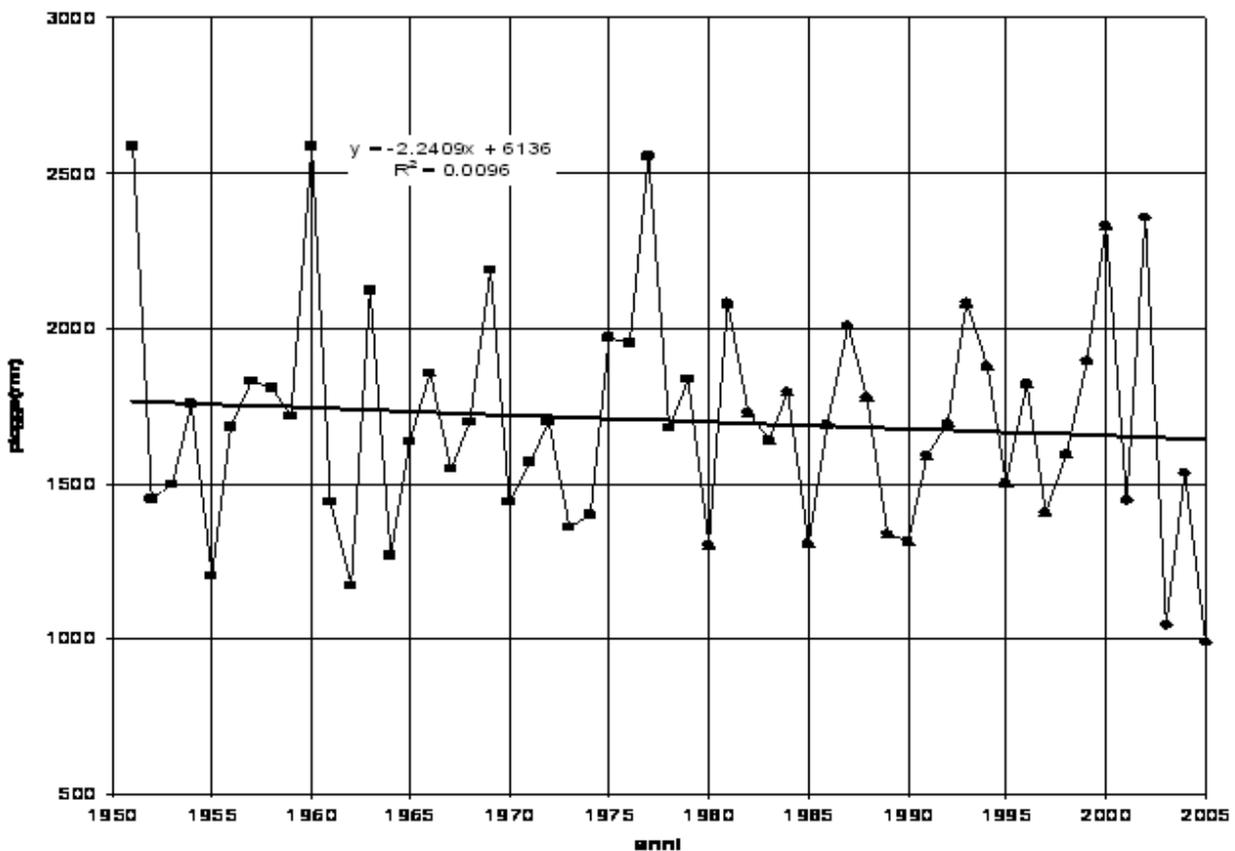


Figura 2: Andamento pluriennale delle precipitazioni (1952-2005) nel bacino imbrifero del Lago Maggiore e regressione lineare.

1976 con il valore di 192.98 m.s.l.m. Rapportando le fluttuazioni dei livelli del lago al regime delle piogge, risulta abbastanza evidente che gli apporti più significativi in termini di influenza sui livelli lacustri sono quelli del periodo autunnale. La scarsità di apporti meteorici in questo periodo crea successivi crisi idriche ed ecologiche nel periodo primaverile, in quanto, climatologicamente l'inverno di questa zona risulta pressoché privo di pioggia. Abbondanti piogge nel periodo autunnale, invece, riuscirebbero a sostenere i livelli del lago anche in presenza di scarse piogge primaverili, se fossero gestiti meglio i prelievi d'acqua di valle. Al contrario, abbondanti piogge nel periodo estivo, a causa dell'elevato sviluppo della vegetazione e dell'elevata evaporazione non apportano grandi benefici ai livelli lacustri. Rapportando su un grafico i livelli del lago, le piogge e i deflussi dovuti ai prelievi di valle si nota che gli andamenti del livello sono fortemente condizionati dall'entità dei prelievi nei mesi di marzo, aprile e maggio, e che solo con elevate precipitazioni il lago riuscirebbe a contrastare la costante diminuzione del suo livello.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Il protrarsi dei cambiamenti climatici in atto, caratterizzati soprattutto da una elevata varia-

bilità annuale, porterà ad una sempre maggiore difficoltà di previsione, sia per quanto riguarda la disponibilità di risorsa, che per quanto riguarda la pianificazione a lungo termine dello sfruttamento della stessa.

La ricerca di equilibrate soluzioni che tengano conto dei molteplici interessi legati all'utilizzo della risorsa idrica, nonché del delicato equilibrio ecologico dei corsi d'acqua e del lago, devono passare attraverso una pianificazione a breve termine, flessibile, in grado di rispondere prontamente a situazioni di elevata criticità.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Ciampittiello M. 1999. I livelli del Lago Maggiore: una grande risorsa da gestire, un problema da affrontare. *Alberti Editore*: 203 pp.
- Ciampittiello M. e Rolla A. 2003. Indagini sul bacino imbrifero in C.N.R. Caratteristiche idrologiche. *Ricerche sull'evoluzione del Lago Maggiore. Aspetti limnologici. Programma quinquennale 1998-2002 e rapporto quinquennale 1998-2002*. 9-14.
- Ciampittiello M. e Rolla A. 2005. Indagini sul bacino imbrifero in C.N.R. Caratteristiche idrologiche. *Ricerche sull'evoluzione del Lago Maggiore. Aspetti limnologici. Programma quinquennale 1998-2002* 9-14.

Cambiamenti climatici e fioriture di cianobatteri potenzialmente tossici nel Lago Maggiore

R. Bertoni¹, C. Callieri¹, E. Caravati¹, G. Corno¹, M. Contesini¹, G. Morabito¹, P. Panzani¹, C. Giardino²

¹Istituto per lo Studio degli Ecosistemi, CNR, Verbania, Italia

²Istituto per il rilevamento elettromagnetico dell'ambiente, CNR, Milano, Italia

r.bertoni@ise.cnr.it

SOMMARIO: Nelle estati 2005 e 2006 si sono avute due cospicue fioriture del cianobattere *Anabaena lemmermannii* nel Lago Maggiore. La potenziale tossicità di questo organismo e la sua capacità di degradare qualitativamente le acque che lo ospitano ne impongono lo studio per tentare di controllare il fenomeno. Lo stato di oligo-mesotrofia di questo grande lago subalpino non consente di attribuire *tout court* le fioriture ad una situazione di eutrofizzazione convenzionale. D'altronde la frequenza di queste fioriture, definite oligotrofe perché interessano appunto laghi in buone condizioni trofiche, è in aumento su scala planetaria. L'ipotesi avanzata da molti che queste fioriture siano imputabili ai cambiamenti climatici in atto è ancora insufficientemente documentata perché i possibili meccanismi che legano il successo dei cianobatteri alle mutate condizioni climatiche sono tutt'ora oggetto di indagine. Verranno qui presentate le caratteristiche tassonomiche, la distribuzione spaziale e le peculiarità ecofisiologiche delle fioriture di cianobatteri avvenute nel Lago Maggiore nonché le valutazioni sul possibile nesso causale tra fioriture e cambiamenti climatici.

1 INTRODUZIONE

Il successo ecologico dei cianobatteri è documentato dalla grande estensione temporale e spaziale della loro presenza nella biosfera terrestre. Comparsi 3,5 miliardi di anni fa, nel Proterozoico si sono diffusi su tutto il pianeta ed hanno determinato l'arricchimento in ossigeno dell'atmosfera. La loro adattabilità ecologica li rende ubiquitari (Whitton e Potts 2000) e in condizioni favorevoli si sviluppano massivamente, formando le così dette fioriture (blooms), potenzialmente pericolose per la salute umana perché i cianobatteri, oltre a degradare le caratteristiche organolettiche delle acque, possono immettervi tossine dannose per l'uomo (Paerl 1988, Kuiper-Goodman et al. 1999). L'interesse dei ricercatori è, nelle acque dolci, puntato principalmente su tre generi di cianobatteri che sono i principali produttori di microcistina, l'epta-peptide ciclico che costituisce una delle più comuni epatotossine: *Microcystis*, *Anabaena*,

e *Planktothrix* (Sivonen e Jones 1999). Particolare interesse è stato, in anni recenti, rivolto ad *Anabaena* spp. perché questi organismi sono in grado di formare blooms anche in ambienti che, come il Lago Maggiore, sono in condizioni oligotrofe o oligomesotrofe (Pridmore et al. 1987, Salmaso 2000).

2 DISTRIBUZIONE SPAZIALE

Il fenomeno di fioritura algale del 2005, iniziato verso la metà di luglio, è apparso subito cospicuo anche se difficilmente quantificabile sulla base dei campionamenti di routine. La valutazione della sua estensione spaziale è stata perciò tentata utilizzando il telerilevamento. Tuttavia, non potendo effettuare sorvoli del lago con un aereo mobile dotato di sensori adeguati, si è scelto di utilizzare dati provenienti da satelliti della serie MODIS (NASA) 194-213 (dal 13-07-05 al 31-07-05) poiché sono dati ad alta risoluzione temporale, accessibili gratuitamente e in tempi ragionevoli.

Le caratteristiche dei dati MODIS analizzati sono le seguenti: risoluzione spaziale 250 m, frequenze giornaliere, valori di riflettanza nelle bande del rosso e vicino-infrarosso. L'analisi per valutare la presenza o meno di fioriture algali è stata condotta attraverso un diverso approccio. Da studi di telerilevamento sulla qualità delle acque dei laghi è infatti noto che il rapporto della riflettanza nelle bande del vicino-infrarosso e rosso (IR/R) è fisicamente correlato alla concentrazione di clorofilla. Per ogni immagine acquisita da MODIS sul Lago Maggiore è stato pertanto calcolato l'indice IR/R quale possibile indicatore della fioritura algale. Benché l'indice sia qualitativo e dovrebbe quindi essere validato da misure *in situ*, le immagini ad alto indice IR/R dovrebbero corrispondere a fenomeni di fioritura algale. Da esse emerge che alla fine del periodo considerato (dal 13 al 31 luglio) il lago è giunto ad essere interessato da una fioritura algale estesa sulla maggior parte della sua superficie. Anche nel 2006 si è avuta una fioritura di *A. lemmermannii*, iniziata più precocemente (seconda metà di giugno) ma meno estesa, che si è estinta entro la seconda decade di luglio.

3 IDENTIFICAZIONE E CONTEGGIO

I campioni di acqua superficiale del lago Maggiore raccolti dall'ISE e dall'ARPA VCO in numerose stazioni pelagiche e litorali lungo la sponda piemontese nel corso delle due fioriture sono stati sottoposti ad analisi microscopica. È emerso che la fioritura era costituita nel 2005 da una coltura apparentemente monospecifica del cianobattere *Anabaena lemmermannii* P. Richt 1903 (Komárková-Legnerová e Eloranta 1992). La densità di cellule nei campioni, valutata al microscopio invertito dopo sonificazione per omogeneizzare il campione, ha raggiunto un valore di circa $2 \cdot 10^6$ cell ml⁻¹, pur con concentrazioni molto variabili nelle diverse località campionate. La notevole differenza di densità è imputabile alla difficoltà di campionare in modo ripetibile strutture estremamen-

te eterogenee nelle tre dimensioni com'è il caso per fioriture algali stratificate in superficie. Anche nel 2006 la fioritura è risultata essere sostenuta esclusivamente dalla stessa specie del 2005, sia pur con densità di cellule più ridotta (massimo di $0,37 \cdot 10^6$ cell ml⁻¹).

3 CARATTERIZZAZIONE GENETICA

Il materiale algale prelevato dalle fioriture è stato concentrato per centrifugazione in pellets dalle quali il DNA è stato estratto con un kit MoBio per Microbial Cultures. Il DNA è stato quindi diluito in TE buffer e conservato per ulteriori analisi a -20°C. Si è pianificato lo studio nel dettaglio (sequenziamento) del gene 16S r-DNA che, data la grande quantità e varietà di sequenze disponibili nelle banche dati mondiali, è considerato ideale per il riconoscimento del ceppo e per la sua descrizione in termini evolutivisti. Frammenti del gene interessato sono stati amplificati attraverso delle nested PCR ed isolati dal DNA degli altri procarioti lacustri attraverso una migrazione differenziale in gel denaturante. Dai frammenti isolati si è proceduto ad una seconda amplificazione ed al sequenziamento di parte (circa 750 bp) del 16S r-DNA. Questa analisi ha confermato la determinazione microscopica, dimostrando l'identità delle sequenze geniche isolate dalle due fioriture, con una similarità pari al 100% con diversi ceppi di *A. lemmermannii*.

L'amplificazione del campione naturale con i primers specifici PCβf e PCαR, disegnati da Neilan et al. (1995) per la caratterizzazione dello spazio intergenico IGT di un ceppo di *Anabaena* australiano particolarmente tossico ha dato risultato positivo, confermando la similarità tra le due specie. La ricerca dettagliata di parti di gene codificanti per singole microcistine non ha, invece, dato risultati positivi per nessuno delle seguenti coppie di primers: CD1f-CD1r (mcy A), AAF-AAr (mcy B), McyF2-McyF4 (mcy E). Trattandosi però di primers costruiti per ceppi isolati in corpi idrici dell'emisfero australe o per cianobatteri marini relativamente diversi da quelli dei

laghi dell'Europa Centrale, è possibile che essi siano inefficaci nell'individuare le parti di gene che codificano per le microcistine. Inoltre non è stata studiata la possibilità, per nulla remota, della presenza di geni codificanti per la produzione di altre tossine (anatoxine, saxitoxine e cilindrispermoxine) di cui si conosce l'importanza nei ceppi affini ad *A. lemmermannii* nei grandi laghi europei (Jüttner, com. pers.) e che, seppur meno studiate, non sono meno pericolose per l'ecosistema e per la salute umana

4 PECULIARITÀ FISILOGICHE

La produzione di fosfatasi alcalina (enzima che permette l'utilizzo dei polifosfati organici come sorgente di P) da parte dei cianobatteri che hanno determinato il bloom o dei batteri associati alle loro colonie è stata valutata fluorimetricamente con l'uso del metilumbelliferone (MUF). Questo substrato diventa fluorescente in presenza dell'enzima fosfatasi. Si è così potuto evidenziare che gli aggregati cianobatterici in esame sono in grado di produrre quantità considerevoli di enzima per tempi lunghi (588 nM dopo 24 ore), fatto che permette uno sfruttamento prolungato ed ottimale del P disponibile e, in particolare, del fosforo organico a differenza da quanto possono fare le alghe eucariote. Questo potrebbe giocare un ruolo importante nel determinare il successo dei cianobatteri, che risultano privilegiati rispetto alle alghe per il fatto di poter usare il fosforo ancora prima che esso abbia subito la completa mineralizzazione.

Un ulteriore motivo di successo di questi organismi sta nel fatto che l'efficienza fotosintetica del ceppo di *A. lemmermannii* in esame, valutata in modo diretto con un apparecchio Phyto PAM su campioni prelevati al culmine della fioritura, ha presentato valori di I_K (parametro di saturazione luminosa) compresi tra 293 e 1347. Questo risultato indica una elevata adattabilità del ceppo a diverse condizioni di radiazione luminosa e la sua possibilità di essere poco fotoinibito anche ad alte intensità di radiazione.

5 SITUAZIONI CLIMATICHE PRODROMICHE ALLA FIORITURA

Le temperature epilimnetiche del Lago Maggiore, precocemente più elevate rispetto agli anni precedenti, hanno certamente contribuito ad uno spostamento delle condizioni ecologiche verso un optimum di crescita per *Anabaena*. Il tasso di crescita di questa specie, infatti, progressivamente aumenta fino a 0.75 divisioni/giorno per un incremento di temperatura da 20 a 32 °C (Nalewajko e Murphy 2001). Gli stessi Autori hanno dimostrato l'indipendenza della crescita di *Anabaena* dal rapporto N:P. La crescita di *Anabaena* infatti, rimane costante a rapporti variabili da 1000:1 fino a 10:1. *Microcystis*, un altro cianobattere coloniale, invece è assai meno tollerante, presentando un optimum di crescita ad un rapporto N:P di 100:1 e nessuna crescita a 1000:1 (P limitante) e a 10:1 (N limitante). L'abbassamento estivo del livello del lago, concomitante con temperature dell'acqua relativamente elevate, potrebbe allora stimolare la crescita di *Anabaena* immettendo nelle acque lacustri P organico, che però *Anabaena* può prontamente utilizzare, e che, quindi, ne stimolerebbe la crescita indipendentemente dalla disponibilità di azoto, peraltro mai limitante nel Lago Maggiore. Infatti, un abbassamento di livello del Lago Maggiore di oltre 1 m (situazione dell'estate 2005 e 2006) su uno sviluppo linea di costa di 170 km porta all'esposizione di una superficie di litorale di circa 0,3 km² (assumendo una pendenza del litorale pari a 45°). Questa situazione rende disponibile, attraverso la lisi *post mortem* degli organismi epilimnetici che colonizzano il litorale, una massa di carbonio organico compresa tra 1,2 e 12 t (assumendo una biomassa variabile da 4 a 40 g m⁻²; Cattaneo 1987) e, in accordo con il Redfield ratio di C:P, ad una massa di P pari a 11,3-113 kg.

Infine, il documentato aumento di spessore della zona di scambio del 90% del calore presente nelle acque lacustri (Ambrosetti e Barbanti 2002) potrebbe mettere a disposizione un maggior volume di "zona trofogenica" per gli

organismi autotrofi come i cianobatteri. Ulteriore effetto di questa situazione potrebbe essere un incremento della possibilità di risuspensione di una parte dei sedimenti precedentemente segregata al fondo lacustre. Questo fatto potrebbe favorire la formazione di fioriture perchè nei sedimenti lacustri le forme di resistenza di *Anabaena* sp., dette acineti, possono sopravvivere fino a 64 anni (van Den Hoek et al. 1995).

6 CONCLUSIONI

Le conoscenze fin qui acquisite sono ancora insufficienti a mostrare l'esistenza di un inequivocabile nesso causale tra cambiamenti climatici ed insorgenza di fioriture cianobatteriche in ambienti lacustri oligomesotrofi. Esistono tuttavia molte evidenze convergenti delle relazioni intercorrenti tra i due fenomeni. C'è da dire che lo studio di queste particolari fioriture, definite "fioriture oligotrofe" (Salmaso 2000), è molto iniziale e non è ancora stato compiuto uno sforzo di ricerca adeguato su questo argomento, sia per la sua novità che per la scarsa propensione a finanziare ricerche ambientali in assenza di una situazione di emergenza. Però proprio per le buone caratteristiche qualitative dei laghi ove questi fenomeni tendono a verificarsi, sarebbe importante intensificare le ricerche *ad hoc* così da garantire l'utilizzabilità futura delle loro acque anche per scopi pregiati quale l'uso alimentare.

7 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Ambrosetti W. e Barbanti L. 2002. Physical Limnology of Italian lakes. 1. Relationship between morphometry and heat content. *J. Limnol.* 61(2):147-157
- Cattaneo A. 1987 Periphyton in lakes of different trophy. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 44:296-3038
- Nalewajko C. e Murphy T.P. 2001. Effects of temperature, and availability of nitrogen and phosphorus on the abundance of *Anabaena* and *Microcystis* in Lake Biwa, Japan: an experimental approach. *Limnology* 2:45-48
- Neilan BA, Jacobs D., Goodman AE. 1995. Genetic diversity and phylogeny of toxic cyanobacteria determined by DNA polymorphisms within the phycocyanin locus. *Appl Environ Microbiol* 61:3875-83.
- Pridmore R.D., Kay Etheredge M. 1987. Planktonic cyanobacteria in New Zealand inland waters: distribution and population dynamics. *New Zealand J. Mar. Freshwater Res.* 21: 491-502
- Salmaso N. 2000. Factors affecting the seasonality and distribution of cyanobacteria and chlorophytes: a case study from the large lakes south of the Alps, with special reference to Lake Garda. *Hydrobiologia* 438: 43-63.
- Van den Hoek C., Mann D.G. e Jahns H.M. 1995. Algae: an introduction to phycology. Cambridge University Press. Cambridge, UK, 627 pp.

Variazioni climatiche interannuali e dinamica stagionale del fitoplancton nel Lago Maggiore

G. Morabito

Istituto per lo Studio degli Ecosistemi, CNR, Verbania, Italia
g.morabito@ise.cnr.it

SOMMARIO: In molti laghi del Centro e Nord Europa sono state osservate strette relazioni tra l'Oscillazione Nord Atlantica (NAO) e la dinamica del fitoplancton. Tuttavia mancano studi analoghi per il bacini del Sud Europa, sebbene le serie storiche del Lago Maggiore sembrino indicare che l'effetto della NAO possa farsi sentire anche alle nostre latitudini. In particolare, è emersa una relazione tra l'indice NAO invernale e la profondità di mescolamento nel Lago Maggiore, che a sua volta regola lo sviluppo primaverile delle diatomee. Esiste, inoltre, una relazione inversa tra la biomassa di diatomee in primavera e quella di cianobatteri in estate, a sua volta mediata dagli effetti del clima. Tenendo in considerazione queste relazioni e considerando lo spostamento della NAO a seguito del cambiamento climatico globale, viene prospettato un possibile scenario evolutivo del fitoplancton nel Lago Maggiore

1 INTRODUZIONE

La teoria del non-equilibrio, dimostratasi estremamente efficace nell'analisi della dinamica stagionale delle comunità algali lacustri (si vedano i trattati di Harris, 1986 e Reynolds, 1997), assegna alle modificazioni dei parametri fisici della colonna d'acqua il ruolo chiave nel guidare e controllare lo sviluppo e la successione stagionale del fitoplancton.

In particolare, l'estensione spazio-temporale del rimescolamento verticale della massa d'acqua si è dimostrata un fattore critico nel determinare la composizione specifica di una comunità algale nel corso del suo ciclo stagionale. Poiché la dinamica circolatoria dei corpi d'acqua è fortemente influenzata da fattori meteorologici esterni, vale a dire intensità del vento, temperatura dell'aria e quantità di radiazione solare incidente, le fluttuazioni dei fattori climatici e meteorologici possono avere una influenza profonda sullo sviluppo quantitativo e qualitativo delle alghe planctoniche.

In effetti, esempi di alterazioni nella struttura delle comunità planctoniche lacustri, a seguito di variazioni della temperatura dell'acqua indotte da cambiamenti climatici registrati a

scala locale, sono state documentate in alcuni casi (George e Harris, 1985; Adrian e Denneke, 1996). Tuttavia, solo da poco tempo l'attenzione degli idrobiologi si è rivolta verso le relazioni tra la dinamica pluriennale delle comunità planctoniche lacustri e quella di fenomeni atmosferici che agiscono su scala globale. Se è vero che da tempo è stato dimostrato che le biocenosi planctoniche oceaniche sono influenzate da fenomeni atmosferici globali, come le oscillazioni di El Niño (si vedano ad esempio Karl et al., 1995; Campbell et al., 1997), solo in anni recenti sono state verificate delle relazioni tra l'andamento pluriennale di eventi meteorologici a larga scala e le fluttuazioni stagionali registrate in acque continentali. Uno dei primi esempi è stato la relazione osservata tra l'intensità e la durata dello sviluppo primaverile delle diatomee in alcuni laghi inglesi e la posizione del fronte settentrionale della Corrente del Golfo (George e Taylor, 1995).

Tuttavia, un altro fenomeno atmosferico è oggi maggiormente indagato per spiegare le fluttuazioni interannuali di alcune biocenosi lacustri, ovvero le variazioni della pressione atmosferica sull'Oceano Atlantico, dovute ad uno spostamento delle masse d'aria tra l'Arti-

co e l'Atlantico subtropicale. Questo movimento atmosferico produce significativi cambiamenti nella velocità dei venti, nella loro direzione, nel trasporto di calore ed umidità tra l'Atlantico ed i continenti circostanti, apportando evidenti modificazioni climatiche a scale continentale: questo flusso di masse d'aria è noto come Oscillazione Nord Atlantica o NAO, acronimo dell'inglese North Atlantic Oscillation. L'effetto della NAO sulle comunità fitoplanctoniche dell'Europa continentale è stato verificato in diversi ambienti lacustri: nel Müggelsee, un piccolo lago poco profondo situato nei dintorni di Berlino (Gerten e Adrian, 2000), nel lago svedese Erken (21 m di profondità massima e 9 di media) (Weyhenmeyer et al., 1999) ed anche nel Lago di Costanza, uno dei grandi laghi profondi subalpini (Straile, 2000). Per quanto riguarda i laghi localizzati nel bacino del Mediterraneo non sono state finora pubblicate osservazioni analoghe, ma alcune osservazioni sembrano indicare che l'effetto della NAO possa farsi sentire anche alle nostre latitudini.

2 DINAMICHE PLURIENNALI DEL FITOPLANCTON E FLUTTUAZIONI CLIMATICHE NEL LAGO MAGGIORE

Nel Lago Maggiore, il bacino lacustre più studiato in Italia e, probabilmente uno dei più studiati al mondo, sono stati spesso descritti gli effetti della variabilità climatica locale sullo sviluppo stagionale di alcuni gruppi algali: l'analisi dei dati storici (Morabito, 2003), ha messo in evidenza che il regime di mescolamento del Lago Maggiore, espressione diretta delle condizioni meteorologiche del periodo invernale (temperatura dell'aria, intensità e durata dei periodi di vento), influenza la dinamica di sviluppo del fitoplancton primaverile (Fig. 1), composto soprattutto da diatomee, attraverso due meccanismi: il mantenimento di uno strato d'acqua turbolento, che garantisce la permanenza di questi organismi nella zona eufotica ed il rifornimento di nutrienti dalle acque profonde.

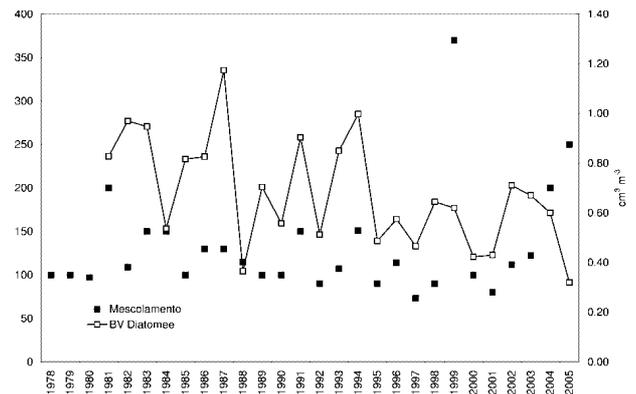


Figura 1: Profondità di massimo mescolamento invernale e biovolume annuale delle diatomee nel Lago Maggiore.

A loro volta, le oscillazioni pluriennali della profondità di massimo mescolamento invernale del Lago Maggiore seguono un andamento che rispecchia piuttosto bene le variazioni dell'indice NAO medio del periodo Dicembre - Febbraio (Fig. 2): in particolare è degno di nota il fatto che negli anni tra il 1950 ed 1970, quando il Lago Maggiore andava incontro con regolarità ad eventi di mescolamento profondo, l'indice era mediamente più spostato verso valori negativi, segno di inverni freddi, mentre nel ventennio successivo l'indice ha fatto registrare molti valori positivi, a volte ben al di sopra dello zero, segno di inverni miti ed in questa fase i mescolamenti completi del Lago Maggiore sono pressoché scomparsi, ad eccezione di quello osservato nel 1999.

Dall'osservazione delle relazioni sopra descritte si potrebbe quindi dedurre che le oscillazioni dell'indice NAO controllano, in qualche modo, anche lo sviluppo primaverile

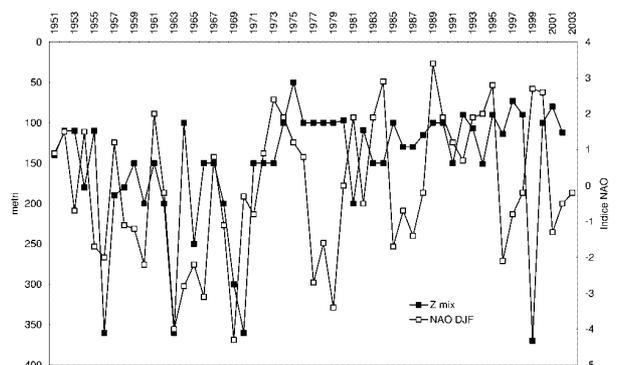


Figura 2: Profondità di massimo mescolamento invernale nel Lago Maggiore e indice invernale della NAO.

delle diatomee nel Lago Maggiore, nel senso che un indice NAO spostato verso valori negativi, inducendo un mescolamento più profondo della colonna d'acqua, avrebbe come risultato indiretto una maggiore crescita di diatomee: la correlazione tra il valore invernale dell'indice NAO ed il picco massimo di biovolume primaverile delle diatomee non è statisticamente significativa. Tuttavia, considerando che in ambiente pelagico lacustre sono numerosi i fattori biotici ed abiotici che controllano lo sviluppo del fitoplancton, il fatto che, da sole, le oscillazioni dell'indice NAO siano responsabili di circa il 40% delle oscillazioni interannuali del biovolume delle diatomee appare tutt'altro che trascurabile. Inoltre, partendo dalla considerazione che lo sviluppo primaverile delle diatomee ha un forte impatto sul consumo delle risorse messe a disposizione dal mescolamento tardo invernale e che queste risorse sono, in gran parte, quelle che sostengono la crescita estiva dei cianobatteri, si può ipotizzare che i due gruppi siano legati da un rapporto indiretto di competizione per i nutrienti, mediato dalla variabilità climatica: in effetti, l'esame parallelo dei rispettivi andamenti pluriennali evidenzia la presenza di picchi di cianobatteri più elevati negli anni in cui la crescita primaverile delle diatomee era stata depressa da particolari situazioni climatiche (Fig. 3). Per esempio, il 1991, anno con cianobatteri scarsissimi, è stato caratterizzato da una primavera molto piovosa, nel corso della quale

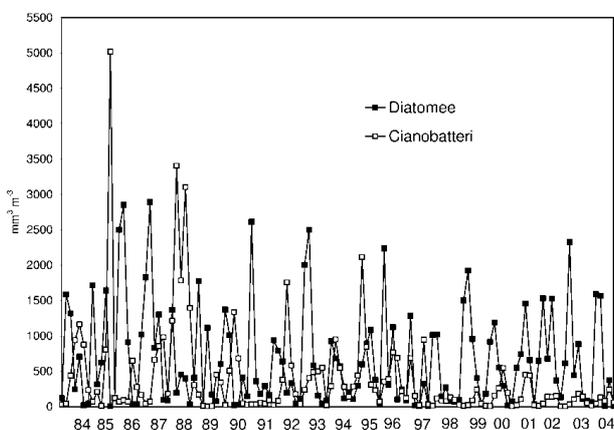


Figura 3: Biovolumi di cianobatteri e diatomee nel Lago Maggiore dal 1981 al 2004.

gli abbondanti apporti di nutrienti dal bacino hanno determinato un forte sviluppo delle diatomee, che hanno fortemente impoverito le acque del lago dalle sostanze nutritive. Una situazione analoga si è avuta nel 2002, mentre, nel 1992 e nel 1995, primavera estremamente poco ventose e con basse profondità di mescolamento della colonna d'acqua hanno depresso la crescita delle diatomee, lasciando a disposizione dei cianobatteri maggiori quantità di nutrienti per crescere durante la successiva stagione estiva.

3 CONCLUSIONI

Riassumendo, gli studi ultraventennali sul fitoplancton nel Lago Maggiore hanno permesso di evidenziare il forte influsso delle oscillazioni climatiche sulla dinamica stagionale dei popolamenti algali dominanti, soprattutto in relazione alla variabilità dei fattori fisici che regolano il mescolamento della colonna d'acqua. Analizzando queste relazioni in un contesto climatico a scala continentale, si è visto, inoltre, che le variazioni della NAO sembrano far sentire i loro effetti anche sul clima locale del bacino del Lago Maggiore e, dunque, anche sullo sviluppo del fitoplancton. Peraltro, inquadrare i fenomeni osservati nel più ampio contesto dei cambiamenti climatici globali non è semplice, soprattutto perché la serie temporale dei dati sul fitoplancton è troppo recente e relativamente breve: tuttavia i dati ottenuti nell'arco di quasi trent'anni permettono di tracciare uno scenario ipotetico, ma plausibile. In primo luogo, nonostante siano ancora poco chiare le relazioni che legano il riscaldamento globale e le oscillazioni dell'indice invernale della NAO, la serie storica di questo indicatore climatico mostra un aumento di variabilità nella seconda metà del XX secolo, con la tendenza verso valori più elevati: secondo Hurrell et al. (2003), una possibile causa di questo andamento sarebbe da ricercare in processi che alterano la forza della circolazione atmosferica, come l'aumento dei gas serra. Lo spostamento dell'indice NAO verso valori positivi, po-

trebbe innescare, relativamente al bacino del Lago Maggiore, la seguente serie di eventi:

- a. la tendenza ad una diminuzione degli episodi di mescolamento profondo;
- b. a seguito del minore mescolamento, una riduzione del biovolume primaverile delle diatomee;
- c. il decremento delle diatomee si tradurrebbe in un minore consumo di nutrienti nella fase di crescita seguente alla circolazione primaverile;
- d. vi sarebbero, quindi, più nutrienti disponibili per lo sviluppo estivo di cianobatteri.

In conclusione, il verificarsi di uno scenario simile potrebbe portare a cambiamenti significativi nella dinamica stagionale del fitoplancton, tra i quali il più evidente sarebbe il sensibile aumento dei cianobatteri in estate, associato ad una maggiore probabilità che si verifichi uno sviluppo di ceppi potenzialmente tossici.

4 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Adrian R. e Deneke R. 1996. Possible impact of mild winters on zooplankton succession in eutrophic lakes of the Atlantic European area. *Freshwat. Biol.*, 36: 757-770.
- Campbell L., Hongbin L., Nolla H.A., Vault D. Annual variability of phytoplankton and bacteria in the subtropical North Pacific Ocean at station Aloha during the 1991-1994 ENSO event. 1997. *Deep-Sea Res. Part I - Oceanographic Research Papers*, 44 (2): 167-192.
- George D.G. e Harris G.P. 1985. The effect of climate on long-term changes in the crustacean zooplankton biomass of Lake Windermere, UK. *Nature*, 316: 536-539.
- George D.G. e Taylor A.H. 1995. UK lake plankton and the Gulf Stream. *Nature*, 378: 139.
- Gerten D. e Adrian R. 2000. Climate-driven changes in spring plankton dynamics and the sensitivity of shallow polymictic lakes to the North Atlantic Oscillation. *Limnol. Oceanogr.*, 45(5): 1058-1066.
- Harris G.P. 1986. *Phytoplankton ecology. Structure, function and fluctuation*. Chapman and Hall, London.
- Hurrell J.W., Kushnir Y., Ottersen G. e Visbeck M. 2003. An overview of the North Atlantic Oscillation. In: *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*. Geophysical Monograph, 134.
- Karl D.M., Letelier R., Hebel D., Tupas L., Dore J., Christian J., Winn C. 1995. Ecosystem changes in the North Pacific subtropical gyre attributed to the 1991-1992 El Niño. *Nature*, 373: 230-234.
- Reynolds C.S. 1997. Vegetation processes in the pelagic: a model for ecosystem theory. *Excellence in Ecology*, 9: 1-371.
- Straile D. 2000. Meteorological forcing of plankton dynamics in a large and deep continental European lake. *Oecologia*, 122: 44-50.
- Weyhenmeyer G.A., Blenckner T., Pettersson K. 1999. Changes of the plankton spring outburst related to the North Atlantic Oscillation. *Limnol. Oceanogr.*, 44 (7): 1788-1792.

Impatto del riscaldamento globale sullo zooplancton e sull'efficienza della catena trofica pelagica

M. Manca, A. Visconti, R. de Bernardi

Istituto per lo Studio degli Ecosistemi, CNR, Verbania, Italia
m.manca@ise.cnr.it

SOMMARIO: Vengono qui brevemente esposti i risultati di due ricerche condotte in un ambiente lacustre (Lago Maggiore) oggetto di monitoraggio durante la fase di eutrofizzazione e di quella, più recente, di oligotrofizzazione, nel quale l'impatto dei cambiamenti climatici, ed in particolare del riscaldamento globale, è stato documentato. Ricerche di questo tipo forniscono le informazioni necessarie per discutere la validità dell'ipotesi secondo la quale gli effetti del riscaldamento sulle comunità planctoniche sarebbero pienamente sovrapponibili a quelli che si osservano con l'eutrofizzazione, e di verificare se la risposta al riscaldamento non sia maggiore, e non solo maggiormente leggibile, in sistemi a bassa trofia e, più in generale se, ed in che misura, essa possa dipendere dalle condizioni trofiche del sistema. Lo studio dell'impatto del clima su ambienti oggetto di ricerche intensive consente, tra le altre cose, di distinguere l'eccezione dalla regola, e di utilizzare i dati relativi ad anni eccezionali dal punto di vista meteo-climatico come veri e propri esperimenti *in situ*. Le ricerche sul Lago Maggiore hanno evidenziato, da un lato, come la dipendenza dell'efficienza della catena trofica pelagica dalla temperatura ambientale sia mediata per il tramite delle relazioni trofiche, e governata, quanto a tempi di risposta, dalla fauna ittica. Dall'altro, hanno consentito di mettere in luce come la sovrapposizione tra riscaldamento ed eutrofizzazione sia in realtà solo apparente, essendo la fenologia delle popolazioni zooplanctoniche sostanzialmente mutata, anche in questo caso per il tramite di meccanismi trofodinamici.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Uno degli aspetti più interessanti nel panorama delle ricerche relative ai cambiamenti climatici è quello della riposta delle comunità biotiche di ambienti acquatici all'impatto del riscaldamento globale. Di particolare interesse è l'ipotesi secondo la quale il riscaldamento determinerebbe effetti nel complesso simili a quelli dell'eutrofizzazione (Schindler 2001).

L'idea espressa da questa teoria non è poi così nuova: la letteratura scientifica ha evidenziato come le grandi modificazioni a carico delle comunità planctoniche nel corso della transizione dall'Ultimo Glaciale all'Olocene siano sostanzialmente sovrapponibili a quelle che si osservano oggi con l'aumento di trofia. Tale apparente sovrapposizione, comunemente accettata, è ancora poco supportata da dati sperimentali e offre un'occasione importante per l'avvio di studi miranti a mettere

a fuoco, non solamente il quadro generale delle modificazioni osservabili in rapporto ai due processi, ma anche le vie attraverso le quali essi operano a livello di comunità e di ecosistema.

Uno degli aspetti forse più importanti legati a tale ipotesi è che essa sposta l'attenzione delle ricerche sull'impatto del riscaldamento climatico dagli ecosistemi acquatici di siti remoti, verso i quali essa si era inizialmente indirizzata, a quelli di siti per i quali sia possibile operare un raffronto tra eutrofizzazione e riscaldamento globale.

Tra le motivazioni che portarono a focalizzare inizialmente l'attenzione degli studiosi dei cambiamenti climatici sui siti remoti, e sugli ambienti d'alta quota in particolare, vi fu quella del loro essere "naturalmente oligotrofi o ultraoligotrofi", e dunque idonei ad evidenziare l'impatto di un riscaldamento, non mascherato dagli effetti, dominanti, dell'eutrofizzazione.

Tuttavia, tale presupposto fu basato più su una sorta di comune buon senso, che non sul risultato di evidenze sperimentali: ed è dalla sostanziale mancanza di dati in merito che è nata l'esigenza di avviare progetti aventi per obiettivo primario lo studio dell'impatto del riscaldamento in rapporto allo stato di trofia. Ricerche di questo tipo possono essere affrontate, previa verifica della suscettibilità a modificazioni climatiche, in indagini estensive su ambienti rappresentativi, allo stato attuale, di diverse situazioni trofiche, ovvero in studi di tipo intensivo su ambienti nei quali siano state documentate l'eutrofizzazione e, più di recente, l'oligotrofizzazione.

Le ricerche basate su studi intensivi consentono, fra le altre cose, l'individuazione di anni eccezionali dal punto di vista meteo-climatico, e il loro utilizzo per analisi che potremmo definire, con Edmondson (1993) "*quasi-experiments*", esperimenti *in situ*, nei quali la risposta delle comunità biotiche a specifiche situazioni ambientali può essere verificata a partire da conoscenze pregresse e approfondite sulla "linea di base" del sistema. Questo approccio metodologico consente la valorizzazione delle ricerche avviate negli anni settanta in risposta all'esigenza di ridurre i pesanti costi sociali derivanti dall'eutrofizzazione.

Vale la pena qui ricordare che tali attività non furono solamente la massima espressione di un monitoraggio a forte valenza socio-economica, ma furono anche l'occasione per analisi e sintesi di ampio respiro scientifico.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

Ambienti sensibili alle modificazioni climatiche nei quali l'eutrofizzazione e l'oligotrofizzazione siano state documentate sono divenuti l'oggetto di ricerche volte a comprendere l'impatto del riscaldamento sullo zooplankton e sull'efficienza della rete trofica pelagica.

Per ragioni di brevità e a titolo esemplificativo verranno qui presentati i risultati ottenuti in uno degli ambienti oggetto delle ricerche,

il Lago Maggiore. In questo lago l'impatto di eventi meteo-climatici può essere analizzato in situazioni di diversa trofia: per sua natura oligotrofo, il Lago Maggiore è andato incontro, negli anni settanta, ad una rapida accelerazione dell'eutrofizzazione, seguita da una più lenta ri-oligotrofizzazione, determinata dalla sostanziale riduzione del carico di nutrienti algali a lago, e principalmente del fosforo.

Oggetto di ricerche di limnologia fisica in un areale a monitoraggio meteo-climatico da oltre 50 anni, esso è l'ambiente nel quale, per primo, l'impatto del riscaldamento globale è stato documentato e discusso anche relativamente agli aspetti idrodinamici, di primaria importanza per le comunità planctoniche e la loro dinamica stagionale.

Oltre a tracciare il quadro dell'evoluzione a lungo termine, le ricerche hanno fornito la base conoscitiva per l'identificazione e la caratterizzazione di anni eccezionali dal punto di vista meteo-climatico, consentendo l'applicazione di quell'approccio quasi-sperimentale allo studio della risposta delle comunità planctoniche ai mutamenti climatici, cui sopra si è fatto cenno.

In questo breve testo presenteremo i risultati di due ricerche, la prima delle quali relativa all'evoluzione a lungo termine, la seconda, ad un anno eccezionale, in quanto essi consentono di mettere in luce due diversi aspetti degli effetti del riscaldamento globale.

3 RISULTATI RILEVANTI

Il primo contributo deriva dalle ricerche relative alla stima dell'efficienza delle reti trofiche pelagiche, condotte, fin dagli anni novanta, da de Bernardi e collaboratori.

Tali ricerche si basano sull'applicazione del concetto di *exergia*, intesa come una misura energetica della distanza di un sistema ecologico dall'equilibrio termodinamico, all'analisi delle reti trofiche lacustri e dei fattori che influenzano i meccanismi di base del loro funzionamento, soprattutto in termini di efficienza di utilizzo delle risorse alimentari di-

sponibili (de Bernardi e Yørgensen 1998). Un esempio dei risultati ottenibili mediante questo approccio metodologico è riportato in figura 1. Il calcolo è basato sull'elaborazione di dati tra loro omogenei raccolti in campagne di ricerche a lungo termine e rielaborati in maniera omo-genea. I dati quantitativi relativi ai popolamenti batterici, fitoplanctonici, zooplanctonici ed ittici sono stati espressi in termini di biomassa media annuale e quindi trasformati in kJ/m^3 attraverso coefficienti *exergetici* opportunamente calcolati. Da tali dati sono state ottenute delle piramidi di *exergia* per la catena alimentare pelagica del Lago Maggiore dal 1979 al 1991, a partire dalle quali sono stati calcolati i contenuti *exergetici* medi annuali dei produttori, degli erbivori e dei carnivori nel loro complesso. In questo tipo di analisi, la misura dell'efficienza media annuale del trasferimento di energia da un anello della catena alimentare al successivo è data dal valore del coefficiente angolare ottenuto per ogni anno. L'analisi della figura permette di evidenziare come i valori dei coefficienti angolari per ogni singolo anno (e quindi di efficienza della catena alimentare in quell'anno) siano in stretta relazione con i valori di temperatura media registrati nello strato mescolato nell'anno precedente.

L'interpretazione di questa relazione, ed in particolare dei tempi di risposta alle variazioni di temperatura osservate, è in chiave trofodinamica: temperature più elevate nelle acque

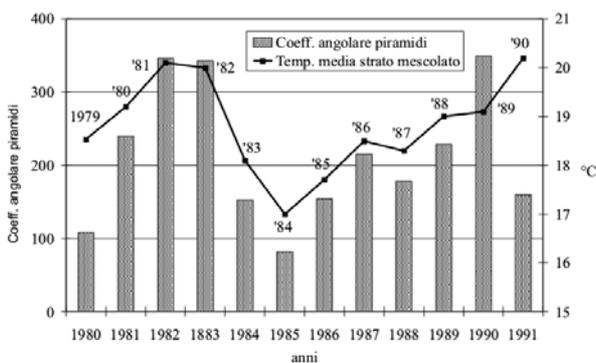


Figura 1: Stima dell'efficienza della catena alimentare pelagica e temperatura media dello strato di mescolamento estivo delle acque del Lago Maggiore nel periodo in studio (de Bernardi & Yørgensen 1998). Immagine da una colonna

lacustri più superficiali in un determinato anno possono garantire per la fauna ittica un maggior successo riproduttivo e, al tempo stesso, un metabolismo ed un accrescimento somatico più elevati, che si possono tradurre, nell'anno successivo, in maggiori contenuti *exergetici* del popolamento nel suo complesso.

Se da una parte è certo che i popolamenti batterici, fitoplanctonici e zooplanctonici, in virtù del loro breve "turnover time", difficilmente possono mantenere una memoria dei processi fisici che abbiano interessato l'anno precedente, dall'altra, il popolamento ittico certamente mantiene una "memoria" degli eventi pregressi anche a distanza di alcuni anni, il che conferma il loro ruolo fondamentale nel determinare l'efficienza della catena alimentare.

Il secondo contributo è relativo ad uno studio condotto nel 2003, risultato l'anno più caldo dell'ultimo secolo, con un più precoce e pronunciato riscaldamento dello strato d'acqua importante per la vita dello zooplancton, quello compreso nei primi 50 metri di profondità. In esso, la massima di Giugno risultava di 5°C più elevata di quella solitamente registrata in questo periodo dell'anno.

Le conoscenze relative alle modificazioni nel popolamento zooplanctonico del Lago Maggiore durante l'eutrofizzazione hanno permesso di ipotizzare un quadro realistico dell'impatto del riscaldamento nell'ipotesi che esso produca effetti simili a quelli di un aumento della produttività.

Una sintesi dei risultati ottenuti è riportata in figura 2.

La biomassa zooplanctonica totale è risultata nettamente più elevata nel 2003 rispetto agli anni pregressi. Alla base di tale incremento è stato l'aumento numerico di *Daphnia*, il più efficiente e il più grosso tra i cladoceri filtratori, la cui base alimentare nel pelago del Maggiore è principalmente costituita dal fitoplancton. La sua presenza media è risultata più che doppia rispetto a quella degli anni precedenti e del tutto paragonabile a quella che venne registrata nel 1982, anno del perio-

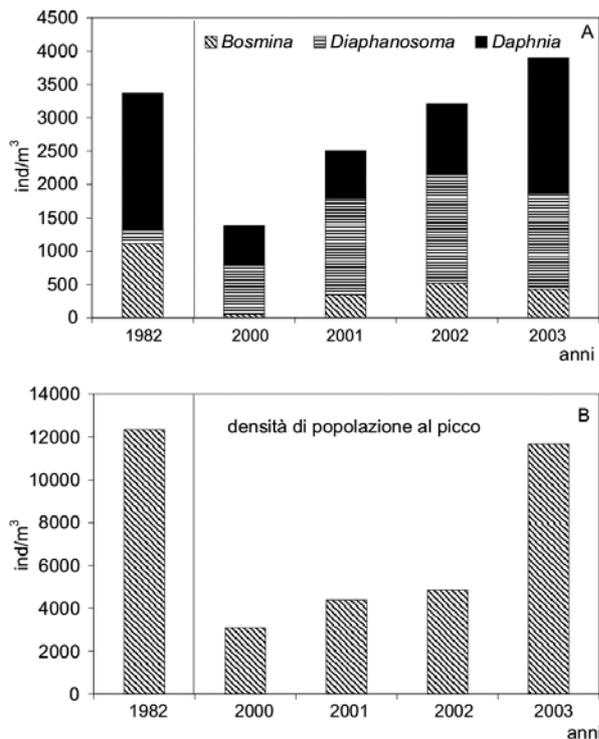


Figura 2: A: Densità medie annuali dei principali taxa di Cladoceri; B: densità di popolazione massima annuale di *Daphnia* registrate in anni del periodo 2000-2003 e confronto con il valore del 1982, anno del periodo mesotrofo nel quale *Daphnia* raggiunse il massimo storico del picco in densità di popolazione. Immagine da una colonna

do di piena mesotrofia del lago, nel quale *Daphnia* raggiunse il massimo storico del picco in densità numerica. A determinare il valore osservato nel Maggio 2003 è stata sostanzialmente la componente giovane della popolazione, favorita da accresciute disponibilità alimentari. L'incremento nei valori di densità e biomassa dello zooplankton osservato è in accordo con quanto previsto dalla letteratura sugli effetti dell'aumento di temperatura sul tasso di crescita delle popolazioni (Hall e Burns 2002): ciclo vitale, tempi di sviluppo, velocità di crescita, ed efficienza di utilizzo del cibo degli organismi componenti le popolazioni zooplanctoniche dipendono dalla temperatura. E' in virtù di tale influenza che si spiega il verificarsi, con il riscaldamento, di densità di popolazione tipicamente registrate in situazioni di aumentata trofia, in accordo con quanto ipotizzato da Schindler (2001).

4 PROSPETTIVE FUTURE

Da quanto espresso risulta chiaro come lo zooplankton lacustre rappresenti una componente estremamente utile per la verifica degli effetti dei cambiamenti climatici sugli ecosistemi acquatici. La piena sovrapposizione tra la densità di popolazione osservata in fase di mesotrofia e quella di un anno eccezionalmente caldo può essere interpretata come una conferma del fatto che il riscaldamento mimerebbe, quanto a effetti, l'eutrofizzazione. Tuttavia, tale analogia è, con tutta probabilità, solamente apparente: ad un'analisi più accurata emergono sostanziali differenze di carattere fenologico, riconducibili ad effetti sia diretti che indiretti del riscaldamento (Manca et al. 2007): su questi, ed in particolare sui meccanismi trofodinamici attraverso i quali essi agiscono sulle comunità planctoniche e sull'ecosistema pelagico, sono rivolti gli studi attualmente in corso.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Edmondson W.T. (1993) Experiments and quasi-experiments in limnology. *Bulletin of Marine Science*. 53(1): 65-83.
- De Bernardi R. e Yørgensen S. (1998) Exergy content in the pelagic food chain of Lago Maggiore. *Lakes & Reservoirs: Research and Management*. 3: 135-138.
- Hall C.J. e Burns C.W. (2002) Mortality and growth responses of *Daphnia carinata* to increases in temperature and salinity. *Freshwater Biology*. 47: 451-458.
- Manca M., Portogallo M. e Brown M.E. (2007) Shifts in phenology of *Bythotrephes longimanus* and its modern success in Lake Maggiore as a result of changes in climate and trophic. *Journal of Plankton Research*. Published on-line, 25 April 2005.
- Schindler D.W. (2001) The cumulative effects of climate warming and other human stresses on Canadian freshwaters in the new millennium. *Canadian Journal Fisheries and Aquatic Sciences*. 58: 18-29.

Metodologia di bilancio di massa per la stima degli scambi gassosi superficiali a scala territoriale

U. Amato¹, M.F. Carfora¹, S.M. Alfieri², M. Esposito², V. Magliulo²

¹Istituto per le Applicazioni del Calcolo "Mauro Picone", CNR, Napoli, Italia

²Istituto per i Sistemi Agricoli e Forestali del Mediterraneo, CNR, Ercolano, Italia

SOMMARIO: Uno degli interventi proposti dal protocollo di Kyoto per la stabilizzazione delle concentrazioni di gas serra si riferisce alla necessità di determinare la localizzazione delle sorgenti e delle fonti di tali gas. Il metodo del bilancio di massa, implementato a partire da misure rilevate da piattaforma aerea, presenta la potenzialità di poter quantificare gli scambi gassosi superficiali su aree di diversi chilometri quadrati, permettendo una stima anche in condizioni di eterogeneità superficiale, contrariamente ai metodi tradizionali. In questo studio il metodo è stato applicato ad un sito nei pressi di Forlì utilizzando dati terilerlevati ad alta frequenza nello strato limite planetario. La scarsa risoluzione verticale ottenuta in fase di rilevamento dati è stata risolta attraverso un metodo di regressione non parametrico. I campi di concentrazione del gas e del vento in corrispondenza dell'altezza dello strato limite planetario sono determinati con un modello additivo non parametrico. Risulta che la superficie del territorio esaminato emette un flusso di anidride carbonica di $13 \pm 0.3 \mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{s}$, a causa della presenza di un centro industriale all'interno dell'area esaminata.

1 INTRODUZIONE

Tra le misure previste dal protocollo di *Kyoto* per il contenimento delle emissioni di gas serra in atmosfera figurano interventi volti a promuovere l'impiego delle superfici agro-forestali come *sink* di carbonio. È importante quantificare il ruolo che tali ecosistemi svolgono o svolgeranno come sorgenti o pozzi di gas serra, anche al fine di effettuare delle previsioni sulla futura sostenibilità agricola e forestale.

Esistono differenti tecniche per la determinazione degli scambi gassosi superficiali, ognuna con caratteristiche spaziali e coperture temporali proprie. Le tecniche micrometeorologiche convenzionali (*Eddy Covariance*) sono di solito implementate a partire da misure effettuate da stazioni fisse attraverso il rilevamento in continuo e ad alta frequenza di dati di vento e di concentrazione gassosa. Esse non sono rappresentative di territori eterogenei o con morfologia complessa. È stata proposta una metodologia per la stima dell'emissione o assorbimento di aree con estensione

spaziale di diversi chilometri quadrati ed indipendente dall'eterogeneità e dall'orografia del territorio. La metodologia è implementata a partire da misure rilevate nello strato limite planetario dalle piattaforme aeree Sky Arrow ERA, gestite dal CNR ISAFOM. Queste ultime sono dotate della strumentazione necessaria per il rilevamento di dati meteorologici e di concentrazioni gassose ($\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$) ad alta frequenza (50 Hz).

Il bilancio è stato applicato in via preliminare utilizzando un set di dati campionato in un'area interessata da una copertura vegetale del 60% - 70%, e localizzata nei pressi di un centro industriale.

2 METODOLOGIA: BILANCIO DI MASSA E TECNICHE DI REGRESSIONE

2.1 Il bilancio di massa

Il metodo proposto è basato sul calcolo del bilancio di massa di una colonna d'aria per unità di superficie (Kalthoff et al., 2002; Laubach e Fritsch, 2002). Il flusso superficiale è ottenuto come differenza tra il tasso di varia-

zione della concentrazione del gas all'interno della colonna d'aria e i flussi calcolati attraverso le sue superfici laterali e quella superiore, identificata dall'altezza dello strato limite planetario. Assumendo che l'emissione del gas e l'altezza dello strato limite planetario siano costanti e ignorando i contributi dovuti alla deposizione e la conversione chimica, l'emissione del gas è ottenuta dai flussi di massa integrati attraverso le superfici di un volume virtuale con le pareti laterali corrispondenti alle traiettorie percorse dall'aereo e la superficie superiore con l'altezza dello strato limite planetario.

Considerando il caso specifico dell'anidride carbonica, il flusso netto del gas è :

$$F_{CO_2} = \int_B \nabla \cdot (\rho_{CO_2} \underline{q}) dV = \int_{\Omega_B} \rho_{CO_2} \underline{q} \cdot \underline{n} dS, \quad (1)$$

dove, in ogni punto del *box* considerato, ρ_{CO_2} rappresenta la densità di CO_2 e $\underline{q} = (n_x, n_y, n_z)$ il vettore velocità del vento, mentre $\underline{n} = (n_x, n_y, n_z)$ è la normale alla superficie del *box*. L'integrale è esteso alle superfici laterali e alla faccia superiore del *box* (Ω_B). Per ottenere una distribuzione continua in corrispondenza delle superfici della colonna d'aria è necessario applicare delle tecniche di interpolazione/regressione che ricostruiscono i dati di concentrazione e vento a partire dalle misure rilevate da aereo. Le metodologie di regressione individuate ai fini della nostra applicazione sono illustrate nei paragrafi 3.3 e 3.4.

2.3 Scelta delle superfici del *box* virtuale.

Il campionamento ad alta frequenza in corrispondenza delle traiettorie percorse dall'aereo permette di ottenere una risoluzione orizzontale dei dati misurati pari a 0,75 metri. La risoluzione verticale, al contrario, è limitata a poche misure (circa ogni 100 m) ed è dipendente dal numero di quote coperte dall'aereo. Inoltre i campi delle quantità fisiche (densità di CO_2 , densità dell'aria, vento), spesso mostrano variazioni locali spaziali molto forti che rendono difficile la loro stima sul *box*. La

scelta del *box* di riferimento è stata effettuata, sulla base delle considerazioni sopra descritte, in modo che le sue superfici siano vicine il più possibile ai dati misurati. A tal fine sono state adottate le seguenti procedure:

- ognuna delle facce laterali del *box* è stata stimata individuando un piano che interpola attraverso il metodo dei minimi quadrati i dati misurati lungo le traiettorie di volo;
- la superficie superiore del *box* è stata individuata da un piano che interpola (con i minimi quadrati) i dati misurati al top.

2.2 Stima del flusso medio di CO_2 sulle superfici laterali: regressione con le funzioni di Shepard.

Una delle metodologie di regressione non parametrica più usata nelle scienze applicate per la rappresentazione di dati sparsi nello spazio è rappresentata dalle funzioni di Shepard (Shepard, 1968). La funzione di regressione è data da:

$$\hat{f}(\underline{x}) = \frac{\sum_{i=1}^N w(\underline{x} - \underline{x}_i) f(\underline{x}_i)}{\sum_{i=1}^N w(\underline{x} - \underline{x}_i)}, \quad (2)$$

dove la funzione peso è data da

$$w(\underline{z}) = (\|\underline{z}\|)^{-\beta}, \quad (3)$$

dove rappresenta la distanza euclidea e $\hat{\alpha}$ è variabile tra 1 e 2.

Definita una griglia di interpolazione su ogni faccia del volume, con risoluzione verticale variabile (coerente con la distanza tra due altezze di volo consecutive) e risoluzione orizzontale fissa, i valori delle variabili fisiche in ogni punto della griglia sono determinati attraverso l'equazione (2).

2.3 Stima del flusso medio di CO_2 sul top del *box*.

Il calcolo del flusso al top del *box* richiede la conoscenza del campo di concentrazione e di vento sull'intera superficie. Tuttavia è difficile poter determinare con precisione l'altezza dello strato limite planetario precedentemen-

te alle campagne di misura, così da poter campionare su tale superficie.

La ricostruzione del campo tridimensionale delle variabili fisiche (CO_2 , densità e vento) può essere quindi ottenuta utilizzando un modello additivo non parametrico (Amato et al., 2002) a partire dai dati rilevati ai confini del *box* percorso dall'aereo in prossimità dell'altezza dello strato limite planetario (individuata in fase di analisi dei dati). Se g rappresenta una generica variabile fisica, il campo 3D di tale variabile è dato da:

$$\hat{g}(x, y, z) = g_o + g_x(x) + g_y(y) + g_z(z), \quad (4)$$

con $E(gx) = E(gy) = E(gz) = 0$.

In prima approssimazione può essere tuttavia utilizzato un approccio più semplice, considerando un valore di concentrazione del gas uniforme su tutta la superficie superiore (ottenuto mediando i dati campionati ai confini del *box*). Il campo di vento medio verticale può essere quindi determinato applicando l'equazione di continuità alla massa d'aria all'interno del *box* virtuale:

$$\bar{w} = -\frac{1}{\rho A_T} \sum_k \sum_{i,j} \rho_{i,j,k} (\underline{q} \cdot \underline{n})_{i,j,k} \Delta s_{i,j,k} \quad (5)$$

dove ρ è la densità dell'aria e $\bar{\rho}$ il suo valore medio sulla superficie superiore; A_T è l'area della superficie superiore e gli indici i, j, k si riferiscono alle coordinate orizzontali e verticali di ogni cella della griglia di interpolazione. Il flusso approssimato attraverso la superficie A_T è dato da:

$$F_{\text{CO}_2, \text{top}} = \bar{\rho}_{\text{CO}_2} \bar{w} A_T \quad (6)$$

2.4 Pianificazione e rilevamento dati.

La metodologia è stata applicata ad un set di dati campionati il 24 settembre 2005 nei pressi di un centro industriale vicino la città di Forlì. La zona oggetto di studio è stata sorvolata descrivendo una serie di quadrilateri a 5 quote diverse, allo scopo di delimitare un *box* ideale all'interno del quale effettuare il calcolo del bilancio di massa della CO_2 misurata.

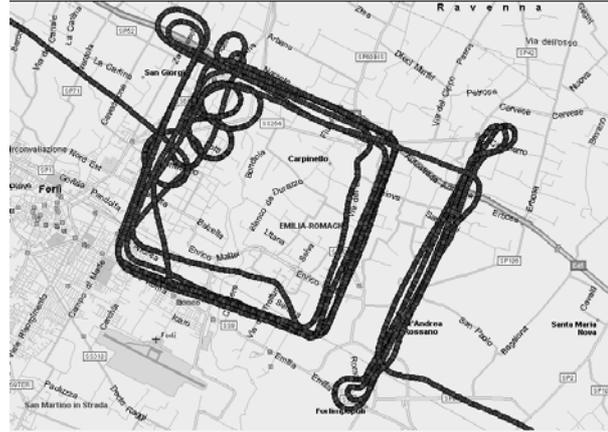


Figura 1: Traiettorie percorse dal velivolo intorno all'area di studio.

I profili di temperatura effettuati sopravento e sottovento l'area oggetto di studio mostrano due discontinuità rispettivamente alle quote di 350 e 500 metri. Tali inversioni sono evidenti anche nei profili di concentrazione di H_2O e di CO_2 (Fig. 2). Gli andamenti delle misure radiometriche effettuate nel corso della campagna di misure evidenziano, inoltre, una copertura nuvolosa intermittente e trend irregolari della radiazione incidente e riflessa.

3 RISULTATI RILEVANTI

I profili verticali campionati sopravento e sottovento l'area esaminata mostrano condizioni meteorologiche locali molto complesse. Le inversioni termiche non permettono di stimare con precisione la quota superiore del volume al quale applicare la metodologia precedentemente descritta (H_{top}). I valori di flusso di CO_2 superficiale sono stati calcolati per differenti quote H_{top} e differenti risoluzioni

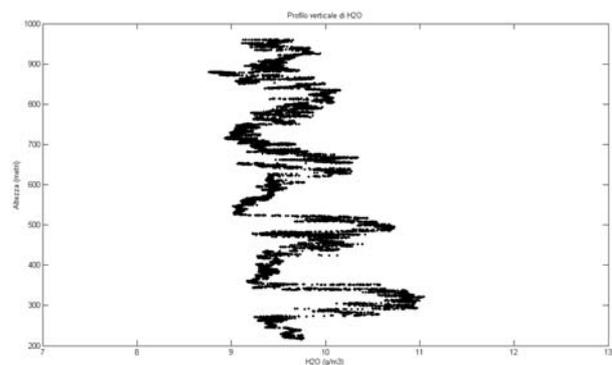


Figura 2: Profilo verticale di H_2O .

orizzontali della griglia di interpolazione.

I valori tendono a stabilizzarsi in prossimità della seconda quota di inversione (500 m) mostrando una minore variabilità sia rispetto alla risoluzione orizzontale della griglia di interpolazione scelta per la regressione sulle superfici laterali del *box*, sia rispetto alla scelta della quota H_{top} . In tabella sono rappresentati i valori di flusso calcolati tra 450 m e 510 m di altezza.

Tabella 1: Flussi superficiali di CO₂.

Risulta un contributo positivo del flusso superficiale di anidride carbonica variabile tra

Htop (m)	Risoluzione orizzontale (m)			
	45	22.5	11.3	5.6
450	13.7	13.8	12.9	13.4
470	13.6	13.7	12.6	13.2
490	13.4	13.7	12.3	12.9
510	13.3	13.7	12.1	12.7

12.3 e 13.8 $\mu\text{moli/m}^2/\text{s}$ (emissione). Ciò è sicuramente legato alla presenza di un centro industriale localizzato all'interno dei confini mostrati in Figura 1 (nord-ovest). L'attività antropica in tale area determina una produzione di CO₂ che l'attività fotosintetica della superficie vegetale non riesce a bilanciare, pur costituendo, quest'ultima, il 70% dell'intera superficie esaminata.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Attraverso il metodo utilizzato in questo studio è stata ottenuta una stima realistica del flusso superficiale di CO₂. La natura dell'approccio sviluppato per la regressione, di tipo non parametrico, permette applicazioni anche in condizioni meteorologiche complesse, in quanto non prevede alcuna assunzione a priori riguardo l'andamento della funzione di regressione.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- U. Amato, A. Antoniadis e I. De Feis. 2002. Fourier series estimation in separable models. *J. Comput. Appl. Math.* 146: 459-479.
- Kalthoff N., Corsmeiera U., Schmidta K., Kottmeiera Ch., Fiedlera F., Habramb M., Slemrb F. 2002. Emissions of the city of Augsburg determined using the mass balance method. *Atmosph. Environment.* 36: S19-S31.
- Laubach J. e Fritsch H. 2002. Convective boundary layer budgets derived from aircraft data. *Agricultural and Forest Meteorology.* 111: 237-263.
- Shepard D. 1968. A two dimensional interpolation function for irregularly-spaced data. *ACM National Conference.* 517-524.

Analisi multiscala del rischio desertificazione per gli agroecosistemi

R. Magno, L. Genesio, A. Crisci, G. Maracchi

Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia

R.Magno@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: L'evoluzione della variabilità climatica recente nella distribuzione stagionale della precipitazione e della temperatura è una delle cause primarie scatenanti i processi di desertificazione. Come tale, rappresenta un elemento di pressione ambientale che ha i suoi effetti non solo sugli ecosistemi naturali, ma anche sulle attività umane, prima fra tutte l'attività agricola. La misura di questo impatto può essere valutata tramite un'adeguata analisi climatologica. Dai risultati dei lavori effettuati a diverse scale spaziali e temporali, relativi al rischio climatico e all'identificazione delle aree potenzialmente sensibili a desertificazione, è emersa una convergenza di fattori scatenanti di natura antropica che vanno a sovrapporsi ad un'intrinseca fragilità climatica.

1 LA DESERTIFICAZIONE: UN PROBLEMA GLOBALE

La presa di coscienza che le risorse naturali ed ambientali non sono illimitate ed hanno cicli più o meno lunghi di rigenerazione e l'assunzione, quindi, del concetto di "vulnerabilità", e del "rischio" che la loro disponibilità possa divenire critica fino alla soglia dell'irreversibilità, ha reso necessaria l'adozione di nuove strategie per la protezione dell'ambiente e per uno sviluppo sostenibile.

La desertificazione, come perdita di suolo e riduzione del potenziale produttivo, è un fenomeno che sta interessando sempre più Paesi di svariate latitudini. Le cause si possono ricondurre essenzialmente a stress di natura climatica ed alla pressione non sostenibile delle attività umane, che acuiscono la "vulnerabilità" di un territorio.

Il bacino del Mediterraneo e l'Italia, nell'ultimo decennio, hanno visto l'intensificarsi di eventi estremi quali siccità estive ed invernali ed alluvioni, segno evidente di una rottura degli equilibri naturali, favorita ed accelerata dal *mismanagement* del territorio.

Tutti i Paesi aderenti alla Convenzione delle Nazioni Unite per la Lotta contro la Desertificazione (*UNCCD*), attraverso organismi re-

gionali, nazionali e locali *ad hoc*, si sono impegnati a verificare e monitorare la presenza sul territorio di aree soggette o minacciate da fenomeni di siccità, degrado del suolo e processi di desertificazione per le quali devono essere adottate specifiche misure di tutela.

2 VALUTAZIONE DELLE AREE A RISCHIO

Data la complessità del fenomeno e la diversità delle forze scatenanti, l'approccio necessario al raggiungimento di questi obiettivi deve essere multidisciplinare.

La metodologia delle *ESAs* (*Environmental Sensitive Areas*) (Kosmas 1999), sviluppata nell'ambito del progetto Comunitario MEDALUS (*Mediterranean Desertification and Land Use*), è un esempio di questo tipo di ricerca.

Essa si fonda sull'incrocio di una serie di indicatori afferenti a quattro tipologie di fattori scatenanti: climatici, che sono alla base di qualsiasi fenomeno di degrado del suolo, vegetazionali, morfo-pedologici e socio-economici, i quali, però, questi ultimi, sono di difficile parametrizzazione perché in parte legati alla percezione locale dei fenomeni di desertificazione (Workshop DIS/MED 2003) ed in parte legati a pratiche di gestione del territo-

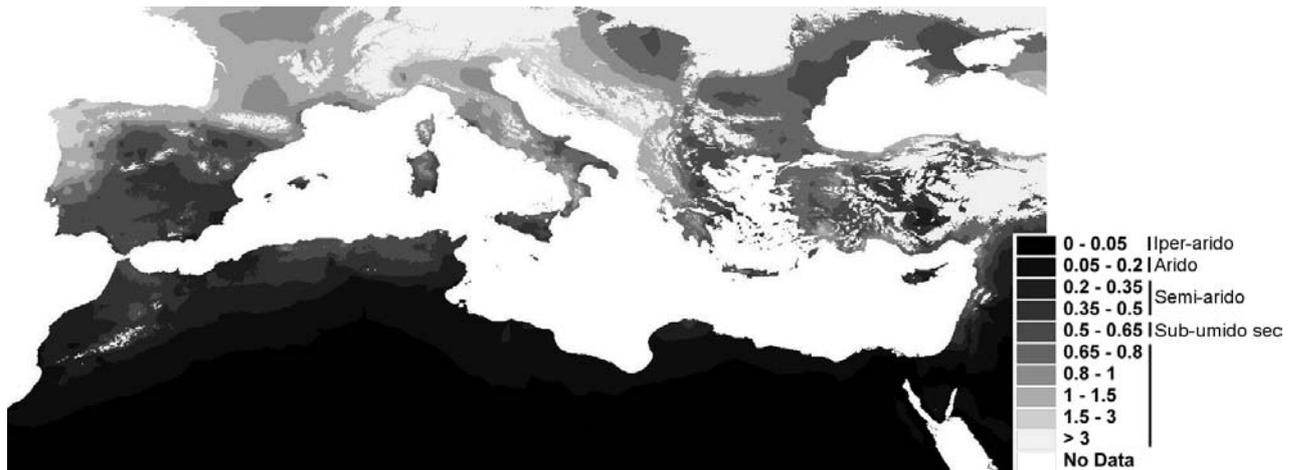


Figura 1: Indice di Aridità sul bacino del Mediterraneo.

rio altamente variabili nel tempo (ad es. Politiche Agricole Comunitarie).

La peculiarità di questa metodologia risiede nella possibilità di integrazione degli indicatori in base ai diversi contesti socio-geografici e di applicazione a diverse scale spaziali.

Nei Progetti DIS/MED e DESERTNET - INTERREG IIIB - MEDOCC, ai quali l'IBIMET ha partecipato, è stata utilizzata la procedura ESAs per l'identificazione delle aree sensibili alla desertificazione sia a scala di bacino del Mediterraneo, sia a scala nazionale, sia locale, relativamente alla regione Toscana.

Le sezioni tecniche dei progetti hanno effettuato un'approfondita analisi climatica mensile, interannuale ed intrannuale, consistita nell'elaborazione e spazializzazione, attraverso adeguate tecniche di interpolazione, dei dati di pioggia, temperatura ed evapotraspirazione potenziale provenienti da stazioni meteorologiche a terra, per la definizione dell'Indice di Aridità, inteso come rapporto fra Precipitazione ed Evapotraspirazione potenziale.

3 DRIVING FORCES E ANALISI EVOLUTIVE

3.1 Analisi a scala regionale (DISMED)

L'analisi condotta sul bacino del Mediterraneo ha prodotto una mappa dell'Indice di Aridità calcolato sul periodo di riferimento 1960-

1990 (standard *WMO-World Meteorological Organization*) (Fig. 1) che sta ad indicare il *CQI* (*Climate Quality Index*) della metodologia ESAs.

Tale mappa è stata incrociata con gli altri indici del metodo: il *VQI* (*Vegetation Quality Index*), ottenuto da una riclassificazione del *Landcover* in base agli indicatori di rischio d'incendio, protezione dall'erosione, grado di copertura della vegetazione e resistenza alla siccità, e il *SQI* (*Soil Quality Index*), derivante dalla classificazione dei seguenti parametri del suolo: roccia madre, tessitura, profondità e pendenza.

Il risultato, su scala nazionale italiana, ha evidenziato come, fra le regioni del sud maggiormente affette, la Sicilia presenti più del 30% del territorio soggetto a rischio alto (Fig. 2).

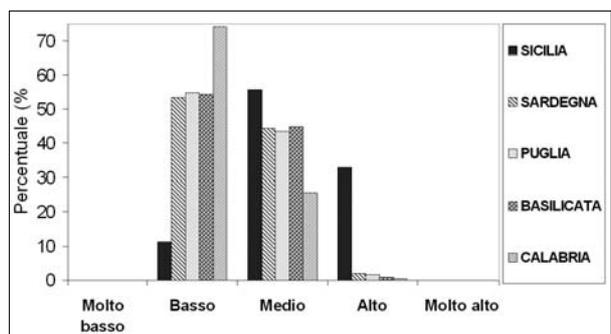


Figura 2: Percentuale di territorio a rischio desertificazione nelle regioni più vulnerabili

3.2 Analisi a scala locale (DESERTNET)

Con il Progetto DESERTNET l'analisi climatica ha subito un'evoluzione. Oltre all'aspetto "statico", "strutturale" del clima, che ne delinea le caratteristiche essenziali, è stato dato risalto all'aspetto "dinamico", "congiunturale" delle vicende climatiche e degli andamenti del clima della Toscana, al fine di individuare le variazioni e le fluttuazioni verificatesi nel corso dell'ultimo quarantennio 1960-2000.

Inoltre una destagionalizzazione dei valori di aridità annui ha permesso di identificare nel dettaglio i periodi di maggiore vulnerabilità degli ecosistemi vegetali.

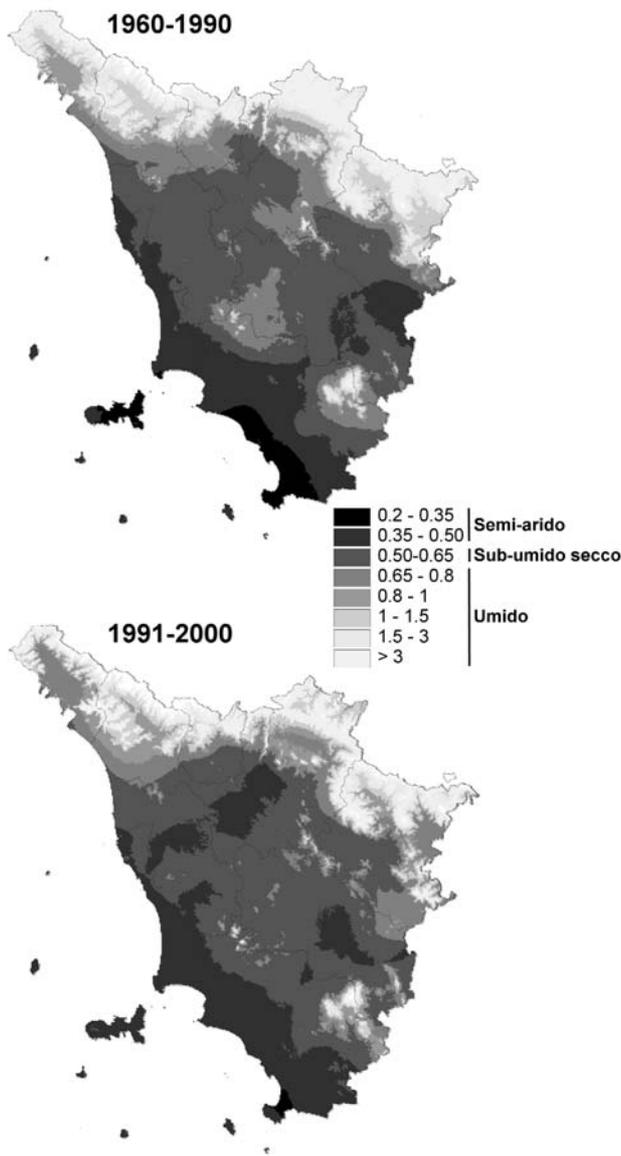


Figura 3: Evoluzione dell'aridità nel decennio '91-'00 in Toscana.

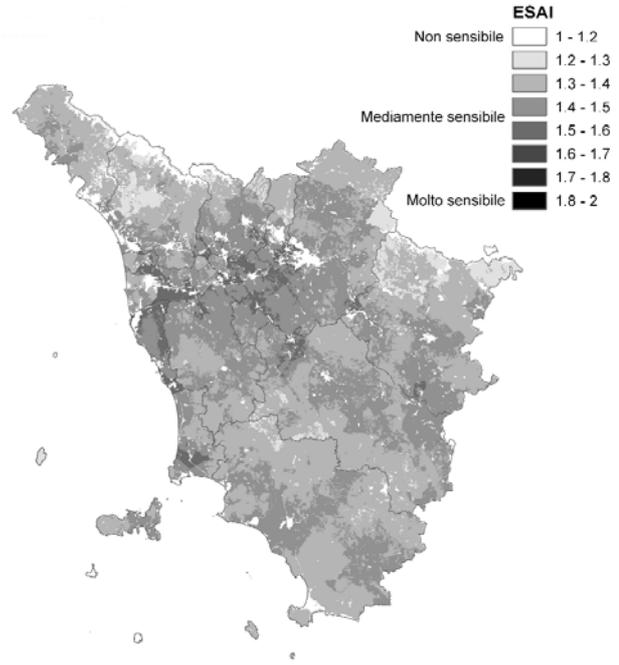


Figura 4: Carta dell'indice ESIA di vulnerabilità alla desertificazione della Toscana.

Se a livello annuale, infatti, la Toscana risulta una regione umida, nel periodo primaverile-estivo si evidenziano zone a carattere sub-umido secco e semi-arido che si estendono dalle aree costiere alle valli interne, fino alle pendici appenniniche nel periodo più caldo, creando problemi alla vegetazione naturale ed alle colture agricole, in quanto le fasi critiche di crescita per le piante sono, di solito, concentrate in tali mesi.

La Figura 3 mostra l'Indice di Aridità primaverile-estivo, secondo la classificazione UNEP, calcolato sul trentennio climatologico 1960-1990 e sul decennio di confronto 1991-2000.

Seguendo la metodologia ESAs, all'analisi climatica sono state affiancate analisi vegetazionali, podologiche e di gestione del territorio, avendo cura di scegliere il set di indicatori più appropriato al contesto toscano; grazie poi alla flessibilità della metodologia, è stato inserito un ulteriore indice di qualità relativo alla pressione antropica (*HPI-Human Pressure Index*), che considera non solo la densità di popolazione che risiede stabilmente su un'area, ma anche l'impatto che l'afflusso di turisti in zone ristrette ed in tempi limitati ha sullo sfruttamento delle risorse naturali.

La mappa finale di sensibilità alla desertificazione della Toscana evidenzia quattro macroaree a rischio medio-alto, caratterizzate da elementi di pressione diversi, ma omogenei all'interno di ogni macro-area (Fig. 4).

L'analisi, che è stata impostata prendendo in considerazione gli indicatori più appropriati rispetto al territorio regionale, si caratterizza per l'enfasi che è stata data a quelle componenti che, in termini di pressione sul territorio, presentano maggiore dinamicità nel tempo, quali le variazioni della pressione antropica e l'evoluzione dei parametri climatici.

Il quadro di riferimento della sensibilità alla desertificazione che risulta da questo studio, rappresenta, dunque, non solo una fotografia dello stato di fatto, ma comprende anche una valutazione della tendenza dei fenomeni in atto.

4 APPLICAZIONI SUL TERRITORIO

I risultati ottenuti dagli studi alle diverse scale spaziali e temporali devono servire da strumento operativo di supporto decisionale nell'ambito della pianificazione dello sviluppo e della gestione delle risorse.

Per questo motivo, nelle aree identificate come maggiormente soggette a rischio, si rende necessario un approfondimento degli studi e del monitoraggio dei fattori di pressione predominanti con un occhio di riguardo ai possibili scenari futuri ed alle azioni di mitigazione.

Nelle aree ancora non affette, invece, è altresì importante creare delle linee guida per la prevenzione dei fenomeni di degrado.

La carta di sensibilità alla desertificazione rappresenta, inoltre, una base informativa per "leggere" in modo trasversale il territorio, integrando gli indicatori che la compongono con altre analisi tematiche legate alle problematiche ambientali e che vengono solitamente affrontate in differenti ambiti, dando luogo ad interessanti considerazioni circa la coinci-

denza, in alcune aree, di criticità di origine diversa, come ad esempio le zone di criticità ambientale individuate all'interno del Piano Regionale di Azione Ambientale 2004-2006 o le aree ad elevato livello di emissioni di CO₂.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

Allen R.G., Pereira S.L., Raes D. e Smith M. 1998. *Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements*. FAO Irrigation and Drainage Paper n. 56. Rome.

Genesio L., Capecchi V., Crisci A. e Magno R. 2003. *Thematic and sensitivity mapping on desertification and drought: climatic sensitivity to desertification*. Rapporto tecnico Progetto DIS/MED (Desertification Information System to Support National Action Programmes in the Mediterranean).

Genesio L., Magno R., Crisci A., Capecchi V., Ferrari R. e Angeli L. 2004. *Integrazione dei dati climatici, telerilevati e socio-economici per la definizione di indicatori di vulnerabilità alla desertificazione*. Rapporto tecnico finale Progetto DESERTNET-Interreg IIIB-MEDOCC. IBI-MET-CNR e Regione Toscana.

Kosmas C., Kirkby M. e Geeson N. 1999. *The MEDALUS project. Mediterranean Desertification and land use. Manual on key indicators of Desertification and mapping environmentally sensitive areas to desertification*. European Commission, Brussels.

Magno R. 2001. *Criteri d'individuazione degli Indicatori per la quantificazione delle Aree Sensibili alla Desertificazione. Un caso di studio: la Puglia*. Tesi del Corso di Laurea in Scienze Forestali, Università degli Studi di Bari.

Thornthwaite C.W. 1948. *An approach toward a rational classification of climate*. Geograph. Rev. 38,55.

Stima dei tempi di correlazione caratteristici dell'attività fotosintetica terrestre su scale climatiche

M. Lanfredi¹, T. Simoniello¹, V. Cuomo¹, M. Macchiato²

¹Istituto di Metodologie per l'Analisi Ambientale, CNR, Tito, Potenza, Italia

²Dipartimento di Scienze Fisiche, Università "Federico II", CNR, Napoli, Italia
lanfredi@imaa.cnr.it

SOMMARIO: In questo contributo viene presentata una metodologia empirica per la caratterizzazione dinamica della vegetazione nell'ambito dello studio delle interazioni tra biosfera, attività antropiche e clima. Gli ecosistemi in equilibrio stabile rispondono alle perturbazioni ritornando asintoticamente alle condizioni non perturbate. Nell'ambito della teoria dei sistemi stocastici, tale resilienza si concretizza generalmente nell'esistenza di scale temporali caratteristiche. Al contrario, l'assenza di scale tipiche e la non-stazionarietà indicano la tendenza a memorizzare e ad accumulare perturbazioni. La procedura sviluppata consiste nello stimare la probabilità di persistenza dei trend dell'attività fotosintetica ottenuti da serie di mappe satellitari di indici di vegetazione. I risultati conseguiti sull'area test del Sud Italia per il periodo 1985-1999 rivelano condizioni medie stazionarie con situazioni locali anomale in aree a rischio di *land degradation*. Tale procedura si presenta particolarmente promettente per studiare fenomeni di desertificazione e, più in generale, per assimilare informazioni quantitative sulla dinamica della biosfera nei modelli climatici.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Le interazioni non lineari tra copertura vegetale ed atmosfera svolgono un ruolo chiave nelle dinamiche climatiche e nel *Climate Change* (e.g., Feddema et al. 2005). Le caratteristiche e le proprietà di correlazione dei processi che coinvolgono la copertura vegetale terrestre variano in accordo con il Clima. A loro volta, modificazioni intensive della copertura vegetale agiscono come forzante sul Clima determinando cambiamenti nei flussi energetici di superficie, nel bilancio idrico e nel ciclo del carbonio. È stato stimato che gli effetti di tale forzante sul bilancio radiativo sono almeno confrontabili con quelli dovuti a tutti i gas serra complessivamente (Pielke et al. 2002).

Gli studi fenomenologici sui processi di *land cover* stanno rapidamente progredendo grazie soprattutto ai dati da satellite. Questi vengono attualmente assimilati nei modelli climatici ma le dinamiche della vegetazione sono an-

cora sostanzialmente inesplorate. Esistono dei modelli pionieristici qualitativi che mettono in evidenza meccanismi molto interessanti le cui scale dinamiche non sono esplicitate. La stima di tali scale spazio-temporali è, però, essenziale sia per la previsione del Clima, sia per la valutazione del rischio di *land degradation* e desertificazione in ambienti fragili. Molti degli ecosistemi a rischio sembrano obbedire a dinamiche multi-equilibrio in cui perturbazioni relativamente piccole della vegetazione o del clima possono generare differenti scenari stabili con cambiamenti sostanzialmente irreversibili (e.g., Higgins et al. 2002). Una delle proprietà fondamentali della vegetazione in buono stato ed in regime climatico stazionario è, invece, un'elevata resilienza, ossia una buona capacità di recuperare dalle perturbazioni ritornando alla pre-esistente condizione imperturbata. Dal punto di vista dinamico, la resilienza implica l'esistenza di scale temporali caratteristiche il cui valore dipende da molti fattori (tipo di vegeta-

zione, clima locale, disponibilità di nutrienti etc.) e la cui stima è particolarmente importante in tutte le problematiche climatiche in cui il ruolo della biosfera è considerato significativo. A tale scopo, le serie temporali di osservazioni satellitari costituiscono lo strumento principale per ricostruire le proprietà di correlazione dell'attività fotosintetica a livello planetario.

Questo contributo riguarda la messa a punto di una procedura empirica per la caratterizzazione dinamica dell'attività fotosintetica basata su metodologie stocastiche ed applicata a serie temporali di dati da satellite NOAA-AVHRR relativi all'area test del Sud Italia. L'indice satellitare utilizzato è l'NDVI (Normalized Difference Vegetation Index), un indice vegetazionale largamente impiegato in letteratura come variabile proxy per l'attività fotosintetica. Punto critico fondamentale per l'affidabilità della metodologia è la bontà delle procedure di processamento dei dati satellitari al fine di minimizzare effetti di trend spuri (Simoniello et al. 2004).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

L'attività di ricerca svolta dal nostro gruppo nell'ambito della caratterizzazione delle dinamiche di *land cover* attraverso l'analisi di dati satellitari riguarda sia il processamento dei dati grezzi che la messa a punto di metodiche ad *hoc* derivate dalle teorie stocastiche e dei sistemi dinamici.

2.1 Processamento di dati satellitari NOAA-AVHRR

I dati NOAA/AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer, a bordo dei satelliti National Oceanic and Atmospheric Administration), acquisiti direttamente presso l'IMAA-CNR, sono stati processati ed elaborati per ottenere mappe corrette dell'indice di vegetazione NDVI per il Sud Italia alla risoluzione del sensore ($\sim 1 \text{ Km}^2$).

Negli anni scorsi abbiamo messo a punto e validato una procedura per la minimizzazione degli errori sistematici presenti nei dati (Cuo-

mo et al. 2001) e verificato le loro potenzialità per il monitoraggio di coperture vegetali eterogenee come quelle degli ecosistemi Mediterranei (Bonfiglio et al. 2002).

L'affidabilità dei dati riveste un ruolo cruciale in questo tipo di studi poiché l'eventualità di trend spuri può portare a caratterizzazioni dinamiche completamente distorte.

2.2 Stima delle probabilità di persistenza

L'idea di base su cui si fonda quest'attività di ricerca è che lo studio dell'evoluzione temporale delle mappe di NDVI possa essere proficuamente inquadrato in una problematica meccanico-statistico analogica. L'algoritmo da noi sviluppato è ispirato alle recenti teorie relative alla dinamica delle superfici (e.g., Sire et al. 2000) ed è stato opportunamente adattato alle peculiarità del problema specifico (Lanfredi et al. 2004). Esso prevede il calcolo dei trend lineari di NDVI stimati a partire da condizioni di riferimento fissate e per periodi progressivamente crescenti. La distribuzione statistica empirica sul territorio dei tempi necessari perché tali trend cambino segno (tempi di primo passaggio), permette di stimare la probabilità di persistenza, che riflette le proprietà di stazionarietà della variabilità dell'NDVI. Nel caso di processi con scale caratteristiche, i tempi di primo passaggio t si distribuiscono esponenzialmente:

$$q(t) = N(t) / N_0 \exp(t / \tau)$$

dove $N(t)$ è il numero di pixel per cui il trend sopravvive t anni, N_0 è il numero di pixel investigati e la costante di decadimento caratteristica τ fornisce una stima del tempo di vita medio dei trend sulla regione investigata.

3 RISULTATI RILEVANTI

Il risultato generale più interessante, per quanto riguarda la metodologia, è il buon accordo tra le curve sperimentali stimate e le funzioni di correlazione teoriche attese nel caso di processi stazionari (Fig. 1).

Le scale caratteristiche ben si accordano con

le diverse tipologie di *land cover*. Ad esempio, per la macchia Mediterranea, nota per la sua capacità di recupero e di espansione, abbiamo stimato un tempo caratteristico di circa 3 anni per i trend negativi (il minimo fra le coperture) e di circa 23 anni per quelli positivi (il massimo fra le coperture). Situazioni locali di degrado si osservano in aree a rischio di *land degradation*, specialmente in Puglia (Fig. 2).

Questa analisi può essere ripetuta anno per anno ottenendo informazioni dinamiche aggiornate sulle diverse coperture vegetali per individuare precocemente cambiamenti diffusi sul territorio.

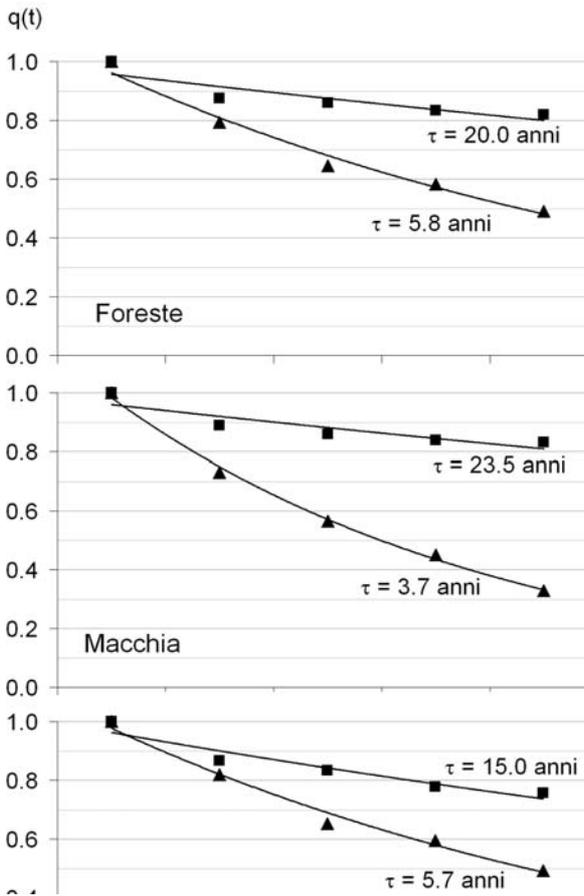


Figura 1: Esempi di *Best fit* esponenziali della probabilità di persistenza dei trend positivi (quadrati) e negativi (triangoli) per alcuni tipi di *land cover*. I tempi caratteristici τ indicano che i trend negativi decadono mediamente in tempi più brevi di quelli positivi, come atteso per vegetazione in buono stato. [da Lanfredi et al 2004]

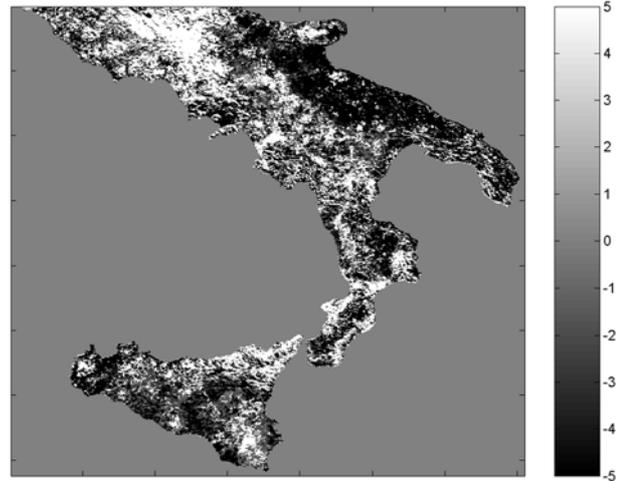


Figura 2: Mappa dei tempi di persistenza, espressi in anni, per il periodo 1995-1999. Il segno indica la direzione dei trend. Risulta particolarmente evidente la presenza di grandi aree soggette a decrescita persistente dell'NDVI in Puglia e in alcune zone della Sicilia e della Calabria. [da Lanfredi et al. 2004]

4 PROSPETTIVE FUTURE

Attualmente si sta procedendo all'applicazione della metodologia sviluppata in due diversi contesti. Il primo riguarda l'analisi delle persistenze sul bacino del Mediterraneo, dove esistono molte aree a rischio di *land degradation* e desertificazione. Il secondo è relativo allo studio delle potenzialità degli indici di persistenza per il miglioramento delle performance degli indicatori di vulnerabilità alla desertificazione attraverso l'integrazione di informazioni dinamiche. Inoltre, si prevede di studiare l'esportabilità della metodologia ad altri parametri (es. LAI, FPAR) e a dati da sensori di nuova generazione (MODIS, VGT). Più in generale, le persistenze stimate con la nostra procedura mettono in luce proprietà di base della dinamica della vegetazione e forniscono stime quantitative che possono essere di interesse per i modelli climatici, soprattutto per esplicitare le correlazioni della biosfera con forzanti climatiche e/o antropiche

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

Bonfiglio A., Cuomo V., Lanfredi M. e Macchiato M. 2002. Interfacing NOAA/

- AVHRR NDVI and soil truth maps for monitoring vegetation phenology at a local scale in a heterogeneous landscape of Southern Italy. *Int. J. Rem Sens.*: 23(20), 4181-4195.
- Cuomo V., Lanfredi M., Lasaponara R., Macchiato M. e Simoniello T. 2001. Detection of interannual variation of vegetation in middle and southern Italy during 1985-1999 with 1 km NOAA AVHRR. *J. Geophys. Res.*: 106 (D16) 17,863-876.
- Feddema J. J., Oleson, K. W., Bonan G. B., Mearns L. O., Buja L. E., Meehl G. A., e Washington W. M. 2005. The Importance of Land-Cover Change in Simulating Future Climates. *Science*: 310, 1674. DOI: 10.1126/science.1118160
- Higgins P. A. T., Mastrandrea M. D. e Schneider S. H. 2002. Dynamics of climate and ecosystem coupling: abrupt changes and multiple equilibria. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B*: 357, 647-655. DOI 10.1098/rstb.2001.1043
- Lanfredi M., Simoniello T. e Macchiato M. 2004. Temporal persistence in vegetation cover changes observed from satellite: development of an estimation procedure in the test site of the Mediterranean Italy. *Rem. Sens. Env.*: 93(4), 565-576.
- Lanfredi M., Liberti M., Simoniello T. e Macchiato M. 2005. Long-time vegetation dynamics inferred from satellite: evaluation of characteristic time scales of photosynthetic activity trends. *Geophys. Res. Abstracts*: 7, 09679.
- Pielke R. A. Sr., Marland G., Betts R. A., Chase T. N., Eastman J. L., Niles J. O., Niyogi D. S. e Running S. W. 2002. The influence of land-use change and landscape dynamics on the Climate System: relevance to climate-change policy beyond the radiative effect of greenhouse gases. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*: 360,1705.
- Simoniello T., Cuomo V., Lanfredi M., Lasaponara R. e Macchiato M. 2004. On the relevance of accurate correction and validation procedures in the analysis of AVHRRNDVI time series for long term monitoring. *J. Geophys. Res.*: 109, D20107, DOI: 10.1029/2004JD004819.
- Sire C., Majumdar S.N., e Rüdiger A. 2000. Analytical results for random walk persistence. *Phys. Rev. E*: 61(2), 1258-1269.

I composti organici volatili di origine biogenica (BVOC) nell'atmosfera e loro ruolo nei cambiamenti climatici

P. Ciccioli¹, F. Loreto²

¹*Istituto di Metodologie Chimiche, CNR, Roma, Italia*

²*Istituto di Biologia Agro-Ambientale e Forestale, CNR, Roma, Italia*
paolo.ciccioli@imc.cnr.it

SOMMARIO: Vengono qui riassunti i risultati principali delle ricerche svolte sui composti organici volatili di origine biogenica (BVOC) emessi o assorbiti da ecosistemi terrestri, che contribuiscono al clima ed ai cambiamenti climatici globali per effetto serra o per produzione di ozono e di aerosoli organici secondari (SOA).

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

È ormai unanimemente riconosciuto (Kanakidou et al., 2005) che i BVOC con tensione di vapore superiore a 0.13 KPa svolgono un ruolo fondamentale negli equilibri climatici potendo agire sia come gas serra, che come produttori di ozono troposferico e SOA. Particolarmente efficace sul clima è l'impatto dei SOA perché si comportano da nuclei di condensazione delle nubi (CCN). Fra i BVOC responsabili del riscaldamento dell'atmosfera va annoverato il metano, la cui emissione da parte delle piante terrestri è però ancora oggetto di discussione. Tra quelli che concorrono alla formazione di ozono e SOA, vanno annoverati essenzialmente i composti isoprenoidi (isoprene, monoterpeni, sesquiterpeni). Ozono e SOA si formano per ossidazione fotochimica degli isoprenoidi in presenza di NO+NO₂ (NO_x) e radiazione UV. Il massimo dell'efficienza si raggiunge quando $15 > [BVOC]/[NO_x] > 4$. Al di fuori di questo intervallo, la reattività di questi composti decade rapidamente. Mentre in condizioni ottimali l'isoprene è un forte produttore di ozono ma contribuisce poco o nulla alla formazione di SOA, i monoterpeni ed i sesquiterpeni producono minori quantità di ozono ma quantità molto maggiori di SOA. Presenti stime indi-

cano che su scala globale i soli monoterpeni danno ragione di più del 50% dei SOA presente nella troposfera, e che quest'ultima rappresenta una frazione variabile tra il 20 ed il 90% della massa totale degli aerosoli sottili ed ultrasottili (Kanakidou et al., 2006). L'esatta quantificazione degli effetti dei BVOC sul clima è resa però difficile dall'alto numero e la diversa reattività dei composti, dalla notevole incertezza sui fattori di emissione e dalla limitata conoscenza dei processi di trasformazione in relazione alla capacità ossidativa dell'atmosfera. In particolare, i processi biochimici di formazione ed emissione degli isoprenoidi non sono ancora completamente noti e ancora meno noto è l'impatto che sull'emissione hanno gli stress biotici ed abiotici. Per questi motivi la ricerca sui BVOC stata avviata al CNR sin dal 1984.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

L'attività di ricerca svolta negli ultimi anni è stata focalizzata allo studio dei processi biochimici e fisiologici alla base dell'emissione di BVOC ed alla parametrizzazione ed alla modellizzazione delle emissioni di BVOC al livello di ecosistema. La validazione degli algoritmi e dei modelli, necessaria per generare una cartografia GIS utile ai fini della model-

lizzazione ambientale, ha richiesto lo sviluppo di tecniche micro-meteorologiche avanzate per la misura dei flussi.

Per lo studio dei processi in condizioni controllate, sono state costruite camere per la misura dell'emissione di BVOC mediante la tecnica dello scambio gassoso sia a livello fogliare che a livello di pianta intera. Esse consentono di determinare sia l'emissione di BVOC che la fotosintesi e l'evapotraspirazione in funzione dei principali parametri ambientali e degli stress di tipo abiotico (ozono, siccità) e biotico (attacco degli insetti) a cui la pianta è soggetta. Un esempio dell'apparecchiatura usata per lo studio di questi stress è mostrato in Figura 1.

Lo studio dei pathways metabolici è stato reso possibile dallo sviluppo di sofisticate tecniche di marcamento isotopico con $^{13}\text{CO}_2$ (Loreto *et al.*, 1996), che permettono di seguire in modo dettagliato i vari processi che soprassedono alla produzione ed all'emissione dei BVOC dalle piante. In tutte queste investigazioni si è fatto un uso intensivo di tecniche analitiche all'avanguardia basate sulla spettrometria di massa e la gas cromatografia. Per la misura dei flussi di BVOC da ecosistemi forestali, sono state sviluppate tecniche micro-meteorologiche innovative, quali la Relaxed Eddy Accumulation (REA) ed il Middle Layer Boundary Approach (MLA) che consentono di verificare in campo le osservazioni effettuate in laboratorio e di valutare le eventuali perdite causate dalla reattività atmosferica all'interno della canopy (Ciccioli *et al.*, 2003). Una foto del sistema REA è mostrata in Figura 2.

Una metodologia originale è stata infine sviluppata per produrre mappe georeferenziate delle emissioni biogeniche dei singoli componenti al fine di modellare in modo accurato i loro processi ossidativi.

3 RISULTATI RILEVANTI

Negli ultimi anni è stato visto che un numero sempre maggiore di piante presenti nelle aree temperate e tropicali emettono monoterpeni

secondo un meccanismo che dipende sia dalla luce che dalla temperatura. Tale meccanismo, che è stato osservato per la prima volta dagli autori della presente nota in una pianta Mediterranea (leccio) (Ciccioli *et al.*, 1997, Loreto *et al.*, 1996), ha rappresentato un notevole contributo alla conoscenza scientifica. Esso è senz'altro uno dei risultati più brillanti ottenuti dal progetto Europeo BEMA coordinato dal CNR. Tra le specie che seguono questo tipo di meccanismo è stato recentemente individuato anche il faggio, una delle piante più comuni nelle aree forestali in Italia ed in Europa. I risultati di questa ricerca, svolta in collaborazione con il Max Plank Institute di Mainz, (Dindorf *et al.*, 2006) hanno mostrato che, contrariamente a quanto riportato, tale specie è un forte emettitore di monoterpeni ed è potenzialmente in grado di influenzare notevolmente il clima in Europa sia mediante la produzione di ozono che quella di SOA. È stato inoltre confermato, attraverso il marcamento isotopico (Noe *et al.*, 2006), come alcune conifere dell'area Mediterranea (*Pinus pinea*) seguano anch'esse lo stesso meccanismo emissivo dei monoterpeni, che normalmente è tipico delle angiosperme forestali.

Per quel che concerne i flussi, la tecnica REA



Figura 1: Fotografia della camera di scambio gassoso usata per lo studio dell'impatto sull'emissione di isoprenoidi indotta dall'esposizione ad ozono in collaborazione con il Research Centre Jülich, Germany, Institute Phytosphere (ICG-III), Dr Juergen Wildt



Figura 2: Fotografia del sistema REA usato per la misura dei flussi di BVOC in un bosco di leccio localizzato all'interno della Tenuta Presidenziale di Castelporziano.

è stata per la prima volta impiegata per seguire le variazioni stagionali in un sito forestale italiano e per stabilire definitivamente l'importanza della stagionalità nella modellizzazione delle emissioni (Ciccioli *et al.*, 2003). Ciò ha consentito inoltre di validare i termini correttivi sviluppate sulla base di esperimenti di laboratorio. La tecnica MLA è stata sperimentata con successo nell'isola di Pianosa nell'ambito del progetto CNR PIANOSA LAB. In questo studio è stato possibile comparare direttamente i flussi di BVOC misurati con quelli stimati attraverso una modellizzazione dell'emissione reale.

I risultati ottenuti dalle ricerche svolte dal nostro gruppo di ricerca indicano che una completa revisione delle stime attuali delle emissioni di BVOC in Italia ed in Europa è assolutamente necessaria. L'emissione di monoterpeni in grado di produrre SOA è infatti molto più elevata di quanto previamente stimato, mentre è più bassa quella dell'isoprene. Dato il tipo di circolazione esistente in Italia, gli aerosoli formati da BVOC possono contribuire in modo decisivo al livello di PM₁₀, PM_{2.5} misurato nelle aree urbane e suburbane.

I risultati delle ricerche effettuate dal nostro gruppo di ricerca in aree tropicali, boreali e

temperate hanno convinto i colleghi Americani a rivedere le metodologie da loro usate nello studio dell'emissione dei BVOC, in quanto esiste una possibilità reale che anche alcune delle specie vegetali presenti in quel continente emettano monoterpeni secondo il meccanismo individuato in Italia.

Nello studio dell'impatto degli stress abiotici sull'emissione di BVOC, risultati originali sono stati recentemente ottenuti nell'ambito dei progetti Marie Curie ISONET e ESF-VOCBAS, coordinati da uno degli autori. Tali ricerche hanno ad esempio identificato a) relazioni tra la quantità di isoprenoidi emessi e la chiusura stomatica che a sua volta influenza gli scambi di energia e materia tra atmosfera ed atmosfera (Barta e Loreto 2006); e b) che gli isoprenoidi possono proteggere le piante da stress da ozono detossificando efficacemente questo inquinante all'interno delle foglie (Loreto e Fares 2007).

Per quel che concerne il metano, sono stati di recente pubblicati i risultati di una modellizzazione che riporta per la prima volta una stima realistica del sink di questo composto da parte dei suoli agricoli e forestali italiani (Castaldi *et al.*, 2007)

4 PROSPETTIVE FUTURE

Le metodologie sviluppate rappresentano una base di lavoro solida per poter ottenere i dati di emissione di BVOC, che sono fondamentali per qualsiasi tipo di modellizzazione volta a valutarne l'impatto sul clima. Tuttavia molto lavoro rimane ancora da fare, soprattutto per quel che concerne la conoscenza degli effetti sull'emissione causati dall'aumento della CO₂ e dagli stress, in particolare quello idrico e da ozono, destinati ad aumentare nell'area Mediterranea a seguito dei cambiamenti climatici in corso. Inoltre vanno ancora determinati i fattori di emissione di BVOC di molte specie vegetali importanti sul territorio nazionale, di cui ancora si sa poco o nulla. In questo senso si sta lavorando attivamente nel progetto CARBOITALY che, avviato nel 2006, terminerà tra due anni.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Barta C., F. Loreto. 2006. The relationship between the methyl-erythritol phosphate (MEP) pathway leading to emission of volatile iso-prenoids and abscisic acid content in leaves, *Plant Physiol.* 141: 1676-1683.
- Castaldi S., Costantini M., Cenciarelli P., Ciccioli P., Valentini R. (2007) The methane sink associated to soils of natural and agricultural ecosystems in Italy, *Chemosphere*, 66, 723-729
- P. Ciccioli, C. Fabozzi, E. Brancaleoni, A. Cecinato, M. Frattoni, F. Loreto, J. Kesselmeier, L. Schafer, K. Bode, L. Torres, J.L. Fugit (1997) Use of the isoprene algorithm for predicting the monoterpene emission from the Mediterranean holm oak *Quercus ilex* L. : Performances and limits of this approach, *J. Geophys. Res.*, 102, D19, 23319-23328.
- Ciccioli P., E. Brancaleoni, M. Frattoni, V. Di Palo, R. Valentini, G. Tirone, G. Seufert, N. Bertin, U. Hansen, O. Csiky, R. Lenz, M. Sharma (1999) Emission of reactive terpene compounds from orange orchards and their removal by within-canopy processes, *J. Geophys. Res.*, 104, D7, 8077-8094.
- Ciccioli P., E. Brancaleoni, M. Frattoni, S. Marta, A. Brachetti, M. Vitullo, G. Tirone and R. Valentini (2003) Relaxed eddy accumulation, a new technique for measuring emission and deposition fluxes of volatile organic compounds by capillary gas chromatography and mass spectrometry, *J. Chromatog. A*, 985, 283-296
- Dindorf T., Kuhn U., Ganzeveld L., Schebeske G., Ciccioli P., Holzke C., Koble R., Seufert G., and Kesselmeier J. (2006) Significant light and temperature dependent monoterpene emissions from European beech (*Fagus sylvatica* L.) and their potential impact on the European volatile organic compound budget, *J. Geophys. Res.* 111, D16305-1 D16305-15, doi:10.1029/2005JD006751, 2006
- Loreto F., S. Fares. 2007. Is ozone flux inside leaves only a damage indicator? Clues from volatile isoprenoid studies, *Plant Physiol.* 143: 1096-1100.
- Loreto F., P. Ciccioli, E. Brancaleoni, A. Cecinato, M. Frattoni, T. Sharkey (1996) Different sources of reduced carbon contribute to form three classes of terpenoid emitted by *Quercus ilex* L. leaves, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 93, 9966-9969.
- Kanakidou M., J. H. Seinfeld, S. N. Pandis, I. Barnes, F. J. Dentener, M. C. Facchini, R. Van Dingenen, B. Ervens, et al. (2005) Organic aerosol and global climate modelling: a review, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 1053-1123
- Noe S.M., Ciccioli P., Brancaleoni E., Loreto F., Niinemets U. (2006) Emissions of monoterpenes linalool and ocimene respond differently to environmental changes due to differences in physico-chemical characteristics, *Atmos. Environ.* 40, 4649-4662 (I.F. 2004) 2.562

Impatto dell'aumento della CO₂ atmosferica sull'emissione biogenica di composti organici volatili (VOC)

R. Baraldi, F. Rapparini, F. Miglietta, G. Maracchi

Istituto di Biometeorologia, CNR, Italia

r.baraldi@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: Il continuo aumento della CO₂ atmosferica pone la necessità di approfondire le conoscenze sul funzionamento degli ecosistemi soggetti a questo cambiamento climatico. Da diversi anni si sono intensificati gli studi sull'impatto dell'elevata CO₂ su diverse attività fisiologiche, tra le quali anche l'emissione di composti organici volatili (VOC), composti di notevole importanza per la produzione di gas serra e di inquinanti. Tuttavia, esistono ancora numerose incertezze e soprattutto occorre capire se le risposte osservate a livello di singola foglia o pianta si manterranno anche in ecosistemi naturali. La nostra attività di ricerca ha dimostrato che mentre a livello fogliare rapidi incrementi di CO₂ inibiscono il rilascio di VOC, ciò non avviene a lungo termine in ecosistemi Mediterranei, nei quali, per una corretta previsione, occorre considerare l'interazione con altri stress ambientali che possono avere un effetto diretto sull'emissione stessa e/o indiretto, alterando il rapporto tra le specie emittitrici e non di VOC.

1 PROBLEMA SCIENTIFICO

Il rapido aumento di concentrazione atmosferica dell'anidride carbonica è l'evento chiave che sta alla base dei cambiamenti climatici in atto. La biosfera terrestre ha una funzione cruciale rispetto al ciclo globale del carbonio. La ricerca scientifica si è posta il molteplice obiettivo di conoscere e descrivere quali sono gli effetti e le conseguenze dell'aumento della CO₂ sul sistema climatico a scala globale e regionale, e di capire le complesse interrelazioni tra biosfera e atmosfera e fra il funzionamento degli ecosistemi. Gli studi si sono particolarmente concentrati sull'analisi dell'impatto della CO₂ sui processi fisiologici primari degli ecosistemi terrestri (fotosintesi, traspirazione, attività stomatica, sviluppo della biomassa) e più limitatamente sulle risposte metaboliche secondarie, quali le emissioni di composti organici volatili (VOC). L'emissione di questi composti, e in particolare degli isoprenoidi (isoprene e monoterpeni), che possono svolgere funzioni di protezione da stress biotici e abiotici (Kesselmeier &

Staudt 1999), comporta la perdita di carbonio fotosintetico che, in piante stressate, può arrivare anche al 10%. Inoltre, i VOC biogenici essendo altamente reattivi in atmosfera, possono produrre ossidanti fotochimici e gas serra, come l'ozono e il monossido di carbonio, soprattutto in presenza di elevata radiazione solare e temperatura, tipiche condizioni estive dell'ambiente Mediterraneo, quando le emissioni biogeniche stesse sono più alte. Nonostante i recenti progressi della ricerca scientifica, esistono ancora molte incertezze sull'impatto della CO₂ sull'emissione di VOC biogenici (Loreto et al., 1996; Arneth et al., 2006).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

L'impatto dell'elevata CO₂ sul rilascio di isoprenoidi è stata da noi valutata in campo su due ecosistemi Mediterranei diversi.

Il primo, situato in California, consisteva di un tipico "chaparral" dominato da specie come l'*Adenostoma fasciculatum* e il *Ceanothus greggii* (Baraldi et al., 2004; Figura

1). Presso la stazione sperimentale del Dipartimento di Biologia dell'Università di San Diego, questo ecosistema naturale è stato per 4 anni esposto in piccole serre poste *in situ* a diverse concentrazioni di CO₂, da 250 ppm (pre-industriale) a 750 ppm (doppia di quella attuale). La misura dei VOC è stata effettuata campionando l'aria contenuta nelle diverse serre su substrati carboniosi adsorbenti, e analizzandola con la gascromatografia associata alla spettrometria di massa (GC-MS). I campionamenti sono stati eseguiti alla mattina, a mezzogiorno e nel pomeriggio per seguire l'andamento giornaliero delle emissioni. Le misure sono state ripetute in estate (giugno) e in inverno (dicembre).



Figura 1: Chaparral (*Adenostoma fasciculatum* e *Ceanothus greggii*) esposto in serre a diverse concentrazioni di CO₂.

Nel secondo esperimento è stata sfruttata l'esposizione a lungo termine di 2 specie di querce tipiche dell'area Mediterranea, (*Quercus pubescens* e *Quercus ilex*) in una sorgente naturalmente arricchita di CO₂ e situata nel centro Italia (Rapparini *et al.*, 2004; Figura 2). In questo caso l'emissione di isoprenoidi è stata analizzata a livello di singola foglia o di intera branchetta utilizzando idonee cuvette e seguendone l'andamento diurno e stagionale durante 2 anni consecutivi. Inoltre, sono stati anche analizzati gli effetti di cambiamenti rapidi di CO₂ indotti sulle foglie di piante cresciute in condizioni naturali di CO₂ atmosferica. La caratterizzazione e quantificazione dei VOC è stata effettuata con la metodologia precedentemente descritta. In entrambi gli ap-

procci sperimentali, è stata misurata anche l'attività fotosintetica, nel primo caso esprimendola a livello di ecosistema come NEE (Net Ecosystem Exchange), nel secondo caso come assimilazione fogliare netta.



Figura 2: Vegetazione della macchia Mediterranea (*Q.ilex* e *Q.pubescens*) cresciuta in una sorgente naturalmente arricchita di CO₂.

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1 Esperimento 1: chaparral

La concentrazione di CO₂ atmosferica non ha influenzato né la composizione né la quantità dei monoterpeni emessi da questo ecosistema

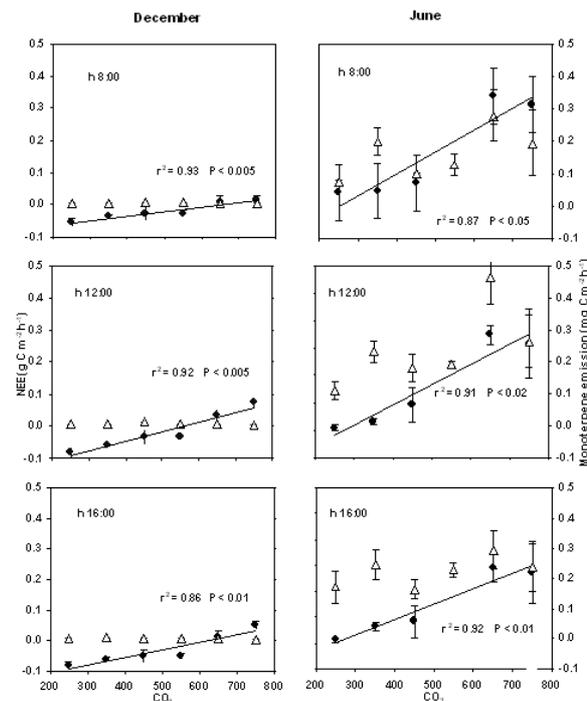


Figura 3. Effetto della concentrazione di CO₂ sulla NEE (cerchi) e sull'emissione di monoterpeni (triangoli) misurate a Dicembre e Giugno in chaparral

per unità di superficie di terreno (Figura 3). Tuttavia, in estate i VOC biogenici sono stati emessi in quantitativi molto più alti rispetto a quelli rilasciati in inverno ($2.1 \text{ mg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ contro $1.04 \times 10^{-2} \text{ mg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$).

Queste differenze sono attribuibili all'attività dell'enzima preposto alla sintesi dei monoterpeni, che viene stimolato dalle condizioni microclimatiche estive, e allo sviluppo delle foglie. A differenza di quanto osservato per l'emissione di monoterpeni, la NEE è incrementata linearmente all'aumentare della CO_2 . In estate il tasso di scambio netto di carbonio dall'ecosistema è quasi raddoppiato alla concentrazione più alta di CO_2 . Di conseguenza, la perdita di carbonio attraverso l'emissione di idrocarburi biogenici è risultata insignificante, rappresentando lo 0.002/ 0.3% del carbonio netto assorbito rispettivamente in inverno ed in estate.

3.2 Esperimento 2: *Q. ilex* e *Q. pubescens*

Anche l'esposizione a lungo termine ad elevate concentrazioni di CO_2 non ha influenzato la composizione e il rilascio di monoterpeni per unità di superficie fogliare da piante di

Q. ilex (Tabella 1).

Al contrario, l'attività fotosintetica è sempre risultata stimolata. Di conseguenza, la percentuale di C fotosintetico perso attraverso il rilascio di VOC è stato più elevato in condizioni naturali, arrivando a rappresentare fino al 4% del C assimilato. L'arricchimento di CO_2 dell'atmosfera non ha influenzato in generale nemmeno l'emissione di isoprene da piante di *Q. pubescens*, in cui anche l'attività fotosintetica è risultata pressoché invariata. Anche per questa specie la percentuale di C fissato perso come VOC è stato più alto in condizioni naturali. Incrementi rapidi di CO_2 a livello fogliare hanno invece provocato una inibizione dell'emissione di isoprenoidi in entrambe le specie in esame mentre l'assimilazione è sempre stata stimolata.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Come abbiamo visto da queste ricerche, le misure effettuate a livello fogliare hanno dimostrato una chiara inibizione dell'emissione di isoprene e di monoterpeni dovuta a incrementi rapidi di CO_2 , mentre le analisi effettuate in pieno campo su branche o in interi ecosistemi esposti a medio-lungo termine ad alta CO_2 , non hanno invece confermato questa inibizione. Questi risultati sono solo apparentemente in contrasto tra di loro perché occorre considerare che le piante cresciute in ecosistemi naturali sono soggette a molteplici stress ambientali, alcuni dei quali, come ad esempio la carenza idrica, possono compensare l'effetto inibitorio dell'elevata CO_2 . Inoltre, negli ecosistemi naturali la diminuzione di emissione per unità di superficie fogliare può essere compensata dall'aumento di biomassa causato dall'incremento di CO_2 . Oltre a queste valutazioni occorre considerare che i futuri scenari climatici che prevedono anche l'aumento di temperatura, possono modificare non solo le emissioni ma anche la composizione delle specie negli ecosistemi Mediterranei e quindi

Tabella 1: Medie giornaliere dell'emissione di VOC misurate in *Q. ilex* e *Q. pubescens*, in condizioni di CO_2 ambiente (A) ed elevata (E)

Data	CO_2	Emissione di VOC	
		$\text{nmol/m}^2 \text{ s}^{-1}$	
		<i>Q. ilex</i>	<i>Q. pubescens</i>
06/00	A	8.6 ± 1.7	7.8 ± 1.5
	E	8.2 ± 1.2	3.5 ± 0.7
09/00	A	16.9 ± 2.1	7.7 ± 0.5
	E	6.1 ± 1.0	8.4 ± 2.1
06/01	A		17.6 ± 2.2
	E		20.2 ± 2.7
09/01	A		5.9 ± 0.9
	E		8.2 ± 1.7

alterare il rapporto tra piante emettitrici e non emettitrici di VOC.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Arneeth A., Niinemets Ü., Pressley S., Back J., Harl P., Karl T., Noe S., Prentice IC., Serca D., Hickler T., Wolf A., e Smith B. (2006). Process-based estimates of terrestrial ecosystem isoprene emission: incorporating the effect of a direct isoprene interaction, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 6: 8011-8068
- Baraldi R., Rapparini F., Oechel W.C., Hastings S., Bryant P., Cheng Y. e Miglietta F. (2004). Monoterpene emission responses to elevated CO₂ in a Mediterranean type ecosystem, *New Phyt.* 161:1-21
- Constable JVH., Litvak ME., Greenberg JP., e Monson RK. (1999). Monoterpene emission from coniferous trees in response to elevated CO₂ concentration and climate warming, *Global Change Biol.* 5:255-267
- Rapparini F., Baraldi R., Miglietta F. e Loreto F. (2004). Isoprenoid emission in trees of *Quercus pubescens* and *Quercus ilex* with lifetime exposure to naturally high CO₂ environment, *Plant, Cell e Envir.* 27(4): 381-391
- Loreto F., Ciccioli P., Cucinato A., Brancaleoni E., Frattoni M., Tricoli D. (1996). Influence of environmental factors and air composition on the emission of α -pinene from *Quercus ilex* leaves, *Plant Physiol.* 110:267-275.
- Kesselmeier J. e Staudt M. (1999). Biogenic Volatile Organic Compound (VOC): An overview on emission, physiology and ecology, *J. Atm. Chem.* 33:23-88.

Sequestro del C del suolo: la mappatura del C del suolo in ecosistemi mediterranei

L.P. D'Acqui¹, F. Maselli², C.A. Santi¹

¹*Istituto per lo Studio degli Ecosistemi, CNR, Firenze, Italia*

²*Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia*

dacqui@ise.cnr.it

SOMMARIO: L'individuazione di sistemi di gestione del suolo che riducano le emissioni di CO₂ verso l'atmosfera e incrementino il contenuto di C organico del terreno a spese del C atmosferico è di fondamentale importanza. Risulta quindi essenziale ottenere una corretta valutazione del ruolo effettivo dei suoli come sink o source di CO₂ atmosferica. Lo studio è stato condotto sull'isola di Pianosa in cui è stato possibile individuare delle aree indisturbate a macchia mediterranea, aree coltivate più o meno intensamente, pascoli ormai abbandonati e pinete più o meno invase dalle specie spontanee. Scopo principale di questa ricerca è stato quello di individuare sull'isola, vero e proprio laboratorio naturale, i diversi tipi di ecosistema per valutare la funzionalità del suolo nel sequestro del C relativamente all'ecosistema stesso ed ottenere una mappa del C del suolo accurata e con una ridotta intensità di campionamento del terreno. Sono stati definiti gli ecosistemi principali dell'isola e la loro distribuzione utilizzando tecniche geostatistiche e dati derivati da analisi di diverso tipo per la caratterizzazione dell'ecosistema. Stratificando i vari tipi di ecosistema ed applicando regressioni localizzate ad immagini da satellite sono state introdotte informazioni riguardanti sia le caratteristiche definite all'interno (proprietà chimico-fisiche del suolo, tipo di vegetazione etc.) che tra gli ecosistemi (immagini satellitarie etc.) ed è stato possibile ottenere una mappa del C con un'accuratezza superiore a quella ottenuta con le tecniche di spazializzazione ordinarie (per es. il kriging).

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

I maggiori pool di C sono localizzati nelle rocce sedimentarie e nei depositi marini profondi; il suolo rappresenta comunque la maggior riserva di C tra gli ecosistemi terrestri. Il pool di C del suolo è stimato intorno ai 1580 Pg (Batjes, 1996) ed è circa il doppio del C presente nell'atmosfera (750) e due volte e mezzo quello presente nella biomassa vegetale (610). La sostanza organica del suolo (SOM), elemento centrale nel ciclo del C, è un complesso di frazioni caratterizzate da proprietà fisiche, composizione chimica, accessibilità ai microorganismi e tempi di turnover diversi tra loro, ed è in grado di influenzare tutte le funzioni del terreno. E' ormai raggiunta la consapevolezza che il suolo non debba essere considerato un semplice substrato per le attività agronomiche, ma un

vero e proprio ecosistema inserito nei delicati equilibri della biosfera terrestre (Lal et al., 1998). I Paesi di tutto il mondo sono impegnati nell'analisi del bilancio netto del C sul proprio territorio, calcolato come differenza fra emissioni (source) ed assorbimenti (sink): la valutazione risulterà tanto più complessa e l'obiettivo da raggiungere tanto più importante quanto più le aree saranno popolate, come nel caso delle aree mediterranee. Gli ambienti di tipo mediterraneo che sono situati anche in altre aree nel mondo (Cile, Nord America, Sud Africa e Australia) si presentano come un complesso mosaico di ecosistemi naturali ed agro-ecosistemi. Gran parte del territorio del nostro paese è occupato da questi ecosistemi, la cui complessità e la frammentazione, dovuta all'alto livello di antropizzazione, rendono difficile la valutazione dei flussi e delle riserve naturali di C, e la definizione, attraver-

so modelli, delle risposte degli ecosistemi ai cambiamenti climatici. Inoltre, l'impatto antropico può influenzare fortemente ed anche in modo irreversibile, l'ecosistema del suolo riducendone sensibilmente la fertilità ed in particolare il contenuto del C organico. L'individuazione quindi di sistemi di gestione del suolo che riducano le emissioni di CO₂ verso l'atmosfera e incrementino il contenuto di C organico del terreno a spese del C atmosferico è di fondamentale importanza. Questo è particolarmente vero considerando che nelle recenti negoziazioni internazionali è stata introdotta la possibilità di contabilizzare il sequestro di carbonio nei suoli agricoli come una voce in negativo per i bilanci nazionali delle emissioni di gas serra. Appare pertanto evidente l'esigenza di ottenere una corretta valutazione del ruolo effettivo dei suoli come sink o source di CO₂ atmosferica.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

L'attività di ricerca è stata condotta nell'isola di Pianosa (ex colonia penale) in quanto, a pochi anni dalla pressoché completa dismissione del carcere, è stato possibile individuare sull'isola delle aree indisturbate a macchia mediterranea che fino al momento dell'abbandono dell'isola erano coltivate più o meno intensamente dalla popolazione carceraria, pascoli ormai abbandonati e pinete più o meno invase dalle specie spontanee. Scopo principale di questa ricerca è stato quello di individuare sull'isola, vero e proprio laboratorio naturale, i diversi tipi di ecosistema per valutare la funzionalità del suolo nel sequestro del C relativamente all'ecosistema stesso ed ottenere una mappa del C del suolo accurata e con una ridotta intensità di campionamento del terreno. Uno dei problemi maggiori in questo campo è proprio quello della spazializzazione dell'analisi puntuale che si basa sulla creazione di modelli capaci di rappresentare il più possibile le condizioni reali di distribuzione di un determinato parametro (nel nostro caso il contenuto di C nel suolo). Gli ecosistemi principali dell'isola e la loro distribuzione sono sta-

ti definiti utilizzando dati derivati da analisi geobiochimiche e tecniche di spazializzazione geostatistiche o basate sull'elaborazione di immagini telerilevate.

3 RISULTATI RILEVANTI

Sulla base dei dati sperimentali è stato possibile stabilire una buona relazione tra contenuto del C organico del suolo ed tipo di ecosistema (Tabella 1). Sono stati individuati i seguenti ecosistemi: Macchia mediterranea naturale (MN); Pascolo permanente (PP); Pineta (PI); Macchia invasa da olivi (MO); Lecceca (LE); Campi arati (CA). I valori del C sono stati ottenuti dalle analisi di campioni del suolo prelevati a 20 cm di profondità sulla base di una griglia regolare con lato di 300 m distribuita su tutta l'isola. Tali valori sono stati successivamente messi in relazione ai vari ecosistemi individuati mediante analisi della varianza. L'analisi ha messo in evidenza la buona correlazione tra ecosistema identificato e quantità di C nel suolo. L'analisi è stata effettuata su campioni con un contenuto di C < 70 g kg⁻¹ in quanto, considerando anche quelli con contenuto superiore (solo 28 su 164 totali), non si otteneva un contenimento accettabile dei valori residuali (figura non riportata). Ciò è stato attribuito alla presenza di

Tabella 1: *t*-table dei campioni con C < 70 g kg⁻¹.

Ecosistema*	C	ES	<i>t</i> value	Pr(> <i>t</i>)
MN	40.124	2.219	18.079	<2e ⁻¹⁶
PP	-6.520	3.292	-1.981	0.0498
PI	-4.377	3.390	-1.291	0.1990
MO	3.695	4.092	0.903	0.3683
LE	5.153	4.963	1.038	0.3011
CA	-18.791	2.667	-7.045	1.07e ⁻¹⁰

Errore standard dei residui: 10.87 con 126 gradi di libertà. R-quadrato multiplo: 0.4119, R-quadrato corretto: 0.3886

F-statistico: 17.65 su 5 e 126 DF, *p*-value: 3.157e⁻¹³

Nella prima colonna il valore del contenuto di C organico per MN è espresso in termini assoluti mentre per gli altri ecosistemi si tratta della deviazione rispetto a tale valore.

*Macchia mediterranea naturale (MN); Pascolo permanente (PP); Pineta (PI); Macchia invasa da olivi (MO); Lecceca (LE); Campi arati (CA).

D'Acqui et al., 2007. J. Environ. Qual. 36:262-271.

ecosistemi molto simili tra loro (ad es. MN e MO) in cui il contenuto del materiale organico nel suolo era alto e molto variabile per cui, per valori elevati di C, gli ecosistemi non risultavano separati nettamente.

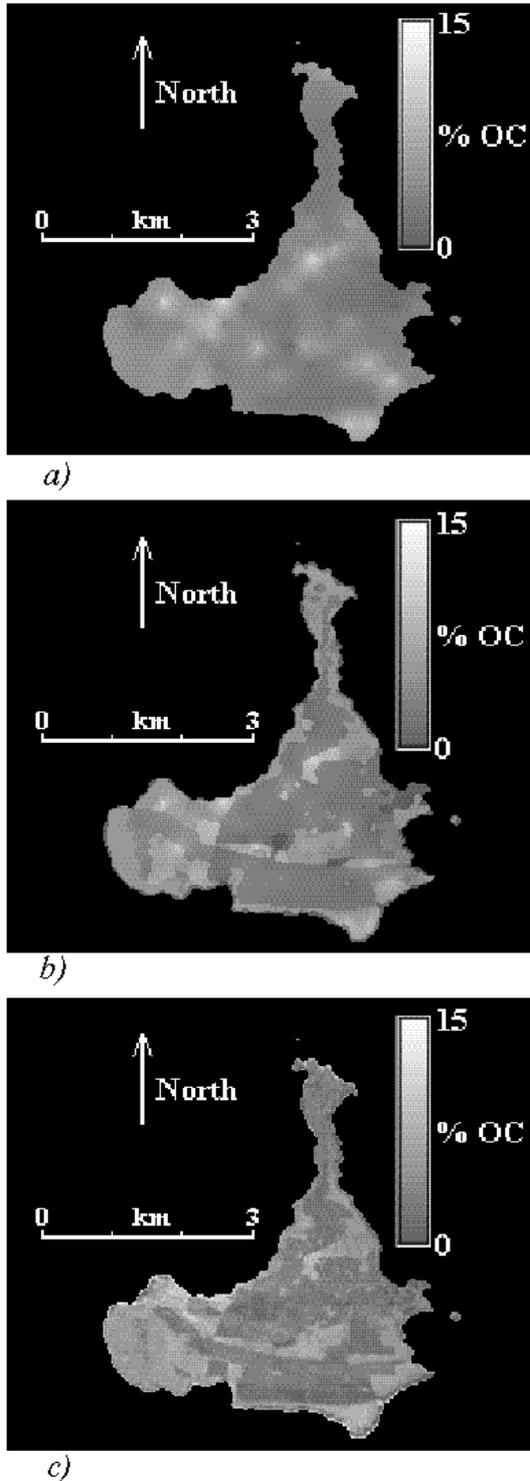


Figura 1: Mappe di carbonio organico nel suolo (OC) dell'isola di Pianosa ottenute tramite i tre metodi di spazializzazione considerati (a) kriging, (b) kriging dei residui degli ecosistemi (c) regressioni calibrate localmente. D'Acqui et al., 2007. *J. Environ. Qual.* 36:262-271.

Successivamente è stata prodotta una mappa della distribuzione degli ecosistemi sull'isola usando informazioni esistenti ed immagini aeree. I valori di C misurati sono stati spazializzati usando solo tecniche geostatistiche (kriging) e queste coadiuvate dalla mappa degli ecosistemi. Nel secondo caso la mappa è servita per una stratificazione dei campioni, sui cui residui è stato poi applicato il kriging. Infine, è stata valutata una tecnica di regressione localizzata applicata ad immagini satellitari ad alta risoluzione (Landsat TM).

Sia stratificando i vari tipi di ecosistema ed applicando regressioni localizzate alle immagini da satellite sono state introdotte informazioni riguardanti le caratteristiche degli ecosistemi ed è stato possibile ottenere una mappa del C avente un'accuratezza superiore a quella ottenuta con le tecniche di spazializzazione ordinarie (kriging) (Figura 1).

Inoltre si è potuto valutare come la densità di campionamento influenzi l'accuratezza della spazializzazione effettuate con i vari metodi (Figura 2). Questi risultati sono utili al fine di

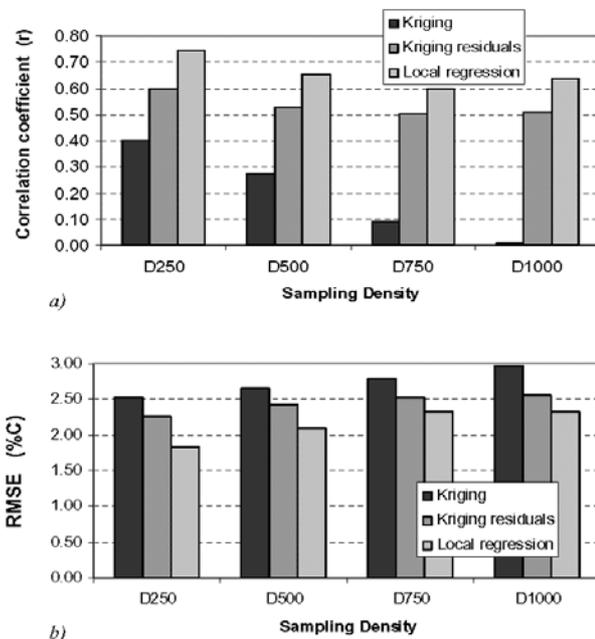


Figura 2: (a) Coefficiente di correlazione (r) e (b) errore medio quadratico (RMSE) ottenuti applicando i tre metodi di spazializzazione considerati con diverse densità di campionamento (D250, D500, D750, e D1000 corrispondono a densità medie di 1 punto ogni 250x250, 500x500, 750x750, e 1000x1000 m², rispettivamente). Tutte le correlazioni più alte di 0.180 sono altamente significative ($P < 0.01$).

D'Acqui et al., 2007. *J. Environ. Qual.* 36:262-271.

valutare gli errori che si commetterebbero con un campionamento a terra più ridotto.

4 PROSPETTIVE FUTURE

La prospettiva di questo studio è quella di poter ottenere delle mappe della distribuzione del C accurate usando un ridotto numero di campioni grazie all'utilizzo delle informazioni relative all'ecosistema. Ciò è particolarmente importante nel nostro ambiente mediterraneo che risulta essere vario e fortemente frammentato. La stima ed il monitoraggio della capacità dei nostri suoli con diversa destinazione d'uso a sequestrare il C risulta di fondamentale importanza per effettuare tutte quelle valutazioni che riguardano un uso sostenibile del suolo e dei relativi ecosistemi tenendo anche in considerazione le problematiche dei cambiamenti climatici globali.

5 RINGRAZIAMENTI

Le ricerche sono state effettuate nell'ambito del Progetto Pianosa LAB.

6 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Batjes N.H. (1996) Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *European Journal of Soil Science* 47: 151-163.
- D'Acqui L.P., Santi C.A. e Maselli F. 2007. Use of Ecosystem Information to Improve Soil Organic Carbon Mapping of a Mediterranean Island *J. Environ. Qual.* 36:262-271.
- Lal R., J.M. Kimble, e R.F. Follett. 1998. Pedospheric processes and the carbon cycle. p. 1-8. In R. Lal et al. (ed.) *Soil processes and the carbon cycle. Advances in Soil Science*. CRC Press, Boca Raton, FL.

Studio delle interazioni clima-vegetazione mediante applicazione degli isotopi stabili ^{13}C e ^{18}O

E. Brugnoli, M. Lauteri, M. Pellegrini, G. Scarascia Mugnozza, L. Spaccino, M. Manieri

Istituto di Biologia Agroambientale e Forestale, Porano, Italia
enrico.brugnoli@ibaf.cnr.it

SOMMARIO: Gli scambi atmosfera-biosfera vengono studiati in numerosi ecosistemi forestali ed agricoli, mediante l'applicazione delle composizioni in isotopi stabili di carbonio ($\delta^{13}\text{C}$) e ossigeno ($\delta^{18}\text{O}$). Analisi isotopiche sulla CO_2 atmosferica, sulle componenti organiche degli ecosistemi (foglie, rami, radici, suolo e lettiera) e su relativi componenti metabolici come carboidrati, acidi organici, proteine e lipidi) e sull'acqua sono condotte in concomitanza a misure micrometeorologiche. Gli obiettivi sono: *i*) studiare e comprendere i segnali isotopici delle piante e i processi che li originano, *ii*) ripartire il flusso netto di CO_2 tra ecosistemi e atmosfera (NEE) nei flussi componenti, fotosintetico e respiratorio e *iii*) comprendere le cause della variabilità spaziale ed interannuale dei segnali isotopici nella biosfera terrestre. I risultati di questi esperimenti, condotti su svariati ecosistemi, consentono di caratterizzare le relazioni tra prodotti fotosintetici e substrati respiratori, individuando inequivocabilmente *sources* e *sinks* nell'ecosistema. Questi studi evidenziano poi come la biosfera terrestre risponda al variare dei parametri ambientali e al cambiamento climatico e come gli ecosistemi forestali possano mitigare l'incremento di CO_2 atmosferica.

1 PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 Cambiamenti climatici e biosfera terrestre

Gli ecosistemi terrestri svolgono un ruolo rilevante nei cicli biogeochimici (es. ciclo del carbonio). Le emissioni antropogeniche di C sono molto maggiori dell'incremento di concentrazione di CO_2 ($[\text{CO}_2]$) atmosferica osservato, a causa dell'assorbimento da parte degli oceani e degli ecosistemi terrestri. Tenendo conto dell'entità del *sink* oceanico, i modelli individuano un considerevole *sink* nella biosfera terrestre, particolarmente ampio nell'emisfero settentrionale. Pertanto, lo studio del bilancio del carbonio e degli scambi vegetazione-atmosfera è di primaria importanza per valutare la produttività della biosfera terrestre e per comprenderne le riposte al cambiamento globale e la capacità di mitigazione dell'aumento di $[\text{CO}_2]$. Il ciclo del carbonio negli ecosistemi terrestri è spesso studiato con approcci micrometeorologici come la tecnica *eddy covariance*. Queste metodolo-

gie consentono di quantificare lo scambio netto di ecosistema (NEE, *net ecosystem exchange*) e, quindi, lo studio sistematico della produttività di diversi ecosistemi e delle loro risposte ai cambiamenti ambientali. Tuttavia, è importante riuscire a separare NEE nelle sue componenti fotosintetica e respiratoria, determinando la produzione lorda (GEP, *gross ecosystem production*) e la respirazione dell'ecosistema. Inoltre, è necessario poter separare il flusso respiratorio di CO_2 nelle sue componenti autotrofica ed eterotrofica. Questi parametri sono rilevanti per comprendere quale processo risulti di volta in volta più sensibile al variare dei parametri ambientali (temperatura, umidità, $[\text{CO}_2]$ ecc). In questo contesto, l'analisi degli isotopi stabili di carbonio e ossigeno nelle piante, nel suolo e nella CO_2 trova ampia applicazione poiché permette di separare NEE nei flussi componenti (Scartazza et al., 2004) e di contribuire alla ricerca sul cambiamento climatico a varie scale temporali e spaziali. In particolare, l'analisi della composizione isotopica del C ($\delta^{13}\text{C}$)

consente la ripartizione degli assorbimenti di CO₂ atmosferica tra oceani e biosfera terrestre così come l'uso congiunto di $\delta^{13}\text{C}$ e della composizione isotopica dell'ossigeno ($\delta^{18}\text{O}$) consente la distinzione dei flussi netti tra piante e suolo.

1.2 Scambi isotopici atmosfera e biosfera

Durante il processo fotosintetico le piante discriminano contro ^{13}C e, pertanto, la sostanza organica prodotta è invariabilmente arricchita in ^{12}C rispetto alla CO₂ atmosferica, mentre nell'atmosfera circostante rimane CO₂ arricchita in ^{13}C (Brugnoli e Farquhar 2000). Il frazionamento isotopico durante il processo di respirazione è di minore entità e la CO₂ respirata ha una composizione molto diversa da quella troposferica. Pertanto, la composizione $\delta^{13}\text{C}$ della CO₂ atmosferica all'interno di una copertura vegetale dipende dal frazionamento isotopico durante la fotosintesi e dal grado di rimescolamento turbolento della CO₂ troposferica con quella respirata dall'ecosistema (piante, suolo, animali, microrganismi). Il rapporto isotopico $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ del materiale vegetale è determinato, oltre che dalla composizione isotopica dell'acqua captata dagli apparati radicali, dall'arricchimento in ^{18}O dell'acqua fogliare dovuto al frazionamento durante il processo di traspirazione. L'ossigeno della CO₂ nella pianta viene rapidamente scambiato con quello dell'acqua grazie alla rapida dissoluzione e all'azione dell'enzima anidrasi carbonica (Yakir 2003) e, nonostante il basso tempo di residenza nella foglia, la CO₂ rivela un segnale $\delta^{18}\text{O}$ che riflette il forte arricchimento traspirativo dell'acqua fogliare. Per questo motivo la composizione isotopica dell'ossigeno della sostanza organica vegetale risulta strettamente dipendente dal grado di apertura stomatica e dal deficit di saturazione di vapore dell'atmosfera (Farquhar et al. 1993). È quindi ormai riconosciuto come il segnale di ^{18}O nella CO₂ rifletta l'accoppiamento dei cicli globali idrologico e del carbonio, in misura variabile, a seconda del contesto in cui avviene (foglie, suolo, altri organi vegetali; si veda Farquhar et al.

1993, Ciais et al. 1997). Queste differenze permettono l'identificazione di *sources* e *sinks* dell'ecosistema e la quantificazione dei flussi fotosintetico e respiratorio. La conoscenza di questi flussi è fondamentale per chiarire le cause della variazione interannuale della produttività globale della biosfera terrestre, per spiegare le variazioni del passato e per prevedere gli scenari futuri e i livelli d'immobilizzazione di carbonio nella biosfera terrestre e nei suoli.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Ecosistemi in studio e campionamenti

L'attività di ricerca in corso da numerosi anni riguarda diversi ecosistemi forestali (latifoglie e conifere) ed agricoli, con la finalità di *i*) studiare e comprendere i segnali isotopici presenti nella biosfera terrestre, *ii*) ripartire i flussi netti nei relativi flussi componenti e *iii*) interpretare la variabilità spaziale e temporale dei segnali isotopici e della produttività degli ecosistemi terrestri. In alcuni ecosistemi vengono anche comparati diversi sistemi di gestione forestale e agricola. La maggior parte dei siti in studio sono attrezzati con torri per misure micrometeorologiche e per lo studio degli scambi di acqua e CO₂. In aggiunta ai sensori meteorologici classici, le torri sono attrezzate con analizzatori di gas a infrarossi (IRGA) a risposta rapida e anemometri sonici a tre dimensioni, secondo il protocollo Euroflux. L'aria viene campionata a diverse altezze all'interno e al di sopra della *canopy* per mezzo di una pompa e inviata all'IRGA; successivamente, campioni di aria vengono raccolti grazie a bottiglie in vetro sotto vuoto e contenitori per le successive analisi isotopiche. Vengono così determinati NEE, e gli scambi isotopici atmosfera-biosfera. Vengono anche collezionati campioni di CO₂ respirata dalle componenti dell'ecosistema come foglie, fusti, radici, lettiera in decomposizione e suolo.

All'interno degli ecosistemi vengono campionate le varie componenti quali foglie, rami, branche, fusti e radici delle diverse specie

presenti, oltre alla lettiera in decomposizione e al suolo. Questi campioni vengono trattati in laboratorio al fine di separare componenti metaboliche diverse come carboidrati, acidi organici, proteine e lipidi, che vengono poi analizzati individualmente per le composizioni $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (Brugnoli et al. 1998). Sulle specie maggiormente rappresentate nell'ecosistema sono raccolti campioni di estratti floematici, come descritto da Scartazza et al. (2004).

2.2 Analisi dei rapporti isotopici

I rapporti isotopici di gas, dell'acqua e della sostanza organica vengono misurati utilizzando spettrometri di massa isotopici (IRMS, *isotope ratio mass spectrometry*) accoppiati a sistemi di preparazione (analizzatori elementari, pirolizzatori e sistemi cromatografici) che consentono di ottenere gas nella forma appropriata a partire dai campioni in studio. In alcune applicazioni si utilizzano gas cromatografi direttamente collegati a spettrometri (GC-IRMS), oppure HPLC interfacciati mediante sistemi d'ossidazione agli IRMS (LC-IRMS) al fine di determinare i rapporti isotopici di composti specifici.

3 RISULTATI RILEVANTI

All'interno di una densa copertura forestale si registrano forti variazioni di concentrazione e composizione isotopica della CO_2 , a seconda del contributo respiratorio; ad esempio, di notte, in condizioni di stabilità atmosferica, si registrano elevate $[\text{CO}_2]$ e valori di $\delta^{13}\text{C}$ fortemente negativi. Estrapolando l'intercetta all'asse y della relazione tra $\delta^{13}\text{C}$ e $1/[\text{CO}_2]$, nota come *Keeling plot* (Keeling, 1958), si ottiene la composizione isotopica delle emissioni di CO_2 dell'ecosistema. Questa composizione, nel caso di una *canopy* vegetale, s'identifica con la CO_2 respirata ($\delta^{13}\text{C}_R$, Figura 1) sia dagli organismi autotrofi che eterotrofi dell'ecosistema. I valori di $\delta^{13}\text{C}_R$ ottenuti vengono comparati con i valori di composizione isotopica delle varie componenti dell'ecosistema al fine di individuare le sorgenti di

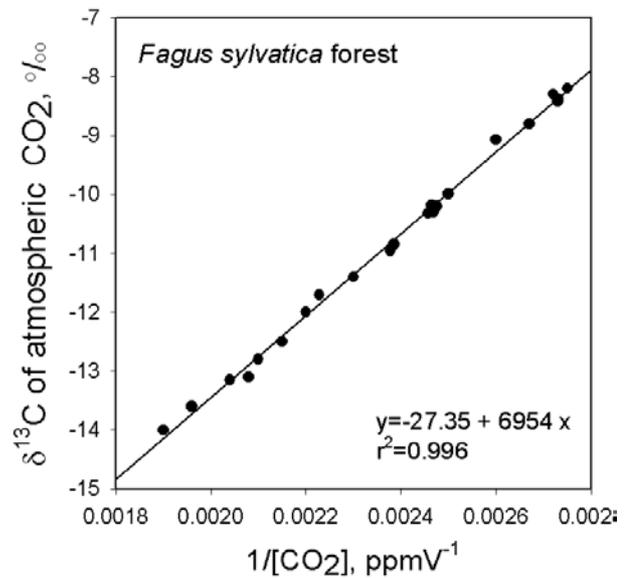


Figura 1: Relazione tra $\delta^{13}\text{C}$ e $1/[\text{CO}_2]$ misurate su campioni di CO_2 (*Keeling plot*) collezionata durante la notte all'interno di una foresta di faggio. L'equazione della regressione lineare indica un $\delta^{13}\text{C}_R = -27,35$ ‰ per la CO_2 respirata dall'ecosistema. (Brugnoli et al., unpublished results).

CO_2 prevalenti e le variazioni temporali di queste. Tali conoscenze sono importanti per individuare i substrati respiratori quantitativamente più importanti e per comprendere le relazioni tra fotosintesi e respirazione, ripartendo così l'efflusso di CO_2 dal suolo, in autotrofo ed eterotrofo. Esperimenti condotti su diversi ecosistemi (forestali e agricoli) hanno evidenziato una correlazione robusta tra $\delta^{13}\text{C}$ degli zuccheri floematici e $\delta^{13}\text{C}_R$ (ad esempio si veda Figura 2), indicando un forte contributo dei prodotti fotosintetici per sostenere una quota rilevante della respirazione ecosistemica, inclusa quella del suolo (radici, microrganismi, ecc). Questi risultati indicano che i prodotti fotosintetici vengono rapidamente traslocati dalle piante forestali verso le radici ove sostengono non solo la respirazione radicale ma anche parte di quella eterotrofica (es. micorrize, essudati radicali).

I valori di $\delta^{18}\text{O}$ sono variabili tra specie, forme di vita e condizioni ambientali, essendo fortemente influenzati dal flusso traspiratorio. Misure di $\delta^{18}\text{O}$ della CO_2 nell'ecosistema hanno consentito di separare i flussi dal suolo

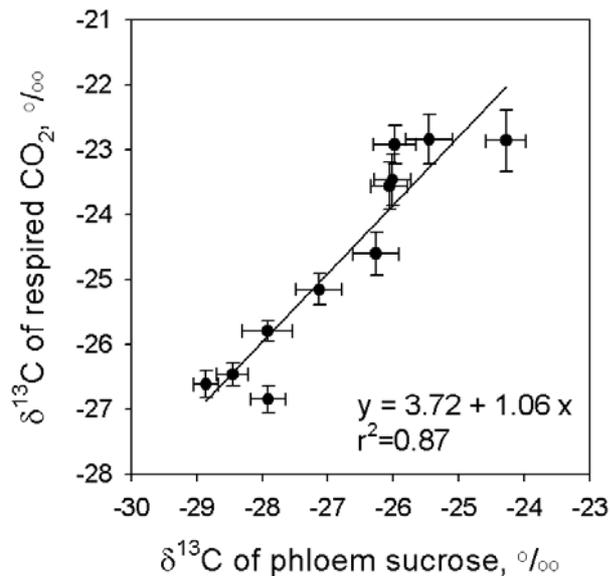


Figura 2: Relazione tra $\delta^{13}\text{C}$ del saccarosio estratto dal floema e $\delta^{13}\text{C}$ della CO_2 respirata dall'ecosistema ($\delta^{13}\text{C}_R$) determinata mediante *Keeling plots* (Brugnoli et al., unpublished results).

o dalle foglie, grazie al differente $\delta^{18}\text{O}$ dell'acqua nei due casi, come già dimostrato su scala di ecosistema (Yakir 2003) o globale (Ciais et al. 1997).

4 PROSPETTIVE FUTURE

In conclusione, lo studio degli scambi isotopici di ^{13}C e ^{18}O tra atmosfera e biosfera consente di separare il flusso netto nei flussi componenti (respiratorio, fotosintetico ecc.) e di studiare le relazioni ecologiche e metaboliche tra i diversi costituenti dell'ecosistema. Notevoli prospettive in questa direzione sono offerte da nuove metodologie di misura dei flussi isotopici basate su tecnologia a diodi laser (TDL) e dalle nuove metodologie analitiche (GC-IRMS e LC-IRMS) che permettono di indagare i pools metabolici con crescente precisione e dettaglio.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Brugnoli E., Scartazza A., Lauteri M., Monteverdi M.C., Maguas C. 1998. Carbon isotope discrimination in structural and non-structural carbohydrates in relation to productivity and adaptation to unfavorable conditions. In: Griffiths H. ed. *Stable Isotopes: Integration of biological, ecological and geochemical processes*, BIOS, Oxford, 133-146.
- Brugnoli E. e Farquhar G.D. 2000. Photosynthetic fractionation of carbon isotopes. In: Leegood R.C., Sharkey T.D. and von Caemmerer S., eds. *Photosynthesis: physiology and metabolism. Advances in Photosynthesis*, Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, 399-434
- Ciais P., Denning A.S., Tans P.P., Berry J.A., Randall D.A., Collatz G.J., Sellers P.J., White J.W.C., Trolier M., Meijer H.J., Francey R.J., Monfray P. e Heimann M. 1997. A three-dimensional synthesis study of $\delta^{18}\text{O}$ in atmospheric CO_2 . Part 1: Surface fluxes. *J. of Geophys. Res. Atmos.*, 102: 5857-5872.
- Farquhar G.D., Lloyd J., Taylor J.A., Flanagan L.B., Syvertsen J.P., Hubick K.T., Wong S.C., Ehleringer J.R. 1993. Vegetation effects on the isotope composition of oxygen in atmospheric CO_2 . *Nature* 363: 439-443.
- Scartazza A., Mata C., Matteucci G., Yakir D., Moscatello S. e Brugnoli E. 2004. Comparisons of $\delta^{13}\text{C}$ of photosynthetic products and ecosystem respiratory CO_2 and their responses to seasonal climate variability. *Oecologia* 140: 340-351
- Yakir D. 2003. Isotopic composition of atmospheric CO_2 . In: R. Keeling ed., *Treatise on Geochemistry*, 175-212, Elsevier.

Le sorgenti naturali di CO₂: quindici anni d'attività di ricerca scientifica

S. Baronti¹, F. Miglietta¹, A. Raschi¹, R. Tognetti², F.P. Vaccari¹, G. Maracchi¹

¹Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia

²Dipartimento di Scienze e Tecnologie per l'Ambiente e il Territorio, Università degli studi del Molise

s.baronti@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: Agli inizi degli anni '90, la possibilità di estrapolare importanti risultati da esperimenti di breve durata per comprendere la risposta di lungo periodo della vegetazione al cambiamento globale era uno degli obiettivi primari della ricerca. Molte ricerche, volte a comprendere la fisiologia delle piante esposte ad elevati livelli di CO₂ erano o di breve termine o utilizzavano serre o altre attrezzature sperimentali, come le Camere a Cielo Aperto che modificavano alcuni parametri ambientali, rispetto all'ambiente naturale. Dalle nostre ricerche, sono entrate a far parte delle metodiche di indagine le sorgenti naturali di CO₂. Queste offrono un insostituibile *set-up* sperimentale: comunità vegetali naturalmente esposte a elevati livelli di CO₂ e perfettamente adattate da decine e centinaia di anni. La possibilità di studiare queste comunità vegetali e le loro singole piante, ha rappresentato per l'Ibimet una risorsa che ha consentito di ottenere per quasi un decennio importanti riconoscimenti in termini di pubblicazioni.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Agli inizi degli anni '90 la comunità scientifica internazionale si è posta il problema di come generalizzare i risultati dalle ricerche volte a valutare gli effetti del Cambiamento Globale sulle piante. Infatti la maggioranza delle sperimentazioni erano di breve durata, (massimo una stagione) e spesso utilizzavano attrezzature come serre o *open top chambers*, di dimensioni limitate, che se da un lato consentivano di fumigare con quantitativi limitati di biossido di carbonio, dall'altro alteravano in modo sostanziale le condizioni ambientali di crescita delle piante, confondendo l'effetto dell'alta CO₂. L'Ibimet (ex-CNR-Iata) cominciò ad utilizzare per le ricerche le sorgenti naturali di CO₂, dove intere comunità vegetali erano perfettamente adattate ad elevati livelli di biossido di carbonio. Queste comunità rappresentavano, all'epoca, l'anello mancante delle ricerche su questi temi.

Le sorgenti naturali di CO₂ (mofete, o *CO₂ springs*), benché lontane dalle condizioni sperimentali ideali, hanno esposto comunità ve-

getali ad elevate concentrazione di CO₂ per secoli e perfino per millenni in ambienti in cui gli altri parametri ambientali sono per altro meno influenzati (Miglietta *et al.*, 1993). Questo permette di studiare sia l'acclimatamento e l'adattamento delle piante ad elevate concentrazioni di CO₂, sia le modificazioni biochimiche dell'ecosistema in risposta a tali concentrazioni. Nelle aree geotermiche, le emissioni di CO₂ sono molto frequenti (Panicchi e Tongiorgi, 1975), sia in associazioni con sorgenti idrotermali sia nella sola forma gassosa. In alcune località l'intensità di simili emissioni è tale da modificare significativamente l'atmosfera nell'area circostante rendendo invivibile l'ambiente per i piccoli animali che si spostano in prossimità del terreno, dove si addensa la CO₂, più pesante dell'aria. Il fenomeno, ha però il vantaggio di mettere a disposizione della comunità scientifica una considerevole gamma di specie e popolazioni vegetali che hanno sviluppato adattamenti alle alte concentrazioni di CO₂. Le fonti naturali di CO₂ sono in ogni caso, in grado di fornire informazioni sulle risposte a lungo termi-

ne delle piante e degli ecosistemi a concentrazioni elevate, informazioni che sarebbero impossibili da ottenere in altri modi. Ciò richiede due condizioni: un'emissione gassosa abbastanza forte da modificare la concentrazione su un'area sufficientemente ampia, e una bassa presenza di inquinanti solforosi (H_2S e SO_2) tale da non influenzare significativamente la crescita delle piante (Raschi *et al.*, 1997).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

Il maggior limite all'uso delle sorgenti naturali di CO_2 a fini sperimentali sta, da un lato, nella variabilità della concentrazione del gas a causa sia del vento sia dei moti convettivi verticali, dall'altro nella presenza d'inquinanti gassosi emessi insieme al biossido di carbonio (Grace e van Gardingen, 1997). Pur con tali limitazioni, l'ampio numero di aree arricchite esistenti ha permesso di selezionarne alcune ormai in uso da vari anni. Tra queste vi è la mofeta del Bossoleto (Fig. 1), una dolina circolare di circa 80 metri di diametro e profonda circa 10 metri, situata a Rapolano Terme (Lat. $43^\circ 17'$, Long. $11^\circ 35'$) in provincia di Siena.

Il gas, composto quasi esclusivamente da CO_2 (Tabella 1), viene emesso sia sul fondo sia sui fianchi dell'avvallamento. In condizioni di calma di vento sono state misurate sul fondo concentrazioni massime di CO_2 pari



Figura 1: Bossoleto- Siena

700.000 $\mu mol mol^{-1}$ che tendono a scendere fino a 2-3000 $\mu mol mol^{-1}$ in presenza di vento forte. Le chiome delle piante che crescono sui fianchi della dolina si trovano, invece, a concentrazioni oscillanti, nelle ore diurne, tra

Tabella 1: Composizione chimica dei gas emessi nell'area naturalmente arricchita del Bossoleto in volume.

CO_2	96,1%
H_2S	0,02%
CH_4	0,45%
N_2	3,40%
H_2	Tracce
He	39 ppm
Ar	9 ppm

500 e 800 $\mu mol mol^{-1}$.

La descrizione dettagliata della vegetazione è riportata in precedenti lavori (Miglietta *et al.* 1993; Bettarini *et al.* 1998; Vaccari *et al.* 2001). Un'altra mofeta denominata Borboi si trova all'interno di un bosco ceduo di leccio, vicino Pisa nella zona di Lajatico (Lat. $43^\circ 26'$, Long. $10^\circ 42'$). Le piante che crescono intorno al punto di emissione sono esposte ad una concentrazione diurna di circa 700 $\mu mol mol^{-1}$ di CO_2 , con minimi e massimi di circa 500-1000 $\mu mol mol^{-1}$.

3 RISULTATI RILEVANTI

Il progetto europeo MAPLE (*Microevolutionary Adaptation of Plants to Elevated CO_2*) conclusosi alla fine degli anni '90 ha costituito la base per il primo studio organizzato sull'effetto a lungo termine di elevate concentrazioni di CO_2 sulle piante spontanee che crescono presso le mofete. Dagli esperimenti effettuati in circa quindici anni è stato osservato che l'arricchimento in CO_2 determina solo iniziali incrementi nel tasso di crescita della maggior parte delle piante a ciclo C3 nelle quali soltanto nelle primissime fasi del tratta-

mento (ore o giorni) viene ridotta la perdita fotorespiratoria. Tuttavia, in tempi brevi (settimane e talora addirittura giorni) il tasso di crescita tende a tornare a valori non significativamente differenti da quelli delle piante cresciute in concentrazioni normali di CO₂. Ciò risulta tanto più vero quanto più le piante vivono in terreni poveri di azoto, un elemento chiave per la sintesi di enzimi essenziali per il metabolismo fotosintetico. La quantità di zuccheri inizialmente sintetizzati grazie al più elevato tenore di CO₂ sopprime l'espressione di geni fotosintetici, nonché di geni codificanti per i polipeptidi D1 e D2 del fotosistema II e il citocromo f entrambi fondamentali componenti dell'apparato fotosintetico. Essi hanno anche un effetto sulla sub-unità piccola della Rubisco (Ribulosio 1,5-Bifosfato Carbossilasi-Ossigenasi) e la Rubisco Attivasi, un enzima attivato dalla luce che a sua volta attiva la Rubisco. Tale adattamento comporta una riduzione del tasso fotosintetico, che controbilancia almeno in parte l'aumento che si avrebbe in piante non adattate, esposte ad alte concentrazioni di CO₂. Sembra inoltre che il miglioramento nell'efficienza di uso dell'acqua in piante fumigate con alti livelli di CO₂ sia minore di quanto ipotizzato sulla base di esperimenti condotti in camere climatiche. Studi effettuati su diverse piante arboree ed erbacee che crescono al Bossoleto, hanno accertato un decremento non transitorio della conduttanza degli stomi, senza però che queste strutture fossero influenzate nella loro anatomia dall'arricchimento in CO₂, anche dopo numerose generazioni. In alberi di roverella (*Quercus pubescens*) e leccio (*Quercus ilex*) cresciuti in presenza di abbondanti emissioni di CO₂, si è riscontrata una riduzione dei flussi idrici (Tognetti *et al.*, 1996) non tanto e non solo per la minore densità o conducibilità stomatica, quanto per la riduzione dell'area fogliare, e quindi delle superfici traspiranti. Esperimenti condotti su vegetazione arborea (principalmente leccio) esposta a 650 μmol mol⁻¹ di CO₂, sempre nell'area sperimentale del Bossoleto, hanno accertato una maggiore crescita radiale dei fusti, e

quindi in definitiva una maggiore produzione di biomassa. Tuttavia questa stimolazione decresce con l'aumentare dell'età degli alberi, in conseguenza della competizione tra gli individui. È interessante comunque notare che la più rapida crescita giovanile degli alberi riscontrata in elevato tenore di CO₂ potrebbe potenzialmente portare a più rapidi cicli di rigenerazione delle foreste europee, e mediterranee in particolare. Alcuni studi hanno riportato effetti positivi di elevati livelli di CO₂ sulle strutture riproduttive delle piante erbacee, in termini di incremento del numero dei fiori, di frutti e di semi. In generale, almeno in alcuni esperimenti, sembra che la pianta madre destini una maggior quota di riserve nutritive agli apparati riproduttivi rispetto a quelli vegetativi. In diversi casi tali fenomeni tendono però a venir meno quando le piante sono molto vicine le une alle altre, in quanto sopravvengono fenomeni di forte competizione intra-interspecifica. Si ha inoltre, in generale, un aumento della rapporto carbonio/azoto in organi e tessuti (Miglietta *et al.* 1998) a sua volta il materiale con minor tenore di azoto, e quindi più carente da un punto di vista nutrizionale, può essere soggetto ad attacchi più intensi da parte di insetti litofagi, i quali devono consumare più massa fresca per ricavare lo stesso nutrimento.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Per studiare la risposta delle piante ad alti livelli di CO₂ è indispensabile tenere in considerazione il contesto ecologico in cui esse vivono. Elevati livelli di CO₂ influenzano anche l'ambiente edafico, gli organismi del suolo, i simbionti, le micorrize, il cui sviluppo ha a sua volta importanti riflessi sulla crescita delle piante. Va considerato inoltre che, soprattutto in piante perenni, che possono vivere centinaia di anni, nessun esperimento, sia pure protratto per diverse stagioni di crescita, può rivelare appieno quali possano essere gli adattamenti a lungo termine, nonché le mutue interazioni intra e interspecifiche. L'utilità delle mofete a fini sperimentali è stata recen-

temente riscoperta dai colleghi giapponesi che hanno attivato un Network sulle ricerche realizzate nelle sorgenti di biossido di carbonio.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Bettarini L., Vaccari F.P., Miglietta F. 1998. Elevated CO₂ concentrations and stomatal density: observation from 17 plant species growing in a CO₂ spring in central Italy. *Global Change Biology*. 4. 17-22.
- Grace J., van Gardingen P.R. 1997. Sites of naturally elevated carbon dioxide. In: Raschi A., Miglietta F., Tognetti R., van Gardingen P.R. (eds) Plant responses to elevated CO₂: Evidence from natural Springs. pp 1-6 *Cambridge University Press*, Cambridge.
- Miglietta F., Magliulo V., Bindi M., Cerio L., Vaccari F.P., Loduca V., Peressotti A. 1998. Free Air CO₂ enrichment of potato *Solanum tuberosum* L.: development, growth and yield. *Global Change Biology* 4. 163-172.
- Miglietta F., Raschi A., Bettarini L., Resti R., Selvi F. 1993. Natural CO₂ springs in Italy: a resource for examining the long-term response of vegetation to rising atmospheric CO₂ concentration. *Plant Cell Environment* 16. 873-879.
- Panichi C., Tongiorgi E. 1975. Carbon isotopic composition of CO₂ from springs, fumaroles, mofettes, and travertines of Central and Southern Italy: a preliminary prospection method geothermal areas. In: *Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources* 1. 815-825. San Francisco, California.
- Raschi A., Miglietta F., Tognetti R., van Gardingen P.R. 1997. Plant responses to elevated CO₂: Evidence from natural springs. pp. 272. *Cambridge University Press*, Cambridge.
- Tognetti R., Giovannelli A., Longobucco A., Miglietta F., Raschi A. 1996. Water relations of oak-species growing in the natural CO₂ springs of Rapolano (central Italy), 53. 475-485
- Vaccari F.P., Bettarini L., Giuntoli A., Miglietta F., Raschi A. 2001. Mediterranean grassland community under elevated (CO₂): observation from a CO₂ springs. *Journal of Mediterranean Ecology* 2. 41-50.

I modelli di simulazione nello studio dell'impatto dei cambiamenti climatici sulle colture mediterranee

C. Cesaraccio¹, P. Duce¹, A. Motroni², M. Dettori³

¹Istituto di Biometeorologia, CNR, Sassari, Italia

²Servizio Agrometeorologico Regionale, SAR-Sardegna, Sassari, Italia

³Centro Regionale Agrario Sperimentale, Cagliari, Italia

c.cesaraccio@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: Il modello di simulazione di crescita e sviluppo *CERES wheat*, implementato nel sistema DS-SAT v 4.0 (*Decision Support System for Agrotechnology Transfer*), è stato applicato per valutare i potenziali effetti degli scenari climatici futuri sulla fenologia e sulla produttività della coltura del grano duro (*Triticum durum* Desf.) coltivato nell'azienda sperimentale del Centro Regionale Agrario Sperimentale della Sardegna (CRAS), nella Sardegna meridionale. L'analisi, relativa al periodo 1974-2004, è stata focalizzata su alcune variabili indicatrici dello stato dei processi di sviluppo e di produzione (resa e data di spigatura). L'analisi statistica relativa ai risultati della calibrazione e della validazione ha consentito di evidenziare le ottime prestazioni previsionali del modello. Inoltre, i risultati della ricerca hanno evidenziato che gli scenari climatici futuri prospettati potrebbero determinare una contrazione del ciclo produttivo e una tendenza alla riduzione del potenziale produttivo del grano duro con gravi ripercussioni sull'economia dei paesi del Bacino del Mediterraneo.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Molti studi scientifici sono stati dedicati alla valutazione di come i fattori antropici e naturali influenzino la tendenza al riscaldamento o al raffreddamento del clima globale (IPPC 2001, 2007). La valutazione degli effetti potenziali della variabilità e dei cambiamenti climatici sulle attività agricole è stata effettuata a scale differenti in molte regioni del globo (Ghaffari et al. 2002). In ambito mediterraneo, tali studi hanno rivelato che l'agricoltura è più sensibile alle variazioni meteorologiche interannuali, in confronto a quanto osservato in altre regioni europee, a causa delle intrinseche caratteristiche di vulnerabilità dell'ambiente che condizionano la produttività delle colture (Duce et al. 2005).

La coltura del grano duro (*Triticum durum* Desf.), uno dei prodotti economicamente più importanti nei paesi dell'area mediterranea, è molto sensibile a condizioni limitanti in termini di contenuto idrico del terreno, e pertanto l'intero ciclo di sviluppo e la resa finale

della coltura ne risultano fortemente influenzati (Rinaldi 2004).

I modelli di simulazione della crescita e sviluppo delle colture sono stati applicati con successo per la valutazione degli effetti dei cambiamenti climatici su numerose colture agrarie e in diverse condizioni agro-climatologiche (Rosenzweig et al. 1995, Ghaffari et al. 2002).

In questa ricerca è stata verificata l'applicabilità del modello *CERES wheat* (Ritchie e Otter-Nacke 1985) in un'area del Mediterraneo con l'obiettivo finale di mettere a punto uno strumento atto a guidare le scelte gestionali e di pianificazione a medio e lungo termine in agricoltura.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

L'attività di ricerca è stata condotta all'interno dell'azienda sperimentale del Centro Regionale Agrario Sperimentale della Sardegna (CRAS), sita nella Sardegna meridionale (39° 24' N, 9° 6' E, 80 m s.l.m.). Il clima dell'area

è di tipo mediterraneo, caratterizzato da estati calde e siccitose e inverni miti. I valori giornalieri della temperatura massima e minima dell'aria e delle precipitazioni, per il periodo 1974-2004, sono stati acquisiti da una stazione meteorologica localizzata all'interno dell'area sperimentale mentre i valori della radiazione solare globale sono stati stimati.

Il data-set di dati agronomici e di gestione colturale è relativo alla cultivar Creso, dal 1974 inclusa ufficialmente nelle prove sperimentali della Rete Varietale Nazionale per il miglioramento genetico del grano duro. Per la valutazione quantitativa degli effetti delle possibili variazioni climatiche sulla fenologia e la produttività del frumento duro è stato applicato il modello di simulazione di crescita e sviluppo *CERES-wheat* (Ritchie e Otter-Nacke 1985), incluso all'interno del sistema DSSAT (*Decision Support System for Agrotechnology Transfer*) versione 4.0. Per la calibrazione del modello sono stati utilizzati i dati osservati durante le stagioni di produzione del periodo 1996-2004. Il modello è stato poi valutato confrontando valori osservati e previsti per il periodo 1974-1995. A tale scopo sono stati calcolati i seguenti indici statistici: media e deviazione standard, parametri delle regressioni lineari, *Root Mean Square Error* (RMSE), *General Standard Deviation* (GSD), *Coefficient of Residual Mass* (CRM), *index of agreement* (d).

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1 Calibrazione del modello

La calibrazione del modello ha fornito risultati eccellenti per quanto riguarda la capacità di previsione sia della data di spigatura sia delle rese in granella (Tabella 1) con valori del coefficiente di correlazione altamente significativi ($r = 0.90$ e $r = 0.75$ rispettivamente per data di spigatura e resa). Anche i valori piuttosto contenuti del RMSE confermano l'accuratezza previsionale del modello per queste variabili. La fase di spigatura si è verificata mediamente 137 e 136 giorni dopo la semina, rispettivamente per l'osservato e

per il simulato, con una deviazione standard di 8 e 7 giorni. Il modello ha dato delle risposte più che buone in termini di previsione della data di spigatura anche negli anni di maggiore variabilità rispetto alla media (minimi di 116 e 117 giorni e massimi di 151 e 145, rispettivamente, per l'osservato e per il simulato). Maggiore variabilità è stata osservata per la previsione dei valori minimi di resa.

Tabella 1: Statistiche di base dei principali parametri colturali del frumento duro ottenute dai dati osservati e simulati nella fase di calibrazione del modello (r = coefficiente di correlazione; *RMSE* = *Root Mean Square Error*)

	SPIGATURA		RESA	
	(giorni dopo la semina)		(kg ha ⁻¹)	
	Oss.	Sim.	Oss.	Sim.
media	137	136	3593	3941
	8	7	1008	1108
min	116	117	1522	2317
max	151	145	4990	6209
r	0.90		0.75	
	(p < 0,01)		(p < 0,01)	
RMSE	4		807	

3.2 Validazione del modello

La validazione del modello (Tabella 2) sul data-set relativo agli anni 1974-1995 ha mostrato valori di correlazione piuttosto elevati tra dati osservati e simulati della data di spigatura e della resa in granella. Per quanto riguarda la resa, il valore del *RMSE* è stato di 978 kg ha⁻¹ mentre è stata confermata la tendenza del modello a sovrastimare i valori reali negli anni di scarsa produzione. L'errore previsionale per la fase di spigatura è stato leggermente inferiore (*RMSE* = 6) rispetto al medesimo dato della calibrazione, con valori comunque correlati significativamente. L'indice *Modelling Efficiency* (EF) si attesta su valori prossimi all'unità per la data di spigatura e su valori comunque positivi per la stima delle rese, dimostrando una migliore efficienza del modello nella simulazione dei processi rispetto all'utilizzo dei semplici valori medi osservati. Infine, il *Coefficient of Residual Mass*

(CRM) indica che il modello sovrastima leggermente il valore delle rese ($CRM = -0.05$) e sottostima (anticipa) in modo trascurabile la data di spigatura.

Tabella 2: Statistiche di base dei principali parametri colturali del frumento duro ottenute dai dati osservati e simulati nella fase di validazione del modello (r = coefficiente di correlazione; RMSE = *Root Mean Square Error*; EF = *Modelling Efficiency*; CRM = *Coefficient of Residual Mass*).

	SPIGATURA		RESA	
	(giorni dopo la semina)		(kg ha ⁻¹)	
	Oss.	Sim.	Oss.	Sim.
media	142	141	3745	3940
	12	7	1318	1289
min	116	125	868	1965
max	171	161	6129	7547
r	0.79		0.72	
	(p < 0.01)		(p < 0.01)	
RMSE	6		978	
EF	0.99		0.43	
CRM	0.01		-0.05	

3.3 Impatto dei cambiamenti climatici

Per la valutazione quantitativa degli effetti delle possibili variazioni climatiche sulla fenologia e la produttività del frumento sono stati utilizzati scenari climatici futuri basati su semplici variazioni incrementali della temperatura e delle precipitazioni. In particolare, per la temperatura sono stati ipotizzati aumenti medi da 1°C a 6°C, mentre per le precipitazioni decrementi medi variabili dal 5% al 30% delle precipitazioni annue. Oltre ai dodici scenari caratterizzati o da un aumento di temperatura o da una diminuzione delle precipitazioni, sono stati utilizzati altri scenari costruiti combinando i diversi livelli di variazione delle precipitazioni e delle temperature. Gli effetti di tali variazioni climatiche sulla fenologia e sulla produttività del frumento sono stati determinati effettuando simulazioni indipendenti della crescita e dello sviluppo della coltura per un periodo di 30 anni.

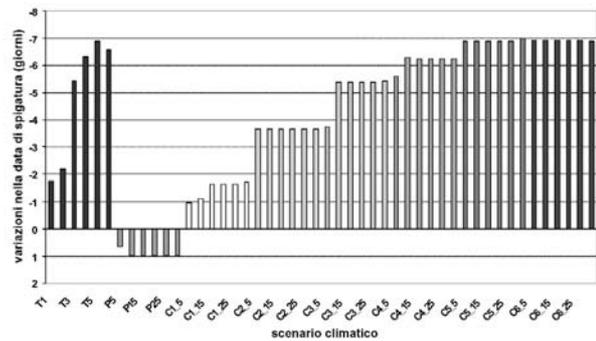


Figura 1: Effetto delle variazioni climatiche sulla data di spigatura del frumento duro, cultivar Creso.

Nella Figura 1 sono riportate le variazioni nella data di spigatura della cultivar Creso, espresse come differenza, in giorni, rispetto alla data media osservata per il trentennio di riferimento, per le diverse ipotesi di cambiamento di temperatura e precipitazioni. È interessante notare come il solo aumento della temperatura porta ad un anticipo della fase di spigatura variabile da circa 2 sino a 7 giorni per un aumento compreso tra 1°C e 6°C.

Come prevedibile, la sola riduzione delle precipitazioni produce un leggero ritardo sulla data di spigatura del frumento (un giorno per scenari che prevedono un decremento delle precipitazioni del 30%). L'analisi delle variazioni combinate nei valori di temperatura e precipitazione mostra che l'effetto delle temperature e dell'accumulo dei gradi giorno prevale nettamente rispetto all'effetto dovuto al decremento delle precipitazioni.

Nella Figura 2 è rappresentata la variazione percentuale della resa del frumento, varietà Creso, per i diversi scenari climatici futuri. L'aumento indipendente delle temperature e la riduzione delle precipitazioni (scenari T1-T6 e P5-P30) hanno un effetto simile sulla variazione delle rese.

Per quanto riguarda le temperature si è registrato un decremento delle produzioni oscillante tra il 3% (scenario T1) e il 17% (scenario T6).

La riduzione crescente delle precipitazioni rispetto ai valori medi climatici da un minimo del 5% ad un massimo del 30% provocherebbe un decremento delle produzioni che non supera il 9%. È evidente quindi un maggiore

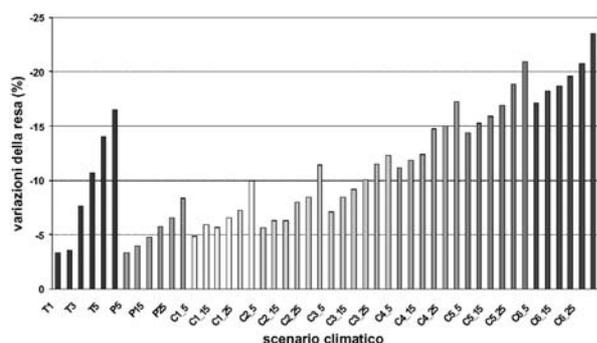


Figura 2: Variazione percentuale della resa del frumento duro, varietà Cresco, per diversi scenari climatici.

impatto sulle rese di un aumento delle temperature rispetto ad una riduzione delle precipitazioni. Gli scenari caratterizzati da un contemporaneo decremento delle precipitazioni e aumento della temperatura determinano un effetto molto simile in termini di riduzione della resa. Tale riduzione risulta tanto più significativa quanto maggiore è l'aumento della temperatura, con un'evidente amplificazione degli effetti riscontrati quando le variabili meteorologiche sono state considerate indipendentemente.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Dai risultati ottenuti appaiono evidenti le potenzialità applicative dei modelli di crescita e sviluppo delle colture nella valutazione dei potenziali effetti degli scenari climatici futuri sulla fenologia e sulla produttività delle principali colture agricole in area mediterranea. Per lo sviluppo di tali potenzialità questo gruppo di lavoro ha in atto una serie di collaborazioni a livello sia nazionale sia internazionale. In particolare, è in corso di svolgimento il progetto di cooperazione internazionale *Operational tools to assess climatic risk of Mediterranean agricultural areas*, in collaborazione con *Institut National de la Recherche Agronomique (INRA)* del Marocco, che vede coinvolta anche la FAO, e una collaborazione con la Divisione Impatti sull'Agricoltura, Foreste ed Ecosistemi Naturali Terrestri (IAFENT) del Centro Euro-Mediterraneo per i Cambiamenti Climatici (CMCC).

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Duce, P., Arca, A., Spano, D., Canu, S., Motroni, A., Antolini, G., Zinoni, F. 2005. Climatic variability and climate risk in agriculture in the Mediterranean area. WMO - COST, Workshop on Climatic Analysis and Mapping for Agriculture, 14-17 June 2005, Bologna, Italy.
- Ghaffari, A., Cook, H.F., Lee, H.C. 2002. Climate change and winter wheat management: a modeling scenario for South-Eastern England. *Climatic Change* 55: 509-533.
- IPCC 2001. *Climate Change 2001: the scientific basis. The third IPCC assessment report*. Cambridge: Cambridge University Press.
- IPCC 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report*.
- Rinaldi M. 2004. Water availability at sowing and nitrogen management of durum wheat: a seasonal analysis with the CERES-wheat model. *Field Crop Research*. 89: 27-37.
- Ritchie, J.T. e Otter-Nacke S. 1985. Description and performance of CERES-Wheat: use-oriented wheat yield model. In *ARS wheat yield project*: 159-175. Springfield: USDA-ARS.
- AA.VV 1995. In C. Rosenzweig, L.H. Allen Jr., L.A. Harper, S.E. Hollinger, J.W. Jones (eds.), *Climate Change and Agriculture: Analysis of Potential International Impacts*. Madison: American Society of Agronomy.

Valutazione della vulnerabilità degli ecosistemi arbustivi ai cambiamenti climatici: esperienze di manipolazione climatica in pieno campo

P. Duce¹, G. Pellizzaro¹, C.₃ Cesaraccio¹, A. Ventura¹, D. Spano², C. Sirca², P. De Angelis³, G. de Dato

¹*Istituto di Biometeorologia, CNR, Sassari, Italia*

²*Dipartimento di Economia e Sistemi Arborei, DESA, Università di Sassari, Italia*

³*Dipartimento di Scienze dell'Ambiente Forestale e delle sue Risorse, Università degli Studi della Tuscia. Viterbo, Italia*

P.Duce@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: Sensibili modificazioni del funzionamento degli ecosistemi, della loro biodiversità e del complesso delle interazioni ecologiche, stanno oggi avvenendo simultaneamente con i grandi cambiamenti a scala globale quali quelli relativi: all'uso dei suoli, alla composizione dell'atmosfera, al clima. In particolare, la temperatura elevata e la siccità sono due fattori che fortemente limitano i processi funzionali negli ambienti naturali e semi-naturali, sia direttamente che in interazione con la gestione e l'inquinamento. Allo scopo di valutare l'impatto che l'aumento di temperatura e una riduzione delle precipitazioni può avere su ecosistemi arbustivi mediterranei, è in corso di realizzazione un esperimento di manipolazione climatica nell'ambito del progetto europeo VULCAN (www.vulcanproject.com), presso la riserva naturale Porto Conte Le Prigionette, situata nella penisola di Capo Caccia nella Sardegna nord-occidentale. Scopo delle attività è di verificare gli effetti delle manipolazioni climatiche su un ecosistema a macchia mediterranea, attraverso l'analisi delle modificazioni ecologiche e microambientali indotte dai trattamenti sperimentali.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 Introduzione

L'area del Mediterraneo potrebbe essere altamente sensibile ai cambiamenti climatici, in quanto caratterizzata da un clima di transizione tra il clima temperato delle medie latitudini e il clima tropicale secco (Cubasch et al. 1996). In un'area già fortemente limitata dalla disponibilità idrica, quale quella mediterranea, la tendenza ad un clima più arido potrebbe giocare un ruolo importante nel regolare i processi fisiologici ed ecologici. Se da un lato il processo fotosintetico, limitato non solo dalle elevate temperature estive ma anche da quelle basse invernali, potrebbe giovare di un clima invernale più caldo, il decremento delle precipitazioni potrebbe avere impatti negativi. Infatti, è stato osservato che gli ecosistemi aridi e semi-aridi mostrano una forte rela-

zione lineare tra la produzione primaria netta e le precipitazioni annue (Allen-Diaz et al. 1996). L'allungamento della stagione vegetativa indotto dall'incremento della temperatura (Peñuelas e Filella 2001) potrebbe quindi non apportare negli ecosistemi mediterranei i benefici sulla crescita che invece sono stati registrati in ecosistemi temperati ed artici (Rustad et al. 2001).

In relazione al suolo, condizioni più aride e calde potrebbero rallentare i processi di decomposizione, di mineralizzazione e di respirazione che, come è noto, sono legati alla temperatura e al contenuto idrico (Xu e Qi 2001, Rey et al. 2002). Nell'area mediterranea, caratterizzata dalla povertà di nutrienti, la conseguenza di una tale modificazione potrebbe essere quella di una stasi di molti dei processi dell'ecosistema.

In uno scenario caratterizzato da un allunga-

mento del periodo di aridità, le risposte specifiche della vegetazione potrebbero indurre alterazioni della struttura e della composizione specifica delle comunità mediterranee e spostare gli equilibri esistenti tra vegetazione e ambiente fisico.

Alla luce di queste considerazioni, molti ecosistemi mediterranei potrebbero essere a rischio desertificazione, con conseguente perdita di produttività primaria, di habitat e di specie, di suolo e di nutrienti (Shaw et al. 2000, De Luis et al. 2001, Rasmussen et al. 2001).

Nell'ambito del progetto di ricerca europeo "VULCAN" (*Vulnerability Assessment of Shrubland Ecosystem in Europe under Climate Change*) una nuova metodologia di manipolazione climatica è stata utilizzata in sei differenti siti Europei (Danimarca, Olanda, Galles, Spagna, Italia, Ungheria), per studiare la risposta di ecosistemi arbustivi all'incremento delle temperature minime giornaliere e alla riduzione delle precipitazioni (Beier 2004).

1.2 Obiettivi

Gli obiettivi di lungo termine del progetto hanno previsto la determinazione del livello di rischio degli ecosistemi arbustivi e la costruzione di scenari di vulnerabilità ai cambiamenti climatici considerando la perdita di biodiversità, la funzionalità degli ecosistemi e i fattori di pressione socio-economica, al fine di individuare possibili azioni di gestione che possano controbilanciare gli effetti negativi indotti dai cambiamenti climatici.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

La manipolazione climatica è stata realizzata tramite l'impiego di teli retraibili opachi all'infrarosso termico che, coprendo la vegetazione durante le ore notturne, riducono le perdite radiative del suolo e della vegetazione. Analogamente, teli impermeabili coprono la vegetazione durante gli eventi piovosi per ridurre l'apporto idrico nei periodi definiti dal protocollo sperimentale. Con questa tecnica è stato quindi possibile evitare gli effetti secon-

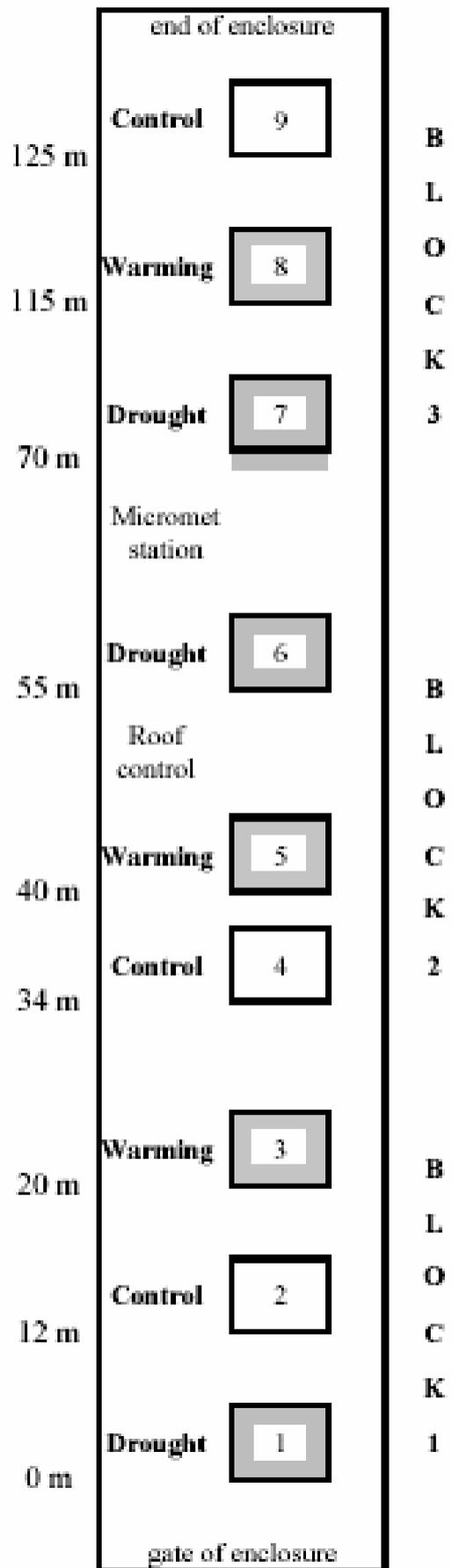


Figura 1: Distribuzione dei nove plot per la manipolazione climatica, all'interno della fascia.

dari legati all'uso di sistemi di input termico diretto (radiazione IR, resistenze elettriche, altro).

Lo studio è stato condotto all'interno della riserva naturale Porto Conte Le Prigionette, situata nella penisola di Capo Caccia (40°36' N, 8°9' E) nella Sardegna nord-occidentale. La sperimentazione è stata condotta all'interno di fasce tenute prive di vegetazione fino al 1993. Dopo tale data non è stato eseguito nessun intervento di manutenzione e la vegetazione spontanea ha potuto ricolonizzare il terreno. Al momento in cui era stata avviata la sperimentazione, l'area era occupata da una gariga (altezza massima circa 1 m) composta in prevalenza da *Cistus monspeliensis* e *Helichrysum italicum* con presenza di individui di *Dorycnium pentaphyllum*, *Rosmarinus officinalis* e *Pistacia lentiscus*.

Lungo la fascia (pendenza 10% circa) sono stati individuati 3 blocchi adiacenti, all'interno di ciascuno dei quali sono stati definiti tre parcelle di 6 m x 4 m (Fig. 1), assegnati a caso ai trattamenti sperimentali: *Control* (nessuna manipolazione), *Warming* (copertura notturna), *Drought* (intercettazione periodica delle precipitazioni).

Nel corso della sperimentazione le variabili meteorologiche sono state registrate in continuo sia all'interno di ogni plot sia in una stazione esterna adiacente i plot.

Le attività di studio condotte nel sito italiano di Porto Conte hanno riguardato l'analisi delle modificazioni indotte con la manipolazione climatica su:

- i processi legati allo sviluppo della vegetazione (crescita a livello di individui e di comunità, successione delle fasi fenologiche, produzione e qualità della lettiera, allocazione dei nutrienti);
- i processi legati all'attività biologica del suolo (respirazione, decomposizione della lettiera, mineralizzazione dell'azoto);
- i processi legati al bilancio idrologico (stato idrico delle piante e del suolo, qualità della soluzione circolante del suolo).

3 RISULTATI RILEVANTI

Relativamente ai primi anni di sperimentazione, il trattamento *Warming* ha provocato un incremento medio delle temperature minime giornaliere dell'aria di circa 1.0 °C. Di conseguenza la temperatura media annuale dell'aria nelle parcelle sperimentali *Warming* è risultata più elevata di 0.5°C.

È stato inoltre osservato un incremento del valore medio delle temperature massime giornaliere dell'aria.

Il trattamento *Drought* ha ridotto la quantità annua di precipitazione e il numero di giorni di pioggia di maggiore intensità. Le variazioni nel tempo del contenuto idrico relativo del suolo (RWC) sono state strettamente condizionate dall'andamento delle precipitazioni. Durante il periodo di funzionamento del trattamento *Drought*, sono evidenti i tagli delle precipitazioni, in quanto mancano alcuni picchi di RWC in corrispondenza di eventi piovosi.

Per quanto riguarda le osservazioni in corso sui parametri ecologico-funzionali della vegetazione, il trattamento *Drought* ha già prodotto significative riduzioni dell'accrescimento di alcune specie e più in generale un minor tasso di sviluppo del grado di copertura della comunità dimostrando l'estrema sensibilità di queste formazioni alla perturbazione del regime delle precipitazioni. Questo trattamento sembra poi influenzare direttamente e indirettamente l'attività biologica del suolo, determinando sia lo stato di attività dei microrganismi che quello della vegetazione.

L'analisi delle modificazioni indotte dal trattamento *Warming* sui principali processi ecologici e funzionali della comunità oggetto del presente studio, in corso di elaborazione, non sembrano indicare un impatto significativo del trattamento dopo due anni di applicazione. È importante però sottolineare che risposte di più lungo termine non possono essere escluse, in particolare per quello che riguarda i rapporti fra le diverse specie presenti nella comunità e l'interazione con i processi biologici del suolo.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Questi primi risultati mostrano che il prolungamento della stagione siccitosa e l'aumento delle temperature notturne influiscono sull'attività vegetativa e riproduttiva della vegetazione in maniera differente nelle diverse specie. Questo comportamento potrebbe far supporre un possibile cambiamento nella composizione specifica con conseguenze sull'evoluzione di questo tipo di comunità. È opportuno comunque sottolineare l'esigenza di condurre osservazioni a lungo termine per verificare i potenziali effetti dei cambiamenti climatici previsti sul funzionamento di questo tipo di ecosistemi.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Allen-Diaz B., Chapin F.S., Diaz S., Howden M., Puigdefábregas J. e Stafford Smith M. 1996. Rangelands in a Changing Climate: Impacts, Adaptations, and Mitigation. In J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, B.A. Callender, N. Harris, A. Kattenberg e K. Maskell (eds.), *Climate Change 1995 - Impacts, Adaptations and Mitigation of Climate Change: Scientific-Technical Analyses*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Beier C., Bridget E., Per G., Tietiema A., Peñuelas J., Estiarte M., Gordon C., Gorissen A., Llorens L., Roda F. e Williams D. 2004. Novel Approaches to Study Climate Change Effects on Terrestrial Ecosystems in the Field: Drought and Passive Nighttime Warming. *Ecosystems* 7: 583-597.
- Cubasch U., Von Storch H., Waszkewitz J. e Zorita E. 1996. Estimates of climate change in Southern Europe derived from dynamical climate model output. *Climate Res.* 7: 129-149.
- De Luis M., Garcia-Cano M.F., Cortina J., Raventos J., Gonzales-Hidalgo J.C. e Sanchez J.R. 2001. Climatic trends, disturbances and short-term vegetation dynamics in a Mediterranean shrubland. *Forest. Ecol Manag.* 147: 25-37.
- Peñuelas J., Filella I. e Comas P. 2002. Changed plant and animal life cycle from 1952 to 2000 in the Mediterranean region. *Glob. Change Biol.* 8: 531-544.
- Rasmussen K., Fog B. e Madsen J.E. 2001. Desertification in revers? Observation from northern Burkina Faso. *Global Environ. Chang.* 11: 271-282.
- Rey A., Pegoraro E., Tedeschi V., De Parri I., Jarvis P.J. e Valentini R. 2002. Annual variation in soil respiration and its components in a coppice oak forest in Central Italy. *Glob. Change Biol.* 8: 851-866.
- Rustad L.E., Campbell J.L., Marion G.M., Norby R.J., Mitchell M.J., Hartley A.E., Cornelissen J.C.H. e Gurevitch J. 2001. A meta-analysis of the response of soil respiration, net nitrogen mineralization, and aboveground plant growth to experimental ecosystem warming. *Oecologia* 126: 543- 562.
- Shaw M.R., Loik M.E. e Harte J. 2000. Gas exchange and water relations of two Rocky Mountain shrub species exposed to a climate change manipulation. *Plant Ecol.* 146: 197-206.
- Xu M. e Qi Y. 2001. Soil-surface CO₂ efflux and its spatial and temporal variations in a young ponderosa pine plantation in Northern California. *Glob. Change Biol.* 7: 667-677.

Il contributo degli impianti da frutto all'assorbimento della CO₂ atmosferica

O. Facini^{1,2}, T. Georgiadis¹, M. Nardino¹, F. Rossi¹, G. Maracchi¹,
A. Motisi¹

¹Istituto di Biometeorologia, CNR, Bologna, Italia

²Dipartimento di Colture Arboree, Palermo, Italia

o.facini@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: La funzionalità delle colture legnose arboree da frutto sull'assorbimento della CO₂ atmosferica, e l'ammontare dello stoccaggio del carbonio che queste mettono in atto è stato scarsamente studiato rispetto a quanto sia stato analizzato negli ecosistemi forestali. Gli studi estensivi sull'efficienza degli impianti arborei ad agire come sink di carbonio atmosferico sono stati in parte sfavoriti dalle loro estensioni, generalmente troppo limitate per poter applicare le tecniche micrometeorologiche classicamente utilizzate in ambito forestale. Inoltre, l'ottica di considerare le colture agrarie non soltanto come forme produttive ma anche come risorse ambientali non è ancora un'ottica prevalente. La superficie italiana destinata a colture legnose (frutteti, vigneti, oliveti ecc.) è di circa 2.5 milioni di ha, che corrispondono al 25% della superficie boschiva italiana: il contributo di queste colture alla riduzione della CO₂ in atmosfera potrebbe essere non trascurabile. Negli ultimi cinque anni si sono svolti studi su diverse specie frutticole per determinare, tra le altre cose, la loro capacità di fissazione del carbonio.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 I sistemi agricoli e forestali

La funzionalità dei sistemi coltivati può essere descritta in termini di input, output, e cambiamenti di contenuto all'interno dei sistemi stessi. Agli input primari, forniti dall'ambiente, e che comprendono acqua, anidride carbonica, nutrienti, radiazione solare, si sommano quelli introdotti nel sistema per scopi produttivi attraverso le pratiche di coltivazione quali la manipolazione dell'architettura (forma di allevamento, potatura, portinnesto), della fisiologia (irrigazione, concimazione) e dello stato sanitario (trattamenti). Gli output includono, oltre al prodotto finale direttamente fruibile, l'acqua traspirata, le sostanze organiche volatili emesse, i nutrienti percolati o dilavati.

Il frutteto è quindi un sistema complesso in cui le piante catturano, trasferiscono e perdono energia e nutrienti producendo sostanza secca. Il sistema cresce all'interfaccia tra l'atmosfera e il terreno, e i flussi in questo *continuum* sono regolati dalle interazioni tra pianta e suolo e

pianta e atmosfera. In particolare, la struttura della chioma (e quindi la combinazione cv-portinnesto-forma di allevamento) ha un'influenza primaria sui rapporti pianta-ambiente, in quanto germogli, rami, foglie intercettano, riflettono, assorbono la radiazione e determinano le proprietà aerodinamiche di ogni particolare impianto. L'attività fisiologica influisce sulla partizione dell'energia netta a disposizione in quote destinate alla traspirazione dell'acqua e al riscaldamento dell'aria e del terreno, e regola lo scambio netto di anidride carbonica e dei gas in traccia tra il frutteto e l'atmosfera. Comprendere come e quanto la specie e la tipologia della chioma condizioni gli scambi con l'atmosfera circostante è di grande importanza sia per la messa a punto di modelli di produttività, sia per la caratterizzazione dell'entità della mitigazione operata dalle diverse superfici coltivate nei confronti dei gas serra, possibili responsabili dei cambiamenti climatici. È infatti sempre più riconosciuto il ruolo delle diverse componenti della biosfera terrestre sui cambiamenti climatici, includendo gli

effetti di feedback sul clima, sulla composizione dell'atmosfera, sul bilancio dei gas-serra, CO₂ in particolare.

Mentre la quantificazione del contributo delle diverse superfici forestali al bilancio del carbonio è oggetto di studi approfonditi già da diversi anni tramite i network che collegano, utilizzando analoghe metodologie e strumentazione, informazioni ottenute da ecosistemi-modello delle principali tipologie forestali del globo terrestre, sono invece estremamente limitate le conoscenze su sistemi agrari, considerati per il ruolo produttivo molto più che per quello ecologico. Di interesse particolare è lo studio di sistemi arborei, la cui durata poliennale consente l'instaurarsi, su una superficie costante, di un potenziale sink per il carbonio atmosferico, in grado di fissare gran parte del carbonio stesso in un output finale ad alta utilità, e di immagazzinarne un'altra parte nelle parti legnose e nell'apparato radicale.

2.1 Metodologia utilizzata

Lo sviluppo dell'anemometria sonica, e la messa a punto di sensori in grado di campionare ad altissime frequenze hanno permesso di effettuare il monitoraggio dei processi di scambio relativamente all'intera chioma, effettuando a livello di scala spaziale superiore, misure di scambi gassosi analoghe a quelle effettuate sulla singola foglia. Le misure di correlazione turbolenta "eddy covariance" possono quindi costituire il supporto ideale per il moni-

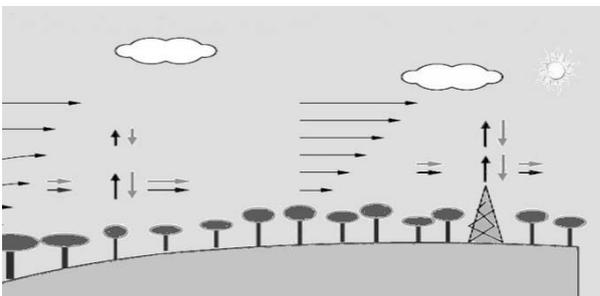


Figura 1: Teoria della correlazione turbolenta: la vegetazione scambia con l'atmosfera circostante acqua (freccie nere) e CO₂ (freccie grigie) che sono trasportate dal vento (freccie sottili), appositi strumenti posti nelle torri di misura acquisiscono le fluttuazioni ad una frequenza di circa 10 dati al secondo (10 Hz). Un apposito software elabora istantaneamente i dati e calcola i flussi di CO₂ e H₂O assorbiti o emessi dalla vegetazione.

toraggio a lungo termine degli scambi di energia e di materia tra frutteti ed atmosfera. Questa tecnica consiste nel effettuare delle misure ad alta frequenza (10 Hz) della concentrazione di CO₂ nell'aria in concomitanza a quelle della velocità verticale del vento, le fluttuazioni istantanee della concentrazione di CO₂ rispetto al valore medio ci indicano se la superficie che stiamo analizzando assorbe o emette CO₂ (Fig.1).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

In Italia IBIMET si occupa da anni di queste tematiche, e ad esse ha destinato attività autonoma, oltre che attività dedicata a progetti specifici, quali COFIN2000 "Miglioramento della qualità in sistemi viticoli tipici: studio ecofisiologico e microclimatico" e PRIN 2004 "Studi ecofisiologici, salutistici e molecolari per la valorizzazione qualitativa e la salvaguardia ambientale nei sistemi viticoli nazionali", nonché del progetto Flussi di acqua e di carbonio su oliveti tradizionali finanziato dalla Regione Sicilia nel 2006 e 2007.

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1 Il contributo della viticoltura

I rilievi sono stati eseguiti a Montalcino in un vigneto di 'Sangiovese' su '420 A' messo a dimora nel 1992, allevato a contropalliera orientato NO-SE con sesto d'impianto di 3x1,2 m e 2777 piante/ha (Fig. 2) (Rossi et al., 2005).

Il monitoraggio è stato eseguito nel 2005 in due periodi di una settimana ciascuno, il primo dal 27 giugno al 3 luglio e l'altro dal 3 all'8 agosto ripetuti nell'anno successivo. Il flusso di carbonio dal vigneto, espresso in μ moli di CO₂ per m² per secondo, è stato diverso nei due periodi, sia per la riduzione della durata dell'insolazione, sia per il mutato stadio fisiologico della vite, in giugno infatti il vigneto ha fissato 5380 moli per ora e per ettaro di CO₂ contro le 2367 moli di agosto (dati medi giornalieri), e su questa riduzione può aver influito anche la potatura verde eseguita poco prima



Figura 2: Strumentazione utilizzata per le misure dei flussi di CO₂ e H₂O sul vigneto nella tenuta Col D'Orcia nel territorio di Montalcino (SI).

della campagna di misure di agosto.

Anche la ripartizione giornaliera, valutata come sommatoria dei flussi in entrata ed uscita dal sistema vigneto ha evidenziato lo stesso trend registrato in altre analoghe campagne di misura effettuate anche su specie diverse, tra cui anche uva da tavola (Nardino et al., 2007). Si è infatti osservata una più elevata fissazione di carbonio nelle ore mattutine, con valori doppi in giugno rispetto ad agosto. La respirazione notturna, invece, ha mantenuto valori simili per entrambi i periodi. Lo studio dei sistemi viticoli, la cui durata poliennale rende queste colture potenziali sequestratori di carbonio a lungo termine, riveste particolare interesse specie se, oltre alla fissazione del carbonio nelle parti legnose e nelle radici, l'output finale è un prodotto di alta qualità (in questo caso vino di riconosciuto valore).

I dati forniti dalle misure di "eddy covariance" seppure limitati a questi due periodi, indicano che il territorio dedicato alla produzione del Brunello di Montalcino, oltre al pregiato vino può produrre un assorbimento di circa 6.000 tonnellate di carbonio per anno, pari a 22.000 t di biossido di carbonio.

3.2 Il contributo dell'olivicoltura

Per quanto riguarda l'olivo, nel 2006 ha preso avvio una campagna di misure dei flussi di CO₂ e H₂O in un oliveto, cv Nocellara del Belice, di 14 ettari situato in località Castelvetrano (Sicilia) in collaborazione col Dipartimento di Colture Arboree dell'Università di Palermo,

e del Servizio Informatico Agrometeorologico Siciliano, dell'Assessorato Agricoltura e Foreste di Palermo (Fig.3).

Una prima analisi dei dati registrati nel 2006 (Pernice et al, 2006) ci mostra una consistente attività fotosintetica giornaliera paragonabile a quanto misurato su vite o actinidia ed una conseguente elevata fissazione del carbonio, quantificabile dai primi dati rilevati in 64 kg per ettaro al giorno in luglio, 61 in agosto e 57 in settembre. Ricordiamo che un kg di carbonio fissato corrisponde a 3,664 kg di CO₂. Da questi valori occorre sottrarre la quantità di carbonio emessa dai processi respirativi delle piante e del suolo, che sono stati quantificati in circa 16 kg per ettaro al giorno. Rimane un bilancio nettamente positivo, considerando anche il fatto che l'olivo è coltura sempreverde, e che la sua attività fotosintetica continua anche nel periodo autunno-invernale, anche se con tassi più ridotti.

Tentando un'estrapolazione di questi risultati a livello nazionale, possiamo calcolare che i 1.141.269 ha di olivo presenti in Italia (dati ISTAT 2005) fissano circa 200.000 t di CO₂ anno, corrispondenti al 4% circa del totale delle emissioni italiane

3.3 Il contributo dell'actinidia

Anche sul kiwi (*Actinidia deliciosa*) è stato effettuato uno studio sui flussi di CO₂ e H₂O prodotti nel corso della stagione vegetativa dal frutteto (Rossi 2007). La strumentazione, del-



Figura 3: Strumentazione utilizzata per le misure dei flussi di CO₂ e H₂O sull'oliveto Castelvetrano (TR).

lo stesso tipo di quella stessa utilizzata per le altre campagne di misura, è stata installata su di un actidinieto irrigato a goccia di circa 18 ettari in località S. Pietro in Vincoli (RA) (Fig. 4). L'impianto, costituito da cv. Hayward allevata a spalliera, aveva un sesto di 2.5x5 m con un investimento di 800 piante/ha ed un rapporto femmine/maschio di 8:1. La chioma ha raggiunto al suo massimo sviluppo l'altezza di 1.9 m.

I valori massimi di fissazione del carbonio si sono registrati nel mese di giugno con un valore di 18-20 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ di carbonio. Nei sette mesi in cui sono state effettuate le misure, il frutteto ha fissato 8.5 t di C per ha, a questo va sottratto l'ammontare dei processi respirativi invernali che, nel corso della campagna effettuata, non è stato possibile calcolare.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Gli studi effettuati hanno evidenziato le grandi potenzialità dei frutteti in generale come sink per l'assorbimento della CO_2 atmosferica. Al contrario degli ecosistemi forestali in cui l'andamento climatico gioca un ruolo essenziale nella modulazione dell'attività fotosintetica, nei frutteti è possibile intervenire con le pratiche agronomiche (irrigazione, potatura, lavorazioni al terreno ecc.) per massimizzare e uniformare l'attività fisiologica e vegetativa, rendendo le piante meno vulnerabili e meno



Figura 4: Strumentazione utilizzata per le misure dei flussi di CO_2 e H_2O sull'actinidia nell'azienda Giuliani a S. Pietro in Vincoli (RA).

soggette agli effetti di fattori climatici avversi. Questi agrosistemi si comportano come alcune foreste, fissando dalle 3 alle 8 t per ha e per anno di carbonio. A differenza di queste, essi sono sistemi fortemente antropizzati, per i quali, ove si calcoli globalmente la fissazione netta del carbonio, vanno computati tutti i fattori, esterni al processo biochimico della fotosintesi, che concorrono alla produzione. L'ottimizzazione degli input di natura antropica e l'adozione di buone pratiche di gestione degli impianti e dell'uso delle risorse dovrebbe portare almeno a zero il bilancio per rendere queste colture effettivamente "sostenibili" dal punto di vista dell'impatto ecologico.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Nardino M., Facini O., Georgiadis T., Rossi F., 2007. Canopy observations of a table grape vineyard: radiation balance, energy partitioning and CO_2 fluxes. 8th ISHS Symposium, Budapest, June 2004. Acta Hort. 732, 611-616.
- Pernice F., Motisi A., Rossi F., Georgiadis T., Nardino M., Fontana G., Dimino G., Drago A., 2006. CO_2 and water exchanges in an olive orchard: micrometeorological observations and agrometeorological applications to sustainable water management. Atti 2nd International Seminar Biotechnology and Quality of Olive Tree Products around the Mediterranean Basin". 5-10 Nov 2006 Mazara del Vallo. Pag. 363-370.
- Rossi F., Facini O., Georgiadis T., Nardino M., 2004. Monitoraggio dei processi di scambio atmosfera vegetazione: osservazioni sul flusso di carbonio, bilancio energetico e bilancio radiativo in un sistema-vigneto. Convegno AIAM, Gli Agroeosistemi nel Cambiamento Climatico, Matera 22-23 aprile.
- Rossi F., Facini O., Georgiadis T., Nardino M., 2007. Seasonal CO_2 fluxes and energy balance in a kiwifruit orchard. In press Rivista Italiana di Agrometeorologia.

La diffusione di *Aedes Albopictus* (Skuse) (Zanzara Tigre) in relazione ai cambiamenti climatici

R. Vallorani, A. Crisci, G. Messeri, B. Gozzini

Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia

a.crisci@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: Fra le specie animali di nuova introduzione in Italia sicuramente la *Aedes Albopictus* (Skuse), nota come “Zanzara Tigre”, ha avuto un impatto sensibile. La sua diffusione nell’arco di un decennio è stata formidabile, vincendo in alcuni habitat la competizione con la zanzara comune (*Culex pipiens pipiens*). Questo fatto è fortemente collegato alle recenti variazioni climatiche che hanno assicurato a questo insetto di origine tropicale, già di per sé dotato di un’ottima capacità di adattamento a nuovi ambienti, un vantaggio ecologico decisivo. La diffusione di questa zanzara è una variabile da monitorare poiché vettore di numerose patologie virali oltre che capace di arrecare disagio alla popolazione residente. In questo contesto si inserisce la nostra attività di sviluppo di una modellistica di popolazione capace di utilizzare le informazioni meteo - climatiche per prevedere la dinamica di popolazione e quindi il potenziale di diffusione della “Zanzara Tigre” e i relativi impatti sulla collettività.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

L’ultimo quindicennio 1990-2005 ha visto come protagonista della scena climatica italiana l’affermarsi di una forte modifica della variabilità a livello stagionale sia dal punto di vista termometrico che pluviometrico. Questa ha generato una serie di impatti ambientali su tutto il territorio nazionale soprattutto in relazione alla fenologia delle biocenosi animali e vegetali nei vari biotopi italiani. L’ingresso in Italia di popolazioni di allogeni, ovvero di specie animali e vegetali provenienti da territori extraeuropei, grazie all’intensificazione degli scambi commerciali dovuti al processo di globalizzazione in atto, ha introdotto un ulteriore fattore di squilibrio ambientale. La straordinaria diffusione in ambito urbano di un culicida esogeno come *Aedes Albopictus* (Skuse), più noto come “Zanzara Tigre”, a partire dalle prime sue segnalazioni (Della Pozza, 1992 Romi 1995), ha fornito uno degli esempi classici per questo tipo di fenomeni. Il suo comportamento molesto nei confronti dell’uomo, l’attività diurna rispetto ad altre specie di culicidi e lo ha fatto rapidamente diventare uno degli oggetti di ricerca più inte-

ressanti (Romi 2001).

L’ aumento delle temperature medie e degli eventi di precipitazione primaverili – estive, in atto favorisce ora, e ancor più nel futuro, lo sviluppo e la persistenza di popolazioni di zanzare, vettori di virus come quello della Dengue, determinando un aumento del rischio sanitario, oltre che a livello globale anche nei paesi europei che si affacciano sul mediterraneo (Hales et al, 2002, WHO, 2004).

Presso IBIMET è stato sviluppato un modello di dinamica delle popolazioni basato su ingressi meteorologici, mutuato, e adattato per la Zanzara Tigre a partire da un lavoro fatto in Argentina su una specie vicina a questa (Otero et al, 2006). Il modello fornisce l’evoluzione giornaliera di una comunità di zanzare, che si sviluppa a partire da un determinato numero di focolai larvali (BS breeding sites), inseriti in contesto ambientale omogeneo e con uguali caratteristiche fisiche, in termini di consistenza numerica di 5 fenofasi (uova, larve, pupe, adulti e uova deposte). Nel modello queste evolvono seguendo un approccio deterministico - stocastico. I tassi termodinamici di sviluppo (Schoofield et al 1981, Focks et

al. 1993), i processi regolatori e l'evoluzione delle fenofasi vengono modellati secondo un processo aleatorio di natura poissoniana (Ethier e Kurtz 1986) e simulati attraverso opportuna tecnica numerico-statistica (Solari e Natiello 2003).

In questo lavoro il modello ha un dipendenza meteo data dalla temperatura media giornaliera.

Lo scopo di questo lavoro è quello di verificare proprio con un approccio modellistico se la bioclimate envelope (Hutchinson 1957, Estrada-Pena 2006), ovvero la componente climatica della nicchia ecologica occupata da *Aedes*, sarà capace di sostenere lo sviluppo e l'insediamento stabile di questa specie. Inoltre si vuol verificare se gli scenari climatici previsti per i prossimi anni sono tali da giustificare una maggiore o minore diffusione di questa zanzara.

2 ATTIVITÀ SCIENTIFICA

Sono state effettuate una serie di simulazioni di popolazione, sia per ambienti urbani a basso grado di colonizzazione (BS=50), sia per quelli ad alta densità di colonie di *A. Albopictus* (BS=150). Il periodo preso in considerazione è stato il decennio 1996-2006 e sono state utilizzate le serie storiche UCEA di alcune località rappresentative del clima del territorio nazionale.

La scelta di questo decennio è stata principalmente guidata dal fatto che i cambiamenti climatici osservati in tale periodo sono evidenti e possono essere utilizzati per verificare la sensibilità climatica del modello. Sono state anche quindi valutate le potenzialità di sviluppo dell'insetto nei prossimi decenni a partire da un insieme di proiezioni climatologiche (scenari climatici) ottenute tramite CLIMAGRI (Cambiamenti Climatici e dell'Agricoltura finanziato dal Ministero delle Politiche Agricole e Forestali italiano)

In particolare le serie di simulazioni, sono state ottenute con una tecnica di downscaling statistico (Barcaioli et al 2004), a partire dai due scenari SRES IPCC, quello A2 con la

prospettiva di emissioni di gas serra medio-alte e quello B2 con emissioni medio-basse.

3 OSSERVAZIONI SPERIMENTALI

Le simulazioni eseguite per il decennio 1996-2006 con il modello di dinamica delle popolazioni, hanno mostrato un evidente trend di crescita chiaramente più marcato nella modalità con BS=150 (fig. 1).

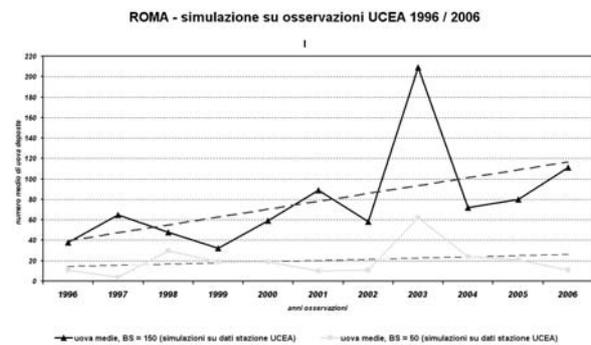


Figura 1: Previsione del numero medio annuo di uova deposte nel decennio 1996-2006 (linea continua superiore BS =150, continua inferiore BS=50, le linee tratteggiate rappresentano la linea di tendenza)

Il modello mostra pertanto una notevole sensibilità alle variazioni termiche. Da una prima analisi appare particolarmente critica la scelta del numero di focolai (BS), che descrive il grado di ricettività ambientale. Infatti l'aumento del numero medio di uova deposte è molto sensibile a questo parametro, come dimostra anche l'incremento di uova deposte previsto per il 2003, decisamente più evidente nella modalità BS=150 (fig. 1). In definitiva possiamo mettere in evidenza come la *A. Albopictus* sia sensibile all'aumento delle temperature in particolar modo in aree, come ad esempio quelle urbane, dove fattori antropici come il notevole apporto idrico artificiale garantiscono una elevata predisposizione all'infestazione.

Le successive simulazioni, eseguite a partire da due scenari IPCC (A2 e B2), hanno confermato le indicazioni ricavate dall'analisi del decennio 1996-2006.

In definitiva nei prossimi 40-50 anni ci possiamo attendere un'ulteriore diffusione di

questa specie con un incremento particolarmente marcato a partire dagli anni successivi al 2035 (figure 2 e 3)

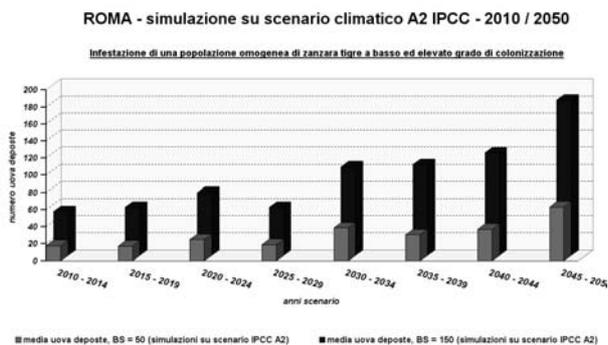


Figura 2: Previsione del numero medio annuo di uova deposte per il periodo 2010-2050 a partire dallo scenario IPCC A2 (BS =150 e BS=50)

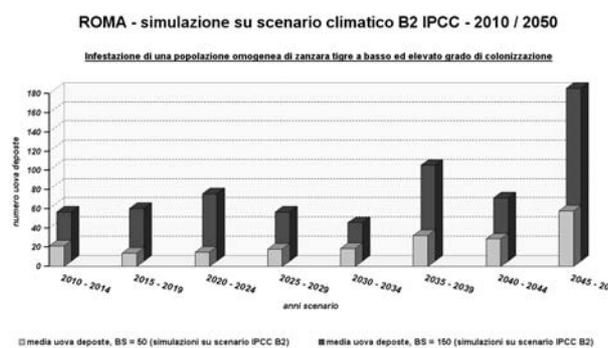


Figura 3: Previsione del numero medio annuo di uova deposte per il periodo 2010-2050 a partire dallo scenario IPCC B2 (BS =150 e BS=50)

4 CONCLUSIONI

Questo lavoro preliminare nasce dall'esigenza di verificare le potenzialità di sviluppo della *A. Albopictus* nei prossimi anni, considerando i cambiamenti climatici che potrebbero interessare gran parte del nostro pianeta.

Dall'attività di ricerca sino ad oggi svolta appare evidente che la diffusione di questa zanzara è sensibile alle variazioni termiche e che saranno proprio le aree a maggior predisposizione all'infestazione a subire maggiormente gli effetti dei cambiamenti climatici. Questo dato è particolarmente rilevante se si considera che tra le aree a maggiore predisposizione vi sono le zone urbane, ovvero aree densamente popolate.

La diffusione della zanzara tigre è una variabile da monitorare con cura crescente soprat-

tutto in quanto rappresenta un efficace vettore nella diffusione di malattie come la febbre di Dengue. In futuro verranno approfondite tematiche inerenti i possibili siti di diffusione della *A. Albopictus* e di come le variazioni del regime pluviometrico associati a quelli termici, possono condizionare l'espansione di questa zanzara. Questi studi e previsioni inoltre devono andare di pari passo con il perfezionamento del modello di dinamica delle popolazioni di cui disponiamo e che al momento è oggetto di verifiche con dati osservati.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Barcaioli G., Crisci A., Zipoli G., 2004, "CLIMAGRI - Cambiamenti Climatici e agricoltura - Risultati attività II° anno" UCEA, Roma giugno 2004 - ISBN 88-901472-1-0.
- Dalla Pozza G, Majori G., 1992, First record of *Aedes albopictus* establishment in Italy. *J Am Mosq Control Assoc* 1992, 8: 1-3.
- Estrada-Pena A., 2006, Prediction of Habitat Suitability for Ticks, *Annals of the New York Academy of Sciences* 1078 (1), 275-284.
- Otero M., Solari HG., Schweigmann N., 2006, A stochastic population dynamics model for *Aedes aegypti*: formulation and application to a city with temperate climate. *Bull Math Biol.* 2006 Nov; 68(8): 1945-74.
- Schoofield R. M., Sharpe P. J. H., Magnuson C. E., 1981, Non-linear regression of biological temperature-dependent rate models based on absolute reaction-rate theory, *J. Theor. Biol.* 88, 719-731.
- Focks D. A., Haile D. C., Daniels E., Mount G. A., 1993a, Dynamics life table model for *aedes aegypti* : Analysis of the literature and model development, *Journal of Medical Entomology* 30, 1003-1018.
- Ethier S. N., Kurtz T. G., 1986, *Markov Processes*, John Wiley and Sons, New York.
- Solari H., Natiello M., 2003a, Poisson approximation to density dependent stocha-

- stic processes: A numerical implementation and test. In: Khrennikov, A. (Ed.), *Mathematical Modelling in Physics, Engineering and Cognitive Sciences*. Växjö University Press, Växjö, pp. 79-94, volume 6, Proceedings of the Workshop Dynamical Systems from Number Theory to Probability - 2. Solari H., Natiello M., Mindlin B., 1996, *Nonlinear Dynamics: A Two-way Trip from Physics to Math*. Institute of Physics, Bristol.
- Solari H. G., Natiello M. A., 2003b, Stochastic population dynamics: the poisson approximation. *Physical Review E* 67, 031918.
- Hutchinson G.E., 1957, Concluding remarks. *Cold Spring Harbor Symp. Quant. Biol.* 22: 415-427.
- Intergovernmental Panel on Climate Change: 2001, *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, J.T. Houghton and D. Yihui (eds.), Cambridge, Cambridge University Press.
- Romi R., 1995, History and updating of the spread of *Aedes albopictus* in Italy. *Parasitologia* 1995, 37: 99-103.
- Romi R., 2001, *Aedes albopictus* in Italia: un problema sanitario sottovalutato, *Ann. Ist. Super. Sanità*, vol. 37, n. 2, pp. 241-247.
- WHO, 2004, Using climate to predict infectious disease outbreaks, a review. Geneva, World Health Organization. (WHO/SDE/OEH/04.01)
- Hales S., de Wet N., Maindonald J., Woodward A., 2002, Potential effect of population and climate changes on global distribution of dengue fever : an empirical model, *THE LANCET*
- Pope V. D., Gallani M. L., Rowntree P. R. and Stratton R. A., 2000, 'The impact of new physical parametrizations in the Hadley Centre climate model HadCM3', *Climate Dynamics* 16, 123-46.

Gilia: 4 anni di monitoraggio della migrazione primaverile delle rondini (*Hirundo rustica* L.)

L. Massetti, G. Brandani, A. Crisci, G. Maracchi

Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia

l.masseti@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: Il cambiamento climatico, in continua e rapida evoluzione, genera l'alterazione della composizione specifica e della struttura dei sistemi ecologici, inducendo effetti negativi sugli organismi che non riescono a seguirne la velocità di evoluzione.

L'analisi degli scenari futuri consente di ipotizzare la nascita di nuove tipologie di habitat, di nuovi ecotipi o anche di sottospecie. Per contro, ci si può attendere una forte riduzione o l'estinzione di quelle specie che non troveranno più ambienti idonei per il loro sviluppo. Lo studio della biometeorologia animale offre un grande contributo alla comprensione degli effetti sugli organismi dovuti al cambiamento climatico. Il progetto sperimentale GILIA, sviluppato a Firenze, è un esempio di sistema di monitoraggio e di studio della biometeorologia animale e vegetale, basato su una rete italiana di osservatori volontari. Quattro anni di attività hanno permesso di costituire una banca dati di segnalazioni sull'avvistamento delle rondini (*Hirundo rustica* L.) in primavera.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

I cambiamenti climatici svolgono un'azione particolarmente incisiva sugli equilibri propri dei vari ecosistemi, sia terrestri che acquatici. Questi, infatti, sono regolati dall'interazione tra comunità viventi (fattori biotici) e fattori chimico-fisici dell'ambiente (fattori abiotici). Le strategie di adattamento, sviluppate nel corso dell'evoluzione da animali e piante, hanno permesso loro di vivere e svilupparsi anche in zone considerate estremamente ostili. Il terzo report stilato nel 2001 dall'*Intergovernmental Panel on Climate Change*, afferma che se in futuro la concentrazione dei gas serra non tenderà a diminuire, dovremo attenderci un riscaldamento globale compreso tra 1°C e 3,5°C (IPCC, 2001), sia su scala globale che su scala regionale. Il rapido cambiamento climatico potrebbe portare quindi alla modificazione di tutti i sistemi ecologici, creando non pochi disagi a quelli che non riusciranno a seguire il passo evolutivo, sia a lungo che a breve termine. Eventi fenologici legati ai cambiamenti climatici hanno degli effetti significativi sulle popolazioni e sulla

riproduttività biologica degli organismi (McCarty, 2001). Gli effetti a lungo termine incideranno principalmente sull'evoluzione e sulla distribuzione degli ecosistemi, assistendo, in molti casi, all'affermarsi di nuove tipologie di habitat e, di conseguenza, all'estinzione di specie che non troveranno più l'ambiente idoneo per il loro sviluppo. Lo spostamento geografico di alcune specie potrà inoltre andare ad intaccare gli equilibri trofici esistenti nei luoghi di arrivo, mettendo in crisi molte specie autoctone che, per questo, potrebbero anche scomparire. Il clima è infatti determinante per la distribuzione della flora e della fauna e le specie caratterizzate da una scarsa capacità di dispersione saranno a maggior rischio di estinzione rispetto a quelle caratterizzate da un'ampia distribuzione geografica e, quindi, da una maggiore tolleranza climatica. Molte specie di animali intraprendono viaggi migratori per difendersi da condizioni climatiche sfavorevoli. I migratori per eccellenza sono gli uccelli che sono favoriti da un'intrinseca capacità di spostamento legata al volo. Le migrazioni, "movimenti orientati nello spazio, periodici e prevedibili nel tempo"

(Berthold *et al.*, 2003; Shaffer *et al.*, 2006), trovano origine nella naturale ricerca da parte degli uccelli di quelle condizioni ecologiche (clima e risorse alimentari) che ne rendano possibile il sostentamento e la sopravvivenza durante tutto il corso dell'anno (migrazione a periodicità stagionale) (Casanova *et al.*, 1993). Gli scenari legati all'aumento delle emissioni di CO_2 in atmosfera, di origine antropica, prevedono alterazioni climatiche che potranno avere significativi impatti sulla vita. Il progressivo aumento della temperatura media globale della Terra potrebbe causare un progressivo spostamento a nord dei quartieri di svernamento, aumentando così la proporzione tra individui stanziali e migratori all'interno delle stesse popolazioni; parte dei soggetti migratori potrebbe, infatti, decidere di trattenersi nei quartieri di nidificazione per tutto il corso dell'anno, usufruendo della permanenza di condizioni idonee alle loro attività biologiche. Alcuni studi hanno verificato che alcune popolazioni di uccelli sono effettivamente diventate stanziali, soprattutto nell'Europa centrale (Schmidt-Nielsen, 1998), mentre altre hanno anticipato il periodo riproduttivo (Both e Visser, 2001). Molti altri studi hanno messo in evidenza un anticipo della migrazione primaverile di alcune specie di uccelli (D. Rubolini *et al.*, 2007) ed altri, un posticipo della migrazione verso le aree di svernamento (Bradley *et al.*, 1999).

2 ATTIVITÀ SCIENTIFICA

Dal 2004 è attivo presso l'Istituto di Biometeorologia del CNR di Firenze, il progetto GLIA nell'ambito del quale è stato sviluppato un bollettino informativo per il biomonitoraggio della flora e della fauna in relazione ai cambiamenti climatici globali. Oltre a questo è stato realizzato un sistema di acquisizione delle segnalazioni fenologiche è stato implementato sul sito web .

Il sistema si propone l'obiettivo di raccogliere le segnalazioni e costituire un nucleo attorno al quale si possa concentrare una vasta rete di contatti, comprendenti sia enti e istituti

che effettuano ricerche in questo settore, sia le persone o le associazioni che per interesse specifico si occupano di queste materie. Tutte le informazioni raccolte sono analizzate, sintetizzate e rese fruibili sia in forma scientifica che divulgativa. In questi quattro anni di attività sono confluite nel sistema sia informazioni puntuali sotto forma di news ed altro, sia segnalazioni con le quali sono state costruite delle serie storiche fenologiche. Il monitoraggio è stato attivato per alcune specie vegetali e animali caratterizzate per l'ampio spettro di distribuzione sul territorio italiano. La rondine (*Hirundo rustica L.*) è stata la prima specie monitorata perché da sempre simbolo dell'arrivo della primavera e perché può essere considerata un buon indicatore dal momento che nei suoi spostamenti migratori, che spaziano dall'Africa all'Europa Centro-settentrionale, integrano l'influenza di condizioni climatiche a scala sinottica.

Successivamente sono stati aggiunti anche eventi fenologici riguardanti alcune specie vegetali: la fioritura della mimosa (*Acacia dealbata*) e del ciliegio (*Prunus avium*). Come informazioni necessarie ad identificare l'evento nel tempo e nello spazio sono state scelte la decade e la provincia dove ha avuto luogo l'avvistamento. Sul sito sono poi pubblicate, con cadenza settimanale, le mappe fenologiche. La serie storica più consistente (2004-

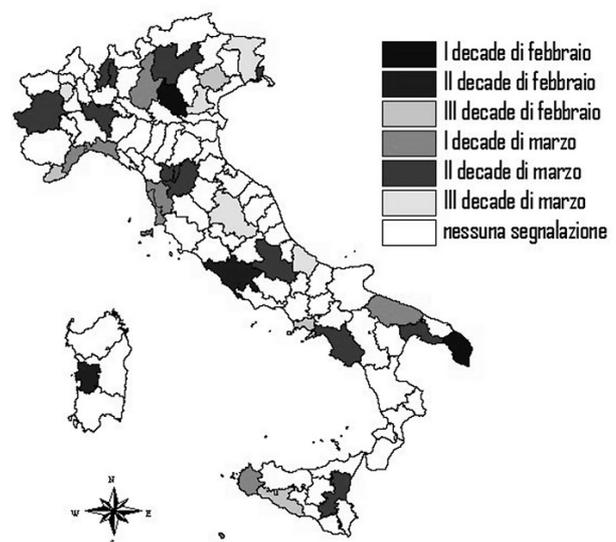


Figura 1: Mappa di Avvistamento delle rondini del 2007.

2007) e più ampiamente distribuita sul territorio è quella relativa all'avvistamento dell'arrivo delle rondini di cui è riportata la mappa relativa agli avvistamenti 2007 (Fig. 1).

3 RISULTATI RILEVANTI

La rete di osservazione si è avvalsa del contributo fondamentale di rilevatori appartenenti a varie associazioni di rilevatori esperti (Morabito *et al.* 2004). L'analisi dei dati raccolti ha messo in evidenza le difficoltà connesse alla complessità del monitoraggio della migrazione e alla caratteristica volontaria della partecipazione. Abbiamo riscontrato nella distribuzione delle osservazioni una discontinuità temporale e spaziale che in parte è stata compensata dalla risoluzione scelta.

Tabella 1: Decadi di arrivo per provincia

Area *	Provincia	Decade media	Decade 2007
N	BS	8	7
N	MI	8	8
N	TN	10	8
NE	GO	8	8
NE	TV	7	6
NE	VR	9	4
CO	RM	6	5
CO	FI	8	8
CO	LI	7	7
CO	PI	7	7

* N Nord, NE NordEst, CentroOvest Italia

La maggior parte delle segnalazioni sono pervenute dalle regioni centrali e settentrionali d'Italia dove questo tipo di attività è maggiormente popolare. Nella Tabella 1 sono presentati gli avvistamenti delle province che hanno riscontrato serie complete ed affidabili. Per ogni provincia è indicata l'area geografica di appartenenza, la decade media di arrivo calcolata sulle segnalazioni ricevute nel periodo 2004-2006 e la decade di avvistamento del 2007.

La mappa delle anomalie di Figura 2 mostra un anticipo in tutte le province per le quali è disponibile una serie completa per il periodo considerato. L'anticipo risulta particolarmente accentuato nella parte settentrionale. Questo risultato concorda con le anomalie positive di temperatura registrate nell'inverno 2007.

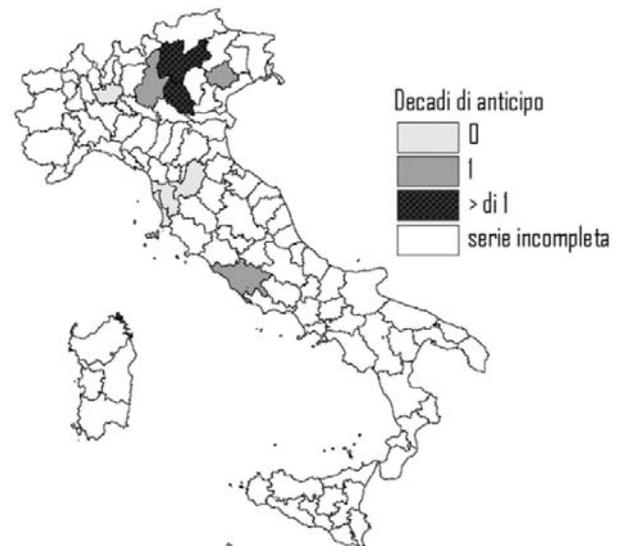


Figura 2: Decadi di anticipo di avvistamento delle rondini nel 2007.

L'inverno del 2007 infatti è stato caratterizzato da un'anomalia termica positiva particolarmente accentuata specialmente nelle regioni centro settentrionali in controtendenza con gli

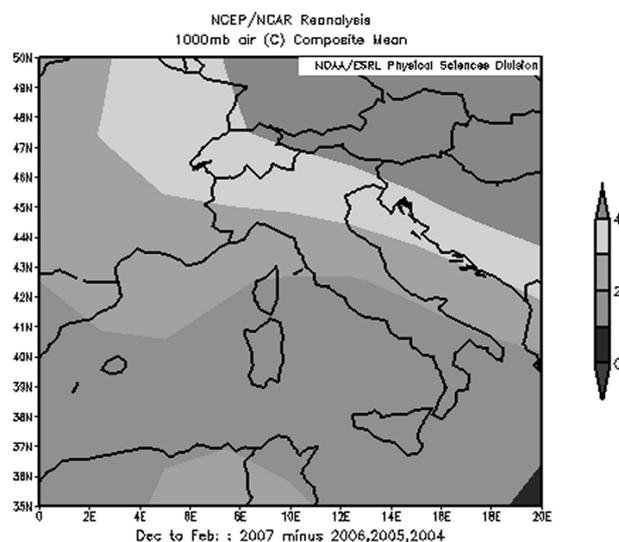


Figura 3: Anomalia termica inverno 2007 rispetto alla media degli inverni 2004-2006.

inverni del triennio precedente che sono stati caratterizzati da inverni leggermente più freddi della media climatologica.

L'anomalia termica del 2007 rispetto alla media del triennio precedente, calcolata a partire dai dati delle NCEP reanalysis risulta essere positiva ovunque con un gradiente crescente da SO a NE che raggiunge anche i 4°C (Fig. 3 Immagine presa da NOAA/ESRL PSD, Boulder Colorado).

4 PROSPETTIVE FUTURE

Il 2007 è stato caratterizzato da un inverno eccezionalmente caldo e l'anticipo riscontrato nelle segnalazioni di arrivo concorda con questa anomalia. Il monitoraggio dei fenomeni migratori è un'attività complessa da effettuare per le sue dimensioni spaziali. I risultati ottenuti in questi quattro anni di attività confermano che costruire serie storiche consistenti, attendibili e sufficientemente lunghe per fare delle analisi climatiche è un impegno gravoso che può essere affrontato adeguatamente realizzando reti di osservazione integrate seguendo la strada tracciata dalla tradizione anglosassone.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Berthold P., Gwinner E., Sonnenschein E. 2003. Avian migration. Springer pp 610.
- Both C., Visser M.E. 2001. Adjustment to climate change is constrained by arrival date in a long-distance migrant bird. *Nature* 411: 296-298.
- Bradley N.L., Leopold A.C., Ross J., Huffaker W. 1999. Phenological changes reflect climate change in Wisconsin. *Atti del National Academy of Sciences of the United States of America* 96: 9701-9704.
- Casanova P., Capaccioli A., Cellini L. 1993. *Appunti di zoologia venatoria e gestione della selvaggina*. Ed. Polistampa Firenze.
- Intergovernmental Panel on Climate Change: 2001, *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, J.T. Houghton and D. Yihui (eds.), Cambridge, Cambridge University Press.
- McCarty J. 2001. Ecological consequences of recent climate change. *Conservation Biology* 15: 320-331.
- Morabito M., Pini L., Brandani G., Crisci A., Massetti L. *La biometeorologia animale: un aiuto per la comprensione del cambiamento climatico*. ARPA Rivista N. 5 Settembre-Ottobre 2004
- Rubolini D., Ambrosiani R., Caffi M., Bricchetti P., Armiraglio S., Saino N. 2007 Long-term trends in first arrival and first egg laying dates of some migrant and resident bird species in northern Italy. *Int J. Biometeorol* DOI 10.1007/s00484-007-0094-7
- Shaffer S.A. et al. Migratory shearwaters integrate oceanic resources across the Pacific Ocean in an endless summer. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 103 (34): 12799-12802 AUG 22 2006
- Schmidt-Nielsen K.B. 1988. *Fisiologia animale. Adattamento e ambiente*. Padova, Piccin-Nuova Libreria.

Impatto della variabilità climatica sugli ecosistemi alpini: esempi dal Parco Nazionale Gran Paradiso

B. Bassano², A. von Hardenberg², R. Viterbi², A. Provenzale¹

¹*Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Torino, Italia*

²*Centro Studi Fauna Alpina, Parco Nazionale Gran Paradiso, Italia*

bruno.bassano@pngp.it

SOMMARIO: La variabilità meteo-climatica può avere effetti rilevanti sulla struttura e sul funzionamento degli ecosistemi alpini. In questo contributo, riassumiamo alcune delle ricerche sull'interazione fra variabilità climatica ed ecosistemi alpini, condotte nell'ambito di una collaborazione fra Parco Nazionale Gran Paradiso (PNGP) e Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima del CNR.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Gli ecosistemi alpini sono caratterizzati da condizioni ambientali spesso difficili, e possono risentire in modo significativo delle fluttuazioni meteo-climatiche e delle variazioni nella struttura del territorio. Per questo motivo, i cambiamenti climatici in area alpina, che includono modifiche nel regime idrologico e nella distribuzione di temperatura (Calmanti et al., 2007, Ciccarelli et al., in stampa), associati alla frammentazione degli habitat di molte popolazioni animali e vegetali, possono portare a drastiche modificazioni degli ecosistemi e della biodiversità in area alpina.

La stima degli impatti della variabilità meteo-climatica sugli ecosistemi alpini è difficile da ottenere partendo da "principi primi". In questo contesto, possiamo invece costruire modelli empirici, di tipo statistico, a partire dai dati osservati (quali censimenti di popolazioni animali e vegetali), verificando se il modello sia in grado di riprodurre la variabilità osservata e utilizzandolo per prevedere la risposta a condizioni ambientali e climatiche modificate. Per questo motivo, la disponibilità di lunghe serie temporali di dati sull'abbondanza delle popolazioni, sulla loro struttura d'età e sulle variabili ambientali corrispondenti (temperatura, precipitazione, nutrienti,

etc) è un elemento essenziale per la comprensione e la gestione degli ecosistemi naturali.

Dati di lungo termine sulle popolazioni selvatiche sono tuttavia rari. Una notevole eccezione, almeno in Italia, è rappresentata dalle misure disponibili presso il Parco Nazionale Gran Paradiso (PNGP), che nel 2006 ha celebrato cinquanta anni di ininterrotta raccolta di dati. Una collaborazione fra PNGP e ISAC-CNR ha portato ad un progetto di ricerca dedicato all'analisi dei dati di censimento ed alla costruzione di modelli statistici empirici per la dinamica di alcune delle componenti degli ecosistemi alpini del Parco. Negli ultimi venti anni, altri parchi del sistema di aree protette della Regione Piemonte hanno iniziato censimenti quantitativi e regolari di almeno alcune specie caratteristiche, costruendo una base-dati di estrema importanza per lo studio e la gestione della dinamica delle popolazioni naturali.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

A partire dal 1956, il personale del PNGP è impegnato nella effettuazione di censimenti, con cadenza almeno annuale, delle popolazioni di stambecchi e camosci all'interno del Parco. I conteggi autunnali vengono condotti nella prima metà di settembre dai guardapar-

co, che in un paio di giorni perlustrano e controllano l'intero territorio del Parco (il PNGP copre 720 km² di ambiente montano distribuiti su cinque valli diverse). Per entrambe le specie vengono censiti i numeri di maschi e femmine adulti, di giovani dell'anno precedente e di neonati.

Oltre ai dati di censimento, è stata monitorata anche la situazione meteo-climatica nell'area del parco, grazie ai dati forniti da due centraline dell'AEM (Azienda Elettrica Municipalizzata di Torino), presso il Lago Serrù ed il Lago Telessio. Le misure includono i valori giornalieri di temperatura minima e massima, di precipitazione e di copertura nevosa, che sono registrati con regolarità a partire dal 1959. Per quanto riguarda i possibili predatori degli ungulati selvatici, i dati quantitativi sulle coppie di aquile nidificanti indicano una sostanziale stabilità della popolazione, mentre i grandi mammiferi predatori, lupo e lince, sebbene in crescita negli ultimi anni sono ancora troppo poco numerosi per avere un impatto sulle popolazioni di stambecchi e camosci del PNGP.

La curva superiore della figura 1 riporta il risultato dei conteggi annuali totali di stambecchi (questi dati sono disponibili su *Ecological Archives* E085-043-A1). Come si nota, la popolazione ha mostrato oscillazioni abbastanza regolari attorno ad una media di poco più di 3000 individui fino al 1985 circa, seguita da

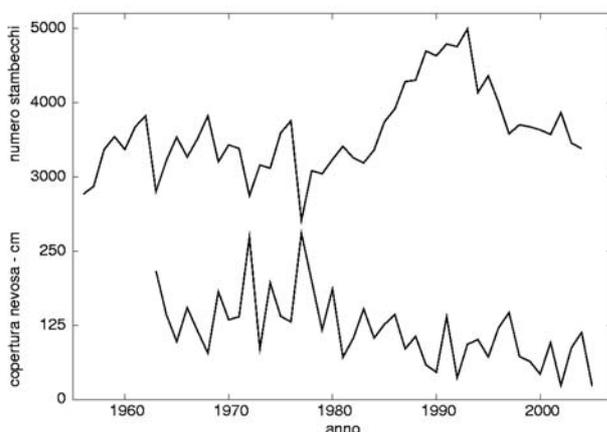


Figura 1: Numero totale di stambecchi censiti al PNGP in settembre (curva superiore) e altezza media, in cm, della copertura nevosa nell'inverno precedente al censimento (curva inferiore).

una "irruzione" che ha portato ad un numero totale di circa 5000 animali censiti nell'autunno del 1993. La popolazione è poi diminuita rapidamente, per riportarsi negli anni successivi a livelli di poco superiori a quelli precedenti l'irruzione.

3 RISULTATI RILEVANTI

Jacobson et al. (2004) hanno analizzato i dati del PNGP, dimostrando che questa popolazione di stambecchi è controllata dall'azione congiunta della densità e della copertura nevosa. Al contrario, le temperature invernali o estive e le precipitazioni estive non sembrano giocare un ruolo significativo. Le forti decrescite numeriche della popolazione di stambecchi corrispondono ad inverni con abbondante copertura nevosa, mentre l'irruzione nel periodo fra il 1985 e il 1995 coincide con una sequenza di inverni con copertura nevosa inferiore alla media. La curva inferiore riportata in figura 1 mostra la copertura nevosa media, da novembre a maggio, registrata al Lago Serrù.

La forte dipendenza dalla copertura nevosa è presumibilmente dovuta al fatto che durante l'inverno gli stambecchi trovano cibo solo in poche zone relativamente libere dalla neve. La maggior parte degli stambecchi arriva alla fine dell'inverno con risorse corporee quasi esaurite. Una copertura nevosa più abbondante, o che dura più a lungo, rende più difficile il reperimento di cibo, e l'effetto è tanto più forte quanto più numerosa è la popolazione. Utilizzando i dati di censimento e di copertura nevosa, è stato sviluppato un modello statistico empirico che spiega circa l'80% della varianza dei dati di censimento e che permette di prevedere, *out-of-sample*, la risposta della popolazione di ungulati alpini alle condizioni climatiche. L'analisi dei conteggi di individui adulti e di giovani, insieme all'analisi di distribuzioni di età effettuate su campioni della popolazione, ha indicato che l'aumento del numero di stambecchi durante l'irruzione è principalmente dovuto alla maggiore sopravvivenza degli individui adulti, ed è pre-

sumibilmente associata ad un generale invecchiamento della popolazione.

Negli ultimi anni, tuttavia, la copertura nevosa è ulteriormente diminuita, mentre la popolazione di stambecchi non solo non è aumentata ma ha iniziato a diminuire in modo netto, soprattutto a causa della scarsa sopravvivenza di neonati e giovani. Questa tendenza, potenzialmente preoccupante da un punto di vista ecologico e gestionale, non è spiegabile con il modello discusso in precedenza, e suggerisce che nuovi elementi siano entrati in gioco.

Quali siano questi nuovi elementi è al momento oggetto di ricerca. Una possibilità è che l'aumento della densità di ungulati selvatici (stambecchi e camosci) abbia portato ad un impoverimento dei pascoli. Un'altra possibilità è che l'invecchiamento della popolazione di femmine negli anni dell'irruzione abbia portato ad una minore sopravvivenza dei piccoli nati da femmine anziane. Una terza possibilità, che al momento sembra la più probabile, ipotizza un ruolo importante dalla dinamica della vegetazione alpina. Un lavoro di Pettorelli et al. (2007) suggerisce che la sopravvivenza dei piccoli sia significativamente correlata alla variazione dell'indice NDVI nel periodo tardo-primaverile.

L'ipotesi di lavoro è dunque che a causa della scarsità della copertura nevosa e dell'aumento delle temperature invernali negli ultimi cinquanta anni in Piemonte e Val d'Aosta (Ciccarelli et al., in stampa), la stagione di massima crescita e di massimo contenuto energetico della vegetazione alpina sia anticipata ad un periodo primaverile precoce. Nei mesi di giugno e luglio, periodo caratterizzato da elevati fabbisogni energetici legati all'inizio della lattazione ed al suo mantenimento, le madri di stambecco si troverebbero a consumare un alimento di minore digeribilità e quindi con un minor contenuto energetico: questo inciderebbe sulla quantità e qualità del latte prodotto e dunque sulla sopravvivenza dei capretti.

Se questa ipotesi fosse vera, la popolazione di stambecchi del PNGP risulterebbe essere completamente controllata dalle condizioni

climatiche: inverni molto nevosi uccidono, in modo diretto, gli individui adulti ed anziani, ma una serie di inverni troppo poco nevosi potrebbe avere conseguenze anche peggiori sul reclutamento (*recruitment*) di individui giovani nella popolazione. Gli scenari climatici futuri, che suggeriscono una diminuzione del manto nevoso ed una maggiore aridità nella zona alpina e mediterranea, potrebbero quindi indurre condizioni critiche per le popolazioni di stambecchi al PNGP.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Il lavoro svolto finora ha permesso di chiarire, in modo quantitativo, l'interazione fra variabilità climatica e dinamica di alcune componenti degli ecosistemi alpini, evidenziando in particolare come la popolazione di stambecchi al PNGP sia controllata dalle condizioni di nevosità invernale. Sviluppi futuri riguarderanno l'inclusione dell'effetto delle condizioni invernali sulla qualità del foraggio, e la costruzione di modelli a struttura d'età. Verranno analizzati i dati di censimento di camosci, confrontando i risultati con quelli già ottenuti per gli stambecchi. Risultati preliminari indicano un comportamento simile delle popolazioni di camosci per quanto riguarda gli inverni con neve abbondante, ma suggeriscono una minore sensibilità dei camosci allo spostamento del periodo di crescita della vegetazione.

Altri progetti di ricerca sono attualmente in corso. Nell'ambito del progetto Interreg IIIA "GestAlp", il personale che collabora con il PNGP sta conducendo un programma di monitoraggio della biodiversità di macroinvertebrati del suolo, lepidotteri, ortotteri ed avifauna nell'area del Parco, da quest'anno esteso anche ad altri parchi delle Alpi occidentali (es., Parco naturale Orsiera-Rocciavre in provincia di Torino). Obiettivo a lungo termine del progetto è l'analisi delle trasformazioni di ricchezza e diversità specifica in relazione ai cambiamenti del clima e della vegetazione. La collaborazione con l'ISAC-CNR prevede, in questo ambito, l'analisi statistica dei dati

che si renderanno disponibili e lo sviluppo di modelli empirici che mettano in relazione i parametri di biodiversità con le condizioni generali dell'ambiente monitorato.

Parallelamente allo studio della biodiversità, è in corso un progetto di ricerca sugli ecosistemi in laghi alpini d'alta quota. I laghi alpini sono particolarmente sensibili ai cambiamenti climatici, che possono indurre modifiche nell'acidità dell'acqua, una maggior penetrazione della radiazione ultravioletta a causa della diminuzione di carbonio organico disciolto ed una riduzione dell'habitat per organismi di acque fredde. Nel PNGP, sono attualmente monitorati 14 piccoli laghi alpini, situati ad altitudini simili. In ciascun lago, sono misurate le abbondanze di zooplancton, zoobenthos, macro-invertebrati bentonici, anfibi e pesci, e sono misurati i parametri fisico-chimici dell'acqua.

Scopo del progetto è la costruzione di una serie di modelli a colonna d'acqua per la simulazione della dinamica del rimescolamento e dell'ecosistema dei laghi alpini. I modelli includeranno sia componenti empiriche per la struttura dell'ecosistema, la cui forma funzionale è ottenuta dai dati misurati, che componenti basate sulla fisica del rimescolamento della colonna d'acqua. I modelli verranno validati per i diversi laghi, analizzando le conseguenze delle differenze esistenti (es., presenza o assenza di popolazioni di pesci alloc-toni). Una volta validati, i modelli verranno utilizzati per stimare la risposta degli ecosistemi lacustri alpini a possibili cambiamenti delle condizioni climatiche, utilizzando le proiezioni degli scenari climatici a scala regionale oggi disponibili.

Più recentemente, è iniziato un progetto, in collaborazione con la Regione Piemonte ed alcuni parchi naturali regionali, dedicato allo

studio della dinamica di popolazione di Gallo forcello (*Tetrao tetrax*), attualmente in diminuzione nelle Alpi occidentali. Lo scopo di questa ricerca è la determinazione di un modello minimale in grado di descrivere la dinamica di popolazione di questa specie e gli effetti della variabilità delle condizioni meteorologiche, soprattutto in estate in corrispondenza della schiusa, e dei cambiamenti nella struttura dell'habitat.

Queste ricerche non potrebbero essere svolte senza il fondamentale lavoro di monitoraggio e salvaguardia dell'ambiente naturale svolto dai guardaparco dei parchi nazionali e regionali.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Calmanti S., Motta L., Turco M. e Provenzale A. 2007. Impact of climate variability on Alpine glaciers in northwestern Italy. *International J. Climatology*: DOI 10.1002/joc1500.
- Ciccarelli N., von Hardenberg J., Provenzale A., Ronchi C., Vargiu A. e Pelosini R. 2007. Climate Variability in North-Western Italy during the Second Half of the 20th Century. *Global and Planetary Change*, in stampa.
- Jacobson A.R., Provenzale A., Bassano B., von Hardenberg A. e Festa-Bianchet M. 2004. Climate forcing and density dependence in a mountain ungulate population. *Ecology* 85: 1598-1610.
- Pettorelli N., Pelletier F., von Hardenberg A., Festa-Bianchet M. e Côté S.D. 2007. Early onset of vegetation growth vs. rapid green-up: Impacts on juvenile mountain ungulates. *Ecology* 88: 381-390.

Bilancio dei flussi di tre gas serra (CO₂, CH₄, N₂O) in un prato-pascolo alpino: confronto tra 2003 e 2004

F. Berretti¹, S. Baronti¹, M. Lanini¹, G. Maracchi¹, A. Raschi¹, P. Stefani²

¹*Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia*

²*Università della Tuscia (DISAFRI)*

F.Berretti@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: Il Protocollo di Kyoto riconosce agli ecosistemi vegetali un ruolo importante nelle strategie di mitigazione dei cambiamenti climatici; attraverso il processo di fotosintesi le piante assorbono grandi quantità di CO₂ che trasformano in fitomassa. Anche i pascoli contribuiscono in piccola parte al sequestro di CO₂, ma sono particolarmente complessi e difficili da studiare a causa della grande variabilità di tipologie ambientali e di modalità di gestione; in questo studio sono esaminati gli scambi di tre fondamentali gas serra (CO₂, CH₄, N₂O) tra pascolo ed atmosfera e la loro correlazione con i parametri climatici 2003 e 2004.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

L'utilizzo corretto delle risorse, compresi il suolo ed il patrimonio boschivo, rivestono un ruolo importante nel bilancio dei gas serra e possono dare un contributo effettivo alla mitigazione delle cause del riscaldamento globale. Anche i prati e i pascoli, oltre ad avere importanza dal punto di vista naturalistico, di protezione del suolo e produttivo, come fonte di alimentazione per la fauna selvatica ed il bestiame, sembrano avere una notevole potenzialità nell'assorbimento di CO₂ (Carlier *et al.*, 2004). Il Protocollo di Kyoto stesso riconosce agli ecosistemi vegetali un ruolo importante nelle strategie di mitigazione dei cambiamenti climatici; in questa visuale la vegetazione è valutata in relazione alla sua capacità di assorbire carbonio e quindi di generare crediti contro l'inquinamento (Kyoto Protocol, 1997, art. 3). Il bilancio netto tra fotosintesi e respirazione di autotrofi ed eterotrofi degli ecosistemi terrestri è stimato intorno a $-1,4 \pm 0,7$ Gt C/anno (Schimel *et al.* 2001).

I prati e i pascoli di tutto il mondo coprono

circa 3500 milioni di ettari, oltre il doppio rispetto alle aree coltivate, mentre in Europa solo il 37% del totale delle aree destinate ad usi agricoli e zootecnici è occupato da prati-pascoli (Bourgeois *et al.*, 2002). Nel 2000 in Europa erano presenti circa 55 milioni di ettari di pascoli; dal 1990 3 milioni di ettari sono stati convertiti in terreni agricoli, specialmente per la coltivazione del mais (Carlier *et al.*, 2004). Le stime sulla quantità di carbonio che i pascoli europei sarebbero in grado di assorbire sono ancora molto incerte e si aggirano sulle 101 Mt C/anno (Janssens *et al.*, 2003), ma tale capacità è comunque sempre legata al tipo di gestione ed utilizzazione del pascolo. L'entità degli scambi gassosi tra suolo e atmosfera varia inoltre con il clima, il tipo di suolo, le specie vegetali e il carico animale. Dei gas serra scambiati dal prato, il biossido di carbonio (CO₂) viene prodotto dalla respirazione del suolo, dei vegetali e degli animali ed è fissato dalle piante attraverso la fotosintesi, mentre il protossido di azoto (N₂O) viene emesso dall'attività microbica del suolo e il metano (CH₄) è emesso dal bestiame al pascolo e assorbito dal suolo.

Le scelte e le tecniche gestionali vanno valutate attentamente; ad un maggior sequestro di CO₂ potrebbe infatti corrispondere un incremento nell'emissione di CH₄ ed N₂O.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

Le ricerche sono state effettuate nel periodo 2002-2004 nell'ambito del progetto Greengrass, che si proponeva di valutare il bilancio di alcuni gas serra in diversi ecosistemi pratici europei, e proseguono attualmente nell'ambito del progetto CarboItaly.

La stazione sperimentale è ubicata presso il Passo del Brocòn (TN), su un pascolo secondario ad una quota di 1669 m. s.l.m., su cui viene effettuato un pascolamento libero e di tipo estensivo, e non vengono effettuati sfalci e fertilizzazioni.

I flussi di CO₂ sono stati monitorati mediante la tecnica *Eddy Covariance*; il sistema è composto da un analizzatore di gas LI-7500 CO₂/H₂O *open path* e da un anemometro ultrasonico a tre assi (Metek USA-1) posizionato ad un'altezza di 3,2 metri dal suolo. L'acquisizione dei dati e la loro elaborazione sono gestiti da un computer *in situ*; il software utilizzato è MASE (*Multi-Anemometer Eddy Software*). Le misure delle variabili micrometeorologiche vengono registrate da una stazione meteorologica.

Contemporaneamente al monitoraggio della CO₂ sono stati rilevati i flussi di protossido di azoto (N₂O) e di metano (CH₄). Le misure sono state effettuate in pieno campo attraverso l'incubazione del suolo per due ore in camere di 40 cm di diametro per 30 cm altezza (Arcara *et al.*, 2002). L'analisi dei campioni è stata effettuata mediante gas cromatografia; contemporaneamente alle misure gassose sono state rilevate umidità e temperatura del suolo.

3 RISULTATI RILEVANTI

Nel periodo della sperimentazione il sistema ha avuto una copertura di dati maggiore dell'85%, l'unico *gap* si è avuto nel mese di

febbraio 2003, per un periodo di 20 giorni, a causa delle basse temperature. Tale mancanza di dati non ha influito però sull'analisi generale, dato che sul suolo era presente una copertura nevosa.

I dati ottenuti mostrano due andamenti diversi per il 2003 e 2004, andamenti che rispecchiano le notevoli differenze climatiche riscontrate tra i due anni in esame. L'andamento climatico del 2003 è risultato decisamente anomalo: la primavera e l'estate sono state caratterizzate da temperature di circa 5°C al di sopra della media stagionale, con conseguente ripercussione sullo stato idrico degli ecosistemi.

Dal punto di vista della ripresa vegetativa assumono particolare importanza le temperature nel periodo successivo allo scioglimento delle nevi. Nel 2003 è stato rilevato un primo rialzo delle temperature intorno alla seconda metà di aprile, nelle ore più calde si sono raggiunti valori di anche 10°C, lo stesso periodo nel 2004 è invece caratterizzato da temperature che rientrano nelle medie stagionali. La ripresa dell'attività vegetativa risulta di conseguenza anticipata nel 2003 rispetto al 2004 di circa un mese (fig. 1).

Le figure 3 e 4 mostrano le differenze nell'andamento giornaliero dei mesi di maggio, giugno, luglio e agosto, rispettivamente per il 2003 e 2004.

Nel 2003 (fig. 2) l'assorbimento maggiore di CO₂ si è verificato nei mesi di maggio e giugno, con un'attività fotosintetica predominante dalla mattina fino dopo le 12:00; anche nel mese di luglio, se pur con un assorbimento netto inferiore, la fotosintesi si è mantenuta attiva per tutta la mattinata. Nel mese di agosto invece il massimo assorbimento si verificava nelle prime ore della mattina, le più fresche e umide, contraendosi bruscamente già a partire dalle ore 10:00 circa.

Nel maggio 2004 (fig. 3) la vegetazione risultava ancora in fase di riposo o comunque, anche se in attività, non in grado di determinare un assorbimento significativo di CO₂. Successivamente, nei mesi di giugno e luglio, la fotosintesi si è mantenuta efficiente dalla

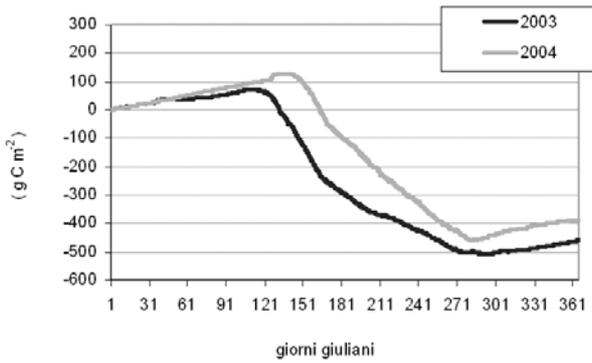


Figura 1: Flusso cumulativo di carbonio (NEE)

mattina fino al primo pomeriggio, raggiungendo valori maggiori dei corrispettivi mesi del 2003. Il mese di agosto infine ha mostrato una diminuzione generale dell'attività fotosintetica, ma l'andamento si mantiene piuttosto regolare per tutto il corso della giornata; si nota solo una leggera contrazione nelle ore più calde, intorno alle 13:00/14:00. Nonostante il 2003 sia stato caratterizzato da un minor tasso fotosintetico nel periodo più caldo, l'anticipata ripresa vegetativa del pascolo ha compensato tale perdita; inoltre i valori di respirazione si sono mantenuti sempre molto bassi, al contrario di quanto avvenuto nel 2004.

In conclusione l'ecosistema pascolo si è comportato sia nel 2003 che nel 2004 come un *sink* per il carbonio atmosferico, con un bilancio netto pari a $-460 \text{ g C m}^{-2}/\text{anno}$ nel 2003 e $-387 \text{ g C m}^{-2}/\text{anno}$ nel 2004 (fig. 1).

A questi valori vanno tuttavia aggiunte le emissioni di N_2O e CH_4 che, sebbene risultino basse, convertite in $\text{CO}_2 \text{ eq}$ aumentano la NEE, dato il loro elevato GWP (*Global Warming Potential*). Questo pone in rilievo la necessità di accostare la stima dei flussi di gas serra minori al monitoraggio della CO_2 (Soussana *et al.*, 2004).

Il differente andamento climatico del 2003 ha influito, anche in questo caso, sulle emissioni di ognuno dei due gas serra analizzati; il periodo particolarmente caldo verificatosi tra luglio ed agosto 2003 ha portato ad una minore attività della componente microbica del

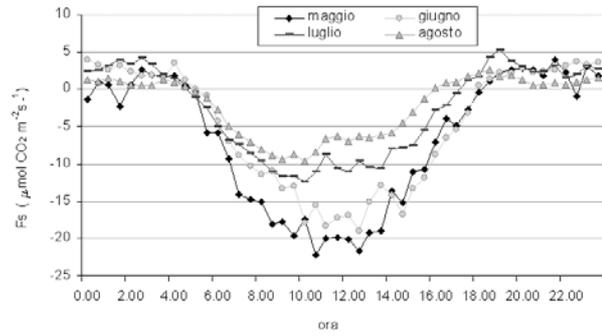


Figura 2: Flussi di CO_2 , andamento giornaliero 2003

suolo, determinando un *uptake* di CH_4 minore rispetto al 2004 e ad un'emissione minore di N_2O .

Il bilancio annuale, ottenuto mediante la correlazione dei flussi rilevati con i valori di temperatura ed umidità del suolo, porta ad avere per il 2003 un assorbimento di CH_4 pari a $-16,13 \text{ mg m}^{-2}/\text{anno}$ e per il 2004 un assorbimento maggiore, pari a $-98,2 \text{ mg m}^{-2}/\text{anno}$.

Analogamente, per quanto riguarda l' N_2O , risulta per il 2003 un flusso dal suolo all'atmosfera di $0,06 \text{ mg m}^{-2}/\text{anno}$ e per il 2004 un flusso maggiore, pari a $1,3 \text{ mg m}^{-2}/\text{anno}$.

È necessario infine sottolineare come il confronto con i risultati ottenuti dagli altri Paesi partecipanti al progetto Greengrass porti a definire alcune differenze, se pur ancora molto sommarie, in relazione al tipo di gestione ed utilizzazione del pascolo da parte del bestiame; in linea generale il pascolamento influisce positivamente sull'emissione di N_2O , ma questo effetto incide in misura maggiore nei siti fertilizzati, mentre risultano meno accentuate le differenze tra pascolato e

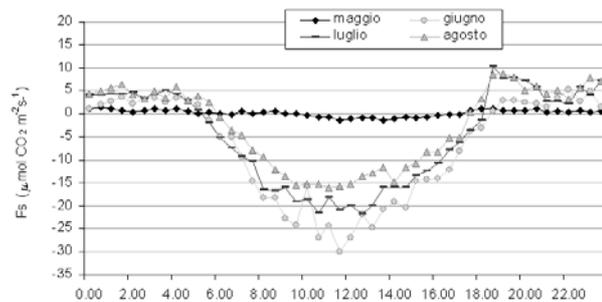


Figura 3: Flussi di CO_2 , andamento giornaliero 2004

non pascolato nei siti non soggetti a fertilizzazioni costanti. Quest'influenza positiva è dovuta alla presenza del bestiame, che con le deiezioni liquide e solide incrementa gli *input* di sostanze azotate e, attraverso il pascolamento continuo, aumenta la compattazione del suolo (Oenema *et al.*, 1997).

4 PROSPETTIVE FUTURE

Lo studio qui riportato, e tuttora in corso, ha evidenziato il forte impatto dell'andamento climatico stagionale sui prati alpini e la correlazione fra bilancio dei gas serra e modalità di gestione, punto su cui basare futuri studi e approfondimenti.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Arcara P.G., Gamba C., Piovanelli C., 2002. Emissioni di protossido di azoto e anidride carbonica nell'atmosfera in suoli agrari e forestali, *Bollettino della Società Italiana della Scienza del Suolo*, 51 (1-2). 401-417.
- Bourgeois L., Bontron J.C., Chatellier V., Pierrot C., You G., 2002, Elevage bovin prospective 2020, Donnes RICA France 1999, *Chambres d'Agriculture*, 897. 11-38.
- Carlier L., De Vliegher A., Van Cleemput O., Boeckx P., 2004. Importance and function of European grasslands, *Proceedings of the joint workshop of working group 1,2,3,4 of COST Action 627 "Carbon storage in European grasslands"*, 3-6 june 2004. 7-16.
- Jassens I.A. *et al.*, 2003. Europe's terrestrial biosphere absorbs 7 to 12% of European anthropogenic CO₂ emissions. *Science*, 300. 1538-1542.
- Oenema O., Velthof G.L., Yamulki S., Jarvis S.C., 1997. Nitrous Oxide emissions from grazed grassland, *Soil Use and Management*, 13. 288-295.
- Schimel *et al.*, 2001. Recent patterns and mechanisms of carbon exchange by terrestrial ecosystems, *Nature*, 414 (6860).169-172.
- Sousanna J.F. *et al.*, 2004. Carbon cycling and sequestration opportunities in temperate grassland, *Soil Use and Management*, 20. 219-230.
- UNFCCC, 1997. Kyoto Protocol, Kyoto.

Caratterizzazione meteo-climatica degli eventi pluviometrici in ambiente alpino: metodologia e primi risultati

G. Nigrelli

Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica, CNR, Torino, Italia
guido.nigrelli@irpi.cnr.it

SOMMARIO: Nel corso degli ultimi 130 anni, il clima italiano è diventato più caldo e asciutto. Il clima sta cambiando anche in ambiente alpino, ma mentre le temperature sono in chiaro aumento, le precipitazioni assumono andamenti contrastanti e non ben delineati. L'intensità dei fenomeni di piena sta invece aumentando in maniera preoccupante, spesso a causa di una non adeguata pianificazione del territorio. Al fine di contribuire allo sviluppo delle conoscenze in materia di *Climate change* e di rischio idraulico in ambiente alpino, sono iniziati degli studi mirati alla caratterizzazione meteo-climatica degli eventi pluviometrici a scala di bacino. Per tali studi si è considerato l'evento pluviometrico come variabile definita. Per ogni bacino esaminato, si sono evidenziate tipologie di eventi predominanti determinate da configurazioni bariche definite, ma anche per questo parametro, gli andamenti sono ancora discordanti. Gli studi proseguono in modo sistematico, interessando alcuni bacini idrografici del settore occidentale alpino.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 Climate change e rischio idraulico in ambiente alpino

Nel corso degli ultimi 130 anni, il clima italiano è diventato più caldo e asciutto. Al nord, negli ultimi 50 anni, si è osservato un aumento dell'intensità delle precipitazioni ed una diminuzione degli eventi con scarsi apporti (Buffoni et al. 2003). Gli andamenti annuale e stagionale delle piogge totali mensili, periodo 1865-2003, hanno evidenziato *trends* generalmente negativi, ma raramente significativi (Brunetti et al. 2006). Il clima sta cambiando anche in ambiente alpino. Le temperature medie estive, invernali ed annuali, sono in chiaro aumento. Dal 1850 al 1980 le aree glaciali sono diminuite di un terzo e la calda estate del 2003 ha ridotto ulteriormente di circa il 10% questa importante risorsa naturale (E.E.A. 2004), lo stesso anno è risultato il più caldo dal 1500 (Casty et al. 2005). Le precipitazioni sembrano assumere caratteristiche diverse rispetto al recente passato, diventando più intense e più pericolose, anche se per que-

sto parametro, gli andamenti sono ancora contrastanti (Schmidli et al. 2002). Nei bacini alpini, l'intensità dei fenomeni di piena sta aumentando in maniera preoccupante ed il rischio idro-geologico è spesso accentuato a causa di una non adeguata pianificazione del territorio.

L'IRPI di Torino da più di 35 anni studia l'ambiente alpino, con particolare riferimento ai principali fenomeni franosi, di piena ed alluvionali avvenuti nel corso degli ultimi tre secoli. Per tale attività sono stati pubblicati più di 500 lavori (Tropeano et al. 2004). Per quanto riguarda i numerosi fenomeni di piena ed alluvionali catalogati, è emerso come, all'interno di un bacino alpino, le zone a più elevato grado di pericolosità e rischio siano sempre le stesse - con variazioni dell'area coinvolta in relazione alla magnitudine dell'evento - e come, in molti casi il periodo in cui questi fenomeni si manifestano con più frequenza sia anch'esso ben individuato. Al fine di contribuire allo sviluppo delle conoscenze in materia di rischio idraulico e di *Climate change* in ambiente alpino, sono inizia-

ti degli studi mirati alla caratterizzazione meteo-climatica degli eventi pluviometrici a scala di bacino.

1.2 Perché studiare gli eventi pluviometrici

Le grandezze pluviometriche che solitamente vengono prese in considerazione nel campo dell'idrologia, sono i massimi ed i totali delle altezze di pioggia (annuali, stagionali o mensili), le precipitazioni di notevole intensità e breve durata, le precipitazioni massime di più giorni consecutivi e quelle di massima intensità di una o più ore consecutive. A questo proposito è utile ricordare che per gli ultimi tre parametri citati è possibile che i dati provengano da eventi diversi. Per effettuare studi rivolti alla mitigazione del rischio idraulico ed all'approfondimento delle conoscenze in materia di *Climate change*, è a nostro avviso importante valutare non solamente quanto ma anche come piove. Per questi fini può essere utile considerare l'evento pluviometrico come una variabile meteo-climatica definita. Infatti, è l'evento pluviometrico che agisce direttamente sul modellamento del paesaggio fisico e a seconda dell'apporto idrico totale, dell'apporto idrico di picco, della modalità e del periodo stagionale in cui si manifesta, può innescare fenomeni di piena o alluvionali dalle conseguenze ormai note.

L'esistenza di una scarsa correlazione in termini quantitativi fra altezze di pioggia totali ed eventi di piena indica che, soprattutto nei bacini montani, la "risposta" del territorio alle piogge non è sempre la stessa, dipendendo da un elevato numero di variabili, che di volta in volta si manifestano ed interagiscono in modo diverso. Questa complessa situazione suggerisce l'approfondimento delle indagini in materia di pluviometria considerando altre variabili. Analizzando la serie storica degli eventi pluviometrici che sono avvenuti all'interno di un bacino alpino, è possibile individuare le tipologie più frequenti, correlarle ai fenomeni di piena ed ai danni da essi causati, al fine di aumentare e migliorare gli strumenti necessari per una più adeguata pianificazione territoriale (Lollino et al. 2005).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Metodologia di studio

La metodologia applicata in questi studi, prende spunto dai concetti della moderna climatologia, integrando i dati osservazionali con quelli meteorologici relativi alla circolazione dell'atmosfera. Agendo in tal modo, il climatologo ottiene una visione più ampia dei processi e delle interazioni che regolano gli elementi del clima per l'area geografica di interesse.

L'analisi meteo-climatica degli eventi pluviometrici inizia con l'individuazione all'interno di ogni bacino idrografico delle stazioni maggiormente rappresentative per numero di anni di funzionamento, qualità dei dati e posizione geografica (per i nostri studi si è considerato: giorno piovoso, il giorno in cui è stata misurata un'altezza di pioggia uguale o superiore a 0,2 mm; evento pluviometrico, uno o più giorni consecutivi di pioggia, preceduti e seguiti da almeno un valore nullo; giorno di picco, il giorno di un evento in cui è caduta la maggior quantità d'acqua; evento pluviometrico estremo, un evento in cui l'altezza di pioggia totale è risultata superiore ad un prefissato valore di riferimento, calcolato in relazione alle caratteristiche idro-morfologiche del bacino). I dati delle altezze di pioggia giornaliere rilevati da ogni stazione, vengono inseriti in un database, dal quale viene estratta mediante apposita elaborazione la serie storica di tutti gli eventi pluviometrici. Di tale parametro, in base alla pioggia totale ed alla pioggia di picco, si determinano successivamente le tipologie più ricorrenti per: frequenza in funzione della durata, frequenza in relazione al giorno di picco, frequenza e distribuzione stagionale. Per gli eventi pluviometrici estremi e per quelli che hanno causato piene e alluvioni, viene individuato il tipo isobarico responsabile, il relativo centro depressionario ed osservata l'evoluzione spaziale e temporale del fenomeno (dati utilizzati ECMWF data server e Wetterzentrale internet site). Ai fini della presente metodologia e tenuto conto dell'ambiente in cui viene applicata, risulta a

nostro avviso più corretto utilizzare il dato puntuale anziché quello areale. In tal modo è possibile fare un confronto diretto delle altezze di pioggia che cadono in punti diversi del bacino per ogni evento ed ottenere utili informazioni di tipo applicativo. Il metodo è stato applicato su alcuni bacini alpini, dando i primi risultati.

2.2 Bacini studiati

Il bacino idrografico del Torrente Orco si chiude alla confluenza con il Fiume Po a Chivasso (Piemonte nord-occidentale), ha un'estensione di circa 890 km² ed un perimetro di circa 210 km. L'afflusso medio annuo è di circa 1180 mm ed il deflusso medio annuo di circa 861 mm (coeff. defl. 0,73), la portata media annua è di circa 24,9 l/s/km².

Il bacino idrografico del Torrente Germanasca, si chiude alla confluenza con il T. Chisone a Perosa Argentina (Piemonte occidentale), ha una estensione di circa 197 km² ed un perimetro di circa 68 km. L'afflusso medio annuo è di circa 1032 mm ed il deflusso medio annuo di circa 844 mm (coeff. defl. 0,82), la portata media annua è di circa 26,8 l/s/km².

3 PRIMI RISULTATI

Nel T. Orco, la maggior parte degli eventi dura in media 3÷7 giorni e nel 2° e 3° giorno si evidenziano le frequenze di picco più elevate (49,6%). Praticamente, la metà degli eventi pluviometrici con altezze di pioggia superiori a 100 mm, avvenuti in Valle Orco negli ultimi 90 anni, ha avuto come giorno di picco il secondo oppure il terzo (tot. 952 eventi). Gli eventi pluviometrici estremi per questo bacino (altezza di pioggia totale >350 mm), durano in media 9 giorni ed hanno il picco più frequente il 3° giorno (34%). Le stagioni principali in cui questi si manifestano sono l'autunno (55%) e la primavera (40%), le configurazioni meteorologiche più ricorrenti sono quelle caratterizzate dalle depressioni mediterranee centrate sul Golfo del Leone e su Corsica-Sardegna (48%) e tra Baleari e Spagna, 19% (Nigrelli, 2005a).

Nel T. Germanasca l'evento pluviometrico più ricorrente dura in media 3÷5 giorni, con il giorno di picco fra il 2° ed il 4° (tot. 456 eventi). Gli eventi pluviometrici estremi per questo bacino (altezza di pioggia totale >250 mm), durano in media 8 giorni ed hanno il picco più frequente il 4° giorno (39%). Le stagioni principali in cui essi si manifestano sono la primavera (43%) e l'autunno (39%), le configurazioni meteorologiche più ricorrenti sono quelle caratterizzate dalle depressioni mediterranee centrate su Corsica-Sardegna (35%), Baleari-Spagna e sul Golfo del Leone (Nigrelli, 2005b).

Una prima analisi su alcuni massimi annuali ha evidenziato andamenti contrastanti e non statisticamente significativi (Tab. 1).

Tabella 1: andamenti relativi alle piogge totali annue (PTA) ed alle altezze di pioggia totali degli eventi pluviometrici massimi annuali (EPMA).

Stazione *	PTA	EPMA
1. Ceresole R. (49)	+	-
2. L. Serrù (31)	+	+
3. L. Valsoera (35)	+	+
4. Piamprato (75)	-	+
5. Pont C. (61)	-	-
6. Rosone (56)	+	+
7. Sparone (60)	-	-
8. Massello (37)	-	+
9. Perosa A. (63)	-	+
10. Perrero (64)	-	+
11. Praly (65)	-	+

* 1÷7 T. Orco; 8÷11 T. Germanasca; () anni di osservazioni; + crescente; - decrescente.

Per il T. Orco l'autunno è la stagione in cui avviene il maggior numero di eventi alluvionali, anche se il numero degli eventi pluviometrici è praticamente uguale a quello primaverile (Fig. 1). Nel T. Germanasca la distribuzione stagionale dei fenomeni alluvionali risulta meno disomogenea (Fig. 2).

L'analisi della serie temporale degli eventi pluviometrici a livello di bacino e la relativa correlazione fra pioggia totale di evento e pioggia del giorno di picco, non ha evidenziato andamenti statisticamente significativi.

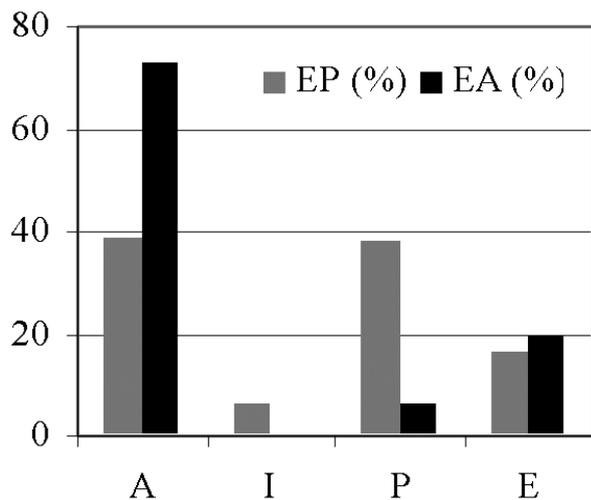


Figura 1: Bacino idrografico del T. Orco, distribuzione stagionale degli eventi pluviometrici (EP) e degli eventi alluvionali (EA).

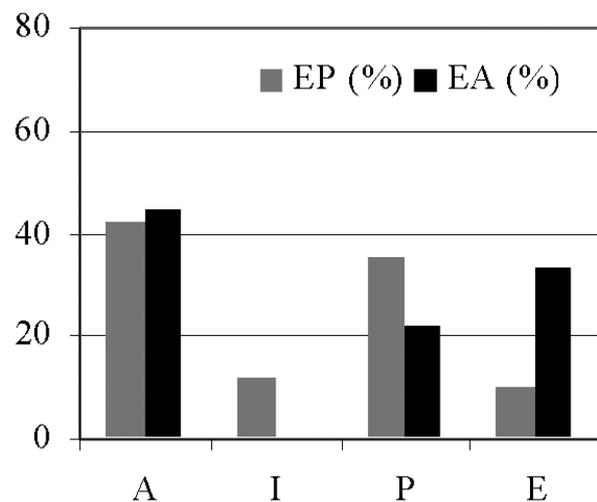


Figura 2: Bacino idrografico del T. Germanasca, distribuzione stagionale degli eventi pluviometrici (EP) e degli eventi alluvionali (EA).

4 PROSPETTIVE FUTURE

I risultati ottenuti, indicativi di una situazione pluviometrica non ancora ben delineata per l'area studiata, suggeriscono e stimolano l'approfondimento delle indagini. Pertanto gli studi procederanno in modo sistematico analizzando altri bacini idrografici alpini, anche attraverso collaborazioni con enti territoriali e istituti di ricerca.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Brunetti M., Maugeri M., Monti F., Nanni T., 2006. Temperature and precipitation variability in Italy in the last two centuries from homogenized instrumental time series. *Int. J. Climatol.* 26, 345-381.
- Buffoni L., Brunetti M., Mangianti F., Maugeri M., Monti F., Nanni T., 2003. Ricostruzione del clima italiano negli ultimi 130 anni e scenari per il XXI secolo. Workshop "CLIMAGRI", Cagliari, 16-17 gennaio, dalla rete.
- Casty C., Wanner H., Luterbacher J., Esper J., Böhm R., 2005. Temperature and precipitation variability in the European Alps since 1500. *Int. J. Climatol.* 25, 1855-1880.
- European Environment Agency, 2004. Impacts of Europe's changing climate. Rep. n 2, Copenhagen, dalla rete.
- Lollino G., Nigrelli G., Audisio C., 2005. Bacino idrografico del Torrente Orco: analisi integrata evento-fenomeno-danno. *Quaderni di Geologia Applicata*, 12-1, 49-62.
- Nigrelli G., 2005a. Analisi e proprietà degli eventi pluviometrici in Valle Orco. *L'Acqua*, 4, 45-54.
- Nigrelli G., 2005b. Analysis and characteristics of pluviometric events in the Germanasca Valley (Italian Western Alps). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 28, 147-158.
- Schmidli J., Schmutz C., Frei C., Wanner H., Schär C., 2002. Mesoscale precipitation variability in the region of the European Alps during the 20th Century. *Int. J. Climatol.* 22, 1049-1074.
- Tropeano D., Turconi L., 2004. Using historical documents for landslides, debris flow and stream flow prevention. Application in Northern Italy. *Nat. Hazards* 31, 663-679.

Verso un modello per l'analisi non lineare delle influenze climatiche sulle densità di popolazione di Roditori in Appennino

A. Pasini¹, G. Szpunar², M. Cristaldi², R. Langone³, G. Amori⁴

¹Istituto sull'Inquinamento Atmosferico, CNR, Roma, Italia

²Dipartimento Biologia Animale e dell'Uomo - Sapienza Università di Roma, Italia

³Dipartimento di Fisica - Sapienza Università di Roma, Italia

⁴Istituto per lo Studio degli Ecosistemi, CNR, Roma, Italia

pasini@iia.cnr.it

SOMMARIO: Nell'ambito degli studi sulla risposta degli animali al cambiamento dei valori nei parametri climatici si presentano i risultati di un'indagine effettuata su due specie di Roditori in Appennino nell'ultimo ventennio. L'analisi viene effettuata tramite correlazioni lineari e non lineari e con l'utilizzo di un modello a rete neurale. Vengono individuate le variabili che maggiormente influenzano le densità di popolazione e, tramite il modello, si ricostruisce l'andamento delle densità a partire dai valori di alcuni parametri meteo-climatici. In particolare, ciò apre prospettive per proiezioni future sulle densità di popolazione in rapporto ai diversi scenari climatici.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 Gli animali e i cambiamenti climatici

Numerose ricerche mostrano come, al mutare dei parametri climatici, le specie animali e vegetali stiano subendo cambiamenti e modificazioni a livello ecologico, fisiologico, etologico, e come i loro *habitat* si stiano rapidamente riducendo (Walther et al. 2002). Il recente *Summary for Policymakers* del *Working Group II* dell'IPCC (IPCC 2007) non menziona esplicitamente le specie a rischio di estinzione per i cambiamenti climatici, ma parla di modificazione degli ecosistemi e di conseguente perdita di bio-diversità per mancato adattamento all'ambiente modificato. In tale contesto assume quindi importanza il monitoraggio delle diverse specie animali e vegetali al fine di individuare quelle più sensibili ai cambiamenti climatici, definendo così i più opportuni e idonei bioindicatori.

Scopo finale degli studi, di cui il presente lavoro è il primo passo, è verificare l'influenza dei cambiamenti climatici sulle popolazioni di micromammiferi viventi in Italia, analizzando il parametro termo-pluviometrico co-

me il più influente, ricostruendo da questi dati le densità nel recente passato e costruendo, in prospettiva, scenari futuri relativi alle densità delle specie studiate. Come bioindicatori di impatto da cambiamenti climatici i Roditori possono essere particolarmente efficaci, in quanto sono stati già utilizzati per ricostruzioni paleoclimatiche qualitative e quantitative (Montuire et al. 1997). Si conoscono poche iniziative (anche all'estero) volte allo studio delle attività di monitoraggio dei Roditori in relazione alle variazioni dei parametri termo-pluviometrici (Lima et al. 2002) e alla loro interpretazione e valutazione in un contesto di riscaldamento globale. Lo studio qui presentato rappresenta una novità assoluta in ambito nazionale.

1.2 L'intelligenza artificiale per l'habitat suitability modelling

Le complessità insite nei sistemi ecologici raramente permettono di darne una descrizione dinamica, soprattutto a causa dei molteplici fattori da prendere in considerazione e delle non linearità e *feedback* ivi presenti. In tale contesto, negli ultimi anni l'utilizzo di tecni-

che di intelligenza artificiale per la modellizzazione di questi sistemi si è rivelata di grande ausilio (Dzeroski 2007).

In questo studio un modello a rete neurale viene utilizzato per cogliere le complesse relazioni non lineari tra “forzanti” termo-pluviometriche e la densità delle popolazioni di Roditori considerate. Ciò consente di avere un quadro complessivo del sistema, senza perdersi nella sua descrizione dinamica dettagliata.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Ricerche sul campo

Tra i 5 siti sottoposti al monitoraggio dei Roditori, tutti distribuiti in Italia centrale, è stata prescelta la stazione de “La Cesa” [PE] (Parco Nazionale della Majella, Riserva Orientata “Valle dell’Orfento”), per la quale sono disponibili sia dati a lungo termine sulla dinamica di popolazione (Amori et al. 2000) sia dati termo-pluviometrici a partire dal 1988. L’area interessata dallo studio (coord. 42°08’N-14°05’E; 1000 m s.l.m.) ricopre la superficie di 1,44 ettari ed è situata all’interno di una faggeta. Le osservazioni sono state condotte su due specie simpatriche di Roditori: il Topo selvatico dal collo giallo (*Apodemus flavicollis*) e l’Arvicola rossastra (*Myodes glareolus*), specie non protette, che presentano buona probabilità di cattura in ambienti forestali tipici. Sono state utilizzate 100 trappole *a vivo* di tipo LOT, distribuite su una griglia. La metodologia CMR (Cattura – Marcaggio – Ricattura) è stata utilizzata per l’intera durata della ricerca. Il monitoraggio è stato eseguito dal 1988 al 1995 e dal 2000 al 2006, esponendo le trappole 3 notti per ogni sessione mensile di trappolamento. Sulla base dei dati ottenuti sono state quantificate le densità (N/ha) estive (Luglio-Agosto-Settembre), le quali sono state successivamente correlate a parametri termo-pluviometrici, attraverso correlazioni sia lineari che non lineari. L’Ufficio Idrografico e Mareografico della Regione Abruzzo (Arch. V. Varani) ha fornito l’intero set di dati termo-pluviometrici disponibili

per la stazione di “Caramanico Terme” [PE] dal 1986 al 2006.

2.1 Il modello a rete neurale

Nell’ambito di ricerche meteorologiche (Pasini e Potestà 1995) si è sviluppato un modello neurale, successivamente perfezionato e recentemente ottimizzato per analisi di più lungo periodo in casi di studio climatici (Pasini et al. 2006). Oggi si ha a disposizione un vero e proprio *tool* per modellistica con reti *feed-forward* e addestramento a *backpropagation*. Gli algoritmi di *training* di questo *tool* sono particolarmente adatti all’analisi di dati storici.

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1 Analisi di correlazione

In primo luogo è stata eseguita un’analisi di correlazione lineare bivariata tra ciascuno dei parametri termo-pluviometrici a disposizione e la densità delle popolazioni dei Roditori. A causa delle molteplici non linearità insite nei dati, si è deciso di eseguire anche una correlazione bivariata non lineare mediante il cosiddetto *correlation ratio* R_{nl} (Pasini et al. 2001), che consente di stabilire l’influsso anche di generiche non linearità tra una variabile dipendente e una variabile indipendente. In particolare, in vista della successiva applicazione neurale, è interessante constatare che alcune variabili poco legate linearmente mostrano invece un consistente legame non lineare. Come R , anche R_{nl} mostra valori tra 0 e 1, e i valori più elevati indicano maggiore correlazione. I risultati di questa indagine vengono mostrati nelle Tabelle 1-2: T_x indica le temperature massime e T_n le temperature minime.

La densità di *A. flavicollis* risente favorevolmente soprattutto della presenza di pioggia (sia in quantità che in numero di giorni) su tutto il periodo riproduttivo e su quello di cattura. In generale, infatti, questo fattore incrementa la mobilità di questa specie (influsso diretto) e la disponibilità trofica vegetale (influsso indiretto). Gli altri valori degli indici di

Tabella 1: valori del coefficiente di correlazione lineare (R) e del *correlation ratio* (R_{nl}) nella correlazione bivariata tra singoli parametri termo-pluviometrici e la densità di *A. flavicollis*.

Parametri	R	R_{nl}
mm pioggia apr.-sett.	0,6929	0,8085
gg pioggia apr.-sett.	0,6130	0,7284
mm neve primavera	0,0377	0,3057
gg neve primavera	0,0180	0,1275
Tx media primavera	-0,4165	-0,5072
Tn media primavera	-0,3470	-0,4258
gg Tx primav. > 29°C	-0,5173	-0,5742
gg Tn primav. < 9°C	0,3130	0,5129

Tabella 2: come in Tabella 1, ma per *M. glareolus*.

Parametri	R	R_{nl}
mm pioggia apr.-sett.	-0,0605	-0,2967
gg pioggia apr.-sett.	0,3570	0,4339
mm neve primavera	0,6696	0,9200
gg neve primavera	0,5920	0,6006
Tx media primavera	0,0248	0,4579
Tn media primavera	0,0260	0,2818
gg Tx primav. > 27°C	-0,0203	-0,5074
gg Tn primav. < 0°C	0,6180	0,9228

correlazione sono più bassi, anche se appare significativo l'incremento di valore nella correlazione non lineare con i giorni di temperatura primaverile al di sotto di una certa soglia. Per quanto riguarda la densità di *M. glareolus*, questa appare direttamente correlata alla presenza di neve; ciò è ragionevole, in quanto l'impatto esercitato dai predatori, nei periodi di copertura nevosa prolungata, risulta minore (questa specie sembra più appetita dai carnivori); inoltre l'Arvicola rossastra è più legata a condizioni climatiche temperate (Hansson e Henttonen 1985). Ciò è supportato anche dalla sua distribuzione in Europa, dove risulta marginale per le aree a bioclimate

mediterraneo. Infine, spicca la differenza tra i valori di R e R_{nl} nei giorni di Tx e Tn al di sopra o al di sotto di una certa soglia.

In sintesi, la densità delle due specie appare fortemente correlata alla presenza di pioggia per *A. flavicollis* e alla presenza di neve per *M. glareolus*. L'azione dei fattori termici appare meno chiara.

3.2 Risultati del modello a rete neurale

A questo punto, scopo della presente analisi è quello di elaborare un modello dell'andamento delle densità a partire dalle forzanti termo-pluviometriche.

A causa del limitato numero di *record* disponibili, si sono utilizzate reti molto piccole (2 neuroni in *input* relativi a dati termo-pluviometrici, 2 neuroni in un unico strato nascosto e 1 neurone in *output* relativo alla densità) e si è adottato un meccanismo di *early stopping* molto rigoroso. Inoltre, ogni dato estivo di densità è stato ricavato dalla rete mediante una relazione non lineare ottenuta a partire dai dati relativi ad anni diversi. Tutto ciò ha evitato di farci ricadere nel fenomeno dell'*overfitting*.

Si deve notare esplicitamente che le ricostruzioni migliori non si sono ottenute usando in *input* i dati termo-pluviometrici con gli indici di correlazione lineare migliore. Ciò è dovuto ai seguenti fattori:

- talvolta questi dati termo-pluviometrici sono altamente correlati tra loro (ad esempio nel caso di mm e giorni di pioggia), mentre le reti neurali "preferiscono" agire con *input* indipendenti;
- a volte, indici lineari e non lineari mostrano valori molto diversi: in tali casi la rete, che rileva le non linearità nelle relazioni tra *input* e *output*, mostra le *performance* migliori per la scelta di *input* dotati di valori elevati di R_{nl} nella correlazione bivariata con le densità.

Un esempio di ricostruzione neurale della densità di *A. flavicollis* nei vari anni viene mostrata in Figura 1.

4 PROSPETTIVE FUTURE

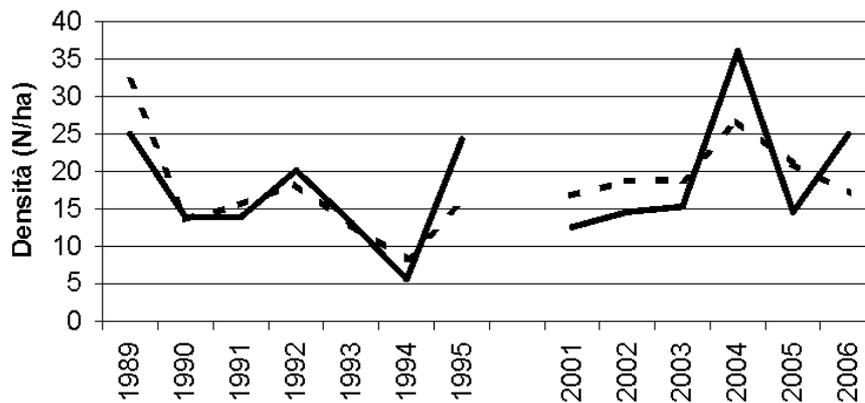


Figura 1: Densità di *A. flavicollis* rilevata sul campo (linea continua) e ricostruita con un modello neurale (linea tratteggiata), dove si utilizzano come *input* i mm di pioggia nel periodo aprile-settembre e i giorni con temperatura minima primaverile al di sotto di 9°C.

In conclusione, l'analisi non lineare effettuata mostra come si possa comprendere il ruolo dei vari influssi termo-pluviometrici sulla densità di specie di Roditori, giungendo fino ad un modello che consenta la ricostruzione dell'andamento della densità stessa da un anno all'altro.

Una volta perfezionati questi studi e validato definitivamente il modello sulle osservazioni passate, il passo seguente sarà quello di analizzare scenari climatici futuri e i loro influssi sulle densità delle nostre specie.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Amori, G., Locasciulli, O., Tuccinardi, P. e Riga, F. 2000. Ecological structure of a population of *Clethrionomys glareolus* in central Italy: an eight-year study. *Polish Journal of Ecology* 48 suppl.: 125-132.
- Dzeroski, S. 2007. Machine learning applications in habitat suitability modelling. In S. Haupt, C. Marzban e A. Pasini (eds.), *Artificial intelligence methods in the environmental sciences*. New York: Springer.
- Hansson, L. e Henttonen, H. 1985. Gradients in density variations of small rodents: the importance of latitude and snow cover. *Oecologia*, 67: 394-402.
- IPCC 2007. *Climate change 2007: Climate change impacts, adaptation and vulnerability. Summary for Policymakers*.
- Lima, M., Stenseth N.C. e Jaksic, F.M. 2002. Food web structure and climate effects on the dynamics of small mammals and owls in semi-arid Chile. *Ecology Letters* 5: 273-284.
- Montuire, S., Michaux, J., Legendre, S. e Aguilar, J.P. 1997. Rodents and climate. 1. A model for estimating past temperatures using arvicolidids (Mammalia: Rodentia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 128: 187-206.
- Pasini, A., Lorè, M. e Ameli, F. 2006. Neural network modelling for the analysis of forcings/temperatures relationships at different scales in the climate system. *Ecol. Modell.* 191: 58-67.
- Pasini, A., Pelino, V. e Potestà, S. 2001. A neural network model for visibility nowcasting from surface observations: Results and sensitivity to physical input variables. *J. Geophys. Res.* 106 (D14): 14.951-14.959.
- Pasini, A. e Potestà, S. 1995. Short-range visibility forecast by means of neural-network modelling: A case-study. *Il Nuovo Cimento* 18C: 505-516.
- Walther, G., Post, E., Convey, P., Menzel, A., Parmesan, C., Beebe, T.J.C., Fromentin, J., Hoegh-Guldberg, O. e Bairlein, F. 2002. Ecological responses to recent climate change. *Nature* 416: 389-395.

Cambiamenti globali e complessità della conservazione delle risorse geniche – Il modello della specie polifunzionale *Castanea sativa* Mill.

F. Villani, C. Mattioni, M. Cherubini e M. Lauteri

Istituto di Biologia Agroambientale e Forestale, CNR, Porano, Italia

SOMMARIO: *Castanea sativa* è specie della bioregione mediterranea con ampia importanza economica ed ecologica. La sua diffusione ed evoluzione attraverso le fasi glaciali ed interglaciali del Neozoico ne fanno una specie modello nello studio della conservazione di habitat e risorse geniche a fronte degli attuali cambiamenti globali. Lo sviluppo di strategie conservazionistiche di lungo periodo, capaci di preservare il potenziale evolutivo ed adattativo del bioma mediterraneo, è stato affrontato su questa specie modello, nell'ambito del recente progetto europeo "CASCADE". Si è trattato di un approccio multidisciplinare ripartito in sei azioni di studio. Queste hanno coperto i campi dall'autoecologia fino alle strategie di conservazione, attraverso la genetica, l'ecofisiologia, la patologia e la socio-economia. I risultati hanno svelato le caratteristiche evolutive e le dinamiche adattative di questa specie modello, aumentando le nostre capacità di gestione delle risorse ambientali mediterranee.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 Bio-complessità e cambiamenti climatici

La bio-complessità tratta dei fenomeni risultanti da dinamiche di interazione in seno ai sistemi biologici e tra questi e l'ambiente fisico (Colwell 2001). Dalla cellula agli ecosistemi e bioregioni, ciascun livello di organizzazione biologica è caratterizzato da proprietà emergenti che integrano interrelazioni complesse. Le attuali ricerche sulla bio-complessità sono rivolte a comprendere le dinamiche adattative di specie e biocenosi, a fronte di cambiamenti climatici e socio-economici di portata bioregionale. Tali fattori esercitano pressioni evolutive sul substrato di diversità dei sistemi di organizzazione biologica.

1.2 Castanea sativa ed il progetto CASCADE

Le specie polifunzionali offrono un modello di studio multidisciplinare per le interazioni tra pressioni ambientali e sistemi biologici. Il castagno europeo ha tale valenza per il bacino del Mediterraneo. Le sue caratteristiche di specie di interesse frutticoltura e forestale lo rendono modello di studio per gli effetti dei

cambiamenti sulla capacità adattativa ed evolutiva di popolazioni vegetali di fasce bioclimatiche sulla scala della bioregione. Questa tematica è stata recentemente sviluppata nell'ambito del progetto europeo EVK2-CT-1999-00006, CASCADE (<http://soi.cnr.it/chestnut>). La struttura multidisciplinare del progetto ed alcuni rilevanti risultati sono qui presentati.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 La struttura di CASCADE

Il progetto è stato disegnato per caratterizzare su scala europea sia la variabilità genetica che quella funzionale del castagno a fronte della diversità pedo-climatica dell'areale. Sono state considerate, inoltre, l'incidenza di fitopatie maggiori e sorgenti di resistenza a queste. Sono state analizzate la sostenibilità delle diverse pratiche di gestione del castagno e le ricadute socio-economiche delle azioni di conservazione degli ambiti castanicoli.

Infine, l'integrazione delle diverse informazioni ha permesso la definizione di strategie ottimali per la conservazione delle risorse ge-

netiche castanicole sotto scenari di cambiamento globale.

2.2 Sei gruppi di lavoro per definire stato e potenzialità evolutive della specie

Nei dettagli CASCADE è stato articolato in sei tematiche. Di queste, l'ultima integrava tutte le altre nella definizione delle raccomandazioni e delle strategie conservazionistiche. Gruppo 1: distribuzione, autoecologia e gestione di *C. sativa*.

Gruppo 2: dispersione e struttura genetica delle popolazioni di *C. sativa*.

Gruppo 3: variabilità di caratteri adattativi in *C. sativa*.

Gruppo 4: variabilità nella resistenza ai patogeni (*Phytophthora* spp.).

Gruppo 5: valutazione dell'impatto socio-economico ed ambientale della conservazione delle risorse geniche di *C. sativa*.

Gruppo 6: strategie integrate per l'uso e la conservazione delle risorse di *C. sativa*.

3 RISULTATI RILEVANTI

Le ricerche su distribuzione, autoecologia e gestione di *C. sativa* hanno mostrato come la specie sia adattata ad un'ampia casistica di ambienti. Gli ambienti castanicoli europei risultano determinati da spettri variabili di altitudine, temperatura e piovosità. La classificazione degli habitat basata su parametri climatici ha messo in evidenza quattro tipologie principali di siti con forte variazione degli indici di siccità estiva. Il livello di siccità non è risultato correlato con particolari caratteristiche strutturali delle formazioni a castagno, eccettuata l'altezza media degli individui. Tuttavia sono state individuate interessanti correlazioni tra la pressione ambientale determinata dalla siccità ed i caratteri adattativi legati alla crescita ed all'economia di carbonio ed acqua (efficienza d'uso idrico) analizzati dal gruppo di lavoro 3. La mappatura di indici xerotermitici, interpolati sull'areale della specie, ha individuato le zone in cui il castagno è più soggetto agli stress idrici: Spagna

centrale e meridionale, Italia meridionale e centro-occidentale, Grecia sud-orientale ed Anatolia occidentale. Sono queste le regioni dove concentrare gli sforzi di conservazione delle risorse castanicole per fronteggiare scenari di siccità. Infine, i diversi modelli di gestione del castagno (boschi ad alto fusto, cedui e frutteti) hanno mostrato notevole sovrapposizione delle caratteristiche studiate. Questo indica che l'interazione tra gestione e fattori ambientali giocano un ruolo fondamentale nel determinismo delle caratteristiche genetiche, ecofisiologiche e strutturali delle formazioni a castagno.

Lo studio sulla struttura genetica delle popolazioni di *C. sativa*, basato sui marcatori molecolari (Villani et al. 1999), mostra che, nonostante la prolungata azione antropica sulla specie, il pattern della struttura genetica su scala europea ricalca quello di altre specie forestali: maggiore numero efficace di alleli, maggiore eterogeneità locale e maggiore differenziamento tra popolazioni meridionali che tra quelle centro-settentrionali. Questo trend indica la presenza di popolazioni relitte provenienti da rifugi glaciali indipendenti e divergenti nel Sud. Queste hanno successivamente colonizzato il Centro-Nord dando così origine a 'melting pots' di variazione genetica. In *C. sativa* sono stati identificati tre principali pool genici: Turchia nord-orientale, Turchia occidentale e Grecia. Confrontando popolazioni con diversi livelli di naturalità e gestione (legno e frutti) è stato possibile quantificare il livello di pressione selettiva sulle popolazioni semi-naturali e identificare flussi di inquinamento genetico dovuto a materiale alloctono.

Il livello di dispersione genica è stato determinato mediante analisi di paternità entro popolazione. I risultati hanno mostrato che la probabilità di *mating* scende a 1% ad una distanza di 2 km ed aumenta a 10% ad una distanza di 0.3 km. Questi dati sono essenziali per la pianificazione di programmi di conservazione genica, permettendo di definire i corridoi genici per ridurre i rischi di frammentazione delle popolazioni.

Prove effettuate in fitotrone su progenie di sei popolazioni di castagno individuate in zone contrastanti (xeriche e mesiche) in tre Paesi (Spagna, Italia e Grecia) hanno permesso di studiare caratteri ecofisiologici adattativi a condizioni di siccità (Lauteri et al. 2004). L'esposizione delle diverse progenie ad un intervallo di condizioni ambientali ha consentito di analizzare la plasticità fenotipica di caratteri fisiologici e di crescita, coinvolti nell'adattamento. In particolare, i genotipi adattati alle condizioni mediterranee sono risultati assai plastici nel carattere efficienza d'uso idrico (WUE), così come valutato attraverso l'analisi degli isotopi stabili del carbonio nella s.s. fogliare (Brugnoli e Farquhar 2000). Tuttavia le stesse popolazioni hanno mostrato una strategia di crescita giovanile con plasticità bassa. Così, i genotipi adattati alle siccità ricorrenti sono geneticamente programmati a non rispondere con una crescita marcata a sporadiche stagioni favorevoli. Conservano, in altri termini, memoria evolutivistica della probabilità di condizioni aride e la loro esposizione all'atmosfera, attraverso la crescita epigea, avviene in maniera "cauta". Inoltre, è stata rilevata una correlazione genetica negativa tra caratteri di crescita e WUE. La robustezza della correlazione vi lascia intravedere un prerequisito adattativo per la colonizzazione di habitat altamente variabili. La varianza additiva dei caratteri adattativi WUE e crescita è risultata adeguata, come potenziale evolutivo, in molte delle popolazioni analizzate. Infine un'analisi QTL è stata sviluppata per caratteri fenologici, di tolleranza alla siccità e di crescita. Sono stati individuati vari marker molecolari dei caratteri quantitativi (QTLs) studiati (Casasoli et al. 2006).

Il monitoraggio fitosanitario su scala europea relativo a *Phytophthora sp.*, specie fungina causa della temibile fitopatia *mal dell'inchiostro*, ha evidenziato sette specie di *Phytophthora*. *P. cinnamomi*, *P. citricola* e *P. cambivora* sono le più frequenti. I fattori ambientali discriminanti sulla presenza delle diverse specie e sul livello di infezione sono la temperatura del mese più freddo e la piovosità annua-

le. Inoltre, i test di resistenza alla *P. cambivora* condotte su un subset di popolazioni di *C. sativa*, provenienti da regioni climaticamente contrastanti, hanno evidenziato differenze significative (Vettrai et al. 2005).

La valutazione dell'impatto socio-economico ed ambientale di possibili azioni di conservazione delle risorse castanicole ha fornito risultati diversificati tra Francia, Italia e Grecia. Le comunità locali fanno ampio uso dei prodotti del castagno (frutti, legname ed attività turistiche e ricreative). Le comunità francesi sono intimamente associate alle tradizioni castanicole, riuscendo ad attrarre un rilevante flusso di visitatori. In Italia è emersa potenzialità di incremento nell'uso della risorsa castagno, in particolare per frutti e legname. La Grecia risulta particolarmente interessata alla conversione da ceduo a frutteto, rivelando interesse agli aspetti agro-alimentari. Rilevante in tutte le aree saggiate è il fattore di coesione ed identità sociale che le comunità attribuiscono alla risorsa castanicola. Questo si riflette in una propensione al sostegno di iniziative di conservazione e recupero della risorsa. Tuttavia, mentre l'analisi francese rivela propensione ad investire sull'eco-turismo, le situazioni italiane e greche sono più orientate sulla certificazione di origine le prime, sull'incremento dei frutteti le seconde.

Sono state infine definite potenziali strategie per la conservazione genica di castagno, integrando i risultati delle ricerche di settore svolte nell'ambito del progetto. Il modello utilizzato è il 'Multiple Population Breeding System' proposto da Namkoong (1984). Esso si basa sulla condizione fondamentale che venga garantito il potenziale adattativo della specie nel tempo, introducendo così il concetto di dinamicità della conservazione in relazione ai cambiamenti ambientali. E' così possibile valorizzare la capacità adattativa derivata dalla selezione naturale o artificiale. Nel nostro studio la selezione delle popolazioni per la conservazione genica si è basata su: variabilità di crescita e tolleranza alla siccità; variabilità di resistenza alla *P. cambivora*; variabilità molecolare. In questo modo è stato possi-

bile tenere in conto sia la variabilità in capacità adattativa sia il potenziale evolutivo a lungo termine su scala europea. Dai tre tipi di caratteri studiati sono stati ottenuti indici sintetici per classificare e selezionare le popolazioni con più alto valore di conservazione.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Lo schema di studio di CASCADE può essere esteso ad altre specie forestali, favorendo programmi di conservazione e gestione sostenibile delle risorse genetiche nello scenario di cambiamenti globali. È infatti possibile integrare settori di ricerca che vanno dalle scienze biologiche alle scienze sociali, con risultati di impatto sulla gestione del territorio. Prospettive di studio in questo ambito riguardano l'individuazione di geni che controllano altri caratteri adattativi rilevanti ed il confronto tra la loro variabilità genetica e funzionale. Altro settore di ricerca innovativo è quello dell'interazione genetica tra specie coesistenti, applicando i principi della genetica di popolazioni e quantitativa a studi evolutivi di biocenosi complesse. Le specie, nei fatti, non evolvono singolarmente ma sono inserite in una matrice di specie che coevolvono in un ambiente mutevole nel tempo.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Brugnoli E. e Farquhar G.D. 2000. Photosynthetic fractionation of carbon isotopes. In R.C. Leegood, T. Sharkey e S. von Caemmerer (eds.), *Advances in Photosynthesis*: 399-434. The Netherlands: Kluwer A. P.
- Casasoli M., Derory J., Morera-Dutrey C., Brendel O., Guehl J.M., Villani F. e Kremer A. 2006. Comparison of QTLs for adaptive traits between oak and chestnut based on an EST consensus map. *Genetics* 172: 533-546.
- Colwell R.A. 2001. World enough, and time: a global investment for the environment. *Bioscience* 51 (11): 908-914.
- Lauteri M., Pliura A., Monteverdi M.C., Brugnoli E. e Villani F. 2004. Genetic variation in carbon isotope discrimination in six European populations of *Castanea sativa* Mill. originating from contrasting localities. *J. Evol. Biol.* 17: 1286-1296.
- Namkoong G. 1984. Strategies for gene conservation of forest tree species. In C.W. Yeatman D. Kafton e G. Wilkes (eds.), *Plant Gene Resources: A Conservation Imperative*: 79-89. Westview Press Boulder Co.USA..
- Vettraino A.M., Morel O., Perlerou C., Robin C., Diamandis S. e Vannini A. 2005. Occurrence and distribution of *Phytophthora* species in European chestnut stands, and their association with Ink Disease and crown decline. *Europ. J. Plant Pathology* 111: 169-180.
- Villani F., Sansotta A., Cherubini M., Cesaroni D. e Sbordoni V. 1999. Genetic structure of natural populations of *Castanea sativa* Mill. in Turkey: evidence of a hybrid zone. *J. Evol. Biol.* 12: 233-244.

Impatto del cambiamento climatico sulle interazioni ospite-parassita in specie coltivate: il caso della dorifora della patata (*Leptinotarsa decemlineata* Say)

F. P. Vaccari, F. Miglietta, A. Raschi, G. Maracchi

Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia

F.Vaccari@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: esiste un generale consenso nella comunità scientifica, nell'affermare che gli incrementi di concentrazione atmosferica di anidride carbonica, previsti per i prossimi decenni, produrranno alterazioni della qualità nutritiva dei vari organi delle piante (es. aumento rapporto C/N nelle foglie). Tali alterazioni avranno inevitabili ripercussioni sulla dinamica dello sviluppo degli insetti erbivori e dei loro predatori. In questo studio è stato esaminato l'effetto che, crescenti livelli di concentrazione di anidride carbonica, potranno avere sulla crescita di larve di Dorifora (*Leptinotarsa decemlineata*, Say) e sulla quantità di foglie da loro consumate.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Esiste una consistente letteratura scientifica che dimostra come le elevate concentrazioni di anidride carbonica atmosferica, possono alterare la composizione chimica delle piante in particolar modo il rapporto C/N (carbonio/azoto) (Norby et al., 1986; William et al., 1986; Curtis et al., 1989; Kuehny et al., 1991). In generale le piante cresciute ad elevate concentrazioni di CO₂ hanno un contenuto minore di azoto nelle foglie, soprattutto dovuto all'aumento dell'attività fotosintetica che contribuisce a sintetizzare carboidrati, quindi carbonio, che provoca un effetto di diluizione del contenuto di azoto delle foglie (Lambers, 1993). In particolare l'aumento dei carboidrati avviene a carico dei composti secondari di riserva che rivestono un ruolo fondamentale nelle funzioni ecologiche in primis le allelopatie e nel controllo passivo di attacchi di parassiti erbivori. (Dicke and Sabelis, 1989; Lambers, 1993). Queste alterazioni della composizione chimica delle foglie hanno un ruolo fondamentale nelle interazioni tra pianta e parassiti erbivori, che si nutrono di foglie o di al-

tre parti verdi della pianta. In uno scenario abbastanza realistico è lecito ipotizzare che l'aumento della concentrazione di anidride carbonica provocherà una alterazione della composizione chimica delle foglie e quindi ci si può domandare: quale effetto avrà sulla popolazione di Dorifora (*Leptinotarsa decemlineata*, Say) che annualmente attacca la patata?

Quali saranno i tassi di crescita delle larve di dorifora, alimentate con le foglie che avranno un rapporto C/N diverso da quello attuale? La possibilità di rispondere a queste domande è insita nella possibilità di compiere sperimentazioni e ricerche in ambienti dove le piante sono cresciute ad alte concentrazioni di anidride carbonica, senza alterare le condizioni ambientali con serre, altre barriere che possono talvolta creare delle condizioni alteranti. Scopo del lavoro è stato di valutare il comportamento alimentare di larve di Dorifora alimentate da foglie di patata allevate in un esperimento FACE (*Free Air CO₂ Enrichment*) tecnica che minimizza le alterazioni ambientali di crescita delle piante. (Miglietta et al., 1997; Miglietta et al., 1998).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

La Dorifora è riconosciuta a livello mondiale come l'insetto maggiormente dannoso per la coltivazione della patata (Hare, 1990). Gli adulti di Dorifora in genere emergono dal suolo, in tarda primavera e depongono la prima generazione di uova nella pagina inferiore delle foglie di patata o di altre solanacee selvatiche. Le uova si schiudono e nascono le larve che si alimentano molto voracemente delle foglie e a loro volta, raggiunte la maturità si impupano nel terreno dal quale riemergeranno come adulti per proseguire l'infestazione fino a quando le condizioni ambientali lo consentono. In genere nel Nord Europa abbiamo solo una generazione all'anno, nel Sud se ne contano fino a 3 o 4 generazioni per stagione. Grazie ad un esperimento sulla patata secondo la tecnologia FACE (*Free Air CO₂ Enrichment*), è stato possibile ottenere foglie di patata cresciute a 3 concentrazioni diverse di CO₂ e rispettivamente a 660 (F1), 560 (F2) e 460 $\mu\text{mol mol}^{-1}$ (F3), oltre che alle foglie di patata cresciute alla concentrazione ambiente. Alla fine di agosto, un grande numero di larve non più giovani di 2 giorni sono state raccolte nelle aree del campo non occupate dagli anelli FACE e sono state raggruppate in 50 gruppi di 10 larve ciascuna. In media il peso fresco di ciascun gruppo di larve all'inizio dell'esperimento era di 0.1143 ± 0.0031 g.

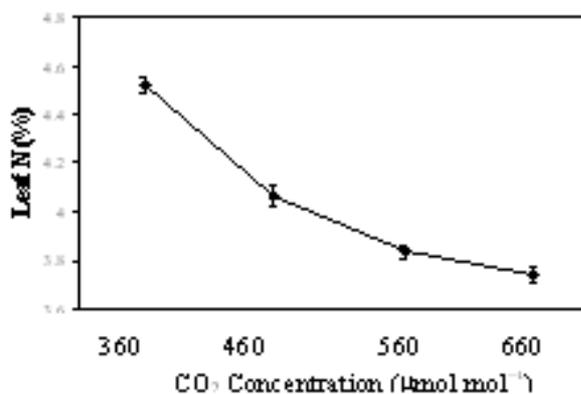


Figura 1: Contenuto medio di azoto (%) nelle foglie di patata versus concentrazione di CO₂

Dieci foglie di patata sono state campionate, mantenendo il picciolo sott'acqua per evitare fenomeni di embolismo per ogni anello dell'esperimento ed in particolare nei 3 anelli FACE (F1, F2 e F3) e nei 2 controlli (C1 e C2). Su ogni foglia è stato allevato un gruppo di 10 larve che sono state monitorate h24. Per ogni gruppo di larve, su base giornaliera è stato calcolato il tasso di crescita (*Growth Rate*, aumento di peso per giorno), tasso di consumo fogliare (*Consumption Rate CR*, quantità di foglie mangiate per giorno). Ad ogni cambio di foglia, ciascun gruppo di larve è stato pesato usando una bilancia analitica di precisione (Mod. H110, Sartorius, Gottingen, D). Il tasso di consumo fogliare è stato determinato come differenza in peso tra la foglia iniziale e quella mangiata, il rapporto C/N delle foglie è stato determinato utilizzando un analizzatore di elementi della Carlo Erba (Mod NA 1500). L'esperimento è stato interrotto quando la maggior parte delle larve hanno naturalmente lasciato le foglie per impuparsi. Le analisi statistiche sono state eseguite utilizzando il pacchetto software STAGRAPHIC 6.0, per ciascun giorno dell'esperimento sia all'interno dello stesso gruppo di larve che tra i gruppi e poi successivamente per ciascun giorno dell'esperimento confrontando le larve cresciute su foglie FACE e quelle cresciute su foglie del controllo.

3 RISULTATI RILEVANTI

La concentrazione di azoto nelle foglie di patata diminuisce significativamente con l'aumento della concentrazione di CO₂ alla quale sono state cresciute (Fig. 1), mentre la frazione di carboidrati non strutturali è sostanzialmente aumentata (Miglietta et al., 1998), di conseguenza il rapporto C/N delle foglie di patata aumenta con l'aumentare della concentrazione di CO₂.

L'analisi statistica dimostra che le larve che crescono di più in termini di aumento di peso sono quelle alimentate con foglie Controllo rispetto a quelle FACE (Fig. 2), la differenza nel tasso di crescita tra i vari gruppi di larve

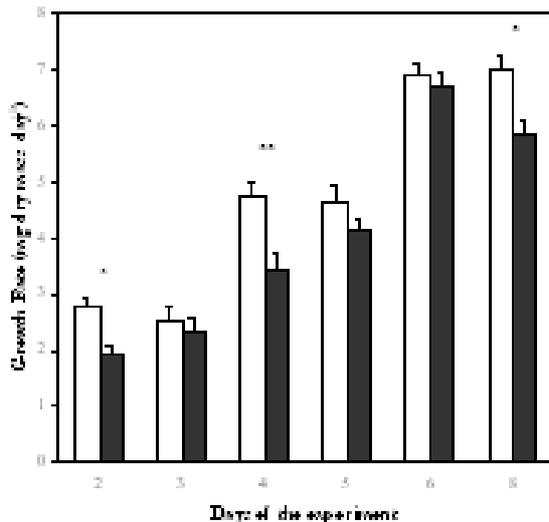


Figura 2: Tasso di crescita delle larve di Dorifora (mg di peso secco al giorno) cresciute su foglie FACE (colonne nere) e su foglie Controllo (colonne bianche). Gli asterischi indicano la differenza significativa (* $p < 0.05$; ** $p < 0.01$).

alimentate con foglie cresciute a 460, 560 e 660 $\mu\text{mol mol}^{-1}$ non sono state sufficientemente apprezzabili. La dimensione delle larve alla fine dell'esperimento è stata influenzata dalla qualità di foglie di cui si è alimentata, infatti le larve cresciute su foglie controllo avevano un peso secco maggiore del 28.3% rispetto a quelle cresciute con foglie FACE. Nessuna differenza tra tutti i gruppi di larve è stata osservata per quanto riguarda il tasso di consumo fogliare (*consumption rate*).

4 PROSPETTIVE FUTURE

Questi risultati indicano che la crescita delle larve di dorifora è dipendente dalla composizione chimica delle foglie di cui si alimenta, la diminuzione del contenuto di azoto e l'aumento della quantità di composti di carbonio causati dall'incremento della concentrazione atmosferica di CO_2 può essere responsabile di questo effetto.

Se le larve nel loro ciclo vitale non riescono a compensare, aumentando la quantità di alimento ingerito al giorno, la scarsità della qualità delle foglie si potrebbe ipotizzare che le larve cresciute su foglie FACE hanno una ri-

dotta quantità di composti a base azotata, principalmente, proteine e lipidi. Infatti è noto che la capacità delle larve di accumulare lipidi è mediata dalla quantità di proteine disponibili (Slansky and Rodriguez, 1987).

In questa prospettiva si può concludere che i dati sperimentali dimostrano come l'aumento della concentrazione atmosferica di CO_2 avrà un impatto diretto sulla crescita delle larve di dorifora che si impuperano con un quantitativo sempre più basso di sostanze di riserva che potrebbe avere delle conseguenze sulla sopravvivenza invernale delle pupe nelle generazioni adulte, responsabili delle infestazioni future.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Curtis P.S., Drake B.G., Whigham D.F., 1989. Nitrogen and carbon dynamics in C3 and C4 estuarine marsh plants grown under elevated CO_2 in situ. *Oecologia*, 78. 297-301.
- Dicke M., Sabelis M.W., 1989. Does it pay to advertise for body guards? In: Lambers H., Cambridge M.L., Konings H., Ponds T.L. (eds.): Causes and consequences of variation in growth rate and productivity of higher plants. SPB Academy Publishing, The Hague, 341-358.
- Hare J.D., 1990. Ecology and management of the Colorado potato beetle. *Ann. Rev. Ent.*, 35. 81-100.
- Kuehny J.S., Peet M.M., Nelson P.V., Willits D.H., 1991. Nutrient dilution by starch in CO_2 -enriched *Chrysanthemum*. *J. Exp. Bot.*, 42. 711-716.
- Lambers H., 1993. Rising CO_2 , secondary plant metabolism, plant-herbivore interactions and litter decomposition. *Vegetatio*, 104/105. 263-271.
- Miglietta F., Lanini M., Bindi M., Magliulo V., 1997. Free Air CO_2 Enrichment of potato (*Solanum tuberosum*, L.): design and performance of the CO_2 -fumigation system. *Glob. Change Biol.*, 3. 417-427.
- Miglietta F., Magliulo V., Bindi M., Cerio L., Vaccari F., LoDuca V., Peressotti A.,

1998. Free Air CO₂ Enrichment of potato (*Solanum tuberosum*, L.): development, growth and yield. *Glob. Change Biol.*, 4.169-172.
- Norby R.J., O'Neill E.G., Luxmoore R.J., 1986. Effects of atmospheric CO₂ enrichment on the growth and mineral nutrition of *Quercus alba* seedlings in nutrient-poor soil. *Plant Phys.*, 82. 83-89.
- Slansky F., Rodriguez J.G., 1987. Nutritional Ecology of Insect, Mites, Spiders and Related Invertebrates. Willey Interscience, New York.
- William W.E., Garbutt K., Bazzaz F.A., Vitousek P.M., 1986. The response of plants to elevated CO₂. IV Two deciduous-forest communities. *Oecologia*, 69. 454-459.

Uso di serie temporali NDVI per stimare l'effetto dei cambiamenti climatici sugli ecosistemi forestali

F. Maselli, M. Chiesi, A. Rodolfi, G. Maracchi

¹*Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia*
maselli@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: La presente ricerca ha lo scopo di fornire un contributo nell'ambito dello studio dei possibili effetti dei cambiamenti del clima sulla produttività di ecosistemi forestali. A tal fine sono state individuate due diverse aree di studio, entrambe in Toscana, una lungo il litorale (Parco della Maremma) ed una in Mugello. Per entrambe sono stati raccolti dati meteorologici, dendrometrici e immagini da satellite per un periodo di circa 15 anni; in aggiunta per l'area in Mugello sono state effettuate misure dendrocronologiche. Attraverso l'analisi di tali dati è stato possibile mostrare l'effetto di variazioni climatiche sulla produttività forestale stimata usando dati meteorologici ed telerilevati. In particolare sono stati evidenziati diminuzioni ed aumenti di produttività dovuti rispettivamente ad una diminuzione delle precipitazioni (caso di studio in Maremma) o ad un aumento della temperatura (caso di studio in Mugello). È infine discussa l'importanza di evidenziare ed analizzare tali possibili cambiamenti in altre aree forestali Italiane.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Gli ecosistemi forestali, avendo una distribuzione sul territorio relativamente stabile, sono degli indicatori ottimali degli effetti che i cambiamenti climatici in atto possono avere sulla produttività vegetale (Waring e Running, 1998).

Molti studi hanno dimostrato che un indice di vegetazione misurato da satellite (NDVI, Normalized Difference Vegetation Index) è strettamente correlato alla frazione di radiazione assorbita dalle piante nel processo fotosintetico, ed è un ottimo indicatore dell'attività produttiva delle stesse (Myneni e Williams, 1994).

L'uso di serie temporali di immagini NDVI a bassa risoluzione consente quindi di stimare variazioni di questo parametro in risposta a eventuali trend dei principali fattori limitanti, come piogge e temperature. L'importanza di queste analisi è oggi evidente in relazione ai cambiamenti climatici che si stanno verificando a livello globale e locale.

Nel presente lavoro si riassumono due studi effettuati su ecosistemi boschivi della Tosca-

na in cui sono stati evidenziate le conseguenze di significativi trend climatici occorsi nell'ultimo ventennio. In particolare, il primo studio illustra l'effetto della diminuzione di pioggia su una pineta costiera nel Parco della Maremma, mentre il secondo quello di un aumento di temperatura su una faggeta montana nel Mugello.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Parco della Maremma

Il Parco della Maremma è un'area costiera protetta situata nella Toscana Meridionale intorno alla foce del fiume Ombrone ed ai monti dell'Uccellina (Fig. 1). La zona di pianura vicino all'Ombrone è coperta da una pineta artificiale di pino marittimo e domestico (*Pinus pinaster* Ait. e *Pinus pinea* L.). Le colline dell'Uccellina sono invece in gran parte coperte da foreste di Leccio (*Quercus ilex* L.). Essendo questa una zona piuttosto arida (le piogge medie annuali sono di 500-600 mm), lo sviluppo della foreste, ed in particolare della pineta, è principalmente limitato dalla di-

sponibilità idrica, che è in parte cambiata durante l'ultimo ventennio.

Lo studio è partito da una analisi dei dati NDVI ricavati dall'elaborazione di immagini NOAA-AVHRR riprese durante il periodo 1986-2000. In particolare, è stata verificata l'esistenza di trend di NDVI significativi occorsi durante specifici periodi dell'anno (Masetti, 2004).

Una simile analisi dei trend è stata effettuata sui dati di pioggia caduta in una stazione all'interno del Parco (Marina di Alberese) durante lo stesso periodo. Le variazioni di NDVI e di pioggia sono poi state soggette ad analisi di correlazione tese alla ricerca di un nesso causa-effetto fra modifiche di disponibilità idrica e di attività fotosintetica delle piante.

2.2 Mugello

Lo studio è stato condotto nella parte alta del Mugello (quota intorno a 1000 m s.l.m.), in un comprensorio boschivo caratterizzato dalla presenza del faggio (*Fagus sylvatica* L.). Al suo interno sono state selezionate 4 aree di studio nelle quali sono state effettuate misurazioni dendrometriche (diametro, altezza, volume, LAI) e dendrocronologiche (prelievo di carotine per misurare gli incrementi annuali). Dopo aver riscontrato che negli ultimi decenni sono stati registrati in Italia centrale aumenti di temperatura, si è cercato di verificare se, nelle foreste di zone montuose, que-

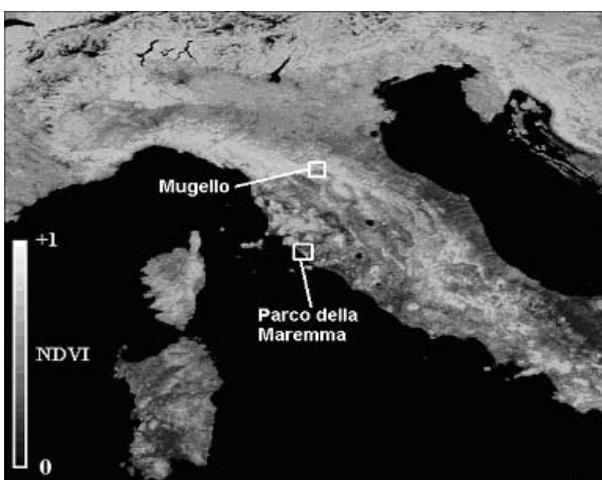


Figura 1: Immagini NOAA-AVHRR NDVI dell'agosto 2001 con indicazione delle due aree di studio.

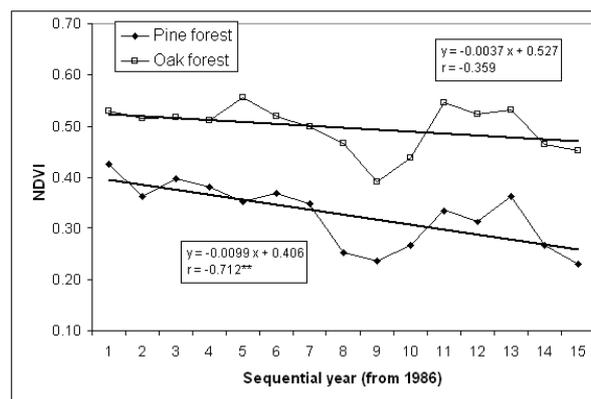


Figura 2: Trend di NDVI trovati per la pineta e la lecceta del Parco durante i 15 anni considerati (1986-2000). Il trend per la pineta è altamente significativo (**, $P < 0.01$).

sto potesse avere degli effetti positivi sulla produttività.

Lo studio è partito da un'analisi dei dati di temperatura raccolti, nel periodo 1986-2001, dalla stazione meteo di Firenzuola e adattati all'area di studio (Rodolfi *et al.*, 2007). Successivamente si è passati ad analizzare, per lo stesso periodo, l'NDVI del sensore NOAA-AVHR, relativo alle quattro aree forestali esaminate. Attraverso l'uso di un modello parametrico, C-Fix (Veroustraete *et al.*, 2004), che combina i dati meteorologici con quelli derivati da satellite, si è giunti alla stima della produttività della foresta. Le variazioni riscontrate da essa nel periodo 1986-2001 sono poi state confrontate con gli incrementi diametrici annuali.

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1 Parco della Maremma

Le analisi dei trend applicate ai dati di NDVI hanno mostrato un netto calo di attività fotosintetica durante i 15 anni considerati (1986-2000). Tale calo è ben visibile dai valori di NDVI medi annuali riportati in Figura 2 per i due tipi di foresta principali presenti nel Parco. I valori più alti di trend negativo sono risultati concentrati nel periodo estivo ed autunnale (da luglio a novembre).

Le analisi dei dati di pioggia di Marina di Alberese hanno mostrato un corrispondente ca-

lo significativo di precipitazioni. La diminuzione di pioggia è soprattutto concentrata in inverno (gennaio-marzo) e in tarda estate-inizio autunno (settembre-novembre).

Le analisi di correlazione effettuate hanno infine evidenziato un forte legame fra diminuzioni delle piogge invernali e dell'NDVI estivo (valori di r superiori a 0.6, altamente significativi). Tali correlazioni indicano l'esistenza di un rapporto causa/effetto fra diminuzione della disponibilità idrica e della produzione delle foreste nel Parco.

3.2 Mugello

L'analisi dei dati di temperatura degli anni 1986-2001 ha evidenziato un incremento termico soprattutto nel periodo tardo inverno-primavera. A questo aumento ha corrisposto, per lo stesso periodo, un aumento di NDVI concentrato nel tardo inverno e primavera-estate. Un trend positivo è stato riscontrato anche nelle stime di produttività della foresta ottenute combinando i dati telerilevati con quelli meteorologici.

La plausibilità dell'aumento di produttività stimata è stata verificata tramite confronto con le misure dendrocronologiche, che forniscono un indicatore della biomassa legnosa

prodotta annualmente. Il confronto fra le misure dendrocronologiche e stime di produttività, è stato preceduto da una detrendizzazione di entrambe le serie tesa a ridurre l'effetto di possibili incrementi antropici (diradamenti, tagli, ecc.) sulle condizioni trofiche delle foreste esaminate. I risultati del confronto delle serie detrendizzate relativi ad una delle quattro aree di studio sono riportati in Figura 3. La correlazione significativa fra produttività misurata ed osservata indica la bontà del metodo di stima e dà una conferma indiretta dell'aumento di produttività riscontrato in conseguenza dell'aumento di temperatura.

4 PROSPETTIVE FUTURE

La valutazione dell'effetto dei cambiamenti climatici in atto sugli ecosistemi forestali riveste un ruolo determinante al fine di poter decidere un loro corretto utilizzo nel prossimo futuro. Il presente lavoro ha mostrato come dati da satellite a bassa risoluzione possono essere combinati con dati a terra per valutare le conseguenze di cambiamenti climatici sulla produttività di ecosistemi forestali italiani. In particolare è stato evidenziato un effetto negativo del calo di piogge su foreste di aree Mediterranee costiere ed un effetto positivo dell'aumento di temperatura su foreste montane. Tali effetti sono ovviamente legati al fatto che, nelle due aree studiate, i principali fattori limitanti sono diversi. Nel caso del Parco della Maremma, la produttività primaria è infatti limitata soprattutto dalla disponibilità idrica, mentre nel caso del Mugello la temperatura è il fattore limitante principale.

Lo studio potrebbe essere esteso a scala territoriale usando mappe digitali dei principali parametri agro-meteorologici (pioggia, temperatura, radiazione, ecc.) e immagini NDVI a diversa risoluzione (NOAA-AVHRR, Spot-VGT, Terra/Aqua-MODIS, Envisat-MERIS, ecc.). Questo potrebbe consentire una semplice identificazione di zone con potenziale criticità ambientale. Questa attività è perciò già stata iniziata presso l'IBIMET-CNR ed il LaMMA-CRES.

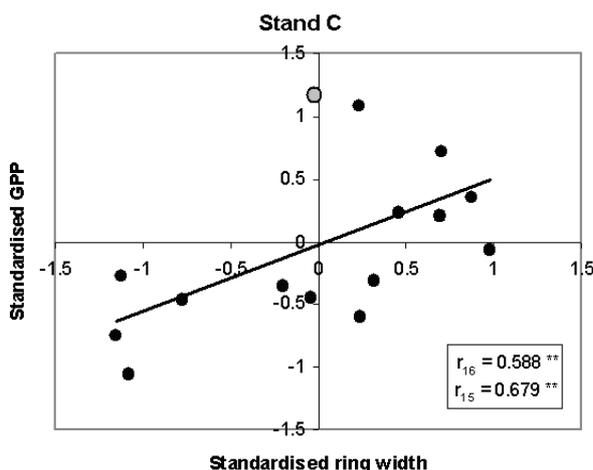


Figura 3: Ampiezze anulari standardizzate versus stime di GPP. Le correlazioni indicate nella parte superiore del grafico (r_{16}) si riferiscono a tutti i punti, mentre quelle nella parte inferiore (r_{15}) sono state calcolate senza considerare il valore relativo al 1997 (in grigio), corrispondente ad un probabile taglio del bosco (** = correlazione altamente significativa, $P < 0.01$).

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Maselli F. 2004. Monitoring forest conditions in a protected Mediterranean coastal area by the analysis of multi-year NDVI data. *Remote Sens. Environ.* 89: 423-433.
- Myneni R.B., e Williams D.L. 1994. On the relationship between FAPAR and NDVI. *Remote Sens. Environ.* 49: 200-211.
- Rodolfi A., Chiesi M., Tagliaferri G., Cherubini P., Maselli F. 2007. Assessment of forest GPP variations in Central Italy by the analysis of meteorological, satellite and dendrochronological data. *Canadian Journal of Forest Research*, in stampa.
- Veroustraete F., Sabbe H., Rasse D.P. and Bertels L. 2004. Carbon mass fluxes of forests in Belgium determined with low resolution optical sensors. *Int. J. Rem. Sens.* 25(4): 769-792.
- Waring H.R., e Running S.W. 1998. *Forest ecosystems. Analysis at multiples scales*. 2nd edition. Academic Press, San Diego, USA, pp. 55.

Produttività primaria e assorbimento di carbonio in ecosistemi agro-forestali: l'impatto dei cambiamenti atmosferici previsti a metà del secolo XXI

G. Scarascia-Mugnozza^{1,2}, C. Calfapietra¹, P. De Angelis², F. Miglietta³

¹*Istituto di Biologia Agro-ambientale e Forestale, CNR, Porano, Terni, Italia*

²*Dipartimento Scienze Ambiente Forestale e Risorse, Università della Tuscia, Viterbo, Italia*

³*Istituto di Biometeorologia del CNR, Firenze, Italia*

giuseppe.scarascia@ibaf.cnr.it

SOMMARIO: L'obiettivo principale di questo esperimento FACE (Free Air CO₂ Enrichment) è stato quello di determinare le risposte funzionali di un sistema agroforestale, una piantagione di pioppi da biomassa, alle concentrazioni attuali e future della CO₂ atmosferica, misurarne le variazioni di produttività primaria e l'accumulo di carbonio nel terreno.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Le foreste e i terreni agricoli presentano interessanti opportunità per conservare e sequestrare il carbonio. Recentemente è stato dimostrato che le piantagioni forestali sono quelle con più alto potenziale per la mitigazione del carbonio poiché oltre alla capacità di sequestrare carbonio possono, al contempo, sostituire con le biomasse i combustibili fossili (Smith et al. 2000).

La quantificazione del potenziale di sequestro di CO₂ degli ecosistemi forestali e agroforestali va però verificata rispetto ai cambiamenti climatici in corso e, soprattutto, in funzione dell'aumento di concentrazione atmosferica della CO₂; questi esperimenti andrebbero poi condotti a scala di ecosistemi con studi di tipo manipolativo, come nel caso degli esperimenti FACE (Free Air CO₂ Enrichment).

L'obiettivo principale di questa ricerca è stato quindi quello di determinare le risposte funzionali di un sistema agroforestale e cioè di una piantagione di pioppi, alle concentrazioni attuali e future della CO₂ atmosferica e di stabilire le interazioni con altri parametri ambientali e con processi e strutture biologiche. Inoltre questo esperimento ha consentito di

determinare il potenziale di sequestro di carbonio e di produzione di biomassa legnosa in tipologie di piantagioni forestali che stanno incontrando una notevole espansione in Italia e in Europa (Scarascia-Mugnozza et al. 2006). Per quel che concerne il metano, non è ancora ben chiaro se le piante terrestri rappresentino una fonte per questo composto.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

La piantagione sperimentale di pioppi di 9 ha e l'infrastruttura FACE sono state localizzate in una regione agricola dell'Italia centrale vicino Viterbo (Tuscania; 42°22' N, 11°48', alt. 150 m). All'interno della piantagione sono state individuate sei aree sperimentali, definite parcelle (30m x 30m); tre di queste aree, rappresentanti il trattamento di controllo, sono state lasciate a condizione ambiente mentre in ognuna delle altre tre, rappresentanti il trattamento FACE, è stato impiantato un anello ottagonale di 22 m di diametro con tubi di polietilene che rilasciano CO₂ pura (Fig.1).

Ognuna delle sei parcelle è stata divisa in due parti da una barriera in fibre di vetro, inserita per un metro di profondità nel terreno, per poter realizzare dei trattamenti di fertilizzazione



Figura 1: Immagine di un anello FACE e degli alberi di pioppi della parcella sperimentale.

differenziale e ciascuna metà di ogni parcella è stata poi divisa in tre settori radiali, ognuno occupato da un differente genotipo di pioppo. Le sei parcelle sperimentali all'interno della piantagione sono state piantate, quindi, con tre differenti cloni di pioppo, alla densità di 10.000 alberi ha⁻¹ (sesto di impianto di 1m x 1m) per poter avere un sufficiente numero di piante sperimentali e una copertura piena in un breve arco di tempo. Le specie utilizzate, oltre a *P. x euramericana* (Dode Guinier) (*P. deltoides* Bart. ex Marsh. x *P. nigra* L.) sono *P. nigra* L. e *P. alba* L.

La crescita degli alberi è stata molto rapida nei tre anni del primo turno; l'altezza degli alberi era di 1.4-1.8 m alla fine della prima stagione di crescita, 6-7 m nel secondo anno, con la formazione di una copertura quasi colma, mentre alla fine del terzo anno l'altezza raggiungeva quasi 10 m. Alla fine del terzo anno la piantagione è stata tagliata poiché gli alberi avevano raggiunto l'altezza massima compatibile con l'infrastruttura FACE, ed è stata effettuata un'analisi completa della biomassa epigea e ipogea. Successivamente al taglio, la piantagione si è rinnovata vegetativamente con la nascita di nuovi getti dalle ceppaie tagliate, creando così una nuova piantagione da ceduo policormica.

Nel sistema FACE progettato da IBIMET-CNR l'anidride carbonica pura è rilasciata nell'atmosfera (Miglietta et al. 2001) attraverso getti che fuoriescono a velocità supersoni-

ca da microscopici fori creati con laser all'interno di tubi in PVC di 20 mm di diametro. Questi tubi di gomma venivano poi montati in strati orizzontali, fissati su torri elevabili fino a 13 m, circondando così le parcelle sperimentali a concentrazione atmosferica arricchita con CO₂ con anelli ottagonali. Il valore prefissato della concentrazione di CO₂ nelle parcelle FACE era di 550 ppm, pari al livello atmosferico di CO₂ previsto intorno all'anno 2050.

Nel secondo ciclo triennale è stato aggiunto il trattamento fertilizzante poiché le analisi del terreno avevano mostrato l'insorgenza di condizioni limitanti per la disponibilità azotata all'inizio del secondo ciclo di crescita della piantagione.

3 RISULTATI RILEVANTI

Attività fotosintetica

Tutti i tre cloni studiati non hanno mostrato alcuna chiara evidenza di acclimatazione fotosintetica durante i primi tre anni del ciclo colturale. La mancanza di acclimatazione può essere spiegata dall'aumentata attività di accumulo e utilizzo dei carboidrati; l'elevata velocità di crescita dei cloni studiati ha mantenuto un'elevata richiesta di fotoassimilati evitando così che si sviluppasse la *down-regulation* della fotosintesi. Dopo tre anni di crescita ad alta CO₂ l'incremento medio della fotosintesi meridiana per i tre cloni era del 55%. Il valore integrato giornaliero di fotosintesi in condizioni FACE variava da valori di 28.3% a maggio per il *P. nigra* all'86.3% per *P. x euramericana* in settembre.

Produttività primaria epigea

Le risposte dei sistemi agroforestali con pioppi all'aumento della CO₂ atmosferica possono essere distinte in rapporto al momento di chiusura delle chiome. Nel primo anno dell'esperimento, il trattamento ad alta CO₂ ha fortemente stimolato la crescita delle piante, in media del 70%, ma in misura diversa nelle 3 specie studiate (Calfapietra et al. 2003). Questa forte stimolazione della produttività nel

trattamento ad alta CO₂ diminuiva progressivamente nel secondo e nel terzo anno dall'impianto, dopo la chiusura delle chiome e la copertura piena del terreno, ma rimaneva pur sempre significativamente positiva. La produzione di biomassa (fusto, rami e radici) dopo tre anni di crescita, infatti, era stimolata dall'alta CO₂ per il 24% come valore medio tra le specie .

Produttività radicale e micorrize

Il trattamento ad alta CO₂ ha determinato anche un maggiore sviluppo radicale negli strati più profondi del terreno (Lukac et al. 2003). L'analisi della distribuzione verticale delle radici ha mostrato un aumento di allocazione di biomassa negli orizzonti più profondi del terreno (20-40cm) in condizioni di elevata CO₂, pari al 30% circa, in due genotipi su tre, indicando così una risposta genotipo-specifica.

Il trattamento ad alta CO₂ ha anche aumentato l'investimento di produttività primaria in radici fini: in *P. alba* del 56% in *P. nigra* del 97% e in *P.x euramericana* del 73%. L'elevata CO₂ ha chiaramente determinato un aumento di carbonio trasferito al terreno nelle tre specie di pioppo studiate favorendo così la capacità degli alberi di assorbire maggiori risorse dal terreno necessarie per sostenere l'accresciuta produzione di biomassa.

Anche la simbiosi micorrizica ha risentito positivamente delle condizioni di alta CO₂ atmosferica.

Carbonio nel terreno

Nelle tre specie di pioppo il trattamento ad alta CO₂ ha indotto un modesto aumento di produzione annuale di lettiera fogliare del 3-6%, ne ha modificato la composizione biochimica e ne ha accelerato il processo di decomposizione, soprattutto nella fase iniziale del processo, probabilmente in conseguenza dell'aumentata attività biologica nel terreno e dell'*input* di carbonio nella rizosfera come risultato dell'alta CO₂ (Cotrufo com. pers.).

Per quanto riguarda la respirazione del terreno, questa è aumentata per tutti i tre genotipi, in misura variabile dal 34 al 50% .

Sulla base degli osservati aumenti di produzione di biomassa epigea e ipogea ad alta CO₂ è possibile prevedere un forte aumento di C_{new} e C_{total} nel suolo ad alta CO₂ (Hoosbeek et al. 2006). Il C_{new} è la quantità di Carbonio fissata nel terreno durante l'esperimento e può essere stimato con il metodo delle carotine di terreno C4 inserite nel normale terreno C3 dell'area sperimentale. Il vecchio carbonio, C_{old}, è calcolato come C_{total} meno C_{new} mentre il C respirato è calcolato come differenza tra il C_{old} all'inizio e alla fine dell'esperimento. C_{total} aumentava del 12 e 3% nel controllo e nel FACE, dall'inizio dell'esperimento, rispettivamente. Nello stesso periodo di tempo 704 e 926 g m⁻² di C_{new} era assorbito nel terreno rispettivamente nel controllo e ad alta CO₂. Invece il *pool* di C_{old} perdeva relativamente più carbonio nel trattamento ad alta CO₂ a causa di una perdita di respirazione pari a 220 e 819 g m⁻² rispettivamente nel controllo e ad alta CO₂. Si può ipotizzare che gli effetti contrastanti dell'aumento di CO₂ sul C_{total} e C_{new} del terreno erano causati da un effetto *priming* sulla sostanza organica recentemente incorporata nel suolo. L'effetto *priming* è stato definito come stimolazione della decomposizione della sostanza organica del suolo a causa dell'aggiunta di substrati di Carbonio labile ovvero di carboidrati facilmente degradabili. Comunque, già nel corso del secondo ciclo colturale l'effetto *priming* si è ridotto e il C_{total} del terreno è andato continuamente aumentando soprattutto nel trattamento ad alta CO₂, rispetto al controllo.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Piantare alberi e foreste costituisce un'importante strategia di espansione dei *sink* di carbonio e può fortemente contribuire alla mitigazione dei gas serra (Green House Gases) mediante il sequestro di carbonio nella biomassa legnosa e nel terreno. Mentre le foreste naturali soffrono per l'accentuata deforestazione, l'importanza delle piantagioni forestali sta

crescendo rapidamente poiché queste occupano ormai 190 Mha a scala mondiale con un ritmo di impianto all'anno di 8.5-10.5 Mha e un aumento netto annuale di circa 2 Mha tra il 1965 e il 1990.

Nell'esperimento FACE la produttività primaria netta annuale è stata calcolata come la sommatoria degli incrementi di biomassa legnosa, di produzione di fogliame e di investimento nelle radici. La NPP per i tre genotipi studiati, alla fine dei tre anni del ciclo colturale è aumentata nel trattamento ad alta CO₂ del 20-36% rispetto al controllo (Gielen et al. 2005). Quindi l'aumento della CO₂ atmosferica può ulteriormente espandere la potenzialità di sequestro di carbonio da parte delle piantagioni forestali sia nella componente epigea che in quella ipogea (Norby et al. 2005). Particolare attenzione deve essere comunque indirizzata ai processi pedologici e alle loro dinamiche poiché, come suggerisce il nostro esperimento, la fissazione di carbonio nei diversi compartimenti del terreno si modifica col tempo.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Calfapietra C, Gielen B, Sabatti M, De Angelis P, Miglietta F, Scarascia-Mugnozza G, Ceulemans R. (2003a) Do above-ground growth dynamics of poplar change with time under CO₂ enrichment? *New Phytologist* 160: 305-318.
- Gielen B., Calfapietra C., Lukac M., Wittig V.E., De Angelis P., Janssens I.A., Moscatelli M.C., Grego S., Cotrufo M.F., Godbold D., Hoosbeek M.R., Long S.P., Miglietta F., Polle A., Bernacchi C.J., Davey P.A., Ceulemans R., e Scarascia-Mugnozza G.E. 2005. Net carbon storage in a poplar plantation (POPFACE) after three years of free-air CO₂ enrichment. *Tree Physiology* 25, 1399-1408.
- Hoosbeek MR, Li Y, e Giuseppe E. Scarascia-Mugnozza. 2006. Free atmospheric CO₂ enrichment (FACE) increased labile and total carbon in the mineral soil of a short rotation Poplar plantation. *Plant and Soil* 281: 247-254.
- Lukac M, Calfapietra C, Godbold D (2003) Production, turnover and mycorrhizal colonisation of root systems of three Populus species grown under elevated CO₂ (POPFACE). *Global Change Biology* 9:838-848.
- Miglietta F, Peressotti A, Vaccari F, Zaldei A, DeAngelis P, Scarascia Mugnozza G (2001) Free air CO₂ enrichment (FACE) of a poplar plantation: the POPFACE fumigation system. *New Phytol* 150:465-476
- Norby RJ, DeLucia EH, Gielen B, Calfapietra C, Giardina CP, King JS, Ledford J, McCarthy HR, Moore DJP, Ceulemans R, De Angelis P, Finzi AC, Karnosky DF, Kubiśke ME, Lukac M, Pregitzer KS, Scarascia-Mugnozza GE, Schlesinger WH, e Oren R 2005. Forest response to elevated CO₂ is conserved across a broad range of productivity. *PNAS-Proceedings of the National Academy of Sciences* 102: 18052-18056.
- Scarascia-Mugnozza G., Calfapietra C., R. Ceulemans, B. Gielen, M.F. Cotrufo, P. DeAngelis, Godbold D., Hoosbeek M.R., Kull O., Lukac M., Marek M., Miglietta F., Polle A., Raines C., Sabatti M., Anselmi N. e Taylor G. 2006. *Responses to elevated CO₂ of a short rotation, multispecies poplar plantation*. In: *Managed ecosystems and CO₂: Case studies, processes and perspectives* (J. Noesberger, S.P. Long, R.J. Norby, M. Stitt, G.R. Hendrey, H. Blum eds.) Ecological Studies 187 - Springer Verlag, Berlin. pp. 173-195.
- Smith P, Powelson DS, Smith JU, Falloon P, Coleman K (2000) Meeting Europe's climate change commitments: quantitative estimates of the potential for carbon mitigation by agriculture. *Global Change Biology* 6:525-539
- Scholes M.C., Matrai M.T., Andrette M. O., Smith K.A., Manning M.R.(2003). Biosphere-atmosphere interactions. In: *Atmospheric chemistry in a changing World*, edited by Brasseur G.P., Prinn R.G., Pszenny A.P., Springer, Berlin, pp. 19-71.

Ecosistemi forestali e mitigazione dei cambiamenti ambientali: sequestro di carbonio in foreste italiane

G. Matteucci¹, G. Scarascia-Mugnozza²

¹Istituto per i Sistemi Agricoli e Forestali del Mediterraneo, CNR, Rende (Cs), Italia

²Istituto di Biologia Agro-ambientale e Forestale del CNR, Porano, Terni, Italia

giorgio.matteucci@isafom.cs.cnr.it

SOMMARIO: La quantificazione del ciclo globale del carbonio ed il ruolo che la vegetazione ha nel *sequestrare* carbonio stanno divenendo questioni centrali dell'ecologia globale. Benchè la problematica sia tutt'altro che chiarita, crescenti sono le evidenze sperimentali che assegnano alle foreste nel mondo un ruolo significativo per l'assorbimento di carbonio (*missing sink*). In questa nota vengono descritte alcune stazioni di misura degli scambi di carbonio e vapor d'acqua tra ecosistemi forestali e atmosfera realizzati e gestiti dal CNR.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Il rapido incremento della concentrazione di anidride carbonica (CO₂) nell'atmosfera, registrato a partire dalla metà del diciannovesimo secolo, ha indotto la comunità scientifica a sviluppare metodi per determinare la dinamica del ciclo del carbonio globale. Nell'ambito del monitoraggio e delle ricerche sugli ecosistemi forestali è fondamentale quantificare il bilancio netto tra l'assorbimento e l'emissione di carbonio e stimare, di conseguenza, il ruolo delle foreste quali possibili "assorbitori" di carbonio (*carbon sinks*).

L'accumulo di carbonio da parte di una foresta corrisponde alla sua produttività netta di ecosistema (NEP), pari all'incremento di biomassa dei tessuti vivi, soprattutto legnosi, e di sostanza organica del terreno (*humus*), nell'arco di un dato periodo di tempo, solitamente un anno; la misura della NEP di una foresta richiede quindi inventari successivi di biomassa legnosa e di materia organica nel suolo: tale tecnica, tuttavia, è limitata dalla sua laboriosità e, aspetto non secondario, dal fatto che è distruttiva. Ma poiché la NEP può anche essere considerata pari alla fotosintesi totale del bosco (GPP, Produttività Primaria Lorda), durante lo stesso intervallo temporale, al netto della respirazione delle piante (au-

totrofa) e della respirazione eterotrofa, cioè della decomposizione della lettiera epigea (foglie e rametti) e ipogea (radici fini) e della predazione da parte degli erbivori, la sua determinazione può essere ottenuta misurando i processi di scambio gassoso (cioè la risultante tra fotosintesi e respirazione) tra copertura forestale ed atmosfera.

Per quel che concerne il metano, non è ancora ben chiaro se le piante terrestri rappresentino una fonte per questo composto.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

Gli scambi di carbonio tra l'ecosistema forestale e l'atmosfera vengono ormai frequentemente misurati con la tecnica della correlazione turbolenta (*eddy covariance*). Il principio alla base di questa tecnica è rappresentato dai moti turbolenti (da qui il nome) di quella porzione di atmosfera chiamata *Planetary Boundary Layer* (PBL). Questi moti sono all'origine dei vortici d'aria che giocano un ruolo di primo piano nel trasferimento di energia e materia. La tecnica *eddy covariance*, rispetto ad altre tecniche micrometeorologiche, presenta diversi vantaggi; è una misura *in situ* e non disturba l'ambiente al di sopra delle coperture, consente di effettuare misure continue ed è relativamente indipendente dalle caratteristiche

della superficie e dell'atmosfera (Baldocchi *et al.* 1988, Valentini *et al.* 1991).

Essa ha le seguenti caratteristiche:

- consente la misura integrata degli scambi di carbonio e vapore acqueo su un'area estesa e quindi rappresentativa di aree forestali;
- fornisce stime di assorbimento del carbonio (*sequestration*) senza essere distruttiva;
- può essere condotta su base temporale continua per una o più stagioni;
- è relativamente poco costosa.

Ovviamente presenta anche degli svantaggi:

- richiede una copertura abbastanza omogenea;
- non è sempre affidabile in condizioni di forte stabilità atmosferica;
- non è sempre raccomandata in condizioni orografiche complesse.

Negli ultimi anni in Italia sono state realizzate diverse stazioni di misura di flussi di carbonio, vapor d'acqua e energia tra foreste e atmosfera; la prima è stata costituita, in collaborazione con il prof. Valentini del Dipartimento di Scienze dell'Ambiente Forestale e delle sue Risorse, nella foresta sperimentale di Collelongo (AQ), un ecosistema a faggeta (*Fagus sylvatica*) dell'Appennino nell'ambito del Parco Nazionale d'Abruzzo e ormai funziona continuativamente da oltre dieci anni (Matteucci *et al.* 1999). Oltre alla stazione sperimentale di Collelongo, l'IBAF-CNR ha realizzato e sta gestendo altre due stazioni di rilevamento in bosco che hanno riguardato una pineta di pino laricio (*Pinus laricio*) nel bacino montano del Bonis, nel Parco Nazionale della Sila in Calabria (Marino *et al.* 2005, in collaborazione con l'U.O.S. di Rende dell'Istituto per i Sistemi Agricoli e Forestali del Mediterraneo del CNR) e una foresta di querce caducifoglie (*Quercus petraea*, *Q. cerris*) in Emilia, nel Parco Regionale dei boschi di Carrega (Sala Baganza, PR, in collaborazione con il Corpo Forestale dello Stato, progetto CONECOFOR e l'Ente Parco). Queste stazioni, insieme ad altre realizzate da Università e Istituti di ricerca, formano una sofisticata ed estesa rete di rilevamento della

funzionalità degli ecosistemi forestali che ha consentito alla ricerca forestale italiana di assumere un ruolo di rilievo a livello europeo favorendo anche la realizzazione di una rete continentale di rilevamento denominata CARBOEUROFLUX (Aubinet *et al.* 2000).

L'applicazione della tecnica *eddy covariance* per la stima dei flussi turbolenti di carbonio e vapore acqueo prevede l'installazione di una serie di strumentazioni all'interno dell'ecosistema oggetto di studio. La stazione micrometeorologica è costituita essenzialmente da due strumenti a risposta veloce, che consentono la stima diretta dei flussi di carbonio e di vapore acqueo, e da altri sensori a risposta lenta per la misura di diverse variabili di interesse micrometeorologico che integrano, e consentono di analizzare, le informazioni fornite dalla misura dei flussi turbolenti. Le variabili micrometeorologiche più importanti sono la temperatura e l'umidità del suolo (T_s , U_{soil}), il flusso di calore nel suolo (G), la temperatura dell'aria (T_a), la temperatura del fusto delle piante (T_f), la densità di flusso totale di radiazione fotosinteticamente attiva sopra chioma (Q_{PPFD}), la radiazione globale (R_g), la radiazione netta (R_n), l'umidità relativa dell'aria (U_{air}), le precipitazioni e la pressione atmosferica (P). I sensori che rilevano le variabili appena elencate sono dispositivi elettronici analogici il cui segnale di output viene raccolto e digitalizzato da appositi *data-logger*.

Gli strumenti a risposta veloce sono l'anemometro ultrasonico, che rileva con frequenza elevata le tre componenti della velocità del vento e la temperatura sonora, e un analizzatore per la misura della concentrazione di una o più specie chimiche di interesse fisiologico; in questo studio le specie chimiche misurate sono la CO_2 e il vapore acqueo.

Una serie di pannelli solari collegati alle batterie poste in serie, forniscono l'energia elettrica continua necessaria per l'alimentazione dei sensori; naturalmente quando il cielo è coperto per lunghi periodi i pannelli solari potrebbero non essere sufficienti e perciò si renderebbe necessario attivare un gruppo elettro-

geno per ricaricare le batterie.

Nelle nostre stazioni, l'anemometro ultrasonico è posizionato sopra le chiome delle piante (da 26 a 33 m, a seconda dell'altezza degli alberi) e alla stessa altezza si trova l'estremità del tubo di campionamento che, grazie ad una pompa che funziona in aspirazione, convoglia l'aria atmosferica fino all'analizzatore di CO₂ e H₂O. Un analizzatore di questo tipo, in cui il gas atmosferico deve essere convogliato all'interno dello strumento per poter essere esaminato, è detto sistema a cammino chiuso (*closed-path*). L'analizzatore produce un segnale elettrico analogico proporzionale alla concentrazione dei gas campionati; questo segnale viene inviato all'anemometro ultrasonico che lo digitalizza e lo accoppia ai valori di velocità del vento e di temperatura sonica, generando così un'unica stringa di dati. Quest'ultima viene inviata ad un *data-logger* o ad un computer, impiegando il protocollo di comunicazione RS-232, o RS422 nel caso l'anemometro si trovi a grande distanza dal computer. Il *data-logger* infine immagazzina i dati sia nella propria RAM che su una scheda PCMCIA da 1 gigabyte; la fase di elaborazione è successiva allo scaricamento di questi dati e avviene in laboratorio.

3 RISULTATI RILEVANTI

Sulla base di serie pluriennali di dati, la capacità di sequestrare carbonio da parte delle nostre foreste (NEP) è stata stimata intorno a 4 ton C ha⁻¹ a⁻¹, di cui il 60% nella biomassa legnosa e il resto come carbonio organico del terreno. Le oscillazioni, da un anno all'altro, della produzione netta di un dato ecosistema sono molto ampie, anche del 50%, in funzione dell'andamento climatico; ovviamente, notevoli sono anche le differenze di NEP in funzione delle specie forestali che compongono il bosco e della fertilità stagionale (Valentini *et al.*, 1996). Questi sono valori comunque elevati a scala mondiale e fanno ritenere che le foreste temperate siano tra le più attive nell'assorbimento di carbonio, per unità di superficie del terreno. Questa elevata funzio-

nalità è anche dovuta al fatto che le foreste temperate, quali anche quelle italiane, sono quasi tutte trattate selvicolturalmente e quindi in fase di attiva crescita anche ad età prossima alla scadenza del turno selvicolturale. Infine, va sottolineato che alla fine del ciclo di crescita del bosco gran parte della biomassa legnosa prodotta verrebbe asportata nel caso in cui il bosco sia sottoposto a trattamento selvicolturale; pertanto il carbonio durevolmente immagazzinato dall'ecosistema rimarrebbe essenzialmente quello della sostanza organica del terreno.

I risultati ottenuti, sia su base giornaliera (Fig. 1) che stagionale e di bilancio annuale, confermano la validità dell'approccio integrato alla copertura forestale; questa può essere, infatti, considerata come un'unità funzionale alla quale si possono applicare le diverse curve di risposta ai parametri ambientali già individuate per singoli tessuti e organi. Inoltre, è stata dimostrata la possibilità di determinare direttamente la produttività primaria netta degli ecosistemi forestali e di seguirne l'evoluzione stagionale. Queste informazioni sono indispensabili per valutare il ruolo svolto dai diversi tipi di foreste temperate nel ciclo globale del carbonio e, anche, le interazioni tra foreste e cambiamenti climatici.

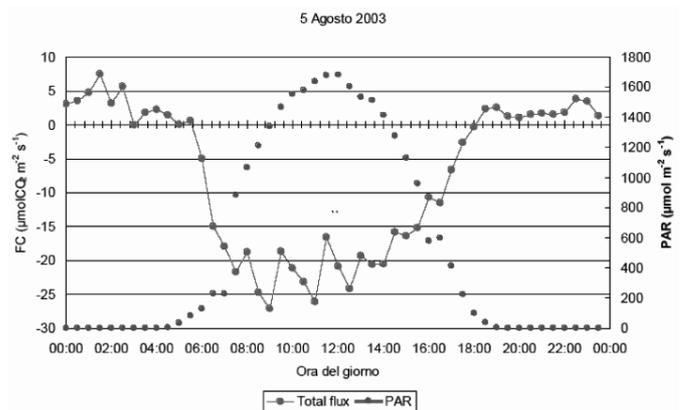


Fig. 1: Andamento giornaliero degli scambi di CO₂ con la tecnica *eddy covariance* in una pineta di pino laricio, in Calabria. I valori di scambio netto di CO₂ (FC) sono riportati sull'asse delle ordinate di sinistra, mentre i valori di radiazione fotosinteticamente attiva (PAR) sull'asse di destra (da Marino *et al.* 2005).

4 PROSPETTIVE FUTURE

In letteratura comunque non vi sono, ad oggi, dati sufficienti sull'influenza delle condizioni climatiche, dei tipi di foreste, dell'età dei soprassuoli forestali e della selvicoltura sul bilancio del carbonio degli ecosistemi forestali. Ulteriori ricerche in questo campo potranno fornire importanti informazioni circa gli effetti delle diverse tecniche selvicolturali sul bilancio del carbonio ai fini di un'ottimizzazione del sequestro di CO₂ e di altri gas serra dall'atmosfera.

Gli obiettivi delle future attività di ricerca dovranno quindi prendere in considerazione i seguenti aspetti riguardanti le alterazioni ambientali (*disturbances*) e gli interventi selvicolturali, anche mediante realizzazione di stazioni mobili di rilevamento di flussi gassosi sopra foresta:

1. Confronto dei bilanci di carbonio in cronosequenze di diverse formazioni forestali mediterranee;
2. Realizzazione di stime su soprassuoli sottoposti a differenti tipi di governo e/o tecniche selvicolturali;
3. Stima del contributo delle diverse componenti del bilancio R_a ed R_h della cronosequenza;
4. Creazione di modelli ecologici per descrivere gli effetti delle attività selvicolturali sull'ecosistema forestale.

Le linee di ricerca avviate oltre 10 anni fa rimangono dunque a tutt'oggi perfettamente valide. Esse verranno perseguite attraverso lo sviluppo di metodologie sempre più innovative per lo studio dell'emissione e dei flussi di BVOC dalla vegetazione terrestre.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Aubinet M., Grelle A., Ibrom A., Rannik U., Moncrieff J., Foken T., Kowalski A.S., Martin P.H., Berbigier P., Bernhofer C.H., Clement R., Elbers J., Granier A., Grunwald T., Morgenstern K., Pilegaard K., Rebmann C., Snijders W., Valentini R. e Vesala T. (2000). Estimates of the Annual Net Carbon and Water Exchange of Forests: The EUROFLUX Methodology. *Advances in Ecological Research*, **30**, 113-175.
- Baldocchi D.D., Hicks B.B. e Mayers, T.D. 1988. *Measuring biosphere-atmosphere exchange of biologically related gases with micrometeorological methods*. *Ecology*, **69**: 1331-1340.
- Marino C., Manca G., Matteucci G. e Scarascia Mugnozza G.E. (2005). Cambiamenti climatici nel mediterraneo: un caso di studio sul ciclo del carbonio in una pineta della Sila, Calabria. *Forest@* **2**, 52-65.
- Matteucci G., De Angelis P., Dore S., Masci A., Valentini R., Scarascia Mugnozza G. (1999). Il bilancio del carbonio delle faggete: dall'albero all'ecosistema, in *Ecologia strutturale e funzionale di faggete italiane*, a cura di G. Scarascia Mugnozza, Bologna, Edagricole, pp.133-183.
- Valentini R., Scarascia Mugnozza, G.E., De Angelis P. e Bimbi R. (1991). An experimental test of the eddy correlation technique over a Mediterranean macchia canopy. *Plant Cell Environ.* **14**, 987-994.
- Valentini R., De Angelis P., Matteucci G., Monaco R., Dore S. e Scarascia Mugnozza G.E. (1996). Seasonal net carbon dioxide exchange of a beech forest with the atmosphere. *Global Change Biol.* **2**, 199-207.

Modellizzazione dell'accumulo di carbonio in ecosistemi forestali tramite elaborazione di dati telerilevati e ausiliari

L. Fibbi¹, M. Chiesi¹, F. Maselli¹, M. Moriondo², M. Bindi², G. Maracchi¹

¹*Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia*

²*DISAT- UNIFI, Firenze, Italia*

fibbi@lamma.rete.toscana.it

SOMMARIO: La presente ricerca ha sviluppato e testato una metodologia capace di simulare i principali termini che compongono il bilancio del carbonio di un ecosistema forestale (GPP, NPP, NEE) per l'intera regione Toscana. Preliminarmente sono stati raccolti dati per effettuare una caratterizzazione climatica ed ecologica delle foreste della Toscana: dati meteorologici spazializzati, stime mensili di FAPAR derivate da immagini VGT NDVI e dati sul tipo e volume della copertura forestale. Successivamente sono state ottenute stime mensili di GPP delle foreste utilizzando un modello parametrico basato sulle immagini NDVI (C-Fix). Queste sono state utilizzate per calibrare il modello BIOME-BGC, che è stato poi utilizzato per produrre stime di GPP, NPP e NEE a condizioni climax. Queste sono poi state corrette per ottenere stime di flussi delle foreste reali, che sono state validate con misure raccolte a terra. I risultati della validazione indicano che la metodologia sviluppata è capace di produrre stime accurate del bilancio del carbonio forestale.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

La stima dei bilanci dell'acqua e del carbonio applicati alle foreste hanno importanti risvolti scientifici e ricadute operative. Tali dati sono utilizzati per mantenere sostenibile lo sfruttamento produttivo delle foreste sia a livello locale che regionale. La necessità di monitorare e quantificare la quantità di carbonio accumulato dalle foreste è recentemente incrementata in vista dell'applicazione del protocollo di Kyoto. Infatti per determinare la quantità di CO₂ emessa in atmosfera da ogni paese è necessario il calcolo della quantità di CO₂ che può essere sottratta o emessa dai vari ecosistemi soprattutto nei casi in cui gli stati adottino azioni di mitigazione come: forestazioni, riforestazioni e cambio di uso suolo. In ambiente forestale, i metodi convenzionali per effettuare tale valutazione sono basati su misure puntuali a terra degli accrescimenti legnosi. Tali misure, tuttavia, essendo piuttosto onerose, non sempre sono capaci di coprire

adeguatamente la variabilità spaziale del territorio e sono comunque difficilmente ripetibili di frequente.

Stime alternative sono fornite dalle torri di "eddy covariance", che misurano direttamente i principali termini dei flussi di carbonio. L'impianto e la gestione di tali torri sono comunque piuttosto complessi e costosi, così da non permettere una sufficiente copertura della menzionata variabilità spaziale del territorio. Queste torri sono quindi maggiormente utili a scopi di calibrazione o validazione di altre metodologie.

Inoltre tutti questi metodi di stima non consentono di valutare in modo quantitativo le possibili conseguenze di possibili cambiamenti di uso del suolo e/o climatici e quindi progettare eventuali interventi di mitigazione che uno stato volesse intraprendere. Per cercare di ovviare a tutte queste problematiche è stata intrapresa la strada della modellizzazione dei principali processi forestali basata sull'uso di dati telerilevati ed ausiliari.

Tale approccio consente infatti di ottenere stime sufficientemente accurate di tutti i principali termini del ciclo del carbonio con adeguate risoluzioni spaziali e temporali e di dare corso a simulazioni di ogni eventuale scenario futuro che si intenda testare.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

Il presente lavoro continua una linea di ricerca iniziata diversi anni fa (Chiesi et al., 2005, Maselli & Chiesi 2006, Maselli et al., 2006) e riassume le principali fasi di uno studio rivolto a sviluppare e validare una metodologia di stima dei flussi di carbonio nelle foreste della regione Toscana.

2.1 Dati utilizzati

È stata utilizzata come area di studio la regione Toscana per la quale si disponevano dei dati ausiliari necessari a validare la metodologia. In particolare sono state utilizzati i dati di due torri di misura degli scambi gassosi poste presso il parco naturale di San Rossore (43.7° N, 10.5° E) per il periodo 1999-2002 e la località di lecceto (43.3° N, 11.29° E) per l'anno 2005.

Sono state elaborate mappe giornaliere di temperatura minima e massima e di precipitazione per il periodo 1999-2005 spazializzando i dati provenienti da 74 stazioni termometriche e da 159 stazioni pluviometriche. L'algoritmo di spazializzazione adottato è stato quello proposto da Thornton et al., 1997 utilizzando un DTM con risoluzione di 200 m. Successivamente, a partire dai dati di temperatura e precipitazione, sono stati stimati i dati di radiazione globale e pressione di vapore utilizzando il programma MT-CLIM.

I dati misurati durante l'inventario forestale della regione Toscana sono stati elaborati insieme ad immagini satellitari ad alta risoluzione per produrre una mappa del volume forestale secondo la metodologia descritta in Maselli & Chiesi, 2006.

Le immagini satellitari utilizzate in questo studio comprendono: 2 scene Landsat TM utilizzate per la selezione dei punti di campiona-

mento necessari per calibrare BIOME-BGC, una serie di immagine NDVI per l'intero periodo di studio (1999-2003) provenienti dai sensori del satellite Spot-Vegetation che sono state calibrate, corrette e processate in immagini composte su base decennale.

2.2 Modelli utilizzati

Il modello C-Fix stima la produttività primaria delle foreste (GPP) come funzione della radiazione fotosinteticamente attiva assorbita dalla vegetazione. Stime di questa radiazione derivate da satellite sono combinate con stime della radiazione solare stimata sulla superficie terrestre e misure di temperatura dell'aria per simulare la fotosintesi grezza e poi l'accumulo netto di carbonio sottraendo la respirazione della vegetazione.

Il modello BIOME-BGC è un modello biogeochimico sviluppato all'università del Montana capace di stimare il flusso di carbonio, azoto e acqua all'interno di ogni ecosistema terrestre (White et al. 2000). Questo modello utilizzando i dati meteorologici precedentemente descritti ed informazioni riguardanti il suolo e la vegetazione permette la stima di GPP, NPP e NEE di un ecosistema in una condizione di quasi climax. Per ottenere delle buone stime da questo modello è necessario aggiustare alcuni importanti parametri all'ambiente in cui viene applicato (Chiesi et al., 2007).

2.3 Metodologia sviluppata

La GPP stimata da C-Fix e da BIOME-BGC sono in pratica inter-comparabili e aprono la possibilità di usare quelle derivate dal modello C-Fix, che sono più accurate, per calibrare e stabilizzare il modello BIOME-BGC (Chiesi et al. 2007). Una volta calibrato il modello BIOME-BGC si possono utilizzare le sue stime di NPP e NEE perché più accurate di quelle di C-Fix. Le stime prodotte da BIOME-BGC vanno corrette per tenere conto del fatto che il modello riproduce un ecosistema in condizioni di quasi climax, mentre le foreste si possono attualmente trovare in una situazione anche lontana da tale equilibrio se p. es.

sono sottoposte a tagli di produzione. Le equazioni proposte per correggere tali parametri sono:

$$NPP_A = GPP \cdot (1 - e^{-LAI_A}) / (1 - e^{-LAI}) - R_{gr} \cdot (1 - e^{-LAI_A}) / (1 - e^{-LAI}) - R_{mn} \cdot NV_A$$

$$NEE_A = GPP \cdot (1 - e^{-LAI_A}) / (1 - e^{-LAI}) - R_{gr} \cdot (1 - e^{-LAI_A}) / (1 - e^{-LAI}) - R_{mn} \cdot NV_A - R_{het} \cdot NV_A^2$$

dove NPP_A produzione primaria netta corretta, NEE_A scambio netto dell'ecosistema corretto, GPP produttività primaria grezza derivata dal modello, LAI e LAI_A indice di area fogliare derivato dal modello (condizioni di climax) ed attuale, R_{gr} respirazione di crescita, R_{mn} respirazione di mantenimento derivata dal modello, R_{het} respirazione eterotrofa derivata dal modello e NV_A volume attuale della parte legnosa della foresta derivato dall'inventario forestale normalizzato rispetto al massimo volume possibile della foresta ovvero nella situazione di climax derivato dal modello. Nella Figura 1 viene data una schematica rappresentazione di questa metodologia.

3 RISULTATI RILEVANTI

Le stime di NPP_A ottenute sono state confrontate con i dati derivati dall'inventario fo-

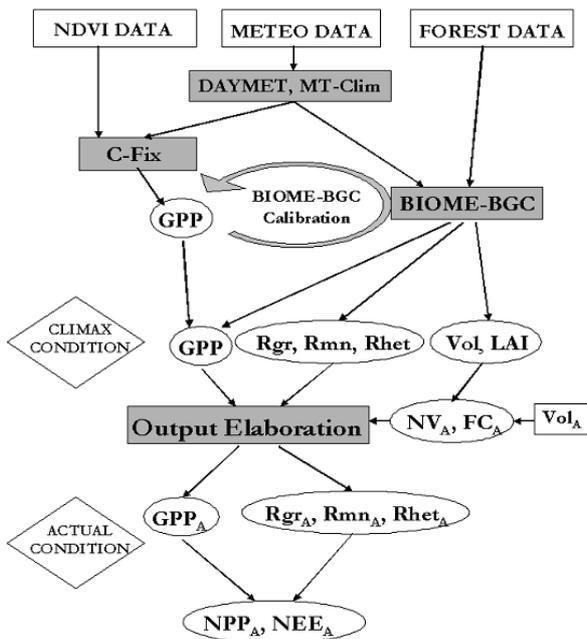


Figura 1: Schema della metodologia applicata per la stima dell'attuale flusso di carbonio di una foresta.

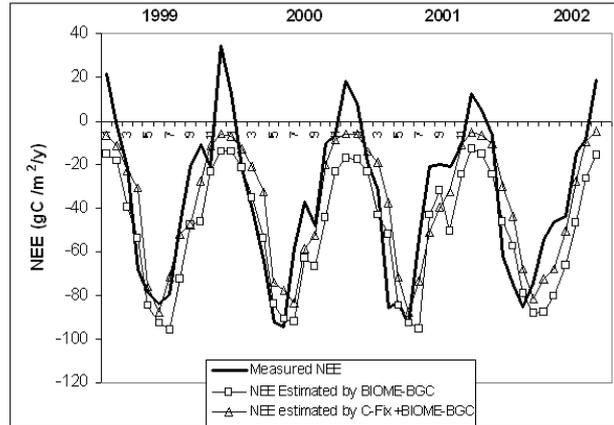


Figura 2: NEE mensile misurata e simulata per il sito di S. Rossore per il periodo 1999-2002 ($r=0,871$ e $RMSE=23,3$ g C / m² / anno per il modello BIOME e $R=0,841$ e $RMSE=19,6$ g C / m² / anno per il modello C-Fix+BIOME, entrambe le correlazioni sono altamente significative $P<0,01$).

restale raggruppando i dati misurati in 6 classi in base al volume per ognuno dei principali ecosistemi forestali presenti nella regione. I risultati di questa validazione hanno mostrato un buon accordo tra dati misurati e simulati con differenze significative visibili solo per i castagneti e le conifere montane.

L' NEE_A è stato poi confrontato con le misure disponibili derivanti dalle torri di flusso (in Fig. 2 il caso di S. Rossore) ed anche in questo caso le stime mostrano un buon accordo con le misure.

Nella Tabella 1 sono riportati i valori medi stimati di NPP_A e di NEE_A per i diversi ecosistemi forestali Toscani. Come si può notare,

Tabella 1: Stima dei valori medi NPP e NEE per i vari ecosistemi in cui sono state suddivise le foreste toscane (i valori sono espressi in g C / m² / anno).

Ecosistema	Modello	NPP	NEE
Quercie decidue	BIOME	414	402
	BIOME+C-Fix	419	407
Leccio	BIOME	268	263
	BIOME+C-Fix	280	275
Castagno	BIOME	353	344
	BIOME+C-Fix	358	348
Faggio	BIOME	343	333
	BIOME+C-Fix	328	318
Conifere non montane	BIOME	364	357
	BIOME+C-Fix	316	309
Conifere montane	BIOME	321	313
	BIOME+C-Fix	313	304

i valori di NPP_A sono solo leggermente superiori a quelli di NEE_A ; in generale entrambi si attestano intorno a 300-400 g C/m²/anno. Questo indica che si tratta di ecosistemi poco produttivi e comunque lontani dalla situazione di climax.

4 PROSPETTIVE FUTURE

L'integrazione dei modelli C-Fix e BIOME-BGC ha mostrato di essere un buon metodo operativo per monitorare gli ecosistemi forestali a scala regionale che va al di là di una semplice tecnica di processamento di dati, in quanto si basa su solidi concetti eco-fisiologici. Ci si aspetta, quindi, che questa metodologia produca stime accurate dei flussi del carbonio anche quando venga applicata in altre regioni e quindi possa essere proficuamente utilizzata anche per il monitoraggio globale della vegetazione.

La metodologia è aperta a possibili miglioramenti in quanto si possono utilizzare anche informazioni riguardanti i suoli ed allungare la serie di dati in modo da avere una migliore caratterizzazione della variabilità interannuale dei processi considerati.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Chiesi M., Maselli F., Bindi M., Fibbi L., Cherubini P., Arlotta E., Tirone G., Matteucci G., Seufert G. 2005. Modelling carbon budget of Mediterranean forests using ground and remote sensing measurements. *Agricultural and Forest Meteorology* 135: 22-34.
- Chiesi M., Maselli F., Moriondo M., Fibbi L., Bindi M., Running S.W. 2007. Application of BIOME-BGC to Simulate Mediterranean Forest Processes. *Ecological Modelling* in stampa.
- Maselli F. e Chiesi M. 2006. Evaluation of statistical methods to estimate forest volume in a Mediterranean region. *IEEE Transaction of Geoscience and Remote Sensing* 44(8): 2239-2250.
- Maselli F., Barbati A., Chiesi M., Chirici G., Corona P. 2006. Use of remotely sensed and ancillary data for estimating forest gross primary productivity in Italy. *Remote Sensing of Environment* 100: 563-575.
- Thornton P.E., Running S., White M.A. 1997. Generating surfaces of daily meteorological variables over large regions of complex terrain. *Journal of Hydrology* 190: 214-251.
- White M.A., Thornton P.E., Running S.W., Nemani R.R. 2000. Parameterisation and sensitivity analysis of the BIOME-BGC terrestrial ecosystem model: net primary production controls. *Earth Interactions* 4: 1-85.

Impatto dei Cambiamenti Climatici sugli Ecosistemi Agro-Forestali Mediterranei

M. Centritto

Istituto di Biologia Agroambientale e Forestale, CNR, Roma, Italia
mauro.centritto@ibaf.cnr.it

SOMMARIO: Lo studio è finalizzato allo sviluppo e all'applicazione di un insieme coordinato di tecnologie e metodologie innovative volte ad ottenere informazioni sulla risposta degli ecosistemi terrestri ai cambiamenti globali in modo da poter (1) comprendere l'impatto dei cambiamenti globali sugli scambi gassosi della vegetazione agro-forestale mediterranea, (2) effettuare previsioni sulla futura sostenibilità agricola e forestale nelle regioni mediterranee e (3) quantificare il ruolo che gli ecosistemi agro-forestali svolgono e svolgeranno come sink di carbonio allo scopo di valutarne e predirne gli effetti sul clima nella regione mediterranea.

1 INTRODUZIONE

La [CO₂] atmosferica è stabilmente aumentata a partire dalla rivoluzione industriale, passando da circa 270 $\mu\text{mol mol}^{-1}$ a 375 $\mu\text{mol mol}^{-1}$, a causa del cambiamento d'uso del territorio e soprattutto a causa dell'impiego dei combustibili fossili e continua ad aumentare di circa 1,8 $\mu\text{mol mol}^{-1}$ all'anno. In base al corrente uso dei combustibili fossili si stima che [CO₂] atmosferica raggiungerà 700 $\mu\text{mol mol}^{-1}$ verso la metà del 21° secolo, e ciò comporterà un aumento della temperatura terrestre di circa 2-4 °C.

Il bacino mediterraneo è estremamente vulnerabile ai cambiamenti climatici (Centritto *et al.*, 2002) poiché questi potranno esacerbare gli effetti negativi della siccità che già oggi incidono notevolmente sulla produttività degli ecosistemi agricoli e forestali (Centritto *et al.*, 2005). Tutto ciò solleva l'importante interrogativo in merito alle potenziali variazioni quantitative e qualitative nella produzione degli ecosistemi agro-forestali indotte dai cambiamenti climatici. La risposta a questo interrogativo è essenziale per poter effettuare previsioni sull'impatto dei cambiamenti climatici sulla stabilità degli ecosistemi agro-forestali nell'area mediterranea e quindi in Eu-

ropa. Inoltre queste conoscenze sono egualmente critiche per poter formulare previsioni sulla futura sicurezza alimentare e per poter quantificare il ruolo della vegetazione terrestre nella regolazione del ciclo della CO₂ e delle conseguenti ripercussioni sulle variazioni del clima globale. La soluzione di questi problemi richiede una stima più precisa e realistica possibile della risposta delle piante ai cambiamenti climatici. La comprensione del metabolismo del carbonio è vitale poiché gli ecosistemi terrestri hanno una importanza considerevole nel ciclo globale del carbonio (Long *et al.*, 2004). L'identificazione della distribuzione spaziale e temporale delle sink di carbonio è uno dei punti chiave del protocollo di Kyoto, che prevede che i Paesi Europei riducano le loro emissioni di gas serra di almeno l'8%, rispetto all'emissioni degli anni '90, entro il 2008-12. L'assorbimento di carbonio da parte degli ecosistemi terrestri è incluso in queste computazioni. C'è quindi la necessità reale di effettuare calcoli precisi sul budget di carbonio nei vari tipi di ecosistemi. La soluzione di questi problemi richiede una stima più precisa e realistica possibile a livello di ecosistemi della risposta delle piante ai cambiamenti climatici.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

La problematica dei cambiamenti globali ha stimolato negli ultimi due decenni una quantità notevole di ricerche sperimentali nel campo dell'ecologia vegetale in cui si è manipolato, con tecniche disparate, la $[CO_2]$ con lo scopo di simulare l'effetto serra: sono i cosiddetti studi d'impatto. Si sono condotti studi che vanno dagli aspetti molecolari, alle risposte fisiologiche primarie e secondarie, alle risposte terziarie di crescita delle piante (Centritto e Jarvis, 1999), fino a definire i controlli ecologici del sequestro del carbonio. Se vi è un generale consenso sugli effetti positivi delle fumigazioni con alte concentrazioni di CO_2 , sull'accrescimento della parte epigea delle piante (Centritto *et al.*, 1999a), molto meno è noto riguardo alla allocazione degli assimilati alle diverse parti della pianta: mentre in piante giovani è stato in genere evidenziato un aumento della superficie fogliare, i pochi esperimenti effettuati su piante adulte adattate alle alte concentrazioni di CO_2 hanno mostrato una diminuzione dell'area fogliare e del rapporto fra biomassa fogliare e biomassa legnosa. Ciò porta a ipotizzare una riduzione della traspirazione a parità di area fogliare (Centritto *et al.*, 1999d), ulteriormente accresciuta dalla riduzione della apertura stomatica, e una variazione della qualità della lettiera, con aumento percentuale delle frazioni legnose. Allo stesso tempo, poco è noto sulle dinamiche di nascita, crescita e decomposizione delle radici ad alte concentrazioni di anidride carbonica, per cui esistono risultati sperimentali discordanti (Centritto *et al.*, 1999b); è noto come tali dinamiche d'altra parte, siano ampiamente influenzate dalle condizioni edafiche, in particolare dalla disponibilità di acqua e dalla struttura del terreno, a loro volta determinate dai cambiamenti globali in corso (Long *et al.*, 2004).

3 RISULTATI RILEVANTI

I risultati ottenuti hanno mostrato che non c'è nessun effetto interattivo tra elevata $[CO_2]$ e

stress idrico. L'elevata $[CO_2]$ infatti migliora l'efficienza dell'uso dell'acqua da parte della vegetazione (tabella 1), ma poiché non influenza l'evapotraspirazione totale (Tabella 2) non ha nessun effetto sull'uso totale dell'acqua e quindi sulla conservazione dell'acqua del suolo.

+

Tabella 1: Efficienza totale dell'uso dell'acqua ($g\ kg^{-1}$) di piante di ciliegio cresciute a $360\ \mu\text{mol}\ \text{mol}^{-1}$ o a $700\ \mu\text{mol}\ \text{mol}^{-1}$ di CO_2 e sottoposte a stress idrico in due consecutive stagioni di crescita (fonte: Centritto *et al.* 1999c).

$[CO_2]$	Efficienza dell'uso dell'acqua	
	controllo	stress
Elevata	$11.4 \pm 0.4\ a$	$18.5 \pm 0.9\ a$
Ambiente	$7.7 \pm 0.2\ b$	$12.3 \pm 0.6\ b$

Tabella 2: Acqua totale (dm^3) traspirata da piante di ciliegio cresciute a $360\ \mu\text{mol}\ \text{mol}^{-1}$ o a $700\ \mu\text{mol}\ \text{mol}^{-1}$ di CO_2 e sottoposte a stress idrico in due consecutive stagioni di crescita (fonte: Centritto *et al.* 1999c).

$[CO_2]$	Traspirazione	
	Controllo	stress
Elevata	$17.17 \pm 0.46\ a$	$8.61 \pm 0.16\ a$
Ambiente	$18.13 \pm 0.55\ a$	$8.99 \pm 0.21\ a$

Questi studi inoltre non hanno considerato gli effetti interattivi tra l'aumento della $[CO_2]$ e l'innalzamento della temperatura (che è in realtà l'aspetto di maggior preoccupazione dei cambiamenti climatici) sulle variabili studiate. Per questa ragione i loro risultati potrebbero portare a previsioni errate sugli scenari futuri determinati dai cambiamenti climatici. L'aumento della temperatura infatti ha per molti aspetti effetti opposti all'aumento della $[CO_2]$, in particolare sui tre processi primari direttamente influenzati dall'aumento della $[CO_2]$ (fotosintesi, respirazione e traspi-

razione) e sui cicli biogeochimici dell'acqua e dei principali elementi nutritivi (Centritto *et al.*, 1999c). Inoltre l'aumento della temperatura può alterare la struttura e le funzioni degli ecosistemi, influenzandone quindi sia la produttività che la capacità di agire come sink del carbonio atmosferico, attraverso: 1) un aumento di velocità dello sviluppo ontogenetico, 2) una sostanziale variazione della durata del ciclo vegetativo, 3) una più elevata domanda evapotraspirativa ed una maggiore frequenza e intensità dei fenomeni siccitosi, 4) una migrazione della vegetazione, come conseguenza dello spostamento altitudinale e latitudinale dei limiti termici, con conseguenti variazioni nella composizione delle comunità vegetali, 5) una variazione del ciclo biogeochimico, per la mutata composizione e quantità della lettiera, per la diversa attività delle popolazioni decompositrici, per una loro diversa composizione. L'innalzamento della temperatura media e le variazioni nella frequenza e distribuzione delle precipitazioni con conseguente aumento dei fenomeni siccitosi e salificazione dei suoli costituiranno probabilmente il pericolo più elevato e colpiranno soprattutto le regioni alle medie e basse latitudini. Il bacino mediterraneo, che si trova a confine tra le medie e basse latitudini, sarà quindi direttamente interessato dai cambiamenti globali attraverso l'intensificazione della frequenza, severità e imprevedibilità dei fenomeni siccitosi e di salinità dei suoli.

I cambiamenti globali dunque accresceranno quei fenomeni che già oggi esplicano un peso notevole non solo sulla crescita e produttività degli ecosistemi ma anche sui processi di desertificazione in atto nelle regioni mediterranee. Inoltre i cambiamenti climatici potrebbero persino causare un declino degli ecosistemi agro-forestali. Infatti, prendendo in considerazione la risposta di breve periodo della respirazione e fotosintesi all'aumento combinato della temperatura e della CO_2 (aumento esponenziale della respirazione a fronte di aumenti della velocità della fotosintesi progressivamente più bassi) e considerando che nel-

la seconda metà del 21° secolo la $[\text{CO}_2]$ raddoppierà provocando un aumento della temperatura media di 2-4 °C, si potrebbe ipotizzare che i cambiamenti climatici porteranno ad un declino della vegetazione agro-forestale verso la fine di questo secolo. Esiste però ancora molta incertezza sulla risposta di lungo periodo di respirazione e fotosintesi e sul grado e sulla direzione dell'acclimatazione di entrambi i processi in risposta ai cambiamenti climatici (Figura 1). La previsione quindi del probabile impatto dei cambiamenti climatici sui sistemi agro-forestali richiede una stima della respirazione e della fotosintesi più precisa e realistica possibile (Centritto *et al.*, 2004). In particolare, è di fondamentale importanza la comprensione delle relazioni tra i tre parametri che definiscono la capacità fotosintetica e la concentrazione fogliare di azoto e come queste relazioni possono essere influenzate dalle resistenze alla diffusione della CO_2 all'interno delle foglie. La conoscenza di queste relazioni e dei fattori ambientali che limitano la fotosintesi, così come dei fattori di acclimatazione della fotosintesi all'interno della vegetazione, è importante sia concettualmente che numericamente per la definizione dei modelli di studio sulla risposta della vegetazione agro-forestale ai cambiamenti climatici.

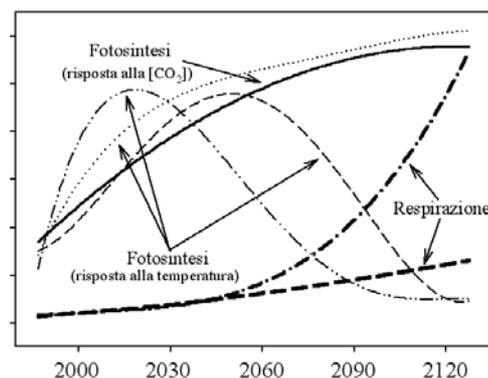


Figura 1: Ipoteche curve di risposta della fotosintesi e della respirazione all'aumento della $[\text{CO}_2]$ e della temperatura nel corso del 21 secolo.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Le piante oltre ad essere fonte di ossigeno, rappresentano la componente di base della catena alimentare. L'elevate temperature e lo stress idrico potrebbero alterare l'equilibrio tra i processi della fotosintesi (che sottrae CO₂ all'atmosfera) e della respirazione (che rilascia CO₂ nell'atmosfera) inibendo l'assimilazione netta del carbonio (Atkin *et al.*, 2005), causando così un declino degli ecosistemi agro-forestali e di conseguenza la loro funzione mitigatrice dell'effetto serra. Inoltre, una minore assimilazione netta può implicare una minore capacità di produzione degli ecosistemi agricoli che metterebbe a repentaglio la capacità di soddisfare le future domande alimentari da parte della crescente popolazione mondiale. È quindi di fondamentale importanza studiare e capire compiutamente i processi di acclimatazione della fotosintesi e della respirazione all'interazione tra l'elevata [CO₂], alte temperature e stress ambientali al fine di migliorare le nostre conoscenze sui potenziali cambiamenti produttivi degli ecosistemi agro-forestali e di poter fornire dati e conoscenze concettuali per l'implementazione dei modelli di simulazione della risposta della vegetazione ai cambiamenti climatici.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Atkin O.K., Bruhn D., Hurry V.M. e Tjoelker M.G. 2005. The hot and the cold: unravelling the variable response of plant respiration to temperature. *Funct. Plant Biol.* 32: 87-105.
- Centritto M. e Jarvis P.G. 1999. Long-term effects of elevated carbon dioxide concentration and provenance on four clones of Sitka spruce (*Picea sitchensis*) II. Photosynthetic capacity and nitrogen use efficiency. *Tree Physiol.* 19: 807-814.
- Centritto M., Lee H.S.J. e Jarvis P.G. 1999a. Increased growth in elevated [CO₂]: an early, short-term response? *Glob. Change Biol.* 5: 623-633.
- Centritto M., Lee H.S.J. e Jarvis P.G. 1999b. Long-term effects of elevated carbon dioxide concentration and provenance on four clones of Sitka spruce (*Picea sitchensis*) I. Plant growth, allocation and ontogeny. *Tree Physiol.* 19: 799-806.
- Centritto M., Lee H.S.J. e Jarvis P.G. 1999c. Interactive effects of elevated [CO₂] and drought on cherry (*Prunus avium*) seedlings. I. Growth, whole-plant water use efficiency and loss. *New Phytol.* 141: 129-140.
- Centritto M., Magnani F., Lee H.S.J. e Jarvis P.G. 1999d. Interactive effects of elevated [CO₂] and drought on cherry (*Prunus avium*) seedlings. II. Photosynthetic capacity and water relations. *New Phytol.* 141: 141-153.
- Centritto M., Lucas M.E. e Jarvis P.G. 2002. Gas exchange, biomass, whole-plant water-use efficiency and water uptake of peach (*Prunus persica*) seedlings in response to elevated carbon dioxide concentration and water availability. *Tree Physiol.* 22: 699-706.
- Centritto M., Nascetti P., Petrilli L., Raschi A. e Loreto F. 2004. Profiles of isoprene emission and photosynthetic parameters in hybrid poplars exposed to free-air CO₂ enrichment. *Plan, Cell Environ.* 27: 403-412.
- Centritto M. (2005) Photosynthetic limitations and carbon partitioning in cherry in response to water deficit and elevated [CO₂]. *Agric. Ecosys. Environ.* 106: 233-242.
- Long S.P., Ainsworth E.A., Rogers A., Ort D.R. (2004) Rising atmospheric carbon dioxide: Plants FACE the future. *Ann. Rev. Plant Biol.* 55: 591-628.

Effetto dei cambiamenti climatici sul rischio di incendi boschivi in area mediterranea

B. Arca¹, G. Pellizzaro¹, P. Duce¹, A. Ventura¹, P. Zara¹, D. Spano², C. Sirca², M. Salis², R.L. Snyder³, K.T. Paw U³

¹*Istituto di Biometeorologia, CNR, Sassari, Italia*

²*Dipartimento di Economia e Sistemi Arborei, Università di Sassari, Italia*

³*University of California, Atmospheric Science, Davis, Ca, USA*

B.Arca@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: In questo lavoro sono brevemente illustrate una serie di attività di ricerca tra loro collegate e finalizzate a (i) valutare l'influenza delle variabili meteorologiche sullo stato del combustibile vegetale, (ii) calibrare e validare modelli di previsione della propagazione degli incendi boschivi in ambiente mediterraneo, (iii) sviluppare metodi micrometeorologici per la determinazione del rischio di incendi boschivi. I risultati hanno mostrato (i) come il contenuto di acqua nelle specie mediterranee varia fra le diverse specie in funzione dei differenti meccanismi di adattamento alle condizioni di aridità, (ii) le possibilità applicative del simulatore della propagazione degli incendi FARSITE in ambiente mediterraneo, e (iii) l'affidabilità del metodo *Surface Renewal*, in combinazione con misure di radiazione netta e di densità di flusso di calore nel suolo, per la determinazione del rischio di incendi boschivi in ambiente mediterraneo.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Il fuoco ha sempre rappresentato un importante e frequente fattore di disturbo per la vegetazione spontanea negli ecosistemi mediterranei. L'area mediterranea è caratterizzata da un'elevata frequenza di incendi boschivi, spesso di dimensioni notevoli. Benché l'insorgenza degli incendi boschivi sia prevalentemente legata a fattori socio-economici, l'entità della propagazione dell'incendio dipende da una serie di fattori di tipo topografico, meteorologico e vegetazionale. I fattori meteorologici estrinsecano il loro effetto sia sullo stato del combustibile vegetale, e quindi sulla sua infiammabilità, sia sulla velocità di propagazione dell'incendio. Una maggiore severità delle condizioni di aridità, indotta dai cambiamenti climatici in ambiente mediterraneo, potrebbe avere importanti ripercussioni sulle caratteristiche globali di infiammabilità del combustibile vegetale, influenzando la distribuzione del carico di combustibile nei di-

versi strati di vegetazione, la composizione floristica, il rapporto tra biomassa e necromassa. Inoltre, le variazioni a carico delle precipitazioni e delle temperature medie eserciterebbero un'influenza diretta sul contenuto d'acqua del combustibile vegetale, e quindi sulla sua infiammabilità (Mouillot et al. 2002). In definitiva l'impatto dei cambiamenti climatici su ecosistemi di tipo mediterraneo potrebbe dipendere da complesse interazioni fra un effetto diretto sullo stress idrico della vegetazione e conseguenti modificazioni delle caratteristiche di infiammabilità, e effetti indiretti sul regime del fuoco indotti da cambiamenti in termini di biomassa, necromassa e composizione delle specie (Mouillot et al. 2002)

Studi condotti sul bacino del mediterraneo (Rambal e Hoff 1998) hanno evidenziato come nelle ultime decadi si sia verificato un aumento superiore a quello medio globale della temperatura media annua, con una significativa diminuzione delle precipitazioni

annue, in particolare nell'Italia meridionale (Brunetti et al. 2000). Alla luce delle variazioni climatiche osservate e degli scenari previsti per il futuro diventa essenziale la valutazione dell'impatto di tali variazioni in termini di pericolo di insorgenza e di propagazione degli incendi boschivi.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

L'attività di ricerca è stata finalizzata (i) alla valutazione dell'influenza delle variabili meteorologiche sullo stato del combustibile vegetale, (ii) alla calibrazione e validazione di modelli di previsione della propagazione degli incendi boschivi in ambiente mediterraneo, (iii) allo sviluppo di metodi micrometeorologici per la determinazione del rischio di incendi boschivi.

Gli studi sono stati condotti in due differenti aree della Sardegna caratterizzate da vegetazione a macchia mediterranea. Il primo, localizzato in area costiera, rappresenta una vegetazione rigeneratasi naturalmente dopo un incendio verificatosi nella metà degli anni settanta. Il secondo è localizzato in un'area collinare interna e rappresenta un ecosistema altamente disturbato e degradato dal verificarsi di frequenti incendi. In una prima fase della ricerca, l'attività di studio è stata finalizzata alla caratterizzazione del combustibile vegetale presente e alla valutazione, per le specie dominanti la vegetazione, delle relazioni fra infiammabilità della vegetazione e contenuto di acqua. In questa fase, inoltre è stata analizzata l'influenza delle variabili meteorologiche e del ciclo di sviluppo delle piante sul contenuto d'acqua della vegetazione.

I valori dei principali parametri relativi alla vegetazione a macchia mediterranea delle differenti aree sperimentali sono stati utilizzati per la messa a punto di un modello di combustibile maggiormente rappresentativo delle condizioni della macchia mediterranea. Questi dati, unitamente ai valori dei principali parametri meteorologici e a una serie di tematismi di input organizzati in un sistema

informativo geografico, sono stati utilizzati per applicare il simulatore della propagazione degli incendi denominato FARSITE (*Fire Area Simulator*, Finney 1998) su tre eventi di incendio verificatisi in Sardegna nel biennio 2004-2005.

Lo scopo di questa attività sperimentale consiste nella calibrazione e validazione del simulatore di propagazione nelle condizioni meteorologiche e vegetazionali che caratterizzano la macchia mediterranea.

Il simulatore FARSITE è basato sul modello semiempirico sviluppato da Rothermel (1972), nella forma implementata nel sistema BEHAVE (*Fire Behavior Prediction and Fuel Modeling System*, Andrews 1986). FARSITE ha fornito dettagliate mappe del comportamento del fuoco e dei suoi effetti (velocità di propagazione, area coperta dall'incendio, intensità lineare del fronte di fuoco, ecc.) su differenti scale spaziali e temporali. Le mappe fornite dal simulatore sono state confrontate con le aree realmente coperte dell'incendio al fine di valutare l'accuratezza delle simulazioni mediante differenti indici statistici (coefficiente Kappa di Cohen's e coefficiente di Sørensen).

Infine, è stato sviluppato un indice di rischio di incendio (*Fuel dryness index*, Fd) basato sulla determinazione del bilancio energetico e sulla misura a elevata frequenza della temperatura dell'aria in ecosistemi forestali. L'indice si basa sulla quantificazione dei flussi turbolenti di calore sensibile e latente attraverso l'analisi delle fluttuazioni rapide della temperatura dell'aria (*Surface Renewal Analysis*). Tale metodo consente di ottenere una stima accurata del flusso di calore sensibile, senza richiedere peraltro né la conoscenza delle condizioni di stabilità atmosferica né la misura del profilo verticale della velocità del vento (Paw U et al. 1992, Snyder et al. 1996, Duce et al. 1997, Snyder et al. 2006). L'indice di rischio di incendio Fd si presta inoltre a essere utilizzato nell'ambito dei sistemi operativi di monitoraggio del rischio di incendio.

3 RISULTATI RILEVANTI

Per tutte le specie è stata osservata una significativa relazione fra contenuto di acqua dei tessuti vegetali e tempi di ignizione (tabella 1).

Tabella 1: Valori del coefficiente di determinazione (R^2) e significatività della regressione lineare fra tempo di ignizione e contenuto di acqua.

Specie	R^2	significatività
<i>Cistus m.</i>	0.73	**
<i>Cistus s.</i>	0.92	**
<i>Erica s.</i>	0.66	*
<i>Lavandula s.</i>	0.76	**
<i>Phillyrea a.</i>	0.72	**
<i>Pistacia l.</i>	0.94	**
<i>Rosmarinus o.</i>	0.85	**

* $p \leq 0.05$; ** $p \leq 0.01$

I risultati hanno inoltre evidenziato come il contenuto di acqua nelle specie presenti variava fra le diverse specie in funzione dei differenti meccanismi di adattamento alle condizioni di aridità, mentre all'interno della stessa specie il contenuto di acqua poteva variare in funzione sia delle variabili meteorologiche (Tabella 2) sia in funzione delle fasi fenologiche che, come è noto, sono fortemente dipendenti dall'andamento termo-pluviometrico.

Lo studio ha inoltre evidenziato le possibilità

Tabella 2: Significatività delle correlazioni fra contenuto di acqua della vegetazione, e precipitazioni cumulate (ΣP) e valore medio delle temperature massime (T_{max}) dei 10 giorni precedenti il campionamento.

Specie	ΣP (mm)	T_{max} ($^{\circ}C$)
<i>Cistus m.</i>	**	**
<i>Cistus s.</i>	**	**
<i>Erica s.</i>	**	**
<i>Lavandula s.</i>	**	**
<i>Phillyrea a.</i>	*	*
<i>Pistacia l.</i>	*	-
<i>Rosmarinus o.</i>	**	**

* $p \leq 0.05$; ** $p \leq 0.01$

applicative del simulatore FARSITE in ambiente mediterraneo (Tabella 3 e Figura 1). Pertanto la disponibilità di un simulatore di propagazione calibrato e validato nelle condizioni meteorologiche e vegetazionali delle aree mediterranee è un aspetto essenziale per la simulazione dell'effetto di scenari climati-

Tabella 3: Accuratezza del simulatore FARSITE per tre siti e differenti combinazioni di modelli di combustibile (SM, modelli standard, CM, modello "personalizzato"). Vengono riportati i valori del coefficiente K di Cohen (K) e i valori medi della velocità di propagazione, ROS, ($m \ min^{-1}$) osservata e simulata.

Caso di studio	Modello	K	ROS oss	ROS sim
Budoni	SM	0.27 **C	8.1	16.7
	CM	0.61 **D	8.1	8.1
Siniscola	SM	0.38 **C		6.2
	CM	0.80 **D		2.7
Alghero	SM	0.33 **C		11.2
	CM	0.82 **D		4.0

** $p \leq 0.01$; * $p \leq 0.05$; i valori di K seguiti dalle stesse lettere non sono significativamente differenti per valori di $p \leq 0.01$ (test Z).

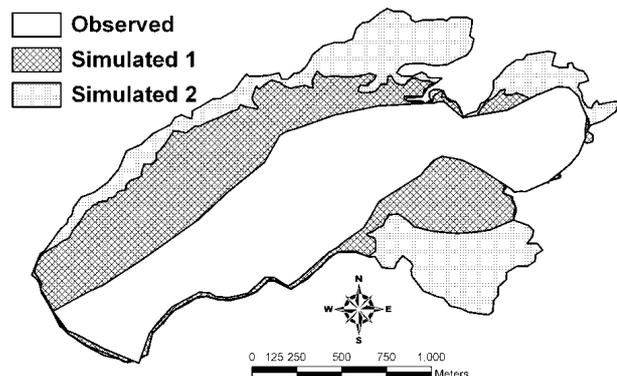


Figura 1: Confronto fra le aree percorse da fuoco osservate e simulate ottenute usando mappe di vento (Simulated 1) e un campo di vento costante (Simulated 2) per l'evento verificatosi a Budoni, Italia, il 26 agosto 2004.

ci differenziati sul pericolo di propagazione degli incendi boschivi.

Infine, la stima della densità di flusso di calore sensibile effettuata attraverso l'uso di termocoppie veloci e del metodo *Surface Renewal* in combinazione con misure di radiazione netta e di densità di flusso di calore nel

suolo, ha mostrato di rappresentare un metodo affidabile e relativamente poco costoso per la determinazione del rischio di incendi boschivi in ambiente mediterraneo (Figura 2).

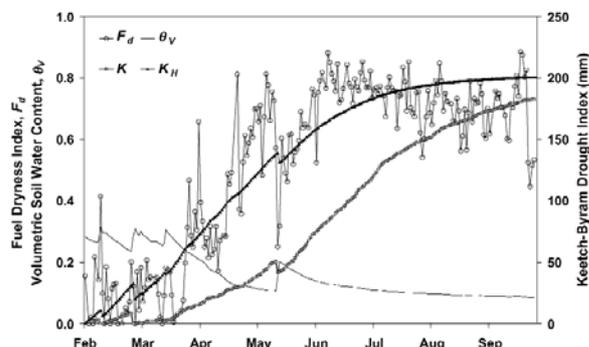


Figura 2: Variazioni giornaliere dell'indice di rischio incendi boschivi (F_d), del Keetch Byram Drought Index (KBDI) calcolato utilizzando la formulazione originale e il valore di evapotraspirazione dall'equazione di Hargreaves-Samani (K e K_H , rispettivamente), e il contenuto idrico del suolo (q_V) misurato a 0.1 m di profondità, per il periodo 9 Febbraio – 2 Ottobre 2002.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Le attività future prevedono un ulteriore perfezionamento dei modelli di combustibile della vegetazione mediterranea, la simulazione del comportamento del fuoco sia mediante modelli di propagazione di tipo meccanicistico sia considerando lo componente stocastica, l'utilizzo dell'indice di rischio F_d come *ground truth* per stime satellitari, con il fine ultimo di valutare l'impatto di differenti scenari di cambiamento climatico sul rischio potenziale di incendio, sulla velocità di propagazione del fuoco e sulle altre principali caratteristiche che definiscono il comportamento degli incendi boschivi.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

Andrews P.L. 1986. BEHAVE: fire behavior prediction and fuel modeling system-BURN subsystem, Part 1. Ogden : USDA.

Brunetti M., Maugeri M. e Nanni T. 2000. Variations of temperature and precipitation in Italy from 1886 to 1995. *Theor.*

Appl. Climatol. 65: 165-174.

Duce P., Spano D., Snyder R.L. e Paw U K.T. 1997. Surface renewal estimates of evapotranspiration. Short canopies. *Acta Hort.* 1: 57-62.

Finney M. 1998. *FARSITE: Fire Area Simulator-model development and evaluation*. Ogden : USDA.

Mouillot F., Rambal S. e Joffre R. 2002. Simulating climate change impacts on fire frequency and vegetation dynamics in a Mediterranean-type ecosystem. *Glob. Change Biol.* 8: 423-437.

Paw U K.T., Brunet Y., Collineau S., Shaw R.H., Maitani T., Qiu J. e Hipps L. 1992. On coherent structures in turbulence within and above agricultural plant canopies. *Agric. For. Meteorol.* 61: 55-68.

Rambal S. e Hoff C. 1998. Mediterranean ecosystems and fire: the threats of global change. In *Large forest fires* : 187-213. Leiden : Backhuys Pub.

Rothermel R.C. 1972. A Mathematical model for predicting fire spread in wildland fuels. Ogden : USDA.

Snyder R.L., Spano D. e Paw U K.T. 1996. Surface renewal analysis for sensible and latent heat flux density, *Boundary-Layer Meteorol.* 77: 249-266.

Snyder R.L., Spano D., Duce P., Baldocchi D., Xu L. e Paw U K.T. 2006. A fuel dryness index for grassland fire-danger assessment. *Agric. For. Meteorol.* 139 : 1-11

Variazioni climatiche e cambiamenti faunistici: l'evoluzione delle faune a mammiferi del Mediterraneo occidentale durante gli ultimi 3 milioni di anni

M. R. Palombo

Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria, CNR, Roma, Italia
Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Roma "La Sapienza"
mariorita.palombo@uniroma1.it

SOMMARIO: Lo studio dell'evoluzione degli ecosistemi del passato può costituire la chiave interpretativa per prevedere gli effetti dei cambiamenti climatici in atto. L'analisi dell'evoluzione dei complessi faunistici a grandi mammiferi del Mediterraneo occidentale, nel corso degli ultimi 3 milioni di anni, dimostra come i cambiamenti del sistema climatico siano un fattore determinante nell'innescare i rinnovi faunistici, favorendo fenomeni di dispersione/migrazione e rimuovendo specie chiave all'interno delle comunità. La ristrutturazione dei complessi faunistici è, invece, principalmente regolata da fattori biologici intrinseci (competizione o coevoluzione) e si sviluppa su scale temporali che comprendono più cicli di Milankovitch. Le modificazioni del clima e delle faune costituiscono un elemento costante ed indispensabile all'evoluzione del sistema Terra; tuttavia, dal momento che i mammiferi rispondono alle variazioni del clima principalmente con migrazioni e deformazioni dell'areale di diffusione, è ragionevole supporre che nel prossimo futuro il progressivo riscaldamento del pianeta, unito alla frammentazione degli ambienti ed alla pressione sugli ecosistemi naturali operate dall'uomo, produrrà una sensibile riduzione della biodiversità dei mammiferi, specie nelle aree ad alta antropizzazione e a maggior grado di endemismo.

1 I TERMINI DELLA QUESTIONE

Atmosfera, idrosfera, litosfera e biosfera costituiscono un sistema aperto integrato, in equilibrio dinamico: singole modificazioni influenzano l'intero complesso e vengono registrate dall'ambiente fisico e dagli esseri viventi. È opinione ampiamente condivisa che le variazioni nel sistema climatico attualmente in atto, agendo sulla componente abiotica degli ecosistemi, provochino nel loro insieme profonde modificazioni negli ambienti naturali, destinate a portare alla scomparsa sia di singole specie sia di interi ecosistemi (cfr. inter alios Shaver *et al.*, 2000; McCarthy, 2001; McCarthy *et al.*, 2001; Midgely *et al.*, 2002; Parmesan e Yohe, 2003; Thomas *et al.*, 2004; Levinsky. *et al.*, 2007). In effetti, vari dati confermano l'impat-

to ecologico che il riscaldamento climatico in atto ha su un'ampia gamma di ecosistemi, da quello terrestre polare al marino tropicale, a diversi livelli gerarchici di organizzazione, dalle specie alle comunità. (Walther *et al.*, 2002). Nonostante le contrastanti ipotesi e le difficoltà di stabilire cause, modalità ed interrelazioni tra l'evoluzione dei bioti ed i cambiamenti climatici, già in questo primo stadio di accelerazione del riscaldamento globale la riposta coerente di flora e fauna è chiaramente documentata dalle modificazioni della struttura ecologica in differenti comunità.

Per comprendere l'effettiva influenza delle variazioni del clima sull'evoluzione della biosfera e conoscere i fattori che possono incidere sulla biodiversità e sulle sue fluttuazioni, un utile contributo deriva indubbiamente dall'ana-

lisi della risposta del mondo biologico alle variazioni climatiche del passato (cfr. inter alios Dynesius e Jansson, 2000; Zachos *et al.*, 2001; Jansson e Dynesius, 2002; Barnoswky *et al.*, 2003; Martinez-Meyer *et al.*, 2004; Barnoswky, 2005). Sembra comprovata, almeno su scala regionale, una costante risposta da parte delle comunità a mammiferi a fasi di riscaldamento anche di differente durata (Barnoswky *et al.*, 2003). Il riscaldamento climato globale, da 5° a 10°C, documentato durante il massimo termico al passaggio Paleocene-Eocene (PETM), coincide, ad esempio, con un evidente rinnovo dei vertebrati terrestri e la risposta della vegetazione sembra comparabile agli effetti previsti con il protrarsi del riscaldamento attuale (Scott *et al.*, 2005). L'evoluzione degli ambienti del passato è stata influenzata, in realtà, da fattori biotici e abiotici, che hanno condizionano il modificarsi nel tempo della struttura delle comunità animali e vegetali. Si è a lungo discusso, ed il dibattito è oggi particolarmente vivo, se e quanto i cambiamenti climatici globali e/o i fattori biotici (competizione, coevoluzione) siano agenti attivi e primari nell'evoluzione delle comunità biologiche (cfr. inter alios Barnoswky, 2001; Prothero, 2004; Vrba, 2005). Per contribuire al dibattito, è sembrato interessante analizzare l'evoluzione dei complessi faunistici (FCs) a grandi mammiferi presenti nel Mediterraneo occidentale nel corso degli ultimi 3 Ma, periodo in cui sensibili variazioni climatiche hanno profondamente modificato la struttura delle paleocomunità. Il Mediterraneo è infatti un'area in cui sono presenti specie endemiche, ma che è stata anche oggetto di migrazioni provenienti dall'Asia, dal centro Europa e dall'Africa, via Corridoio Levantino.

2 L'EVOLUZIONE DEI COMPLESSI FAUNISTICI NEL MEDITERRANEO OCCIDENTALE

Al fine di valutare se i cambiamenti faunistici riconosciuti nell'area mediterranea negli ultimi tre milioni di anni siano da imputarsi meramente ai cambiamenti climatici o sia più importante il controllo biotico intrinseco, sono stati ana-

lizzati tre aspetti principali: fluttuazioni della diversità (qui espressa come ricchezza standardizzata); variazione della composizione tassonomica (turnover al passaggio tra due successivi FCs e tassi di comparsa (origine) e scomparsa (estinzione) in ciascun FC); variazioni della struttura ecologica dei FCs, ovvero fluttuazioni dell'abbondanza relativa di taxa appartenenti a specifiche categorie ecologiche (per la metodologia relativa si veda Palombo, 2007).

2.1 Ricchezza, Turnover, nuove comparse ed estinzioni

Gli indici di turnover, calcolati alla transizione tra due successivi FCs, confermano il carattere progressivo del rinnovo faunistico che caratterizza gran parte del Pliocene superiore (Villafranchiano, FCs V2 e V3) e che prende l'avvio con l'instaurarsi dei cicli glaciali pliocenici all'incirca 2,7 Ma. In quel periodo, nell'area mediterranea si consolida una stagionalità di tipo termico, le temperature medie e l'umidità diminuiscono, le associazioni floristiche subtropicali sono in declino, mentre compaiono xerofite meso-mediterranee, si diffondono le praterie e nelle fasi glaciali/interglaciali steppe ad *Artemisia* ed *Ephedra* si alternano a foreste a conifere o a foreste decidue caldo-temperate (Fig. 1). L'andamento dei tassi di apparizione e di estinzione mette in evidenza la fase di dispersione che caratterizza il tardo Pliocene superiore, quando le prime comparse, sia per evoluzione locale di taxa preesistenti sia per migrazione di taxa asiatici e africani, sono più numerose delle estinzioni. Questo processo porta al picco di diversità degli inizi del Pleistocene inferiore (Villafranchiano superiore, FC V4). In seguito, nel corso del Pleistocene inferiore, prevalgono le estinzioni che portano ad un minimo della diversità registrato all'incirca intorno a 1,1 Ma. (Galeriano inferiore, FC G1), momento in cui si verifica un fondamentale cambiamento nel sistema climatico della Terra. Nello stesso periodo, nel Mediterraneo occidentale è in atto un turnover particolarmente significativo, che segna una inversione di tendenza nell'andamento dei tassi di origine e di estinzione. A partire da questo

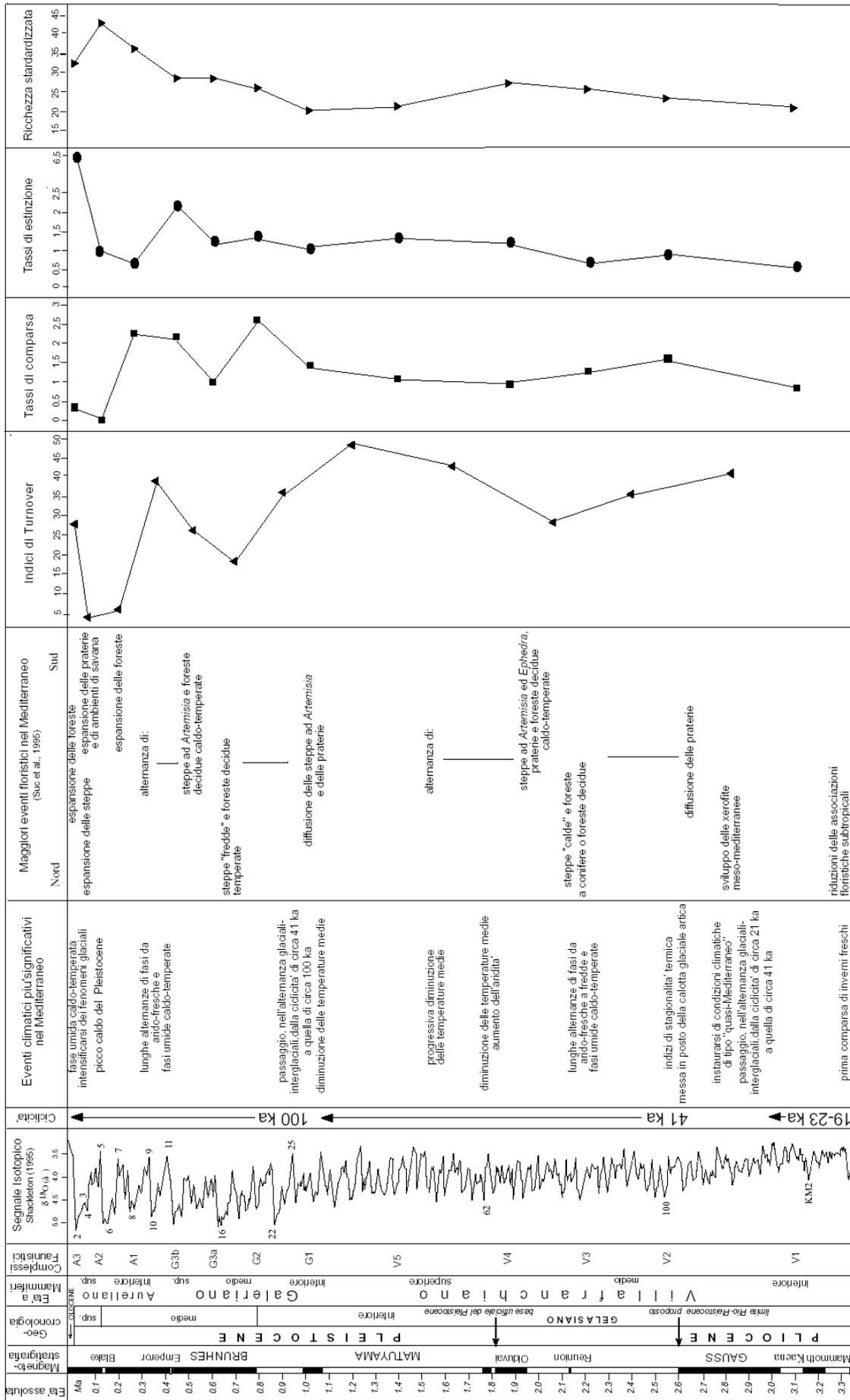


Figura 1: Quadro sinottico dell'andamento del segnale isotopico marino, dei principali eventi climatici e floristici nell'area mediterranea e dell'evoluzione (turnover, tassi di comparsa e di estinzione, ricchezza) dei complessi faunistici a grandi mammiferi nel Mediterraneo occidentale. Per la metodologia si veda Palombo (2007).

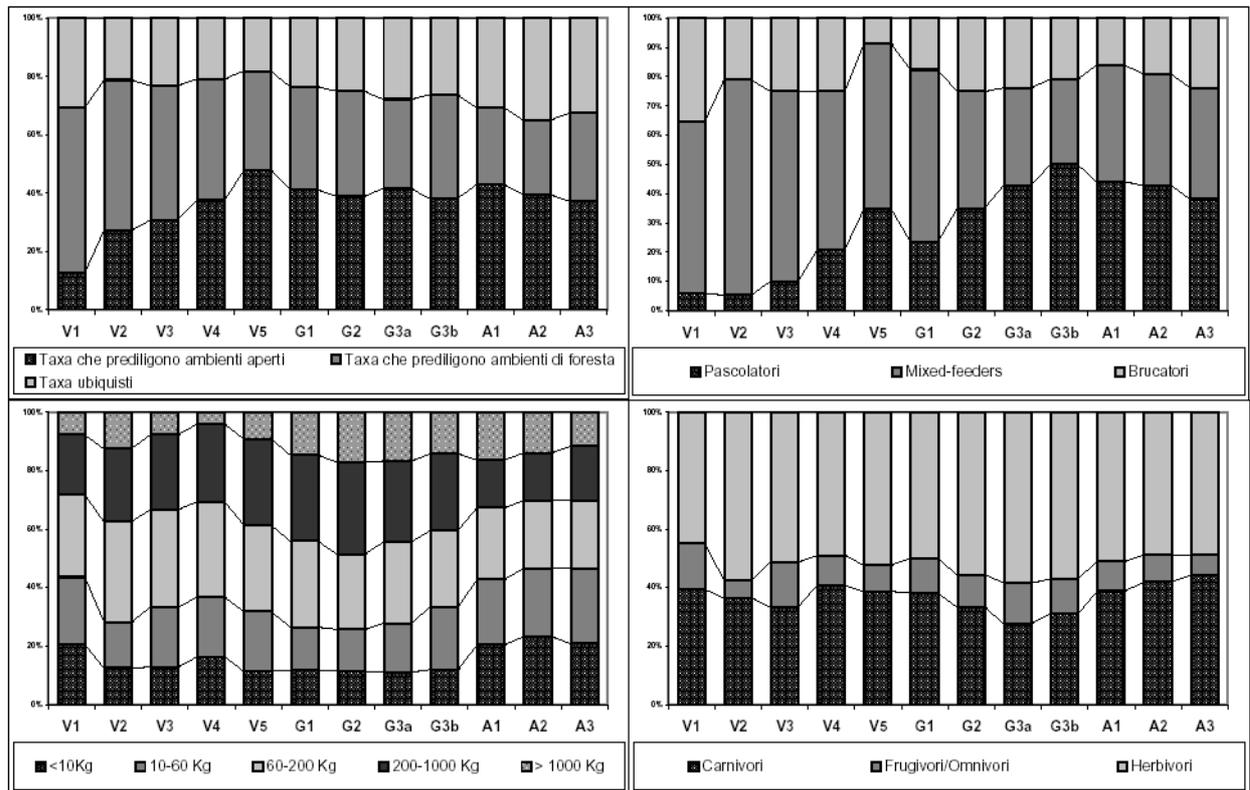


Figura 2: Frequenza relativa, in ciascun complesso faunistico, delle specie attribuite a ciascuna categoria ecologica in base al loro habitat preferenziale, alla dieta ed alla massa corporea. Per la definizione delle categorie ecologiche si veda Palombo (2007).

momento, infatti, le nuove comparse, in massima parte legate alla migrazione di taxa provenienti dall'Est, portano ad un progressivo aumento della ricchezza, che culminerà con l'optimum climatico degli inizi del Pleistocene superiore (Fig.1). Il turnover alla transizione Pleistocene-Olocene è dovuto, invece, al prevalere delle estinzioni, in massima parte legate alle variazioni climatiche e ambientali connesse con l'avvio dei fenomeni di deglaciazione nel tardo Pleistocene.

2.2 Struttura ecologica

Turnover e variazioni della ricchezza non necessariamente implicano cambiamenti della struttura ecologica dei FCs, tuttavia, nel corso degli ultimi 3 Ma la struttura dei FCs del Mediterraneo occidentale varia sensibilmente, in discreto accordo con il variare delle condizioni climatiche (Fig. 2). Nel Pliocene medio (Villafranchiano inferiore, FC V1) prevalgono i taxa di ambiente forestale, sono presenti specie arboricole e "scansorial", le specie frugivore e onnivore raggiungono la massima percen-

tuale registrata negli ultimi 3 milioni di anni, così come i brucatori; anche la percentuale dei mammiferi di piccola mole (< 10 kg) è alta. Queste categorie ecologiche sono già in netta flessione a partire da circa 2,6 Ma, quando aumentano i taxa di ambiente aperto e di grande mole. Se la struttura delle "paleocomunità" del Pliocene medio è simile a quella delle odierne foreste pluviali tropicali, quella dei FCs del Pliocene superiore (Villafranchiano medio, FCs V2 e V3) si avvicina a quella degli ambienti di savana arborata più o meno umida. Con la fine del Pliocene e durante il Pleistocene inferiore (Villafranchiano superiore, FCs V4 e V5), aumentano le specie che indicano ambienti aperti e ridotto tasso di umidità. Il progressivo aumento delle aree prative o di steppa arborata è confermato dall'aumento dei pascolatori, dei mammiferi di taglia grande e dei pachidermi. Alla fine del Pleistocene inferiore (Galeriano inferiore, FC G1), sono per contro in flessione gli erbivori a dieta mista, mentre aumentano le specie ubiquiste, che raggiungono il loro massimo nel Pleistocene

medio-superiore e superiore (Aureliano, FCs A1, A2 e A3), quando una maggior frammentazione degli ambienti e una nuova espansione delle foreste favorisce anche l'incremento degli erbivori a dieta mista e dei brucatori (Fig. 2).

2.3 Il ruolo dei cambiamenti climatici

La risposta dei bioti alle variazioni climatiche è regionalmente differente, a volte sincrona, ma più frequentemente diacronica anche nel ristretto ambito del Mediterraneo occidentale (Palombo, 2007). In base ai risultati ottenuti si può tuttavia arguire che i turnover più importanti sono innescati da cambiamenti climatici globali di grande portata che, variando durata ed intensità delle fasi glaciali/interglaciali, modificano sensibilmente il sistema climatico del pianeta Terra. Nell'area mediterranea occidentale, ad esempio, i turnover più significati delle faune a grandi mammiferi (al passaggio Pliocene medio-Pliocene superiore ed alla fine del Pleistocene inferiore) si verificano negli stessi intervalli temporali in cui si registrano fasi di raffreddamento climatico, accompagnate da oscillazioni più intense e prolungate.

Le specie reagiscono alle variazioni dei parametri fisici e ambientali principalmente migrando o modificando il loro areale, l'evoluzione locale interessa poche linee ecologicamente flessibili, mentre le specie a minor valenza ecologica (nel caso del Pliocene e Pleistocene dell'area mediterranea quelle di origine tropicale o subtropicale) si estinguono. L'arrivo di nuove specie e la scomparsa per estinzione di altre alterano l'equilibrio delle paleocomunità, la cui ristrutturazione avviene principalmente per dinamica interna in periodi relativamente lunghi, che comprendono vari cicli glaciali/interglaciali.

I risultati ottenuti per l'area mediterranea occidentale convalidano, quindi, l'ipotesi che il fattore "clima" sia elemento fondamentale nell'innescare il processo di rinnovo faunistico, ma che la ristrutturazione delle comunità a grandi mammiferi, diacronica a livello regionale, dipenda da fattori biotici, dalle dinamiche competizione/coevoluzione e, non ultimo, dalle

capacità di sopravvivenza delle specie preesistenti.

3 LA "RIVOLUZIONE FAUNISTICA" AL PASSAGGIO PLEISTOCENE INFERIORE- PLEISTOCENE MEDIO

Nel Mediterraneo occidentale, il cambiamento più significativo dei complessi a grandi mammiferi degli ultimi 3 Ma viene "innescato" dai cambiamenti climatici del tardo Pleistocene inferiore: a partire da circa 1,2 Ma una serie di bioeventi porta alla progressiva ristrutturazione dei CFs, che giunge a compimento nel Pleistocene medio inferiore (Galeriano medio, G3a). In effetti, la transizione Pleistocene inferiore/ Pleistocene medio ("Mid-Pleistocene revolution", MPR, tra circa 1,2 e 0,6 Ma) segna un cambiamento fondamentale nel sistema climatico della Terra: la ciclicità di circa 41 ka, governata dall'obliquità dell'orbita, viene sostituita da ritmi di circa 100 ka, accompagnati da un aumento dell'ampiezza delle oscillazioni climatiche. I cicli sono inoltre caratterizzati da una struttura asimmetrica (lenta messa in posto delle masse glaciali, rapida deglaciazione), che si ritiene sia regolata da quattro o cinque cicli precessionali. Come noto, tali cicli esercitano una notevole influenza sulla stagionalità e quindi sulla tipologia della copertura vegetale. Non stupisce, quindi, l'effetto che questo cambiamento climatico globale ha esercitato sulle comunità a mammiferi del Mediterraneo occidentale.

D'altra parte, se il clima e l'elemento conduttore del turnover al passaggio Pleistocene inferiore-medio, la MPR dovrebbe avere avuto un impatto simile anche in territori biogeograficamente distinti. In effetti, importanti rinnovi faunistici sono riconoscibili in differenti regioni geografiche e climatiche, ma l'entità ed i tempi di attuazione variano attraverso e tra i continenti.

Il turnover è ben documentato, ad esempio, in America meridionale, ed in particolare nella regione pampeana dove il passaggio da condizioni climatiche umide e temperate a secche e fresche favorisce l'aumento delle specie di ambiente aperto, specie cursorie e pascolatori,

che dominano le comunità a grandi mammiferi già intorno a 0,8 Ma. In Nord America, per contro, i dati disponibili consentono solo un'imperfetta valutazione dell'impatto climatico sulle faune a grandi mammiferi; è tuttavia da notare come il rinnovo faunistico sia documentato dal configurarsi, alla fine del Pleistocene inferiore, del CF di Cudayan, sensibilmente rinnovato rispetto alle faune dell'Irvingtonian FC.

In Africa occidentale (Kenya ed Etiopia), invece, vari dati indicano come, dopo il turnover che intorno a 2,5Ma coinvolge soprattutto gli erbivori, la prevalentemente presenza di ambienti di savana favorisca una certa stabilità faunistica. In Sud Africa, invece, circa 1 Ma fa prende l'avvio, specie tra gli ungulati, un processo di progressiva endemizzazione (Brink e Grun, 2007).

In Australia, l'aumento di aridità viene considerato l'elemento chiave nell'evoluzione delle faune al passaggio e durante il Pleistocene medio (Hocknull *et al.*, 2007)

In altre regioni, il rinnovo è favorito anche dalle oscillazioni negative del livello marino. In Indonesia, ad esempio, a Java nella fauna di Kedung Brubus Fauna, datata a circa 0.8 Ma, è documentata la più importante fase di migrazione di mammiferi dal continente verso le isole (Bergh *et al.*, 2001). L'arrivo di varie specie provenienti dall'Asia occidentale determina importanti rinnovi faunistici anche in Giappone e a Taiwan.

Il fatto che modelli evolutivi simili siano riconosciuti in differenti parti del mondo, sottolinea da un lato l'importanza del MPR e dall'altro evidenza come solo i cambiamenti climatici di particolare rilevanza possano influire e innescare significativi cambiamenti nelle faune terrestri.

4 QUALE SCENARIO PER IL FUTURO

I cambiamenti indotti nelle comunità a mammiferi dal riscaldamento globale attualmente in atto probabilmente non eccedono le variazioni di struttura riconosciute nelle comunità a mammiferi negli ultimi 3 Ma. E' necessario, tutta-

via, tener presente che la possibilità delle specie terrestri attuali di reagire alle variazioni ambientali indotte dal cambio climatico migrando o modificando il proprio areale di distribuzione, sono quanto mai ridotte, soprattutto nei territori a più alta antropizzazione. Per l'Europa, ad esempio, è stato calcolato che la sopravvivenza dei mammiferi endemici, più specializzati e quindi più sensibili al mutare dei parametri ambientali, sarà fortemente e negativamente condizionata dal progressivo incremento delle temperature medie. Secondo il modello di Levinsky *et al.* (2007), e considerando anche le specie a maggiore valenza ecologica, nello scenario previsto dall'IPCC scomparirebbero tra il 5 e 9% dei mammiferi europei, mentre circa 70–78% delle specie sarebbe a serio rischio di estinzione. Inoltre, il modello prevede che nell'area mediterranea la ricchezza e la biodiversità si ridurrebbero in maniera drastica, proprio per l'elevata percentuale di endemismi che caratterizzano questa regione.

In sintesi, anche se le modificazioni del clima e delle faune costituiscono un elemento costante ed indispensabile all'evoluzione del sistema Terra, durante i prossimi lustri l'accelerazione del riscaldamento globale, specie se associata alle continue e multiformi pressioni antropiche sugli ecosistemi, potrà verosimilmente produrre effetti mai prima registrati nella storia delle comunità a mammiferi, almeno in tempi così rapidi.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Barnosky, A. D., 2005. Effects of Quaternary Climatic Change on Speciation in Mammals. *Journal of Mammalian Evolution* 247-264
- Barnosky, A.D., Hadly, E.A. e Bell, C.J. (2003) Mammalian response to global warming on varied temporal scales. *Journal of Mammalogy*, 84, 354–368.
- Bergh G.D. van den, de Vos J. e Sondaar P.Y. (2001) The Late Quaternary palaeogeography of mammal evolution in the Indonesian Archipelago. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 171(3),

- 385-408
- Brink, J.S., Grun, R., 2007. Mid-Quaternary large mammal succession and extinction in southern Africa. *Quaternary International* 167-168 (suppl.), 41-42
- Dynesius, M., Jansson, R., 2000. Evolutionary consequences of changes in species' geographical distributions driven by Milankovitch climate oscillations. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 97 (16), 9115-9120.
- Hocknull, A., Zhao, J., Feng, Y., Webb, G.E., 2007. Response of Australian vertebrates to climate change during the Middle Pleistocene. *Quaternary International* 167-168 (suppl.), 170
- Jansson, R., Dynesius, M., 2002. The fate of clades in a world of recurrent climatic change: Milankovitch oscillations and Evolution. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 33, 741-777.
- Levinsky, I., Skov, F., Svenning, J.-C., Rahbek, C., 2007. Potential impacts of climate change on the distributions and diversity patterns of European mammals. *Biodiversity and Conservation*. pubblicato on line, <http://www.springerlink.com/content/k0412n130263p741>
- Martinez-Meyer, E., Peterson, A.T., Hargrove, W.W., 2004. Ecological niches as stable distributional constraints on mammal species, with implications for Pleistocene extinctions and climate change projections for biodiversity. *Global Ecology and Biogeography* 13, 305-314
- McCarthy J.J., Canziani F.O., Leary N.A., Dokken, D.J., White, K. S., (Eds), 2001. *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation, and Vulnerability*, pp.1-1007. Cambridge University Press, Cambridge
- Midgely, G.E., Hannah, L., Millar, D., Rutherford, M.C., Powrie, L.W., 2002. Assessing the vulnerability of species richness to anthropogenic climate change in a biodiversity hotspot. *Global Ecology and Biogeography*, 11, 445-451
- Parmesan, C., Yohe, G., 2003. A globally coherent fingerprint of climate change impacts across natural systems. *Nature*, 421, 37-42.
- Palombo M.R (2007) - Which boundary for the Quaternary period and Pleistocene epoch? The contribution to the debate given by turnover patterns in large mammalian complexes from North-Western Mediterranean region. *Quaternaire* 18(1), 35-53.
- Prothero, D.R., 2004. Did impacts, volcanic eruptions, or climate change affect mammalian evolution? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 214, 283-294.
- Scott L.W., Harrington, G.J., Smith, F.A., Bloch, J.I., Boyer, D.M., Freeman, K.H., 2005. Transient Floral Change and Rapid Global Warming at the Paleocene-Eocene Boundary, *Science* 310 (5750), 993 - 996.
- Shaver, G.R., Canadell, J., Chapin, F.S.I., Gurevitch, J., Harte, J., Henry, G., Ineson, P., Jonasson, S., Melillo, J.M., Pitelka, L., Rustad, L., 2000. Global warming and terrestrial ecosystems: a conceptual framework for analysis. *Bioscience*, 50, 871-882..
- Thomas, C. D., Cameron, A., Green, R.E., Bakkenes, M., Beaumont, L.J., Collingham, Y.C., Erasmus, B.F.N., Ferreira de Siqueira, M., Grainger, A., Hannah, L., Hughes, L., Huntley, B., van Jaarsveld, A.S., Midgley, G.F., Miles, L., Ortega-Huerta, M.A., Peterson, A.T., Phillips, O.L., Williams, S.E., 2004. Extinction risk from climate change. *Nature* 427: 145-148.
- Vrba, E. S., 2005. Mass turnover and heterochrony events in response to physical change. *Paleobiology*. 31, 157-174.
- Walther, Gg-R., Post, E., Conve, P., Menzel, A., Parmesan, C., Beebee, T.J. C., Fromentin J.-M., Hoegh-Guldberg, O., Bairlein, F. 2002. Ecological responses to recent climate change. *Nature* 416, 389-395
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science* 292 (5517), 686 - 693.

Mitigazione dei cambiamenti climatici ed adattamento

Stima della sensibilità all'erosione del suolo attraverso l'analisi di scenari climatici

L. Angeli, L. Bottai, R. Costantini, R. Ferrari, L. Innocenti, G. Maracchi
Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia
angeli@lamma-cres.rete.toscana.it

SOMMARIO: La problematica legata alla perdita di produttività e fertilità dei suoli nell'area Mediterranea sta diventando molto importante alla luce degli ultimi scenari climatici, con l'aumento degli eventi estremi di tipo meteorico. Il fenomeno, in continua evoluzione, si manifesta con evidenti processi di erosione del suolo, dovuti anche alle alterazioni della copertura vegetale e alle modifiche dell'attività agricola. L'Ibimet, attraverso il proprio Centro Ricerche Erosione Suolo (LaMMA-CRES), ha avviato un progetto il cui obiettivo è quello di fornire uno strumento di supporto alla gestione e pianificazione territoriale, valutando quantitativamente i processi di erosione e identificando futuri scenari climatici, con cambiamenti nella gestione agronomica, in un'area pilota della Toscana meridionale. Le precipitazioni future sono state valutate sulla base dello scenario A2 dell'IPCC (*International Panel on Climate Change*), mentre per il cambiamento delle pratiche agricole è stato condotto uno specifico studio socio-economico.

1 INTRODUZIONE

L'aumento dei fenomeni estremi di tipo meteorico è una delle principali cause del degrado della risorsa suolo, inteso come perdita di fertilità ed erosione degli strati superficiali. Come affermato dall'IPCC (2000), esistono le evidenze che eventi estremi saranno più frequenti e intensi a causa del riscaldamento globale. La variabilità dei fenomeni climatici, come il lungo periodo siccitoso del 2003, può causare modifiche rilevanti nella copertura vegetale e quindi nei processi erosivi e di trasporto dei sedimenti.

Lo scopo dello studio è valutare gli effetti di queste variazioni, tramite lo sviluppo e l'applicazione di scenari futuri che tengano conto dei cambiamenti climatici e delle pratiche agricole.

2 METODOLOGIA

L'area di studio si trova all'interno del bacino idrografico del Fiume Albegna, nella Toscana meridionale (Fig. 1), ed è caratterizzata da un'intensa attività agricola.

L'analisi multicriteriale, *Social Multi-Criteria Evaluation* (SMCE) (Munda, 2004) svolta sui dati storici, istituzionali e sulle interviste agli *stakeholders* ha permesso l'individuazione di tre tipologie di gestione agronomica:

- sistema culturale convenzionale, con il ricorso alle tecniche usualmente adottate, caratterizzata da una generalizzata pratica di mono-successione di grano o rotazioni culturali non idonee,
- sistema culturale biologico, con l'introdu-

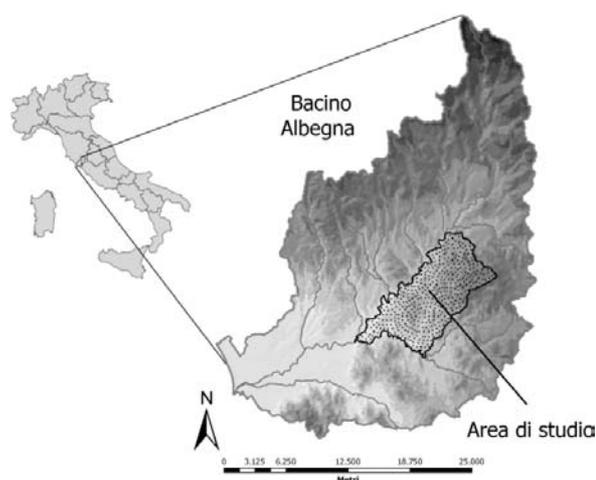


Figura 1: Localizzazione dell'area di studio (Fiume Albegna, Toscana meridionale)

zione o il mantenimento dei metodi a basso impatto ambientale, che prevede la realizzazione di successioni colturali nel rispetto delle caratteristiche fisiche e strutturali del suolo,

- sistema colturale di transizione, rappresentata dal passaggio dal convenzionale al biologico.

La valutazione dell'erosione del suolo per lo scenario attuale e futuro è stata calcolata tramite l'implementazione del modello RUSLE (*Revised Universal Soil Loss Equation*) (Renard et al. 1997) in un software GIS (*Geographic Information System*).

La perdita annuale di suolo, espressa in tonnellate per ettaro, dovuta a processi di erosione superficiale e per rigagnoli, può essere calcolata secondo Wischmeier & Smith (1978) con l'equazione 1:

$$A = R \cdot L \cdot S \cdot K \cdot C \cdot P \text{ [t ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}] \quad (1)$$

dove: A = perdita di suolo, R = erosività della pioggia, LS = lunghezza e pendenza del versante, K = erodibilità del suolo, C = fattore di copertura, P = fattore di protezione.

Il fattore R è stato calcolato sulla base delle precipitazioni mensili con il modello lineare (Eq. 2) di Rufino et al. 1993.

$$R_x = 19,55 + (4,2 \cdot M_x) \quad (2)$$

dove R_x = fattore R mensile, M_x = precipitazione mensile.

Il fattore K è stato calcolato utilizzando i valori di tessitura e contenuto organico del suolo, ricavati dal Progetto Carta del Suolo 1:250.000 della Regione Toscana.

I parametri morfometrici, L e S, sono stati elaborati dal Modello Digitale del Terreno della Regione Toscana con risoluzione 10 m.

Il valore del fattore C dipende essenzialmente dal grado di copertura delle coltivazioni e dei residui colturali e dal tipo di lavorazioni del terreno effettuate; i dati derivano dalla carta dell'uso del suolo in scala 1:10.000 realizzata ad-hoc.

Infine, il fattore P, legato alle pratiche di pro-

Tabella 1: Fattore C per il bacino del fiume Albegna (Zanchi & Giordani 1995).

Uso del suolo	Fattore C
Urbano e corpi d'acqua	0
Bosco	0,003
Macchia	0,005
Bosco tagliato	0,007
Pascoli	0,04
Seminativi convenzionale, biologico, di transizione	0,12 – 0,07, 0,09
Oliveti	0,3
Vigneti	0,451

tezione, è stato considerato uguale a 1, cioè senza nessuna forma di protezione nei confronti dei fenomeni erosivi.

Per lo studio degli effetti del cambiamento del clima e delle pratiche agricole, i fattori K, LS e P sono stati mantenuti costanti per le condizioni attuali e per gli scenari futuri, mentre variano i fattori R e C (seminativi).

3 RISULTATI

Lo scenario IPCC-SRES A2 fornisce informazioni sulle precipitazioni mensili che, per le aree costiere della penisola italiana, mostrano un decremento nei valori totali annui rispetto al periodo climatico normale 1960-1990 (Alcamo et al. 2003, Kabat & Van Schaik 2002).

La RUSLE è stata applicata al sottobacino sia per le condizioni attuali (periodo 1960-1990), che per le condizioni future (A2 IPCC-SRES periodo 2050-2100) per i tre scenari di pratiche agricole (in quest'articolo sono riportati solamente i risultati dello scenario biologico e convenzionale).

Nella figura 2 si osserva una riduzione della perdita di suolo in Giugno nelle condizioni climatiche future (diminuzioni delle precipitazioni primaverili-estive) per entrambi gli scenari delle pratiche agricole.

In Dicembre, a causa del previsto aumento delle precipitazioni, invece, si riscontrano valori di erosione del suolo più alti, sempre

Tabella 2: Cambiamenti percentuali delle precipitazioni previste nello scenario A2 2075, rispetto alle condizioni climatiche del trentennio 1996-1999 per il bacino dell'Albegna.

Mesi	1960-90 mm	Cambiamento %
Gennaio	70,5	9,2
Febbraio	68,8	-11,8
Marzo	68,4	-18,9
Aprile	64,2	-38,9
Maggio	54,6	-56,2
Giugno	47,1	-60,1
Luglio	32,0	-33,7
Agosto	48,7	-74,7
Settembre	70,7	-42,7
Ottobre	90,0	-1,3
Novembre	107,0	-19,8
Dicembre	79,0	34,2

per tutti e due gli scenari delle pratiche agricole (Fig. 3). In generale è possibile notare valori di erosione più alti per lo scenario convenzionale rispetto allo scenario biologico.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Dallo studio si può sostenere che una riduzione del quantitativo di suolo eroso nelle condizioni climatiche attuali e future potrebbe essere raggiunto passando a pratiche agricole con gestione biologica.

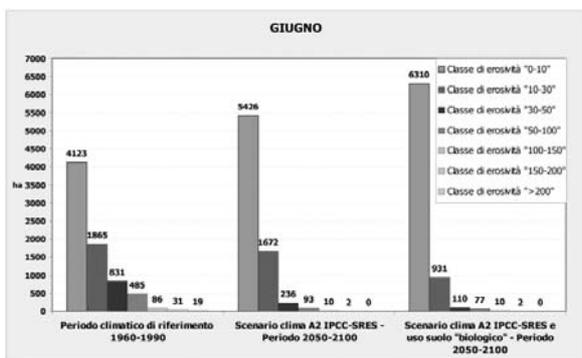


Figura 2: Valori per il mese di Giugno delle aree (ha) delle classi di perdita del suolo (t/ha/anno) per le condizioni climatiche attuali (sinistra) e future (a destra per lo scenario biologico e al centro per lo scenario convenzionale).

Sarà opportuno valutare, inoltre, l'effetto dei prolungati periodi di siccità, seguiti da eventi piovosi intensi, che potrebbero dare tassi di erosione molto importanti.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Alcamo, J. Märker, M. Flörke, M. & Vassolo, S. 2003. Water and Climate: A Global Perspective. *Kassel World Water Series*, No. 6. Center for Environmental Systems Research, University of Kassel, Germany.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) Nakicenovic, N., Alcamo, J., Davis, G., et al. 2000. Special report on emission scenarios. *Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press: Cambridge. 599 pp.
- Märker, M. Angeli, L. Bottai, L. Costantini, R. Ferrari, R. Innocenti, L. Siciliano, G. Assessment of land degradation susceptibility by scenario analysis. A case study in Southern Tuscany, Italy, *Geomorphology* (in stampa).
- Munda, G. 2004. Social Multicriteria evaluation (SMCE): methodological foundations and operational consequences", *Forthcoming European Journal of Operational Research*.
- Renard, K.G., G.R. Foster, G.A. Weesies, D.K. McCool, e Yoder, D.C. 1997. Predicting Soil Erosivity of water: A Guide to

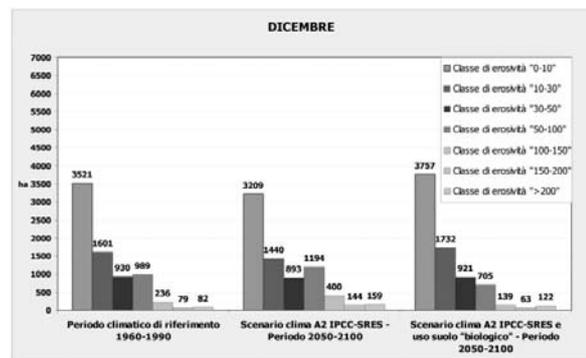


Figura 3: Valori per il mese di Dicembre delle aree (ha) delle classi di perdita del suolo (t/ha/anno) per le condizioni climatiche attuali (sinistra) e future (a destra per lo scenario biologico e al centro per lo scenario convenzionale).

- Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). *Agriculture Handbook N° 703*. U.S. Department of Agriculture Research Service, Washington, District of Columbia, USA., 404.
- Rufino, R.L., Biscaia, R.C.M., Herten, G.H. 1993. Determinação do potencial erosivo da chuva do estado do Parana'. *Rev. Bras. Cie ^nc. Solo* 17, 439– 444.
- Wischmeier, W.H. & D.D. Smith, 1978. Predicting rainfall erosion losses-A guide to conservation planning. *Agricultural Handbook* no. 537, Sci. and Educ. Admin., U.S. Dept. Agr., Washington, D.C.
- Zanchi, C. & C. Giordani, 1995. *Elementi di conservazione del suolo*. Bologna: Pàtron Editore.

Valutazione e analisi dei fenomeni di degrado del suolo

R. Coscarelli¹, I. Minervino¹, M. Sorriso-Valvo¹, B. Ceccanti², G. Masciandaro²

¹*Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica, CNR, Rende (CS), Italia*

²*Istituto per lo Studio degli Ecosistemi, CNR, Pisa, Italia*

r.coscarelli@irpi.cnr.it

SOMMARIO: Lo studio dei fenomeni di degrado del suolo, secondo gli attuali modelli previsionali del clima, si sta delineando come strumento conoscitivo di causa ed effetto delle dinamiche e delle variabilità climatiche. In quest'ottica, lo studio della desertificazione, fenomeno complesso legato a vari fattori, tra cui anche le variazioni climatiche e le attività antropiche, si configura come il giusto approccio alla conoscenza della relazione clima-biosfera, posta alla base degli attuali modelli globali climatici. Il gruppo di lavoro composto da ricercatori degli istituti IRPI ed ISE ha condotto uno studio in un'area del Crotonese (Calabria), volto alla caratterizzazione della sensibilità ambientale alla desertificazione e alla validazione della metodologia utilizzata per tale applicazione, basata sulla valutazione della funzionalità del suolo e, quindi, del suo stato di qualità e della sua resilienza.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Gli attuali modelli previsionali del clima (definiti "globali") si distinguono dai primi, risalenti agli Anni 70 del secolo scorso, in quanto nella loro elaborazione considerano tutte le componenti del sistema climatico. Queste contribuiscono all'evoluzione del clima, sia autonomamente sia interagendo con tutte le altre. Le modellazioni attuali, poi, divengono addirittura complesse, quando considerano le scale temporali caratteristiche dei singoli sottosistemi, ossia i diversi tempi di risposta alle sollecitazioni esterne (forzanti esterne al sistema).

Ultimamente, infatti, l'interesse dei climatologi si sta focalizzando sui processi legati al bilancio energetico del sistema Terra e a quei fenomeni che, benché di natura locale, possono avere influenze globali. Gli attuali modelli globali di clima comprendono, quindi, oltre ai "classici" fattori atmosferici, terra-oceano, ghiaccio marino, solfati e aerosol, anche il ciclo del carbonio, la chimica dell'atmosfera e l'interazione con la vegetazione.

Si sta, quindi, iniziando a delineare una relazione clima-biosfera che potrà servire a interpretare i punti oscuri delle dinamiche e delle variabilità climatiche.

D'altronde, risulta anche sempre più importante la valutazione degli effetti "al suolo" che le variazioni climatiche possono innescare, congiuntamente ad altri fattori legati pure all'attività antropica. Da questo punto di vista lo studio del fenomeno della desertificazione, intesa come "il degrado delle terre aride, semi-aride e sub-umide secche attribuibile a varie cause, fra le quali le variazioni climatiche e le attività umane" (art.1 dell'UNCCD), risulta sempre più attuale e in linea con quanto si sta facendo nelle valutazioni dei cambiamenti climatici.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

Il gruppo di lavoro composto dagli istituti IRPI (Sede di Rende, CS) e ISE (Sede di Pisa) del CNR, nell'ambito del progetto di ricerca dell'IRPI di Rende "ISPARIDE – Identificazione e Stima dei Parametri per la Valutazione del

Rischio di Desertificazione”, cofinanziato nel 2004 dall’allora M.I.U.R., ha condotto recentemente uno studio in un’area del Crotonese, lungo il litorale ionico della Calabria, volto alla caratterizzazione della sensibilità ambientale alla desertificazione e alla validazione della metodologia utilizzata per tale applicazione. L’area in esame, coincidente con il distretto viti-vinicolo del Cirò D.O.C., può essere infatti potenzialmente considerata a rischio di desertificazione, se si considerano le sue caratteristiche geomorfologiche, climatiche e vegetazionali, la pressione subita dal territorio a causa delle intense attività agricole che vi si praticano ed i trend climatici verso condizioni di aridità che sono stati individuati anche attraverso recenti studi idrologici (Coscarelli *et al.*, 2004; Cotecchia *et al.*, 2004).

2.1 La metodologia ESAs

La metodologia impiegata, basata sulla procedura sviluppata da Kosmas *et al.* (EC, 1999) nell’ambito del progetto europeo MEDALUS, nota come ESAs (Environmentally Sensitive Areas), è scomponibile in due fasi.

Nella prima, mediante l’assegnazione di punteggi a determinati indicatori di desertificazione, distinti per categorie, avviene la valutazione di quattro indici di qualità relativi alle categorie considerate: Indice di Qualità del Suolo – SQI; del Clima – CQI; della Vegetazione – VQI; e della Gestione Territoriale – MQI. L’elaborazione degli indici SQI, VQI e CQI si basa su dati di carattere fisico-ambientale, espressione delle caratteristiche climatiche, pedogenetiche, morfologiche e di qualità della copertura vegetale insistenti sull’area in studio; l’elaborazione dell’indice MQI è, invece, basata sull’analisi dell’intensità d’uso del suolo e sull’implementazione delle politiche di protezione ambientale.

La seconda fase porta, mediante la media geometrica dei valori espressi dagli indici di qualità, alla definizione di un valore di sensibilità ambientale alla desertificazione, attraverso l’Indice ESAI (Environmentally Sensitivity Areas Index).

$$ESAI = (SQI \cdot CQI \cdot VQI \cdot MQI)^{1/4} \quad (1)$$

Detto indice, sulla base dei valori che può assumere, esprime, quindi, la sensibilità ambientale alla desertificazione, secondo quattro classi: non affette, potenzialmente affette, fragili e critiche.

La procedura descritta può essere applicata anche in modo parziale, elaborando, ad esempio, come è stato effettuato nell’ambito del progetto di ricerca “ISPARIDE”, un indice attinente esclusivamente ai tematismi fisico-naturali, denominato ESAPI (Environmentally Sensitivity Areas Physical Index) (Coscarelli *et al.*, 2005).

$$ESAPI = (SQI \cdot VQI \cdot CQI)^{1/3} \quad (2)$$

Anche l’indice ESAPI, che può essere considerato espressione della propensione intrinseca del territorio a sviluppare fenomeni di desertificazione, in base alle sole caratteristiche chimico-fisiche-naturali e a quelle climatiche esistenti, si esprime in quattro classi, suddivise tramite lo stesso criterio adoperato per l’indice ESAI.

2.2 La validazione della metodologia ESAs

Un ottimo strumento operativo per quantificare la degradazione del suolo, e quindi la desertificazione, consiste nella misura della persistente riduzione della sua capacità funzionale. Questa può essere valutata mediante analisi di caratteri chimico-fisico-biologici e, pertanto, può essere monitorata nel tempo. Le procedure di validazione della metodologia adottata nello studio in parola si sono basate sulla valutazione della funzionalità del suolo e, quindi, del suo stato di qualità e della sua resilienza.

In maniera campionaria, in alcune zone dell’area di studio, individuate tra quelle più rappresentative delle diverse situazioni di sensibilità alla desertificazione definite in base alla classificazione ESAI ed ESAPI, sono stati prelevati campioni di suolo e su di essi effettuate analisi chimico-fisiche per valutare la qualità della sostanza organica e la presenza e attività di complessi uomo-enzimatici. Tali complessi sono stati proposti come le ultime

difese biologiche del suolo, quando è esposto ad un processo di degradazione grave e irreversibile, quale la desertificazione, o a forme di inquinamento cronico (Ceccanti & Masciandaro, 2003). Si possono quindi considerare dei “biomarcatori”, in quanto riflettono lo stato metabolico del terreno e i cicli degli elementi nutritivi (C, N, P, S) attivati nei processi di mineralizzazione dei composti organici naturali. La misura dell’attività di questi enzimi risulta un efficace parametro marcatore della bioattività generale del suolo e costituisce un buon approccio per monitorare l’evoluzione e la dinamica di un suolo soggetto a perturbazioni antropiche e/o naturali. La riduzione o distruzione di questi complessi umo-enzimatici può, infatti, condurre ad una perdita irreversibile di materia organica e conseguentemente alla desertificazione.

La caratterizzazione chimico-strutturale della sostanza organica è stata effettuata mediante la tecnica della pirolisi gas-cromatografica a cui sono state affiancate altre analisi chimico-fisiche convenzionali, quali la granulometria e la stabilità degli aggregati. La caratterizzazione dei complessi umo-enzimatici è stata compiuta mediante la combinazione di due tecniche separative, quali l’ultrafiltrazione su membrana (UF) e l’isoelettrofocalizzazione (IEF).

I risultati delle analisi chimico-fisiche, effettuate sui campioni di suolo presso il Laboratorio dell’ISE di Pisa, sono stati, quindi, oggetto di un’indagine statistica multivariata. Sulle variabili individuate, mediante analisi fattoriale, è stata effettuata una classificazione dei campioni analizzati, procedendo ad accorpamenti in gruppi omogenei, sulla base di fattori, combinazioni “pesate” di più variabili.

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1 Applicazione della metodologia ESAs

Sulla base dei dati di carattere fisico-ambientale, relativi alle categorie suolo, clima e vegetazione (indice ESAPI), l’area in studio (Coscarelli et al., 2005) risulta in massima parte fragile (60%), cioè in una condizione di equilibrio precario esistente tra le componen-

ti del sistema, tali che alterazioni anche minime di questi equilibri (ad esempio, usi non sostenibili delle risorse naturali), possono provocare la progressiva desertificazione del territorio.

Il quadro ottenuto dall’elaborazione dell’indice ESAI (Fig. 1) rivela una sensibilità alla desertificazione della zona in studio ancora più spiccata.

Gran parte del territorio risulta essere, infatti, già affetta da fenomeni di degrado, rientrando nella classe critica alla desertificazione con una percentuale del 46%.

Il confronto tra gli indici in questione ha evidenziato il ruolo fortemente condizionante svolto dalla gestione territoriale sull’instaurazione di fenomeni di degrado (Coscarelli et al., 2007). Nel passaggio dall’ESAPI all’ESAI, infatti, il 76% del territorio cambia classe verso un aumento della sensibilità alla desertificazione.

3.2 Validazione della metodologia ESAs

I risultati delle analisi statistiche effettuate a corredo della validazione indicano una corretta descrizione, sebbene “statica”, delle condizioni del suolo basata sulle variabili chimico-fisiche utilizzate. La classificazione è stata

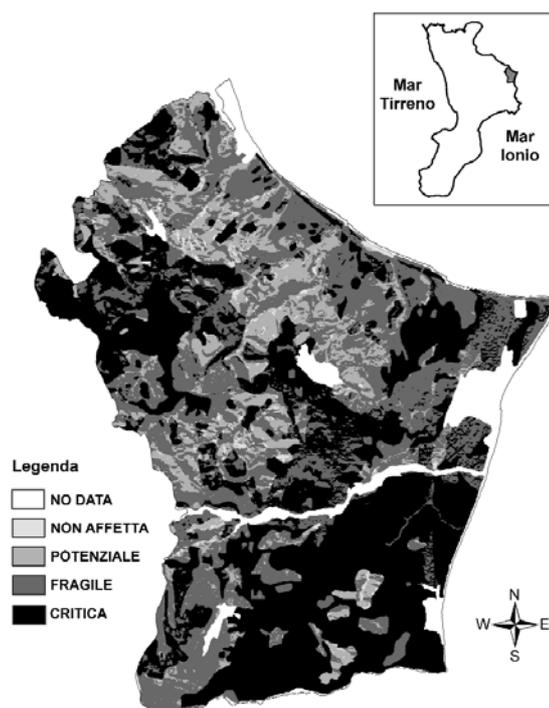


Figura 1: Mappa relativa all’indice ESAI

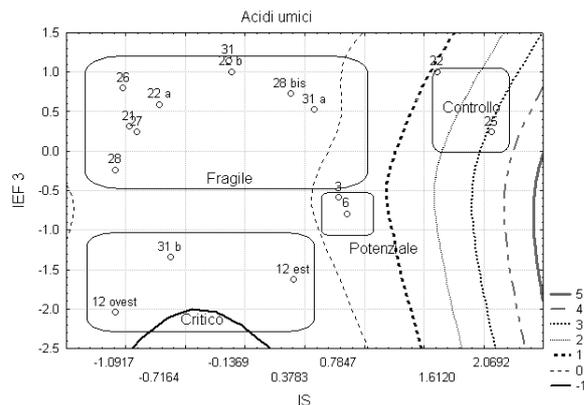


Figura 2: Classificazione dei campioni di suolo sulla base delle tre variabili più significative: Indice di Stabilità degli aggregati, attività IEF in banda 3, acidi umici.

ricavata accorpondo i campioni in quattro gruppi sulla base della loro collocazione in uno spazio tridimensionale (Fig. 2) descrittive i punteggi delle tre variabili più significative, ovvero IS - indice di stabilità degli aggregati e IEF 3 - attività IEF nella banda 3, disposti, rispettivamente, lungo l'asse delle X, Y, e acidi umici, utilizzando isolinee.

Le stesse indagini statistiche sono state applicate alle classificazioni ESAI ed ESAPI, per operare una verifica della loro funzionalità a descrivere la propensione alla desertificazione del territorio indagato. I risultati di tale indagine hanno dimostrato che i gruppi individuati mediante procedure analitiche, denominati in maniera coerente con la classificazione ESAs, concordano in buona misura con la procedura ESAPI. Il confronto con la classificazione ESAI ha fornito risultati meno significativi, in quanto nello stesso indice è insita una componente "dinamica", legata ai fattori economico-gestionali e di uso del suolo, che forniscono indicazioni di tendenza e non di stato.

4 PROSPETTIVE FUTURE

La strada tracciata in questo studio circa la validazione dei risultati si crede possa condurre ad interessanti risultati se applicata per la creazione di un sistema di monitoraggio, con campionamenti periodici, osservando le variazioni nel tempo dei parametri descrittivi del degrado. Inoltre, per le aree che risultano con un più alto grado di sensibilità alla deser-

tificazione, si possono ipotizzare scenari alternativi prevedendo azioni e misure per la mitigazione dei fenomeni di degrado.

5 RINGRAZIAMENTI

Si ringrazia la Dott.ssa Eleonora Peruzzi, CNR-ISE, per la trattazione statistica dei dati.

6 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Ceccanti, B. & Masciandaro, G. 2003. Stable humus-enzyme nucleus: the last barrier against soil desertification. In *Preserving soil quality and soil biodiversity-The role of surrogate indicators*. M.C. Lobo & J.J. Ibanez (eds.) pp. 77-82. CSIC-IMIA, Madrid.
- Coscarelli, R., Gaudio, R. & Caloiero, T. Climatic trends: an investigation for a Calabrian basin (southern Italy). *IAHS Publ.* 2004; 286: 255-266.
- Coscarelli, R., Minervino, I. & Sorriso-Valvo, M. 2005. Methods for the characterization of areas sensitive to desertification: an application to the Calabrian territory (Italy). *IAHS Publ.* 299.
- Coscarelli, R., Minervino, I. & Sorriso-Valvo, M. 2007. L'influenza dei fattori antropici nei fenomeni di degrado del suolo. Un caso di studio nel Crotonese. Convegno su "La crisi dei sistemi idrici: approvvigionamento agro-industriale e civile". *Accademia Nazionale dei Lincei*, 22 marzo, Roma.
- Cotecchia, V., Casarano, D. & Polemio, M. 2004. Characterisation of rainfall trend and drought periods in southern Italy from 1821 to 2001. In R. Gaudio (eds.), *New Trends in Hydrology*. CNR-GNDCI Publ. 2823.
- EC-European Commission, 1999. The Medalus project Mediterranean desertification and land-use. Manual on key indicators of desertification and mapping environmentally sensitive areas to desertification. C. Kosmas, M. Kirkby and N. Geeson (eds.). EUR 18882.

Erosione del suolo, stabilità degli aggregati e clima

M. P. Salvador Sanchis, M.S. Yañez, P. Cassi, D. Bartolini, L. Borselli, F. Ungaro, D. Torri,

Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica, CNR, Firenze, Italia
pilar.salvador@irpi.cnr.it

SOMMARIO: I processi legati ai trend attuali di innalzamento della temperatura, al progressivo intensificarsi dei caratteri temporaleschi delle piogge e alle variazioni di precipitazioni totali annue hanno un immediato riflesso sui processi di erosione del suolo. Poiché l'erosibilità del suolo è attualmente minore in ambienti tropicali che in ambienti temperati o continentali freschi o freddi, ci si può attendere una riduzione del rischio di erosione come risposta dei processi pedogenetici al cambio climatico. E' però evidente che i vari processi in competizione devono essere aiutati da una oculata gestione. Il supporto scientifico a questi aspetti è ancora basato su conoscenze insufficienti.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

I processi globali legati all'aumento di temperatura, al progressivo intensificarsi dei caratteri temporaleschi delle piogge e alle eventuali variazioni nelle precipitazioni totali annue in Italia mostrano un clima più aggressivo. Questo si traduce in una serie di effetti sull'ambiente che localmente possono favorire intensi processi di degradazione del suolo, soprattutto in assenza di una oculata gestione. La Commissione Europea, con la "*Thematic strategy on the protection of soil*" (22/09/06) ha individuato nell'erosione una delle principali cause di degradazione del suolo, responsabile di 38 miliardi €/anno di perdite economiche (Van Camp *et al.*, 2004), con oltre il 15% di suoli ormai degradati permanentemente (Oldeman *et al.*, 1991). Se la maggior aggressività climatica può produrre tassi di erosione del suolo molto elevati, un ambiente climatico diverso, più caldo, può determinare la formazione di aggregati di suolo più stabili, favorendo così il raggiungimento di un equilibrio suolo-clima. Questo ha un effetto sui processi di erosione del suolo e sugli scenari che possono essere proposti per individuare la ricerca, di base e applicata, necessa-

ria per affrontare i problemi che stanno presentandosi.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

L'attività di ricerca ha radici molto antiche (PF Conservazione del Suolo, 1980), con recenti espressioni in termini di progetti europei: MWISED, TERON, RECONDES relativi all'erosione idrica del suolo, a quella dovuta alla normale gestione degli arativi, all'effetto della vegetazione su erosione e connettività dei deflussi in ambienti ad alto rischio desertificazione, attività riprese nell'appena iniziato I.P. DESIRE. Queste attività si basano su ricerche di campo e di laboratorio con strumenti non convenzionali.

3 RISULTATI RILEVANTI

Mentre è di per se evidente che gli attuali trend climatici hanno un effetto sulla vegetazione, in particolare sulla protezione che tali piante offrono (schermo dall'impatto delle gocce di pioggia, riduzione dell'insolazione e delle escursioni termiche), non esistono studi che indichino un effetto di tali trend sul suolo, anzi non esistono studi che stabiliscano se vi

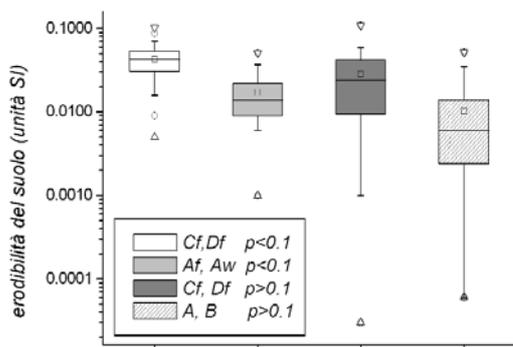


Figura 1: Box & whisker plots relativi ai raggruppamenti dei valori di erodibilità in base alle zone climatiche di appartenenza (classificazione di Köppen-Geiger: A e B indicano gruppi climatici tropicali, Df e Cf gruppi continentali da temperati a continentali freschi). Una ulteriore differenziazione è dovuta alla presenza di pietre (pietrosità $p < 10\%$ oppure $p > 10\%$). In entrambi i sottogruppi di pietrosità i raggruppamenti Df, Cf risultano essere caratterizzati da una maggior erodibilità che i gruppi A, B (differenze altamente significative ai sensi del test di Kolmogoroff-Smirnoff).

sono differenze nel comportamento dei suoli nei confronti dell'erosione sulla base della collocazione climatica del suolo stesso. Mettere in evidenza se esiste una differenza nel comportamento dei suoli tra zone ad ambiente fresco oppure caldo, richiede un data base di caratteri del suolo pertinenti l'erosione che spazi sui principali ambienti climatici. L'unico database con queste caratteristiche è quello studiato da Salvador *et al.*, (in stampa) relativo all'erodibilità del suolo così come definita nell'equazione di Wischmeier e Smith (Renard *et al.*, 1997), dove l'erodibilità rappresenta la risposta globale del suolo e include i processi di erosione diffusa fino alla formazione di rigagnoli (erosione lineare), ma non include i processi di erosione lineare intensa (*gully*).

La figura 1 mostra come si differenziano le distribuzioni dei valori misurati di erodibilità nei vari gruppi climatici per i quali si possiede un numero sufficiente di osservazioni per una analisi statistica. Le differenze sono altamente significative (test di Kolmogoroff e Smirnoff) tra i gruppi di ambiente più fresco,

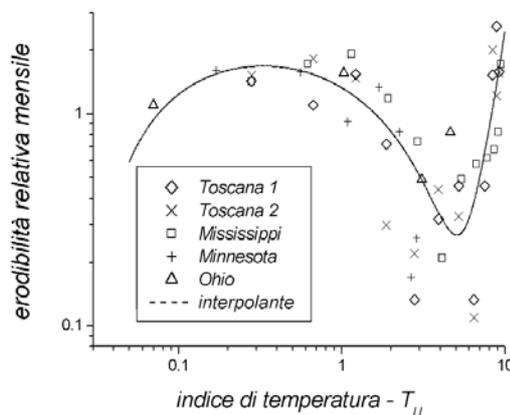


Figura 2: Stagionalità nel comportamento della erodibilità. La temperatura di riferimento è una cumulata a partire dal mese con la temperatura media minore divisa la temperatura media annua (i valori negativi non si addizionano).

(Cf, e Df, N-America, Europa continentale, parte dell'Italia) e quelli di ambiente più caldo (Af, Aw, B, in fasce equatoriali e tropicali), con suoli meno erodibili. Per questi dati (che per entrambi i gruppi sono distribuiti su tutte le tipologie di tessitura e quantità di sostanza organica del suolo – SO) non si è trovata alcuna relazione con capacità predittiva per stimare l'erodibilità. Il comportamento stagionale (figura 2) della erodibilità (media mensile, divisa per l'erodibilità media annua), interpolabile in base alla temperatura cumulata relativa, vale solo per dati di ambiente fresco, incluso il mediterraneo (Csa, vicino al limite con Cf). In ambienti del gruppo tropicale (A,B) tale periodicità è assente (p.es.

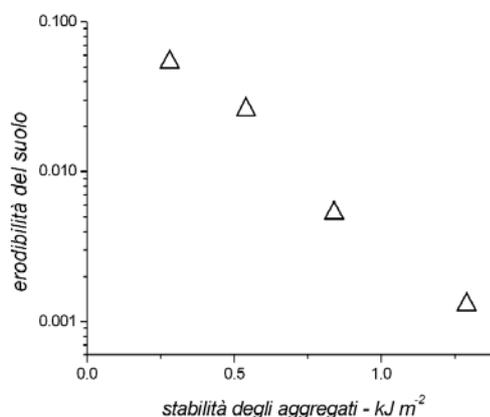


Figura 3: L'erodibilità media annua del suolo sembra decrescere esponenzialmente con la stabilità degli aggregati.

Indonesia), indicando una ulteriore differenza dovuta a diversità climatiche. L'unica grandezza che potrebbe mettere d'accordo sia il gruppo *caldo* che quello *fresco* sembra essere la stabilità degli aggregati (figura 3).

I pochi dati disponibili indicano una via da seguire che altre evidenze confermano: in molti processi di erosione la parte di competenza del suolo è proporzionale alla stabilità degli aggregati (risposta all'impatto delle gocce di pioggia, controllo dell'intensità dei processi di *soil crusting* e di generazione di ruscellamento, distacco e trasporto di sedimenti). Tra questi, i risultati discussi da Torri *et al.*, (2002) sulle differenze di intensità di erosione tra due suoli agricoli, il secondo dei quali è uno stadio molto eroso del primo con totale rimozione della parte più superficiale e fertile, mostrano che il suolo originale può essere anche 10 volte meno erodibile.

L'evidente differenza di erodibilità tra zone climatiche *fresche* e *calde* può attribuirsi al fatto che i legami che si stabiliscono in ambienti più caldi (Af, Aw, B) sono generalmente più stabili di quelli che si formano in ambienti a clima fresco e umido (Df, Cf) quindi i suoli sono *naturalmente* meno erodibili. Se affrontiamo un periodo di transizione verso un clima più caldo possiamo attenderci un graduale istaurarsi di legami forti tra particelle di suolo con formazione di aggregati più stabili e con riduzione dell'erodibilità del suolo. In questo modo, lentamente, si costruiscono suoli in equilibrio con il nuovo e più aggressivo ambiente climatico in un processo naturale di *damping* dei processi di erosione. L'aumento di aggressività climatica (già in atto in Italia, Torri *et al.*, 2006) può accompagnarsi a una riduzione della protezione che la vegetazione offre, con un ulteriore aumento dell'erosione. I processi che portano ad una maggior stabilità degli aggregati sono lenti ad affermarsi mentre i processi di tropicalizzazione delle precipitazioni sono decisamente più rapidi. Si possono così realizzare situazioni in cui il tasso di erosione dovrebbe inizialmente aumentare, contrastando i processi pedogenetici di cui sopra e rallentandoli. Una poco ocu-

lata politica di prevenzione e mitigazione di questi effetti (mancata adozione di pratiche conservative) può permettere ai processi di erosione di prevalere fino al punto di generare aree di *badlands* quando avvenga la rimozione degli orizzonti di suolo meno erodibili (Torri *et al.*, 2002). Quanto detto assume ulteriore importanza alla luce della funzione svolta dal suolo come *sink* di oltre i 3/4 del C immagazzinato nella biosfera. Questa funzione viene svolta grazie a tre azioni principali che includono sequestro di SO (e quindi di C) con processi di umificazione e di aggregazione, e per azione della fauna e flora del suolo. L'erosione può inibire questi processi e addirittura invertirne gli effetti, con rilascio di CO₂ e retroazione positiva sull'effetto serra. Così, sequestro e rilascio di C passano attraverso uno stesso parametro, l'aggregato di suolo.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Quanto detto individua alcune necessità di intervento che investono aspetti legislativi e normativi mentre in ambito scientifico lo stato delle conoscenze è ancora insufficiente. È attualmente materia di dibattito quanto rapidamente il C organico, rimosso con i sedimenti, venga liberato nell'atmosfera. I processi di aggregazione, le modalità e la velocità con cui questi si sviluppano sono tuttora ignoti, così come la stima della rapidità di adattamento di un suolo ad un altro regime termo-udometrico è del tutto aleatoria. È evidente che sono necessari ulteriori studi per costruire scenari validi, basati su modelli consistenti e informati ed individuare processi per accelerare l'adattamento del suolo alle nuove condizioni. Gli studi finora effettuati pongono però delle valide basi scientifiche ed un chiaro indirizzo di ricerca.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

Lal, R. 2002. Soil conservation and restoration to sequester carbon and mitigate the greenhouse effect. In Rubio, J.L., Morgan, R.P.C., Asins, S. & Andreu, V. (eds.) *Man and Soil*

- at the Third Millennium; Vol.I, Geoforma Ed. S.L., Logroño, Spain, pp. 37-51.
- Oldeman, L.R., Hakkeling, R.T.A. & Sombroek, W.G. 1991. World map of the status of human-induced soil degradation, an explanatory note. 2nd revised edition. Global Assessment of Soil Degradation (GLASDOD), ISRIC, Wageningen, UNEP, Nairobi.
- Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A., McCool, D.A. & Yoder, D.C., 1997. Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation RUSLE. *Agric. Hndbk.* 703, USDA, WA.
- Salvador Sanchis, M.P., Torri, D., Borselli, L. & Poesen, J. in stampa, Climate Effects on Soil Erodibility. *Earth Surface Processes and Landforms*.
- Torri, D., Borselli, L., Calzolari, C., Yañez, M.S. & Salvador Sanchis, M.P. 2002. Soil erosion, land use soil qualities and soil functions: effect of erosion. In Rubio, J.L., Morgan, R.P.C., Asins, S. and Andreu, V. (eds.) *Man and Soil at the Third Millennium; Vol.I, Geoforma Ed. S.L., Logroño, Spain, pp. 131-148.*
- Torri, D., Borselli, L., Guzzetti, F., Calzolari, C., Bazzoffi, P., Ungaro, F., Bartolini, D. & Salvador Sanchis, M. Pilar. 2006. Soil Erosion in Italy: an overview. In *Soil Erosion in Europe*, Boardman J. and Poesen J. (eds.), J. Wiley & Sons.
- Van-Camp, L., Bujarrabal, S., Genillo, A.- R., Jones, J.R.A., Montanarella, L., Olazábal, C., & Selvaradjou, S.-K. 2004. Reports of the Technical Working Groups Established under the Thematic Strategy for Soil Protection. EUR 21319 EN/2, 872 pp., Official Publ. of European Communities, Luxembourg.

Ricorrenza degli eventi alluvionali, dissesto idrogeologico e trend climatico nella Locride (Calabria SE)

O. Petrucci¹, M. Polemio²

¹Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica, CNR, Cosenza, Italia

²Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica, CNR, Bari, Italia

o.petrucci@irpi.cnr.it

SOMMARIO: Si definisce Evento Alluvionale (EA) l'insorgere simultaneo, a seguito di periodi piovosi, di frane, piene e/o allagamenti responsabili di danni a beni e/o persone. Si propone una classificazione degli EA basata sull'uso di dati storici. Distribuzione e ricorrenza degli EA sono discusse a confronto con le variabili climatiche, con riferimento alle piogge innescanti e agli effetti del trend climatico su tali variabili. Si considerano la ricorrenza, l'estensione dell'area colpita e la gravità dei danni, nonché il tempo di ritorno, la durata critica delle piogge innescanti e la piovosità totale nelle aree colpite. La metodologia è stata applicata alla Locride (Calabria SE), un'area di 686 km², per la quale l'analisi si basa su 24 EA verificatisi in 80 anni. L'analisi mostra che tendenzialmente gli eventi non presentano una maggiore ricorrenza e che l'area colpita si riduce nel caso di eventi rara eccezionalità.

1 INTRODUZIONE

Quando la pioggia supera valori *soglia*, tipici per ogni area, si generano crisi territoriali indicate come Eventi Alluvionali (EA), ossia periodi piovosi non più lunghi di 10 giorni a seguito dei quali si verificano danni, dovuti a frane, piene e/o allagamenti (Petrucci & Polemio, 2003). La nota mette in relazione i caratteri spazio-temporali degli EA con le principali variabili climatiche e le variazioni tendenziali delle stesse.

2 CARATTERISTICHE DEI DISSESTI

Previsione e prevenzione dei danni conseguenti alle *piene* fluviali sono attività per le quali la comunità scientifica ha individuato, per bacini idrografici con tempi di corrivazione elevati, soluzioni affidabili mediante modelli matematici, meteorologici o idrologici. Minore è la qualità dei risultati conseguita nel caso delle *flash floods*, eventi di piena che si attivano e si esauriscono con elevata rapidità in corsi d'acqua a regime torrentizio come

le *fiumare*, molto diffuse in Calabria e nel resto dell'Italia meridionale.

Per le *frane*, la letteratura individua nelle piogge la più comune causa d'innescamento ma la relazione pioggia-frana è complessa. La pioggia in grado di innescare una frana, dipende dall'assetto litologico e morfologico, dallo spessore di terreno coinvolto e dai caratteri meteo-climatici dell'area. Laddove la pioggia media annua è modesta, i terreni hanno raggiunto condizioni di stabilità in un ambiente poco umido. Qui, a parità di altre condizioni, le piogge in grado di alterare tale equilibrio, pur superando le medie dell'area, sono inferiori a quelle che innescano fenomeni analoghi in aree a clima più umido. I valori *soglia* in grado di attivare le frane dipendono, quindi, da diversi fattori, quali la piovosità media annua e la stagione di occorrenza (Polemio & Petrucci, 2000).

Per *allagamenti* si intendono ristagni d'acqua su superfici naturali poco permeabili e/o ad acclività trascurabile o su superfici impermeabilizzate da interventi antropici.

I danni indotti dai tre tipi di fenomeni variano a secondo del tipo di uso del suolo.

2 METODO DI CARATTERIZZAZIONE

La metodologia utilizza la serie storica degli EA ed i relativi dati di pioggia. L'approccio è applicabile su aree vaste purché climaticamente e geomorfologicamente omogenee. Ricostruito il quadro geologico, geomorfologico e climatico di un'area, la classificazione degli EA si basa sull'analisi comparata di piogge innescanti e dissesti indotti.

La raccolta dati prevede almeno 3 fasi: A) caratterizzazione geologico-geomorfologica dell'area mediante dati di letteratura ed integrazioni mirate; B) creazione di una banca dati degli EA storici (tipi di fenomeni, località colpite ecc.); C) creazione di una banca dei dati climatici (temperature mensili, piogge giornaliere, mensili ed annuali).

I dati devono essere trattati in modo da caratterizzare almeno i seguenti fattori:

1) *Regime annuo degli EA*: totale mensile di EA, confrontabile col regime climatico. Si valuta dal numero di EA per mese ricavandone la *distribuzione stagionale*.

2) *Localizzazione dei dissesti*. Se non si dispone di relazioni di sopralluoghi post-evento, aree inondate o a franosità diffusa non sono circoscrivibili. Se è individuabile il comune e/o il bacino di occorrenza si può suddividere l'area in celle irregolari derivanti dall'intersezione dei limiti comunali con i bacini e riferire i dissesti a tali celle.

3) *Densità areale dei fenomeni*. Per ogni cella C di area A_c in cui durante tutti gli EA si verificano N_c dissesti, la densità dei dissesti è data dal *Fattore di Densità* D_c (1).

$$D_c(1/10^{-4}\text{km}^2) = (N_c/A_c(\text{km}^2) \sum N_c) 10.000 \quad (1)$$

4) *Ricorrenza media*. Per valutare la ricorrenza di uno o più tipi di fenomeni in una data cella C si calcola T_c mediante la (2), in cui ΔT è il periodo di studio (anni).

$$T_c(\text{anni}) = \Delta T / N_c \quad (2)$$

5) *Bilancio e regime idrologico annuale*. Usando le medie mensili di piogge e tempera-

ture si determina l'evapo-traspirazione media mensile e la durata delle stagioni umida e secca (Thornthwaite-Mather, 1957). Il regime delle piogge si può così comparare a quello dei dissesti.

6) *Indice annuale della piovosità globale*. L'occorrenza di cambiamenti climatici modifica regime, frequenza e/o intensità degli EA. Per valutare l'esistenza e l'eventuale effetto delle variazioni della piovosità, si introduce un indice annuale delle piovosità I_p espresso dalla (3), in cui $AP_{i,y}$ è l'altezza di pioggia dell'anno idrologico y al pluviometro i ; MAP_i è la pioggia media annua al pluviometro i ; il valore massimo di i è pari al numero di pluviometri disponibili nell'anno y . La serie storica I_p può essere confrontata con quella degli EA.

$$I_p(\%) = \sum_i AP_{i,y} / \sum_i MAP_i \quad \% \quad (3)$$

7) *Tempo di ritorno delle piogge innescanti*. La risposta dell'area a piogge intense o prolungate di durata variabile si ottiene mediante modelli empirici che legano il tempo di ritorno della pioggia all'occorrenza degli EA. Per ogni pluviometro si calcola la pioggia cumulata giornaliera PC_{nj} in cui n (pari a 1, 5, 10, 20, 30, 60, 90, 120, 180) è il numero di giorni antecedenti l'EA e j è il numero progressivo di valori giornalieri disponibili. Per ogni anno, durata e stazione si determinano i massimi annuali; per ogni serie di massimi annuali si determina la distribuzione di probabilità con funzioni a tre parametri come la GEV (Jenkinson, 1955). Per ogni EA si calcola il tempo di ritorno T di ogni PC_{nj} per tutte le stazioni pluviometriche riferibili alle celle in cui si sono registrati i dissesti. Se il T delle piogge associate all'EA è molto basso, si deve valutare la presenza di eventuali concause. Il valore minimo di T va valutato per ogni area di studio assumendo preliminarmente un valore basso (in genere 2 anni).

3 L'AREA DI STUDIO

La metodologia è stata applicata alla Locride, un'area spesso affetta da EA, localizzata sul versante ionico della Calabria. L'area, di alti-

tudine compresa fra 0 e 1900 m s.l.m., si estende per 686 km². Essa è costituita da una sequenza di terreni affioranti in fasce a direzione NE-SW. Rocce metamorfiche e rocce intrusive acide affiorano nei settori montuosi mentre rocce detritiche costituiscono i rilievi collinari. Nella zona di transizione alla pianura si rinvengono terreni flyscioidi e rocce pelitiche con evaporiti. Terrazzi marini e continentali, ed alvei a fiumara, caratterizzano il paesaggio costiero. Versanti in precarie condizioni di equilibrio e corsi d'acqua a fiumara si attivano durante gli EA, generando danni ad insediamenti ed infrastrutture (ASICaL).

L'area, suddivisa in 22 comuni, è poco popolata nell'entroterra (Comune di Ciminà: 17 ab/km²).

Il clima è mediterraneo, con estati calde e siccitose e autunni e inverni piovosi. L'area è dotata di 12 stazioni pluviometriche, poste fra 7 e 970 m s.l.m., attive dal 1920, due delle quali misurano anche la temperatura. La pioggia annua minima varia fra 281 e 1365 mm; la massima fra 1235 e 3754 mm. Il regime pluviometrico è omogeneo; la stagione umida si estende da ottobre ad aprile con minimo in luglio. La stazione pluviometrica di Siderno (pioggia media annua=685 mm; temperatura media=17,8 °C) è rappresentativa del regime dell'area; il regime termico è moderato; la pioggia netta è 229 mm ed è maggiore di zero da ottobre ad aprile. Dati di portata sono disponibili per 12 anni solo per la fiumara Careri.

Si distinguono 19 bacini con foce a mare: intersecandone il perimetro con i limiti comunali, l'area è stata suddivisa in 54 celle usate come unità territoriali di base per il calcolo delle densità di accadimento.

Sono stati raccolti 235 dati di dissesti, raggruppati in 24 EA verificatisi fra il 1927 ed il 1999. La funzione GEV è stata determinata per ogni serie giornaliera di piogge cumulate.

4 RISULTATI

Solo 7 delle 54 celle suddette (19 km², il 3% dell'area) non registrano fenomeni. Gli EA si distribuiscono da ottobre ad aprile.

Considerando piovosità effettiva e temperatura, la correlazione fra regime climatico e regime degli eventi è bassa ma migliora considerando la piovosità efficace.

Ottobre e novembre totalizzano il massimo numero di dissesti, di cui il 40% sono frane.

La densità D_c per frane, piene, allagamenti e totale dei fenomeni, è stata ricavata con la relazione (1). Circa il 40% dell'area mostra una densità di frane omogenea e circa pari al valore medio per l'intera area. Le piene si addensano nelle celle costiere, dove gli elementi più vulnerabili sono i ponti e gli insediamenti abitativi costieri. Sia per le frane che per le piene, la densità maggiore si registra nelle celle più antropizzate, ove l'impatto dei fenomeni genera più danni che nell'entroterra disabitato. Gli eventi più recenti si addensano in poche celle, manifestando un carattere locale.

Il periodo di ricorrenza medio T_c per frane, piene, allagamenti e totale dei fenomeni, è stato ottenuto dall'equazione (2) con $\Delta T=72$ anni (dal 1927 al 1999, periodo di occorrenza degli EA). Bassi intervalli di ricorrenza delle frane (6-18 anni) caratterizzano le celle montane e in totale il 60% dell'area. Ciò può dipendere dall'attivazione di vari fenomeni o da riattivazioni di una determinata frana (es: comune di Careri).

Basso il periodo di ricorrenza delle piene nei due maggiori bacini (Torbido e Bonamico), anche nei settori interni ove danneggiano alcuni abitati.

Gli allagamenti sono diffusi in pianura; l'83% dell'area è stata colpita almeno una volta da tale tipo di fenomeni.

L'indice di pioggia annua I_p (3) è stato calcolato per tutta l'area.

Gli EA degli ultimi 20 anni si associano a piogge dai tempi di ritorno spesso elevati. Essi si concentrano negli anni in cui I_p è molto alto. Se si considerano anni con più di 10 EA il valore minimo, medio e massimo di I_p è rispettivamente uguale a 102, 147 e 226%.

Il calcolo del trend lineare di I_p , validato con il test Mann-Kendall, indica un calo del 20% nel periodo di studio (circa 80 anni). Il trend

degli EA è stato determinato calcolando la variabile $N_{10,y}$ pari ogni anno y alla somma degli eventi osservati nel medesimo anno e nei 9 precedenti. Valori elevati di N_{10} si osservano fra il 1954 e il 1963; dal 1987 i valori di N_{10} sono molto bassi e ciò determina un gradiente negativo della retta trend di N_{10} (1,2 eventi in 80 anni), ma il calo è sottostimato per le lacune di dati sugli EA della prima parte del '900. La correlazione lineare tra I_p e N_{10} è bassa ma statisticamente significativa. Si può quindi avanzare l'ipotesi che il calo pluviometrico possa aver contribuito alla riduzione degli EA. Lo studio ha condotto all'individuazione di 4 tipi di EA, con livello di danno crescente.

Ordinari: EA che causano danni di gravità bassa; si verificano fra novembre e gennaio, nel settore costiero, con esondazioni fluviali e allagamenti. Sono innescati da piogge di durata da 1 a 20 giorni aventi $T < 10$ anni.

Frequenti: EA di gravità da bassa a media che accadono fra gennaio e marzo nell'entroterra con frane e allagamenti. Sono innescati da piogge di durata da 1 a 10 giorni aventi $T < 30$ anni.

Gravi: EA di gravità da media ad alta che fra ottobre e gennaio interessano il settore centro-meridionale, dalla costa all'entroterra con frane, piene e allagamenti. Le durate critiche sono sui 30 giorni con $T < 50$ anni.

Molto Gravi: EA di gravità massima che accadono fra ottobre e dicembre provocando su tutta l'area frane, piene e allagamenti. Sono innescati da piogge di durata minore di 60 giorni aventi $T > 50$ anni.

5 CONCLUSIONI

Si presenta un approccio per lo studio delle cause (piogge) e degli effetti (dissesti) degli EA. Gli EA registrati nell'area test (Locride, Calabria) sono stati classificati in 4 tipi, considerando: a) settori coinvolti, b) tipi di dissesti innescati; c) stagionalità; d) durata piogge critiche; e) tempo di ritorno piogge critiche; f) gravità dei danni.

Negli 80 anni analizzati si è registrato un calo tendenziale della piovosità che è stimabile in circa il 20% del valore medio. Tale trend è

correlato con quello del numero di EA. Gli EA più recenti sono meno numerosi, a carattere locale e di maggiore eccezionalità.

La metodologia è applicabile a differenti contesti climatici e geomorfologici purché siano disponibili dati storici sui dissesti.

La prosecuzione dell'attività prevede: a) ampliamento della serie dei dati di pioggia per gli eventi più recenti; b) applicazione della metodologia ad altre aree di studio per ampliare la casistica dei tipi a scala locale ed individuare tipologie comuni a scala regionale; c) ricostruzione condizioni meteorologiche antecedenti ai diversi tipi di EA (Petrucci & Polemio, 2002) da utilizzare a fini di protezione civile; d) analisi più approfondita del ruolo del cambiamento climatico sulla frequenza degli EA, riconsiderando il ruolo delle variazioni termiche e dell'intensità di pioggia.

6 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

ASICal Historically Flooded Areas in Calabria, <http://www.camilab.unical.it>.

Jenkinson, A.F. 1955. The frequency distribution of the annual maximum values of meteorological elements, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 81: 158-171.

Polemio, M. & Petrucci, O. 2000. Rainfall as a landslide triggering factor: an overview of recent research. 8th *Int. Symp. on Landslides*. Cardiff: 1219-1226.

Petrucci, O. & Polemio, M. 2002. Hydro-geologic multiple hazard: a characterisation based on the use of meteorological and geomorphological data. In: *Landslides*, Rybar, Stemberk & Wagner (eds.): 269-274. Rotterdam: Balkema.

Petrucci, O. & Polemio, M. 2003. The use of historical data for the characterisation of multiple damaging hydrogeological events. *NHESS*, 3: 17-30.

Thornthwaite, C.W. & Mather J.R. 1957. Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. *Drexel Inst. of Climat.*, Centerton, 10, 323 pp.

Ricorrenti variazioni del clima ed eventi alluvionali nel nord Italia

D. Tropeano, L. Turconi

Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica, CNR, Torino, Italia

d.tropeano@irpi.cnr.it

SOMMARIO: I dati archivistici disponibili e le osservazioni ininterrottamente condotte sul territorio a partire dal 1970 permettono di delineare con buona approssimazione il quadro delle inondazioni e frane avvenute nell'Italia del Nord negli ultimi cinque secoli. Tutti i fenomeni, scomposti in serie decennali si sono manifestati con maggiore intensità e frequenza, nella media generale, a pulsazioni di 25-40 anni; ciò pare una risposta evidente a fasi alterne di stasi e recrudescenza climatica (eventi meteopluviometrici estremi) che gli strumenti per misure meteoidrologiche non hanno ancora potuto documentare in modo sufficiente per la relativa brevità del periodo di osservazione alle diverse stazioni, ancorché di lunga durata. I tempi di ricorrenza degli eventi, a livello locale appaiono per contro estremamente differenziati, funzione di variabili orografiche e soprattutto geomorfologico-dinamiche. La corretta interpretazione dei numerosi dati disponibili, da integrare con elementi di conoscenza opportuni, permette di realizzare scenari di rischio sempre più appropriati e attendibili.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Nelle aree subalpine, alterne fasi di “deterioramento” e “ottimo” climatico nel Quaternario recente sono la regola, testimoniate da datazioni al ^{14}C , analisi dendrocronologiche, analisi polliniche, combinate con “testimoni silenti” o evidenze geomorfologiche relitte di trascorsa attività dinamica di versanti e rete idrografica, forme d'accumulo o di erosione, conseguenza spesso brutale di intemperanze del clima. I millenni, dal Tardiglaciale in poi, sono costellati da testimonianze di fenomeni gravitativi, di trasporto in massa torrentizio, di alluvionamento massivo dei fondivalle e delle pianure allo sbocco delle valli alpine. Nelle Alpi Occidentali, dati editi e inediti permettono di collocare alcuni dei fenomeni su citati in intervalli temporali vagamente definiti, come nell'intorno di 12.000-11.000, 9000-8000, 6000-5000, 3000-2000 anni dal presente. E' però estremamente difficile, se non impossibile, proporre a livello quantitativo un prospetto a ritroso delle oscillazioni, o caratteristiche del clima che presenti valenza univoca rispetto alle evidenze morfologiche così “incassate” nello spazio-tempo.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

Per ciò che riguarda i tempi storici, l'elaborazione di fonti di conoscenza integrata (antichi manoscritti, relazioni tecnico-descrittive, bibliografia, cronache giornalistiche, dati dendrogeomorfologici), acquisite via via dall'IRPI-CNR, Sede di Torino, in lunghi anni di sistematiche ricerche presso Archivi, Biblioteche e da capillari indagini territoriali permette oggi di tracciare, con sufficiente completezza, un quadro cronologico e descrittivo degli eventi alluvionali e di frana nelle valli alpine e sul versante appenninico padano. Tramite opportune tecniche di omogeneizzazione, compattazione e filtraggio dello sterminato numero di informazioni così raccolte, è così possibile redigere prospetti storico-descrittivi dei fenomeni accaduti attraverso i tempi ed i loro effetti, nell'Italia Settentrionale, sia per ciò che riguarda 40 valli principali che, con sufficiente dettaglio, singoli bacini idrografici e oltre 3000 tributari sparsi lungo l'arco alpino e la dorsale appenninica. Va da sé che tale complesso di notizie, opportunamente interpretate e validate, quando pos-

sibili, con accurati riscontri con la situazione territoriale odierna, integrate e corroborate da osservazioni e applicazioni di metodologie e tecniche provenienti dalla geomorfologia applicata e discipline tematiche complementari, costituiscono riscontro operativo per attività di previsione e prevenzione (scenari di rischio) e di pianificazione territoriale.

Ciò che è di interesse rilevare in questa sede, è la ricorrenza ciclica con cui i fenomeni, univocamente testimoniati dagli effetti (danni) prodotti, si manifestano attraverso il tempo, sia a scala vasta (regionale) sia a livello locale (valli e sottobacini).

Nel nord Italia, anche se non mancano episodici riferimenti a inondazioni remote (ad es. quella del Trebbia che recò scompiglio nelle legioni romane che affrontavano l'esercito di Annibale alla sua discesa verso Roma, descritta da Silio Italico, o il "diluvio" generale in tutto il Settentrione, del 589 d.C., riferito da Paolo Diacono nella sua *Historia Longobardorum*), e tralasciando le decine di

date che la bibliografia tramanda nei secoli successivi, è possibile stilare un elenco degli eventi, in forma utilizzabile per le elaborazioni di sintesi, solo a partire dall'inizio del Secolo XVI. Certamente le notizie si fanno più dense con il trascorrere degli anni, mano a mano che l'indagine retrospettiva si approfondisce in un maggior dettaglio geografico.

Ne consegue, ad esempio, che le principali date di alluvioni sino ad oggi censite, relative all'intero territorio padano-veneto, per gli ultimi 500 anni, ammontano a circa 1200; se l'indagine è più ristretta, ad esempio limitata agli eventi alluvionali torrentizi dei piccoli corsi d'acqua delle Alpi piemontesi, per lo stesso lasso di tempo, il dato risultante, e certamente in difetto, è di un migliaio di corsi d'acqua interessati da oltre un migliaio di date di "alluvioni", ossia circa 3000 casi/evento. Per i torrenti della Valtellina nelle Alpi centrali (140 considerati) le date/evento conosciute sono circa 500; procedendo verso le Alpi orientali il numero di casi noti tende a dimi-

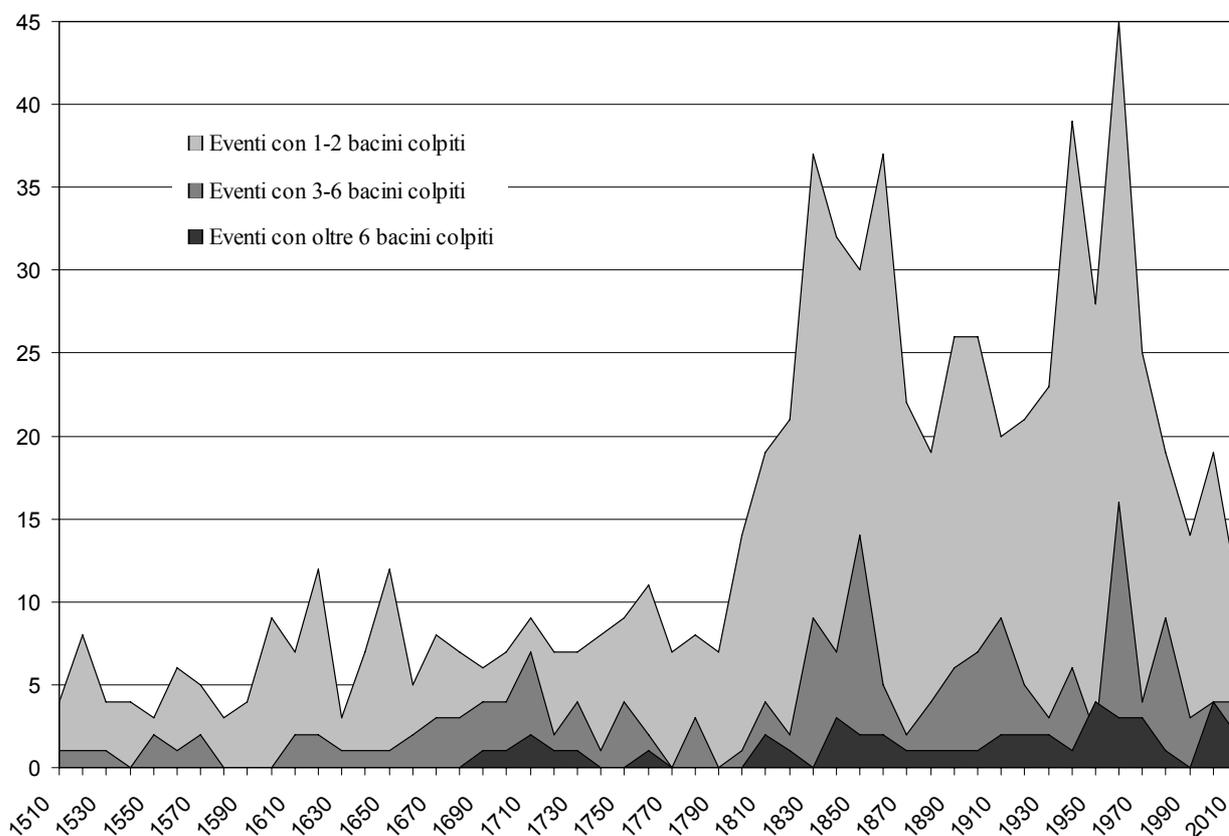


Figura 1: Distribuzione cronologica preliminare di eventi alluvionali e frane in Italia Settentrionale. Numero di casi per decennio in relazione alle diverse estensioni territoriali.

nuire e ciò in evidente riflesso con una minor frequenza storica di eventi documentati, ancorché catastrofici in molte occasioni e tali da aver dato alimento a un cospicuo numero di resoconti bibliografici.

Anche nelle valli appenniniche il numero di eventi è relativamente minore, ad esempio per il gruppo vallivo Bormida-Orba-Scrivia-Curone esso si riduce a circa 390 casi/evento.

3 RISULTATI RILEVANTI

Una sintesi grafica generale per l'Italia del Nord è rappresentata in Figura 1, da cui può esser valutata la frequenza complessiva degli eventi dannosi, combinata con tre livelli di "criticità", espressi in termini di estensione geografica, ossia numero di valli contemporaneamente colpite da un singolo evento meteorologico-pluviometrico. Sono così condensate situazioni in cui si sono manifestati effetti più o meno leggeri, più o meno gravi, a livello puntuale o distribuiti su versanti e lungo la rete idrografica, in a) 1-2 valli principali, b) da 3 a 6 valli, c) oltre 6 valli. Di norma le valli interessate da evento sono contigue tra loro: è fatto estremamente raro che uno stesso evento interessi, quanto meno con effetti di pari gravità, zone delle Alpi Centro-Occidentali e delle Alpi Orientali. La constatazione di base è che, nella norma, le alluvioni dagli effetti più gravi, che indirettamente riflettono una magnitudine maggiore dei processi fisici, si manifestano in concomitanza di periodi caratterizzati da un'insolita frequenza di episodi alluvionali di minore portata. La serie degli eventi è disposta per decenni. E' possibile discernere, nell'intero periodo 1510-2010, tredici massimi di frequenza, irregolarmente distribuiti nel tempo, con intervalli medi di ricorrenza di 35-40 anni.

A commento della espressione "pulsatoria" in cui ricorrono gli eventi, si può osservare che essa rimane sostanzialmente immutata nonostante l'influenza di variazioni climatiche connesse alla "Piccola Età Glaciale" che pertanto non è possibile discernere. Altro commento può esprimersi a proposito dell'im-

provviso incremento di frequenza degli eventi a partire dalla seconda metà del 19° Secolo, dovuto con buona probabilità a una maggior disponibilità di dati archivistici e ad un accresciuto numero di segnalazioni di danno in territori non urbanizzati per l'addietro.

Lunghe serie di registrazioni pluviometriche sono diffusamente disponibili soltanto a partire dagli Anni '20 e soprattutto dalla metà degli Anni '50 del secolo scorso. Di sicuro interesse sarebbe un'elaborazione comparativa di dati su vasta scala, tale da permettere una sorta di "calibrazione" degli eventi in rapporto agli effetti prodotti. Elaborazioni a scala territoriale più ridotta (valli afferenti al Po piemontese) permettono una comparazione valida in tal senso per ciò che concerne i valori critici di piovosità rilevati a determinate stazioni di riferimento, più aleatoria nei risultati per ciò che riguarda la serie delle registrazioni idrometriche e di portata.

Con opportune mediazioni l'approccio documentaristico, così come suggerito anche da Studiosi d'Oltralpe (es. metodo "Historisk", progetto del CEMAGREF), può sopperire alla non-disponibilità di serie idrologiche a ritroso nel lungo periodo; ciò, quando sono disponibili, ad esempio, testimonianze topografiche di eventi straordinari di piena, quando è possibile ricostruire la frequenza di determinate piene, o frane, capaci di introdurre radicali cambiamenti morfologici nel territorio. Tali indicazioni sono debitamente parametrizzabili per quanto deducibile dalle descrizioni, spesso accurate, che ne vennero fornite (ad esempio: la serie degli *Atti di Visita per Corrosione nello Stato Sabauda*, tra l'inizio del 1600 e metà 1700; i rapporti di servizio e le relazioni tecniche degli Ingegneri dell'Imperial Regio Governo Austro-Ungarico nel periodo 1810-1860 nelle valli lombarde).

Prendendo in considerazione la serie cronologica degli ultimi 200 anni, per cui l'informazione, dovuta alla quantità dei dati disponibili, può esser ritenuta la più affidabile per dettaglio e continuità, appare che ogni valle è stata colpita nella sua interezza da una grave alluvione più d'una volta nell'Era moderna,

mentre settori più limitati della medesima presentano intervalli di ricorrenza, tra un evento e l'altro, di 2-3 anni sino a 25-40 anni.

Ciò dipende non soltanto dalla diversa configurazione che le masse atmosferiche, interagendo con l'orografia locale, sono in grado di assumere, ma anche dai tempi di costituzione e residenza delle coperture detritiche in seno ai bacini idrografici, estremamente differenziati tra loro per ciò che concerne la suscettività alla produzione dei materiali amovibili, quindi in grado di generare masse critiche necessarie e sufficienti allo scatenamento di processi di instabilità. Ad esempio vi sono torrenti nelle Alpi, anche contigui geograficamente, che sono in grado di liberarsi bruscamente dalle loro riserve detritiche soltanto a pulsazioni ultrasecolari, oppure in forma graduale praticamente ogni anno, o più volte l'anno (es. T. Marderello in Val Cenischia, Alpi Occidentali; T. Moscardo in Val Tagliamento, Alpi friulane); si conoscono circa 2000 torrenti nelle Alpi italiane, che nella norma, vanno soggetti a piene parossistiche da 1 a 10 volte in un secolo. Con l'approfondirsi delle conoscenze, meglio si può determinare l'approssimarsi a livelli di pericolosità, ponendo in relazione biunivoca la ricorrenza media temporale di tali eventi (in base storica) e la dimensione delle masse detritiche che possono esser trascinate a valle (valutazione delle magnitudo).

Espressioni, quasi frasi fatte, per definire l'eccezionalità di un evento meteoidrologico, sono frequenti nei testi antichi e nelle cronache giornalistiche di ogni epoca. Fraseologie che si richiamano alla "memoria d'uomo", o alla "straordinarietà" di un evento, o ancora alla "inusitata frequenza" di alluvioni ricorrono decine e decine di volte nella documentazione fino a qui consultata.

Gran parte dei documenti sinora trascritti permettono un rapido esame della frequenza di espressioni, oggi nell'uso comune e non soltanto nel linguaggio giornalistico, talora usate negli antichi documenti e soprattutto negli ultimi 150 anni. Più precisamente, il termine "tromba d'acqua" ricorre una ventina di volte,

"frequenti inondazioni" compare 34 volte, "a memoria d'uomo" 33 volte, "straordinario" (evento, piogge) almeno 300 volte. Il "déjà vu" non è una novità di questi tempi, eccone alcuni esempi.

Anno 1701, Piemonte - "La Comunità di Traversella nella Valle di Brosso sotto li 24 del corrente giugno ha patito tempesta fierissima... è caduto un diluvio d'acqua ... qual ha fatto crescer li rivi... in modo straordinario..." (*Atti di Visita per Corrosione*).

Anno 1722, Piemonte - La Comunità di Villanova Solaro lamenta i continui danni per le "frequenti inondazioni occorse massime nelli anni 1705 et 1706" (*Atti di Visita di Corrosione della Comunità di Villanova Solaro; 1722, 12-14 marzo*).

Anno 1724, Monasterolo di Savigliano (Piemonte) - Un Testimone di Visita sostiene aver "veduto et osservato... da anni trenta in qua sin'al presente gli gravi et frequenti danni... per le frequenti inondazioni et massime quelle seguite negli anni 1705, 1706 et 1714..." (*Visita de beni corosi della M.o Mag.ca Comunità di Monasterolo; 1724, 18-25 agosto*).

Anno 1728, Piemonte - La Comunità di Condove lamenta "beni... corosi, e danneggiati dal Fiume Dora e da diversi Rivi... dall'anno 1665 in poi, e specialmente nell'ultima escrescenza del fiume Dora seguita nel maggio or prossimo scorso, in modo tale, che da tal tempo sino al presente non solo hanno li danni continuati, ma sempre aumentati" (*Atti di visita di Corrosione per la Comunità di Condove; 1728, 3-4 luglio*).

Anno 1810, 13-15 settembre (Piemonte) - "I dintorni di Vercelli e la maggior parte della pianura del Sesia sono stati preda dei torrenti, gonfi per le continue piogge, e per una fusione straordinaria delle nevi. La caduta della pioggia nelle prime 24 ore è stata tremenda, e come nei più forti temporali. Non si subivano da 35 anni circa inondazioni così repentine, così generali e pure disastrose" (*Le Courier de Turin*, anno 1810).

Anno 1829, Lombardia - "L'acqua dirotta che nel giorno 14 corrente caddeva" provocò una tremenda inondazione del Lario.

“L'escrescenza delle acque di questo Lago... è giunta sul far del giorno d'oggi a 68. e 6. e quindi alcun poco più a quello che pervenne nel 1823. e dista solo di sei oncie dal punto al quale arrivò nel 1810. che a ricordanza d'uomini e di memoria fu la massima... parte di Città [di Como] e dei Borghi allagati" (*Rapporto a S. E. il S.r Conte Presidente dell'I.R. Governo, da Como, 16 settembre 1829*).

Anno 1850, Piemonte - "Nel comune di Vernante... al disboscamento delle selve, massime sui monti, si attribuisce la causa di tante e così frequenti inondazioni" (*Gazzetta Piemontese, 8 giugno 1850*).

Anno 1864, Lombardia – Il 20 agosto “il torrente Rezzelasco irruppe improvvisamente... e portò al piano una quantità enorme di materie. L'Adda strozzata fra queste materie e quelle trasportate dal burrone situato sulla riva opposta del fiume inondò l'abitato delle Prese Vecchie che, da allora in poi molestato da sempre più gravi e frequenti inondazioni fu a poco a poco dovuto abbandonare” (*MLLPP, Ufficio del Genio Civile di Sondrio, 'Relazione sui bacini idrografici della Provincia. Fiumi Adda e Mera', Relazione inedita ante 1960*).

Anno 1882, Val Posina (Triveneto) – “La pioggia caduta in questa valle, accompagnata da fortissimo vento, è stata direttissima e strabocchevole dal giorno 15 al 16 settembre 1882; né i più vecchi terrazzani si ricordano di averne avuta un'eguale” (Giacomelli C. 1883. *Le inondazioni della Regione Veneta nel 1882 in rapporto al disboscamento dei monti e gli effetti delle briglie e delle serre specialmente nella Provincia di Sondrio*, Min. di Agricoltura, Industria e Commercio, *Annali di Agricoltura*: 1-143, Tip. Eredi Botta, Roma).

Anno 1993, Valle di Gressoney (Aosta) – Il 24 settembre il nucleo storico di Gressoney St. Jean è stato totalmente invaso dalle acque del Lys. Secondo gli abitanti del luogo allora intervistati “questo evento a memoria d'uomo non ha precedenti”. In realtà una lapide posta sul muro perimetrale della chiesa parrocchiale riporta la testimonianza della piena del 17 agosto 1868, incomparabilmente più grave.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Oltre agli esempi su citati, in cui è più volte ribadito attraverso i tempi il concetto di “disastro senza precedenti”, ricorrono non di rado, soprattutto in fonti giornalistiche ma anche in manoscritti inediti di cronisti dei secoli andati, testimonianze di lunghi inverni in cui gelarono i grandi fiumi, di periodi di caldo troppo lunghi e intensi, di periodi asciutti protrattisi per lunghi mesi, di piogge ininterrotte, tanto che con una certa abitudine, in città e paesi di valle come di pianura, furono prescritte funzioni religiose per impetrar grazia dal Cielo, per far cessare le piogge e inondazioni o le prolungate siccità. Nei tempi di laicismo attuali tale pratica andrebbe quanto meno sostituita con una rapida crescita collettiva di coscienza e di responsabilità, sia per difenderci dall'ambiente che cambia, sia per difendere l'ambiente stesso in cui micro-cambiamenti di natura antropica sono quotidiani e repentini, ove indiscriminate azioni “decisioniste”, a livello planetario come a scala locale, possono costantemente mettere a repentaglio risorse di uso comune quali aria, acqua, suolo. Pare opportuno concludere traducendo le parole usate da Ledoux (1995), quando già era assodata la consapevolezza delle variazioni in atto del clima:

"Signori, da alcuni anni siamo testimoni di raffreddamenti sensibili nell'atmosfera, di variazioni improvvise nelle stagioni, di uragani e inondazioni straordinarie a cui la Francia sembra esser sempre più soggetta". Questa inquietante constatazione è l'oggetto di una circolare ministeriale indirizzata ai Prefetti nel 1821.

La perdita di memoria sull'argomento è sorprendente, ma costante. Talora in cattiva fede, essa è per lo più sincera. Ciò resta in ogni caso inammissibile e l'espressione "un fatto così non s'è mai visto", constatazione d'impotenza o frase-scappatoia per prevenire le critiche, tradisce sovente una misconoscenza grave delle catastrofi del passato e dei rischi attuali.

Per ciò che riguarda la sola Italia settentriona-

le, le perdite di vite umane dal 1970 a oggi, a causa di inondazioni e frane, ammontano a circa 790, a fronte di circa 5100 casi di decesso a partire dal 1850.

Questo dato, seppure in apparente contraddizione con quanto emerge dalla figura 1, in cui la distribuzione grafica degli eventi ricavata per l'ultimo ventennio appare nell'insieme comparabile con la serie storica, sembra testimoniare un accresciuto grado di vulnerabilità a cui sono esposte le popolazioni, anche in aree industrializzate e tecnologicamente evolute.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

Ledoux, B. 1995. Les catastrophes naturelles en France: 1-455, Editions Payot & Rivages, Paris.

Tropeano, D. 1989. An historical analysis of flood and landslide events, as a tool for risk assessment in Bormida Valley. Suolosottosuolo, *Int. Congress of Geoengineering, Proceedings*, Vol. 1: 145-151.

Tropeano, D. e Turconi, L. 2004. Using Historical Documents for Landslide, Debris Flow and Stream Flood Prevention. Applications in Northern Italy. *Natural Hazards* 31: 663-679. Special Issue on Strategies and Applications in Natural Hazard Research Using Historical Data (Glade T. & Lang M. Eds.), Kluwer Academic Publishers, The Netherlands.

Modificazioni nell'ambiente fisico d'alta montagna e rischi naturali in relazione ai cambiamenti climatici

M. Chiarle, G. Mortara

Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica, CNR, Torino, Italia

marta.chiarle@irpi.cnr.it

SOMMARIO: L'ambiente glaciale e periglaciale, sensibile indicatore climatico, sta rispondendo con sorprendente tempestività al riscaldamento globale in atto. Nelle Alpi sono infatti ormai numerose le segnalazioni di eventi che ragionevolmente possono essere considerati i primi effetti/indizi di un rialzo termico accelerato che influenza non solo il regime delle precipitazioni ma anche la distribuzione del permafrost. Le modificazioni morfologiche che l'alta montagna sta sperimentando sono rilevanti sotto l'aspetto ambientale e per i risvolti sociali ed economici associati. L'insorgenza sempre più diffusa di manifestazioni d'instabilità naturale potenzialmente pericolose, cui è fatto riferimento nel presente contributo, rappresenta un altro aspetto non secondario dell'impatto dei cambiamenti climatici.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 Cambiamenti climatici ed implicazioni per l'ambiente glaciale e periglaciale

Nell'attuale frangente climatico le aree glaciali e periglaciali dell'arco alpino italiano stanno denunciando trasformazioni fisico-ambientali che si ripercuotono significativamente anche sotto l'aspetto sociale ed economico a causa di:

- i) riduzione della risorsa idrica per l'accentuata contrazione delle masse nivo-glaciali (nella torrida estate 2003 l'ablazione consumò mediamente 3-5 m di spessore di ghiaccio, con tassi di circa 10 cm/giorno);
- ii) difficoltà per il turismo e per le pratiche sportive in alta quota (mutazione o scomparsa di abituali paesaggi glaciali; difficoltà/impossibilità di esercizio di impianti per la pratica dello sci estivo su ghiacciaio; scomparsa di classiche vie alpinistiche su ghiaccio, ecc.);
- iii) incremento dei fenomeni d'instabilità naturale e dei rischi associati (insorgenza di crolli di roccia lungo itinerari finora rite-

nuti sicuri; problemi di stabilità di strutture in alta quota, quali rifugi alpini e impianti funiviari, attribuibili alla degradazione del permafrost; accresciuta esposizione di persone e strutture al rischio di rotte glaciali e di valanghe di ghiaccio/roccia).

1.2 Fenomeni d'instabilità in alta quota

In merito alle peculiari manifestazioni di instabilità naturale che stanno caratterizzando l'ambiente glaciale e periglaciale alpino ed ai rischi associati, si segnalano:

Comparsa di laghi di contatto glaciale. È frequente la comparsa di laghi nelle aree liberate recentemente dal ghiaccio o sulla superficie stessa dei ghiacciai. In quest'ultimo caso, i laghi epiglaciali tendono ad ampliarsi per l'instaurarsi di processi termocarsici. Il lago marginale del Ghiacciaio del Rocciamelone (q. 3200 m, Alpi Graie) raggiunse nelle estati 2003 e 2004 un volume di circa 600.000 m³. Il ridursi a soli 15 cm di altezza del franco spondale impose il solleccito svuotamento artificiale del lago onde scongiurare il rischio di una rotta glaciale (Fig. 1).



Figura 1: Il Lago del Rocciamelone, sullo spartiacque Italia-Francia, è stato motivo di rischio per le aree soggettive prima dello svuotamento artificiale.

Innesco di colate detritiche torrentizie. Trovano facile innesco e alimentazione nelle aree di recente deglaciazione; talora possono generarsi per fusione di masse di ghiaccio sepolto, come avvenuto in Val di Fosse (BZ) il 29 luglio 2005, con cielo sereno. La colata (15.000 m³) si propagò da q. 3000 m sino a q. 1900 m, mettendo in difficoltà alcuni ignari escursionisti (Chiarle et al. 2007).

Rimodellamento di morene storiche. Le morene geneticamente collegate alla Piccola Età Glaciale (PEG) stanno denunciando collassi parziali per fusione di masse di ghiaccio sepolto (es. Ghiacciaio dei Forni, Valtellina) o per il venir meno del contrasto che i ghiacciai esercitavano nelle fasi di espansione (Mortara & Chiarle 2005). Imponente il cedimento in atto sulla morena delle Locce (Monte Rosa) come conseguenza del rapido esaurirsi del *surge* che portò ad uno straordinario aumento volumetrico del Ghiacciaio del Belvedere negli anni 2001-2004.

Crolli e valanghe di roccia/ghiaccio.

Innumerevoli sono stati i distacchi di roccia durante l'estate 2003 (Monte Bianco, Cervino, Bernina), modesti di dimensioni ma sufficienti a rendere insicure molte vie alpinistiche. Talora l'attività di crollo ha raggiunto livelli parossistici con l'innescò di imponenti, mobilissime valanghe di roccia/ghiaccio (Brenva, 1997, Barla et al. 2000; Thurwieser, 2004), provocando conseguenze anche molto gravi per la vita umana e seria minaccia a infrastrutture molto distanti (km) dalle aree sorgente.

Valanghe di ghiaccio. La degradazione dei versanti glacializzati correlabile all'innalzamento della temperatura sta compromettendo la stabilità di fronti glaciali sospese e di seracchi. La transizione da ghiacciai freddi - saldati al substrato roccioso intorno a 4000 m sulle Alpi - a ghiacciai temperati fa sì che la circolazione d'acqua faciliti il distacco di masse di ghiaccio in situazioni dinamiche limite. La valanga di ghiaccio avvenuta nell'agosto 2005 sul versante nord orientale del Monte Rosa (1,1 milioni m³, una delle maggiori degli ultimi 100 anni sulle Alpi) invase una zona in cui, il giorno precedente, si trovavano centinaia di escursionisti.

Trasformazioni plano-altimetriche dei ghiacciai. Tutti i ghiacciai alpini sono in uno stato di palese sofferenza che si manifesta con: forti riduzioni volumetriche e planimetriche, che preludono all'estinzione degli apparati minori nell'arco di pochi anni; comparsa di "calderoni di sprofondamento" su lingue di ablazione stazionarie; cessazione dell'alimentazione da parte di ghiacciai tributari; frammentazione dei ghiacciai in corpi minori; incremento della copertura detritica superficiale ("ghiacciai neri" o *debris covered glaciers*). Tra gli esempi più significativi i ghiacciai Invergnan, Brenva, Lys (Val d'Aosta), Belvedere (Ossola), Forni (Valtellina), Malavalle (Alto Adige).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Rischi connessi alla dinamica glaciale

Il crollo improvviso del Ghiacciaio Coolidge Superiore sul Monviso (Alpi Cozie) nel 1989 diede occasione all'IRPI di Torino di avviare

studi mirati alla conoscenza dei fenomeni d'instabilità tipici dell'ambiente glaciale, argomento pressoché sconosciuto alla comunità scientifica italiana e agli enti preposti alla gestione del territorio (Dutto & Mortara 1992). L'esperienza acquisita nell'analisi di un quadro insospettato di situazioni si è consolidata con la partecipazione al Progetto UE "GLACIORISK". Il progetto, finalizzato all'identificazione dei ghiacciai potenzialmente fonte di rischio nelle regioni montuose europee, ha avuto tra i suoi prodotti più significativi un database degli eventi d'instabilità di natura glaciale occorsi in passato, ricco di centinaia di segnalazioni (<http://glaciorisk.grenoble.cemagref.fr/>). Alla raccolta ed organizzazione della documentazione storica, si è accompagnato il monitoraggio e la modellazione di alcune situazioni particolarmente critiche, svolti in collaborazione con altri enti scientifici e territoriali:

Lago marginale del Ghiacciaio del Rocciamelone. L'invaso lacustre, comparso intorno al 1985 (cfr. § 1.2), è stato oggetto dal 2001 di rilievi radar, topografici e batimetrici per quantificare il volume dell'invaso e lo spessore della diga di ghiaccio.

Ghiacciaio della Croce Rossa (Alpi Graie). Il ghiacciaio ha fronte pensile sull'invaso idroelettrico del Lago della Rossa: ai fini di valutare la stabilità del corpo glaciale e prevedere eventuali crolli nel sottostante bacino, è stato avviato fin dal 1998 un organico programma di indagini glaciologiche, le cui indicazioni hanno portato all'adozione di azioni cautelative di gestione dell'impianto idroelettrico.

Bacino glaciale del Belvedere. L'intero bacino si è trasformato in pochi anni in uno straordinario laboratorio dinamico, caratterizzato da una serie impressionante di processi d'instabilità (cfr. § 1.2, Käab *et al.*, 2004). Terminata la fase di acuta emergenza legata alla possibile rotta del lago epiglaciale "Effimero", l'attenzione è ora rivolta alla stabilità degli argini morenici (Fig. 2), ma soprattutto dei versanti in roccia e dei seracchi sospesi. È del 21 aprile 2007 un grande crollo in roccia a quota 4000 m, poco sotto il Colle



Figura 2: Morena frontale del Ghiacciaio delle Locce (Monte Rosa). E' evidente la fessura perimetrale che delimita un vasto cedimento in atto (foto Schranz, 2006).

Gnifetti, che ha ripercorso in parte il tragitto della valanga di ghiaccio del 25 agosto 2005 (cfr. §1.2).

2.2 Stabilità di pareti rocciose di alta quota

Una particolare attenzione è stata rivolta in questi ultimi anni ai crolli di roccia in aree di possibile occorrenza di permafrost. Gli studi sono stati realizzati nell'ambito del Progetto Interreg III Alcotra n. 196 "PermaDataRoc". Il progetto, cui collaborano Fondazione Montagna Sicura di Courmayeur (capofila), CNR-IRPI Torino, Arpa Valle d'Aosta, e Université de Savoie - Laboratoire Edytem, ha preso impulso in considerazione dell'eccezionale numero di frane accadute in alta quota nell'estate 2003. Il progetto si prefigge di identificare il ruolo della degradazione del permafrost sulla stabilità delle pareti rocciose e di sperimentare metodologie e tecniche d'indagine in ambiente estremo.

2.3 Ricerche nella catena himalayana

Per confronto con la realtà alpina, in relazione alle trasformazioni ambientali indotte dal riscaldamento globale, l'IRPI di Torino ha svolto attività di ricerca (1996-2005) nei massicci dell'Everest e del Kanchendzonga, nell'ambito del Progetto Strategico "CNR-Everest-K2" e del Programma interuniversitario Cofin "Evoluzione strutturale della catena himalayana". Obiettivi principali delle ricer-

che sono stati: i) individuare situazioni di instabilità naturale suscettibili di procurare rischio lungo itinerari percorsi da spedizioni alpinistiche e scientifiche; ii) fornire un contributo alle comunità locali per una maggior conoscenza delle condizioni ambientali del loro territorio (Pecci & Mortara 2005).

3 RISULTATI RILEVANTI

Le attività fin qui svolte in ambiente glaciale e periglaciale hanno consentito: a) una definizione tipologica delle fenomenologie legate all'attuale evoluzione della criosfera (cfr. § 1.2); b) la creazione di una banca dati degli eventi d'instabilità passati, recenti ed in atto; c) l'elaborazione di un modello concettuale per l'analisi della distribuzione spazio-temporale dei processi d'instabilità in relazione alle modificazioni della criosfera, con la delineazione di scenari attuali e futuri di rischio nelle aree considerate, utili ad azioni di protezione civile e pianificazione territoriale.

Un significativo risultato dell'attività svolta è stata infine la verifica dell'applicabilità di metodologie di indagine, monitoraggio e modellazione in uso in altri settori allo studio di ambienti così peculiari ed estremi come quelli descritti.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Una delle maggiori difficoltà incontrate è la scarsissima disponibilità di informazioni su eventi d'instabilità in ambienti d'alta quota, pochissimo documentati per la limitata diffusione di nuclei abitativi, vie di comunicazione e infrastrutture. Tenuto conto che l'estrema vivacità dell'ambiente considerato comporta una continua e rapida evoluzione delle dinamiche territoriali e dunque delle situazioni di rischio ad esse collegate, la documentazione accurata di eventi d'instabilità in atto e progressi rappresenta una priorità anche per il futuro. La base dati disponibile potrà accrescersi ulteriormente attraverso l'ampliamento degli areali indagati e della "rete di osservatori" del territorio, e con l'affinamento delle tec-

niche d'indagine utilizzate.

I dati ottenuti rappresentano una preziosa ed indispensabile base per un'analisi spaziale, in ambiente GIS, che consenta di quantificare il peso dei diversi fattori morfologici, geologici e meteorologici, da una parte, e della degradazione della criosfera, dall'altra, nel determinare l'instabilità geo-idrologica in ambienti glaciali e periglaciali.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Barla, G., Dutto, F. & Mortara, G. Brenva, 2000. Glacier Rock Avalanche of 18 January 1997 on the Mount Blanc Range, Northwest Italy. *Landslide News*, 13: 2-5.
- Chiarle, M., Iannotti, S., Mortara, G. & Deline, P., 2007. Recent debris flow occurrences associated with glaciers in the Alps. *Global and Planetary Change*, 56: 123-136.
- Dutto, F. & Mortara, G., 1992. Rischi connessi con la dinamica glaciale nelle Alpi Italiane. *Geog. Fis. Dinam. Quat.* 1992; 13: 85-99.
- Kääb, A., Huggel, C., Barbero, S., Chiarle, M., Cordola, M., Epifani, F., Haeberli, W., Mortara, G., Semino, P., Tamburini, G. & Viazzo, G. 2004. Glacier hazards at Belvedere Glacier and the Monte Rosa East face, Italian Alps: processes and mitigation. Int. Symp. "Interpraevent 2004" Riva del Garda, 24-27 maggio 2004. I/67-78.
- Mortara, G. & Chiarle, M., 2005. Instability of recent moraines in the Italian Alps. Effects of natural processes and human intervention having environmental and hazard implications. *Giornale di Geologia Applicata*, 1: 139-146.
- Pecci, M. & Mortara, G., 2005. Everest versante nord. Neve e ghiaccio dell'alta quota himalayana. *Neve e Valanghe*, 56: 32-43.

Cambiamenti climatici, processi di abbandono, conservazione e sviluppo sostenibile in paesaggi marginali mediterranei

Marco Lauteri¹, Marco Alimonti³, Antonia Oriani², Andrea Pisanelli¹

¹*Istituto di Biologia Agroambientale e Forestale, CNR, Porano, Italia*

²*Istituto di Biologia Agroambientale e Forestale, CNR, Montelibretti (Rm), Italia*

³*Comunità Montana dell'Aniene, Ufficio Tecnico, Agosta, Italia*

marco.lauteri@ibaf.cnr.it

SOMMARIO: Tematiche ambientali e socio-economiche in paesaggi ecologici marginali mediterranei (Valle dell'Aniene, Provincia di Roma) sono analizzate relativamente ai cambiamenti climatici globali. Gli studi di conservazione e recupero della biodiversità, così come quelli di ecologia del paesaggio, sono inquadrati a definire scenari futuri. Grande attenzione alla complessità paesaggistica deve essere prestata nell'esecuzione di studi necessariamente multidisciplinari, per coniugare risultati scientifici ed applicazioni di sviluppo sostenibile. Seguendo questo approccio integrato, l'attività agroforestale può costituire un elemento funzionale del paesaggio nella misura in cui in esso è contestualizzata. Vengono presentati risultati di studi eco-fisiologici in campi sperimentali siti nella Valle. In particolare le basilari funzioni biogeochimiche del territorio vengono associate all'analisi d'uso del suolo ed alla percezione del territorio da parte delle popolazioni locali. Le prospettive aperte dallo studio riguardano lo sviluppo sostenibile e l'impostazione di una rete ecologica locale, a partire dal recupero dell'agricoltura tipica in una matrice di naturalità diffusa.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 Cambiamenti globali, vulnerabilità e resilienza dei sistemi territoriali

L'aumento esponenziale dell'impatto antropico sulla biosfera ha di fatto mostrato la limitatezza e la vulnerabilità delle risorse ambientali. Lo sviluppo sostenibile si idealizza così quale modello di vita e cultura che dovrebbe interessare la globalità della popolazione al fine di prevenire uno sfruttamento irreversibile delle risorse globali, intese nel loro complesso quali patrimonio dell'umanità. La conferenza mondiale sullo sviluppo sostenibile (Nazioni Unite, 8-14 Giugno, Rio de Janeiro, 1992) adotta nell'Agenda 21 un approccio integrato per la pianificazione e gestione delle risorse territoriali, puntualizzando la necessità di obiettivi, azioni e metodi ripartibili sui diversi livelli di governo del territorio: da quello intergovernativo a quello nazionale

fino alle amministrazioni locali, custodi queste ultime delle risorse territoriali e portavoce insostituibili delle aspettative sociali ed economiche delle popolazioni. Un tale approccio si pone come obiettivo l'integrazione delle esigenze ambientali, sociali ed economiche da parte delle amministrazioni. In questo contesto una corretta valutazione e gestione della biodiversità locale assume un ruolo centrale. Le tematiche ambientali accennate hanno grande valenza nella bioregione del Mediterraneo. I paesaggi ecologici che costituiscono la regione sono intrinsecamente ricchi di biodiversità. Tuttavia, la profonda specializzazione del bioma mediterraneo e l'intima coevoluzione con la componente antropica rendono i paesaggi dell'area mediterranea particolarmente vulnerabili al cambiamento climatico. Fenomeni di vasta scala quali l'estremizzazione degli eventi climatici ed i profondi mutamenti nell'organizzazione socio-economica e nell'uso

del territorio ne mettono a repentaglio la resilienza e la capacità di evoluzione.

Scopo delle attività presentate è lo studio delle interazioni tra complessità dei mosaici ecosistemici e modelli agroforestali d'uso del suolo in ambito mediterraneo. Analisi ed esperimenti in ambito reale sono in corso in un paesaggio mediterraneo sub-montano: la media Valle dell'Aniene in provincia di Roma. L'integrazione degli aspetti ecologici ed agroforestali nel contesto socio-economico del comprensorio punta allo sviluppo teorico-sperimentale di modelli d'uso del territorio capaci di aumentare la resilienza del sistema a mutamenti globali. È da sottolineare come l'adeguatezza ambientale di un modello non può prescindere dalle aspettative ed esigenze di sviluppo delle popolazioni locali.

1.2 Complessità ecologica e relazioni con i cicli di acqua e carbonio in sistemi agroforestali

I paesaggi culturali relitti sono numerosi negli ambiti mediterranei. Tali paesaggi sono stati ampiamente oggetto di abbandono con perdita delle funzioni socio-economiche. Una notevole complessità dei mosaici ecosistemici generalmente persiste con il prevalere dei processi di rinaturalizzazione. Tuttavia le funzioni paesaggistiche preesistenti sono fortemente compromesse in conseguenza dei repentini cambiamenti d'uso del suolo e dei processi di degrado idrogeologico legati alla deficienza di sorveglianza e manutenzione. È dunque rilevante studiare sia i processi biogeochimici legati alle funzioni primarie di ecosistemi compenetrati da complessi reticoli ecotonali (scambi di CO₂ e ciclo dell'acqua) che la percezione e la propensione d'uso delle risorse ambientali da parte delle popolazioni locali.

Strumenti adeguati per lo studio dei cicli di carbonio ed acqua in ecosistemi terrestri sono rappresentati dalle tecniche di analisi degli isotopi stabili di C ed O. L'analisi spaziale di comprensori complessi è attualmente consentita dalle tecnologie dei sistemi geografici informatizzati (GIS). Infine le indagini socio-economiche classiche, basate sulla somministrazione di questionari individuali, sono con-

sone ad indagare la percezione del contesto paesaggistico da parte delle popolazioni.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Isotopi stabili e cicli biogeochimici del paesaggio

Il carbonio è presente in natura con due isotopi stabili. Il rapporto isotopico (¹³C/¹²C) varia ampiamente nelle piante a metabolismo C₃ ed è in relazione alla loro efficienza d'uso idrico (WUE, rapporto tra C assimilato ed H₂O traspirata; Brugnoli & Farquhar 2000). WUE è un importante fattore fisiologico che influenza l'ecologia a livello di ecosistema o paesaggio. WUE incide sui consorzi di vegetazione (Alessio *et al.* 2004), sulla produttività, sull'adattabilità a condizioni e cambiamenti climatici (Lauteri *et al.* 2004).

Gli isotopi stabili dell'ossigeno sono potenti traccianti naturali per studiare le fonti di captazione di acqua per le piante (Lauteri *et al.* 2006). Lungo il profilo del suolo l'acqua è caratterizzata da pattern di composizione isotopica (δ¹⁸O) determinati da clima, idrologia e profondità. Tuttavia δ¹⁸O non varia durante l'assorbimento radicale ed il trasporto xilematico, riflettendo il δ¹⁸O dell'acqua captata. Al contrario l'acqua fogliare è arricchita in ¹⁸O durante la traspirazione. Tale arricchimento dipende in buona parte dalle interazioni microclimatiche tra vegetazione ed atmosfera. Il ciclo dell'acqua, nel *continuum* suolo – pianta – atmosfera, rappresenta una importante funzione ecosistemica con effetti sulle dinamiche paesaggistiche. Gli isotopi possono, così, dare risposte sulla vulnerabilità delle biocenosi ai cambiamenti climatici, in relazione con la complessità paesaggistica.

2.2 Proprietà emergenti del paesaggio e reti ecologiche

Le tecnologie GIS (Geographic Information System) rappresentano lo strumento di analisi spaziale e temporale del territorio attualmente più avanzato. Utilizzando cartografia georeferenziata (ortofotocarte, cartografia IGM, carte tecniche regionali, cartografia catastale)

è possibile ottenere informazioni su corologia, distribuzione spaziale dei diversi elementi ecosistemici, grado di connettività, grado di frammentazione. Una rete ecologica rappresenta una interpretazione reale o teorica del paesaggio, dove si definisce uno scenario nel quale convivono e sono connessi siti a diversa valenza ecologica. Le analisi GIS evidenziano criticità ed eccellenze di struttura e funzioni di un paesaggio, consentendone la pianificazione.

2.3 Analisi socio-economica del contesto paesaggistico

Sono varie le ragioni che causano l'abbandono ed il degrado del territorio. Tuttavia, la complessità del fenomeno è massima nelle aree mediterranee. Processi degenerativi del paesaggio hanno interessato ed interessano il comprensorio della Valle secondo modalità peculiari di molte aree marginali appenniniche, modalità riconducibili di fatto a dinamiche socio-economiche e demografiche. La caduta di importanza del settore primario ha pressochè azzerato l'economia agroforestale e zootecnica della Valle, determinando esodo e pendolarismo della popolazione. La vicinanza alla capitale non ha compensato, in assenza di offerte ambientali fruibili, l'indebolimento delle filiere economiche tradizionali. Nasce, dunque, il bisogno di modelli di uso del territorio atti a ravvivare l'interesse socio-economico delle popolazioni, quali protagonisti di gestione sostenibile. Interventi innovativi sul territorio richiedono una piattaforma di discussione per generare consenso ed obiettivi. Idee ed aspettative vengono messe in comune, permettendo uno sviluppo equilibrato del processo decisionale (Pisanelli *et al.* 2006). Così, aziende agricole marginali, possono essere recuperate e valorizzate attraverso l'introduzione di pratiche sostenibili, capaci di un reddito adeguato agli operatori.

3 RISULTATI RILEVANTI

L'analisi degli isotopi stabili del carbonio sulla sostanza secca fogliare, durante il ciclo

ontogenetico di coltivazioni erbacee tipiche della valle (*Phaseolus* spp.), ha mostrato interessanti risultati. Può essere utile rimarcare qui che la segnatura isotopica della sostanza secca di una pianta contiene un'informazione fisiologica integrata temporalmente e pesata sulla assimilazione fotosintetica nel periodo stesso di formazione della sostanza secca (per review vedasi Brugnoli & Farquhar 2000). Così, il ripartire la sostanza secca di una pianta a crescita indeterminata su tre porzioni verticali, un settore basale, uno medio ed uno apicale, permette di analizzare le risposte isotopiche durante la sequenza temporale della sua crescita e sviluppo. Nel caso in esame (vedasi Alimonti *et al.* 2006) i valori di $\delta^{13}C$ si sono gradualmente, ma in modo rilevante, arricchiti dell'isotopo pesante passando dalla fase giovanile (settore basso) a quella matura (settore alto). La variazione media è risultata di +1.4‰ in prove asciutte e di +2.0‰ in prove irrigue, valori assolutamente rilevanti per il loro significato fisiologico. L'aumento di area fogliare ed altezza espongono notevolmente la coltura alla richiesta traspirativa atmosferica, generando stress idrico e perdite di produzione. Ne segue l'idea di sperimentare modelli agrotecnici più resilienti ed adeguati a zone ad elevata naturalità.

L'indagine partecipativa, effettuata mediante questionario sottoposto ad un campione di popolazione locale, ha permesso una prima valutazione delle percezioni delle popolazioni stesse verso le risorse naturali e le problematiche sociali, ambientali ed economiche del territorio. Dall'indagine è emerso che la popolazione generalmente percepisce il valore ambientale del territorio e ne utilizza direttamente le risorse. Tuttavia, diverse problematiche affliggono l'area, da quelle di natura ambientale (degrado, inquinamento) a quelle sociali ed economiche (abbandono culturale, disoccupazione). La popolazione, inoltre, ritiene che la valorizzazione dei prodotti tipici potrebbe rappresentare un volano per l'economia locale, qualora inserita in programmi di sviluppo integrati e multidisciplinari a cura degli amministratori locali.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Forme agroforestali di uso della superficie agraria, che vedano consociate le coltivazioni tipiche con strutture lineari arbustive, potrebbero migliorare sia la complessità ambientale, con vantaggi per biodiversità e resilienza, sia le condizioni microambientali, edafiche e fitosanitarie, con vantaggi produttivi per le colture. In proposito il CNR-IBAF sta conducendo esperimenti per vagliare l'effettiva fattibilità e funzionalità di moduli orticolture cinti da reticoli ecotonali (siepi di specie arbustive e forestali autoctone). Tali moduli sarebbero eventualmente proponibili nella media ed alta Valle dell'Aniene, per l'esercizio sostenibile di un'agricoltura di nicchia ad alto valore aggiunto. Un rinnovato interesse verso un uso del suolo e verso funzioni biogeochimiche ecosistemiche più resilienti potrebbero rappresentare elementi di sostenibilità a fronte di scenari di cambiamento globale.

Un'analisi GIS su un fondovalle di 700 ha, ha evidenziato la matrice rurale relitta del territorio. Di pregio conservazionistico è risultata la compenetrazione tra ecosistemi agrari ed ecosistemi forestali igrofilici.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Alessio, G.A., De Lillis, M., Brugnoli, E. & Lauteri M. 2004. Water sources and water-use efficiency in Mediterranean coastal dune vegetation. *Plant Biology* 6: 350-357.
- Alimonti, M., Scarascia Mugnozza, G., Berardi, M.A. & Lauteri M. 2006. Produzioni di nicchia in Valle dell'Aniene e sviluppo sostenibile del territorio. *Linea Ecologica* 3: 10-23.
- Brugnoli, E. & Farquhar G.D. 2000. Photosynthetic fractionation of carbon isotopes. In R.C. Leegood, T. Sharkey & S. von Caemmerer (eds.), *Advances in Photosynthesis*: 399-434. The Netherlands: Kluwer A. P.
- Lauteri, M., Alessio, G.A. & Paris P. 2006. Using oxygen stable isotope to investigate the soil-plant-atmosphere hydraulic continuum in complex stands of walnut. In M.E. Malvolti & D. Avanzato (eds.), *Acta Horticulturae*: 223-230. Belgium: ISHS.
- Lauteri, M., Pliura, A., Monteverdi, M.C., Brugnoli, E., Villani, F. & Eriksson G. 2004. Genetic variation in carbon isotope discrimination in six European populations of *Castanea sativa* Mill. originating from contrasting localities. *J. Evol. Biol.* 17: 1286-1296.
- Pisanelli, A., Holding, C., Scarascia Mugnozza, G. & Pantanella E. 2006. La divulgazione è essenziale per la gestione delle foreste. *Alberi e territorio* 12: 47-50.

Metodologie per la classificazione delle aree agricole e naturali in relazione al rischio climatico

P. Duce¹, C. Cesaraccio¹, D. Spano², A. Motroni³

¹*Istituto di Biometeorologia, CNR, Sassari, Italia*

²*Dipartimento di Economia e Sistemi Arborei, Università di Sassari, Italia*

³*Servizio Agrometeorologico Regionale, SAR-Sardegna, Sassari, Italia*

p.duce@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: In questo lavoro è stata sviluppata una metodologia affidabile e facilmente trasferibile per l'individuazione delle aree agricole e delle colture a rischio climatico nella regione mediterranea. Le procedure di analisi messe a punto sono state applicate ai casi reali della Sardegna e dell'Emilia-Romagna nelle condizioni climatiche attuali e secondo alcuni scenari climatici futuri. Lo studio è stato condotto secondo i principi della *Land Capability* e si è basato su un insieme integrato di informazioni territoriali (geologia, morfologia, pedologia, clima, ecc.). La metodologia ha consentito di rappresentare graficamente il rischio climatico per l'agricoltura nelle diverse aree del territorio. Nelle aree climaticamente e pedologicamente più vocate per l'agricoltura, è stato possibile discriminare, per aree di analoga vocazionalità agricola, livelli di rischio climatico significativamente differenti. La metodologia risulta direttamente applicabile ad altre aree con caratteristiche climatiche simili a quelle delle due regioni considerate e, con i dovuti adattamenti, a regioni climaticamente diverse.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 Introduzione

Le più recenti osservazioni sui cambiamenti climatici hanno evidenziato una tendenza globale all'aumento delle temperature superficiali e una certa disomogeneità nella tendenza delle precipitazioni (IPCC 2001, 2007). Per quanto riguarda il bacino del Mediterraneo, il recente *report* dell'IPCC (2007) ha confermato quanto emerso da precedenti studi, evidenziando come, nelle ultime decadi, si sia verificato un aumento superiore a quello medio globale della temperatura media annua e della frequenza delle onde di calore. Inoltre, una recente analisi delle serie storiche termo-pluviometriche italiane ha mostrato un significativo aumento della temperatura media annua (0.4 °C al Nord, 0.7 °C al Sud) e una significativa diminuzione delle precipitazioni annue, in particolare nell'Italia meridionale (Brunetti et al. 2000). Nelle regioni aride e semi-aride la variabilità

dei fattori ambientali e meteorologici è un elemento chiave nel determinare la produzione agricola. In queste regioni la variabilità interannuale del clima e, in particolare, delle precipitazioni piovose rappresenta, infatti, una componente intrinseca del sistema e il principale fattore di rischio. Già negli anni '80, Parry & Carter (1988) e Rosenzweig (1982) evidenziarono le difficoltà che si incontrano nella valutazione del rischio climatico per le colture e le aree agricole quando si opera a una scala spaziale di tipo locale. In letteratura sono tuttora reperibili pochi esempi di studi in cui le normali fluttuazioni interannuali del clima sono incorporate in una metodologia di valutazione del rischio agricolo di un territorio (van Lanen et al. 1992, Hudson & Birnie 1999, Duce et al. 2006).

1.2 Obiettivi

I principali obiettivi di questa attività di ricerca sono lo sviluppo di una metodologia affi-

dabile e facilmente trasferibile per l'individuazione delle aree agricole e delle colture a rischio climatico nella regione mediterranea e l'implementazione di uno strumento operativo sia per la pianificazione territoriale nel lungo periodo sia per la gestione del territorio nel breve periodo. In sintesi, gli scopi del programma di ricerca sono riconducibili a due tipologie: (i) metodologici, attraverso la messa a punto di indici di rischio climatico e di metodologie di analisi per la valutazione della suscettibilità alle variazioni climatiche delle aree agricole e delle colture, e (ii) operativi, al fine di fornire mappe di rischio climatico attuale e futuro delle produzioni agricole e di rendere disponibili strumenti quantitativi e qualitativi per decisioni in materia di programmazione agricola del territorio.

Le procedure di analisi messe a punto sono state applicate ai casi reali della Sardegna e dell'Emilia-Romagna facendo ricorso al sistema di classificazione della *Land Capability for Agriculture* (LCA, valutazione della capacità d'uso di un territorio ai fini agricoli).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

In questo lavoro è stata sviluppata una metodologia per la stima, alla scala locale, del rischio climatico, attuale e futuro, in agricoltura basandosi sui principi della *Land Evaluation*. Tale tecnica fornisce informazioni qualitative su un territorio (il potenziale produttivo, le limitazioni, la vulnerabilità, ecc.) attraverso l'analisi di precise caratteristiche bio-fisiche e socio-economiche. L'applicazione delle tecniche di *Land Evaluation* richiede una particolare attenzione quando si analizzano le qualità di un territorio che derivano dalla misura di variabili dinamiche, come ad esempio le variabili meteorologiche (Rossiter 1996). In questo caso, infatti, le variabili dinamiche sono di solito convertite in variabili statiche perdendo così l'informazione legata alla naturale variabilità dei fenomeni.

I dati utilizzati ai fini dell'analisi sono stati:

(a) la Carta Ecopedologica della Sardegna, predisposta nell'ambito delle attività per la realizzazione della Carta dei Suoli di

Europa alla scala 1:250.000;

(b) la Carta Pedologica dell'Emilia Romagna;

(c) la Carta di Uso del Suolo della Sardegna CASI 3, realizzata dall'INEA (Istituto Nazionale di Economia Agraria);

(d) le serie storiche termopluviometriche della Sardegna (1961-2000) e dell'Emilia-Romagna (1951-2000);

(e) gli scenari climatici futuri previsti per la regione Sardegna, sulla base del modello climatico HADCM3 sviluppato dall'*Hadley Centre for Climate Prediction and Research*, UK Met. Office.

La gestione e l'elaborazione dei dati e l'analisi dei diversi tematismi (suolo, clima e uso del suolo) sono stati effettuati tramite un Sistema Informativo Geografico in ambiente ArcGIS. La classificazione dei territori della Sardegna e dell'Emilia Romagna in termini di LCA climatica è stata effettuata analizzando le due principali variabili che rendono possibile lo svolgimento dell'attività agricola: la disponibilità idrica e la disponibilità di energia. La prima è stata determinata attraverso la stima del massimo deficit idrico potenziale del suolo (PSMDmax) mentre la seconda attraverso il calcolo della sommatoria dei gradi giorno cumulati a partire dal 1 gennaio di ciascun anno (CDD). In sostanza, sono stati calcolati i valori climatici di PSMDmax e CDD dei trentenni 1951-1980 (per l'Emilia-Romagna), e 1961-1990 e 1971-2000 (per entrambe le regioni). Attraverso un algoritmo di *cluster analysis* e alcune valutazioni empiriche si è giunti alla classificazione dei territori in termini di LCA climatica.

Allo scopo di valutare la variabilità spaziotemporale del rischio climatico, è stata analizzata la variazione interannuale di PSMDmax e CDD nelle diverse aree durante il periodo considerato. Da questa analisi è emerso che la variazione numericamente e agronomicamente più significativa è rappresentata dai valori assunti nei diversi anni da PSMDmax. La determinazione dell'indice di rischio climatico è stata infine effettuata analizzando, per ciascun area, le transizioni osservate nel periodo considerato tra le classi di deficit idri-

co. Nel caso della Sardegna, l'intera procedura è stata quindi applicata agli scenari climatici futuri con proiezioni sino all'anno 2099.

3 RISULTATI RILEVANTI

Questo studio ha consentito classificare i territori esaminati in termini di rischio climatico e di *Land Capability* per l'agricoltura (Figg. 1-2). Nelle aree climaticamente e pedologicamente più vocate per le attività agricole, è stato possibile discriminare, per aree di analoga vocazionalità agricola, livelli di rischio climatico significativamente differenti (Tabella 1). La metodologia risulta direttamente applicabile ad altre aree con caratteristiche climatiche simili a quelle delle due regioni considerate e, con i dovuti adattamenti, a regioni climaticamente diverse. In particolare, si deve sottolineare che i valori dell'indice di rischio climatico messo a punto non sono risultati correlati con le classi climatiche attribuite alle diverse porzioni di territorio sulla base dell'analisi delle serie storiche termopluviometriche. Questo risultato indica che le variabili meteorologiche sono state integrate nella procedura di valutazione tenendo effettivamente conto della loro natura dinamica. Pertanto, le mappe di rischio climatico realizzate riescono a includere l'informazione relativa alla variabilità climatica e a dare un'idea immediata e sintetica

sia delle condizioni "medie" del territorio sia della sua naturale variabilità interannuale.

Tabella 1: Variazione percentuale, rispetto al periodo 1971-2000, delle superfici agrarie che ricadono in aree molto vocate della Sardegna per il trentennio 2070-2099 e gli scenari climatici A2 e B2.

	Orticole	Oliveti	Vigneti	Seminativi non irrigui
A2	-39	-26	-55	-57
B2	-37	-9	-43	-42

4 PROSPETTIVE FUTURE

I promettenti risultati ottenuti in questa ricerca verranno perfezionati nell'ambito di una serie di attività in corso di svolgimento. La procedura messa a punto per le regioni Sardegna ed Emilia Romagna sarà implementata a livello nazionale nel quadro delle attività svolte in collaborazione con la Divisione Impatti sull'Agricoltura, Foreste ed Ecosistemi Naturali (IAFENT) del Centro Euro-Mediterraneo sui Cambiamenti Climatici (CMCC). Nel quadro di un progetto di collaborazione internazionale con l'*Institut National de la Recherche Agronomique* (INRA, Marocco) è previsto l'adattamento della metodologia per la sua applicazione nelle

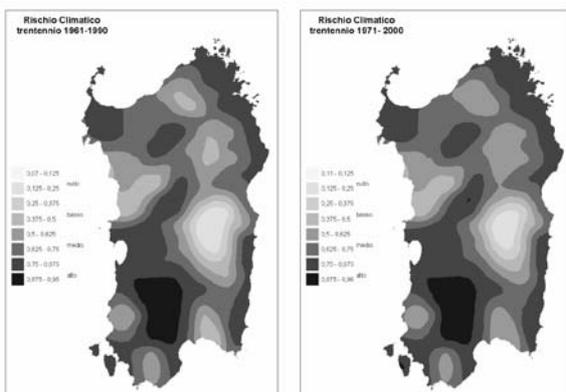


Figura 1: Carte del Rischio Climatico in agricoltura per la Sardegna relative ai periodi 1961-1990 e 1971-2000.

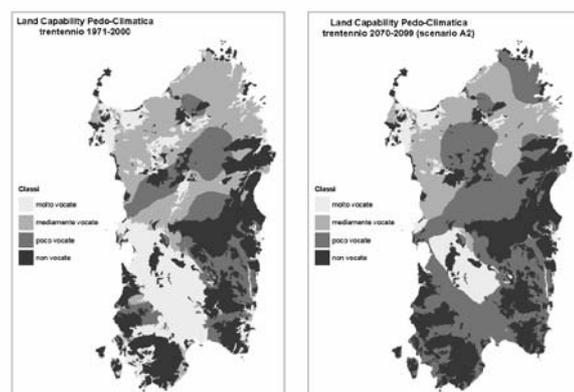


Figura 2: Carte della *Land Capability for Agriculture* pedo-climatica della Sardegna relative al periodo 1971-2000 e al trentennio 2070-2099 (scenario A2).

aree agricole del Paese maghrebino. Infine, a seguito di accordi con il *Natural Resources Management and Environment Department* della FAO, con l'*International Institute for Applied Systems Analysis* (IIASA, Austria) e l'*International Maize and Wheat Improvement Center* (CIMMYT, Messico) è in corso di elaborazione un progetto di cooperazione internazionale di più ampia portata sulle tematiche affrontate da questa ricerca.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Brunetti, M., Maugeri, M. & Nanni T.. Variations of temperature and precipitation in Italy from 1866 to 1955. *Theor. Appl. Climatol.* 2000; 65: 165-174.
- Duce, P., Cesaraccio, C., Canu, S., Motroni, A., Dettori, M., Cocco, T., Antolini, G. & Zinoni F.. Individuazione delle aree agricole e delle colture a forte rischio per variazioni climatiche. In *Risultati Conclusivi del Progetto finalizzato di ricerca "Climagri – Cambiamenti climatici e agricoltura"*. 2006: 79-91. Roma : CRA-UCEA.
- Hudson, G. & Birnie R.V.. A method of land evaluation including year to year weather variability. *Agric. For. Meteorol.* 1999; 101: 203-216.
- IPCC 2001. *Climate Change 2001: the scientific basis. The third IPCC assessment report*. Cambridge: Cambridge University Press.
- IPCC 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report*. [<http://www.ipcc.ch/present/presentations.htm>]
- Parry, M.L. & Carter T.R.. The assessment of effects of climatic variations on agriculture: aims, methods and summary of results. In *The impact of climatic variations on agriculture*, 1988; 1: 11-95. Dordrecht : Reidel Publ. Co.
- Rosenzweig N.J.. Potential CO₂-Induced climatic effects on the North American wheat producing regions. *Clim. Change*. 1982; 7: 367-389.
- Rossiter D.G.. A theoretical framework for land evaluation. *Geoderma*. 1996; 72: 165-190.
- van Lanen, H.A.J., Hackten Broeke, M.J.D., Bouma, J. & de Groot W.J.M.. A mixed qualitative-quantitative physical land evaluation methodology. *Geoderma*. 1992; 55: 37-54.

Effetto dei cambiamenti climatici in atto sulla qualità dei vini

D. Grifoni¹, G. Zipoli¹, G. Maracchi¹, S. Orlandini², M. Mancini²

¹*Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia*

²*Dip. di Scienze Agronomiche e Gestione del Territorio Agroforestale, Università di Firenze, Italia*

grifoni@lamma.rete.toscana.it

SOMMARIO: I cambiamenti climatici osservati negli ultimi anni sono in gran parte attribuibili all'effetto dell'antropizzazione e principalmente causati dall'aumento nell'atmosfera di gas a effetto serra (anidride carbonica, metano, ossidi di azoto), che impediscono la dispersione del calore verso lo spazio aumentando l'energia disponibile sul pianeta. Tutto ciò si ripercuote sul clima modificando gli equilibri che regolano la circolazione generale dell'atmosfera. La presente ricerca è consistita nell'individuazione di possibili correlazioni esistenti fra qualità del vino e indici bioclimatici su alcune aree del centro nord Italia. Le relazioni individuate sono state quindi utilizzate per verificare l'esistenza di trend temporali nell'andamento delle condizioni e quindi per valutare eventuali segnali di cambiamento climatico e il loro impatto sulla qualità dei vini.

1 PROBLEMA SCIENTIFICO

L'importanza dell'andamento meteorologico durante la stagione vegetativa per la vite (*Vitis vinifera* L.) è ormai nota a tutti; i fattori del clima (precipitazioni, temperatura, radiazione, umidità dell'aria) influenzano i diversi elementi del ciclo vegeto - produttivo della vite e l'efficacia delle operazioni colturali, agendo in ultima analisi sulla qualità e quantità finale delle produzioni. L'effetto dei cambiamenti climatici finora osservato o previsto sulla base di scenari futuri è principalmente collegabile a una variazione nella data di comparsa di alcune fasi fenologiche, mentre molto meno sappiamo dell'impatto in termini quali-quantitativi sulla produzione. Questo studio si propone di analizzare le relazioni esistenti tra la qualità di alcuni pregiati vini italiani e la variabilità meteo-climatica sia mediante i classici indici bioclimatici, che tramite informazioni meteorologiche di carattere generale.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Serie storiche disponibili

La ricerca è stata svolta su vini del centro nord Italia e in particolare su Brunello di Montalcino, Vino Nobile di Montepulciano, Chianti Classico, Barolo, Barbaresco e l'Amarone; i dati di qualità del vino disponibili hanno permesso di analizzare il periodo 1970-2002.

La qualità del vino può essere determinata mediante analisi chimiche sia sull'uva sia sul vino stesso, utilizzando recenti strumentazioni (gas cromatografia in combinazione con sensori artificiali tipo l'olfattometro), tuttavia, per motivi di disponibilità, i dati di qualità dei vini impiegati in questo studio sono quelli dell'analisi sensoriale, basati sulla valutazione delle proprietà mediante caratteristiche visive, olfattive e gustative.

La qualità di molti vini qualitativamente pregiati viene annualmente ed efficacemente descritta con un indice sintetico che si basa su analisi sensoriali ed è espresso attraverso un punteggio che varia da un minimo di 1 ad un massimo di 5.

Le informazioni meteorologiche utilizzate nel lavoro provengono dal sito del Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado, USA, (<http://www.cdc.noaa.gov/>).

Le variabili ed i campi meteorologici sono stati ottenuti mediante il progetto *NCEP/NCAR Reanalysis* (Kalnay 1996), che mette a disposizione variabili meteorologiche a partire dal 1948 con una risoluzione spaziale di 2,5° (Lat.-Long.). Questo progetto ha permesso la ricostruzione a livello globale dello stato dell'atmosfera, rendendo disponibili tutte le variabili meteorologiche con una discreta continuità spazio/temporale. In particolare, nel lavoro sono state utilizzate le variabili temperatura e precipitazione relative alle aree di produzione, i campi di geopotenziale a 500 hPa e di temperatura superficiale del mare (SST) (spazializzati sul dominio Europa/nord Africa/Atlantico) e l'indice NAO (North Atlantic Oscillation).

Il geopotenziale a 500 hPa e la SST sono due dei principali campi meteorologici. In particolare il primo rappresenta l'altitudine in metri del livello in atmosfera dove la pressione dell'aria è pari a 500 hPa ed è ben correlato con le caratteristiche meteorologiche al suolo. La SST rappresenta la temperatura superficiale del mare. Il NAO è definito come la differenza normalizzata delle anomalie di pressione atmosferica fra le Azzorre e l'Islanda. Queste ultime tre informazioni meteorologiche sono alcune tra quelle impiegate dai climatologi per descrivere lo stato dell'atmosfera e degli oceani anche al fine di prevederne l'evoluzione a medio e lungo termine.

2.2 Metodologia impiegata

La ricerca è consistita nell'individuazione di possibili correlazioni esistenti fra qualità del vino e indici bioclimatici (per l'analisi sono stati utilizzati il valore medio delle qualità dei vini considerati e quello degli indici climatici calcolati sulle aree di produzione). Successivamente sono state elaborate mappe di correlazione fra la qualità media dei vini e i campi meteorologici geopotenziale a 500 hPa e SST, al fine di evidenziare il possibile impatto di fenomeni a larga scala sulla quali-

tà. Queste mappe, mediante la distribuzione spaziale del coefficiente di correlazione, permettono di verificare l'esistenza di relazioni tra la qualità del vino e il valore assunto dal campo meteorologico sul dominio considerato. In tal modo è possibile individuare le aree in cui l'instaurarsi di determinati valori delle variabili meteorologiche risulta legato (teleconnessioni) con la qualità dei vini.

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1 Indici bioclimatici: relazioni con la qualità e trend

Per quanto riguarda gli aspetti termici, è stata utilizzata la sommatoria delle temperature attive (STA) nel periodo aprile-ottobre espressa in gradi giorno (GG) (Winkler et al. 1974), mentre per quelli pluviometrici è stata considerata la sommatoria delle precipitazioni durante il periodo vegetativo, considerato da aprile a settembre espressa in mm.

Analizzando in dettaglio i singoli effetti, è stato possibile osservare che la relazione con la temperatura è direttamente proporzionale, con probabilità di avere qualità migliori all'aumentare del accumulo termico disponibile nella stagione vegetativa (Fig. 1).

Le precipitazioni mostrano, invece, un'influenza negativa sulla qualità, con una diminuzione della possibilità di avere annate ottime o eccezionali quando le precipitazioni sono elevate (Fig. 2).

Risultati paragonabili a quelli qui menzionati si sono trovati anche utilizzando dati meteorologici ottenuti da stazioni meteorologiche nel

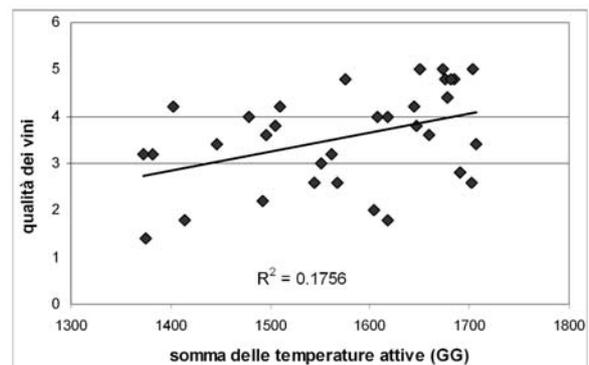


Figura 1: Relazione tra la sommatoria delle temperature attive (STA) e la qualità media dei vini.

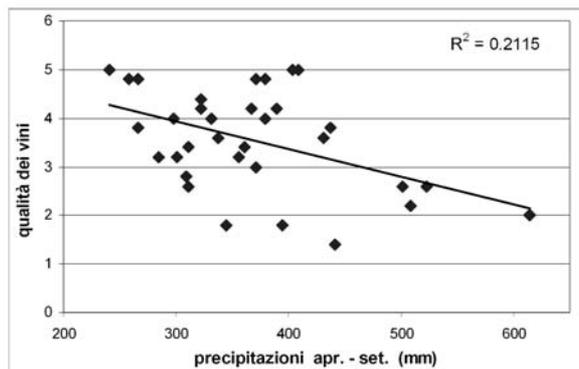


Figura 2: Relazione tra precipitazioni nel periodo aprile.

caso specifico del Brunello di Montalcino (Orlandini et al. 2006).

Combinando i due indici, la significatività della regressione multipla (non mostrata) risulta ancora più elevata ($p < 0,001$), e il coefficiente di determinazione evidenzia come il solo regime termo-pluviometrico sia responsabile fino al 35% della variabilità interannuale nella qualità del vino.

Al fine di evidenziare la variabilità climatica osservata negli ultimi anni per entrambi gli indici bioclimatici, sono stati analizzati i trend per il periodo 1951-2005 mediante lo sviluppo di regressioni ed è stata calcolata la differenza (anomalia) annuale rispetto alla media climatica di riferimento (1961-1990). A tale proposito non si evidenziano trend statisticamente significativi (in particolare per le precipitazioni cumulate (dati non mostrati), ma in ogni caso i risultati hanno mostrato un aumento di frequenza delle annate con valori di STA sopra la media a partire dagli anni ottanta (Fig. 3).

La migliore qualità della produzione evidenziata negli ultimi anni sembra quindi climaticamente imputabile soprattutto a una più elevata disponibilità termica.

3.2 Campi meteorologici e indici climatici: relazioni con la qualità e trend

Per verificare il possibile impatto di alcuni fenomeni a più ampia scala sulla qualità del vino, sono state realizzate mappe di correlazione al fine di poter individuare l'esistenza di possibili teleconnessioni tra la qualità del vino e il valore assunto da alcuni campi meteorologici su un ampio dominio geografico (Mediterraneo, Nord Africa, Atlantico) nel

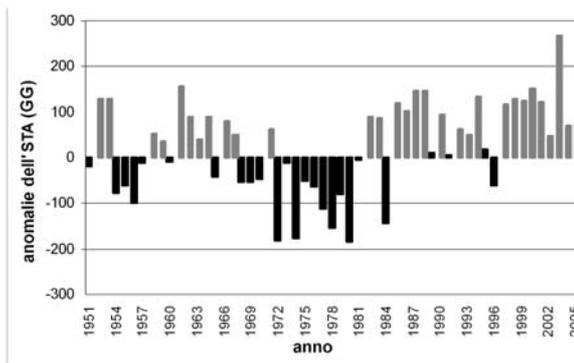


Figura 3: Trend delle STA per il periodo 1951 - 2005.

corso della stagione vegetativa. Tale approccio è giustificato dal fatto che i valori assunti da tali campi (SST, geopotenziale a 500 hPa ecc) o indici (NAO ecc.) possano avere un impatto sull'andamento meteorologico sull'area di produzione dei vini studiati.

Emerge una buona correlazione fra i valori di geopotenziale a 500 hPa sulla parte meridionale del Mediterraneo nel periodo aprile-settembre e la qualità media dei vini (dati non mostrati). Questo risultato è in accordo con i precedenti risultati ottenuti tra STA e qualità dei vini essendo la temperatura del periodo aprile-ottobre correlata significativamente con il valore di geopotenziale a 500 hPa.

Buone correlazioni positive sono state ottenute anche tra la qualità del vino e la SST del periodo maggio-giugno della porzione dell'oceano Atlantico ad ovest delle isole Canarie e in minor misura del Mediterraneo occidentale (Fig. 4). Tale risultato è probabilmente da imputare a una relazione esistente fra la SST delle aree citate precedentemente per il periodo maggio-giugno e l'andamento termico sulle aree di produzione durante la stagione vegetativa.

La correlazione, inversamente proporzionale, fra l'indice NAO e la qualità dei vini ha mostrato i maggiori valori dei coefficienti di determinazione per il periodo aprile - luglio (dati non mostrati).

Alcuni dei risultati così ottenuti possono avere importanti applicazioni previsionali, in quanto già nelle prime fasi della stagione vegetativa sarà possibile ottenere indicazioni sulla qualità della produzione. Ciò consentirà di intervenire per ottimizzare la commercializzazione e aumentare la qualità in annate

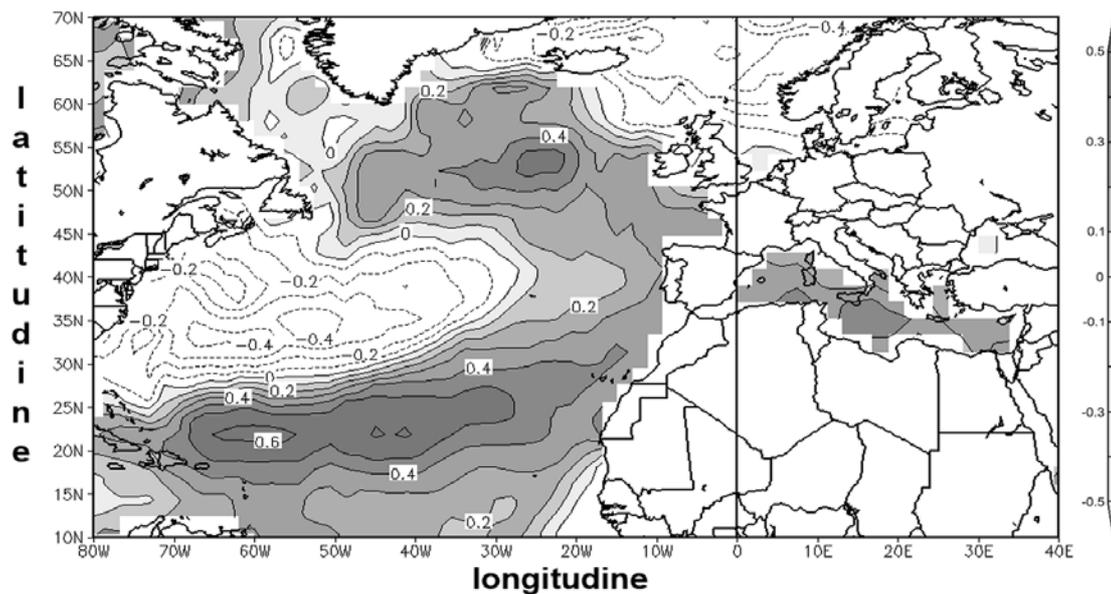


Figura 4: Mappa di correlazione fra la qualità media dei vini e l'SST di maggio-giugno. Le gradazioni di grigio rappresentano i coefficienti di correlazione positivi. La mappa è stata ottenuta grazie al NOAA-CIRES Climate Diagnostic Center, Boulder, Colorado, USA (<http://www.cdc.noaa.gov/>).

meteorologicamente sfavorevoli. Ulteriori dettagli della ricerca possono essere visionati su Grifoni et al. 2006.

4 CONCLUSIONI E PROSPETTIVE FUTURE

Gli indici climatici e bioclimatici adottati hanno evidenziato una correlazione significativa con la qualità dei vini. In particolare l'indice WI ha mostrato di influire positivamente sul prodotto e, almeno nei limiti di variazione attuale, l'analisi dei trend climatici ha evidenziato un miglioramento della qualità. Nei prossimi anni il mantenimento di questa tendenza incrementale potrebbe portare ad un'eccessiva disponibilità termica, con ripercussioni sulla qualità. Per quanto riguarda le precipitazioni, gli eccessi idrici sono risultati negativamente correlati col prodotto finale. L'analisi dei dati pluviometrici non ha tuttavia mostrato particolari tendenze negli ultimi anni.

È opportuno che questi studi vengano condotti anche in altre realtà produttive, per definire le prospettive della viticoltura regionale e nazionale, soprattutto in funzione di un sempre maggiore sviluppo dei modelli di simulazione degli scenari climatici futuri e quindi di una loro maggiore attendibilità. In questo modo sarà possibile individuare gli interventi

necessari a gestire i cambiamenti, riducendo le conseguenze negative per la produzione e valorizzando i possibili effetti positivi.

5 BIBLIOGRAFIA

- Grifoni, D., Mancini, M., Maracchi, G., Orlandini, S. & Zipoli G. Analysis of Italian wine quality using freely available meteorological information, *Am. J. Enol. Vitic.* 2006; 57(3): 339-346.
- Orlandini, S., Grifoni, D., Mancini, M., Maracchi, G. & Zipoli, G. 2006. Effetto della variabilità meteo-climatica sulla qualità dei vini, *VQ*; 1: 9-17.
- Winkler, A., Cook, J. A., Kliewer, W. M. & Lider, L. A. 1974. *General Viticulture*. University of California Press, Berkeley.
- Kalnay, Y. E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woolen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, Higgins, W., Janowiak, J., MO, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetma, A., Reynolds, R., Jenne, R. & Joseph, E.D.. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bullet. Amer. Meteorol. Soc.* 1996; 77: 437-471.

Adattamento alla siccità e utilizzazione di risorse idriche differenziate nelle specie delle dune costiere

M. Lauteri, E. Brugnoli

Istituto di Biologia Agroambientale e Forestale, CNR, Porano, Italia

marco.lauteri@ibaf.cnr.it

SOMMARIO: Le specie vegetali, nell'assumere acqua dal suolo, entrano in un complesso di interazioni competitive, specialmente in condizioni di carenza idrica. Queste interazioni, di difficile caratterizzazione diretta, possono essere indagate mediante studio degli isotopi stabili di ossigeno e carbonio utilizzati a concentrazioni naturali come traccianti degli scambi suolo-pianta-atmosfera. Alcuni ecosistemi sono particolarmente vulnerabili a fronte di cambiamenti climatici. È il caso delle fasce litoranee, ed in generale degli ecosistemi ecotonali, quelli che fanno da transizione tra condizioni ambientali ampiamente contrastanti. Gli ambienti ecotonali sono solitamente caratterizzati da ampi contenuti di biodiversità. Questo consente di studiare aspetti ecofisiologici salienti di sistemi complessi, di acquisire conoscenze indispensabili ad azioni di conservazione e gestione ambientale in zone a limitata resilienza. Il presente lavoro descrive alcuni studi ecofisiologici in corso in zone litoranee mediterranee. Gli studi effettuati vengono poi comparati ai pochi analoghi effettuati in ambienti simili. Attenzione è rivolta alla tematica dell'uso di risorse idriche ben differenziate ma depauperabili, a fronte del cambiamento globale in corso. In particolare, viene studiata la capacità di adattamento e colonizzazione di specie delle dune, che svolgono un ruolo primario di protezione dall'erosione della fascia costiera anche in conseguenza dell'innalzamento del livello dei mari.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 La vulnerabilità degli habitat costieri tirrenici

La frammentazione rappresenta il maggior pericolo per le biocenosi litoranee e può precludere i flussi genici all'interno delle metapopolazioni, pregiudicandone la capacità evolutiva. Tuttavia, può essere riduttivo indicare la frammentazione come causa unica della perdita dei biotopi costieri. Questa è dovuta a molte concause come l'eccessiva pressione antropica (es. urbanizzazione delle coste, turismo di massa, arretramento della falda dolce per eccessivi prelievi urbani ed agricoli) e i cambiamenti climatici che svolgono un ruolo di primo piano e possono determinare alterazioni delle correnti marine e del bilancio tra asporto e deposito sabbioso. Inoltre, la diffusione di specie aliene rappresenta un ulteriore pericolo per la biodiversità della fascia costiera.

Questo quadro porta all'esigenza di una

migliore conoscenza dei meccanismi ecologici e fisiologici che regolano le comunità vegetali delle dune mobili e delle prime dune fisse, che rappresentano dei baluardi di transizione tra l'ambiente marino e quello terrestre.

L'ambiente delle dune costiere è severamente limitante per le specie vegetali. Il clima mediterraneo tipico dell'area tirrenica espone le biocenosi a frequenti e prolungati periodi di carenza idrica. L'aerosol marino e la natura sabbiosa del suolo, con la sua scarsa capacità idrica e l'elevata salinità, esasperano lo stress. Le biocenosi di questi ambienti devono intrinsecamente essere specializzate e in grado di sfruttare risorse idriche diverse, variabili nel tempo e nello spazio.

1.2 Uso delle risorse idriche ed isotopi stabili

A causa di fattori fisici e climatici, le risorse idriche sono caratterizzate da firme isotopiche differenti, sia per quanto concerne il rapporto isotopico $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ che per il rapporto D/H

($\delta^{18}\text{O}$ o δD , Craig 1961; Dansgaard 1964). Questo determina nel suolo la stratificazione di acque con differente composizione isotopica. L'acqua xilematica riflette generalmente la composizione isotopica dell'acqua captata dalla pianta (Dawson et al. 2002). Per tale ragione i valori di $\delta^{18}\text{O}$ e δD dell'acqua consentono lo studio dei flussi idrici dal suolo all'atmosfera, attraverso la vegetazione. Tuttavia, studi sulla vegetazione alofitica hanno mostrato come l'interpretazione di modelli d'uso idrico a partire da analisi di δD (Lin & Sternberg 1992) possa risultare fuorviante rispetto all'informazione contenuta nell'analisi di $\delta^{18}\text{O}$ dell'acqua xilematica. Un frazionamento isotopico contro D è stato infatti osservato in specie alofite. Si ipotizza che tale frazionamento si verifichi durante l'assorbimento radicale a livello delle bande del Casparry. Poiché l'isotopo ^{18}O non appare coinvolto in questo frazionamento, la sua analisi nell'acqua xilematica consente, di ottenere informazioni congrue sulla profondità di azione degli apparati radicali e sulle relazioni funzionali tra vegetazione e tipi di risorsa idrica nell'ambito degli ecosistemi litoranei. In aggiunta allo studio delle risorse idriche utilizzate attraverso $\delta^{18}\text{O}$, l'efficienza d'uso idrico (WUE: rapporto tra carbonio assimilato ed acqua traspirata) può essere quantificata dall'analisi della discriminazione isotopica del carbonio ($\Delta^{13}\text{C}$; per una *review* si veda Brugnoli & Farquhar 2000). Strategie specifiche diversificate nell'uso delle risorse idriche ambientali possono riflettersi in modelli specifici di WUE. Un approccio isotopico multiplo può aumentare l'accuratezza di studi dedicati alla complessità delle strategie d'uso idrico a livello di biocenosi e agli effetti di variazioni climatiche. Questo approccio è stato utilizzato da Valentini *et al.*, (1992) e, più recentemente da Alessio *et al.*, (2004) su ecosistemi costieri mediterranei. In questi ecosistemi molte specie presentano apparati radicali bi-stratificati, rendendo più complesse le interazioni tra risorse idriche e strategie d'uso idrico. In particolare, le biocenosi litoranee possono accedere a risorse idriche ben differen-

ziate nello spazio e nelle stagioni: acque meteoriche stratificate nel suolo, falde freatiche superficiali, acqua marina ed acque salmastre. I cambiamenti climatici, così come i mutati usi del territorio, possono condurre a squilibri nella disponibilità delle diverse risorse idriche, determinando il temuto prevalere dell'intrusione d'acque salse o la salinizzazione dei suoli.

Alcune indagini effettuate sulla complessità funzionale della vegetazione litoranea e sulla valutazione di possibili impatti del cambiamento globale su questi ecosistemi vengono qui brevemente illustrate.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 I rilievi effettuati e l'ambiente sperimentale
Scambi gassosi (CO_2 e H_2O), misure di $\Delta^{13}\text{C}$ della sostanza organica fogliare e la composizione $\delta^{18}\text{O}$ dell'acqua xilematica vengono effettuate per comprendere le dinamiche di assimilazione fotosintetica e d'uso idrico delle specie considerate. Le specie che caratterizzano i litorali sabbiosi sono molteplici. Tra le più significative troviamo le erbacee perenni delle dune mobili (*Ammophila littoralis*, *Elymus farctus*) e le sclerofille arbustive e lianose (*Arbutus unedo*, *Pistacia lentiscus*, *Phillyrea angustifolia*, *Quercus ilex*, *Juniperus oxycedrus*, *Smilax aspera*) delle dune consolidate. Il clima cui sono soggetti questi ecosistemi è tipicamente mediterraneo, con precipitazioni concentrate in autunno, inverno e primavera, con ampie oscillazioni interannuali. I cambiamenti climatici in atto possono influire sull'entità di queste fluttuazioni e sembrano determinare la frequenza di eventi estremi sia di siccità che di piovosità.

2.2 Metodiche isotopiche e definizioni

L'analisi della discriminazione isotopica del carbonio viene effettuata sulla CO_2 prodotta da combustione di campioni di sostanza organica o di metaboliti purificati. I rapporti isotopici ($R = ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) vengono determinati con spettrometri di massa isotopici (IRMS), che forniscono la composizione isotopica ($\delta^{13}\text{C}$)

rispetto ad uno standard. La discriminazione isotopica del carbonio viene infine calcolata in accordo a Farquhar & Richards (1984):

$$\Delta^{13}\text{C} = (\delta_{\text{air}} - \delta_{\text{plant}})/(1 + \delta_{\text{plant}}) \quad (1),$$

dove δ_{plant} è $\delta^{13}\text{C}$ del materiale vegetale e δ_{air} , la composizione isotopica della CO_2 atmosferica (= -8.0‰).

I campioni di acqua xilematica vengono estratti criogenicamente da porzioni di fusti o rizomi lignificati. Le analisi di $\delta^{18}\text{O}$ di campioni acquosi vengono effettuate mediante equilibrio con CO_2 che viene poi analizzata. La composizione isotopica $\delta^{18}\text{O}$ è calcolata in riferimento allo standard internazionale VSMOW.

3 RISULTATI RILEVANTI

L'assimilazione fotosintetica rilevabile negli ecosistemi litoranei è generalmente ridotta dalle condizioni di siccità estiva. Alcune specie possono presentare valori particolarmente ridotti, come nel caso della lianosa sclerofilla *S. aspera*. Tuttavia, differenti strategie ecofisiologiche sono state individuate sulla base delle analisi di $\delta^{18}\text{O}$ e di $\Delta^{13}\text{C}$. I valori di $\delta^{18}\text{O}$ dell'acqua xilematica delle fanerofite (le sclerofille arbustive di macchia mediterranea) sono risultati relativamente costanti e prossimi a quelli dell'acqua di falda, suggerendo la dipendenza di queste specie da sorgenti idriche profonde e affidabili nel tempo. Per queste specie i valori di $\Delta^{13}\text{C}$ sono risultati relativamente alti, indicando alta conduttanza stomatica e bassa WUE intrinseca, con l'eccezione di *J. oxycedrus*. Quest'ultima specie utilizza anche acque saline di origine marina. Valori molto arricchiti di $\delta^{18}\text{O}$ sono stati trovati nell'acqua xilematica di *S. aspera* durante periodi spiccatamente siccitosi. Ciò fa ipotizzare retrodiffusione di acqua fogliare, dopo l'arricchimento traspirativo, verso i condotti xilematici dei fusti, o captazione diretta di acqua di condensa notturna da parte di foglie e fusti verdi. Bassi valori di $\Delta^{13}\text{C}$ indicano elevata WUE e bassa conduttanza stomatica

in *S. aspera*. Le specie delle dune mobili hanno, infine, mostrato strategie contrastanti di uso idrico: *E. farctus* sembra fare affidamento su acque superficiali di origine meteorica, associando questa strategia ad una WUE relativamente bassa, in accordo al suo ciclo vitale terofitico, capace di sfruttare i periodi più miti evitando le siccità estive; al contrario, *A. littoralis* ha mostrato preferenza per risorse idriche più profonde e durevoli, parallelamente ad una più alta WUE e bassa conduttanza stomatica in relazione al suo ciclo vitale prolungato.

4 PROSPETTIVE FUTURE

La conoscenza dei meccanismi ecofisiologici che regolano gli scambi atmosfera-vegetazione è di grande rilevanza per la conservazione di quegli ecosistemi che costituiscono una difesa dall'erosione costiera e dall'esposizione diretta delle biocenosi più interne all'aerosol marino. Questo è tanto più importante in considerazione dell'innalzamento del livello degli oceani come conseguenza dei cambiamenti climatici.

I risultati brevemente presentati fanno comprendere come lo studio del comportamento fisiologico e gli scambi isotopici consentano il monitoraggio della vegetazione, in relazione a stress ambientali esasperati dai mutamenti climatici, che rendono le risorse idriche più scarse e/o meno affidabili.

Gli effetti dei cambiamenti climatici sulle biocenosi costiere potrebbero essere fruttuosamente ed economicamente monitorati, ad esempio, attraverso lo studio fisiologico di piante "sonda" quali *Juniperus oxycedrus*. Un'eventuale intrusione della falda marina, dovuta a processi di erosione costiera, di innalzamento del livello del mare o ad uso eccessivo della falda dolce, potrebbe essere prontamente individuata attraverso il monitoraggio stagionale dell'acqua xilematica.

Al di là delle applicazioni dirette degli isotopi stabili nel monitoraggio di biocenosi "baluardo" come quelle della fascia costiera, ulteriori prospettive risiedono nelle potenzialità di

indagine di funzioni ecosistemiche legate ai cicli di carbonio ed acqua (vedasi al proposito, Brugnoli et al., in questo Volume). In particolare, a livello fogliare nella vegetazione terrestre, si ha il punto di accoppiamento unico tra i cicli globali di carbonio e acqua, mediante l'equilibrio bicarbonato, mediato dall'enzima anidrasi carbonica. Pertanto, gli studi sull'arricchimento isotopico dell'acqua fogliare (Lauteri et al. 2006) e di $\delta^{18}\text{O}$ nella CO_2 incrementeranno, in futuro, le nostre conoscenze sugli scambi globali tra atmosfera e biosfera e la ripartizione dei flussi legati ai *sinks* oceanici e terrestri. Concetti fondamentali di sinecologia e fisiologia ecosistemica, quali la resilienza a disturbi ecologici, potranno essere utilmente gestiti in relazione alle tematiche dei cambiamenti globali.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Alessio, G.A. De Lillis, M. Brugnoli, E. & Lauteri M. 2004. Water sources and water-use efficiency in Mediterranean coastal dune vegetation. *Plant Biology* 6: 350-357.
- Brugnoli, E. & Farquhar G.D. 2000. Photosynthetic fractionation of carbon isotopes. In R.C. Leegood, T. Sharkey & S. von Caemmerer (eds.), *Advances in Photosynthesis*: 399-434. The Netherlands: Kluwer A. P.
- Craig H. 1961. Isotopic variations in meteoric water. *Science* 133: 1702-1703.
- Dansgaard W. 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus* XVI: 436-468.
- Dawson, T.E. Mambelli, S. Plamboeck, A.H. Templer, P.H. & Tu K.P. 2002. Stable isotopes in plant ecology. *Annu. Rev. Ecol. Syst.* 33: 507-559.
- Farquhar, G.D. Ehleringer, J.R. & Hubick K.T. 1989. Carbon isotope discrimination and photosynthesis. *Annu. Rev. Plant Physiol. Plant Mol. Biol.* 40: 503-537.
- Farquhar, G.D. & Richards R.A. 1984. Isotopic composition of plant carbon correlates with water-use efficiency of wheat genotypes. *Australian J. of Plant Physiol.* 11: 539-552.
- Lauteri, M., Alessio, G.A. & Paris P. 2006. Using oxygen stable isotope to investigate the soil-plant-atmosphere hydraulic continuum in complex stands of walnut. In M.E. Malvolti & D. Avanzato (eds.), *Acta Horticulturae*: 223-230. Belgium: ISHS.
- Valentini, R. Scarascia Mugnozza, G.E. & Ehleringer J.D. 1992. Hydrogen and carbon isotope ratios of selected species of a Mediterranean *macchia* ecosystem. *Functional Ecology* 6: 627-631.

Monitoraggio delle condizioni meteorologiche nella prevenzione delle infestazioni da *Locusta del deserto*

C. Vallebona, L. Genesio, A. Crisci, M. Pasqui, A. Di Vecchia, G. Maracchi
Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia
c.vallebona@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: La *Locusta del deserto* rappresenta una seria minaccia per la sicurezza alimentare in molti paesi africani ed asiatici. La sensibilità del ciclo biologico di questa specie a fattori meteorologici ed ambientali conferisce al monitoraggio delle condizioni meteorologiche a diverse scale spaziali, insieme alla comprensione delle condizioni meteo-climatiche che favoriscono l'innesco delle invasioni, un ruolo fondamentale per un approccio preventivo al problema. Nell'ipotesi per cui determinati pattern climatici possano sviluppare le condizioni favorevoli per le popolazioni della *Locusta del deserto* ed innescare l'inizio di un'invasione, le invasioni passate sono state caratterizzate da un punto di vista climatico per evidenziare le anomalie rispetto agli anni in cui nessuna invasione ha avuto inizio. L'Istituto di Biometeorologia del Consiglio Nazionale delle Ricerche (IBIMET/CNR) in collaborazione con FAO/EMPRES (Emergency Prevention System for Transboundary Animal and Plant Pests and Diseases) ha istituito il servizio DELOMM (Desert Locust Meteorological Monitoring) allo scopo di assicurare ai paesi interessati l'accesso agli strumenti necessari, in termini di informazione meteorologica, per la pianificazione delle azioni di controllo sulle popolazioni della *Locusta del deserto* e la prevenzione delle invasioni.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 Introduzione

La *Locusta del deserto*, *Schistocerca Gregaria* [Forskål], è un insetto appartenente alla famiglia degli Acrididi avente come areale di distribuzione della forma solitaria le zone aride e semi-aride del Sahel, Nord Africa, Penisola Arabica e Asia Sud-Occidentale.

Questa specie di locuste è considerata la più pericolosa in quanto condizioni climatologiche ed ecologiche favorevoli possono promuovere in individui solitari una pesante moltiplicazione, concentrazione e gregarizzazione con la formazione di sciami capaci di migrare ed invadere ampie superfici (Fig. 1). L'area di invasione della locusta del deserto può arrivare a coprire il 20% della superficie mondiale, interessando 60 paesi in Africa, Medio Oriente ed Asia e rappresentando una

potenziale minaccia per l'agricoltura e la sicurezza alimentare delle regioni colpite.

1.2 Stato dell'arte

Le invasioni della *Locusta del deserto* si verificano con intermittenza ma senza evidenze di periodicità. Tutte le fasi del ciclo di vita, in primo luogo la riproduzione, e la diffusione attraverso migrazioni della specie sono fortemente influenzate da parametri meteorologici quali piogge, temperature e vento, e parametri correlati ad essi come umidità del suolo e sviluppo della vegetazione (Symmons & Cressmann 2001). Un probabile ruolo giocato dalla meteorologia sullo sviluppo e mantenimento delle passate infestazioni è stato teorizzato in letteratura (Rainey 1963, Pedgley 1979, Cheke & Holt 1993) ma i meccanismi generali di azione a scala sinottica non sono ancora stati spiegati.

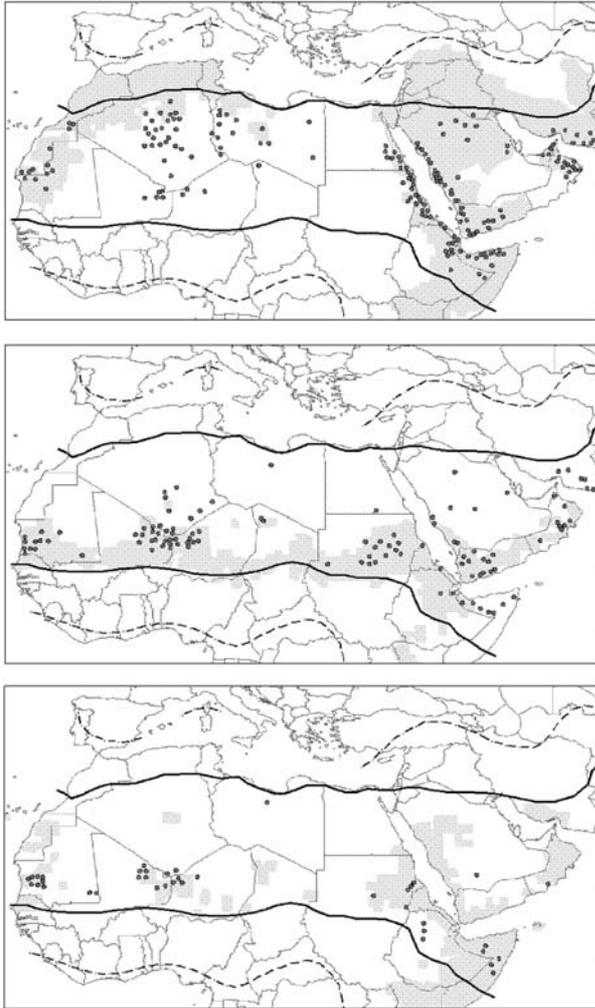


Figura 1: Siti di riproduzione stagionali (dall'alto: primavera, estate, inverno) durante le recessioni (grigio scuro) e le invasioni (aree in grigio chiaro). Con linea continua e linea tratteggiata sono rappresentati rispettivamente i limiti dell'area di recessione ed invasione (modificato da Popov, 1997; Roffey, Magor, 2003).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Caratterizzazione climatica delle infestazioni della *Locusta del deserto* nell'Africa occidentale

La recente disponibilità di serie temporali abbastanza estese per numerosi parametri atmosferici e di una vasta bibliografia sulle infestazioni storiche ha reso possibile un'analisi integrata. Al fine di descrivere un tipico pattern di circolazione atmosferica associato ad un maggior rischio di invasioni di locuste, sono stati analizzati alcuni parametri atmosferici (altezza del Geopotenziale al livello di

pressione di 500 hPa, Temperatura dell'aria a 1000 hPa, componente zonale del vento a 700 hPa) e le SST (Sea Surface Temperatures) sul periodo 1979÷2005 con risoluzione temporale mensile e risoluzione spaziale di 2.5°. I dati utilizzati, prodotti da NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, sono disponibili attraverso il sito internet: <http://www.cdc.noaa.gov/>.

L'elaborazione dei dati è stata condotta al fine di evidenziare eventuali anomalie nella circolazione atmosferica verificatisi agli inizi delle invasioni passate rispetto ad una condizione media di recessione.

In particolare è stata individuata da bibliografia (Symmons, Cressman, 2001, Burt *et al*, 2000, <http://www.fao.org>) una serie di anni successivi al 1979 caratterizzati da inizio di invasione in Africa occidentale. È stata quindi effettuata una analisi dei compositi estraendo medie mensili sugli anni di inizio invasione, medie mensili sui restanti anni e quindi anomalie mensili date dalla differenza delle suddette medie. Per rendere queste valutazioni più oggettive e stabilire se le differenze tra le medie fossero significative oppure semplicemente dovute al caso è stato applicato il test statistico di Student (per i valori di probabilità di considerare le due medie significativamente diverse quando non lo fossero di 0.5, 0.2, 0.4, 0.1 e 0.05).

2.2 Risultati rilevanti

Dalle analisi effettuate sui parametri climatici emerge che le medie mensili per i periodi di invasione successivi al 1979 risultano significativamente diverse rispetto alle corrispondenti calcolate sui periodi in cui nessuna invasione ha avuto luogo, ma soprattutto esse evidenziano dinamiche ben distinte di circolazione atmosferica. Tali differenze sono più accentuate nei mesi non interessati dal regime monsonico. In Figura 2 è riportata, a titolo di esempio, la significatività statistica associata al test di Student, per il parametro SST per il mese di marzo. Volendo focalizzare l'attenzione sull'Africa occidentale, il periodo invernale-primaverile è considerato strategico

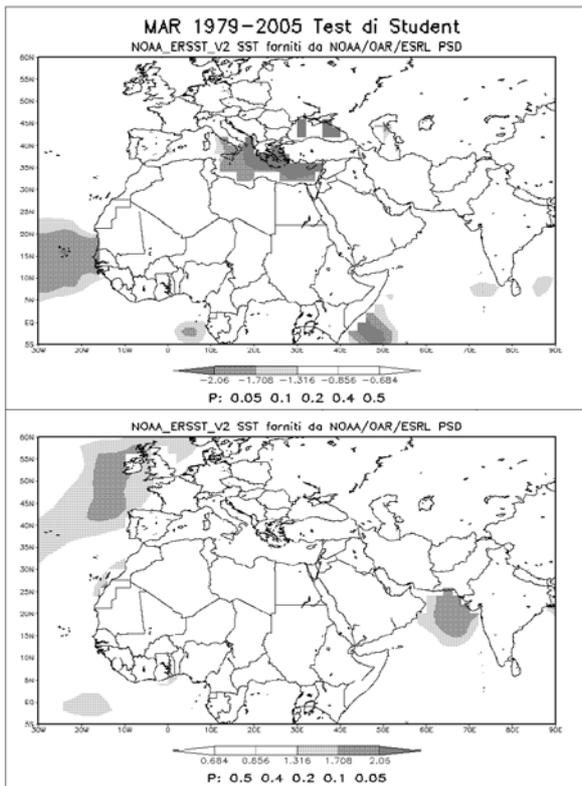


Figura 2: Significatività statistica associata al test di Student sui campioni di anni rispettivamente di invasione e di non invasione per le SST nel mese di marzo.

perchè qui le invasioni si verificano prevalentemente in estate-autunno: le dinamiche di popolazione che portano all'innescò di una piaga sono dinamiche di lungo periodo che interessano diverse generazioni ed il lag temporale intercorrente tra l'innescò climatico e l'upsurge può essere verosimilmente considerato dell'ordine dei 3-6 mesi.

L'analisi ha evidenziato, nel periodo invernale-primaverile, una anomalia negativa dell'altezza del geopotenziale in alta Troposfera su Africa e Medio Oriente con orientamento NE-SW, ed in parallelo un'anomalia positiva ad alte latitudini. Tale configurazione della circolazione atmosferica può produrre un'avvezione di aria fredda atlantica verso l'Africa nord-occidentale, e l'analisi dei compositi sulle temperature dell'aria conferma questa ipotesi, ma soprattutto essa può dare origine ad intrusione di aria umida e precipitazioni di origine atlantica. Una anomalia negativa del geopotenziale interessa inoltre le Azzorre in aprile, indicando una debole alta pressione

subtropicale e quindi un pattern di circolazione caratterizzato da un indice NAO negativo. Particolarmente visibile in marzo è l'anomalia negativa di geopotenziale sulla Libia, regione su cui risiede un anticiclone semi-permanente che caratterizza l'evoluzione della stagione estiva su tutta la regione del bacino del Mediterraneo. Questa anomalia può quindi assumere un significato fisico particolarmente importante: anticiclone libico e venti Harmattan più deboli implicano un maggior afflusso di aria umida sulla Mauritania da nord ed un aumento delle precipitazioni su quelle zone. L'*African Easterly Jet*, evidenziato dalla componente zonale negativa del vento a 700 hPa, è stato meno intenso e più meridionale negli anni di invasione rispetto agli altri. Questo è sicuramente indice di un regime diverso, essendo l'*African Easterly Jet* una componente primaria della circolazione a quelle latitudini. Negli anni di invasione comunque la circolazione è stata più meridionale, permettendo una maggiore penetrazione di aria atlantica umida da ovest verso il Sahel. Una prima ipotesi che è possibile fare circa il ruolo di un abbassamento della temperatura riguarda i suoi effetti sulle condizioni ambientali, con la modulazione della copertura della vegetazione, che può così durare più a lungo e quindi sostenere parecchie generazioni. Una seconda ipotesi può considerare il ruolo di tale abbassamento di temperatura alla superficie in concomitanza con la discesa di aria umida: tale condizione favorisce la condensazione dell'umidità al suolo, per altro in un periodo, marzo, che rappresenta il momento di transizione verso il picco della stagione secca prima della stagione monsonica. La temperatura può essere infine vista come effetto di un aumento della copertura nuvolosa, ma in generale quindi semplicemente come proxy dell'apporto di umidità, grandezza fondamentale per la biologia della Locusta del deserto. Da notare il fatto che il regime delle precipitazioni su queste zone, al di fuori del periodo monsonico, è intermittente, erratico. Sotto questa prospettiva sembra essere abbastanza ragionevole che, benchè la pioggia sia una

condizione necessaria per lo sviluppo di un ambiente favorevole e quindi un buon sincronizzatore per le riproduzioni, essa da sola non possa costituire il segnale climatico sinottico percepito dalla Locusta del deserto.

3 SERVIZIO OPERATIVO

Il servizio DELOMM è disponibile alla pagina web:

<http://www.ibimet.cnr.it/Case/sahel/> e fornisce previsioni stagionali di pioggia (per il mese o il trimestre successivo) per tutta l'area del Sahel espresse in termini di anomalie. Per i paesi Mauritania e Senegal il servizio, attivato in fase pilota, fornisce le previsioni di pioggia a sette giorni con aggiornamento giornaliero e risoluzione spaziale di 0.1°, basate sul down-scaling statistico del GFS (global forecast system, NOAA); esso inoltre fornisce le stime di pioggia giornaliera o cumulata su cinque giorni da MSG (Meteosat Second Generation) con una risoluzione di 3Km.

Tale servizio è volto a prevenire il verificarsi delle piaghe supportando le istituzioni nazionali e regionali, consolidandone le capacità di monitoraggio delle popolazioni di locuste e delle condizioni meteorologiche in aree chiave, di sviluppo di sistemi di allerta precoce e messa in atto di azioni di controllo preventive.

4 PROSPETTIVE FUTURE

La comprensione dei meccanismi meteo-climatici di innesco delle invasioni ha un potenziale enorme nell'implementazione di sistemi operativi di allerta precoce e nella messa in atto di politiche di prevenzione delle infestazioni: le azioni di controllo sulle popolazioni della Locusta del deserto potrebbero infatti essere programmate alla luce di un monitoraggio delle condizioni meteo-climatiche a scala sinottica e focalizzato su zone chiave.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Burt P.J.A., Larkin A.D., Magor J.I., 2000. Bibliography on Upsurges and Decline of Desert Locust Plagues 1925-1998. 2nd edn. Department for International Development, Natural Resources Institute, the University of Greenwich.
- Cheke R.A., Holt J, 1993. Complex dynamics of desert locust plagues. *Ecol. Entomol.*; 18: 109-115.
- Pedgley D.E., 1979. Strategy and tactics of control of migrant pests. *Philos Trans R Soc Lond B.* 287: 387-391.
- Popov G., 1997. Atlas of Desert Locust Breeding Habitats. FAO, Rome.
- Rainey R.C., 1963. Meteorology and the migration of desert locusts. Applications of synoptic meteorology in locust control. Technical note 54, Anti-Locust Memoir 7 Anti-Locust Research Centre, London also as WMO 138 T.P. 64, World Meteorological Organization, Geneva.
- Roffey J., Magor J. I., 2003. Desert Locust population parameters. FAO Desert Locust Technical Series AGP/DL/TS/30. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.
- Symmons P.M., Cressman K., 2001. Desert Locust Guidelines: Biology and behaviour, 2nd edn. FAO, Rome.

Ruolo fotoprotettivo degli antociani in piante di mais esposte a episodi di gelo improvviso durante la fase vegetativa

F. Pietrini, A. Massacci

Istituto di Biologia Agroambientale e Forestale, CNR, Roma, Italia

fabrizio.pietrini@ibaf.cnr.it

SOMMARIO: Gli studi sui cambiamenti climatici stanno fornendo indicazioni sugli scenari futuri che il nostro pianeta dovrà sperimentare nei prossimi anni. Uno degli aspetti che è emerso da queste indagini, riguarda la maggiore frequenza con cui si manifesteranno eventi meteorologici estremi. Tra questi possibili fenomeni, le gelate primaverili potrebbero essere estremamente pericolose per la produttività delle specie coltivate. Infatti, l'aumento delle temperature determina un anticipo della stagione vegetativa con la possibilità che l'emissione di nuove foglie vada a cadere in una fase in cui il rischio di gelate è ancora elevato. In base a queste considerazioni, risulta importante individuare negli organismi dei caratteri fisiologici che abbiano la capacità di proteggere la pianta da abbassamenti repentini e improvvisi della temperatura. In questo lavoro definiamo il ruolo degli antociani come pigmenti in grado di ridurre il rischio di fotoinibizione e aumentare la capacità di fotoprotezione, particolarmente in presenza di basse temperature.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Numerosi studi, legati ai cambiamenti climatici, hanno evidenziato un aumento della temperatura e una diminuzione delle precipitazioni a livello globale negli ultimi decenni. Modelli climatici hanno permesso di simulare simili tendenze anche per gli scenari futuri. Generalmente, tuttavia, tali modelli trascurano o sottovalutano l'effetto rilevante che taluni eventi meteorologici estremi potrebbero avere sulla produzione agricola, come le gelate, o la grandine. Le gelate, in particolare quelle primaverili, sono la calamità naturale più rilevante per la perdita di produzione agricola alle medie latitudini. Nell'ultimo decennio, si sono verificati diversi eventi di gelo che hanno in parte compromesso la produzione frutticola e cerealicola (Zinoni *et al.* 2002). Le elevate temperature, infatti, anticipano la stagione vegetativa così che le nuove foglie vengono emesse quando il rischio di gelate risulta ancora alto. Inoltre, se le gelate sono associate a giornate limpide e con alta intensi-

tà luminosa, gli effetti dannosi risultano ancora più severi. In queste condizioni, l'energia luminosa che arriva ai cloroplasti non è utilizzabile per la fotosintesi e non può essere del tutto convertita in calore. Pertanto, la formazione delle specie reattive dell'ossigeno (AOS) diviene inevitabile e quando la capacità dei meccanismi di detossificazione è superata, tali specie danneggiano i pigmenti, le membrane tilacoidali e i vari componenti dell'apparato fotochimico (Asada & Takahashi, 1987). In condizioni ottimali o di leggero stress, le xantofille possono contribuire alla dissipazione efficiente di questa energia in eccesso, sotto forma di calore, mentre il sistema antiossidante può rimuovere le AOS eventualmente formate. Il mais è una specie tropicale non adatta alla crescita in climi freddi e può patire notevolmente improvvisi abbassamenti della temperatura, soprattutto all'inizio della stagione vegetativa. Una strategia efficace per identificare le specie vegetali in grado di tollerare tale rischio è quella di associare, nella selezione varietale, caratteri fisio-

logici che conferiscono protezione con quelli, normalmente considerati, legati alla produttività. Per individuare questi caratteri è necessario analizzare specie che crescono in zone climatiche in cui le basse temperature sono abbastanza frequenti. Un interessante esempio è stato studiato in alcune varietà di mais dell'altopiano del Messico, che crescono in zone dove il mais originario della pianura non può essere coltivato (Eagles & Lothrop, 1994). Tra le caratteristiche fenotipiche mostrate dalle varietà di alta montagna c'è la tendenza ad accumulare antociani nei fusti e nelle foglie. Questi pigmenti sono flavonoidi solubili in acqua che sono concentrati nei vacuoli delle cellule ed assorbono la radiazione luminosa compresa tra 400 e 550 nm. La loro sintesi è determinata da fattori ereditari ed è aumentata da alcune condizioni quali la combinazione di basse temperature e alte intensità luminose. Il ruolo degli antociani non è chiaro e può dipendere dalla loro posizione, infatti, possono trovarsi nei vacuoli dell'epidermide inferiore o superiore della foglia, nel citosol delle cellule del mesofillo, nelle radici, o nel fusto. In alcune specie gli antociani sono stati considerati pigmenti in grado di ridurre la fotoinibizione della clorofilla (Gould *et al.*, 1995). Tuttavia, in molte altre specie l'accumulo degli antociani non sembra avere alcuna funzione fotoprotettiva. Queste osservazioni suggeriscono che il ruolo degli antociani dovrebbe essere studiato più a fondo, specialmente riguardo agli effetti relativi sulla fotosintesi e sugli altri meccanismi fotoprotettivi. Scopo di questo lavoro è stato lo studio del ruolo degli antociani in piante di mais esposte a bassa temperatura, valutandone l'abilità nel ridurre il rischio di fotoinibizione e aumentare la capacità di fotoprotezione, senza limitazione per la fotosintesi.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

Semi di due genotipi di mais (*Zea mays* L.), HOPI (con antociani) e W22 *r-g* (priva di antociani) (Petroni *et al.*, 2000), sono stati posti a germinare in vasi di 2 l in camera di

crescita. Le condizioni ambientali sono state impostate in modo da mantenere una temperatura di 25°/20°C giorno/notte, un'intensità luminosa fotosinteticamente attiva (PPFD) di 800 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, un'umidità relativa del 60-70% ed un fotoperiodo di 16 ore. Il regolare apporto nutritivo è stato garantito con una soluzione di Hoagland. Un numero significativo di piante di ogni genotipo è stato cresciuto in queste condizioni per due settimane, poi per 2 giorni la temperatura è stata ridotta a 18/16°C, per permettere l'accumulo degli antociani, prima di essere riportata a 25/20°C. Misure di scambi gassosi sono state eseguite su singole foglie utilizzando il sistema HCM-1000 (Walz, Germany) per la rilevazione degli scambi gassosi, configurato per la simultanea lettura della emissione di fluorescenza della clorofilla "a", con il fluorimetro a luce modulata MINI-PAM (Walz, Germany). Una sorgente di luce bianca (KL 1500; Schott, Mainz, Germany) e una rossa, (composta da 6 LEDs; Toshiba, Tokyo, Japan; picco di emissione a 650 nm) sono state usate per l'illuminazione delle foglie durante le misure. La fotosintesi e la conducibilità stomatica sono state calcolate secondo von Caemmerer & Farquhar (1981). La resa quantica del trasporto elettronico attraverso il PSII ($\Delta F/F_m$) è stata misurata come riportato da Genty *et al.* (1989) L'assorbanza fogliare nei due genotipi di mais è stata misurata con uno spettrometro, come descritto da Pietrini & Massacci (1998). Infine campioni di foglia, sono stati prelevati in azoto liquido e conservati a -80°C per le analisi dei pigmenti, che sono state effettuate seguendo i metodi descritti da Lichtenthaler (1987) per la clorofilla e i carotenoidi e da Mancinelli (1984) per gli antociani. Tutti i dati sono stati sottoposti ad analisi della varianza e le medie sono state comparate con il test di Student-Newman-Keuls.

3 RISULTATI RILEVANTI

Clorofille, carotenoidi e antociani sono stati misurati nelle foglie di HOPI e W22, cresciu-

te ad un'intensità luminosa di $800 \mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}^{-1}$ ed una temperatura di 25°C per due settimane e poi esposti per due giorni a 18°C , per stimolare la sintesi e l'accumulo degli antociani. Nei due genotipi di mais non sono state individuate differenze significative nel contenuto dei pigmenti ad eccezione degli antociani (Tabella 1).

Tabella 1: Contenuto di clorofilla "a", "b", carotenoidi e antociani nei genotipi HOPI e W22 cresciuti per 2 settimane a 25°C e per 2 giorni a 18°C . Nelle colonne, a lettere differenti corrispondono valori statisticamente diversi (test di Student-Newman-Keuls, $P < 0.05$).

Genotipi	Clorofilla	Clorofilla	Carotenoidi	Antociani
	a	b		
	$\mu\text{g cm}^{-2}$	$\mu\text{g cm}^{-2}$	$\mu\text{g cm}^{-2}$	$\mu\text{g cm}^{-2}$
HOPI	19,0 a	5,1 a	4,0 a	8,1 a
W22	18,9 a	4,5 a	3,3 a	0,1 b

In un precedente lavoro (Pietrini & Massacci, 1998) è stata quantificata, in termini percentuali, la capacità degli antociani di ridurre la radiazione luminosa sui cloroplasti. L'assorbanza fogliare in HOPI, è stata significativamente più elevata rispetto a quella in W22 (89 contro 80%), tuttavia l'effettiva radiazione assorbita dai cloroplasti è stata del 61% in HOPI e 80% in W22. Per verificare se questa riduzione ha avuto un ruolo effettivo nel proteggere l'apparato fotochimico dalla fotoinibizione, sono state utilizzate due sorgenti di luce una bianca e una rossa. La luce rossa prodotta dai LED, è stata usata per il suo stretto spettro di emissione con un picco a 650 nm, che non è assorbito dagli antociani. In tabella 2 sono riportati i valori di fotosintesi e resa quantica del PSII ($\Delta F/F_m$) ottenuti esponendo le foglie di HOPI e W22 ad una temperatura di 25°C e 5°C ed una intensità luminosa fotosinteticamente attiva di $1000 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ per 2 ore. In particolare possiamo notare che il dato di fotosintesi e il valore di $\Delta F/F_m$ risultano meno inibiti in HOPI rispetto a W22. Una misura di controllo, utilizzando luce rossa, è stata effettuata per evidenziare che, in assenza di assorbimento da

parte degli antociani, le risposte dei due genotipi sono simili. Questi dati mostrano come la presenza degli antociani nel genotipo HOPI non solo non riduca la fotosintesi ma anzi, in presenza di basse temperature, permetta un miglior utilizzo della radiazione luminosa diminuendo l'eccessivo carico energetico sui cloroplasti.

Tabella 2: Fotosintesi e resa quantica del PSII ($\Delta F/F_m$) misurate in foglie di HOPI e W22, esposte per 2 ore a 25°C e 5°C e ad un'intensità luminosa di $1000 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (PPFD), utilizzando una sorgente di luce bianca (B) e rossa (R). Nelle colonne, a lettere differenti corrispondono valori statisticamente diversi (test di Student-Newman-Keuls, $P < 0.05$).

Genotipi	Temperatura	PPFD	Fotosintesi	$\Delta F/F_m$
	$^\circ\text{C}$	$\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	$\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	unità relative
HOPI	25	1000 (B)	30,6 a	0,44 a
W22	25	1000 (B)	29,7 a	0,36 b
HOPI	5	1000 (B)	7,2 b	0,09 c
W22	5	1000 (B)	1,2 c	0,04 d
HOPI	25	1000 (R)	30,2 a	0,38 b
W22	25	1000 (R)	30,0 a	0,36 b
HOPI	5	1000 (R)	0,2 d	0,02 d
W22	5	1000 (R)	0,2 d	0,02 d

Per verificare quest'ultimo aspetto le foglie dei due genotipi di mais sono state sottoposte ad un trattamento fotoinibitorio più drastico. In tabella 3 sono riportati i valori di efficienza del PSII (F_v/F_m) ottenuti esponendo le foglie di HOPI e W22 ad una temperatura di 5°C e ad intensità luminose crescenti per 2 ore, utilizzando le due sorgenti luminose, bianca e rossa. Come possiamo notare dai dati, una riduzione del 50% in F_v/F_m è stata rilevata in foglie di HOPI esposte, con luce bianca, ad una intensità luminosa fotosinteticamente attiva di $2400 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Per avere una riduzione analoga in W22 è stato sufficiente esporre le foglie ad una radiazione

luminosa di $1200 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Al contrario, quando è stata utilizzata la sorgente di luce rossa in tutti i trattamenti luminosi, la riduzione in F_v/F_m è stata la medesima per entrambi i genotipi, ed uguale a quella ottenuta in W22 in presenza di luce bianca. Pertanto possiamo affermare che il ruolo fotoprotettivo degli antociani è legato alla capacità di ridurre il carico energetico sui cloroplasti, in particolare in condizioni di basse temperature.

Tabella 3: Efficienza del PSII (F_v/F_m) misurata in foglie di HOPI e W22, esposte per 2 ore a 5°C e ad intensità luminose crescenti, utilizzando una sorgente di luce bianca (B) e rossa (R). Nelle colonne, a lettere differenti corrispondono valori statisticamente diversi (test di Student-Newman-Keuls, $P < 0.05$).

Genotipi	PPFD $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	F_v/F_m (B) unità relative	F_v/F_m (R) unità relative
HOPI	0	0,81a	0,80 a
W22	0	0,80 a	0,81 a
HOPI	600	0,65 b	0,54 b
W22	600	0,52 d	0,53 b
HOPI	1200	0,57 c	0,40 c
W22	1200	0,38 e	0,38 c
HOPI	2400	0,40 e	0,20 d
W22	2400	0,21 f	0,20 d

4 PROSPETTIVE FUTURE

Gli studi sui cambiamenti climatici prospettano una maggiore frequenza di eventi meteorologici improvvisi ed estremi, come le gelate primaverili. In quest'ottica risulta fondamentale individuare negli organismi dei caratteri che conferiscono resistenza a questi shock termici. Come riportato in questo lavoro gli antociani possono proteggere da episodi di gelo colture come il mais ed evitare una notevole riduzione della produttività. Pertanto, gli antociani potrebbe rappresentare un carattere importante per selezionare varietà con spiccata resistenza alle basse temperature.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Asada, K. & Takahashi, M., 1987. Production and scavenging of active oxygen in photosynthesis. In: Kyle, D.J., Osmond, C.B., Arntzen, C.D. (Eds.), *Photoinhibition. Topics in Photosynthesis* vol. 9. Elsevier, Amsterdam, pp. 227–287.
- Eagles H.A. & Lothrop J.E. 1994. Highland maize from central Mexico – its origin, characteristics, and use in breeding programs. *Crop Science* 34 : 11–19.
- Genty B., Briantais J.M., Baker N.R. 1989. The relationship between the quantum yield of photosynthetic electron transport and quenching of chlorophyll fluorescence. *Biochimica et Biophysica Acta* 990: 87–92.
- Gould K.S., Kuhn D.N., Lee D.W., Oberbauer S.F. 1995. Why leaves are sometimes red. *Nature* 378: 241–242.
- Lichtenthaler H.K. 1987. Chlorophylls and carotenoids: pigments of photosynthetic biomembranes. In *Methods in Enzymology* Vol. 148, pp. 350–382. Academic Press Inc, London, UK.
- Mancinelli A. 1984. Photoregulation of anthocyanin synthesis. VIII. Effects of light pre-treatments. *Plant Physiology* 75: 447–453.
- Petroni K., Cominelli E., Consonni G., Gusmaroli G., Gavazzi G., Tonelli C. 2000. The development expression of the maize regulatory gene *Hopi* determines germination-dependent anthocyanin accumulation. *Genetics* 155: 323–336.
- Pietrini F. & Massacci A. 1998. Leaf anthocyanin content changes in *Zea mays* L. grown at low temperature: significance for the relationship between the quantum yield of PSII and the apparent quantum yield of CO_2 assimilation. *Photosynthesis Research*. 58: 1–8.
- von Caemmerer S. & Farquhar G.D. 1981. Some relationships between the biochemistry of photosynthesis and the gas exchange of leaves. *Planta*: 153: 376–387.
- Zinoni, F., Antolini, G., Campisi, T., Marletto, V., Rossi, F., 2002. Characterization of Emilia Romagna in relation with late frost risk. *Chem. Phys. Earth*. 27: 1091–1102.

Tendenze e prospettive climatiche della frequenza di grandine in Toscana e nel centro Italia

F. Piani^{1,2}, A. Crisci¹, G. De Chiara¹, G. Maracchi¹, F. Meneguzzo¹, M. Pasqui¹

¹*Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia*

²*Laboratorio per la Meteorologia e Modellistica Ambientale, Firenze, Italia*
piani@lamma.rete.toscana.it, f.piani@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: I danni da eventi atmosferici estremi sono drammaticamente aumentati negli ultimi anni, causando un aumento dei costi per agricoltori, industrie, compagnie assicuratrici, enti locali. Le rianalisi NCEP-NCAR, con risoluzione 2.5 gradi di latitudine e longitudine sono state usate per identificare delle forzanti da cui ricavare relazioni statistiche per prevedere la frequenza delle grandinate. Le stesse forzanti sono state anche derivate dagli scenari CGCM2-A2 del CCCma (con risoluzione 3.75 gradi di latitudine e longitudine) per valutare i cambiamenti attesi per il futuro nella frequenza. Per gli anni in comune tra rianalisi e scenari, le serie storiche delle forzanti sono comparate per ottenere un'indicazione dell'affidabilità delle proiezioni future della frequenza di eventi di grandine. Da questa analisi risulta una adeguata rappresentazione dei trend passati, dimostrando un aumento significativo nella frequenza di eventi di grandine.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Gli effetti dei cambiamenti climatici in molti campi si riflettono, tra le altre cose, anche in un aggravio di costi conseguenti a eventi estremi sempre più frequenti e intensi. Non solo eventi con una scala spaziale piuttosto estesa, come alluvioni, mareggiate ma anche fenomeni a scala molto più limitata, come ondate di calore a cui possono essere collegati periodi di siccità, gelate, specialmente tardive, con tutti i problemi annessi per le colture e le piante, grandinate, comportano costi sempre maggiori da fronteggiare. Negli ultimi anni, gli eventi dell'ultimo tipo cominciano ad assumere una crescente importanza, in ambito agrometeorologico. È noto che i danni sono collegati al logaritmo dell'energia cinetica che, considerando una particella sferica, è pari alla quarta potenza del diametro. Mentre in alcuni paesi anglosassoni (Stati Uniti e Nuova Zelanda su tutti) esistono notizie riguardanti la grandine e le sue dimensioni da circa un secolo, in Europa mancano totalmente queste informazioni. In Italia, soltanto la

regione Friuli Venezia Giulia dispone di una rete di monitoraggio, per quanto riguarda frequenza e dimensioni dei chicchi di grandine.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

Questo studio prende le mosse da queste considerazioni per cercare di valutare la possibilità di giungere a una previsione della frequenza degli eventi di grandine e quali possono rivelarsi i mezzi più idonei per una previsione. A tal proposito, uno studio particolarmente interessante si è rivelato quello di Billet et al. (1997) basato su un approccio statistico, l'unico percorribile con pochi dati a disposizione. I dati di base su cui il lavoro è fondato sono le rianalisi NCEP-NCAR (*National Centre for Environmental Prediction – National Centre for Atmospheric Research*) giornaliere con una risoluzione di 2.5 gradi sia in latitudine che in longitudine e lo scenario climatico CGCM2-A2 del CCCma (*Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis*) con una risoluzione di 3.75 gradi, derivato da un modello accoppiato sulla base

dello scenario di emissione IPCC SRES “A2” (rapida crescita della popolazione, lento sviluppo economico e tecnologico). Variabili atmosferiche correlate a questi fenomeni e facilmente derivabili dai dati utilizzati sono il *lapse rate*, definito come differenza di temperature a due quote bariche di riferimento (nel caso in questione 850 hpa e 500 hpa), l’acqua precipitabile, definita come il contenuto di vapore acqueo nella colonna di atmosfera, tra le due stesse quote bariche, e l’umidità relativa, intesa come media tra 850 hpa e 500 hpa. A causa della diversa risoluzione spaziale dei due *datasets* usati si è reso necessario un *resample* dei dati di rianalisi, attraverso un algoritmo di interpolazione basato sull’inverso del quadrato della distanza. Le variabili così determinate sono state associate a giorni in cui si sono verificati eventi di grandine e giorni con assenza del fenomeno. Come operazione preliminare è stato effettuato, tra i due diversi insiemi, il test statistico non parametrico di Mann-Whitney (Wilks, 1995) con livello di significatività del 99%, per valutare se le variabili siano significativamente diversi nelle due diverse situazioni. Da questo test è emerso che mentre il *lapse rate* e l’acqua precipitabile sono significativamente diversi, per l’umidità relativa questa condizione non si verifica. Poiché molte variabili atmosferiche sono correlate, un altro test statistico, quello di correlazione di Pearson (Wilks, 1995) è stato applicato alle combinazioni delle tre variabili considerate, mostrando che l’acqua precipitabile risulta non correlata con alcuna delle altre due variabili, mentre il *lapse rate* risulta correlato con l’umidità relativa. A causa di queste correlazioni, si rende necessaria una analisi delle componenti principali (Wilks, 1995, Von Storch *et al*, 1999) per isolare i contributi indipendenti delle singole variabili. Successivamente, sulle componenti principali, viene effettuata una analisi discriminante (Wilks, 1995); (Von Storch *et al*, 1999) per identificare l’intervallo di valori caratteristici degli eventi di grandine. Come ulteriore risultato di questo processo statistico è possibile associare una probabilità di evento

e determinare una relazione tra la direzione discriminante F e la probabilità di evento Y , che massimizzi $l’R^2$. Da ricordare che $l’R^2$ rappresenta la varianza spiegata.

Questa equazione, derivata dai dati passati, permette di proiettare nel futuro la previsione dell’occorrenza degli eventi di grandine, utilizzando le variabili derivate dallo scenario climatico, in modo da poter derivare informazioni sulle tendenze del rischio grandine sia nel passato che nel futuro. Da notare che le grandinate seguono naturalmente un ciclo stagionale, concentrandosi essenzialmente nelle stagioni calde, indicativamente da Aprile a Ottobre quando le condizioni ambientali, in particolare la temperatura superficiale del mare nel Mediterraneo, favoriscono i meccanismi di innesco e di sviluppo dei sistemi convettivi, che possono essere considerati come naturali precursori della grandine.

3 RISULTATI RILEVANTI

L’attività di ricerca ha portato a concludere che gli scenari climatici hanno mostrato un soddisfacente accordo con i dati delle rianalisi, almeno per quanto riguarda le forzanti che incidono maggiormente sulla frequenza degli eventi di grandine. Su queste basi è stato possibile concludere che la probabilità annuale di occorrenza di eventi di grandine sembra crescere nel prossimo futuro. In particolare, l’occorrenza sembra aumentare specialmente in primavera, anche se con un tasso inferiore rispetto a quello osservato negli ultimi anni. In estate, a fronte di un recente aumento, a partire dalla seconda metà degli anni 70 del novecento, si prevede un andamento sostanzialmente stazionario; in autunno l’accordo tra i dati dei due diversi *datasets* non sembra, invece, garantire un adeguato grado di affidabilità. Per quanto riguarda le due forzanti principali, si prevede un comportamento futuro opposto, decrescente per il *lapse rate* e crescente per l’acqua precipitabile. Occorre sottolineare che questi risultati devono comunque essere considerati con cautela per diverse ragioni. La frequenza di eventi di grandine nel passato è

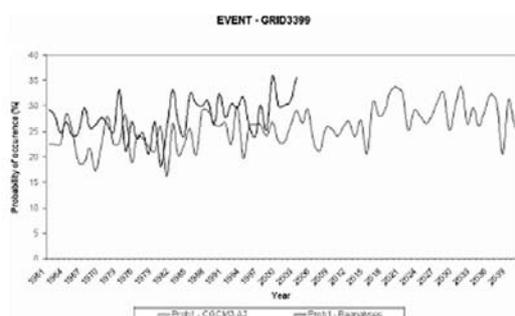


Figura 1: Tendenza a livello annuale dell'occorrenza di grandine.

stata ottenuta a partire da relazioni statistiche basate sulle rianalisi e calibrate su un campione di osservazioni piuttosto limitato, questo a causa della mancanza di dati a riguardo. Un altro ulteriore elemento di incertezza è dato dalla risoluzione piuttosto grossolana dei dati utilizzati per le proiezioni nel futuro. La tabella 1 riassume alcuni dei risultati ottenuti per la tendenza degli eventi di grandine.

La tabella 2 riassume, invece, le tendenze dei tre predittori utilizzati

Come punto essenziale degli sviluppi futuri di una ricerca di questo tipo è senz'altro da menzionare la verifica delle prospettive della frequenza di eventi di grandine. Questa procedura passa attraverso un potenziamento (se non addirittura la costruzione) di una adeguata rete di rilevamento di eventi di questo tipo, in modo non solo da ottenere i dati necessari alla verifica, ma per approfondire anche la conoscenza dei possibili meccanismi e l'affidabilità dei diversi modelli nella loro previsione.

4 RICONOSCIMENTI

Questo studio è stato finanziato dalla società Assicurazioni Generali. I risultati qui riportati possono essere citati e utilizzati soltanto a scopo di studio e previa autorizzazione del CNR-IBIMET e della società finanziatrice.

	Rianalisi (1961-2003)	CCCMa (1961-2003)	CCCMa (2003-2040)	CCCMa (1961-2040)
Anno	Positiva	Positiva	Positiva	Positiva
Inverno	Debolmente Positiva	Nessuna Tendenza	Nessuna Tendenza	Nessuna Tendenza
Primavera	Positiva	Debolmente Negativo	Debolmente Positiva	Nessuna Tendenza
Estate	Positiva	Positivo	Positiva	Positiva
Autunno	Positiva	Negativa	Positiva	Positiva

Tabella 1: Tendenza dei fenomeni di grandine

	Rianalisi (1961-2003)	CCCMa (1961-2003)	CCCMa (2003-2040)	CCCMa (1961-2040)
Lapse Rate	Nessuna Tendenza	Nessuna Tendenza	Nessuna Tendenza	Negativa
Acqua precipitabile	Nessuna Tendenza	Nessuna Tendenza	Positiva	Positiva
Umidità relativa	Negativa	Nessuna Tendenza	Nessuna Tendenza	Nessuna Tendenza

Tabella 2: Tendenza annuale dei predittori

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Billet, J., DeLisi, M., & Smith, G. B., 1997: Use of regression techniques to predict hail size and the probability of large hail. *Weather and Forecasting*. 12(1): 154–164.
- Changnon, S. A. 1997. Trends in hail in the United States, *Proc. Workshop on the Societal and Economic Impacts of Weather*, Boulder, CO, NCAR, 19–31.
- Edwards, R. & Thompson, R., 1998. Nationwide Comparisons of Hail Size with WSR-88D Vertically Integrated Liquid Water and Derived Thermodynamic Sounding Data. *Weather and Forecasting*. 13(2): 277–285.
- Giaiotti, D., Giancesini, E., & Stel, F., 2001. Heuristic considerations pertaining to hailstone size distributions in the plain of Friuli Venezia Giulia. *Atmos. Res.*. 57: 269–288.
- Giaiotti, D., Nordico S., & Stel, F.: The climatology of hail in the plain of Friuli Venezia Giulia. *Atmos. Res.*. 67–68, 247–259.
- Kalnay E., Kistler, R. E., Collins, W. et al., 1996. The NCEP-NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Am. Met. Soc.*. 77: 437–471.
- Kistler R. E. Kalnay, E.; Collins, W. et al.: The NCEP–NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CDROM and Documentation. *Bull. Am. Met. Soc.*. 2001; 82: 247–268.
- Von Storch, H. and Zwiers, F. W., 1999. *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press, : 484.
- Wilks, D. S., 1995. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences: an Introduction*, *International Geophysics Series*, Academic Press. 59: 464.

Ondata di calore 2006 in Toscana: il circolo vizioso dell'effetto serra

L. Genesio, F.P. Vaccari, F. Miglietta, R. Magno, P. Toscano

Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia

l.genesio@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: È noto come il fenomeno delle ondate di calore estive sull'area euro mediterranea sia aumentato in frequenza ed intensità nel corso dell'ultimo decennio, con impatti crescenti sugli ecosistemi e sulla salute umana. Una conseguenza diretta è il maggior utilizzo di impianti di condizionamento. Le ondate di calore come quella dell'estate 2003 o del luglio 2006 fanno ulteriormente aumentare le emissioni di gas serra in quanto si aumenta l'uso dei condizionatori che determina a sua volta un aumento di consumo di energia elettrica. L'effetto negativo delle ondate di calore sul bilancio del carbonio, inteso come differenza tra le emissioni e gli assorbimenti da parte della biosfera, non si limita però al solo aumento delle emissioni dovute all'accresciuto fabbisogno energetico dell'uomo, infatti nei periodi eccezionalmente caldi gli ecosistemi forestali sono esposti a condizioni di stress che portano di fatto ad una diminuzione della attività fotosintetica e dunque della capacità di assorbimento della CO₂ atmosferica. Un caso di studio riferito all'estate 2006 viene qui analizzato nell'ambito del progetto Osservatorio Kyoto per la Regione Toscana.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Le foreste svolgono un ruolo insostituibile nel ciclo del carbonio, assicurandone l'immagazzinamento nel suolo e nella biomassa epigea in grandi quantità e in forme stabili. La gestione sostenibile delle foreste e l'uso di prodotti rinnovabili rappresentano probabilmente il più rilevante contributo degli ecosistemi forestali alla riduzione della concentrazione atmosferica di gas serra (GHG), come richiesto dal Protocollo di Kyoto. La capacità del bosco di immagazzinare carbonio nelle piante è però condizionata, oltre che da fattori legati alle pratiche di gestione ed alle condizioni ambientali strutturali, come l'esposizione ed il suolo, anche da quelle di natura congiunturale quali la disponibilità idrica e la temperatura. In particolare questi due ultimi fattori, direttamente legati al clima di una determinata regione, ed all'andamento della stagione meteorologica, determinano la capacità fotosintetica.

La variabilità climatica inter-annuale condi-

ziona quindi la capacità di sequestro di CO₂ di un ecosistema ed in definitiva determina in parte il bilancio del carbonio di una regione.

A partire dal 2004 la Regione Toscana ha lanciato, in collaborazione con il CNR IBIMET, il progetto Osservatorio Kyoto con la finalità di monitorare il bilancio della CO₂ del proprio territorio al fine di mappare le potenzialità di assorbimento e di programmare le scelte strategiche sulla base di dati certi. Altre attività dell'osservatorio sono legate alla sensibilizzazione della popolazione sulle tematiche relative al protocollo di Kyoto ed il supporto alla programmazione regionale.

L'attività di monitoraggio svolta dall'Osservatorio si basa su di un approccio multiscala che integra diversi strumenti di rilevamento: le torri di misura dei flussi di CO₂ (eddy-covariance) in ecosistemi forestali rappresentativi, le misure di flusso eddy covariance aviotrasportate per l'estensione delle misure a comprensori forestali più vasti ed infine l'utilizzo di modellistica per il calcolo degli assorbimenti per lo sviluppo del bilancio a scala regionale.

Questi 3 passaggi permettono di determinare dei cosiddetti coefficienti di assorbimento per le diverse tipologie forestali presenti nella Regione Toscana. Questi coefficienti, che sono costantemente aggiornati e soggetti alla normale fluttuazione delle condizioni climatiche, sono poi utilizzati per attribuire un valore ai *sink* regionali.

Dall'altra parte i dati di emissione vengono calcolati tramite la metodologia CORINE-AIR e raccolti periodicamente nell'IRSE (Inventario Regionale delle Sorgenti di Emissione in Aria Ambiente).

Il presente lavoro sviluppato nell'ambito del progetto Osservatorio Kyoto si concentra sul caso di studio degli effetti dell'ondata di calore del luglio 2006 sugli ecosistemi forestali toscani comparando inoltre la variazione della capacità di assorbimento con la variazione dei consumi energetici regionali mensili.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

La torre micrometeorologica installata dall'Osservatorio Kyoto nel bosco di Lecceto nei pressi di Siena, utilizza la tecnica della Correlazione turbolenta (Eddy Covariance) per misurare gli scambi netti di CO₂, vapore acqueo e calore sensibile tra la superficie e l'atmosfera. La tecnica si basa sul principio che il flusso verticale di un'entità in uno strato di turbolenza superficiale è direttamente proporzionale alla covarianza della velocità verticale e direttamente proporzionale alla concentrazione dell'entità stessa (Balocchi *et al.*, 2001a,b). La correlazione turbolenta misura la sensibilità dell'ecosistema alle variazioni del clima, ovvero calcola la risposta dell'ecosistema sia in termini di breve periodo (su base oraria) che di lungo periodo (su base stagionale o annua) alle variazioni ambientali nei processi di controllo dell'assorbimento di anidride carbonica e sullo scambio di vapore acqueo. Misurando direttamente gli scambi di massa e di gas tra il suolo, la vegetazione e l'atmosfera, l'*eddy covariance* permette di sviluppare specifici algoritmi di calcolo per l'*up-scaling* delle misure pun-

tuali per stabilire la produttività netta dell'ecosistema e l'evaporazione.

La strumentazione di Lecceto montata su di un traliccio metallico alto 15 metri sporge dai 4 ai 6 metri sopra la chioma media del bosco, coprendo un'area di misura (*footprint* della torre) definita da un cerchio con raggio di circa 500 metri.

La strumentazione installata comprende un anemometro sonico tridimensionale per misurare la velocità e direzione del vento ed un analizzatore di gas open-path ad alta frequenza per misurare la CO₂ ed il vapore acqueo. I dati vengono acquisiti alla frequenza di 20Hz e archiviati su pc; i flussi vengono calcolati ogni mezz'ora usando i calcoli e le correzioni standard della tecnica eddy covariance (Aubinet *et al.*, 2000; Balocchi, 2003).

La torre è installata in un bosco ceduo matricinato con prevalenza di leccio (*Quercus ilex* L.) con una altezza media della vegetazione di 9-10 metri. Il sito di Lecceto è membro della rete mondiale FluxNet per la misura dei flussi di CO₂.

3 RISULTATI RILEVANTI

Obiettivo di questo studio è analizzare come le ondate di calore impattino sul bilancio del carbonio di una regione sia a causa degli aumentati consumi energetici sia a causa della diminuita capacità di sequestro degli ecosistemi. L'analisi ha riguardato sia i dati dei consumi elettrici toscani del 2006 sia le misure dei flussi di CO₂ del bosco di Lecceto presso Siena, una formazione forestale rappresentativa degli ecosistemi toscani.

I dati sui consumi elettrici sono forniti dalla società di distribuzione elettrica Terna, sul sito web (www.terna.it). Se escludiamo il mese di Luglio, i consumi elettrici del comprensorio Toscano nella primavera-estate 2006 (Aprile, Maggio, Giugno, Agosto e Settembre) non sono stati molto diversi da quelli del periodo corrispondente dell'anno precedente. Nel 2006 la Toscana ha consumato 8,946 GWh mentre nel 2005 ne aveva consumati 8,878; una variazione pari allo 0.77%

in più. Al contrario, nel mese di Luglio l'aumento dei consumi rispetto l'anno precedente è stato di oltre 100 GWh, pari al 5.6% in più. Si può ragionevolmente ritenere che questo aumento sia da imputarsi, per la massima parte all'incremento nell'uso di impianti di condizionamento dell'aria e comunque fattori legati ad eccezionali condizioni di caldo che si sono avute in tutta Europa (fig. 1) con oltre due gradi di anomalia mensile sulla Toscana. Considerando ora un fattore di emissione medio (600 t CO₂ per GWh elettrico), i 100 GWh in più di consumo energetico corrispondono a circa 60mila tonnellate di anidride carbonica in più che sono state immesse nell'atmosfera.

Analizzando i dati raccolti dalla torre di misura dei flussi di CO₂ dell'Osservatorio Kyoto a Lecceto (Siena), risulta che il bosco è stato un emettitore (source) nel mese di Luglio 2006 pari a 18 g C m⁻², mentre, dal confronto con i mesi precedenti e successivi, sarebbe dovuto essere un assorbitore (sink) di circa 47 g C m⁻². Al netto quindi, il solo mese di luglio è costato, in termini di carbonio non assorbito/emesso, circa 65 g C m⁻² (fig. 2)

Considerando che boschi a prevalenza di leccio e/o sughera coprono in toscana 121,782 ha. (Inventario Forestale Toscano IFT) ne consegue che l'emissione netta di questa tipologia forestale nel mese di luglio 2006 è stata di 294,107 t di CO₂, ovvero circa 5 volte l'emissione dovuta all'aumento dei consumi elettrici per gli impianti di condizionamento.

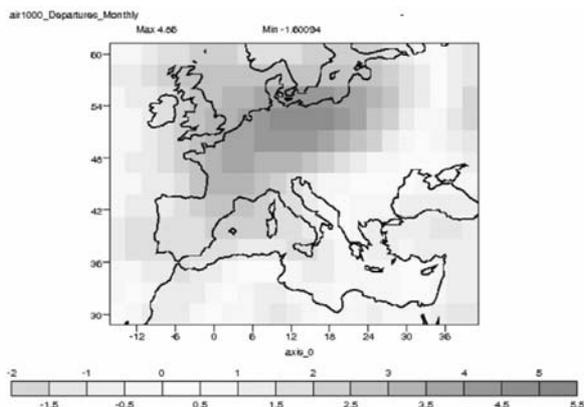


Figura 1: Anomalia della temperatura media mensile del Luglio 2006 rispetto al periodo 1975-2005 (IBIMET CNR dati NCEP-NCAR).

4 PROSPETTIVE FUTURE

Questi dati mettono in evidenza come si stia innescando un meccanismo in cui un aumento delle temperature conduce ad un aumento dei consumi elettrici e ad un maggiore stress per gli ecosistemi, fattori che fanno crescere le emissioni di gas serra le quali provocano un incremento dell'effetto serra che a sua volta si traduce in un nuovo innalzamento delle temperature e così via, in una sorta di circolo vizioso.

Se le mutate condizioni del clima rallenteranno la capacità di assorbimento dei boschi questo potrebbe equivalere ad un innalzamento ancor maggiore delle concentrazioni di gas serra in atmosfera.

Sarà quindi importante anche nelle azioni di mitigazione e adattamento ai cambiamenti del clima di tenere presenti le capacità delle diverse specie arboree di rispondere al maggiore stress termico: ovvero le cosiddette "Kyoto forest" dovranno essere pianificate con un approccio di adattamento, tenendo quindi presenti le diverse condizioni climatiche cui stiamo andando incontro.

A questo proposito una azione di monitoraggio continuato come quella realizzata dall'Osservatorio Kyoto in Toscana rappresenta una base informativa importante per il supporto alla decisione per quanto riguarda le misure di adattamento.

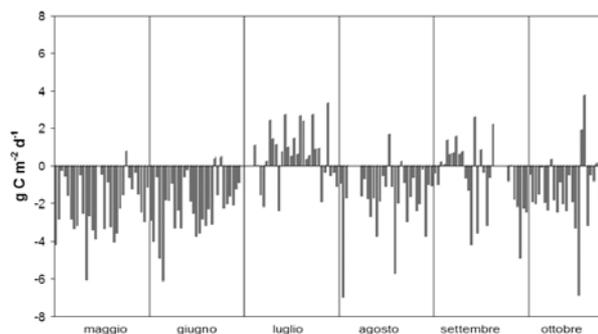


Figura 2: grafico dei flussi giornalieri di assorbimento/emissione di CO₂ misurati dalla torre eddy covariance di Lecceto nel 2006.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Aubinet, M., Grelle, A., Ibrom, A., Rannik, Ü., Moncrieff, J., Foken, T., Kowalski, A.S., Martin, P.H., Berbigier, P., Bernhofer, C.h., Clement, R., Elbers, J., Granier, A., Grünwald, T., Morgenstern, K., Pilegaard, K., Rebmann, C., Snijders, W., Valentini, R., Vesala, T., 2000. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology. *Advances in Ecological Research*; 30: 113-175.
- Baldocchi, D., Falge, E., Gu, L., Olson, R., Hollinger, D., Running, S., Anthoni, P., Bernhofer, Ch., Davis, K., Fuentes, J., Goldstein, A., Katul, G., Law, B., Lee, X., Malhi, Y., Meyers, T., Munge, J.W., Oechel, W., Pilegaa, K., Schmid, H.P., Valentini, R., Verma, S., Vesala, T., Wilson, K., Wofsy, S., 2001a. FLUXNET: a new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem scale carbon dioxide, water vapor and energy flux densities. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 82: 2415–2434.
- Baldocchi, D., Finnigan, J., Wilson, K., Paw, U., K.T., Falge, E., 2001b. On measuring net ecosystem carbon exchange over tall vegetation on complex terrain. *Boundary Layer Meteorology*. 96: 257 –291.
- Baldocchi, D. 2003. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. *Global Change Biology* 9, 479-492.
- Regione Toscana, 1993. Dip.S.E. Inventario forestale toscano (IFT). Regione Toscana, Firenze.
- Regione Toscana, 2004. Dip.P.T.A. Inventario regionale delle sorgenti di emissione in aria ambiente (IFT). Regione Toscana, Firenze.

Un modello di riscaldamento del Mediterraneo: le sorgenti idrotermali sono oasi termofile per insediamento di specie lessepsiane

S. Aliani¹, A. M. De Biasi²

¹Istituto Scienze Marine, CNR, Pozzuolo di Lerici (SP), Italia

²Centro Interuniversitario di Biologia Marina, Livorno, Italia
stefano.alianni@ismar.cnr.it

SOMMARIO: Esiste un limite metodologico agli studi ecologici sul cambiamento climatico dovuto al fatto che il cambiamento è per sua natura globale ed è quindi estremamente difficile trovare delle vere repliche. L'obiettivo di questo lavoro è di usare le anomalie di temperatura dell'acqua marina localmente riscaldata da risorgenze vulcaniche superficiali come modello di disturbo climatico per un ecosistema bentico superficiale mediterraneo confrontando i dati con veri controlli. Negli ultimi anni è aumentato il processo migratorio di specie marine conseguente all'apertura del Canale di Suez, con un incremento di specie aliene termofile nei popolamenti mediterranei. Molte dopo essere diventate abbondanti nel Mediterraneo orientale hanno migrato nel bacino occidentale dove hanno trovato oasi tiepide per passare i freddi inverni. In Mediterraneo ci sono varie zone caratterizzate dalla presenza di vulcanesimo secondario in ambienti marini di bassa profondità in questo lavoro sono state studiate le Cicladi. L'ipotesi di lavoro è che le aree geologicamente attive possano sostenere assemblaggi di specie macrobentoniche con presenza di specie termofile non rilevate nelle aree vulcanicamente non attive. La temperatura dell'acqua in estate nel sito attivo era analoga al controllo, mentre dalla fine dell'estate (settembre) è risultata 0.5 °C più alta e a metà inverno 1°C superiore al controllo. La massima differenza di 3,4 °C è stata registrata in febbraio. Nella zona attiva il 40% delle specie è risultata termofila con copertura percentuale variabile. *Styopodium schimperi*, alga bruna di origine lessepsiana di dimensioni ragguardevoli, era ampiamente presente nelle aree attive con copertura del 25%. Nella zona con anomalie di temperatura si instaurano condizioni non solo per l'insediamento, ma anche per lo sviluppo di popolazioni termofile residenti in grado di modificare la composizione dei popolamenti originali. L'ecosistema tipico del Mediterraneo attuale, viene modificato mostrando in piccolo un possibile scenario futuro compatibile con un'ipotesi di riscaldamento più globale quando la migrazione di specie da aree più calde potrebbe essere ancora più consistente.

1 INTRODUZIONE

Nel Mediterraneo stanno avvenendo importanti cambiamenti dell'ambiente marino e prima che i nostri occhi possano percepirne l'effetto macroscopico, si possono estendere su una scala così grande che Suess (1997) ha suggerito che "saremo testimoni dell'alba di un nuovo Mediterraneo". In effetti, sono stati registrati dei cambiamenti a grande scala nelle caratteristiche fisico chimiche delle acque

profonde del Bacino orientale, fenomeno noto come evento Transiente (Roether *et al.*, 1996) che hanno stravolto l'equilibrio termoalino mediterraneo.

Gli ecologi al contrario, per lungo periodo hanno presunto che le comunità fossero stabili nel tempo e che i cambi registrati fossero dovuti al solo disturbo antropico. Recenti morie di invertebrati bentici a scala di bacino causate da anomalie nei valori di temperatura e nella profondità del termocline superficiale

(Cerrano *et al.*, 2000) hanno chiaramente mostrato come anche egli ecosistemi, pur essendo sistemi complessi e resistenti, mostrano i gravi segni del cambiamento in corso ed è ora ampiamente studiato anche l'impatto climatico sulle comunità.

Tuttavia esiste un limite metodologico agli studi di impatto dovuto soprattutto al fatto che il cambiamento è per sua natura globale ed è quindi estremamente difficile trovare delle vere repliche. Infatti uno studio sperimentale è possibile solo se si riesce a trovare dei veri controlli dove il forzante oggetto di studio non esiste.

È poi necessario osservare che negli ultimi anni è aumentato il numero di segnalazioni di specie marine che entrano nel Mediterraneo attraverso il Canale di Suez vi si sono stabilmente insediate. Queste specie sono dette lessepsiane dal nome del diplomatico francese che ha promosso la costruzione del Canale (il progetto era dell'italiano Luigi Negrelli di Trento). Questo processo migratorio conseguente all'apertura del passaggio con il Mar Rosso, è aumentato dopo l'allargamento del canale che è attualmente 2,5 volte la dimensione del 1975 e 14 volte quella del 1869 data della sua apertura. Oltre alle maggiori dimensioni il canale, attualmente, evita i Laghi Amari che con la loro estrema salinità costituivano una barriera alla migrazione di specie. Questo scenario di migrazioni è favorito da un trend generale di riscaldamento del Mediterraneo sia profondo (Roether *et al.*, 1996; Boscolo & Bryden, 2001) che superficiale (Cerrano *et al.*, 2000) che consente a specie termofile lessepsiane di trovare un habitat favorevole e quindi insediarsi stabilmente. Molte di queste specie dopo essere diventate abbondanti nel Mediterraneo orientale hanno migrato nel bacino occidentale attraverso il Canale di Sicilia e sono state ritrovate anche nelle aree settentrionali (Aliani & Meloni, 1999) dove la presenza di oasi tiepide ha permesso loro di superare i freddi inverni tipici di aree biogeografiche più settentrionali. Ma la segnalazione della presenza di specie termofile non risponde *per se*

alla domanda se la temperatura sia un fattore importante per l'insediamento.

L'obiettivo di questo lavoro è di usare le anomalie di temperatura dell'acqua marina come modello di disturbo climatico per un ecosistema bentico superficiale mediterraneo per verificare l'ipotesi dell'influenza della temperatura sulla struttura dei popolamenti.

I sistemi idrotermali superficiali sono aree dove per effetto del vulcanesimo secondario esistono in mare forti gradienti dei parametri fisico chimici, inclusa la temperatura dell'acqua, in poco spazio. È possibile quindi trovare delle vere repliche a poca distanza dalle stazioni impattate.

In Mediterraneo ci sono diverse zone in cui per effetto della subduzione delle placche continentali europea e africana si osserva vulcanesimo secondario in ambiente marino di bassa profondità con emissione di gas (soprattutto CO₂) e fluidi caldi. La temperatura in questi vent superficiali non raggiunge quella misurata sulle dorsali oceaniche (>300 °C) a causa degli equilibri tra punto d'ebollizione dell'acqua e bassa pressione, ma comunque arriva a 120 °C (Aliani *et al.*, 2003). Benché la diluizione del calore dai fluidi idrotermali in mare sia poco nota (Johnson *et al.*, 1999) le conseguenze sull'ambiente circostante sono notevoli e descritte nella letteratura (Dando *et al.*, 1999; Morri *et al.*, 1999).

Questo studio è stato compiuto nelle Cicladi (Mediterraneo Orientale) ed uno studio analogo è previsto nelle Eolie (Mediterraneo Occidentale) per la fine del 2007.

2 MATERIALI E METODI

È stata studiata la costa meridionale dell'isola di Milos e la baia di Paleochori (Mar Egeo) dove si trovano aree geologicamente attive sia su fondale sabbioso con *Posidonia oceanica* e *Cymodocea nodosa* che roccioso colonizzato da vari popolamenti algali.

Lungo la costa dell'isola sono stati trovati i popolamenti tipici delle zone superficiali dell'Egeo, mentre laddove erano presenti fluidi in uscita dal fondale sono state osservate

comunità chemotrofiche basate su varie specie di procarioti chemosintetici.

La temperatura dell'acqua è stata misurata per un anno (1996) con sensori Fenwall GB32JM19 con accuratezza $\pm 0.05^\circ\text{C}$ sia in prossimità delle emissioni sia in un'area lungo la costa lontana da esse.

Sono stati raccolti 14 campioni di *macroepibenthos* tramite grattaggio del popolamento superficiale delle rocce effettuato da un sub in immersione nei pressi delle zone attive e sono state raccolte foto per il trattamento delle immagini. Stime visive del ricoprimento sono state effettuate lungo la costa meridionale dell'isola.

3 RISULTATI E DISCUSSIONE

Nella serie di temperatura dell'acqua non sono stati misurati valori estremi per quanto la temperatura dei vicini sedimenti attivi fosse 120°C , mentre i valori della zona di controllo erano in linea con la media del periodo nella zona. In estate la temperatura del sito attivo era analoga al controllo, mentre dalla fine dell'estate (settembre) essa risultava superiore di 0.5°C e nella metà dell'inverno successivo la differenza aveva raggiunto 1°C . La massima differenza di $3,4^\circ\text{C}$ è stata registrata in febbraio. In questo lavoro non ci inoltriamo a spiegare il motivo di questa differenza, ma ci preme sottolineare che la temperatura della zona attiva è risultata più alta e stabile il rispetto al controllo (Figura 1).

La lista delle specie del popolamento algale (Sartoni & De Biasi, 1999) include alcuni aspetti interessanti dal punto di vista tassonomico e biogeografico. In particolare nella zona attiva il 40% delle specie è termofila con copertura percentuale variabile nei vari siti di campionamento.

In particolare *Styopodium schimperi*, alga bruna di origine lessepsiana di dimensioni ragguardevoli, era ampiamente presente nelle aree attive con copertura del 25% ma non è stata mai trovata nei controlli, come del resto non è mai stata segnalata in precedenza nella zona (Figura 2).

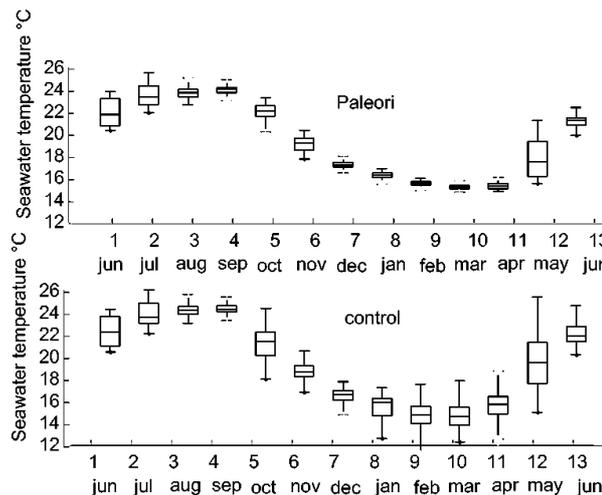


Figura 1. Grafico della temperatura dell'acqua a Paleori e nel controllo. Il box ha linee ai valori del quartile inferiore, mediano e superiore of seawater temperature in Palaeochori. Le linee che escono da ciascun box indicano il resto dei dati. Gli outliers sono i dati oltre il limite di queste linee.

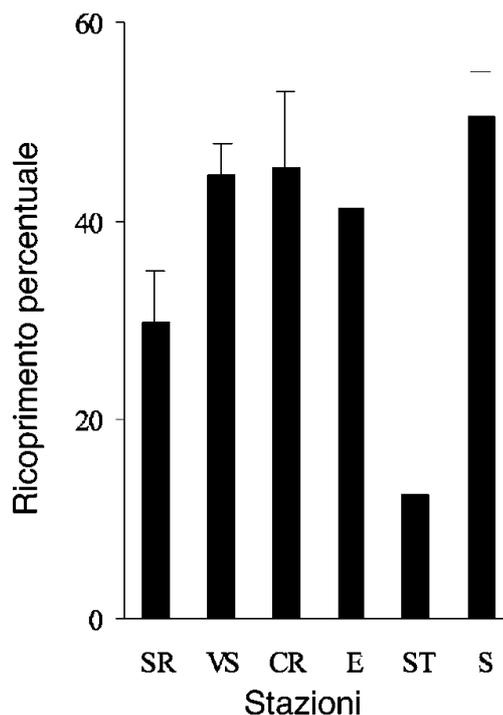


Figura 2. Percentuale di specie termofile nel popolamento algale della zona attiva. Barre = errore standard.

4 CONCLUSIONI

Le nostre osservazioni non spiegano il perché della differenza di temperatura, ma mostrano chiaramente che l'acqua nella zona con risorgenze vulcaniche è più calda e soggetta a

minori fluttuazioni durante l'inverno di quella nell'area di controllo. Nelle zone attive era rilevante l'abbondanza della specie termofila macroscopica e pluriennale *Styopodium schimperi* che viceversa non è stata trovata nelle altre zone. Nell'area con anomalie di temperatura quindi si instaurano condizioni non solo per l'insediamento, ma anche per lo sviluppo di popolazioni termofile in grado di modificare la composizione dei popolamenti locali. Il limite maggiore di questo lavoro è dato dal ridotto numero di repliche che è stato possibile analizzare, ma questo lavoro è senza dubbio un survey iniziale su cui basare futuri esperimenti maggiormente mirati.

È noto inoltre che molte variabili sono coinvolte nel processo d'invasione di specie aliene e il miglior modo per poter fare previsioni è quello di valutare la invasività di quella specie in altre aree del mondo.

Il nostro studio ha consentito di rilevare che nelle aree con anomalie di temperatura l'insediamento di specie termofile può modificare l'ecosistema tipico del Mediterraneo attuale. Lo scenario descritto rappresenta uno dei possibili scenari futuri compatibili con un'ipotesi di riscaldamento globale che potrebbe incrementare i fenomeni di migrazione di specie da aree più calde ampliando notevolmente la scala spaziale del fenomeno.

7 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Aliani, S. & R. Meloni, 1999. Dispersal strategies of benthic species and water current variability in the Corsica Channel (Western Mediterranean). *Scientia Mar.* 63(2): 137-145
- Aliani, S., L. Amici, P.R. Dando, & R. Meloni, 1998. Time series of water pressure and bottom temperature in a marine shallow water hydrothermal vent of Milos Island (Aegean sea): preliminary results. *Rapports Commission internationale pour l'exploration scientifique de la Mer Méditerranée* 35(2): 46-47.
- Boscolo, R. & H. Bryden, 2001. Causes of long-term changes in Aegean deep water. *Oceanologica Acta* 24(6): 519-527.
- Cerrano, C., G. Bavestrello, C.N. Bianchi, R. Cattaneo-Vietti, S. Bava, C. Morganti, P. Picco, G.P. Sara, S. Schiapparelli, A. Siccardi, & F. Sponga, 2000. A catastrophic mass-mortality episode of gorgonians and other organisms in the Ligurian Sea (North-western Mediterranean), summer 1999. *Ecology Letters* 3: 284-293.
- Dando, P.R., D. Stüben, & S.P. Varnavas, 1999. Hydrothermalism in the Mediterranean Sea. *Progress in Oceanography* 44: 333-367.
- Johnson, K.S., J.J. Childress & C.L. Beehler, 1988. Short-term temperature variability in the Rose Garden hydrothermal vent field: an unstable deep-sea environment. *Deep Sea Res.* 35(10/11): 1711-1721.
- Morri, C., C.N. Bianchi, S. Cocito, A. Peirano, A.M. De Biasi, S. Aliani, M. Pansini, M. Boyer, F. Ferdeghini, M. Pestarino & P. Dando, 1999. Biodiversity of marine sessile epifauna at an Aegean island subject to hydrothermal activity: Milos, Eastern Mediterranean Sea. *Mar. Biol.* 135(4): 729-739.
- Roether, W., B. Manca, B. Klein, D. Bregant, D. Georgopoulos, V. Kovacevic & A. Lucchetta, 1996. Recent changes in Eastern Mediterranean deep water. *Science* 227: 333.
- Sartoni G. & A.M. De Biasi, 1999. A survey of the marine algae of Milos Island, Greece. *Cryptog. Algol.* 20(3): 271-283.

Microclimatologia dell'involucro urbano

T. Georgiadis, F. Rossi, G. Maracchi

Istituto di Biometeorologia, CNR, Bologna, Italia

t.georgiadis@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: Il microclima urbano, le architetture e le forme della città influenzano la variazione del benessere fisico e la sua percezione da parte del cittadino. È fondamentale quindi un approccio interdisciplinare che consenta di fissare i criteri per lo studio degli effetti che architettura, morfologia urbana, materiali ed usi degli spazi, hanno sulla percezione della città e sul benessere dei cittadini. Il bilancio energetico di superficie in ambito urbano è condizionato dalle caratteristiche di riflessione e assorbimento dell'energia solare dei materiali utilizzati, dalla struttura della città (canyon urbano) e dall'attività antropica; la presenza della città agisce quindi sull'albedo, ovvero la frazione della radiazione solare in onda corta attraverso le proprietà ottiche delle superfici, sull'emissione in onda lunga attraverso le proprietà termiche dei materiali, e sulla diversa partizione di questa radiazione nei diversi processi di scambio che sono considerevolmente diversi dagli ecosistemi naturali: si consideri ad esempio l'impermeabilizzazione dei suoli causata dalle pavimentazioni che accelera i processi di *run-off* dal sistema superficiale. Inoltre, la città stessa è fonte di produzione di energia, che si va a sommare a quella della radiazione solare incidente, a causa delle attività antropiche principalmente legate al riscaldamento, o più in generale condizionamento della temperatura indoor, e trasporti. Per i differenti processi che caratterizzano il sistema antropizzato da quello naturale e per le influenze che questi producono sugli organismi viventi lo studio della microclimatologia dell'involucro urbano si presenta come uno dei settori di maggiore sviluppo della Bioclimatologia.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 Aspetti sociali ed economici

Secondo l'Organizzazione Mondiale della Sanità (WHO-OMS) il concetto di Salute ambientale è inteso come *“Equilibrio ecologico che deve esistere tra l'uomo e il suo ambiente in modo da assicurarne il benessere, che si riferisce all'individuo come entità globale, e ne comporta non solo la salute fisica ma anche quella mentale, e le relazioni sociali ottimali all'interno del suo ambiente.*

Allo stesso modo il benessere riguarda la globalità dell'ambiente, che va dalla singola abitazione a tutta l'atmosfera.” Alla conferenza mondiale sul clima tenutasi a Mosca nel 2003, l'Organizzazione Mondiale della Sanità, presentando i dati sugli effetti sulla salute dei cambiamenti globali, ha sottolineato come il clima sia tra le principali cause del malessere e della mortalità tra la popolazione di fascia debole, come bambini ed anziani.

Mentre il tema del Riscaldamento Globale (global warming) ha vasta eco nel mondo scientifico e sui mezzi d'informazione, assai limitato è oggi il dibattito su un'altra forma di cambiamento climatico, di origine prettamente antropica, chiamato “isola di calore” ovvero il riscaldamento, dovuto all'urbanizzazione, della bolla d'aria presente sopra le città di medie e grandi dimensioni. Se il global warming ha comportato un aumento delle temperature medie di 0.5-0.6 °C in un secolo, nello stesso periodo l'effetto delle grandi realtà urbane è stato in molti casi superiore. Ad esempio, la città di Milano in 158 anni ha manifestato un aumento complessivo della temperatura dell'aria al suolo di 2.5°C per la massime e di 0.9°C per le minime.

Il nocciolo del problema è che chi vive in città cioè oltre la metà della popolazione mondiale, e domani quasi tutta (si prevede che nel 2030 la percentuale salga al 63%) deve quindi fare i conti più con l'effetto urbano che con il cam-

biamento climatico globale. Diventa quindi necessario approfondire gli studi su questo fenomeno al fine anche di poter fornire gli strumenti scientifici necessari per un'adeguata pianificazione delle città, potendo così ripensare la città anche in un'ottica di benessere termo-igrometrico, ed evitando infine episodi come l'ondata di calore del 2003, che ha portato, anche a causa di un inadeguato sistema di preparazione, alle oltre 35.000 morti in eccesso nella sola Europa occidentale, e ai 4.175 decessi in più rispetto all'anno precedente in Italia.

1.2 Metodologia utilizzata

L'interazione che un sistema superficiale, quale può essere appunto una città, ha con la radiazione solare, è rappresentabile da due semplici equazioni:

$$i) R_n = (S_{w_{in}} - S_{w_{out}}) + (L_{w_{in}} - L_{w_{out}}) ;$$

$$ii) R_n = H + \lambda E + G + M .$$

La prima equazione rappresenta il bilancio di radiazione mentre la seconda quello di energia. Queste equazioni parametrizzano in buona sintesi di quello che viene normalmente chiamato il microclima locale. Infatti R_n , detta radiazione netta, rappresenta la quota di energia che resta nell'ambiente e viene ripartita tra tutti i processi che in questo ambiente si sono verificati, ovvero: partizione della radiazione in onda lunga e corta, e processi di scambio di calore sensibile (H), di calore latente (λE), di calore nel terreno (G), e processi di stoccaggio (M).

Come già detto precedentemente solo una quota di quanto ci giunge dal Sole diviene radiazione netta in quanto un'altra parte viene riflessa indietro verso lo spazio a causa delle proprietà riflettenti delle superfici (albedo). La radiazione netta rappresenta anche quell'energia che, se intrappolata nel sistema, darà luogo agli episodi di "onde di calore" e più in generale all'innalzamento termico dei nostri ambienti di vita. Quindi, quando la radiazione solare colpisce un materiale una parte viene assorbita rendendone disponibile l'energia per alimentare dei meccanismi fisico-chimici,

mentre l'altra parte viene dispersa in una frazione che è caratteristica del materiale stesso. Tramite misure radiometriche è quindi possibile determinare come i materiali e la morfologia delle superfici influenzino il bilancio di radiazione.

Lo sviluppo dell'anemometria sonica, e la messa a punto di sensori in grado di campionare ad altissime frequenze, hanno permesso di effettuare la misura della turbolenza che è il principale meccanismo 'trasportatore' delle quantità fisiche scalari. Le misure di correlazione turbolenta *eddy covariance* possono quindi costituire il supporto ideale per il monitoraggio a lungo termine degli scambi di energia e di materia anche nell'ambito dell'involucro urbano con la determinazione non solo dei flussi energetici che determinano il benessere individuale, ma anche attraverso la caratterizzazione dell'interazione tra il costruito e lo sviluppo della turbolenza che caratterizza il trasporto di materia con forti riflessi sulla diffusione dell'inquinamento. E quindi potendo così fornire indicazioni per la mitigazione dell'impatto sulla salute umana.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

In Italia IBIMET si occupa da anni di queste tematiche, e ad esse ha destinato attività autonoma, oltre che attività dedicata a progetti specifici: è stato appena sottoposto nell'ambito del VII FP EU il progetto PLEW PLanning Energy and Water in the urban environment, quale momento di sintesi di una lunga collaborazione

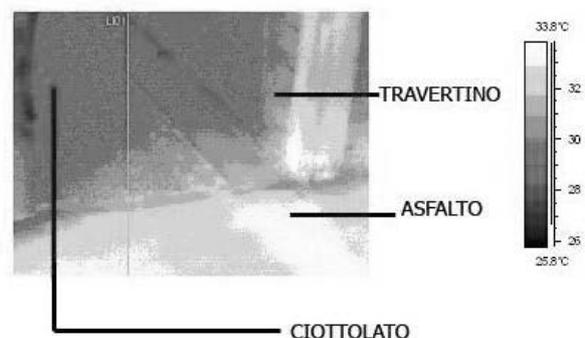


Figura 1: Proprietà termiche superficiali di diversi materiali dell'ambiente urbano evidenziate mediante termografia infrarossa.

con il Politecnico di Milano, la Sapienza di Roma, l'Istituto di Climatologia dell'Università di Friburgo, l'Amministrazione Nazionale di Meteorologia e l'Istituto di Idrotecnica dell'Università di Bucarest, il Dipartimento Cambiamenti Ambientali Sociali e l'Awareness Center di Roskilde, il NAGREF di Larissa, e l'ICCI di Londra. Tra queste collaborazioni è utile segnalare quelle con il Prof. Cedo Maksimovic già Chief Advisor dell'UNESCO per l'International Hydrological Programme e con il Prof. Andreas Matzarakis facente parte dell'Advisory Board della International Biometeorological Society.

L'attività di ricerca e progettuale ha riguardato appunto lo studio dell'ambiente urbano per la definizione di strumenti operativi volti alla salvaguardia ed al miglioramento del benessere attraverso lo studio dei processi fisici e biologici fondamentali che ivi si svolgono. Tra questi è da ricordare lo studio dei cicli energetici e dell'acqua che oggi così prepotentemente balzano alla cronaca, ma soprattutto l'ottica di studio dedicata al risparmio della risorsa ed alla sua gestione sostenibile

ed i sistemi mitiganti l'impatto sulle fasce deboli della popolazione.

3 RISULTATI RILEVANTI

Oltre ad una serie di pubblicazioni a carattere scientifico e divulgativo, e la partecipazione in qualità di revisione esperta per il CONAyCT alla messa a punto e verifica della rete micrometeorologica di Città del Messico, tra i risultati rilevanti dell'attività di ricerca svolta in questo settore dall'Istituto IBIMET c'è da sottolineare la realizzazione, in collaborazione con l'Osservatorio Meteorologico Milano Duomo, del convegno a partecipazione internazionale 'Il Respiro della Città', svolto a Ferrara nel Giugno del 2006, che ha permesso la messa a punto di una ottica comune, tra ricercatori del settore fisico e ecofisiologico, quelli dell'urbanistica e delle scienze architettoniche ed ingegneristiche, e i tecnici ed amministratori locali, per la definizione degli strumenti utili a gestire lo sviluppo urbano sotto la dicitura: "uomo, benessere e ambiente urbano nell'era tecnologica".



Figura 2: Locandina del Convegno "Il respiro della Città".



Figura 3: Misure di flussi in centro storico.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Gli studi condotti hanno evidenziato le grandi potenzialità applicative di questa tematica sia nell'ambito climatico propriamente detto, sia nella progettazione dell'involucro urbano ai fini della tutela della popolazione e per il miglioramento del benessere. La stretta connessione con le scienze dell'architettura ed ingegneristiche permettono, inoltre, ricerche su nuovi materiali e sulle loro applicazioni. Il tema del risparmio, o più in generale della sostenibilità, si potrebbe avvalere quindi di strumenti operativi, messi a punto da queste ricerche, che invece oggi troppo spesso sono menzionati in ottiche ambientalmente virtuose, ma che mancano poi di trovare effettiva applicazione.

Tra le prospettive di più ampia applicabilità ed interesse non può mancare una menzione all'accoppiamento tra la conoscenza dei meccanismi 'fisiologici' dell'ambiente urbano e lo sviluppo delle previsioni stagionali che permetteranno a questi studi una evoluzione da strumento diagnostico a prognostico per una gestione e pianificazione quotidiana del benessere.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- R.Sozzi, T.Georgiadis, M.Valentini, 2002: Introduzione alla turbolenza atmosferica. *Pitagora Editore, Bologna*, pp.525.
- R.Sozzi, T.Georgiadis e A.Salcido, 2005: Stima dei parametri di rugosità superficiale dell'area metropolitana di Città del Messico. *Il Bollettino Geofisico*, n.1-2, 43-54.
- G.Zanini, M.Berico, F.Monforti, L.Vitali, S.Zambonelli, S.Chiavarini, T.Georgiadis and M.Nardino, 2006: Concentration measurement in a road tunnel as a method to assess 'real-world' vehicles exhaust emissions. *Atmospheric-Environment*, 40, 1242-1254.
- F.Margelli, S.Rossi, T.Georgiadis e F.Rossi, 2006: Oasi verdi e trappole d'asfalto. *Darwin*, 16, 44-49.
- V.Poluzzi, S.Ricciardelli, F.Ferrari, M.Ridolfi, S.Ruiba, P.Franceschi, F.Nerozzi, I.Ricciardelli, P.Rinaldi, M.Ascanelli, M.Nardino, T.Georgiadis, G.Brusasca, A.Piersanti, G.Tinarelli, M.Mazzetti e C.Rondinini, 2006: Monitoraggio della qualità dell'aria, studio della turbolenza atmosferica e simulazione di dispersione di inquinanti nel centro storico di Bologna. *Qualità dell'Ambiente Urbano III Rapporto APAT*, 111-134.

Cambiamenti climatici: comfort e turismo in Italia centrale

M. Morabito¹, S. Orlandini², A. Crisci¹, G. Maracchi¹

¹*Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia*

²*Centro Interdipartimentale di Bioclimatologia, Università di Firenze, Italia*

m.morabito@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: Fra le attività fondamentali dell'economia italiana indubbiamente quella legata all'attività turistica riveste un ruolo fondamentale per l'intero paese. La fruibilità della grande concentrazione di beni storici, artistici, paesaggistici e culturali che caratterizza il nostro paese è legata alle condizioni bioclimatiche medie che insistono nei mesi di maggiore afflusso turistico, e questo può essere valutato quantitativamente grazie alle conoscenze della biometeorologia tramite opportuni indici di benessere, come il PET (*Physiological Equivalent Temperature*), che permettono di valutare il grado di comfort termico medio percepito a livello individuale. Inoltre la diversificazione dell'offerta turistica offerta dal territorio, specie nell'Italia centrale, garantendo un continuo arrivo di visitatori provenienti da varie parti del mondo, estende la possibilità di analisi a tutte le stagioni. Lo scopo del lavoro è quello di valutare l'impatto delle variazioni bioclimatiche future sulla fruibilità di specifiche attività turistiche. In questo studio, utilizzando dati di simulazione da scenario, sono state sviluppate analisi di tendenza bioclimatica per tre località rappresentative per il turismo fornendo importanti informazioni per le future attività su base stagionale.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

È particolarmente abbondante la bibliografia che dimostra come i cambiamenti climatici abbiano un impatto rilevante sulla salute umana e su molti aspetti della biologia degli organismi viventi.

Nell'area Mediterranea in particolare la situazione è particolarmente a rischio a causa dell'elevata probabilità di eventi critici per la salute come le ondate di calore, con temperature dell'aria elevate e persistenti per molti giorni, spesso associate ad una scarsità di precipitazioni. Il fenomeno termico, tuttavia, diventa significativo anche in inverno ed è evidenziato dall'innalzamento della quota neve, con inevitabili conseguenze sul turismo invernale. Il lavoro si rivolge principalmente al territorio italiano, dove le località sono generalmente interessate ad un clima mediterraneo, caratterizzato prevalentemente da condizioni termiche miti e raramente da condizioni termiche "estreme". Assieme alle eccezionali caratteristiche storiche, architettoniche e

alla sua posizione geografica molto favorevole, anche il clima contribuisce a rendere il nostro paese uno delle mete favorite dai turisti provenienti da ogni parte del mondo. Questo studio con un approccio squisitamente biometeorologico vuole esplorare la possibilità di eventuali impatti su base stagionale di eventuali cambiamenti bioclimatici, basandosi su serie climatiche ottenute da simulazione con scenari che utilizzano le proiezioni formulate dal SRES IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*). Sono state utilizzate due simulazioni per due scenari "standard" SRES *Special Report Emissions Scenarios* (IPCC): A2 (più pessimistico, con evoluzione secondo modello "economico - regionale") e B2 (più ottimistico, secondo un modello "sostenibile - regionale").

2 ATTIVITÀ SCIENTIFICA

Sono state prese in considerazione tre località dell'Italia Centrale: Firenze ($\lambda = 11^{\circ}11' E$; $\Phi = 43^{\circ}47' N$; quota 76 m s.l.m) per il turismo

legato agli aspetti culturali e storici, Grosseto ($\lambda = 11^{\circ}70' E$; $\Phi = 42^{\circ}45' N$; quota 10 m s.l.m), per il turismo estivo legato ad attività balneari e ad attività connesse all'agriturismo, ed infine il Monte Cimone ($\lambda = 10^{\circ}42' E$; $\Phi = 44^{\circ}11' N$; quota 2165 m s.l.m), come sito rappresentativo per il turismo invernale ed estivo di montagna. Gli scenari sono stati ottenuti grazie al progetto CLIMAGRI finanziato dal Ministero delle Politiche Agricole e Forestali Italiano, nel quale è stata messa a punto una metodologia di *downscaling* statistico capace di ottenere serie climatiche giornaliere, dove sono rispettate sia le principali caratteristiche statistiche delle serie di osservazione, sia l'informazione preziosa relativa alle principali tendenze future valide per il periodo 2001-2080 (Barcaioli et al., 2004). Queste ultime sono state ricavate dalle simulazioni del modello HADCM3 messo a punto dall'*Hadley Centre* (Pope et al., 2000). Dal punto di vista operativo, quindi, tali scenari consistono in serie giornaliere di temperatura massima e minima, precipitazione, umidità relativa, velocità media del vento e radiazione rendendo possibile la stima di un modello per la valutazione del comfort termico basato sul bilancio di energia del corpo umano, il *Physiological Equivalent Temperature* (PET) espresso in $^{\circ}C$ (Matzarakis et al, 1999). Questo è stato valutato per il periodo diurno, tenendo in considerazione nel primo caso la temperatura massima dell'aria ($^{\circ}C$), l'umidità minima giornaliera (%), la velocità media del vento (ms^{-1}), la radiazione globale (Wm^{-2}) e il grado di copertura nuvolosa in ottavi, stimata come grado medio di estinzione rispetto al valore teorico per quel giorno. Con le serie di simulazione sono state ricavate le frequenze stagionali dei giorni con disagio termico da caldo e da freddo. La definizione del disagio termico giornaliero è stata effettuata utilizzando le soglie di $PET > 41^{\circ}C$ e $PET \leq 4^{\circ}C$, rispettivamente per il disagio da caldo e da freddo in estate e in inverno, mentre per la primavera e l'autunno sono state scelte soglie di $PET > 34^{\circ}C$ (disagio da caldo) e $PET \leq 8^{\circ}C$ (disagio da freddo). Il lavoro presenta l'analisi delle tendenze futu-

re sulle serie degli indici corredate dall'analisi sulle precipitazioni stagionali per ciascun sito.

4 OSSERVAZIONI SPERIMENTALI

Dall'analisi delle serie storiche della frequenza stagionale dei giorni con disagio da caldo e da freddo ed in particolar modo dei relativi trend lineari si evince che si ridurrà il disagio da freddo su scala diurna in tutte le stagioni e in tutte le tipologie climatiche dell'Italia centrale (Tabella 1). Si avrà, quindi, soprattutto in inverno, ma anche in primavera e autunno una sensibile diminuzione delle condizioni di disagio termico da freddo particolarmente critiche per la salute, mentre l'estate e le due stagioni intermedie, la primavera e l'autunno, potranno essere contrassegnate da un sensibile aumento della frequenza dei giorni con disagio da caldo (Tabella 2).

Un'altra indicazione degli scenari di lungo periodo è quella che la tipologia da scenario (A2 -B2), come si vede nella figura 1, propone impatti diversi specialmente per il disagio estremo da caldo.

A questo, inoltre, va aggiunta, soprattutto nel lungo periodo, una riduzione della frequenza dei giorni piovosi estivi su scala decennale, come mostrato dalla figura 2.

Tabella 1

Località	Inv	Inv	Prim	Prim
	A2	B2	A2	B2
Cimone	-0.86 **	-0.79 **	-0.88 ***	-0.88 ***
Grosseto	-0.90 ***	-0.71 *	-0.75 *	-0.82 **
Firenze	-0.81 **	-0.70 *	-0.71 *	-0.42
Località	Est	Est	Aut	Aut
	A2	B2	A2	B2
Cimone	-0.91 ***	-0.91 ***	-0.97 ***	-0.84 **
Grosseto	-	-	-0.71 *	-0.80 **
Firenze	-	-	-0.87 ***	-0.93 **

*Coefficienti di Pearson per la ricerca del trend lineare 2010-2080 e significatività ($P < 0.05$) nelle serie di scenario relative al disagio da freddo.

Tabella 2

Località	Inv A2	Inv B2	Prim A2	Prim B2
Cimone	-	-	-	-
Grosseto	-	-	0.91 ***	0.91 ***
Firenze	-	-	0.88 ***	0.96 ***
Località	Est A2	Est B2	Aut A2	Aut B2
Cimone	-	-	-	-
Grosseto	0.98 ***	0.96 ***	0.96 ***	0.83 **
Firenze	0.98 ***	0.97 ***	0.96 ***	0.74 *

*Coefficienti di Pearson per la ricerca del trend lineare 2010-2080 e significatività ($P < 0.05$) nelle serie di scenario relative al disagio da caldo.

5 CONCLUSIONI

La pianificazione nello sviluppo turistico dell'Italia centrale dovrebbe tenere conto degli orizzonti bioclimatici previsti nel prossimo futuro. Queste proiezioni ci dicono che la finestra di fruibilità bioclimatica, cioè condizioni termiche favorevoli per la salute, aumenterà nella stagione invernale, quindi adatta per il turismo culturale, mentre si profila un sensibile aumento del disagio termico da caldo non solo durante l'estate, ma anche condizioni da caldo critiche per la salute anticipate in primavera o ritardate in autunno, a danno delle principali attività turistiche. Questo fenomeno si rifletterà, oltre che da un punto di vista termofisiologico, anche da un punto di vista comportamentale da parte di quei turisti che frequentano da tempo, in determinate stagioni, il nostro Paese e che vedrebbero svanire le loro aspettative legate alle condizioni tipiche del nostro clima Mediterraneo.

La maggior frequenza di ondate di calore, probabili anche nel periodo primaverile o tardivamente ad inizio autunno, infatti, influenzeranno sensibilmente le attività all'aperto e questo problema investirà in modo maggiore

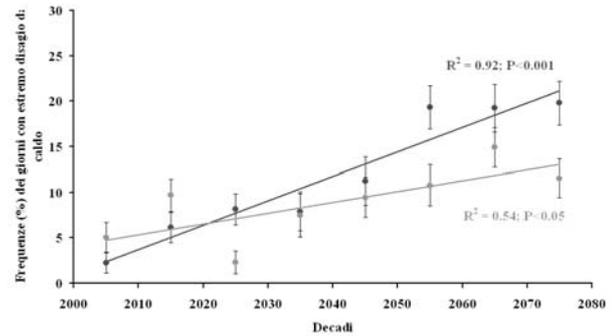


Fig.1 Trend comparati fra gli scenari A2 e B2 della frequenza di giorni con estremo disagio da caldo per Firenze (2010-2080).

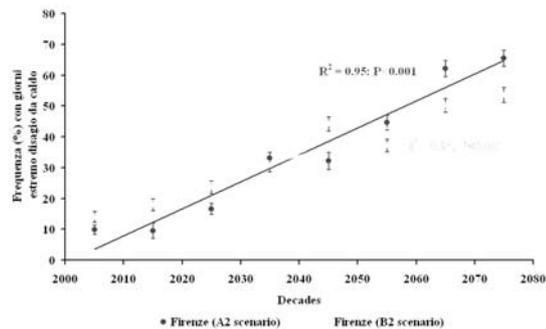


Fig.2 Serie di scenario futuro della frequenza media decennale dei giorni piovosi estivi per Firenze (2010-2080).

quelle categorie di soggetti a maggior rischio, tra cui turisti anziani.

Minori problemi da un punto di vista termico per le attività di turismo costiero, con la sola preoccupazione che una riduzione delle precipitazioni possa accrescere il problema degli approvvigionamenti idrici, specie in quelle località dove l'apporto invernale nei confronti delle falde è strutturalmente insufficiente. Qui l'informazione climatica degli scenari incrocia la problematica della sostenibilità di grossi impianti turistici in zone di per sé vicine alla saturazione o impraticabili per precarietà delle risorse naturali.

6 BIBLIOGRAFIA

Barcaioli G., Crisci A., Zipoli G., 2004: "CLIMAGRI - Cambiamenti Climatici e agricoltura - Risultati attività II° anno" UCEA, Roma giugno 2004 - ISBN 88-901472-1-0.

Intergovernmental Panel on Climate Change, 2001: *Climate Change 2001: The*

Scientific Basis, J.T. Houghton & D. Yihui (eds.), Cambridge, Cambridge University Press.

Matzarakis A., Mayer, H. & Iziomon, M., 1999: Applications of a universal thermal index: physiological equivalent temperature. *Int. J. Biometeor.*; 43: 76-84.

Pope, V. D., Gallani, M. L., Rowntree, P. R. & Stratton, R. A., 2000; The impact of new physical parametrizations in the Hadley Centre climate model -- HadCM3. *Climate Dynamics*; 16: 123-46.

Cambiamenti climatici e patrimonio culturale.

Contributi sugli effetti dei cambiamenti climatici sul patrimonio costruito e sul paesaggio culturale

C. Sabbioni, A. Bonazza, P. Messina

Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Bologna, Italia

c.sabbioni@isac.cnr.it

SOMMARIO: Sebbene le ricerche sul clima ed i suoi cambiamenti abbiano al giorno d'oggi una importanza prioritaria, fino ad ora non sono stati ancora eseguiti studi approfonditi sull'effetto delle future variazioni del clima sul patrimonio culturale. Il progetto Noah's Ark, finanziato dalla Commissione Europea, si propone di colmare questa lacuna affrontando per la prima volta la problematica dell'impatto dei cambiamenti climatici sul patrimonio costruito e sul paesaggio culturale. Obiettivo prioritario della ricerca è stato quello di identificare i parametri meteorologici e climatici maggiormente critici per la conservazione del patrimonio culturale europeo e di valutare in modo sia qualitativo che quantitativo gli effetti dei cambiamenti di tali parametri sui beni culturali nei prossimi 100 anni. I risultati ottenuti hanno permesso di produrre un Atlante di Vulnerabilità contenente mappe di rischio su base europea relative ai maggiori rischi per il patrimonio culturale, in cui vengono visualizzati e quantificati i più importanti fenomeni di degrado negli scenari climatici futuri.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Le tematiche inerenti i cambiamenti climatici stanno attualmente rivestendo un ruolo di grande attualità, sia nel mondo della ricerca che a livello politico. Gli studi che hanno affrontato le problematiche inerenti gli impatti dei cambiamenti climatici si sono focalizzati sugli ecosistemi marini, gli ecosistemi terrestri e la salute dell'uomo.

Il patrimonio culturale, in particolare il patrimonio costruito, i siti archeologici e il paesaggio culturale, non sono stati sino ad ora affrontati in programmi e pubblicazioni sia a livello europeo che globale.

Fino ad ora i cambiamenti climatici non sono mai stati considerati un fattore che minaccia il patrimonio culturale, che è una risorsa non rinnovabile da trasmettere alle generazioni future (Baer & Snethlage, 1997).

Il Progetto Noah's Ark, finanziato dalla commissione europea, ha lo scopo di colmare la lacuna esistente nel campo della ricerca scientifica riguardo l'impatto dei cambiamenti cli-

matici sul patrimonio culturale, informando al riguardo chi gestisce il patrimonio culturale e sensibilizzando il mondo politico ed amministrativo (Sabbioni *et al.*, 2006). Lo scopo principale è di stimare il danno che il patrimonio costruito e il paesaggio culturale subirà nei prossimi 100 anni da diverse forzanti climatiche, in modo da fornire per la prima volta uno scenario futuro.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

L'approccio metodologico della ricerca ha previsto l'utilizzo dei modelli di ultima generazione dell'Hadley Centre (UK): HadCM3 e HadRM3. Tra i possibili scenari emissivi è stato scelto l'A2 (IPCC, 2000).

I periodi temporali scelti per le analisi sono 1961-1990 (periodo di riferimento), 2010-2039 (vicino futuro) e 2070-2099 (lontano futuro) per l'HadCM3 e il lontano futuro (2070-2099) per HadRM3. L'area geografica selezionata è centrata in Europa e ricopre una regione di longitudine 33° 75'W – 67° 50'E e

latitudine 80°N – 25°N per il modello generale, e longitudine 30°W – 55°E e latitudine 72°N – 35°N per il modello regionale. La scelta di rappresentare il lontano futuro anche tramite il modello regionale è motivata dal fatto che, considerando il patrimonio costruito, la maggior parte dei fenomeni di degrado agiscono su scale temporali relativamente lunghe e che, dalle prime analisi effettuate, è in questo periodo che avverranno i più significativi cambiamenti dei parametri climatici. Utilizzando i modelli descritti sono state realizzate mappe dell'area europea di medie trentennali relative al periodo di riferimento (1961-1990), al vicino futuro (2010-2039) e al lontano futuro (2070-2099) e mappe delle differenze tra le medie del vicino futuro e il periodo di riferimento e tra le medie del lontano futuro e il periodo di riferimento per valutare e quantificare l'entità delle variazioni avvenute.

L'attività di ricerca svolta ha previsto innanzitutto l'identificazione dei principali fenomeni di degrado che avvengono sui materiali da costruzione e sulle strutture caratterizzanti il patrimonio culturale. Parallelamente sono stati selezionati i materiali sui quali applicare le elaborazioni. In particolare sono stati presi in considerazione marmi e calcari a bassa porosità, arenarie contenenti minerali argillosi, mattoni, metalli, legno e vetro. Tali materiali sono stati scelti in base alla rilevanza artistica e frequenza di utilizzo nel patrimonio costruito in Europa, ed alle tipologie di degrado che più interessano l'area europea.

Successivamente si è proceduto a determinare i parametri meteorologici e climatici maggiormente critici per la conservazione del patrimonio culturale e costruito. Essi sono stati suddivisi in: i) parametri correlati alla temperatura, quali variazioni stagionali e annuali di temperatura, cicli di gelo e disgelo e shock termici (i.e. escursione termica giornaliera > 10, 15 e 20 °C); ii) parametri correlati alle precipitazioni, quali valore medio stagionale e annuale, giorni consecutivi di pioggia ed eventi estremi di pioggia; iii) parametri correlati all'umidità, quali cicli di umidità relativa e shock di umidità relativa (variazio-

ne tra 2 giorni consecutivi >25%); iv) parametri correlati al vento, quali valore medio annuale e stagionale, trasporto e deposizione di spray marino e rosa delle precipitazioni; v) parametri correlati all'inquinamento atmosferico i. e. acidità delle precipitazioni e concentrazione di gas, quali SO₂, HNO₃ e O₃ (Brimblecombe, 2005).

La fase iniziale del lavoro si è incentrata sulla rielaborazione dei dati di output dei modelli HadCM3 e HadRM3 sia spazialmente, estraendo la finestra europea, sia temporalmente realizzando medie mensili, stagionali e annuali, per renderli più idonei alle analisi successive. In alcuni casi è stata effettuata un'opportuna combinazione dei parametri originali, essendo necessarie grandezze non direttamente disponibili tra gli output del modello. Il lavoro svolto in questa fase ha permesso di ottenere un database di parametri climatici critici finalizzato alla valutazione dell'impatto sul patrimonio culturale (Sabbioni *et al.*, 2007).

Si è quindi proceduto allo sviluppo di nuovi software per l'adeguata rappresentazione e visualizzazione, in mappe su base europea, dei dati ottenuti.

3 RISULTATI RILEVANTI

Sono state prima di tutto prodotte mappe climatiche relative ai parametri climatici selezionati, allo scopo di fornire indicazioni qualitative dei possibili rischi a cui potranno essere soggetti i beni culturali (ad esempio quantità delle precipitazioni medie annuali, eventi estremi di vento > 20 m/s, ecc.).

Dato che i danni che possono subire i materiali di cui è costituito il patrimonio costruito generalmente non dipendono da una sola variabile climatica, ma da loro azioni sinergiche, sono state elaborate combinazioni di parametri che hanno permesso di produrre mappe climatiche complesse, in grado di descrivere le situazioni di maggiore impatto sui monumenti. Per esempio uno dei parametri prodotti è il "wet and frost", definito come il ripetersi di giorni di pioggia seguiti da gior-

ni in cui la temperatura è inferiore a 0° C (Fig. 1). Esso è determinante per la valutazione della formazione di microfratture ed della successiva disgregazione dei materiali da costruzione (ad es. pietre porose, mattoni). Funzioni di danno sono state infine utilizzate per quantificare e prevedere il degrado su specifici materiali da costruzione, rappresentato in mappe definite mappe di degrado.

Ad esempio la funzione di Lipfert appositamente modificata è stata utilizzata per calcolare la recessione superficiale dei materiali cartonatici a bassa porosità (Lipfert, 1989), mentre le funzioni elaborate nell'ambito del progetto Europeo MULTI-ASSESS sono state usate per quantificare la corrosione dei metalli (Fig. 2). Un'apposita funzione è stata inoltre elaborata per la quantificazione del degrado subito dalle arenarie contenenti minerali argillosi.

Tutte le mappe prodotte sono state raggruppate in un Atlante di Vulnerabilità, allo scopo di fornire uno strumento estremamente utile e di immediata consultazione in grado di dare indicazioni su quali siano le aree Europee di maggiore rischio per la conservazione del patrimonio culturale nei confronti dei vari processi di degrado e parametri climatici ad essi collegati.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Oltre all'Atlante di Vulnerabilità, fra i principali prodotti del progetto verranno sviluppate strategie di adattamento per la protezione del patrimonio costruito nei confronti dell'impatto dei cambiamenti climatici. Lo scopo finale è la formulazione di linee guida che possano informare chi gestisce il patrimonio culturale e indirizzare verso opportuni interventi di adattamento. I risultati ottenuti nell'ambito del progetto Noah's Ark, affrontando per la prima volta le possibili conseguenze dell'impatto dei cambiamenti climatici sul patrimonio costruito e il paesaggio culturale, costituiscono una base sulla quale andranno approfondite le molte e svariate problematiche emerse, quali ad esempio il rischio cui sono sottoposte particolari aree dell'Europa.

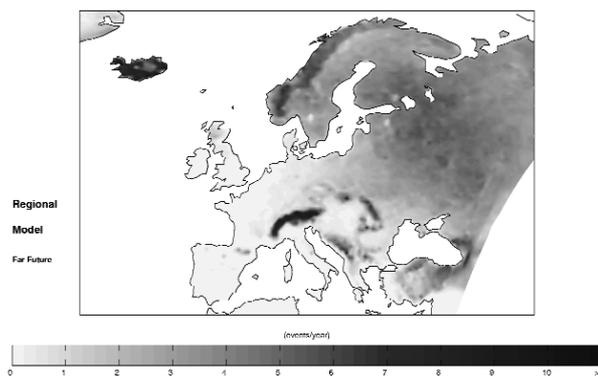


Figura 1: Eventi all'anno di cicli di gelo-disgelo nel lontano futuro previste dal modello regionale HadRM3.

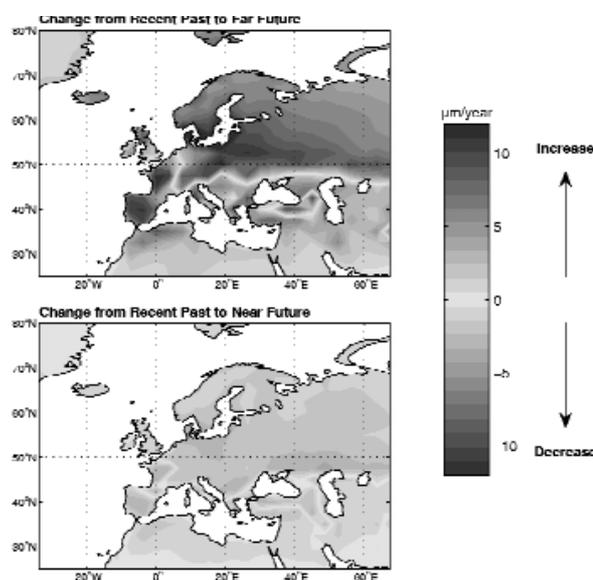


Figura 2: Mappe delle differenze tra le medie del vicino futuro e il presente e tra le medie del lontano futuro e il presente relative alla corrosione dell'acciaio (modello generale HadCM3).

5 RICONOSCIMENTI

Il presente lavoro è stato svolto nell'ambito del Progetto Europeo Noah's Ark "Global Climate Change Impact on Built Heritage and Cultural Landscapes", finanziato nell'ambito del 6PQ di Ricerca dell'UE (Contr. n. SSPI-CT-2003-501837).

Il lavoro non sarebbe stato possibile senza il contributo dei partner coinvolti nel progetto: University of East Anglia (UK)
University College of London (UK)
Swedish Corrosion Institute (Svezia)
Polish Academy of Sciences (Polonia)

Czech Academy Sciences (Repubblica Ceca)
Institute of Natural Resources and
Agrobiology (Spagna)
Norwegian Institute for Air Research
(Norvegia)
Ecclesiastical Insurance Group (UK)
Biologia Medio Ambiente Ltd. (Spagna)

6 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Baer, N.S., and Sneathlge, R., 1997: Saving our Architectural Heritage: the conservation of historic structures. Dahlem Workshop Reports. Wiley,
- Brimblecombe, P., 2005: THE NOAH's ARK Project: The Impact of Future Climate Change on Culturale Heritage. The Eggs, Newsletter and Information Service of the EGU 12, 31-33.
- Gordon, C., Cooper, C., Senior, C.A., Banks, H.T., Gregory, J.M., Johns, T.C., Mitchell, J.F.B., Wood, R.A., 2000. The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Clim. Dyn.* 16, 147-168.
- IPCC, 2000. Emissions Scenarios. A special report of IPCC Working Group III. Nakicenovic, N., Swart R (eds.). University Press Cambridge, Cambridge.
- Lipfert, F. W., 1989. Atmospheric damage to calcareous stones: comparison and reconciliation of recent experimental findings. *Atmospheric Environment* 23(2): 415-429.
- Sabbioni, C., Cassar, M., Brimblecombe, P., Tidblad, J., Kozlowski, R., Drdácý, M., Saiz-Jimenez, C., Grøntoft, T., Wainwright I., Ariño, X., 2006. Global climate change on built heritage and cultural landscapes in R. Fort, M. Alvarez de Buergo, M. Gomez-Heras, C. Vazquez-Calvo (eds.), *Heritage, Weathering and Conservation*: 395-401. Taylor & Francis Group, London.
- Sabbioni, C., Brimblecombe, P., Bonazza A., Grossi, C. M., Harris I. and Messina P., 2007. Mapping climate change and cultural heritage in M. Drdácý & Chapuis M. (eds.), *Proceedings of the 7th European Conference "SAVEUR" Safeguarded Cultural Heritage. Understanding & Viability for the Enlarged Europe*: 119-124.

Variazioni climatiche, comfort termico e tipologia di abbigliamento in Italia (1950-2000)

Alfonso Crisci¹, Marco Morabito², Laura Bacci¹, Giampiero Maracchi¹

¹*Istituto di Biometeorologia CNR, Firenze, Italia*

²*CIBIC, Centro interdipartimentale di bioclimatologia, Università di Firenze, Italia*
a.crisci@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: La scelta dei capi di vestiario è una delle attività quotidiane delle persone influenzata sensibilmente dalle condizioni meteo-climatiche. Dal punto di vista funzionale vestirsi equivale a scegliere il grado di isolamento termico che permette e facilita l'omeostasi termica dell'individuo. La modellistica del comfort termico offre una grande varietà di indici per quantificare lo stato di benessere termico in relazione alle caratteristiche ambientali e personali del soggetto, tra cui l'isolamento termico dei vestiti e il tipo di attività. Alcuni autori propongono proprio l'isolamento termico richiesto per raggiungere un grado soddisfacente di comfort come indice biometeorologico per valutare l'evoluzione climatica di un determinato sito (Yan *et al.*, 1996; Arazny, 2006). In questo lavoro sono presentati i risultati dell'analisi di questo parametro a livello stagionale in tre località rappresentative del territorio italiano e la loro relazione con lo stato dell'arte sui cambiamenti climatici.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Un approccio alternativo per valutare gli impatti dei recenti cambiamenti climatici sulle abitudini quotidiane delle persone è quello di poter stimare l'evoluzione storica del benessere termogrometrico in diversi momenti del giorno e per un periodo temporale significativamente lungo. Questo tentativo oggi è possibile grazie allo sviluppo della biometeorologia, ovvero di quella disciplina che studia i rapporti fra esseri viventi e condizioni meteorologiche e climatiche. Attualmente esistono diversi indici biometeorologici capaci di stimare la sensazione generale di benessere e/o di disagio in relazione sia alle condizioni ambientali, e quindi a anche quelle atmosferiche, che l'attività in cui una persona con le proprie caratteristiche sta svolgendo. I più noti sono il Windchill Index e l'Heat Index, rispettivamente utilizzati dai principali servizi meteorologici per stabilire le condizioni di caldo e di freddo, provate da un insieme rappresentativo di individui. Esiste invece un'intera classe di questi indici che derivano direttamente dall'analisi del bilancio ter-

mico umano e sono capaci di proiettare i valori assunti da questo, nelle svariate condizioni possibili, su una scala generale bipolare dove può essere assegnato un punteggio al comfort percepito. Fra questi il più conosciuto è il PMV (Predicted Mean Vote) proposto da Fanger (Fanger, 1970), il quale poi è stato successivamente assimilato nella normativa internazionale ISO soprattutto per gli ambienti indoor (ISO 7730, ISO 9920, ISO 11079). Quest'ultimo indice, per essere calcolato, necessita di avere come ingresso il valore dell'isolamento termico dall'abbigliamento, che poi andrà ad esser messo in relazione con le altre variabili del bilancio umano. Alcuni autori hanno proposto di definire un nuovo indice termico basato sulla grandezza *Clo* (Nishi *et al.*, 1978), unità di misura dell'isolamento termico dei vestiti, cercando di individuare quale sia il suo livello minimo per ottenere una situazione di comfort, introducendo la grandezza del IREQ-Required Clothing Insulation (ISO 11079 2001), ed altri hanno cercato di utilizzarlo come indicatore della variabilità climatica (Yan *et al.*, 1996; Arazny 2006).

2 ATTIVITÀ SCIENTIFICA

In questo lavoro ci proponiamo di valutare la variazione dell'indice IREQ triorario a livello stagionale per stazioni significative per il Nord, per il Centro e per il Sud Italia rispettivamente nelle località di Torino Caselle, Roma Ciampino, Palermo Punta Raisi nel periodo 1950-2000. I dati sono quelli sinottici della rete di rilevazione dell'aeronautica militare. La metodologia di calcolo prevede la stima dei valori di temperatura media radiante (Tmrt) con il software Rayman (Matzarakis *et al.*, 2007) grazie al grado di copertura nuvolosa. Dalle serie triorarie di temperatura media dell'aria, umidità relativa, velocità del vento e Tmrt viene calcolato l'indice PMV, da cui per procedura iterativa viene ricavato l'IREQ per raggiungere l'intervallo di benessere ($-0,5 < PMV < 0,5$). Sono presentati i principali risultati dell'analisi di trend lineare (τ di Kendall) delle serie di Clo minimo invernale relativo sia a condizioni centrali mattutine sia a quelle della parte centrale della giornata. Questo per evidenziare se è modificata o cresciuta nelle persone, in condizioni outdoor, la naturale necessità di dover modificare il proprio abbigliamento durante il corso della giornata negli ultimi cinquanta anni 1950-2000. Inoltre, nell'eventuale presenza di trend significativo, vedere se questo dato può essere confermato da altre analisi climatologiche. A questo scopo è stata calcolata quella noi definiremo come escursione di Clo, ovvero la differenza fra l'isolamento termico richiesto a metà mattinata e quello delle 13. Nel presente lavoro calcolato in riferimento la sola stazione di Roma. Le condizioni dell'indice di Clo minimo è, coerentemente con il calcolo generale degli indici di benessere basati sul bilancio di energia, sono quelle riferite ad una persona standard: 35 anni, alta m 1.75, di kg 75 di peso, in attività leggera (80 W) e in posizione eretta. La scelta della stagione invernale, come oggetto dell'attenzione in questo lavoro, è legata alla ovvia importanza attribuita al fattore abbigliamento in questa stagione, specialmente nel contesto italiano. È palese quin-

di che i risultati risentano del gradiente latitudinale presente nel nostro paese, che permette una notevole espressione climatica, grazie alla sua estensione per lo più latitudinale.

3 OSSERVAZIONI SPERIMENTALI

I risultati sono presentati in modalità comparativa fra le tre stazioni e organizzati in medie decennali (Fig. 1 e Fig. 2). Il primo grafico si riferisce alle situazioni mattutine e il secondo a condizioni meridiane. È evidente come la scelta dell'orario influisce in modo significativo sui livelli di Clo minimo, anche se la sottostima della temperatura media radiante, fa ottenere dei valori forse eccessivi. Essendo questo tipo di errore sistematico lungo tutta la serie delle osservazioni, non vengono alterate le proprietà di trend lineare. La presenza nella serie di questo e la sua significatività è stata valutata con la statistica della correlazione non parametrica di cui è fornita la significatività.

Tabella 1

Parametro	H:AM	TO	RM	PA
Clo minimo	10	-0.4 (**)	+0.41 (**)	0.16
Clo minimo	10	-0.17 (**)	+0.25 (**)	0.1222
Clo	10		+0.26	
Escursione	- 13		(**)	

* Analisi del Tau di Kendall del parametro Clo minimo alle 10 e alle 13 Torino (TO), Roma (RM), Palermo (PA) e la relativa escursione di clo per Roma (RM) fra le 10 e 13.

Sebbene il numero delle stazioni analizzate sia esiguo, la lettura dei risultati della tabella deve essere compiuto avendo ben chiaro le informazioni fornite dalle figure. Durante l'inverno non esistono modiche sostanziali nella richiesta di isolamento termico dell'abbigliamento nella stazione di Palermo. Questo dato è spiegato con l'evidente influenza del fattore marino dal punto di vista climatico capace di attenuare l'impatto di questo tipo di

cambiamenti climatici, più evidenti in aree a maggior carattere di continentale. Difatti per Torino il trend è negativo sia nelle ore più mattutine che nelle ore centrali e tale tendenza è stata più evidente nei primi tre decenni del periodo considerato. Questo risultato è legato sia al generale riscaldamento rilevato in Italia (Brunetti *et al*, 2006). Notevole è il dato delle 13 nel decennio 1991-2000 che mostra un'inversione di tendenza e un allineamento sui valori trovati a Roma. Per quest'ultima invece si evidenzia un trend alla crescita dell'isolamento termico minimo, fra l'altro molto marcato proprio negli ultimi due decenni.

Un altro risultato è l'aumento dell'escursione di Clo significativo per la città di Roma. Questo spiega che l'aumento nella richiesta dell'abbigliamento è legato molto probabilmente all'aumento della frequenza di episodi di inversione termica tipici del decennio 1990-2000. L'eventuale condizioni di nebbia, normalmente associate al fenomeno dell'inversione termica, hanno un impatto negativo drastico sul livello di temperatura media radiante, che risulta essere uno dei parametri più positivamente correlati con il raggiungimento dello stato di comfort termico. I risultati in controtendenza di Torino si possono ricondurre a questo tipo di considerazioni. A conferma di quanto detto le condizioni di cielo a ridotta copertura nuvolosa sono uno dei segnali chiari per la stagione invernale citati da altri autori (Maugeri *et al*, 2001), che generalmente tengono in scarsa considerazione il fenomeno della nebbia.

4 CONCLUSIONI

La generale indicazione di un aumento delle temperature invernali non si traduce immediatamente in un impatto positivo sul benessere termico individuale. Come evidenziato in questa limitata indagine esplorativa la riduzione della nuvolosità invernale può rivelare un impatto diverso da quello atteso nella singola città dove paradossalmente aumenta la richiesta di abbigliamento più isolante dal

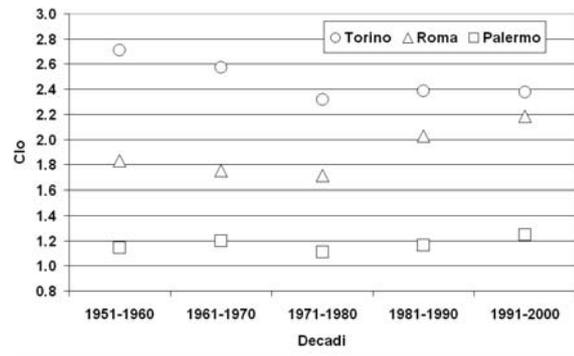


Figura 1 Confronto decennale fra la media del Clo minimo invernale ore 10 del periodo 1950-2000 (Torino, Roma, Palermo).

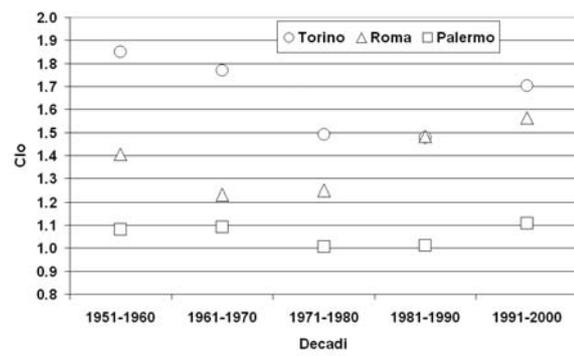


Figura 2 Confronto decennale fra la media del Clo minimo invernale ore 13 del periodo 1950-2000 (Torino, Roma, Palermo).

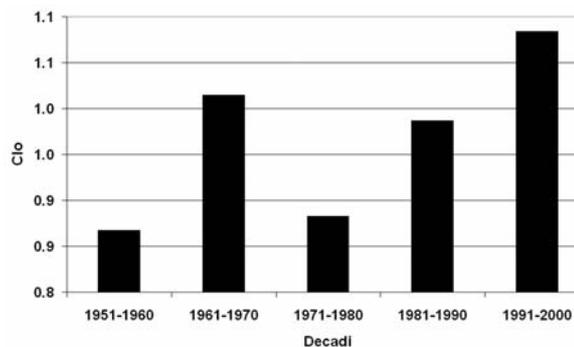


Figura 3 Serie storica decennale Escursione di Clo minimo invernale fra le ore 10 AM e 13 AM del periodo 1950-2000 a Roma.

punto di vista termico. I risultati fanno supporre una spinta alla modifica nell'attività quotidiana del vestirsi, almeno per la stagione invernale e relativamente ad alcune città, e giustifica la richiesta da parte dei consumatori di capi di abbigliamento capaci di essere flessibili nell'assicurare il comfort termico durante l'arco della giornata.

5 BIBLIOGRAFIA

- Arazny A.: 2006, Variability of the predicted insulation index of clothing in the Norwegian Arctic for the period 1971–2000, *Polish polar research*, 27(4): 341–357.
- Brunetti M. , Maugeri M. , Monti F. ,Nanni T.: 2006, Temperature and precipitation variability in Italy in the last two centuries from homogenized instrumental time series. *International Journal of Climatology*, 26: 345-381.
- Maugeri M., Bagnati Z., Brunetti M., Nanni T.: 2001. Trends in Italian total cloud amount, 1951-1996. *Geophys. Res. Lett.*, 28: 4551-4554.
- Yan Y. Y., Oliver, J.E.:1996, The Clo: a Utilitarian Unit to Measure Weather/climate Comfort, *International Journal of Climatology*, 16(9): 1045-1056.
- Fanger P.O: 1970. Thermal comfort. Danish Technical Press, Copenhagen: 244 pp.
- Matzarakis A., Rutz F., Mayer H.:2007, Modelling radiation fluxes in simple and complex environments—application of the RayMan model, *International Journal of Biometeorology*, 51(4): 323-334.
- Nishi Y., Gonzalez R. R. & Gagge A. P.: 1978, Clothing insulation as a biometeorological parameter during rest and exercise, *International Journal of Biometeorology*, 22(3): 177-189.
- UNI EN ISO 7730: 1997, Ambienti termici moderati. Determinazione degli indici PMV e PPD e specifica delle condizioni di benessere termico.
- UNI EN ISO 9920:, 2001, Ergonomics of the thermal environment – Estimation of the thermal insulation and evaporative resistance of a clothing ensemble
- UNI ENV ISO 11079:2001, Evaluation of cold environments, Determination of Require Clothing Insulation, IREQ .

La scarsità idrica in agricoltura: strumenti di supporto per l'analisi economica e la definizione di politiche sostenibili

Guido M. Bazzani

Istituto di Biometereologia, CNR, Bologna, Italia
g.bazzani@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: Il presente contributo illustra l'attività svolta dall'IBIMET relativamente allo studio dei possibili impatti derivanti da una riduzione della disponibilità idrica per il settore primario, con particolare attenzione agli aspetti socio-economici ed alla definizione di politiche di gestione della risorsa. I risultati acquisiti sono sia metodologici, connessi allo sviluppo di sistemi di supporto, che applicativi e possono favorire il contemporaneo recepimento a livello nazionale e regionale della riforma della Politica Agricola Comunitaria e quello della Direttiva Quadro sulle Acque. Il patrimonio di conoscenze acquisito potrà essere di supporto per gli Enti gestori della risorsa idrica, per le Autorità di controllo e di programmazione in primis le Autorità di Bacino, per le Amministrazioni pubbliche e per tutti i portatori di interessi, in un processo partecipato per realizzare un progetto condiviso di sostenibilità economica, sociale, ambientale ed istituzionale.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Negli ultimi anni si è verificata una sensibile variazione nella distribuzione dei fenomeni meteorici che si sono rarefatti e concentrati con effetti negativi sulla quantità di acqua accumulata negli invasi e sulla ricarica delle falde. Conseguentemente si sono registrate situazioni di ridotta disponibilità idrica, in particolare nei mesi estivi, che, anche quando non si sono tramutate in situazioni di crisi idrica, sono state oggetto di preoccupazione per la società civile e di attenzione a diversi livelli istituzionali.

Il presente contributo illustra l'attività svolta dall'IBIMET relativamente allo studio dei possibili impatti derivanti da una riduzione della disponibilità idrica per il settore primario, con particolare attenzione agli aspetti socio-economici ed alla definizione di politiche di gestione della risorsa sostenibili in termini economici, sociali, ambientali ed istituzionali. La rilevanza della problematica

affrontata si evidenzia considerando che l'agricoltura rappresenta circa la metà dei consumi d'acqua totali e che l'irrigazione contribuisce in modo rilevante al conseguimento di produzioni di alto valore e di qualità (orticole, frutticole, filiera lattiero casearia, ecc.) con importanti ricadute non solo sul comparto agroindustriale, sull'occupazione e sull'esportazione, ma anche sul paesaggio ed il territorio rurale.

La scarsità idrica si estrinseca in una crescente conflittualità intersettoriale tra i principali usi (civile, irriguo, energetico ed industriale), ed assume sempre più le caratteristiche di conflittualità territoriale ed istituzionale tra Enti preposti alla gestione della risorsa: Autorità di bacino, Regioni, produttori di energia, enti regolatori dei laghi, concessionari irrigui e tutti gli altri soggetti portatori di interessi. Tale conflittualità nei momenti di maggior acutezza ha richiesto l'intervento del Dipartimento della Protezione Civile quale soggetto istituzionalmente competente per

organizzare e disporre, con la dovuta urgenza, interventi idonei a fronteggiare situazioni di crisi con dimensione interregionale.

Il quadro normativo di riferimento è particolarmente complesso in quanto intreccia politiche ambientali ed agricole di diversi livelli: comunitarie, nazionali e regionali. In campo ambientale, a livello europeo assume particolare rilievo la Direttiva Quadro sulle Acque (DQA) 2000/60, che stabilisce un comune quadro di riferimento per la protezione di tutte le acque sul territorio della Comunità e si propone di raggiungere un 'buono stato' per tutte le acque a partire dal 2015 (Art. 4)¹. Per quanto concerne il settore agricolo la Politica Agricola Comunitaria (PAC) rappresenta un importante elemento trainante del settore, ma una serie di altre forze agiscono in modo diverso sulle dinamiche evolutive dei sistemi agricoli locali e ne condizionano i processi di adattamento. Tra esse un ruolo rilevante assumono la globalizzazione dei mercati ed il rincaro delle materie prime energetiche, che si traducono in variazioni dei prezzi dei fattori e dei prodotti, a cui si aggiungono pressioni urbanistiche e crescenti interessi ambientali. In questo quadro di profondi cambiamenti il mondo della ricerca, tra cui il CNR, studia da anni con grande attenzione le relazioni esistenti tra il clima, i sistemi agricoli e la risorsa idrica con particolare attenzione agli aspetti socio-economici.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

L'attività di ricerca dell'IBIMET mira ad individuare gli aspetti salienti del processo di evoluzione dell'agricoltura integrando aspetti agronomici, tecnici, idraulici, ambientali, climatici, istituzionali, normativi, sociali ed economici, con l'obiettivo di favorire l'adozione di percorsi di sviluppo sostenibile. A tal fine predispone strumenti di supporto per l'analisi economica e la valutazione di politiche e rea-

lizza indagini e studi spesso in collaborazione con altre istituzioni italiane ed internazionali, pubbliche e private.

La PAC è da anni oggetto di un processo di revisione che accompagna l'evoluzione socio-economica e politica dell'Unione Europea. Tale processo ha avuto un significativo impulso con l'approvazione della proposta per la Revisione di Medio Termine (Reg. 1782/2003) che ha dato luogo ad una vera riforma, nota come riforma Fischler². Con la sua entrata in vigore nel 2005 l'Unione Europea ha radicalmente modificato la propria politica agricola incorporando le problematiche della sostenibilità, sociale, economica ed ambientale nella normativa agricola ed è passata da forme incondizionate e garantite di sostegno a strumenti selettivi, orientati alla conservazione e valorizzazione dell'ambiente ed esplicitamente legati (condizionati) ai comportamenti dei beneficiari (agricoltori) ed ai territori (aree rurali). La riforma si propone di sviluppare un settore agricolo multi-funzionale, sostenibile e competitivo, attraverso il quale contribuire anche ad assicurare il futuro delle regioni rurali più deboli, riconoscendo che l'agricoltura ha un ruolo chiave nel preservare la campagna e gli spazi naturali e la vitalità della vita rurale, sancendo il passaggio dell'agricoltura europea da un soggetto principalmente produttore di beni alimentari ad un soggetto erogatore di servizi territoriali. La riforma rappresenta il cambiamento di modello di sviluppo e segna il passaggio da una politica meccanicistica ed unica per tutta l'UE ad un sistema flessibile e decentrato, che lascia agli stati membri ampi margini di manovra, per esempio, sul livello di decentramento regionale da adottare. La politica agricola può ora diventare molto diversa tra paesi, regioni e singoli territori per rispondere a esigenze e scelte locali ed a specifiche situazioni ambientali. La condizionalità rappresenta l'ombrello sotto il quale vengono ora giustifi-

¹ European Union, Directive 2000/60/EC of the European Parliament and of the Council establishing a framework for the community action in the field of water policy. Official Journal (OJ L 327) 22 December, 2000.

² European Union, Council Regulation (EC) No 1782/2003 of 29 September 2003, establishing common rules for direct support schemes, Official Journal (OJ L 270) 21 October, 2003.

cati gli aiuti erogati al settore grazie ai servizi che gli agricoltori sono tenuti ad offrire in termini di protezione ambientale, benessere delle piante e degli animali, sicurezza alimentare. Proprio il recepimento a livello nazionale e regionale della PAC rappresenta un possibile ponte con la DQA ed il sistema delle tutele da essa instaurato. Tutela quantitativa, atta a garantire l'equilibrio fra disponibilità e fabbisogni, in conformità con la scala di priorità definita dalla legge Galli in merito agli usi dell'acqua che pone l'uso agricolo secondario solo a quello idropotabile, nel rispetto del Minimo Deflusso Vitale (MDV) in modo da garantire la vita negli alvei sottesi e tale da non danneggiare gli equilibri degli ecosistemi. E tutela qualitativa nelle forme stabilite dalla legge. A questo riguardo un ruolo determinante rivestono i codici delle buone pratiche agricole che permettono di regolare diverse attività a potenziale forte impatto ambientale in zone sensibili, quali quelle prossime ai corsi d'acqua ed i terreni in pendio, agendo sui periodi di applicazione e le dosi massime per l'utilizzo di fertilizzanti, i metodi di conservazione e di spargimento del letame e dei liquami, la rotazione delle colture ed altre misure di gestione dei terreni. Un ulteriore strumento è rappresentato dalle misure agroambientali inserite nei Piani di Sviluppo Rurale che, basate su accordi volontari con gli agricoltori, permettono di conseguire livelli di qualità ambientale superiori agli standard minimi dietro il pagamento di un'adeguata compensazione per i costi sostenuti, per i redditi mancati e per i servizi ambientali offerti. Tali misure possono essere disegnate in modo flessibile per rispondere alle specificità territoriali ed includere ulteriori misure di contenimento dei consumi irrigui. Quello che emerge dalle analisi svolte è un rinnovato quadro normativo in campo agricolo ed ambientale che ridefinisce le priorità e gli obiettivi, modifica le regole e mette a disposizione nuovi strumenti; la PAC integrando l'ambiente nell'agricoltura propone un percorso finalizzato alla realizzazione di un'agricoltura sostenibile e multifunzionale, orientata verso gli inte-

ressi dei consumatori e dei contribuenti e contemporaneamente aperta al mercato.

L'IBIMET ha avviato un programma di ricerca finalizzato alla predisposizione di sistemi di supporto per gestire questo processo di cambiamento mediante approcci modellistici di tipo bioeconomico che integrano informazioni climatiche, ambientali, agronomiche, idrauliche, socio-economiche ed istituzionali. I modelli rappresentano uno strumento consolidato per svolgere analisi quantitative in quanto permettono di descrivere i processi oggetto di studio e di analizzarne le possibili evoluzioni con procedure standardizzate, trasparenti e ripetibili. Utilizzati come strumenti di simulazione si rivelano strumenti di supporto potenti e flessibili nell'ambito di processi decisionali complessi in situazioni di rischio ed incertezza. La loro applicazione permette, infatti, di razionalizzare il processo valutativo, impone la chiara identificazione delle regole e dei criteri decisionali, stimola l'identificazione dei fattori critici e la loro descrizione, e soprattutto permette di ordinare le alternative in modo coerente con i precedenti punti. Il loro contributo consiste nella quantificazione degli impatti, con la considerazione di costi e benefici e della relativa distribuzione tra i soggetti coinvolti, in termini quindi di sostenibilità, efficienza e di equità. Le decisioni su quali alternative debbano essere realizzate esulano invece dall'ambito e dagli scopi delle analisi competendo ai decisori, ma l'uso dei modelli, arricchendo il quadro informativo e riducendo i margini di incertezza sul futuro, può migliorare gli esiti del processo decisionale.

3 RISULTATI RILEVANTI

Le ricerche svolte in questi anni hanno consentito il raggiungimento di significativi risultati metodologici ed applicativi. Tra i primi si segnala la predisposizione di un prototipo per un "sistema di supporto per la gestione delle risorse idriche in agricoltura" denominato DS Irr, sviluppato insieme a soggetti privati. Lo strumento è un sistema di simulazione che

permette di analizzare in modo unitario l'agricoltura di un'area vasta quale il bacino, considerandone le specificità locali mediante un sistema integrato di modelli aziendali. Permettendo di analizzare in modo congiunto sia le politiche agricole che quelle specifiche per le risorse idriche, si configura come uno strumento di supporto al disegno di misure applicative e di intervento in entrambi gli ambiti. La sua caratteristica di piattaforma di simulazione per analisi territoriali lo rende particolarmente adatto al recepimento della DQA che richiede l'adozione di un approccio partecipato a livello di bacino.

La metodologia utilizzata adotta un processo di decomposizione gerarchica che scompone una realtà articolata e composita, come quella agricola esistente su un'area vasta, nelle sue componenti costitutive, le aziende rappresentative. Il processo può essere sviluppato con flessibilità, in relazione a specifiche esigenze locali sulla base di analisi conoscitive delle realtà indagate, utilizzando più criteri: geografici, produttivi, tecnici, sociali, economici, ambientali. I modelli aziendali includono un modulo comportamentale che introducendo le regole decisionali permette di simulare il comportamento degli agenti, tali regole possono essere opportunamente differenziate mediante un approccio multicriteriale. Analoga diversificazione viene introdotta relativamente alle dotazioni aziendali, alle tecnologie, ai costi ed ai ricavi. Sulla base delle ipotesi e dei dati, che possono essere fatti variare con la tecnica degli scenari, il programma individua per ogni agente, la miglior combinazione relativamente alle colture praticate, alle tecniche produttive utilizzate, ai volumi irrigui impiegati ed alle modalità di distribuzione e di stimare in modo aggregato gli effetti sul sistema. Le simulazioni anticipando le possibili risposte al cambiamento dei diversi soggetti agricoli, permettono di valutare ex ante i probabili impatti economici, sociali ed ambientali ai diversi livelli della gerarchia in modo comparato mediante un set di indicatori e di identificare la distribuzione dei costi, dei benefici consi-

derando sia il punto di vista privato che quello pubblico. DSIRR può essere utilizzato per valutare scenari alternativi di politica agricola, di mercato dei prodotti e dei fattori, nonché per valutare l'impatto del cambiamento climatico, ad esempio considerando una riduzione della disponibilità idrica in determinati mesi. Il programma è predisposto per la stima di funzioni di domanda dell'acqua e della relativa elasticità, ed alla valutazione di schemi di tariffazione che sono alla base del recupero dei costi da parte degli Enti gestori, recupero che la DQA richiede sia il più completo possibile.

4 PROSPETTIVE FUTURE

In situazioni di crescente scarsità idrica la riduzione dei consumi irrigui rappresenta una priorità per il sistema Paese permettendo di liberare risorse che possono essere destinate ad altre finalità. Sul lato dell'offerta, l'adeguamento delle reti di distribuzione rappresenta in molte realtà un'urgenza improcastinabile. Ulteriori possibilità sono connesse ad interventi che favoriscano il riuso della risorsa, la creazione di piccoli invasi in aree di recupero come le cave abbandonate, lo sviluppo di reti di distribuzione duali ed il ricorso a moderne tecnologie quali la dissalazione. Il risparmio della risorsa idrica rappresenta solo uno dei diversi obiettivi connessi alle politiche ambientali ed agricole, ad un esame più approfondito si evidenziano: la tutela della qualità delle acque, il rispetto del MDV, il recupero dei costi da parte degli Enti gestori, richiesti dalla DQA; la qualità degli alimenti e la sicurezza dei consumatori, la tutela dei redditi agricoli, lo sviluppo rurale perseguiti dalla politica agricola; la tutela della biodiversità, del paesaggio e di altri aspetti propri di specifiche politiche ambientali. Il loro perseguimento deve essere cercato nel rispetto di interessi multipli, superando le situazioni di conflittualità mediante procedure partecipate e condivise che in un quadro di crescente scarsità quali-quantitativa operino prevalentemente sul lato della domanda. Gli stru-

menti a disposizione ci sono, ma vanno opportunamente accordati in un quadro di integrazione delle politiche che promuova le possibili sinergie, spesso specificamente locali, riconoscendo la multifunzionalità del settore agricolo ed il suo ruolo strategico per lo sviluppo rurale e l'erogazione di servizi territoriali. Le esperienze condotte dimostrano che l'adozione di pacchetti di misure disegnati prevedendo sia l'adozione del principio 'chi inquina paga', sia di misure di incentivazione, possono aumentare l'efficienza nell'uso delle risorse e la sostenibilità del sistema.

La tariffazione della risorsa idrica, misura suggerita dalla DQA, in agricoltura si scontra con situazioni particolari che ne limitano la portata a strumento di recupero dei costi degli Enti gestori, i Consorzi, piuttosto che di riduzione della domanda irrigua. Alla base, sia motivi strutturali, connessi alla scarsa diffusione di reti tubate e di misuratori dei consumi effettivi degli utilizzatori finali, che determinano la prevalenza di approcci a tariffa fissa; sia motivazioni di ordine economico. La rigidità della domanda irrigua delle colture ad alto reddito e la grande elasticità di quelle a bassa redditività sollevano, infatti, molti dubbi sull'opportunità di adottare la tariffazione volumetrica. Nel primo caso la sua applicazione determinerebbe una perdita di competitività del settore primario in assenza di riduzione dei consumi, che in questi comparti sono generalmente connessi ad usi efficienti della risorsa. Il suo effetto su colture marginali potrebbe, invece, essere quello di farne sospendere la coltivazione con forti impatti socio-economici negativi su vaste aree rurali prive di reali alternative produttive. In questo secondo caso l'adozione di tecniche irrigue a maggior efficienza distributiva rappresenta una possibilità più teorica che pratica in quanto la mancata convenienza privata all'investimento ne blocca la diffusione³. Le dinamiche osservate in anni recenti evidenziano un generalizzato deterioramento della redditività agricola, nonostante il disaccoppiamento dei contributi introdotto dal recepimento della riforma della PAC abbia limitata-

mente aumentato i gradi di libertà degli agricoltori relativamente alle scelte produttive e ridotto gli stimoli all'intensificazione produttiva. Tale processo, tuttora in pieno svolgimento, incomincia gradualmente a manifestare i suoi effetti anche sulla domanda irrigua; esso va dunque attentamente monitorato per poter valutare in modo appropriato le alternative localmente disponibili sulla base di dati aggiornati con il supporto di adeguati strumenti e modelli. Questo aspetto assume particolare rilievo in quanto costi sproporzionati, motivati e giustificati nei piani di gestione dei bacini idrografici, consentono agli Stati Membri di non applicare le disposizioni per una determinata attività di impiego delle acque, ove ciò non comprometta i fini ed il raggiungimento degli obiettivi della Direttiva. In questo contesto particolare interesse assumono strumenti innovativi quali i mercati per l'acqua intra ed inter-settoriali che richiedono diritti d'uso commerciabili chiaramente definiti e limitati, la loro applicazione non può pertanto prescindere da una rivisitazione del quadro normativo.

Gli studi svolti evidenziano l'urgenza di passare da una logica dell'emergenza, oggi prevalente, ad una di pianificazione della risorsa. Questo permetterebbe non solo di ridurre in modo sensibile l'impatto economico connesso alla perdita totale o parziale dei raccolti e potrebbe favorire l'auspicabile adozione di forme assicurative idonee a linearizzare i costi, ma favorirebbe l'adozione di adeguati pacchetti di interventi strutturali e di misure gestionali.

Il patrimonio di conoscenze acquisito potrà essere auspicabilmente di supporto al recepimento della DQA per gli Enti gestori, per le Autorità di controllo e di programmazione in primis per le Autorità di Bacino, per le Amministrazioni pubbliche e per tutti i porta-

³ I maggiori oneri connessi all'acquisizione degli impianti non vengono compensati, ad eccezione di pochissimi casi, da ridotti costi di gestione ma solo da un minor impiego di lavoro connesso ad una più alta automazione delle tecniche. In imprese familiari, il lavoro diretto dell'imprenditore e dei suoi familiari non rappresenta un costo in quanto non da luogo ad esborsi monetari, ma un fattore da remunerare con il reddito dell'impresa. Sovente gli impieghi alternativi sono ridotti o assenti e la riduzione di lavoro si traduce in una diminuzione di reddito.

tori di interessi in un processo partecipato per realizzare un progetto condiviso di sostenibilità. Su queste tematiche il CNR è pronto a fornire il suo contributo.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Bartolini F., G.M. Bazzani, V. Gallerani, M. Raggi & D. Viaggi, 2007: The impact of water and agricultural policy scenarios on irrigated farming systems in Italy: An analysis based on farm multi-attribute linear programming models. *Agricultural Systems*.; 93: 90-114.
- Bazzani G.M., 2005a: A decision support for an integrated multi-scale analysis of irrigation: DSIRR. *Journal of Environmental Management*.; 77(4): 301-314.
- Bazzani G.M., 2005b: An integrated decision support system for irrigation and water policy design: DSIRR. *Environmental Modelling and Software*.; 20: 153-163.
- Bazzani G.M. & R. Zucaro: Scarsità idrica e Direttiva Acque, politiche e metodologie di analisi: un caso di studio in Italia centrale. Atti workshop del gruppo Sidea Risorse e sostenibilità "Politiche agroambientali e oltre", Bologna, 16 Maggio, 2007.
- Bazzani G.M., G. Chinnici, S. Di Pasquale, V. Gallerani, G. LaVia, G. Nardone, M. Raggi, D. Viaggi & G. Zanni, 2004: La sostenibilità economico-ambientale dell'agricoltura irrigua italiana, *Nuovo Diritto Agrario*.; IX(1): 189-210.
- Bazzani G.M., S. Di Pasquale, S. Morganti, V. Gallerani & D. Viaggi, 2004: Lo stato dell'irrigazione in Italia: problemi attuali e prospettive. In: "Irrigazione sostenibile la buona pratica irrigua", Progetto Editoriale Panda, MIPAF, volume 5.
- Bazzani G.M., S. Di Pasquale, V. Gallerani & D. Viaggi, 2004: Irrigated agriculture in Italy and water regulation under the European Union Water Framework Directive. *Water Resour. Res.*; 40: W07S04, doi:10.1029/2003WR002201.
- Bazzani G.M., S. Di Pasquale, V. Gallerani & D. Viaggi, 2005: Water framework directive: exploring policy design issues for irrigated systems in Italy. *Water policy*; 7(4): 413-428.
- Bazzani G.M., S. Di Pasquale, V. Gallerani, S. Morganti, M. Raggi & D. Viaggi, 2005: The sustainability of irrigated agricultural systems under the Water Framework Directive: first results. *Environmental Modelling and Software*; 20: 165-175.
- Berbel J. & C. Gutierrez (Eds.), 2005: Sustainability of European Irrigated Agriculture under Water Framework Directive and Agenda 2000, EUR 21220, Luxembourg: Office for Official Publications of the European Communities, available at: www.uco.es/grupos/wadi/wadibook.pdf.

Processi decisionali partecipativi per la definizione di strategie di mitigazione dello stress idrico

R. Giordano, V.F. Uricchio

Istituto di Ricerca Sulle Acque, CNR, Bari, Italia

raffaele.giordano@ba.irsa.cnr.it

SOMMARIO: Le strategie tracciate dalla Commissione Europea per la lotta ai cambiamenti climatici fondano le proprie basi su tre assi portanti: la partecipazione, l'innovazione e l'adattamento. Il presente contributo identifica un percorso metodologico che consente di trasferire l'innovazione anche in azioni di sostegno alla partecipazione ed all'adattamento sociale ed economico ai cambiamenti climatici. Infatti, i processi per la definizione ed implementazione di strategie per la mitigazione degli effetti dei cambiamenti climatici, sono fortemente perturbati dalla componente sociale e per questo avvengono in condizioni di elevata complessità ed incertezza. In particolare, nel presente contributo, sono descritte le metodologie sviluppate per raccogliere la conoscenza di tutti i possibili attori coinvolti (*stakeholder*), per strutturarla e per renderla disponibile quale base del processo decisionale. Tali metodologie, che fanno sostanzialmente riferimento ai *Problem Structuring Methods*, mirano a supportare il processo di dialogo e dibattito, che prepara la strada a decisioni che possono avere un significativo impatto sulle prospettive future.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

I processi decisionali avvengono in condizioni di estrema incertezza e complessità, che rendono difficilmente prevedibili gli effetti delle politiche e delle strategie individuate. A fronte di tale complessità, i decisori tendono spesso a trascurare l'importanza degli effetti di *feedback* tra le varie componenti del sistema in esame, a sottostimare l'importanza delle interconnessioni non lineari a prescindere dall'elevata ramificazione delle decisioni. In tali circostanze, problemi che dovrebbero essere più correttamente descritti come situazioni problematiche complesse, vengono compressi in problemi ben definiti e caratterizzati da semplici e lineari relazioni di tipo causa-effetto.

Per quanto concerne la ramificazione delle decisioni, è importante sottolineare come la gestione delle risorse idriche sia caratterizzata dalla presenza di un elevato numero di decisori ed attori interessati al processo decisionale. In tali situazioni, le decisioni “unila-

terali” creano una falsa efficacia, in quanto la fase di implementazione potrebbe essere ostacolata dall'emergere di forti opposizioni da parte di attori non coinvolti nel processo decisionale, rendendo le strategie individuate del tutto inefficaci (Kersten e Concilio, 2002). Le decisioni devono essere negoziate nell'ambito di un processo decisionale partecipativo (Castelletti e Soncini-Sessa, 2006), così come richiesto dalla Direttiva Quadro della Comunità Europea (2000/60/EC), che incoraggia fortemente il coinvolgimento di tutte le parti interessate.

Come risultato, il ruolo delle metodologie e degli strumenti per il supporto alle decisioni sta cambiando: per un verso essi devono raccogliere la conoscenza esistente sulle problematiche ambientali e renderla disponibile per supportare il dibattito; dall'altro essi possono essere considerati come la piattaforma condivisa attraverso cui il dibattito è organizzato e le differenti forme di conoscenza vengono integrate (Giordano *et al.*, 2007).

Nel presente contributo sono sinteticamente

descritte le metodologie sviluppate nell'ambito delle ricerche sui processi decisionali partecipativi per la gestione delle risorse idriche in condizioni di scarsità. Tali metodologie mirano a supportare la raccolta della conoscenza dei vari attori e la strutturazione della stessa, in modo da renderla disponibile per il processo decisionale.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

Le attività di ricerca finalizzate allo sviluppo di metodologie innovative a supporto dei processi decisionali partecipativi, sono state essenzialmente focalizzate sulla definizione di metodologie che consentano di raccogliere ed integrare differenti tipi di conoscenza. Particolarmente interessante appare l'integrazione delle conoscenze tecnico-scientifiche, proprie degli esperti, con la conoscenza locale, propria delle comunità che vivono ed operano quotidianamente sul territorio oggetto di intervento.

Per la definizione di queste metodologie si è fatto riferimento alla *Soft System Methodology* (SSM) sviluppata da Checkland (1981), come modo innovativo al problem solving. SSM è considerata come una metodologia per esplorare, investigare e supportare l'apprendimento nelle situazioni problematiche poco strutturate, in cui gli individui continuamente negoziano e ri-negoziano la propria percezione ed interpretazione del mondo. Le differenti percezioni degli individui portano ad una diversa definizione del problema ed alla individuazione di differenti azioni e strategie di intervento (Checkland, 2001).

La qualità dei processi decisionali è, dunque, potenzialmente maggiore rispetto agli approcci tradizionali, in quanto l'interazione che avviene durante i processi decisionali partecipativi facilita lo scambio di informazioni e conoscenze tra i partecipanti, conducendo ad una miglior comprensione del problema attraverso processi di *social learning*.

Partendo da tali presupposti, è stata definita una metodologia in grado di supportare i processi decisionali partecipativi, rendendo esplicite le differenze tra gli interessi coinvolti ed

agevolando il raggiungimento di un accettabile livello di consenso.

La metodologia è stata suddivisa in differenti fasi:

- strutturazione della conoscenza dei partecipanti;
- formulazione del giudizio dei partecipanti;
- definizione del grado di consenso.

2.1 *Strutturazione della conoscenza dei partecipanti*

Nella metodologia proposta, la strutturazione della conoscenza dei partecipanti avviene mediante l'utilizzo delle *Mappe Cognitive* (CM). Si tratta di modelli dei "sistemi di concetti" normalmente utilizzati dagli individui per argomentare le proprie opinioni in merito alla natura del problema in esame. Si tratta di una rete di idee legate tra loro da *link* di carattere causale, che indicano le implicazioni e le premesse dei diversi concetti.

Le mappe cognitive sono utilizzate per definire gli interessi e le percezioni dei partecipanti, in modo da evidenziare similarità e differenze (Giordano *et al.*, 2007).

La costruzione delle CM avviene mediante questionari e interviste semi-strutturate che mirano a fare emergere le opinioni dei partecipanti in merito a:

- i possibili obiettivi da perseguire;
- gli ostacoli dovuti alla situazione attuale;
- le possibili politiche e strategie per porvi rimedio.

2.2 *Formulazione del giudizio dei partecipanti*

Una volta definite le CM dei vari partecipanti, si procede all'analisi delle stesse al fine di



Figura 1: Esempio di Mappa Cognitiva.

definire gli interessi e le priorità dei partecipanti. Tale analisi viene condotta definendo un grado di importanza dei concetti contenuti nelle CM e tenendo conto della centralità del concetto stesso.

Utilizzando il grado di importanza, è possibile definire l'opinione dei partecipanti in merito alle possibili strategie ed azioni.

Le operazioni descritte in precedenza vengono effettuate attraverso applicazioni della *logica Fuzzy* che, grazie alle sue potenzialità, consente di gestire variabili di carattere linguistico.

2.3 Definizione del grado di consenso

Le alternative emerse dall'analisi delle CM dei partecipanti vengono valutate misurando il consenso che si aggrega attorno alle diverse alternative.

A tal fine, è stato definito un grado di consenso, calcolato considerando la similarità tra le opinioni espresse dai partecipanti in merito alle alternative. Si parte, quindi, dall'assunto secondo cui l'implementazione delle alternative con un elevato grado di consenso potrebbe essere più efficace, data la limitata presenza di possibili conflitti.

Il grado di consenso supporta, inoltre, il processo di negoziazione, in quanto rende esplicite le differenze tra gli interessi dei vari partecipanti, consentendo di individuare le alternative su cui è più importante focalizzare la negoziazione stessa (Susskind e Cruikshank, 1987).

3 RISULTATI RILEVANTI

Le attività di ricerca summenzionate hanno portato all'implementazione di una specifica metodologia, applicata in più contesti socio-economici a livello nazionale ed internazionale, con riferimento a differenti aspetti inerenti la gestione del ciclo integrato delle risorse idriche.

La metodologia sviluppata ha contribuito a fornire indicazioni utili alla definizione di un percorso decisionale condiviso dal basso e che ha supportato i decisori nell'assunzione delle scelte programmatiche. Tale metodolo-

gia assume particolare rilievo nell'individuazione delle strategie di mitigazione dello stress idrico derivante dai cambiamenti climatici e nella modificazione dei comportamenti quotidiani, attraverso un adattamento sociale dinamico e sostenibile. Tale metodologia, infatti, facilita il coinvolgimento degli *stakeholder*, supportando i processi decisionali partecipativi. In aggiunta la metodologia favorisce la raccolta della conoscenza collettiva, rendendo espliciti gli interessi e le necessità manifestate da differenti categorie sociali ed economiche.

Altra questione che è stata affrontata e risolta nell'ambito delle attività di ricerca afferenti a tale area, riguarda la strutturazione della conoscenza emersa durante il dibattito, al fine di fornire ai decisori finali informazioni che siano realmente utili. In particolare, la strutturazione della conoscenza in mappe cognitive e l'analisi della similarità tra le opinioni dei partecipanti, consente di utilizzare il *grado di consenso* quale ulteriore criterio per la valutazione delle possibili alternative. In tal modo, come affermato in precedenza, si potrebbe facilitare la fase di implementazione, limitando l'emergere di possibili conflitti.

È opportuno ribadire che l'analisi degli interessi concorrenti e contrapposti ed i processi partecipativi informati riducono notevolmente le conflittualità interne alla società civile e quelle tra Amministrazione e differenti classi, giungendo ad ampie intese nella definizione di scelte, che una volta trasferite sul territorio in opere e programmi, dimostrano un'efficacia di gran lunga superiore a quelle maturate da processi tradizionali unilaterali.

Esistono dei delicati equilibri tra informazione, partecipazione ed adattamento. Informazioni non corrette sul piano scientifico, tecnico e sociale, possono produrre decisioni inadeguate o non facilmente accettate e valorizzate dalle comunità. Occorre pertanto che i tre assi definiti dalla Comunicazione della Commissione Europea "*Vincere la battaglia contro i Cambiamenti climatici*" (informazione, partecipazione ed adattamento) possano essere opportunamente applicati per rendere efficaci



Figura 2: Informazione – partecipazione – adattamento, tre elementi fondamentali per la definizione e implementazione di politiche e strategie.

le politiche di mitigazione dei cambiamenti climatici e di trasferimento delle innovazioni sviluppate dal mondo scientifico (Fig.2).

La metodologia sinteticamente descritta è stata implementata nell'ambito di sperimentazioni applicative regionali e di numerosi progetti di ricerca nazionali ed internazionali, ai quali si rimanda per gli eventuali approfondimenti.

4 PROSPETTIVE FUTURE

L'approfondimento scientifico relativo alle metodologie funzionali all'incremento dell'efficacia dei processi partecipativi, assume particolare rilevanza su un tema di così ampia portata quale quello dei cambiamenti climatici, in cui la più importante decisione politica, il più innovativo risultato della ricerca, il miglior programma d'interventi, rischia di perdere incisività se non inquadrato in un contesto di opportuna concertazione e di condivisione.

La decisa attenzione della Commissione Europea ai processi partecipativi ed all'informazione ambientale, ribadita in numerosi Trattati, Accordi internazionali, Direttive, Regolamenti, Decisioni del Consiglio, Linee Guida, Libri Bianchi, Posizioni Comuni, etc.,

lascia intravedere interessanti prospettive di ricerca che possono fornire un concreto contributo nelle fasi di informazione, partecipazione, negoziazione, costruzione del consenso, concertazione e nei processi di maturazione dei comportamenti quotidiani di tutti i cittadini europei: gli unici che nelle varie posizioni istituzionali e sociali, possono concorrere fattivamente alla mitigazione degli effetti dei fenomeni climatici ed alla concretizzazione e valorizzazione delle politiche, delle innovazioni e delle buone pratiche.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Castelletti, A. & Soncini – Sessa, R. 2006. A procedural approach to strengthening integration and participation in water resources planning. *Environmental Modelling & Software*, 21: 1455-1470.
- Checkland, P. 1981. *System Thinking, System Practice*. Wiley, Chichester, UK.
- Checkland, P. 2001. *Soft System Methodology*. In Rosenhead, J., Mingers J. (eds) 2001. *Rational Analysis for a Problematic World*. John Wiley and Sons, Chichester, UK.
- Comunicazione della Commissione al Consiglio, al Parlamento Europeo, al Comitato Economico e Sociale Europeo e al Comitato delle Regioni "Vincere la battaglia contro i Cambiamenti climatici" {SEC(2005) 180} - Bruxelles, 9.2.2005 - COM(2005) 35
- Giordano, R., G. Passarella, V.F. Uricchio & M. Vurro. 2007. Integrative conflict analysis and consensus reaching in a decision support system for water resources management. *Journal of Environmental Management*, 84: 213-228.

La costituzione di una banca dati agrometeorologica e socio-economica per l'analisi dei cambiamenti climatici nella regione saheliana

M. Bacci, T. De Filippis, A. Di Vecchia, P. Vignaroli, V. Tarchiani, G. Maracchi

Istituto di Biometeorologia, CNR, Firenze, Italia

m.bacci@ibimet.cnr.it

SOMMARIO: Il Sahel è una delle regioni al mondo in cui le componenti climatiche hanno un ruolo determinante nella sopravvivenza delle popolazioni residenti. In questo lavoro si vuole evidenziare l'importanza della disponibilità di una base dati comune a diversi paesi per sviluppare strategie ed analisi delle dinamiche del territorio dovute a fattori climatici e antropici per mettere in atto le conseguenti operazioni di mitigazione degli impatti. Le attività svolte negli ultimi dieci anni nell'ambito di progetti di cooperazione e ricerca del CNR in Africa occidentale hanno permesso di sviluppare e mantenere aggiornata una banca dati omogenea in nove paesi del Sahel per i domini della agrometeorologia, della demografia, dell'agricoltura e della zootecnia. Tale lavoro permette ai differenti servizi nazionali deputati al monitoraggio e alla presa di decisioni nell'ambito della sicurezza alimentare di avere una base consistente su cui appoggiare le analisi sull'impatto dei cambiamenti climatici.

1 LA VULNERABILITÀ ALIMENTARE NEL SAHEL

L'analisi della vulnerabilità alimentare dei paesi del Sahel si inserisce nel contesto più generale della sicurezza alimentare di questi popoli, divenuta argomento di primaria importanza dopo i



Figura 1: I paesi del Sahel

numerosi episodi di carestie verificatesi a partire dal 1970 fino ad oggi nell'Africa dell'Ovest che hanno portato a crisi alimentari particolarmente gravi, come nel 1973 e nel 1984.

Considerando la forte dipendenza della popolazione di questa regione a sistemi produttivi basati su agricoltura e allevamento (Bacci *et al.*, 1992) si comprende facilmente come il clima rappresenti uno dei principali fattori limitanti per la possibilità di sussistenza soprattutto per le popolazioni residenti in ambiente rurale.

La degradazione delle risorse naturali, in particolare nel Sahel, è un fenomeno che è molto accentuato in questi ultimi anni a causa del forte incremento demografico della popolazione (Wezel, 2002). Il monitoraggio e la valutazione della degradazione delle risorse naturali e le tendenze climatiche in corso rappresentano dunque parte fondamentale di un intero sistema strutturato finalizzato alla prevenzione e mitigazione delle crisi alimentari. La costituzione di una banca dati agrometeo-

rologica e socio-economica comune a più paesi rappresenta uno dei primi passi nell'ottica di fornire un'informazione appropriata ai decisori nell'ambito dell'analisi della sicurezza alimentare, nell'identificazione di zone a rischio o d'intervento per aiuti umanitari così come nello sviluppo e nel supporto alla produzione agricola (Vignaroli *et al.*, 2006; Di Vecchia *et al.* 2006).

2 LA COSTITUZIONE DI UNA BANCA DATI REGIONALE

Il progetto *Suivi de la Vulnérabilité au Sahel* (SVS) (www.ibimet.cnr.it/Case/SVS/) finanziato dalla Cooperazione Italiana e sviluppato con il supporto tecnico del CNR-IBIMET si inserisce nel processo di consolidamento delle esperienze acquisite dal progetto *Projet Alerte Précoce et Prévisions des Productions Agricoles* (AP3A) (www.ibimet.cnr.it/Case/ap3a/) con l'obiettivo di meglio rispondere ai bisogni delle differenti istituzioni che operano nella prevenzione delle crisi alimentari e nella gestione delle risorse naturali dei paesi della fascia sub-sahariana ed in

Tabella 1: Popolazione residente (fonte: istituti nazionali di statistica)

Paese	Migliaia di abitanti	Anno censimento
Burkina Faso	12.345	2006*
Chad	8.080	2003
Capo Verde	450	2000
Gambia	1.038	1993
Guinea Bissau	1.180	2004
Mali	9.810	1998
Mauritania	2.508	2000
Niger	11.060	2001
Senegal	9.552	2002

* risultati provvisori

particolare i paesi Burkina Faso, Capo Verde, Ciad, Gambia, Guinea Bissau, Mauritania, Mali, Niger e Senegal.

Una delle principali caratteristiche della regione è la forte differenza fra il tasso di crescita della popolazione e la mancanza di terreni sfruttabili dal punto di vista agronomico: questa situazione provoca una forte pressione sulle risorse naturali con effetti che in alcuni casi possono essere devastanti. La produzione agricola è soprattutto incentrata sui cereali destinati all'autoconsumo, mentre la diffusione delle colture da reddito rimane decisamente limitata a zone con elevata disponibilità irrigua determinata dalla presenza di grandi corsi d'acqua (Senegal, Niger) o da una maggior pluviometria. L'utilizzo di fattori di produzione è scarsamente diffuso.

Nell'ottica del progetto di costruire un Sistema Integrato per l'Allerta Precoce (SIAP) la costruzione di un database relazionale comune ai differenti paesi e nei differenti domini di interesse rappresenta le fondamenta dell'intero sistema (Djaby *et al.*, 1998) La raccolta omogenea di dati ha riguardato due tipologie di dati:

- dati tabulari (agricoltura, allevamento, demografia e meteorologia);
- dati geografici (cartografia tematica).

Il Sistema di Gestione di una Banca Dati (SGBD) socio economica e climatica rappresenta lo strumento messo in atto per la gestione e interrogazione per permettere delle elaborazioni finalizzate alla costruzioni di analisi di rischio.

Il sistema è stato concepito per tre livelli di utenti finali: gli amministratori, l'utente esperto e l'utente generico. Gli amministratori hanno il ruolo di gestire il sistema nel suo insieme e fornire l'accesso alle differenti funzioni agli altri utenti. Gli utenti esperti non hanno accesso alle funzioni di amministrazione ma hanno la possibilità di introdurre e modificare i dati. Gli utenti generici possono effettuare sul sistema solo operazioni di consultazione (Di Vecchia *et al.*, 2001).

Gli amministratori del sistema e gli utenti esperti hanno a disposizione un'interfaccia grafica che li aiuta ad inserire le informazioni all'interno della banca dati secondo regole e standard definiti, in maniera tale che tutti i dati immessi rispondano alle caratteristiche di uniformità necessarie per un'interrogazione

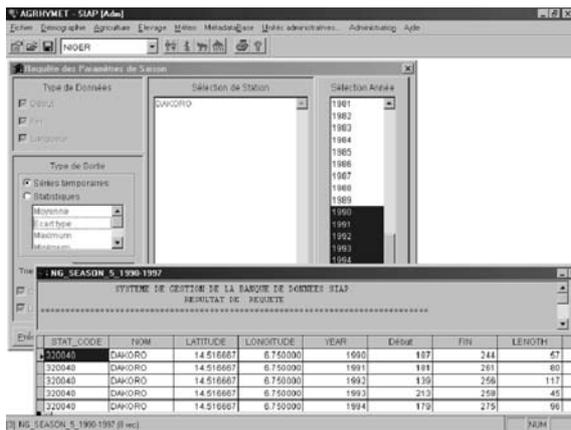


Figura 2: L'ambiente SGBD.

comune da parte dell'utente finale.

I parametri agrometeorologici raccolti nella banca dati, su circa 1300 stazioni meteorologiche presenti nei paesi, sono stati elaborati a partire dai dati giornalieri di stazione per produrre indicatori di valutazione del rischio agricolo tra i quali: l'inizio, la lunghezza e la fine media della stagione agricola pluviale, le analisi sulla lunghezza dei periodi secchi, il tasso di soddisfazione delle colture in periodo umido, i cumuli pluviometrici e il numero di giorni di pioggia.

Questi dati sono stati raccolti presso le differenti Direzioni della Meteorologia dei vari paesi e coprono tutto l'arco temporale di dati dall'installazione della stazione stessa che in alcuni casi risalgono fino ai primi anni del '900 fino ai nostri giorni.

Prima di essere immessi nel sistema questi dati vengono controllati e validati al fine di garantire una qualità e una affidabilità dell'informazione stessa.

I dati sono quindi strutturati e modellizzati secondo le regole previste dal sistema al fine di garantire una flessibilità nell'introduzione di ulteriori tipologie di dato e da fonti diverse senza ricostruire il sistema stesso. Ogni set di dati introdotto è corredato di metadati che ne indicano fonte, copertura temporale e altre informazioni necessarie al fine di migliorare visibilità e accesso del dato stesso.

Tutte le operazioni sui dati avvengono tramite identificazione dell'utente, di conseguenza della tipologia di operazioni che può effettuare

sui dati al fine di garantire una certa sicurezza nell'integrità finale del dato.

La funzione di interrogazione della banca dati genera delle tabelle direttamente esportabili in formati utilizzabili da altri programmi di gestione banche dati o da fogli di calcolo. Tramite l'introduzione di un parametro di codificazione spaziale il dato può essere rappresentato attraverso dei Sistemi Informativi Geografici (GIS) per procedere ad analisi spaziali e per costruire carte tematiche personalizzate.

La raccolta e gestione dei dati geografici avviene attraverso il Sistema di Analisi Territoriale (SAT) che ha come funzione principale l'integrazione della banca dati tabulare al fine di meglio rispondere alla necessità di visualizzare spazialmente sul territorio un dato fenomeno. Questo modulo rappresenta la pietra miliare del SIAP per la caratterizzazione del territorio secondo criteri di rischio strutturale e congiunturale.

Il SAT raggruppa in se tutta la componente di analisi spaziale propria di un GIS permettendo quindi all'utente finale di comprendere subito quale è la dimensione spaziale dei fenomeni e anche della loro evoluzione temporale. I dati utilizzati per l'analisi territoriale provengono principalmente dall'SGBD. Come accennato precedentemente le richieste effettuate sui moduli del sistema di gestione banche dati rappresentano la base per costruire analisi attraverso la costruzione di prodotti intermedi e/o prodotti finali che saranno utilizzati poi da altre applicazioni.

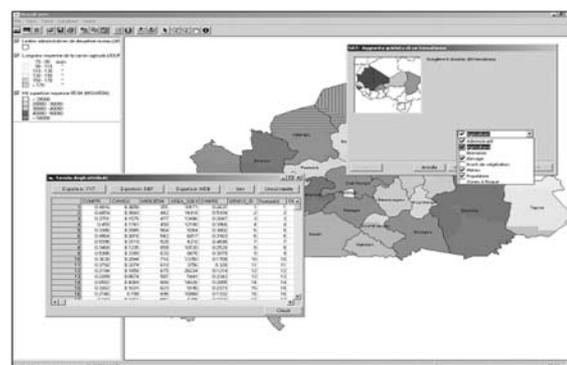


Figura 3: Esempio di carta SAT.

3 RISULTATI OTTENUTI

Le metodologie, le tecniche e gli strumenti per utilizzare e gestire queste informazioni sono stati distribuiti nei paesi attraverso supporti informatici, corsi di formazione, mate-

Tabella 2: Diffusione prodotti del progetto

Prodotto	Quantità
Tematismi SAT	Oltre 600
SGBD	3500 CD
Visualizzatore GIS e BD SAT	3000 CD
Formazione amministrazione SGBD	50 tecnici
Formazione altri strumenti	300 tecnici

riali didattici e lo sviluppo di pagine web.

Tra i prodotti sviluppati si segnalano sinteticamente i seguenti strumenti e formazioni dispensate nei nove paesi durante le attività di progetto.

La disponibilità di una banca dati così solida ha permesso lo sviluppo in cascata di tutta una serie di strumenti di analisi dei dati finalizzati ad un più facile utilizzo dell'informazione anche da parte di utenti non necessariamente esperti in banche dati o in GIS. Queste attività hanno reso possibile l'analisi di trend della vegetazione legati ad aspetti climatici per la caratterizzazione del territorio secondo la dinamica della vulnerabilità. Inoltre l'analisi delle serie storiche climatologiche fornisce un input ai modelli di simulazione per definire scenari futuri sulla sicurezza alimentare delle popolazioni del Sahel.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Il consolidamento di questo processo di raccolta e registrazione dei dati climatici e socio-economici rappresenta un nodo fondamentale per il poter proseguire nel processo di analisi attraverso le serie storiche. Il trasferimento di conoscenze e la diffusione di mezzi sostenibili finalizzati a proseguire questa attività sono la garanzia per far continuare e approfondire le ricerche in questo settore.

L'aggiornamento dei contenuti della banca dati dovrà tener di conto delle nuove elabora-

zioni prodotte con i recenti strumenti di tele-rilevamento da satellite che rappresentano un valido supporto di analisi soprattutto per le aree scarsamente popolate.

La diffusione di internet e lo sviluppo dell'informatica rende ogni giorno più accessibile una serie di informazioni anche in paesi tecnologicamente arretrati. Questa possibilità rappresenta indubbiamente un grande vantaggio nella diffusione delle informazioni prodotte e per questo si dovrà dedicare attenzione allo sviluppo di strumenti atti a facilitare questo tipo di opportunità.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Bacci L., Maracchi G. & Senni B., 1992. Les stratégies agrometeorologiques pour les pays sahéliens, Actes de séminaire, Florence 7 au 10 juillet. CILSS-OMM-Cooperation Italienne.
- Di Vecchia A., Djaby B. & Vignaroli P., 2006. Les crises alimentaires et les systèmes de prévision au Sahel. Réunion annuelle du Réseau de Prévention des Crises Alimentaires au Sahel, Bruxelles, Belgium.
- Di Vecchia A., Koné B., Djaby B., Moussa L., Tarchiani V., De Filippis T., Paganini M., Vignaroli P., 2001. La banque des données tabulaires du Système Intégré pour l'Alerte Précoce. Projet AP3A CILSS-OMM-Cooperation Italienne, Nimey, Niger.
- Djaby B; T. De Filippis; B. Koné; P. Vignaroli, 1998. Les bases de données et leur integration dans un système d'information d'aide a la decision «cas d'un système integre pour l'alerte precoce». Projet AP3A CILSS-OMM-Cooperation Italienne, Nimey, Niger
- Vignaroli P., Tarchiani V. & Sorbi V., 2006. Le Calendrier de Prévision des Crises Alimentaires: Une approche opérationnelle à support des actions de prévention et gestion des crises alimentaires au Sahel. CILSS-OMM-Cooperation Italienne, Florence, Italy.
- Wezel A. & Rath T., 2002: Resource conservation strategies in agro-ecosystems of semi-arid West Africa. *Journal of Arid Environments*. 51: 383-400.

Uno strumento di pianificazione delle risorse idriche sotterranee sotto l'influenza dei cambiamenti climatici

I. Portoghese¹, M. Vurro¹, G. Giuliano²

¹*Istituto di Ricerca Sulle Acque, CNR, Bari, Italia*

²*Istituto di Ricerca Sulle Acque, CNR, Roma, Italia*

ivan.portoghese@ba.irsra.cnr.it

SOMMARIO: In regioni a clima mediterraneo, la spiccata variabilità interannuale ed intra-annuale delle precipitazioni assieme ad una pianificazione agraria indirizzata verso colture irrigue ha portato ad un massiccio sovrasfruttamento delle risorse idriche sotterranee. L'impatto dei cambiamenti climatici sui bilanci idrologici ed in particolare la non linearità dei processi che controllano la ricarica naturale, rendono la pianificazione dell'utilizzo delle acque sotterranee una sfida ad alto rischio. Attraverso l'uso di un modello numerico distribuito, l'interazione dinamica che connette, da una parte la variabilità climatica e la ricarica naturale, dall'altra la domanda irrigua e l'emungimento da acque sotterranee, è stata simulata per un periodo significativo. Il modello è stato applicato ad un'area dedita ad agricoltura intensiva e dotata di un moderno sistema irriguo. I risultati testimoniano la rilevanza del problema trattato e suggeriscono che attraverso una gestione adeguata della risorsa e delle politiche agrarie è possibile mitigare gli effetti dei cambiamenti climatici.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 Contesto idrologico

Il bilancio delle risorse idriche sotterranee è strettamente connesso al bilancio idrologico superficiale ed è influenzato da variabili climatiche, in particolare dalle precipitazioni e dall'energia evaporativa, e dalla loro variabilità a varie scale temporali.

Sull'attendibilità degli scenari climatici la comunità scientifica è concorde (sia pure con considerevoli elementi di distinzione) nel prevedere, per la regione mediterranea, una riduzione delle precipitazioni ed un incremento delle temperature. Tuttavia, il quadro di conoscenze tecnico-scientifiche sugli impatti a medio e lungo periodo sulle risorse idriche e sui comparti economici idro-esigenti (agricoltura in primis), a seguito dei cambiamenti climatici, non si può considerare robusto. Infatti il 6FP dell'UE ha finanziato un IP che mira a valutare gli impatti dei cambiamenti climatici nel bacino del Mediterraneo e in questo ambito una linea di ricerca è dedicata all'impatto

sulle disponibilità future delle risorse idriche (CIRCE, 2007).

In senso generale, è sempre più evidente che la risposta idrologica alle tendenze medie attese del clima non è sufficiente a comprendere gli impatti dei cambiamenti climatici sugli ecosistemi interagenti con il ciclo idrologico, che al contrario deve considerare la componente stocastica delle forzanti climatiche con le possibili alterazioni in termini di frequenza e di intensità degli eventi piovosi (ad es. Porporato *et al.*, 2004). Inoltre, le conseguenze dei cambiamenti climatici sulle risorse idriche sono difficilmente prevedibili, anche a causa delle fondamentali interazioni con le dinamiche della domanda idrica.

Lo studio svolto è motivato, pertanto, dalla necessità di sviluppare strumenti affidabili per la stima del bilancio delle risorse idriche sotterranee a scala di bacino, per effetto sia delle caratteristiche climatiche e relative variazioni, che dell'intenso sfruttamento delle risorse idriche. Da studi precedenti (Eagleson 1978, Milly 1994), emerge che semplici approcci

possono essere utili per valutare correttamente il bilancio idrico, specialmente alle scale spazio-temporali più ampie, considerando le variabili fondamentali (Sivapalan & Woods, 1995).

1.2 Sviluppo del modello di simulazione del bilancio idrogeologico

In questo lavoro è stato utilizzato un modello di bilancio finalizzato alla valutazione della ricarica delle acque sotterranee in ambienti con limitata disponibilità di misure idrologiche (Portoghese *et al.*, 2005). Per stimare la ricarica, il sistema complessivo è stato rappresentato attraverso due sottosistemi interconnessi. Ciascun sottosistema è stato modellato separatamente (bilancio idrico del suolo e del sottosuolo), ammettendo la possibilità di scambio tra il suolo e il sottosuolo (infiltrazione profonda al di sotto dello strato radicale della vegetazione) e viceversa (prelievi idrici dalla falda per irrigare il suolo).

Il bilancio idrico del suolo è stato rappresentato dalla seguente relazione:

$$\partial \tilde{w} / \partial t = P - E - R - R_{ss} - N + I$$

in cui P è la pioggia; E è la evapotraspirazione reale; R è il deflusso superficiale; R_{ss} è il deflusso sub-superficiale; N è la ricarica ottenuta come percolazione al di sotto delle zona radicale; I è l'irrigazione; e $\partial \tilde{w} / \partial t$ è la variazione nel tempo del contenuto di umidità del suolo. Per l'implementazione numerica è stata adottata una griglia di 1x1km² e ed uno step temporale mensile.

Il modello fornisce la stima dei tassi di ricarica e dell'emungimento, funzione della richiesta irrigua (di gran lunga la componente maggiore dello sfruttamento degli acquiferi), evitando la parametrizzazione idrogeologica richiesta dai modelli del flusso idrico sotterraneo. Inoltre, il bilancio della risorsa idrica sotterranea può tenere conto dei prelievi a scopo potabile e industriale.

Il modello è stato applicato alla Puglia (De Girolamo *et al.*, 2002), e sono di seguito presentati i risultati ottenuti per una parte della

regione (Fig. 1).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Simulazione dell'impatto della variabilità climatica sulle risorse idriche sotterranee

L'area di studio, unità idrogeologica del Tavoliere (circa 4750 km²), è interamente dedita all'agricoltura con un avanzato sistema di irrigazione approvvigionato principalmente da fonte idrica superficiale.

Sotto l'ipotesi di completo soddisfacimento della domanda irrigua media attraverso fonti idriche superficiali, è stato selezionato un intervallo di tempo composto da un periodo siccitoso ed un susseguente periodo umido (dal 1965 al 1972), tale che il deficit di pioggia del periodo siccitoso venga ripianato dal surplus degli anni seguenti. Il conseguente deficit tra la richiesta irrigua e l'approvvigionamento fornito da fonte idrica superficiale viene soddisfatto da acqua sotterranea. Pertanto, la differenza tra i volumi annui di ricarica naturale e l'emungimento può essere considerata come un indicatore significativo dello stato quantitativo dell'acquifero nel dominio di interesse. L'andamento negli anni di questo indicatore rivela la non linearità dell'interazione tra la variabilità climatica e il

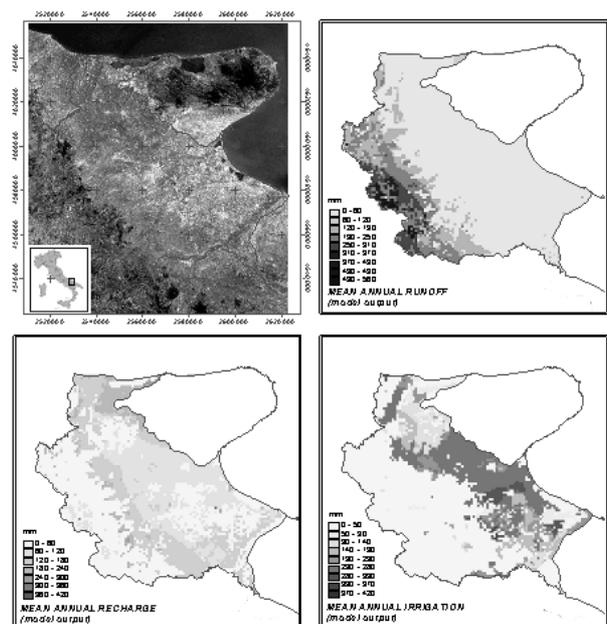


Figura 1: Output del modello di bilancio per l'area di studio del Tavoliere di Puglia.

ciclo idrologico, dando particolare rilievo all'impatto negativo del periodo siccitoso sulle risorse sotterranee. Infatti, la successione di un ciclo di anni aridi seguito da anni umidi non implica il pieno e totale ripristino dello stato quantitativo delle riserve idriche sotterranee (Fig. 2).

I risultati testimoniano la capacità del modello di descrivere l'impatto della variabilità climatica sui processi idrologici principali che sottintendono alla disponibilità di risorse idriche per un'area significativa per le problematiche di gestione.

2.2 Simulazione di scenari gestionali

I risultati fin qui mostrati si riferiscono alla simulazione di un sistema integrato di approvvigionamento idrico (superficiale-sotterraneo) in cui il ricorso alle risorse idriche sotterranee avviene solo in condizioni di deficit delle fonti superficiali rispetto alle disponibilità idriche dell'anno medio. Tale pratica di gestione, qui indicata come *0% policy*, è stata simulata per il periodo di studio. Accanto a tale politica, le simulazioni di risposta del sistema sono state eseguite anche per scenari in cui per l'anno medio il ricorso alle risorse idriche sotterranee è ipotizzato pari al 25, 50 e 75% rispettivamente (Portoghese *et al.*, 2003).

I risultati dell'esperimento, per ciascuna delle politiche di gestione studiate, sono riportati attraverso un indice di sostenibilità del prelievo (Alley *et al.*, 1999), dato dal rapporto tra volume di emungimento e di ricarica al variare della pioggia annua (Fig. 3). Tale indice,

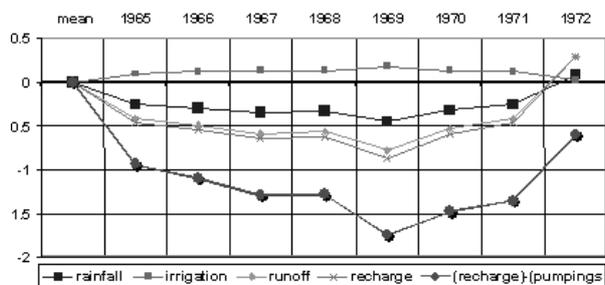


Figura 2: Analisi delle componenti del bilancio idrologico per l'area di studio. Valori normalizzati rispetto ai valori delle variabili riferite all'anno idrologico medio.

assieme alla conoscenza della funzione di probabilità della pioggia annua (riportata sull'asse di destra di Fig. 3), consente di definire la probabilità di superamento di una prefissata soglia di sicurezza del rapporto stesso. Ad esempio, la probabilità di avere un valore dell'indice di sostenibilità del prelievo $\geq 0,5$ è data, per una certa politica di gestione, dalla probabilità di non superamento del corrispondente valore di pioggia annua, così come definito dalla funzione di probabilità cumulata della pioggia per l'area di studio (Fig. 3).

La valenza degli scenari di gestione considerati consiste nell'idea che le modifiche attese nella distribuzione di probabilità degli apporti pluviali conducono, da un lato, ad un sistematico aumento del ricorso alla risorse idriche sotterranee (come effettivamente riscontrato nella realtà degli ultimi decenni), dall'altro, allo stabilirsi di inedite condizioni di equilibrio del sistema acquifero.

3 RISULTATI RILEVANTI

La valutazione dell'impatto dei cambiamenti climatici sul ciclo idrologico e, quindi, sulle risorse idriche si basa su opportuni modelli di simulazione in grado non solo di descrivere i principali processi idrologici, ma anche di rappresentare adeguatamente la componente antropica responsabile delle dinamiche di impiego della risorsa.

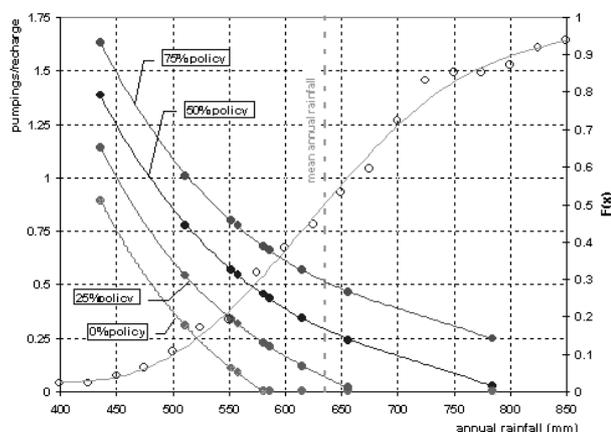


Figura 3: Variazione dei rapporti di prelievo al variare della pioggia annua per le 4 politiche di gestione adottate. Sull'asse verticale di destra è riportata la distribuzione di probabilità cumulata della pioggia annua per l'area di studio.

Il modello presentato, con riferimento alle condizioni climatiche e territoriali dell'area di studio, consente un'adeguata rappresentazione della non-linearità dei processi idrologici. In particolare, l'amplificazione dell'impatto sulle acque sotterranee dovuta ad un periodo di deficit pluviometrico è risultata evidente con riduzioni percentuali dei tassi annui di ricarica doppie rispetto alla diminuzione di pioggia. Inoltre, la differenza tra volumi di ricarica e di emungimento, utilizzata quale indicatore dello stato quantitativo della falda, ha permesso di evidenziare un notevole "effetto-memoria" nello stato di deficit indotto sulle risorse sotterranee da un precedente periodo siccitoso. Infine, le simulazioni di differenti scenari di uso combinato di risorse superficiali e sotterranee hanno consentito di approfondire in senso probabilistico il problema della sostenibilità dello sfruttamento delle risorse sotterranee sotto differenti ipotesi gestionali ed in condizioni di alterazioni climatiche.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Il complesso problema della valutazione delle future disponibilità idriche per effetto dei cambiamenti climatici e dei possibili scenari di risposta ed adattamento della domanda rappresenta una tematica di rilevanza strategica per lo sviluppo del territorio. Tuttavia studi definitivi sulle future disponibilità idriche e sui possibili adattamenti necessitano di ulteriori approfondimenti; in particolare:

- 1) verificare la adattabilità dell'attuale pianificazione della risorsa idrica agli scenari climatici di medio e lungo termine;
- 2) verificare l'ipotesi di diversi scenari culturali come adattamento alle ridotte disponibilità idriche future;
- 3) valutare gli impatti ecologici delle nuove condizioni di equilibrio tra ricarica della falda ed emungimento, in termini di influenza sui deflussi sotterranei e sul deflusso di base dei fiumi.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Alley, W.M., Reilly, T.E., Franke, O.L., 1999. Sustainability of ground-water resources, U.S. Geological Survey Circular 1186, ISBN 0-607-93040-3.
- CIRCE Consortium, 2007, Climate Change and Impact Research: The Mediterranean Environment, EU-DG Research, Contract n. 036961
- De Girolamo, A., Limoni, P., Portoghese, I., Vurro, M., 2002 Il bilancio idrogeologico delle idrostrutture pugliesi: sovrasfruttamento e criteri di gestione, *L'Acqua*, 3: 33-45.
- Eagleson, P.S., 1978. Climate, soil and vegetation (parts 1-7), *Water Resources Research*, 14(5): 705-775.
- Milly, P.C., 1994. Climate, soil water storage, and the average annual water balance, *Water Resources Research*, 30(7): 2143-2156.
- Porporato A., Daly E., Rodriguez-Iturbe I. 2004. Soil water balance and ecosystem response to climate change. *The American Naturalist*, 164(5): 625-632.
- Portoghese, I., Giuliano, G., Vurro, M. 2003. Groundwater safe yield in semi-arid catchments, EGS-AGU-EUG Joint Assembly 2003, 5, EAE03-A-12287.
- Portoghese, I., Uricchio, V., Vurro M., 2005 A GIS tool for hydrogeological water balance evaluation on a regional scale in semi-arid environments, *Computers & Geosciences*, 31(1): 15-27.
- Sivapalan M., Woods, R. A., 1995. Evaluation of the effects of general circulation models' subgrid variability and patchiness of rainfall and soil moisture on land surface water balance fluxes, *Hydrological Process*, 9 : 697-717.

Possibili metodi di sequestro di gas serra in Italia

L. Dallai, C. Boschi, A. Dini, G. Ruggieri, F. Gherardi, S. Biagi, C. Geloni, G. Gianelli, M. Guidi

Istituto di Geoscienze e Georisorse, CNR, Pisa, Italia
dallai@igg.cnr.it

SOMMARIO: Il surriscaldamento del Pianeta dovuto in larga parte alle emissioni di gas serra è oggi il maggior problema ambientale che la comunità internazionale deve affrontare. I cambiamenti climatici in corso hanno portato alla luce la necessità di ridurre drasticamente le emissioni di CO₂ e di studiare possibili metodi di smaltimento. L'Istituto di Geoscienze e Georisorse (IGG) sta portando avanti differenti ricerche sul confinamento di CO₂ in serbatoi petroliferi esauriti e dentro serbatoi di rocce serpentinitiche o ofioliti s.l (sequestro mineralogico). Un ampio numero di simulazioni numeriche, svolte accoppiando la fluidodinamica con la chimica, suggerisce che il confinamento geologico in serbatoi petroliferi della Pianura Padana è possibile e non induce interazioni tra fluidi e rocce in grado di determinare in superficie situazioni critiche ai fini della sicurezza e della preservazione ambientale. Il sequestro mineralogico di CO₂ avviene naturalmente e analoghi naturali di sistemi di carbonatazione dei minerali sono comuni in Italia così come in tutto il mondo. Tale processo indica che le rocce serpentinitiche sono capaci di catturare notevoli quantità di CO₂ in particolar modo se presenti in zone termicamente anomale, come ai margini di campi geotermici. Ulteriori studi geologici, petrografici, geochimici ed isotopici sono necessari per verificare la fattibilità a larga scala dello stoccaggio mineralogico di CO₂.

1 INTRODUZIONE

Le modalità più efficaci di confinamento geologico della CO₂ e dei gas serra sono quelle che prevedono l'immobilizzazione dei gas in profondità. Questo obiettivo può essere raggiunto attraverso (i) lo stoccaggio all'interno di serbatoi naturali sigillati da coltri di materiali rocciosi impermeabili, (ii) la conversione chimica con produzione di minerali (sequestro mineralogico), (iii) meccanismi di intrappolamento di tipo fisico-chimico, come l'adsorbimento su superfici solide attive (tipo carboni attivi) (IPCC, 2005; Seifritz, 1990; Haszeldine, 2006).

L'IGG sta portando avanti da alcuni anni progetti di modellizzazione numerica insieme a studi geologici, petrografici, geochimici ed isotopici sulle differenti metodologie di stoccaggio della CO₂. Gli studi di modellistica, già effettuati ed in corso, sono atti ad indagare gli effetti dovuti all'iniezione di gas serra in

(i) serbatoi di gas naturale e petrolio impoveriti della Pianura Padana e in (ii) acquiferi salini della Pianura Pisana, e (iii) a valutare la capacità di sequestro di diversi tipi di roccia. Gli studi geologici, petrografici, geochimici ed isotopici sono concentrati in particolare sul sequestro mineralogico di CO₂ e sull'evoluzione di questo processo in analoghi naturali costituiti dai giacimenti di magnesite presenti in Toscana.

2 SERBATOI DI GAS NATURALE ESAURITI DELLA PIANURA PADANA

La capacità di sequestro dei serbatoi di gas presenti in Pianura Padana è stata valutata in termini di tenuta della copertura (materiali rocciosi impermeabili) nel medio e lungo termine (da 10 a 100mila anni). In condizioni di copertura integra i calcoli indicano che i gas iniettati restano confinati in profondità e inducono solo trascurabili cambiamenti delle pro-

prietà petrofisiche delle rocce.

Tuttavia l'efficienza della tenuta della copertura può essere compromessa dalla: (i) presenza di fratture; (ii) possibile alterazione dei cementi dei pozzi abbandonati. Questi due aspetti sono potenzialmente critici ai fini della sicurezza dello stoccaggio in quanto rappresentano potenziali vie di fuga (ovvero domini della copertura ad elevata porosità) del gas iniettati in profondità.

2.1 Fuga attraverso zone fratturate

Gli scenari di fuga dipendono dall'entità delle sovrappressioni create nel serbatoio a seguito dell'iniezione di CO₂ e dalla capacità delle rocce di copertura di contrastare gli effetti della migrazione della CO₂ dal serbatoio.

Le simulazioni hanno mostrato che l'ingresso dei fluidi di serbatoio ricchi in CO₂ all'interno di un'ipotetica frattura presente in copertura causa la dissoluzione dei minerali ed induce un conseguente aumento della porosità dell'ordine del 20% per 15 m al tempo di simulazione di 500 anni.

2.2 Degradazione dei cementi

L'interazione con i fluidi acidi presenti nei livelli di stoccaggio può ridurre anche nel breve termine la capacità di tenuta di un cemento solfato-resistente del tipo comunemente utilizzato nella realizzazione dei pozzi petroliferi. La modellazione degli scenari reattivi in un arco di tempo di 100 anni ha evidenziato che all'interfaccia tra cemento, copertura e serbatoio possono ingenerarsi rilevanti meccanismi di precipitazione e dissoluzione dei minerali e delle fasi solide amorfe (Biagi et al., 2007). Queste reazioni possono portare ad un aumento massimo della porosità stimato nell'ordine del 20-25% (Fig. 1).

3 ACQUIFERI SALINI DELLA PIANURA PISANA

Le simulazioni numeriche sono state effettuate con l'intento di valutare (i) la capacità di sequestro geologico della CO₂ da parte di rocce carbonatico-dolomitiche ed arenacee (Biagi et al., 2006), e (ii) stimare gli effetti

indotti dalla co-iniezione di composti di zolfo (H₂S, SO₂ ed una miscela dei due) sulla stabilità mineralogica e petrofisica sia delle rocce di serbatoio che di copertura. I risultati ottenuti indicano che il sequestro mineralogico della CO₂ è più efficace all'interno delle formazioni arenacee. La co-iniezione di H₂S ha un impatto trascurabile sia sulla stabilità del serbatoio che sulla capacità di tenuta della copertura. La co-iniezione anche di moderate quantità di SO₂ può invece indurre indesiderati effetti di eccessiva acidificazione (fino a pH minori di 3 a T=45°C) in prossimità del punto di iniezione, con sensibile incremento della porosità delle rocce del serbatoio, danni alle tubazioni dei pozzi, ed in ultima analisi, possibilità di collasso degli stessi pozzi di iniezione

4 SEQUESTRO MINERALOGICO

Il sequestro mineralogico di CO₂ è una tecnologia di CCS (*carbon dioxide capture and storage*) relativamente nuova e consiste in una reazione esotermica, favorita a temperature minori di 200 °C, tra minerali silicatici (serpentino e olivina) e CO₂, con la conseguente precipitazione di carbonati. È l'unica tecnologia di CCS che permette di intrappolare permanentemente la CO₂ all'interno dei carbonati prodotti. Inoltre, il materiale carbonatico residuo è stabile nel tempo e non necessita di monitoraggio come nel caso di iniezione di CO₂ in pozzi.

In Italia, ed in particolar modo nell'Italia centro-settentrionale, sono presenti estesi affioramenti di rocce (chiamate serpentiniti/ peridotiti o ofioliti s.l.) che contengono olivina e serpentino. Una prima idea della potenzialità di stoccaggio di CO₂ per sequestro mineralogico può essere fatta in Toscana, considerando soltanto le rocce ofiolitiche esposte, che affiorano su un'area di circa 230 km². Considerando uno spessore minimo degli affioramenti di 100 m e ipotizzando che le rocce siano composte soltanto da minerali quali serpentino e olivina, è possibile sequestrare circa 27,7 x 10⁹ tonnellate di CO₂. Per spessori maggiori

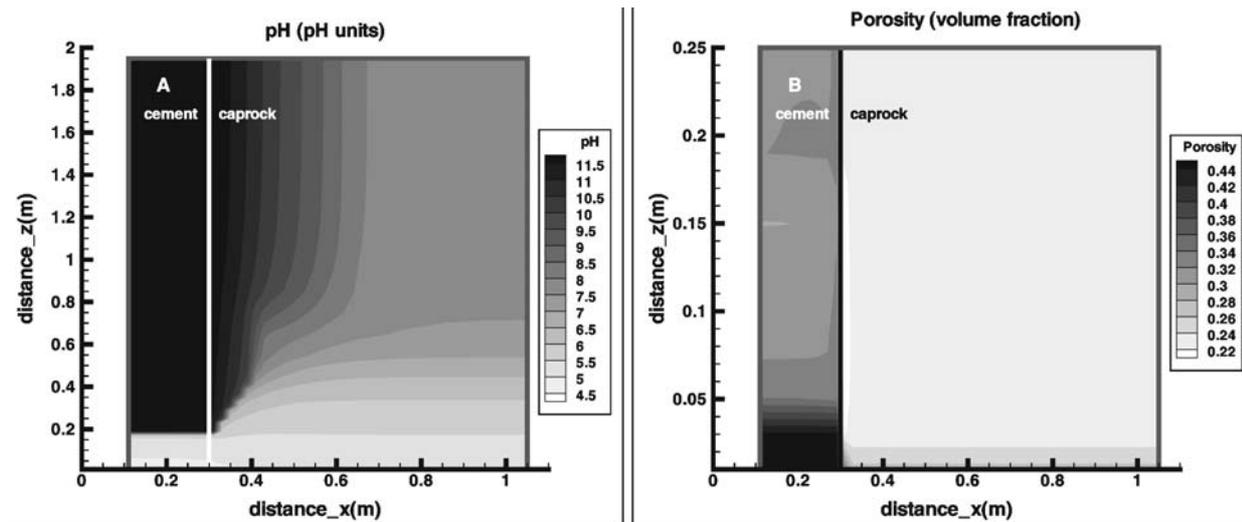


Figura 1: Avanzamento del fronte acido ed aumento della porosità indotte nella copertura e nel cemento di un pozzo dismesso in un serbatoio di gas naturale della Pianura Padana. I valori di porosità iniziale utilizzati per la copertura (*caprock*) ed il cemento (*cement*) sono rispettivamente 0.23 e 0.32.

delle rocce serpentinitiche (fino a 500 m), in Toscana si possono potenzialmente sequestrare, mediante carbonatazione, fino a 100 gigatonnellate di CO_2 , equivalenti a circa 200 anni di emissioni totali annuali italiane (stimate intorno a 580 Mt annue per il 2010).

Un altro importante aspetto del processo di carbonatazione è che questo, oltre a sequestrare biossido di carbonio, può portare allo smaltimento e all'inertizzazione di ingenti quantità di serpentino-crisotilo (commercialmente chiamato amianto o asbesto) e/o di smaltire materiale ricco in amianto estratto dalla costruzione di gallerie come quella in progetto in Val di Susa. Stime iniziali in Val di Susa prevedono di estrarre dal tunnel di base, solo dalla parte italiana, oltre 7 milioni di metri cubi di materiali di scavo. Anche in questo caso una inertizzazione tramite carbonatazione in presenza di CO_2 avrebbe un doppio risultato positivo: da un lato l'abbattimento di CO_2 antropica, dall'altro lo smaltimento di rifiuti speciali come quelli delle fibre di amianto.

5 LO STUDIO DI ANALOGHI NATURALI: L'ESEMPIO DELLE MAGNESITI TOSCANE

La Toscana centro-meridionale presenta analoghi naturali costituiti da numerosi giacimenti di magnesite incassati nelle serpentinitiche delle

unità ofiolitiche liguri. Questi giacimenti sono stati coltivati tra il 1914 e il 1945 e la magnesite estratta tra le due guerre ammonta a circa 3×10^5 tonnellate. Una stima minima preliminare delle quantità totale di magnesite presente nei giacimenti, basata sui dati geologici ricavati dalle relazioni minerarie, indica un valore di circa 3×10^6 tonnellate. Questo valore mostra che la quantità di CO_2 intrappolata durante l'alterazione delle rocce ofiolitiche con formazione di magnesiti è almeno pari a circa $1,6 \times 10^6$ tonnellate. I giacimenti toscani quindi rappresentano un'occasione per ampliare le conoscenze del processo di carbonatazione e di sequestro mineralogico di CO_2 .

5.1 Risultati preliminari

I giacimenti toscani sono essenzialmente costituiti da quasi l'80-90% da magnesite (MgCO_3) con minor quantità di altri minerali quali calcedonio, opale, dolomite e quarzo (Boschi *et al.*, 2007). Queste rocce sono il prodotto di una intensa circolazione di fluidi attraverso fratture che ha portato ad una parziale sostituzione della roccia originaria (ofiolite s.l.) e ad una conseguente deposizione dei minerali di nuova formazione ricchi in carbonio.

Risultati preliminari indicano temperature di formazione vicine o inferiori a 150°C ed

un'evidente zonazione mineralogica a scala micro e mesoscopica. I giacimenti infatti si arricchiscono in minerali ricchi in silice (calcedonio, quarzo) a livelli più profondi indicando una evoluzione temporale della composizione chimica del fluido che circolava all'interno delle ofioliti s.l. Queste indicazioni, insieme ad altre osservazioni geologico, petrografiche, geochimiche ed isotopiche, aiuteranno a risalire alle condizioni di pressione, temperatura, pH e alla composizione chimica del fluido responsabile della formazione di questi giacimenti.

6 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Biagi S., Gherardi F., Gianelli G., 2006. A simulation study of CO₂ sequestration in the Arno river plain (Tuscany, Italy). *Energy Sources*, Part A, 28: 923–932.
- Biagi S., Geloni C., Gherardi C., Guidi M., 2007. Numerical modelling of well-bore cement degradation during CO₂ sequestration. *Geophysical Research Abstracts*, Vol.9: 04330.
- Boschi C., Dallai L., Dini A., Gianelli G., and Ruggieri G., 2007. Carbonated serpentinites in Tuscany (Italy): a geological analogue to carbon dioxide sequestration, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 9, 07696.
- Haszeldine, R.S. 2006. Deep geological CO₂ storage: principles reviewed, and prospecting for bio-energy disposal sites. *Mitigation Adapt. Strategies Global Change*. 11: 377-401.
- IPCC Special Report 2005: Carbon dioxide capture and storage, summary for policy-makers and technical summary.
- Seifritz, W. 1990: CO₂ disposal by means of silicates. *Nature* 345: 486.

Confronto tra climatologia del vento nel Mediterraneo simulata con modello di clima e osservazioni da satellite

A. M. Sempreviva¹, F. Cheruy², B. Furevick³, C. Transerici⁴

¹*Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Lamezia Terme (Cz), Italia*

²*LMD-IPSL, CNRS/UPMC, Paris Cedex 05, France*

³*The Norwegian Meteorological Institute, Bergen, Norway*

⁴*Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Roma, Italia*

am.sempreviva@isac.cnr.it

SOMMARIO. È presentata l'attività ISAC in collaborazione con altri istituti europei nell'ambito del Training-Network "ModObs" "MCTN-CT-019369 per sviluppare nuove metodologie di stima della climatologia del vento nel Mediterraneo con modelli atmosferici, con lo scopo di definire aree adatte allo sfruttamento dell'energia eolica *offshore*. Nel Nord Europa si effettuano campagne di monitoraggio del vento *offshore* per mettere a punto diverse metodologie alternative sia statistiche che modellistiche e per sviluppare prodotti basati sull'uso del satellite. Nel Mediterraneo invece le osservazioni disponibili sono di scarsa utilità diretta, ai fini energetici, perché provengono da isole oppure da boe e navi con copertura spaziale e/o temporale sporadica e poiché si riferiscono ad altezze inferiori ai 10 m. All'ISAC, si sta verificando l'utilizzo di modelli di clima, essenziali per la previsione delle conseguenze economiche dovute a eventuali effetti dei cambiamenti climatici sulla climatologia del vento, usando dati da satellite.

1. INTRODUZIONE

L'energia eolica, insieme alle altre fonti rinnovabili, fornisce crescita economica, sicurezza di disponibilità d'energia, occupazione e sviluppo tecnologico, con minimo impatto ambientale e, negli ultimi anni, l'interesse per l'installazione degli impianti eolici si sta orientando sempre più dalla terra all'*offshore*. In mare, le velocità del vento tendono ad essere superiori di quelle nelle zone costiere adiacenti poiché la superficie marina ha rugosità più bassa e di conseguenza la turbolenza ambientale è più debole. Poiché la stima della produzione d'energia di un impianto eolico dipende dalla climatologia del vento locale, è necessario avere a disposizione misure di velocità e direzione del vento per un periodo di almeno 5 anni, per tenere conto della variabilità interannuale della velocità del vento. Se si hanno a disposizione solo osservazioni a

breve termine, ma comunque multiple di un anno, queste devono essere valutate in termini climatologici usando stazioni di riferimento, generalmente costiere, dove si hanno a disposizione lunghe serie temporali "climatologiche" con cui si possano stimare gli indici annuali; in questo modo si controlla se il periodo di riferimento in comune, sia stato più o meno ventoso per correggerne di conseguenza la climatologia del vento. Le misure in mare aperto sono costose (in genere 1M€ per una torre da 100 m.) e sono comunque rappresentative di un'area limitata, specialmente se ci si trova in mari chiusi tipo il Mar del Nord, il Mar Baltico, il Mare Adriatico o con molte isole come il mare Egeo. Nel Mediterraneo, le osservazioni in mare provengono principalmente da stazioni di misura situate su isole, o da boe e/o navi, spesso con lunghi periodi di dati mancanti. Per i motivi suddetti è quindi di interesse mettere a punto

metodologie alternative. Dalla fine degli anni 90, sono stati messi a punto alcuni metodi per la valutazione delle risorse eoliche in mare specialmente nel nord dell'Europa. Questi metodi sono basati su metodi statistici o su modelli atmosferici diagnostici e usano osservazione a lungo termine rilevate nei siti costieri limitrofi. Dall'applicazione dei suddetti metodi nel Mare del Nord (Barthelmie *et al.*, 1998) e nel Mediterraneo (Lavagnini *et al.*, 2003) risulta che essi sono generalmente applicabili se il sito di interesse è situato nello stesso regime di vento locale della stazione costiera come per es. il sistema di brezza, dovuto ad effetti termici, che influenza fortemente la distribuzione di frequenza direzionale. Visti i limiti di queste metodologie, negli ultimi anni si sta puntando sull'uso delle osservazioni da satellite e/o dei dati da modelli atmosferici di previsione. Il vantaggio di questi dati consiste nell'ottenere la copertura spaziale dell'area di interesse in modo da scegliere il sito più conveniente sia rispetto l'ambiente che di utilità. Il satellite fornisce inoltre informazione per la diagnostica dei modelli. Un altro punto di interesse è l'effetto delle variazioni climatiche sulla distribuzioni di frequenza di velocità e direzione del vento e nella frequenza degli eventi estremi per valutare l'impatto economico nell'uso delle risorse eoliche. In questo contributo, è descritta l'attività ISAC già svolta ed in corso riguardo la verifica dei modelli climatici nell'area del Mediterraneo usando dati da satellite e di altri modelli a circolazione generale.

2. ATTIVITÀ DI RICERCA SVOLTA

Dal 1979, l'European Center of Medium-range Weather Forecast (ECMWF) di Reading in Inghilterra, sta seguendo la procedura "Analisi" per l'assimilazione ed integrazione delle osservazioni meteorologiche in una rete di punti distribuiti sul globo terrestre, per produrre il campo di inizializzazione del modello di previsione. Nel corso degli anni, il modello è stato migliorato sia nella risoluzione spaziale sia nella parametrizzazione dei processi fisi-

ci e regolarmente aggiornato. Per produrre una serie cronologica lunga ed omogenea delle analisi meteorologiche, usando una singola versione del modello ECMWF, nel 1993 è stato lanciato il progetto di Ri-analisi ERA-15 per il periodo dal 1/1/1979-28/2/1994. La base di dati risultante dal programma di Analisi dell'ECMWF presenta il vantaggio di essere su un periodo a lungo termine e coprire tutta l'Europa e può essere usata, sia per stimare la climatologia del vento sia per l'inizializzazione dei modelli a più alta risoluzione. Sulla base dei dati di Analisi e di Ri-analisi con risoluzione 25x25 km, all'ISAC sono stati condotti studi sulla climatologia del vento offshore nell'area mediterranea (Lavagnini *et al.*, 2006), eseguendo il confronto con i dati, dal Modello ad Area Limitata (LAM), Q-BOLAM (Buzzi *et al.*, 1994) con risoluzione 10x10 Km, osservazioni da boe Italiane, Greche, Spagnole e Francesi e con le osservazioni provenienti da diverse navi Greche in navigazione nel Mare Egeo.

Nelle zone centrali dei vari bacini del Mediterraneo, i vari modelli sono coerenti con differenza contenuta in $\pm 20\%$. Nei punti di griglia in cui era presente sia mare sia terra, come ad esempio lungo le coste, la differenza tra modelli è maggiore avendo i modelli a larga scala una bassa risoluzione dell'orografia. Le differenze maggiori sono state trovate nel Mare Adriatico, per via della caratteristica configurazione allungata e stretta in cui la profondità dei regimi di brezza gioca un ruolo importante. Nelle zone dove l'orografia è meno complicata, come per esempio la parte orientale del litorale dell'Africa del Nord, Q-BOLAM è in accordo con i risultati dell'ECMWF. In generale, si nota che i punti di velocità del vento forte sono localizzati nel mezzo dei differenti bacini del Mare Mediterraneo, con velocità massima che raggiunge da 6.5 - 7.0 ms^{-1} . Ancora, se si osservano le zone costiere, i posti più interessanti per lo sfruttamento dell'energia eolica sono situati, andando da ovest verso est, da Gibilterra lungo le coste dell'Africa, nel golfo del Leone, lungo la Sardegna meridionale a

sud della Sicilia, in Grecia con circa 2000 isole e nella parte sud-ovest del litorale turco. Osservando la distribuzione spaziale delle rose dei venti, si vedono le direzioni prevalenti nei vari bacini. Si può notare che ad ovest della Sardegna, la direzione prevalente è nord-ovest, per via del maestrale; ad est della Sardegna, la rosa del vento è caratterizzata anche da Scirocco e Tramontana. Gli effetti di incanalamento del vento sono evidenti, non soltanto avvicinandosi agli stretti (Gibilterra, Messina, Bonifacio, ecc.), ma anche lungo i grandi canali tipo il canale di Sicilia (fra la Tunisia e la Sicilia). Lungo il litorale dell'Africa le direzioni principali seguono l'orientazione della costa. Nel Mare Adriatico, si osserva l'effetto dei venti di Tramontana e, nella parte settentrionale, si nota anche il regime di Bora nel settore nord-est. Confrontando i modelli con i dati delle boe, si è valutato che il modello predice con un errore di circa 10% la velocità di vento media e (A, K) i parametri della funzione di distribuzione di Weibull usata per descrivere la distribuzione del vento, misurati alla posizione delle boe. Più dettagliatamente, il modello sottostima la velocità delle boe se queste sono in zone litoranee montagnose (Cote D'Azur) o in piccoli bacini (il Nord Adriatico).

3. ATTIVITÀ IN CORSO: SATELLITE E MODELLO DI CLIMA.

In Sempreviva *et al.*, (2006) è stato presentato uno studio sulla climatologia del vento elaborata usando lo strumento di SeaWind a bordo del satellite NASA Quick Scatterometer (Quik-SCAT) con una risoluzione di 25 km x 25 km, su un periodo di quattro anni. La climatologia risultante dalle osservazioni da satellite è stata confrontata in termini di medie mensili e stagionali sulle diverse aree del Mediterraneo con i dati di output di tre modelli differenti:

- 1) La procedura di analisi dell'ECMWF, descritta precedentemente,
- 2) Il modello GeoWAsP, prodotto durante il progetto del 5° Programma quadro UE

“POWER” (Watson *et al.*, 2000).

In GeoWAsP, l'area della Unione Europea è stata coperta da un grigliato con maglie di ampiezza 0.5°x0.5°. Le velocità di vento geostrofico sono state calcolate, dai dati di pressione al livello del mare per il periodo 1985-1997, in ogni maglia offshore dove i profili verticali del vento sono stati stimati per il centro di ognuna fra i 10m e 150m. Visto che per GeoWAsP, non si avevano a disposizione dati su periodi in comune con Quik-SCAT, si è ipotizzato che la climatologia del Mediterraneo negli ultimi venti anni sia rimasta invariata in termini di andamenti climatici mensili e stagionali.

3) Il modello GCM LMDZOR di cui si aveva a disposizione la serie temporale riguardante l'anno 2000 su tutta l'area mediterranea.

Il modello di clima LMDZOR (Hourdin *et al.*, 2006) segue l'approccio *zooming* per quanto riguarda la regionalizzazione (ovvero risoluzione orizzontale variabile e ottimizzata nell'area di interesse) ed è accoppiato a un modello di superficie e di vegetazione (Condreau *et al.*, 2007). In questa configurazione, sono così possibili simulazioni climatiche.

Per alcuni anni si avevano anche a disposizione le climatologie sperimentali su isole e boe e con esse sono state eseguiti i confronti degli andamenti mensili e stagionali. In generale, si può dire che Quik-SCAT sovrastima la velocità del vento perché le velocità $u < 3\text{ms}^{-1}$ (incluse le calme) non sono considerate dati attendibili e scartati. Nel Mare Egeo, dati e modelli mostrano la presenza di un massimo stagionale in estate, periodo in cui i venti sono a volte più alti dei venti invernali. Modelli e dati superficiali e da quik-SCAT sono in accordo al centro del Mediterraneo.

Dal confronto delle mappe annuali di velocità media e del ciclo mensile medio annuale risultante da Quik-SCAT, ECMWF, GeoWAsP e LMDZOR si nota di nuovo che le differenze maggiori sono nei bacini chiusi, ma a volte ci sono differenze sostanziali anche in zone in cui non ci si aspetterebbe un'ampia differenza. Si nota che, con un solo anno di dati, l'LMDZOR riproduce il suddetto ciclo mensile delle boe nel mare Egeo.

4. PROSPETTIVE FUTURE

È chiaro che, per sfruttare le basi di dati a disposizione alle risoluzioni attuali, si devono mettere a punto nuove strategie per il *down-scaling dinamico o statistico* per studiare le caratteristiche del vento in ambiente costiero, dove l'istallazione dei parchi eolici è più economica. In questa prospettiva, la validazione dei modelli di circolazione generale e di clima, alle risoluzioni attuali, è il primo passo per attuare le nuove strategie. Visti i risultati incoraggianti dei lavori precedenti, si sta procedendo ad una verifica più dettagliata del modello LMDZOR di cui attualmente sono disponibile due anni 2000-2001 di dati orari di output su un griglia con risoluzione di 25 km, confrontandoli con sei anni da QuikSCAT in cui sono inclusi anche i dati di calma, esclusi nella prima analisi. Questa base di dati più consistente permetterà di verificare le analisi precedenti. Inoltre si sta procedendo all'analisi della variazione spaziale e temporale della stabilità atmosferica in termini di gradienti verticali di temperatura allo scopo di stabilire l'errore che si compie estrapolando in quota le osservazioni superficiali usando un profilo di vento logaritmico neutrale.

5. BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Barthelmie, et al.: 1998 "Offshore Wind Resources at Danish measurements sites". Risø-I-1339 (EN), 1998. Risø National Laboratory, Denmark.
- Buzzi, A., et al.: 1994, "Validation of a limited area model in cases of Mediterranean cyclogenesis: surface fields and precipitation scores". *Meteorol. Atmos. Phys.*, 53, 53-67.
- Coindreau, O. et al.: 2007 "Assessment of Physical Parameterizations Using a Global Climate Model with Stretchable Grid and Nudging". *Mon. Wea. Rev.*, 135, 1474-1489.
- F. Hourdin et al.: 2006 "The LMDZ4 general circulation model: climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection". *Clim Dyn* 2006, 27, 787-813
- Lavagnini A., Sempreviva A. M., and Barthelmie, R. J.: 2003 "Estimating wind energy potential offshore in Mediterranean areas". *Wind Energy*: 6, 23-34.
- Lavagnini A. et al.: 2006 "Comparison of the Wind Climatology Offshore in the Mediterranean Basin from Three Models", *Wind Energy*, Volume 9, Issue 3, Date: May/June 2006, Pages: 251-266.
- Sempreviva A.M. et al.: 2006, "Offshore Wind Energy Potential in the Mediterranean Basin". Proceedings of the conference, Offshore Wind Energy in Mediterranean and Other European Seas, OWEMES, Civitavecchia, Italy 19-21 April 2006. Available on CDROM.
- Watson, G. et al.: 2000, "POWER -A methodology for the prediction of offshore wind energy resources". In Proceedings of OWEMES 2000 (Offshore Wind Energy in the Mediterranean and Other European Seas) conference. Sicily: ATENA/ENEA.

Refrigerazione magnetica: un'alternativa alla tradizionale tecnologia basata sulla compressione dei gas

L. Pareti¹, F. Albertini¹, A. Paoluzi¹, S. Fabbri¹, F. Casoli¹, M. Solzi²

¹*Istituto dei Materiali per l'Elettronica ed il Magnetismo, CNR, Parma, Italia*

²*Dipartimento di Fisica, Università di Parma, Italia*

pareti@imem.cnr.it

SOMMARIO: La tradizionale tecnologia per la refrigerazione, basata sulla compressione dei gas sembra aver raggiunto i suoi limiti tecnici in termini di efficienza, mentre sta crescendo l'attenzione per le implicazioni ambientali ed energetiche legate a questo tipo di tecnologia. I liquidi refrigeranti usati intorno a temperatura ambiente (come il freon) hanno infatti causato problemi all'integrità della fascia di ozono o hanno contribuito ad aumentare l'effetto serra, con un incremento dei rischi per la salute umana e del pianeta. La ricerca di metodi alternativi (*refrigerant-free*) per sistemi di raffreddamento è quindi di notevole interesse ed attualità. L'impiego di refrigeranti solidi come i composti magnetici, attraverso l'utilizzo dell'effetto magnetocalorico, eliminerebbe ogni rischio per l'ambiente e la salute umana. Con l'obiettivo di individuare materiali magnetici adatti per l'impiego nel campo della refrigerazione, abbiamo studiato la variazione isoterma di entropia in relazione alla trasformazione strutturale del primo ordine alla transizione di Curie del secondo ordine nelle leghe di Heusler ferromagnetiche.

1 INTRODUZIONE

L'effetto magnetocalorico (MCE) è una proprietà intrinseca di tutti i materiali magnetici (Tishin, 1999) e consiste nella variazione della parte magnetica dell'entropia del solido in conseguenza dell'accoppiamento dei sottoreticoli magnetici con il campo applicato (fig. 1). La natura del MCE fu spiegata indipendentemente da Debye e Giaque che proposero l'uso pratico dell'effetto per raggiungere temperature molto basse, in un processo noto come smagnetizzazione adiabatica. Come nella compressione di un gas, nel processo di magnetizzazione isoterma di un ferromagnete (o paramagnete) si riduce l'entropia, mentre con la successiva smagnetizzazione (similmente all'espansione del gas) si ripristina il valore dell'entropia a campo zero (fig. 2). Quindi, materiali magnetici con elevato MCE potrebbero essere convenientemente impiegati come refrigeranti solidi in impianti frigoriferi

(Tishin, 1999; Pecharski & Gschneidner 1997, 2001; Tegus, 2002a; Tegus, 2002b) con notevoli vantaggi rispetto alla tradizionale refrigerazione basata sul ciclo di compressione-espansione di gas: 1) impatto ambientale nullo; 2) maggior efficienza termodinamica (dovuta all'alta reversibilità dell'effetto magnetocalorico); 3) alta densità di energia (solido vs. gas); 4) risparmio energetico (con l'eliminazione del compressore).

Per rendere possibile l'utilizzo della refrigerazione magnetica in applicazioni di massa, è necessario approfondire lo studio dell'effetto magnetocalorico intorno alle transizioni del primo ordine, per poter procedere allo sviluppo di materiali da impiegare con elevata efficienza e bassi costi nel campo della refrigerazione e del condizionamento.

In particolare sarà necessario disporre di materiali con elevati MCE, in estesi intervalli di temperatura, controllabili con campi magnetici bassi (3 - 10 kOe) per poter usare magneti

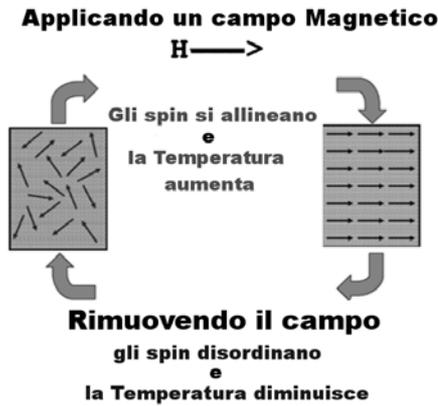


Figura 1: l'effetto magnetocalorico

permanenti e che possano sostenere numerosi cicli di magnetizzazione/smagnetizzazione. Ciò che ha reso attuale la ricerca nel campo della refrigerazione magnetica è stata la recente scoperta dell'esistenza di un effetto magnetocalorico rilevante (definito gigante) nel composto intermetallico $Gd_5(Si_{1.8}Ge_{2.2})$ dove è stata osservata una variazione di entropia ΔS_{mag} di circa 20 J/kg K (un valore doppio rispetto a quelli misurati precedentemente) per una variazione di campo di 5T, a circa 270 K. Nel corso degli studi, è stato dimostrato che l'elevato MCE in $Gd_5(Si_{1.8}Ge_{2.2})$ è associato alla presenza di una complessa transizione magnetico-strutturale del primo ordine (Morellon, 2001). Fra i materiali magnetici, esistono varie famiglie che presentano transi-

zioni del primo ordine, sia di tipo magnetico (indotte da campo e temperatura), che strutturale (come le trasformazioni martensitiche).

2 OBIETTIVI

Nel lavoro in oggetto è stato studiato l'effetto magnetocalorico in relazione alla trasformazione martensitica della lega di Heusler $Ni_{2+x}Mn_{1+y}Ga_{1+z}$, nota come materiale a "memoria di forma". I potenziali vantaggi offerti da questo sistema a stechiometria variabile sono: la possibilità di variare la temperatura delle transizioni (magnetica e strutturale) con la stechiometria, il costo relativamente basso dei componenti e la facilità di preparazione (Pareti, 2003; Albertini 2004). È stata quindi studiata la dipendenza dell'entropia magnetica da piccole variazioni di stechiometria (Albertini, 2006a) e da variazioni delle distanze interatomiche, ottenute con l'applicazione di elevate pressioni (Albertini, 2006b).

3 ANALISI

La valutazione dell'effetto magnetocalorico è stata fatta in modo indiretto, calcolando la variazione di entropia magnetica, mediante l'utilizzo delle equazioni di Maxwell. L'espressione usata per determinare la variazione isoterma-isobara dell'entropia è:

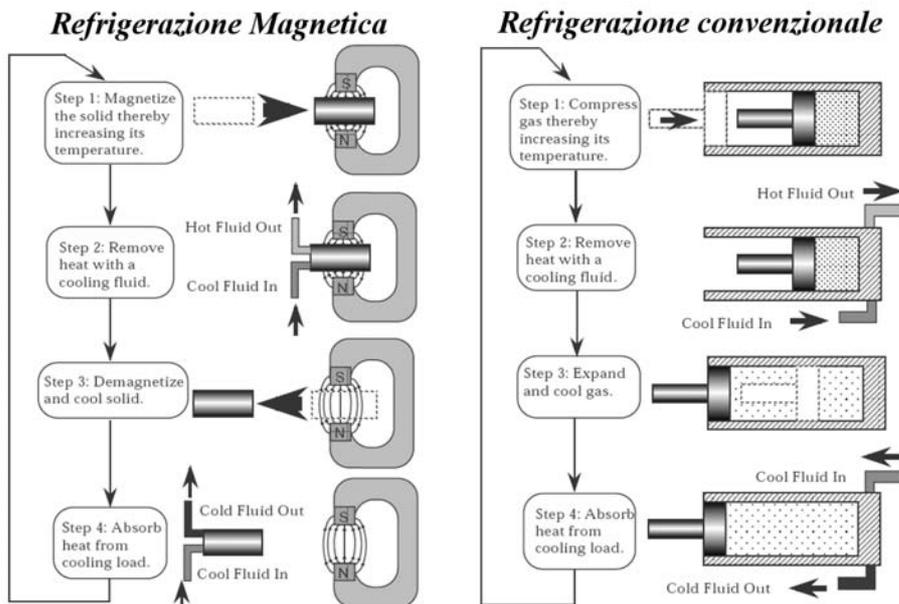


Figura 2: Analogie fra il ciclo di refrigerazione tradizionale (compressione di gas) e quello basato sull'effetto magnetocalorico

$$\Delta S_m(T, \Delta H) = \int_{H_i}^{H_f} \left(\frac{\partial M(T, H)}{\partial T} \right) dH \quad (1)$$

dove H_i e H_f sono i valori iniziale e finale del campo magnetico applicato. Le curve di magnetizzazione isoterme sono state fatte con un campo massimo di 16 kOe, con variazioni di 800 Oe. Alcuni risultati sono riportati in figura 3.

4 RISULTATI E CONCLUSIONI

Lo studio ha dato risultati promettenti (Pareti, 2003; Albertini 2004, 2006a, 2006b). Infatti, nel composto $\text{Ni}_{2.19}\text{Mn}_{0.81}\text{Ga}$, in cui la transizione magnetica coincide con la trasformazione martensitica, si è ottenuta una variazione ΔS_{mag} di 20 J/kg K, (fig. 3), pari a quella del composto GdSiGe , ma con un campo applicato notevolmente inferiore (2T). Si osserva quindi un notevole effetto sinergico sul valore massimo della variazione di entropia, dovuto alla simultaneità delle transizioni. Va comunque detto che la capacità refrigerante del materiale, q , definita come:

$$q = \int_{T_{\text{cold}}}^{T_{\text{hot}}} \Delta S(T, P, \Delta H)_{P, \Delta H} dT \quad (2)$$

(dove T_{cold} e T_{hot} sono gli estremi dell'intervallo considerato) e definita come la quantità di

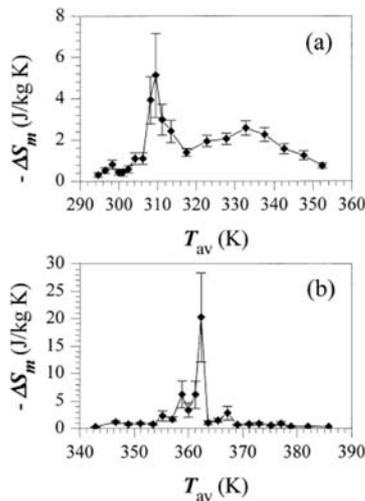


Figura 3: Variazione dell'entropia magnetica in funzione della temperatura tra due isoterme successive variando il campo magnetico tra 0 e 1,6 T per: (a) $\text{Ni}_{2.15}\text{Mn}_{0.85}\text{Ga}$ e (b) $\text{Ni}_{2.19}\text{Mn}_{0.81}\text{Ga}$

calore che può essere idealmente trasferita dal bagno freddo a quello caldo, è praticamente la stessa per le due leghe. Da ciò si può dedurre la sommabilità degli effetti sull'entropia isoterma, ai fini della capacità refrigerante.

I valori di ΔS ottenuti rappresentano eccellenti caratteristiche, in particolare perché ottenuti con l'applicazione di campi relativamente bassi (16 kOe), ottenibili con l'utilizzo di magneti permanenti.

Si conferma che l'azione effettiva della transizione del primo ordine è quella di confinare la variazione di MCE in un ristretto intervallo di temperatura, aumentandone quindi il valore massimo.

Le proprietà magnetocaloriche e termomagnetiche della lega NiMnGa sono molto sensibili a piccole variazioni di composizione e alle distanze interatomiche.

5 BIBLIOGRAFIA

- Albertini F., *et al.*, 2004. *J. Magn. Magn. Mater.* 272-276: 2111.
 Albertini F., *et al.*, 2006. *J. Appl. Phys.* 100, 23908
 Albertini F., *et al.*, 2006. *J. Magn. Magn. Mater.* (in stampa)
 Morellon L., *et al.*, 2001. *Appl. Phys. Lett.* 79, 1318.
 Pareti L., *et al.*, 2003. *Eur. Phys. Journal B* 32: 303–307.
 Pecharski V.K. & Gschneidner Jr. K.A., 1997. *Phys. Rev. Lett.* 78: 4494.
 Pecharski V.K. & Gschneidner Jr. K.A., 1999. *J. Appl. Phys.* 86: 565.
 Pecharski V.K. & Gschneidner Jr. K.A., 2001. *J. Appl. Phys.* 90: 4614.
 Tegus O., *et al.*, 2002. *Physica B* 319, 174.
 Tegus O., *et al.*, 2002. *Nature* 415, 150.
 Tishin A.M., 1999. *Handbook of Magnetic Materials*, vol. 12, ed. K.H.J. Buschow, North-Holland, Amsterdam, 395.

Minimizzazione dei consumi energetici negli impianti di depurazione e riduzione dell'impatto sul clima

G. Mininni, M. C. Tomei, D. Marani, C. M. Braguglia

Istituto di Ricerca Sulle Acque, CNR, Roma, Italia

mininni @irsa.cnr.it

SOMMARIO: Sono illustrate le principali attività di ricerca condotte dall'Irsa nel settore dei trattamenti delle acque di scarico con diretta attinenza alla riduzione dell'impatto sul clima. Tali attività di ricerca sono state indirizzate alla messa a punto di processi e schemi di trattamento per minimizzare i consumi energetici di un impianto di depurazione e contemporaneamente per incrementare il recupero energetico dal biogas prodotto nella digestione anaerobica dei fanghi. Per quanto riguarda la linea "acque" è stato messo a punto un processo di sedimentazione primaria assistita con calce che consente di incrementare l'abbattimento di COD, consentendo la riduzione dei consumi energetici nella fase di ossidazione biologica di circa il 25 % e contemporaneamente l'incremento della produzione di energia nella digestione dei fanghi di oltre il 200 %. Per quanto riguarda la linea fanghi sono stati studiati i processi d'incenerimento al fine di verificarne la compatibilità ambientale. I risultati hanno dimostrato che il processo d'incenerimento dei fanghi presenta un impatto del tutto trascurabile, e che il processo può facilmente essere condotto senza richiesta di combustibile ausiliario cosicché le emissioni di gas ad effetto serra sono nulle. Infine, è stato studiato un nuovo processo di digestione anaerobica dei fanghi biologici con il quale è stato ottenuto un incremento della produzione di biogas di circa il 35 %.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

Il Rapporto Energia e Ambiente dell'ENEA (2005) evidenzia che nel settore energetico le emissioni di CO₂ in tutti i Paesi aderenti all'Unione a 15 sono aumentate dal 1990 al 2003 di 121 milioni di t a fronte di emissioni complessive del 1990 pari a 3.184 milioni di t. Nello stesso periodo di riferimento l'Italia ha visto aumentare le proprie emissioni di CO₂ da 403 a 457 milioni di t, con un incremento del 13,4 %, ben superiore all'incremento del 3,8 % su base europea.

Le ultime statistiche disponibili dell'Istat riportano che il numero di abitanti residenti, fluttuanti ed equivalenti trattati negli impianti di depurazione delle acque reflue urbane ammontava nel 2005 a 69.228.977, che considerando un consumo medio d'energia pari a

35 kWh/abitante x anno corrisponde ad una potenza media assorbita dalla rete di 277 MW, cioè pari allo 0,8 % del totale della potenza prodotta sul territorio nazionale (34.589 MW). L'impatto sul clima degli impianti di depurazione è perciò trascurabile rispetto a quello derivante dalle altre attività industriali e civili. La corretta progettazione e gestione degli impianti di depurazione, tuttavia, oltre ad una maggiore efficienza depurativa, può consentire di migliorarne le prestazioni in termini di salvaguardia ambientale ed effetto sul clima, in relazione ai risparmi energetici conseguibili adottando tecnologie a basso consumo energetico per l'abbattimento degli inquinanti presenti in sospensione e l'autoproduzione d'energia utilizzando il biogas derivante dalla digestione anaerobica dei fanghi. Non è da trascurare nemmeno la riduzione di emis-

sioni di gas serra derivanti da una migliore gestione dei fanghi di depurazione con conseguente drastica riduzione dello smaltimento in discarica e conseguente riduzione delle emissioni in atmosfera di CH₄, che presenta a lungo termine un potenziale pari a 21 volte quello della CO₂.

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Massimizzazione della rimozione del carico organico particolato nel trattamento primario mediante sedimentazione assistita

Questa attività di ricerca è motivata dal fatto che nei reflui urbani la frazione di materiale organico associata al particolato varia mediamente dal 60 all'80 %. Per tale motivo, nel tradizionale schema di trattamento l'ossidazione biologica viene preceduta da una sedimentazione primaria che, tuttavia, riesce a rimuovere solo il materiale facilmente sedimentabile (25-35 % del COD). I riflessi negativi della bassa efficienza della sedimentazione primaria includono maggiori consumi di energia elettrica in vasca d'aerazione e minor produzione di biogas con conseguente minor recupero energetico dalla digestione anaerobica dei fanghi primari.

Per tali motivi ci si è proposti di massimizzare l'efficienza del trattamento primario con uno stadio di coagulazione e flocculazione che aggrega le particelle colloidali e sovracoloidali in fiocchi facilmente sedimentabili e quindi intercettabili in fase di sedimentazione primaria. In questo studio è stata utilizzata la calce, un coagulante a buon mercato e facilmente reperibile. Per evitare l'eccessiva produzione di fanghi, le prove di coagulazione sono state effettuate a pH 9, quale risultato di un compromesso fra la massimizzazione della rimozione del COD particolato e la minimizzazione della precipitazione di carbonato di calcio.

2.2 Ottimizzazione della digestione anaerobica dei fanghi secondari

Tutti gli impianti di depurazione sono articolati con un trattamento combinato di fanghi primari e biologici. Tuttavia, queste due tipolo-

gie di fanghi presentano caratteristiche differenti: i fanghi primari si addensano e si degradano più facilmente di quelli secondari che sono molto più diluiti e "bioresistenti". Inoltre, poiché i fanghi primari risultano sensibilmente più inquinati di quelli biologici (metalli e microinquinanti organici non polari) ed i fanghi biologici sono più ricchi di azoto e di fosforo (valori tipici 8 contro 2,5 %, e 3 contro 0,7 % su base secca, rispettivamente), le due tipologie di fanghi dovrebbero avere destini diversi. I fanghi biologici sono idonei all'utilizzazione in agricoltura mentre i fanghi primari dovrebbero essere destinati all'incenerimento. I fanghi secondari necessitano, tuttavia, di trattamenti preliminari alla fase di digestione, con l'obiettivo di rompere la membrana cellulare con conseguente rilascio del contenuto cellulare prontamente biodegradabile. Tra i diversi pre-trattamenti suggeriti in letteratura (meccanici, termici, chimici o di lisi enzimatica) l'Irsa ha scelto di sperimentare quelli meccanici con ultrasuoni, affermati già a livello di piena scala, con l'obiettivo di comprendere i meccanismi biochimici e cinetici del processo per una ottimizzazione energetica.

2.3 Incenerimento dei fanghi non smaltibili in agricoltura

Questa attività di ricerca è stata condotta con notevole impegno di risorse economiche (8.800 milioni di Lire), impiegate per la realizzazione di un impianto dimostrativo in scala pre-industriale e per la conduzione di una serie di prove in diverse condizioni operative utilizzando fanghi tal quali o addizionati con idrocarburi clorurati. È bene sottolineare che la CO₂ prodotta dall'incenerimento dei fanghi non rientra nel computo delle emissioni con effetto serra al contrario di quella prodotta da combustibili fossili. È perciò chiaro che l'incenerimento dei fanghi può essere considerato una tecnologia compatibile con la salvaguardia ambientale a patto che le emissioni siano conformi ai limiti della disciplina europea e che il processo non richieda apporto di combustibile fossile.

2.4 Modellizzazione dei processi di trattamento dei liquami e dei fanghi

La quarta attività di ricerca ha riguardato la messa a punto di modelli matematici e lo sviluppo del relativo software per la simulazione dei processi biologici di depurazione e dei processi di trattamento termico dei fanghi. Per la simulazione di impianti a fanghi attivi è stato realizzato il software ASCAM (Tomei e Ramadori, 2002). Il software prevede il calcolo di dimensionamento, verifica e analisi del transitorio per gli schemi di processo più diffusi nello scenario italiano: rimozione del substrato carbonioso in uno stadio aerobico, rimozione del substrato carbonioso e nitrificazione in uno stadio aerobico, rimozione del substrato carbonioso e dell'azoto in un sistema integrato a due stadi anossico – aerobico, rimozione biologica del fosforo. Un secondo software è stato messo a punto per la simulazione dei bilanci di materia ed energia di processi integrati di incenerimento ed essiccazione dei fanghi.

3 RISULTATI RILEVANTI

Per la sedimentazione assistita con calce sono state effettuate prove di coagulazione con latte di calce a pH 9 su scala laboratorio e su scala pilota (1 m³/h), utilizzando liquame urbano dell'impianto di Roma Nord. In Tabella 1 sono confrontati i risultati ottenuti nella sedimentazione assistita con calce con i dati di letteratura relativi al trattamento primario convenzionale (Ramadori et al., 2005).

La coagulazione con calce consente di miglio-

Tabella 1. Confronto delle prestazioni della sedimentazione convenzionale e di quella assistita con calce.

Parametro	Sedimentazione	
	Conv.	Assistita
Rimozione SST (%)	57	82
Rimozione COD (%)	30	50
Prod. SST (g/ab d)	45,9	90,8
Prod. fanghi (L/ab d)	1,15	1,51

rare l'abbattimento dei solidi sospesi e del COD, con incrementi assoluti del 25% e del 20 % rispettivamente. Si riscontra, tuttavia, un incremento sensibile della produzione di fanghi, superiore a quello relativo alla rimozione dei solidi sospesi, suggerendo che anche a pH 9 si ha produzione di fango, dovuto probabilmente sia alla precipitazione di carbonato di calcio sia alla calce aggiunta. D'altra parte, il raddoppio della produzione di solidi comporta un incremento limitato al 30 % del volume di fanghi, che sono infatti più concentrati di quelli prodotti nella sedimentazione tradizionale (6 % contro 4 %).

L'attività di ricerca sulla digestione anaerobica dei fanghi secondari, tal quali o sonicati, condotta con reattori di laboratorio di 7 L con esercizio semicontinuo ha confermato un incremento sensibile della produzione di biogas di circa il 34 % per il fango sonicato. Tale risultato è legato al maggiore abbattimento di sostanza organica (39 % e 35 % di SV abbattuti, rispettivamente per fango pre-trattato e non) e alla più elevata produzione specifica di biogas dal fango pretrattato (0,68 contro 0,57 Nm³/kg SV abbattuti).

Le ricerche sull'incenerimento in scala dimostrativa hanno evidenziato che anche nelle condizioni assai severe in cui sono state condotte le prove, per la presenza di un'elevata concentrazione di cloro organico nell'alimentazione (fino a circa il 5%), per la contemporanea presenza di idrocarburi aromatici e, talvolta, anche di rame (noto come catalizzatore nella sintesi delle diossine) e per lo spegnimento del bruciatore nella camera di postcombustione, le emissioni sono state conformi ai limiti previsti dalla disciplina europea.

La progettazione di un impianto di incenerimento fanghi dal punto di vista del recupero energetico deve prevedere l'adozione dell'essiccazione termica, utilizzando il calore dei fumi della combustione, fino al livello di concentrazione di solidi (circa il 50 %) che garantisca l'autotermicità. Il superamento di questo limite comporta oneri gestionali e di investimento non giustificati e spesso anche la necessità di operare con combustibile ausiliario nel

forno in quanto il calore disponibile dei fumi non è sufficiente ad essiccare i fanghi.

I risultati di tutte le attività di ricerca precedentemente descritte e il software ASCAM sono stati impiegati per effettuare un'analisi dei consumi e dei recuperi energetici in due schemi di trattamento per un impianto di 100.000 abitanti equivalenti che comprendono la sedimentazione primaria (caso I) eventualmente assistita con Ca(OH)_2 (caso II).

Il bilancio di energia elettrica dei suddetti schemi (Mininni et al., 2004) evidenzia che nel caso II l'energia recuperata dal biogas è in esubero rispetto a quella richiesta (Tabella 2).

Tabella 2 Recuperi e consumi d'energia.

	Energia prodotta kW	Energia per ossidazione kW	Energia netta kW
Caso I	37	121	-84
Caso II	122	93	29

In relazione alle emissioni di gas con effetto serra nelle operazioni di smaltimento dei fanghi è opportuno precisare che:

- l'utilizzazione agricola non comporta emissioni;
- l'incenerimento comporta emissioni se è utilizzato combustibile fossile;
- la discarica comporta emissioni di CH_4 per la quota parte non veicolata nei sistemi di captazione del biogas che prudenzialmente può essere stimata pari ad almeno il 30 % della produzione totale.

Si può stimare che attualmente siano smaltiti in discarica in Italia almeno il 70 % del totale dei fanghi prodotti e cioè circa 800.000 t/anno, con conseguente emissione di metano in atmosfera stimata in circa 40 milioni di m^3 /anno (circa 28.000 t/anno). Tale quantitativo corrisponde ad emissioni di CO_2 pari a circa 600.000 t/anno.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Le ricerche condotte dall'Irsa nel settore della depurazione delle acque di scarico consentono di evidenziare interessanti prospettive di ridu-

zione delle emissioni di gas ad effetto serra seguendo una corretta impostazione progettuale e conduzione degli impianti. Si può stimare che dotando gli impianti di sedimentazione primaria assistita è possibile ottenere un risparmio dei consumi di energia elettrica pari a circa il 30 %. Tale risparmio energetico corrisponde ad una riduzione di emissioni di CO_2 pari a circa 1.000.000 t/anno. La riduzione progressiva dello smaltimento in discarica dei fanghi, promuovendo sia la utilizzazione agricola di fanghi biologici non inquinati, sia l'incenerimento con impianti integrati senza consumo di combustibile fossile, consente poi di risparmiare le emissioni di metano in atmosfera dalle discariche che sono state valutate circa 600.000 t/anno di CO_2 equivalente. Il risparmio complessivo di CO_2 emessa è quindi di circa 1.600.000 t/anno pari cioè allo 0,35 % del totale delle emissioni di CO_2 nel nostro Paese.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Enerdata 2005. *Enerdata Yearbook 2005*. Enerdata Global Energy Intelligence.
- Ramadori, R., Marani, D., Renzi, V., Passino, R. & Di Pinto, A.C. 2005. Rethinking Sewage Treatment by Enhancing Primary Settling with Low-Dosage Lime. *Water Science Technology*, 52(10-11), 185-192.
- Mininni, G., Braguglia, C. M., Ramadori, R. & Tomei, M. C. 2004. An innovative sludge management system based on separation of primary and secondary sludge treatment, *Water Science Technology*, 50(9), 145-153.
- Tomei, M.C. & Ramadori, R. 2002. *ASCAM (Activated sludge Computer Aided Modelling) Teoria e manuale d'uso del software*. Quaderno dell'Istituto di Ricerca Sulle Acque, n. 117., 123 pp.

Sviluppo di Strumenti di Supporto alle Decisioni per la mitigazione degli effetti dei cambiamenti climatici sull'ambiente

G. Trombino, S. Cinnirella, N. Pirrone

Istituto sull'Inquinamento Atmosferico, CNR, Rende, Italia

g.trombino@cs.iaa.cnr.it

SOMMARIO: La riduzione degli effetti indotti dai cambiamenti climatici sugli ecosistemi acquatici o terrestri passa attraverso una pianificazione ambientale strategica che deve includere strumenti e metodologie di analisi messe a punto dalla ricerca scientifica. A tale scopo è stata sviluppata una metodologia di analisi, ad approccio multi-disciplinare ed integrato per valutare l'impatto di scenari di evoluzione socio-economica su una emergenza di carattere ambientale. In questo articolo si riporta il caso dell'eutrofizzazione del Nord Adriatico in seguito al rilascio di nutrienti del bacino del Po.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

1.1 Introduzione

Una tra le maggiori problematiche a livello Europeo in relazione alla protezione dell'ambiente è la necessità di sviluppare Strumenti di Supporto alle Decisioni (DSS), politiche che consentano l'implementazione delle normative Europee in materia di Ambiente integrando nei modelli di *Governance* tradizionali concetti come la 'Sostenibilità Ambientale'. I modelli tradizionali di *governance* assumono l'uomo come elemento dominante sulla natura e implicano che il sistema naturale può sostenere l'impatto di una crescita economica illimitata. Uno tra i maggiori effetti di questo modello di *governance* è l'impatto delle pressioni antropogeniche sul Clima. Pertanto è necessario costruire nuovi modelli di *governance* avvalendosi di strumenti e metodologie di analisi, sviluppate nel contesto della ricerca scientifica che riescano a valutare azioni specifiche a breve e lungo termine mirate al raggiungimento degli obiettivi di qualità ambientale e alla riduzione degli impatti sia sull'ambiente che sulla salute umana.

1.2 Metodologia

Alcuni progetti di ricerca finanziati dalla

Commissione Europea quali ad esempio MAMCS, EUROCAT, ELME, MERCYMS hanno avuto come scopo lo sviluppo di sistemi e metodologie di analisi ad approccio multi-disciplinare ed integrato al fine di valutare mettere a punto DSS per la gestione integrata dei sistemi (ad es. Bacino del Po e Nord Adriatico) o per analizzare l'impatto dell'inquinamento chimico sugli ecosistemi (ad es. mercurio nell'area del Mediterraneo). La metodologia di analisi è composta da una serie di elementi:

- il modello Determinanti-Pressioni-Stato-Impatto-Risposte (DPSIR);
 - l'analisi delle politiche di intervento;
 - la valutazione di scenari socio-economici di tipo Business-As-Usual (BAU), Policy Target (POT) e Deep Green (DG);
 - l'applicazione di un sistema integrato di modelli biogeochimici;
 - l'analisi Multicriteriale (MCA) per l'identificazione delle strategie efficaci nelle tre prospettive economica, ecologica e sociale.
- Il modello DPSIR (Figura 1) permette di stabilire le relazioni di causalità tra i determinanti antropogenici, le pressioni da essi esercitate e l'alterazione dello stato qualitativo degli ecosistemi naturali (Pirrone, *et al* 2005).

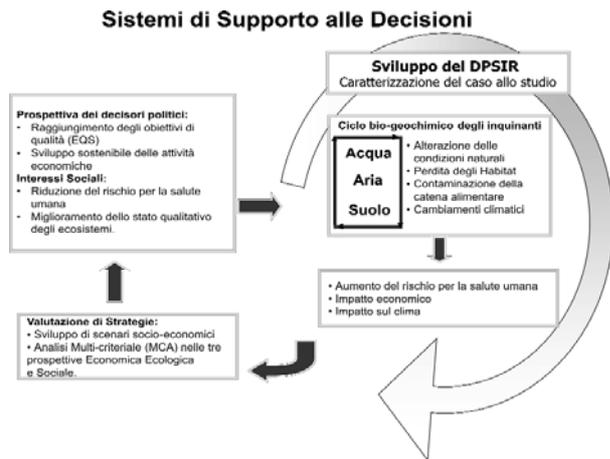


Figura 1: Sistema di supporto alle decisioni utilizzato per l'area allo studio.

Gli scenari hanno lo scopo di fornire l'immagine di come il sistema naturale potrebbe apparire in corrispondenza di alcune assunzioni e ipotesi socio-economiche (Turner *et al.*, 2002). La valutazione degli scenari socio-economici richiede un'accurata analisi dei Determinanti responsabili dell'alterazione dello stato qualitativo dell'ecosistema, per cui per ognuno di essi viene ricostruito il trend di almeno 20 anni. L'analisi delle politiche ambientali implementate a livello nazionale ed europeo e i protocolli internazionali consente di redigere una banca dati di tipo normativo contenente le opzioni di intervento o *policy options* attuali e previste, di cui si testerà l'impatto sugli ecosistemi mediante l'uso dei modelli biogeochimici. Infine, l'MCA degli scenari è lo strumento che consente di interpretare la risposta dell'ecosistema alle diverse tipologie di piano, nel rispetto sia degli obiettivi del decisore politico sia delle aspettative sociali. Simultaneamente viene implementato il principio di 'Partecipazione' alle decisioni politiche (riportato nella 2000/60/EC WFD) ed il processo di Valutazione Ambientale Strategica (D.lgs. 152 del 2006). A titolo esemplificativo, in questo articolo viene riportata l'applicazione della metodologia di analisi illustrata in precedenza al sistema integrato bacino del Po - area costiera del Nord Adriatico effettuata nell'ambito del progetto EUROCAT. Al fine di valutare l'impatto dei cambiamenti climati-

ci sull'eutrofizzazione (Eisenriech 2005, Cinnirella *et al.*, questo volume) agli scenari valutati vengono sovrapposte le ipotesi di variazione della temperatura e delle precipitazioni riportate in letteratura (IPCC 2001). Pertanto, verranno illustrati e discussi prima gli scenari valutati senza l'impatto dei cambiamenti climatici e successivamente, su alcuni di essi, verranno applicate delle ipotesi di variazione del clima.

2 RISULTATI RILEVANTI

2.1 Scenari socio economici senza l'impatto dei cambiamenti climatici

Il carico di nutrienti veicolato dal bacino del Po nel Nord Adriatico (Pressioni) è di 263000 t/a di azoto e 10750 t/a di fosforo. I maggiori determinanti, in relazione all'eutrofizzazione, sono l'agricoltura (23% di N e 11% di P), l'allevamento (40% N e 20% di P) e le acque reflue civili (23% di N e 56% di P). Lo stato qualitativo del Nord Adriatico, valutato con l'indice TRIX, assume valori tra pessimo e scadente (Pirrone *et al.*, 2005). In accordo con i trend e con le politiche economiche adottate nell'area di studio è stata formulata un'ipotesi di sviluppo socio-economico per l'area del Po o *story-line* e le informazioni sono state spazializzate mediante l'uso dei GIS. Gli scenari sviluppati per l'area allo studio sono stati formulati in accordo agli obiettivi di qualità riportati dalle Direttive europee e italiane (Trombino *et al.*, 2005).

Nello scenario BAU o scenario di trend si ipotizza il completamento dei piani e delle azioni in itinere in relazione al potenziamento delle infrastrutture quali fognature e depuratori. Negli scenari POT si considerano diversi livelli di implementazione legislativa: bassa (PT1), media (PT2) e alta (PT3) (Tab. 1). Ciò in accordo con la Direttiva sui Nitrati (91/676/EEC), che prevede una graduale riduzione delle emissioni di origine agricola, ed in accordo con la Direttiva sugli Impianti di Trattamento Urbani (91/271/EEC) che prevede una riduzione delle emissioni provenienti dal sistema urbano mediante l'adeguamento degli impianti di trattamento.

Tabella 1: Opzioni di intervento valutate per gli scenari 'Policy Target'

Scenari	Emissioni in area agricola	Emissioni dal comparto civile
PT1	Bassa	Media
PT2	Media	Alta
PT3	Alta	Alta

Nello scenario DG le opzioni di intervento considerate sono misure di massima riduzione delle emissioni di nutrienti anche per quelle aree per cui la normativa non lo prevede (Trombino *et al.*, 2005). Ciascuna *policy option* ha una duplice valenza: ecologica e socio-economica. Pertanto, per ciascuna opzione vengono calcolate sia le emissioni di N e P sia i costi di investimento necessari per l'attuazione della riduzione dei carichi (Trombino *et al.*, 2005). Mediante l'uso di un modello biogeochimico (Pirrone *et al.*, 2005) è stato valutato il carico di nutrienti veicolato dal Po nel Nord Adriatico per ciascuno scenario descritto in precedenza (Figg. 2 e 3).

Come evidenziato dai grafici, negli scenari BAU aumentano sia il carico di azoto, del 2,1-4,6%, che quello di fosforo, dello 0,5%-4,0%. Di contro, gli scenari POT mostrano una riduzione delle emissioni che diventa considerevole nel PT3 in cui si osserva una riduzione del 9,8 per N e 28,9% per P.

2.2 Scenari socio economici con l'impatto dei cambiamenti climatici

Come evidenziato dai risultati precedentemente illustrati gli scenari BAU risultano

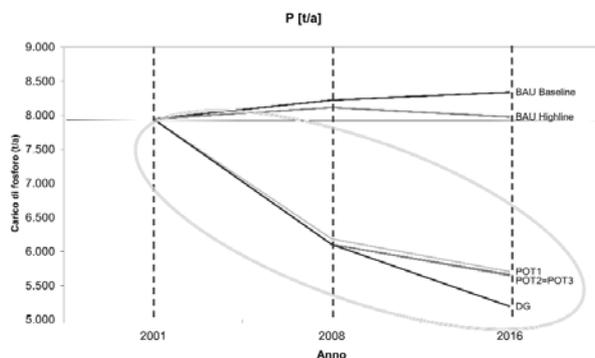


Figura 2: Variazione del carico di fosforo veicolato dal fiume Po nel Nord Adriatico secondo gli scenari BAU, POT, DG.

essere quelli maggiormente critici poiché prevedono un aumento dei carichi sia di N che di P. Pertanto, su tali scenari sono state applicate le ipotesi di variazione sia della temperatura che della precipitazione (Cinnirella *et al.*, questo volume). La riduzione delle precipitazioni induce una riduzione dei carichi veicolati e altera le stime effettuate in precedenza per quanto riguarda le emissioni sia del sistema urbano sia di quelle dall'area agricola. Inoltre, le simulazioni con un aumento degli eventi intensi di pioggia indicano un aumento dei carichi di nutrienti provenienti dal sistema urbano (1,8% di N e 2,3% di P).

2.3 Impatto dei cambiamenti climatici a livello di bacino e di area costiera

Nella Tabella 2 vengono sinteticamente riportati i fattori, sia ecologici sia socioeconomici, che risentono dell'influenza dei cambiamenti climatici ipotizzati. La variazione degli eventi di pioggia determina non solo effetti sullo stato ecologico degli ecosistemi ma anche sul sistema economico. Notevoli sono infatti gli effetti sull'agricoltura in termini di danni alle colture, variazione della disponibilità idrica e conseguente aumento dei prezzi dei prodotti. Inoltre, la variazione delle portate e l'alterazione del bilancio idrologico aumenta il rischio sia per gli eventi siccitosi sia per gli alluvioni con conseguenti danni sia al territorio (in termini di erosione, dissesto e perdita di aree umide e dei relativi ecosistemi) sia a settori produttivi trainanti quali agricoltura e turismo per l'area allo studio.

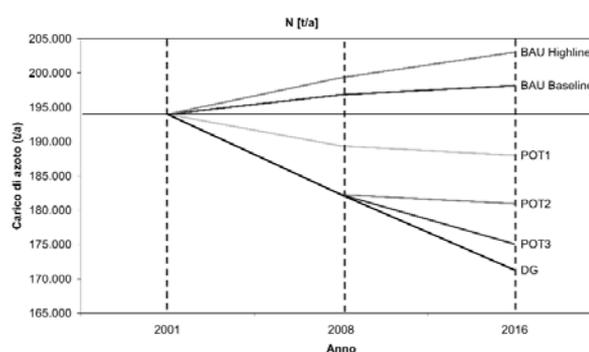


Figura 3: Variazione del carico di azoto veicolato dal fiume Po nel Nord Adriatico secondo gli scenari BAU, POT, DG.

Tabella 2: Effetti dei cambiamenti climatici sull'area allo studio.

Effetti del cambiamento climatico	
Bacino	
Agricoltura	Danni a colture ed allevamento; Aumento dei prezzi
Disponibilità idrica	Spostamento picchi di portata; Diminuzione disponibilità idrica;
Stato qualitativo delle acque	Variazione concentrazioni nutrienti; Aumento fenomeni trofici; Aumento intrusioni acque salmastre.
Ecosistemi Terrestri e Biodiversità	Aumento produttività primaria; Alterazione equilibri ecosistema; Perdita Habitat; Aumento rischio incendi; Estinzione specie
Ghiacciai	Arretramento dei ghiacciai Subsidenza con danni alle infrastrutture
Area Costiera	
Linea di costa e aree umide	Aumento dell'erosione costiera; Inondazioni permanenti; Perdita aree umide e habitat; Aumento rischio inondazione; Intrusioni saline;
Stato qualitativo delle acque	Aumento produttività primaria Aumento fioriture algali Variazione condizioni trofiche; Introduzione nuove specie (invasive) Perdita habitat e biodiversità.
Attività economiche	Riduzione presenze turistiche Riduzione delle attrattive

3 PROSPETTIVE FUTURE

Alla luce dei risultati ottenuti risulta necessario ed evidente includere gli effetti dei cambiamenti climatici all'interno delle normative che forniscono le linee guida per la pianificazione ambientale strategica come la 2000/60/EC WFD. Inoltre, è necessario perfezionare e sviluppare metodologie di analisi ad approccio multi-disciplinare ed integrato come quello illustrato in questo breve saggio al fine di supportare la formulazione e l'adozione di strategie efficaci per la riduzione e la mitigazione delle criticità ambientali. In questo contesto lo sviluppo di scenari socio-economici capaci di valutare tutti i fattori antropogenici che producono impatti sugli ecosistemi tenendo conto dei cambiamenti

climatici locali e globali, fornisce uno strumento di valutazione necessario per i decisori politici per l'adozione di strategie efficaci che devono includere:

- gli obiettivi ecologici in termini di rispetto degli standard di qualità ambientale e tutela del territorio e della biodiversità;
- gli obiettivi economici in termini di sviluppo sostenibile del sistema produttivo;
- gli interessi degli utenti in termini di aspettative sociali siano esse miglioramento della qualità della vita o riduzione dei rischi per la salute umana.

4 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Eisenreich S. J., Bernasconi C., Campostrini P., De Roo A., George G., Heiskanen A.-S., Hjorth J., Hoepffner N., Jones K.C., Noges P., Pirrone N., Runnalls N., Somma F., Stilanakis N., Umlauf G., van de Bund W., Viaroli P., Vogt J., Zaldivar J.-M., 2005. *Climate Change and the European Water Dimension*. EU Report No. 21553, EC-JRC, Ispra, Italy, pp.253.
- IPCC, 2001. *Climate Change 2001: the Scientific Basis*. Cambridge University Press: 881 pp.
- Pirrone N, Trombino G, Cinnirella S, Algieri A, Bendoricchio G, Palmeri L., 2005: The Driver-Pressure-State-Impact-Response (DPSIR) approach for Integrated catchment-coastal zone management: preliminary application to the Po catchment-Adriatic coastal zone system, *Regional Environmental Change*; 5: 111-137.
- Turner K R, (2002) Guidelines for Scenarios, Modelling and Institutional/Policy analysis: 'The Rhodos' Report, 51 pp (Integrated document of EUROCAT Project).
- Trombino, G, Cinnirella, S, Algieri, A, Pirrone, N., 2005: River Basin Management Plan for the Po Catchment under the Water Framework Directive. In *Geophysical Research Abstracts*; 7: 08857.
- <http://www.cs.iiia.cnr.it> per dettagli sull'attività di ricerca.

Utilizzo di modelli comprehensive per l'individuazione di strategie di mitigazione dei cambiamenti climatici

C. Cosmi¹, S. Di Leo¹, S. Loperte¹, F. Pietrapertosa¹, M. Salvia¹, V. Cuomo¹, M. Macchiato²

¹*Istituto di Metodologie per l'Analisi Ambientale, CNR, Tito Scalo (PZ), Italia*

²*Dipartimento di Scienze Fisiche, Università "Federico II", Napoli, Italia*

cosmi@imaa.cnr.it

SOMMARIO: L'individuazione di strategie di mitigazione dei cambiamenti climatici implica una attenta analisi delle implicazioni economiche e tecnologiche delle politiche energia-clima, nell'intento di offrire nuove prospettive strategiche e nuovi strumenti decisionali ai *policy makers*. L'articolo intende fornire una descrizione sintetica delle attività di ricerca in corso presso il CNR-IMAA riguardanti lo sviluppo di modelli e strumenti di supporto ai decisori politici per la valutazione degli effetti delle direttive UE in materia di energia ed ambiente e l'attuazione a scala nazionale e pan-europea di strategie volte al raggiungimento dei *target* prefissati. In particolare, nell'ambito dell'IP NEEDS, finanziato nel VI Programma Quadro dell'UE, viene sviluppata una metodologia integrata per l'analisi dei sistemi energetici (basata sull'utilizzo del VEDA – TIMES dell'AIE) finalizzata alla definizione di politiche energetico-ambientali includenti i costi esterni nel costo totale di beni e servizi. Nel seguito viene descritto lo stato dell'arte delle attività, in riferimento all'applicazione relativa al sistema energetico italiano.

1 IL PROBLEMA SCIENTIFICO

L'evidenza dei legami esistenti tra cambiamenti climatici, indotti dai gas serra di origine antropogenica, e problematiche energetico – economiche (uso inadeguato delle fonti fossili e delle tecnologie, incertezza dei prezzi ed incertezza nello sviluppo dei mercati della domanda e dell'offerta, ect.) fa sì che siano sempre più richiesti strumenti modellistici in grado di effettuare analisi di scenario al fine di re-orientare il sistema delle attività antropiche verso una configurazione che armonizzi salvaguardia ambientale, crescita economica e sicurezza nell'approvvigionamento energetico. Nell'ambito dello sviluppo sostenibile, le principali sfide scientifiche riguardano, attualmente, l'internalizzazione dei costi ambientali e la capacità di tener conto degli impatti totali del sistema antropico (produzione, uso e smaltimento di beni e servizi). La complessità e la dinamicità dei processi antropici e delle loro

interrelazioni con l'ambiente, rendono necessario pertanto lo sviluppo di strumenti modellistici avanzati per l'analisi quantitativa globale (*comprehensive*) a medio-lungo termine dei sistemi energetici in grado di evidenziare i cambiamenti nella struttura del sistema domanda-offerta, l'impatto delle nuove tecnologie in termini di ricadute ambientali e socio-economiche, ed il ruolo delle esternalità nel raggiungimento di obiettivi strategici. Un importante contributo a tali tematiche verrà fornito dal Progetto Integrato NEEDS "New Energy Externalities Developments for Sustainability" (<http://www.needs-project.org>), finanziato dal VI Programma Quadro dell'UE (Priorità tematica 6.1 "Sistemi energetici Sostenibili"). Tale progetto, in corso di svolgimento, è finalizzato alla definizione di una metodologia integrata per la valutazione dei costi totali (diretti ed esterni) e di politiche per lo sviluppo dei sistemi energetici a medio-lungo termine, a scala nazionale ed europea,

che focalizzano sui principali problemi ambientali ed energetici (cambiamenti climatici, inquinamento atmosferico a scala locale, valorizzazione delle risorse endogene).

2 ATTIVITÀ DI RICERCA

2.1 Obiettivi

Gli obiettivi principali dell'attività di ricerca riguardano, in generale, lo sviluppo di metodologie e modelli multicriteria in grado di rispondere alle istanze derivanti dai diversi ambiti (energetico, ambientale, tecnologico, socio-economico) e di supporto ai decisori politici nella definizione delle politiche energetico-ambientali, con particolare riferimento a strategie di mitigazione e di miglioramento della qualità dell'aria. Ciò si traduce operativamente nella messa a punto di strumenti modellistici innovativi in grado di valutare le ricadute delle politiche energia – clima in termini di risorse e tecnologie utilizzate e di impatto ambientale complessivo del sistema energetico, mettendo in evidenza il ruolo dell'innovazione tecnologica per il raggiungimento di obiettivi strategici (*target* di qualità ambientale, percentuale d'uso di fonti rinnovabili, etc.). Queste tematiche sono sviluppate in particolare nell'ambito del progetto NEEDS, linea di ricerca RS2a "Energy systems modelling and internalisation strategies including scenarios building", le cui attività sono coordinate dal CNR-IMAA. L'obiettivo principale della RS2a è infatti la definizione di una piattaforma modellistica alla scala europea, con disaggregazione a livello nazionale, costituita dal modello *comprehensive* NEEDS-TIMES Pan-Europeo, che integra con un approccio "multiregione" i modelli di equilibrio parziale di 29 stati europei. Tali modelli includono, nello sviluppo a lungo termine, informazioni provenienti da LCA and ExternE relative ad emissioni, materiali, fattori di danno ed esternalità energetiche. Il fine ultimo è quello di fornire all'UE uno strumento per confrontare e valutare le diverse misure strategiche (soglie di emissio-

ne di CO₂, *target* di uso delle fonti rinnovabili, ecc.) in relazione anche all'aumento dell'efficienza tecnologica, allo scopo di definire le priorità operative relativamente ad esigenze di salvaguardia ambientale e sicurezza nell'approvvigionamento energetico.

2.2 Metodologia

Il carattere fortemente innovativo della metodologia messa a punto risiede nell'integrazione operativa in un'unica piattaforma modellistica delle più diffuse metodologie per la valutazione dell'impatto delle attività antropiche (analisi *comprehensive*, Life Cycle Analysis - LCA ed ExternE) in cui dati di base sono forniti in *input* ai modelli di equilibrio parziale, in un processo iterativo di armonizzazione di metodologie, dati e risultati. Tale piattaforma modellistica è basata sul generatore di modelli TIMES (The Integrated MARKAL-EFOM System), ed è gestita dall'interfaccia utente VEDA (<http://www.kanors.com/software.htm>), entrambi sviluppati sotto l'egida dell'Energy Technology Systems Analysis Programme dell'Agenzia Internazionale dell'Energia (<http://www.etsap.org>) ed ampiamente diffusi in ambito internazionale per studi di pianificazione energetico-ambientale a medio-lungo termine, con particolare riferimento al problema delle politiche di mitigazione dei cambiamenti climatici e dell'inquinamento ambientale (e. g. Gielen, 2003; Rafaj *et al.*, 2005). Le principali caratteristiche del TIMES, implementato nel linguaggio di programmazione GAMS, sono:

- Rappresentazione dettagliata dei flussi di energia e materiale con un approccio lineare multiperiodale;
- Ottimizzazione lineare multiobiettivo (funzione obiettivo e vincoli lineari) per l'individuazione delle soluzioni di minimo costo;
- Rappresentazione dettagliata delle tecnologie esistenti e future relativamente ai parametri tecnico-economici ed ambientali, ed al turnover tecnologico (vintaging e technology learning);
- Orizzonte temporale di medio-lungo termine suddivisibile in periodi di tempo di lunghezza fissa e/o variabile, determinabile

- dall'utente in relazione alle necessità dell'analisi ed allo sviluppo tecnologico;
- Risoluzione multiregionale;
 - Possibilità di considerare l'elasticità della domanda e di modellizzare le curve di carico per elettricità, calore, raffrescamento;
 - Analisi dell'impatto di differenti politiche e meccanismi dei prezzi attraverso curve di trade-off.

Tale generatore di modelli permette pertanto di determinare la configurazione ottimale di un sistema energetico in termini di uso delle risorse e costo di beni e servizi in relazione a differenti vincoli esogeni e quindi di valutare quantitativamente le ricadute di diverse prospettive di sviluppo. La sua elevata flessibilità permette inoltre una facile integrazione dei parametri provenienti da LCA ed ExternE, consentendo di estenderne i risultati sull'orizzonte temporale considerato, assicurando la consistenza metodologica dei risultati.

3 RISULTATI RILEVANTI

L'attività di ricerca ha riguardato lo sviluppo e l'implementazione del modello NEEDS-TIMES Italia, finalizzato all'ottimizzazione dei flussi energetici del sistema italiano con riferimento ai principali macrosettori economici (Residenziale, Terziario, Agricoltura, Industria, Conversione energetica). In particolare, è stata definita la struttura di riferimento comune a tutti i modelli nazionali (Reference Energy System – RES, template per ciascun settore, database delle tecnologie energetiche) ed i meccanismi di trading tra le nazioni, con l'identificazione delle variabili di scambio per l'integrazione dei modelli nazionali nel NEEDS – TIMES Pan-Europeo (Cosmi *et al.*, 2006). Il modello NEEDS-Italia è stato poi calibrato ai dati statistici (bilanci energetici Eurostat 2000-2005). Successivamente, è stato implementato ed analizzato uno scenario riferimento “Business As Usual – BAU” (orizzonte temporale 2000 – 2050) che considera l'evoluzione tendenziale della domanda per ciascun macrosettore derivante dal modello GEM-E3 (dati DGTREN 2005), le proie-

zioni dell'Unione Petrolifera per il consumo di prodotti petroliferi, e le principali norme vigenti in materia di energia ed ambiente (percentuali d'uso delle rinnovabili e dei biocombustibili, etc.). Si è quindi analizzata la risposta del modello in relazione a tali condizioni al contorno in termini di uso di combustibili, tecnologie, e di emissioni di CO₂. I risultati ottenuti hanno evidenziato, dal 2005 al 2050, un aumento del consumo di metano e di prodotti petroliferi nella maggior parte dei settori di domanda (che, data la scarsità di risorse endogene, si ripercuote nell'aumento delle importazioni), nonché di energia elettrica. Il calore prodotto da autoproduttori in impianti di cogenerazione ha poi un'alta percentuale di utilizzo nell'Industria (15%). Nel settore dei Trasporti, i prodotti petroliferi continuano ad avere un ruolo predominante, con una piccola percentuale di utilizzo di biocombustibili (7%). Sull'intero orizzonte temporale le fonti rinnovabili, in ottemperanza agli obiettivi nazionali, contribuiscono al soddisfacimento della domanda per il 7% nei Trasporti, per il 7% nel Terziario, per il 3% nel Residenziale e per lo 0.3% nell'Industria. I settori in cui si rileva un aumento dei consumi sono Industria (+74% in totale, di cui l'86% relativo ai soli combustibili che contribuiscono alle emissioni di CO₂), Trasporti (+32%) e Terziario (+27%) mentre nel Residenziale si ha una diminuzione dei consumi del 12% grazie all'aumento dell'efficienza energetica. Le emissioni di CO₂ prodotte dalla combustione, in assenza di vincoli specifici, aumentano ten-

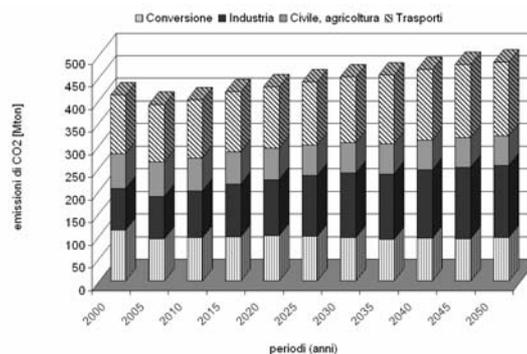


Figura 1: Andamento delle emissioni di CO₂ per settore.

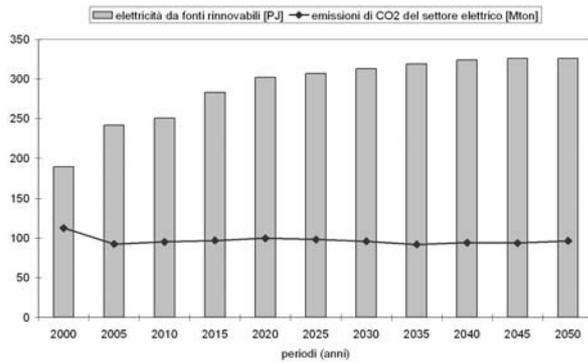


Figura 2: Confronto tra gli andamenti della produzione di elettricità da fonti rinnovabili e le emissioni di CO₂.

denzialmente del 18% tra il 2000 e il 2050, non soddisfacendo quindi il *target* di riduzione dei gas serra previsto per l'Italia dal Protocollo di Kyoto.

Industria e Trasporti sono i settori che contribuiscono maggiormente (+72% e +26% al 2050). In particolare, nell'Industria, nonostante l'attivazione di tecnologie *no regret* di sequestrazione della CO₂, che consentono di abbattere il 10% delle emissioni, si registra un aumento complessivo delle emissioni a fronte dei maggiori consumi di petroliferi e carbone. Nel Terziario e nell'Agricoltura si ha invece una riduzione delle emissioni del 15% grazie all'utilizzo di tecnologie più efficienti e di collettori solari. Le emissioni di CO₂ si riducono anche nel settore della produzione dell'energia elettrica (-14%), grazie all'utilizzo delle nuove tecnologie, ad un maggiore ricorso alla cogenerazione ed al significativo incremento della produzione da fonti rinnovabili (+26%) (Figura 2).

Ulteriori sviluppi del modello e della metodologia (introduzione dei coefficienti di emissione per emissione di CO₂ da processo, gas serra e inquinanti a scala locale, di funzioni di danno e costi esterni) permetteranno di individuare la configurazione ottimale del sistema energetico e le priorità operative per l'implementazione di strategie di mitigazione dei cambiamenti climatici e di miglioramento complessivo della qualità dell'aria a scala

nazionale e Pan Europea.

4 PROSPETTIVE FUTURE

Gli obiettivi futuri della ricerca riguarderanno l'analisi di scenario e di sensibilità volte all'individuazione dei target ottimali di riduzione degli impatti derivanti dall'intero ciclo di vita di beni e servizi e dei livelli di internazionalizzazione dei costi esterni per il raggiungimento di obiettivi strategici.

5 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Cosmi C., Blesl M., Kanudia A., Kypreos S., Loulou R., Smekens K., Salvia M., Van Regemorter D. and Cuomo V. 2006. Integration of country energy system models in a Pan European framework for supporting EU policies. In C.A. Brebbia (ed.) *Environmental Economics* 2006; 95: 97-106, Southampton (UK) and Boston (USA): WIT Press.
- Gielen, D. 2003. The Future Role of CO₂ Capture and Storage - Results of the IEA-ETP Model, *IEA/EET Working Paper*, EET/2003/04.
- Rafaj, P., Kypreos, S., Barreto, L., 2005: Flexible Carbon Mitigation Policies: Analysis with a Global Multi-regional MARKAL Model. In Haurie, A., Viguier, L. (eds.) *Coupling Climate and Economic Dynamics*, Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.

Struttura produttiva territoriale ed efficienza di emissioni attraverso la NAMEA regionale

M. Mazzanti^{1,2}, A. Montini^{1,3}, R. Zoboli^{1,4}

¹*Istituto di Ricerca sull'Impresa e lo Sviluppo, CNR, Milano, Italia*

²*Dipartimento di Istituzioni, Economia e Territorio, Università di Ferrara, Italia*

³*Dipartimento di Scienze Economiche, Università di Bologna, Italia*

⁴*Università Cattolica, Milano, Italia*

ma.maz@iol.it

SOMMARIO: Vengono esaminate le relazioni fra struttura produttiva regionale ed emissioni di gas serra utilizzando i dati NAMEA (*National Accounting Matrix including Environmental Accounts*) per il Lazio relativi all'anno 2000. L'obiettivo è mostrare come i dati NAMEA possano fornire una buona base per comprendere le relazioni fra economia ed emissioni, e possano quindi fornire supporto ai decisori pubblici. Sebbene ISTAT abbia prodotto conti NAMEA a livello nazionale per il 1990-2002, quella per il Lazio per il 2000 è la prima NAMEA di scala regionale prodotta in Italia. Nel lavoro è stata applicata alla NAMEA Lazio un'analisi *shift share* al fine di esaminare quali siano i fattori determinanti del gap dell'efficienza di emissioni atmosferiche fra Lazio e situazione media Italiana. L'analisi *shift share* permette di isolare forze distinte: la prima legata al mix strutturale o industriale del territorio, la seconda basata sull'efficienza specifica di emissione dei singoli settori, la terza costituita dalla covarianza dei primi due fattori. In questa versione, tra le dieci categorie di emissioni disponibili in NAMEA, vengono esaminate solo quelle di CO₂, N₂O e CH₄.

1 INTRODUZIONE

ISTAT (2005) ha prodotto la prima NAMEA (*National Accounting Matrix including Environmental Accounts*) di scala regionale disponibile in Italia, che è riferita al Lazio per l'anno 2000. In questo lavoro, presentiamo alcune elaborazioni sui dati NAMEA per il Lazio con l'obiettivo di evidenziare come tale strumento di contabilità ambientale possa fornire elementi utili al sistema di conoscenza che supporta i processi decisionali delle politiche anche su scala regionale. La caratteristica più importanti di NAMEA è quella di riferire le emissioni (atmosferiche) ai settori produttivi che le generano, e consente quindi di calare direttamente l'analisi sulle implicazioni in termini di pressioni sull'ambiente del sistema produttivo locale, che è l'oggetto delle politiche regionali di sviluppo.

2 INTENSITÀ DI EMISSIONE E STRUTTURA PRODUTTIVA DEL LAZIO: UN'ANALISI *SHIFT-SHARE*

2.1 Introduzione e metodologia

L'analisi dell'intensità di emissione del sistema produttivo laziale viene effettuata mediante un'analisi di tipo *shift share* e viene qui presentata limitatamente a tre gas serra (CO₂, N₂O e CH₄)¹. Si utilizza, come misura dell'efficienza in termini di emissioni (dei settori e del sistema economico regionale/nazionale nel suo complesso), l'indicatore 'intensità di emissione' calcolato come rapporto fra emissioni e valore aggiunto ('tonnellate di emissioni per milione di € di valore aggiunto'). Tali indicatori di efficienza, come quelli di 'produttività' (rapporto tra variabile economica e variabile ambientale) vengono ampiamente utilizzati nella *Material Flow Analysis* (si veda, ad esempio, Femia *et al.*, 2001).

La scelta della metodologia *shift share* deriva dalla ricerca di effetti e fattori esplicativi dell'efficienza o inefficienza relativa del Lazio rispetto all'Italia che siano rappresentabili in modo più rigoroso e

¹Un'analisi estesa a tutti gli inquinanti inclusi in NAMEA Lazio, che include anche una mappatura sub-provinciale dei dati di emissione dagli inventari provinciali APAT, è sviluppata in Mazzanti, Montini e Zoboli (2007).

compatto rispetto ad una semplice analisi descrittiva. L'analisi *shift share*, che nasce negli anni sessanta come strumento di analisi di indicatori di produttività e occupazione regionale (Dunn, 1960), consente infatti di ricondurre il differenziale aggregato di efficienza/inefficienza tra Lazio e Italia a due fondamentali effetti: (i) quello di una differente composizione settoriale dell'economia regionale rispetto a quella nazionale e (ii) quello di una differente efficienza di emissione dei settori economici della regione rispetto alla media nazionale.

La metodologia qui adottata è simile a quella proposta da Esteban (2000), in cui la scomposizione standard viene estesa da due a tre componenti. La regione può infatti presentare una maggiore o minore intensità di emissione aggregata rispetto alla media nazionale (considerata come *benchmark*) a causa della combinazione di tre effetti: (a) un effetto 'strutturale'; (b) un effetto 'differenziale'; (c) un effetto 'allocativo'. L'effetto 'strutturale' (o di *industry mix*) cattura la parte di maggiore/minore intensità di emissione dovuta alla struttura settoriale del sistema economico. Assumendo invece che vi sia nella regione la stessa struttura settoriale che prevale nella media nazionale, il divario di intensità di emissione aggregata tra regione e media nazionale può dipendere da differenze nell'intensità di emissione specifica ad alcuni o tutti i settori considerati, catturate dall'effetto 'differenziale'. Infine, la componente 'allocativa' aggiunge un'informazione più analitica: la covarianza tra struttura settoriale (assumendo parità di efficienza) e differenza nelle intensità di emissione settoriali (assumendo parità di struttura settoriale) indica quanto (se) il sistema ha una specializzazione produttiva nei settori dove possiede un vantaggio comparato di efficienza.

In termini formali, utilizziamo un indicatore aggregato di intensità di emissione definito come $X = E/VA$ (E, emissione; VA, valore aggiunto) per la media nazionale e come $X_l = E_l/VA_l$ per il Lazio. Tale indicatore aggregato è scomponibile, sia per il Lazio sia per l'Italia, come sommatoria di $(E^s/VA^s) \cdot (VA^s/VA)$, dove VA^s/VA è la quota del valore aggiunto del settore s sul valore aggiunto totale (con s che va da 1 a j e dove j è il numero di sezioni delle classificazione ATECO delle attività economiche). Definendo inoltre l'indice di intensità di emissione X^s per ogni settore (in Italia $X^s = E^s/VA^s$, nel Lazio $X_l^s = E_l^s/VA_l^s$) e la quota di valore aggiunto settoriale $P^s = VA^s/VA$ per l'Italia e $P_l^s = VA_l^s/VA_l$, per il Lazio, si avrà:

Secondo la scomposizione *shift share*, la differenza totale tra intensità di emissione regionale e media nazionale, per ciascun inquinante, sarà pari alla somma di tre effetti, m_l , p_l e a_l , (ossia $X_l - X = m_l + p_l + a_l$).

Il primo effetto (strutturale), m_l , assume valore positivo (negativo) se la regione è 'specializzata' in settori a minore (maggiore) efficienza ambientale; assumerà valore minimo se la regione è specializzata nei settori mediamente più efficienti. Il secondo effetto (differenziale) p_l , assume valore positivo (negativo) se la regione è meno (più) efficiente in termini di emissioni specifiche dai settori produttivi. Infine, l'effetto di 'covarianza' tra i due precedenti (componente allocativa), a_l , è positivo (negativo) se la regione *non è (è)* specializzata nei settori

$$X = \sum_s P^s X^s$$

$$X_l = \sum_s P_l^s X_l^s$$

ri a maggiore (minore) intensità di emissione. Assumerà valore minimo se la regione è specializzata

nei settori nei quali registra il maggiore 'vantaggio comparato' (bassa intensità di emissione).

Tale scomposizione rende possibile una misura delle ragioni - legate alla struttura settoriale o legate allo stato medio delle tecnologie produttive, e quindi di emissione, nella regione rispetto alla media nazionale - che sottostanno ai differenziali di intensità di emissione tra regione e media nazionale. Ad esempio, potrebbe emergere che un valore più elevato dell'intensità di emissione regionale sia dovuta solo a ragioni di struttura produttiva, sulla quale la politica ambientale non può, direttamente, avere grande influenza, mentre potrebbe avere maggiori possibilità di azione se la relativa inefficienza regionale fosse dovuta ad inefficienza specifica dei settori, imputabile alle loro tecnologie oppure ad inadeguati assetti organizzativi e regolamentari.

2.2 Principali risultati

I risultati che presentiamo si riferiscono sia a tutti i settori produttivi sia a sotto-raggruppamenti rilevanti di settori. Considerando l'interpretazione del differenziale $X_l - X$, si noti che se positivo (negativo) la regione Lazio è relativamente meno (più) efficiente di quanto avviene nella media italiana (cioè produce più (meno) emissioni per unità di valore aggiunto) e lo stesso vale per i segni dei tre effetti definiti dalla *shift share*.

Un'analisi dell'indicatore aggregato ($X_l - X$) -

oggetto della scomposizione *shift share* - mostra che il Lazio è relativamente più efficiente per tutti gli inquinanti considerati (tabella 1).

Per quanto riguarda la CO₂, i risultati della scomposizione *shift share* (tabella 2) mostrano che l'efficienza del Lazio rispetto all'Italia risulta imputabile non ad una composizione settoriale favorevole dell'economia. L'effetto ha infatti un segno positivo: il Lazio è più specializzato in settori più intensivi nell'uso di CO₂, con un ruolo significativo delle produzione elettrica. È dovuto invece ad una maggiore efficienza di emissione. Considerando N₂O e CH₄, tutti e tre gli effetti identificati dalla *shift share* presentano valori negativi, evidenziando quindi una maggiore efficienza del Lazio, sia derivante dalla composizione settoriale dell'economia sia da ragioni legate alle minori emissioni per unità di valore aggiunto; la covarianza negativa tra *m* e *p* mostra inoltre come la regione sia specializzata in settori dove è maggiore la sua efficienza per tali emissioni.

I risultati dell'analisi *shift share* sugli aggregati dei comparti manifatturieri, dei servizi e di un gruppo definito 'altri settori industriali' permettono un'ulteriore lettura *all'interno* del sistema economico laziale (tabella 3). Un'osservazione attenta merita CO₂. In questo caso è evidente che il vantaggio comparato del Lazio è spiegato dal forte apporto dei settori ATECO C,E,F. Pur rimanendo l'effetto strutturale positivo (peso nel sistema produttivo laziale di settori relativamente meno efficienti), il

Tabella 1 – Intensità di emissione per inquinante (tonnellate di emissione per milione di euro di valore aggiunto, 2000).

Inquinanti	Lazio	Italia
CO ₂	221,860	381,072
N ₂ O	0,054	0,130
CH ₄	1,148	1,769

differenziale di efficienza pura e la covarianza tra i due elementi presentano segni negativi molto elevati.

Per N₂O gli 'altri settori industriali' sono meno efficienti rispetto alla media del sistema economico laziale, mentre la manifattura presenta un dato di efficienza maggiore. Si noti che la componente *m* della *shift share* è positiva in tutte e tre le disaggregazioni settoriali, mentre nell'insieme del sistema economico presentava segno negativo. Questo dovrebbe dipendere da un segno negativo per i set-

tori "esclusi" dalla presente analisi (agricoltura) e dalla rilevanza di tale inquinante in questo comparto produttivo. Riguardo a CH₄, il *minore* differenziale di efficienza di manifattura e servizi, rispetto all'efficienza riscontrata in media per il Lazio, dipende dal cambiamento di segno dell'effetto strutturale, positivo per entrambi i macro-settori: sembra quindi che internamente a manifattura e servizi la composizione del valore aggiunto non sia premiante in termini di efficienza di emissioni, anche se rimane il segno negativo dell'effetto (favorevole al Lazio). Vi è invece un valore rilevante della componente *p* della *shift share* (differenziale di efficienza). Pur rimanendo positivo il fattore *m*, gli 'altri settori industriali' presentano un marcato effetto di efficienza pura, ed una covarianza molto elevata rispetto a servizi e manifattura.

3 CONCLUSIONI E POSSIBILI SVILUPPI

Un'immagine generale del sistema energia-emissioni laziale emerge da varie analisi recenti (in particolare Regione Lazio, 2001; ARPA Lazio, 2005; ENEA, 2006) da cui risulta che per molte emissioni atmosferiche, il Lazio è caratterizzato, in confronto alla media nazionale, da una notevole efficienza. Rispetto a tale quadro, anche la nostra analisi mostra che, per tutti i gas serra considerati, la somma delle tre componenti di *shift share* porta il Lazio ad un vantaggio rispetto alla media nazionale. Tuttavia, interpretando ciascuno dei tre effetti da noi identificati, notiamo alcuni elementi di criticità 'negativa' per la regione.

Innanzitutto, considerando l'effetto di composizione settoriale del sistema economico, esso risulta non premiante in termini di efficienza per le emissioni di CO₂, vale a dire che per esse la composizione settoriale dell'economia laziale è relativamente sfavorevole. Ciò può riflettere, a livello di settori produttivi, il notevole peso della produzione termoelettrica regionale. Inoltre, anche se il Lazio risulta in complesso molto 'terziarizzato', ciò non sembra determinare di per sé un vantaggio decisivo rispetto alla media italiana. In generale, infatti, è il secondo effetto isolato dalla *shift share*, quello di efficienza specifica dei settori, a dominare quantitativamente sul primo effetto, quello di composizione settoriale.

L'analisi *shift share* disaggregata per macrosettori fa emergere alcuni interessanti elementi aggiuntivi. I differenziali di efficienza totali, per tutti gli inquinanti, permangono a favore del Lazio in ogni set-

Tabella 2: Coefficienti dell'analisi *shift share* per il sistema economico (tutti i settori).

Emissione	X_I	X	$X_I - X$	Differenza %	m	p	a	$m+p+a$
CO ₂	221,860	381,072	-159,212	-42%	26,429	-159,253	-26,388	-159,212
N ₂ O	0,054	0,130	-0,076	-59%	-0,0272	-0,0428	-0,006	-0,076
CH ₄	1,148	1,769	-0,621	-35%	-0,136	-0,471	-0,0130	-0,621

Tabella 3: Coefficienti dell'analisi *shift share* per Manifattura, Servizi e Altri settori industriali.

	Emissione	X_I	X	$X_I - X$	Differenza %	m	p	a	$m+p+a$
Manifattura	CO ₂	426,282	469,605	-43,323	-9%	90,967	-104,519	-29,771	-43,323
	N ₂ O	0,027	0,163	-0,136	-83%	0,1788	-0,136	-0,178	-0,136
	CH ₄	0,261	0,421	-0,160	-38%	0,154	-0,194	-0,120	-0,160
Servizi	CO ₂	97,181	112,641	-15,460	-14%	8,895	-23,946	-0,408	-15,460
	N ₂ O	0,010	0,013	-0,003	-27%	0,0018	-0,0046	-0,0007	-0,0035
	CH ₄	0,651	0,706	-0,055	-8%	0,1999	-0,1978	-0,0566	-0,0546
Altri settori industriali	CO ₂	1,315,702	2,529,417	-1,213,714	-48%	930,408	-1,556,852	-587,270	-1,213,714
	N ₂ O	0,057	0,102	-0,044	-44%	0,035	-0,057	-0,022	-0,044
	CH ₄	2,850	3,739	-0,888	-24%	1,340	-1,645	-0,583	-0,888

tore. Tuttavia, *relativamente al vantaggio* osservato per la media regionale, si nota che il ranking dei macrosettori nel contribuire a tale vantaggio è (1) attività estrattive, energia e costruzioni, (2) manifattura, (3) servizi. Gli 'altri settori industriali', e al loro interno il settore 'produzione-distribuzione di energia elettrica, gas, vapore e acqua', quindi, sembrano essere i principali *driver* settoriali della efficienza relativa del Lazio nelle emissioni dei principali gas serra.

Il nostro studio suggerisce che, anche con una sola NAMEA regionale è possibile mettere in luce aspetti del sistema regionale di emissioni potenzialmente interessanti per le politiche. Ovviamente, la disponibilità di un set più esteso di NAMEA regionali, sia nel tempo sia nello spazio, permetterebbe ulteriori approfondimenti. In particolare, permetterebbe di caratterizzare l'evoluzione temporale dei tre effetti identificati dalla *shift share*, separando l'evoluzione dei fattori di struttura produttiva, oggetto di politiche regionali di sviluppo, dall'evoluzione degli effetti di efficienza pura, collegabili allo stato delle tecnologie e della regolamentazione, e quindi oggetto delle politiche ambientali.

4 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

ARPA Lazio, 2005. *Rapporto sullo stato dell'ambiente del Lazio 2004*, Roma.

Dunn E.S., 1960. A statistical and analytical technique for regional analysis. *Papers and proceedings of the regional Science Association*, 6: 97-112.

ENEA, 2006. *Rapporto energia e ambiente 2005*, ENEA, Roma.

Esteban J., 2000. Regional convergence in Europe and the industry mix: a shift-share analysis, *Regional Science and Urban Economics*, 30: 353-64.

Femia A., Hinterberger F., Luks F., 2001. Ecological Economic Policy for Sustainable Development: Potential and Domains of Intervention for Delinking Approaches, *Population and Environment*, 23: 157-174.

ISTAT, 2005. *Contabilità ambientale e sviluppo. Rapporto finale*, Direzione Centrale della Contabilità Nazionale, Contabilità Ambientale, novembre 2005.

Mazzanti M., Montini A., Zoboli R., 2007. Struttura produttiva territoriale ed indicatori di efficienza ambientale attraverso la NAMEA regionale, Quaderni DEIT 1/2007, Università di Ferrara (disponibile anche a www.ista.it).

Regione Lazio, 2001. Piano energetico della Regione Lazio, DCR 14 febbraio 2001, n. 45, Roma.

***Emission trading* europeo e processi di eco-innovazione industriale**

S. Pontoglio, R. Zoboli

Istituto di ricerca sull'impresa e lo sviluppo, CNR, Milano, Italia

Università Cattolica, Milano

s.pontoglio@ceris.cnr.it

SOMMARIO: L'industria è responsabile in Italia di più di un terzo delle emissioni totali di anidride carbonica. L'Unione Europea ha introdotto nel 2003 (Direttiva 2003/87/CE), rendendolo operativo dal 2005, un sistema di *Emission Trading* che per ampiezza geografica, ammontare di emissioni coperte (50% circa del totale UE) e numero di imprese industriali coinvolte (12.000 circa) si qualifica come il più ambizioso schema di scambio dei permessi d'emissione esistente al mondo. La teoria economica e le indagini empiriche concordano nel riconoscere in generale alle politiche ambientali, ed in particolare agli strumenti basati su meccanismi economici e di mercato come l'*emission trading*, la capacità di stimolare complessi processi di eco-innovazione o "efficienza dinamica", vale a dire di generazione e/o adozione di innovazioni tecnologiche rivolte a ridurre le emissioni. Il progetto di ricerca in corso presso CERIS-CNR è finalizzato ad esaminare se ed in quale misura lo schema di *Emission Trading* europeo (EU ETS) costituisce uno stimolo all'introduzione ed allo sviluppo di tecnologie a bassa intensità carbonica e quali sono i fattori legati al *design* ed all'applicazione nazionale della Direttiva che influenzano tali effetti dello strumento di scambio dei permessi. Oltre alla ricostruzione delle basi teoriche dei processi di innovazione indotta, la ricerca verte sullo sviluppo di uno specifico caso di studio riguardante il settore industriale italiano della produzione di carta e paste per carta, finalizzato ad individuare le strategie di risposta delle imprese all'introduzione di un vincolo alle proprie emissioni e alla possibilità di commerciare permessi.

1 INTRODUZIONE

Il sistema di scambio europeo dei permessi d'emissione (EU ETS) introdotto dalla Direttiva *Emission Trading* e recepito in Italia con il Decreto-legge 12 novembre 2004, n. 273, è operativo dal gennaio 2005 (Fase I). Esso impone alle imprese di rispettare un limite alle proprie emissioni di CO₂, con la possibilità di scambiare i permessi di emissione relativi a quel limite. Si applica a circa 12.000 impianti, in Europa, di cui più di 1.000 in Italia, che emettono quasi il 50% delle CO₂ totale dell'Unione e appartengono ai seguenti settori: (a) attività di produzione di energia (impianti di combustione con potenza superiore a 20 MW); (b) raffinerie di petrolio e cokerie; (c) impianti di produzione e trasformazione dei metalli ferrosi; (d) industria dei mine-

rali non metalliferi (cementiera, del vetro e della ceramica); (e) industria cartaria. Il limite di emissione (*cap*) imposto agli impianti è espresso dal numero di quote stabilite a livello nazionale con il Piano Nazionale di Assegnazione¹ (PNA). Applicando le categorie individuate dalla teoria economica, il sistema di *emission trading* europeo si definisce di tipo *cap-and-trade*, dal momento che la compravendita avviene tra quei permessi che sommati compongono i tetti (*cap*) nazionali definiti nei PNA, che a loro volta compongono il *cap* comunitario.

Lo scopo dell'EU ETS, come di tutti gli sche-

¹ Decreto DEC/RAS/074/2006 del 23 Febbraio 2006. Nel complesso il PNA Italiano Fase I assegna un numero di quote pari a 669,34 MtCO₂ per l'intero triennio 2005-2007 (pari a 222,31 MtCO₂ per il 2005, 225,88 MtCO₂ per il 2006 e 221,15 MtCO₂ per il 2007).

mi di *emission trading*, è quello di ridurre i costi di realizzazione degli obiettivi di riduzione delle emissioni (vedi Kemp, 1997). Secondo le stime della Commissione, rispetto ad un costo stimato del target di Kyoto per la UE pari a circa 6 miliardi di €/anno, l'EU ETS potrebbe consentire di realizzare gli stessi obiettivi ad un costo di circa 3 miliardi di €/anno.

Le imprese/impianti assoggettati alla Direttiva, al fine di rispettare il limite alle emissioni imposti dalla normativa, hanno essenzialmente due alternative. La prima (*to make*) è operare interventi di riduzione delle emissioni attraverso il miglioramento dell'efficienza energetica, l'ottimizzazione dei processi produttivi o la riduzione dell'intensità carbonica, ad esempio passando a fonti di energia rinnovabile. Tali interventi possono comportare la diffusione di tecnologie esistenti a minore intensità energetica/carbonica oppure indirizzare le attività di R&S verso quelle soluzioni tecnologiche che consentono un risparmio di CO₂.

La seconda alternativa (*to buy, to sell*) è quella di bilanciare l'eventuale difetto/eccesso di emissioni rispetto ai permessi che hanno ricevuto (tenendo conto delle riduzioni di emissioni operate con delle innovazioni tecnologiche di cui sopra) attraverso l'acquisto/vendita di permessi di emissione di CO₂ sulle piattaforme strutturate di scambio a livello nazionale ed europeo, oppure attraverso scambi diretti tra operatori. Sulla base delle stime di PointCarbon (2007), il pur giovane mercato internazionale dei permessi di CO₂ ha realizzato nel 2006 transazioni per un totale di 1,6 miliardi di tonnellate di CO₂ (contro i 94 e 799 milioni registrati rispettivamente nel 2004 e 2005), per un valore complessivo di circa 22,5 miliardi di Euro.

2 OBIETTIVI E METODO DELLE RICERCA

La ricerca CERIS-CNR ha lo scopo principale di far emergere se e in che misura l'EU ETS realizza nella realtà le proprietà teoriche degli schemi di *emission trading* di stimolare inno-

vazione più di altri strumenti di politica ambientale.

La ricerca parte quindi parte dalla comparazione tra teoria economica dei permessi negoziabili d'emissione, definita da una vastissima letteratura, e realtà della *policy* attuata nella UE (*design*, previsioni e implementazione nazionale) attraverso quanto emerge dai documenti legislativi ufficiali, il monitoraggio del processo di applicazione nazionale, le serie storiche dei dati delle emissioni, le informazioni sulle quote assegnate e verificate contenute nel Registro Nazionale delle quote (CITL – *Community Independent Transaction Log*), i primi dati e analisi sul comportamento effettivo delle imprese partecipanti a livello europeo e nazionale.

Il tema specifico dell'influenza dell'EU ETS sulle decisioni di investimento e sull'attività innovativa è inoltre sviluppato attraverso un'analisi della risposta del settore cartario all'introduzione di un tetto alle proprie emissioni e, più in generale, dell'impatto dello schema sugli altri attori del sistema d'innovazione. Tale indagine utilizza anche questionari strutturati sottoposti alle imprese cartarie, interviste agli operatori principali e analisi specifiche del coinvolgimento del sistema di innovazione sia del settore cartario che, più in generale, dell'industria.

3 ALCUNI RISULTATI PRELIMINARI

Il progetto di ricerca è in corso, ed i risultati qui esposti sono preliminari e parziali.

L'esame della struttura dello schema di scambio europeo EU ETS evidenzia preliminarmente i seguenti elementi come quelli maggiormente influenti sull'innovazione tecnologica (Mazzanti, Pontoglio, Zoboli, 2004): (a) grado di severità o *stringency* del sistema (ammontare dei permessi); (b) principi settoriali di allocazione delle quote; (c) ampiezza del sistema (gas e settori inclusi); (d) *linking* con altri sistemi di scambio esterni; (e) orizzonte temporale/durata dello schema; (f) trattamento degli impianti nuovi entranti/chiusure. Per quanto riguarda il fattore (e), l'articola-

zione temporale dell'EU ETS in due fasi (I^a: 2005-2007, Fase II^a: 2008-2012, corrispondente al *compliance period* di Kyoto) che coprono nel complesso un orizzonte di otto anni può considerarsi, in assenza di un quadro definito per il post-2012, un orizzonte temporale troppo breve per orientare decisioni d'investimento caratterizzate da cicli di capitale ventennali, quali quelli osservabili nei settori industriali ad alta intensità di capitale, come il cartario.

Quanto al fattore (b), cioè i principi di allocazione delle quote, è stata osservata a livello europeo una scarsa armonizzazione, anche a causa della caratteristica di decentralizzazione del sistema, nel quale le autorità nazionali hanno ampia discrezionalità (seppure nell'ambito dei principi e guidelines uniformi a livello europeo). La teoria riconosce all'assegnazione delle quote/permessi tramite asta i maggiori potenziali stimoli all'innovazione, ma questo criterio ha trovato scarsa applicazione per il primo periodo 2005-2007, in cui la maggior parte dei permessi è stato assegnato a titolo gratuito (cosiddetto *grandfathering*).

Il fattore (a), cioè il grado di severità dell'obiettivo di riduzione, può essere considerato come condizione essenziale affinché il sistema di scambio possa essere da stimolo al processo di eco-innovazione. La *stringency* può essere calcolata come distanza dell'ammontare dei permessi allocati dalle emissioni *Business-as-usual*. Questa distanza (*emissions-to-the-cap*) può essere considerata un indicatore del grado di ambizione imposto da un Piano Nazionale di Allocazione. Al fine di misurare questa distanza, è necessario distinguere tra livello nazionale/settoriale/gruppi di impianti e, per ciascun livello esaminare il trend delle emissioni storiche, le quote allocate e le emissioni verificate. L'esame delle combinazioni tra i due criteri individuati fornisce un quadro di dettaglio; il posizionamento in aggregato dell'Italia, nasconde infatti posizionamenti settoriali differenziati, a loro volta scomponibili per categorie di impianti, che vedono alcuni settori/impianti con abbondanti permessi ed

altri con carenza di permessi.

In complesso, dal confronto tra quote allocate ed emissioni verificate a livello nazionale (anno 2005) è emerso che l'Italia per l'anno 2005 è risultata essere insieme a Spagna, Austria, Irlanda e Gran Bretagna fra i paesi nei quali il numero di quote/permessi distribuiti dal PNA sono risultate inferiori rispetto alle emissioni prodotte e verificate. Tale condizione caratterizza, a livello aggregato, l'Italia come compratore netto di quote/permessi sul mercato internazionale. Ma non tutti i settori (o impianti nello stesso settore) sono compratori, da un esame più approfondito si evince come tale condizione sia differenziata sia per settore che tra piccoli e grandi impianti.

Il livello d'indagine nazionale non consente ancora di identificare le cause del difetto di quote in aggregato, che potrebbero risultare dall'applicazione di un target di riduzione più ambizioso rispetto a quello degli altri paesi europei oppure dall'aumento delle emissioni nei settori industriali interessati al di sopra dello scenario BaU, oppure dagli scarsi interventi realizzati per abbattere le emissioni da parte degli impianti. In linea teorica nessuna di queste ipotesi può, per ora, essere esclusa.

4. L'INDUSTRIA CARTARIA E L'EMISSION TRADING

Il processo di fabbricazione della carta richiede significative quantità di energia, sotto forma sia di calore che di energia elettrica. Considerando che gli approvvigionamenti di fonti energetiche rappresentano generalmente per le cartiere la seconda voce di costo, con un'incidenza valutabile in media nell'ordine del 20% dei costi di produzione, si comprende perché esso sia annoverato tra i settori *energy-intensive*. Rispetto al trend storico, si è osservata una diminuzione costante dell'intensità energetica per unità di prodotto. Secondo le stime Assocarta (2006), negli ultimi 11 anni si è verificato infatti un miglioramento dell'efficienza energetica pari al 20%. Questo andamento è stato, ai fini del consumo energetico e delle emissioni, più che compen-

sato dalla crescita della produzione cartaria, che negli ultimi 10 anni è stata di circa il 3% medio annuo. Le emissioni di gas serra del settore cartario provengono principalmente dalle attività di produzione energetica e solo in minima parte si tratta di emissioni di processo.

All'industria cartaria sono state assegnate dal PNA italiano 5,02 MtCO₂ per il 2005, 5,09 per il 2006 e 5,16 per il 2007, comprensivi di 0,58 MtCO₂ di riserva per gli impianti nuovi entranti, valida per l'intero primo triennio. Le quote sono state allocate secondo il principio delle emissioni storiche (*grandfathering*), utilizzando la media del periodo 2000-2003 come base storica (Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio, 2006).

Il 55% delle emissioni è prodotto da 25 grandi impianti che emettono più di 50.000 tCO₂. I piccoli impianti, che emettono meno di 10.000 tCO₂ sono 57 e contribuiscono nel complesso solo al 5,75% dell'anidride carbo-

Tab. 1 Confronto fra allocazione ed emissioni dell'industria cartaria

N° impianti	Quote allocate PNA, tCO ₂ (2005)	Emissioni verificate, tCO ₂	Deficit/eccesso di quote, tCO ₂
163	4.899.076	5.096.179 ²	197.103 (4,023%)

nica prodotta dal settore.

Nel sistema di scambio europeo, l'industria cartaria italiana si posiziona tra i settori compratori (deficit di quote al 2005 pari a 197.103 tCO₂) e costituisce un'eccezione a livello europeo in quanto, negli altri 24 paesi dell'Unione (a parte per la Lituania), il medesimo settore è risultato essere venditore di

² I dati delle emissioni verificati provengono dal CITL, per 7 impianti manca l'indicazione delle emissioni verificate e si è quindi supposto che siano equivalenti a quelle allocate.

³ Vedi Ellerman e Buchner (2006). Nel contesto italiano, gli altri settori in difetto di quote sono il settore di generazione energetica ed il cementiero.

Tab. 2 Disaggregazione degli impianti cartari per dimensione ed eccesso/deficit di quote

Impianti	Unità	Eccesso di quote		Deficit di quote		N.a.*	
Piccoli (<10.000 tCO ₂ /a)	60	37%	15	25%	40	36%	5
Medi	94	58%	26	28%	66	60%	2
Grandi (>100.000 tCO ₂ /a)	9	5%	5	55%	4	4%	-
Totale	163	100%	46	28%	110	67%	7

* Impianti per i quali mancano le informazioni sulle emissioni verificate

quote³.

Quest'indicazione per l'aggregato cela in realtà posizioni differenziate fra i diversi impianti, che costituiscono il punto di partenza per identificare le strategie di risposta innovativa o meno delle singole imprese. Sul totale dei 163 impianti del cartario, 46 risultano avere registrato un eccesso di quote per l'anno 2005, i restanti sono invece stati caratterizzati da un difetto di quote. Un ulteriore distinguo opportuno riguarda la diversa condizione dei piccoli/grandi impianti.

La distinzione degli impianti per dimensione evidenzia come sia particolarmente numerosa la categoria degli impianti di piccole dimensioni che costituiscono il 37%. Questo dato riflette caratteri strutturali del tessuto industriale italiano. L'identificazione delle posizioni differenziate tra gruppi di impianti consente di individuare alcune delle caratteristiche delle imprese che possono influenzarne la risposta strategica e innovativa. L'effetto dell'applicazione della Direttiva è infatti influenzato dalla dimensione d'impresa e dalle risorse interne.

Il 67% degli impianti si trova in difetto di quote per un totale di 419.341 tCO₂ che costituisce la domanda di quote del settore cartario per l'anno 2005. L'offerta, proveniente dal 28% degli impianti, ammonta a 222.238 tCO₂. Da tale combinazione deriva il deficit com-

plexivo.

In generale, qualora un'impresa si trovi in difetto di quote, le alternative a sua disposizione per rispettare il *cap* imposto dalla normativa sono (a) il ricorso al mercato (acquisto di quote), (b) l'introduzione/programmazione di soluzioni tecnologiche che comportano una riduzione delle emissioni. Accanto a queste due alternative *make-or-buy* si affianca la possibilità di anticipare (*borrowing*) le quote assegnate per gli anni successivi, valida per il 2005-2006 ma non per il 2007.

Il ricorso al mercato può avvenire attraverso il trasferimento diretto da altri operatori o acquistando quote tramite le piattaforme di scambio strutturate che richiedono l'intermediazione di consulenti finanziari o brokers, o attraverso l'adesione a *Carbon Funds*.

Quanto alla realizzazione di interventi di riduzione, le opzioni tecnologiche in grado di ridurre le emissioni carboniche variano a seconda del processo produttivo adottato, e in generale possono ricondursi alle seguenti categorie: (1) ottimizzazione dei processi produttivi; (2) aumento dell'efficienza energetica dei processi; (3) aumento dell'efficienza energetica nell'auto-produzione di energia; (4) aumento del ricorso alle energie rinnovabili; (5) conversione (*fuel-switch*) a fonti energetiche a minore intensità di carbonio (6) variazione dell'offerta di prodotti.

L'esistenza di un tetto alle emissioni di CO₂ e di un prezzo internazionale del carbonio costituiscono inoltre un fattore di stimolo in mezzo a molti altri, i cui effetti di modulazione dell'innovazione ambientale vanno valutati in un orizzonte temporale lungo, che tenga conto dei cicli di capitale fisso.

L'esame dell'influenza delle politiche del clima sull'innovazione ambientale non può inoltre prescindere dall'integrazione nel campo di indagine delle altre politiche ambientali (in particolare per le rinnovabili e Direttiva IPPC) che interessano il settore cartario e dalla considerazione specifica delle opzioni tecnologiche di riduzione attualmente disponibili.

Oltre ad essere un fenomeno *multi-stimolo*,

l'eco-innovazione è inoltre un processo *multi-attore*. Pur essendo l'industria cartaria il destinatario diretto del vincolo alle emissioni, l'elaborazione di soluzioni tecnologiche coinvolge anche gli altri attori del *cluster* industriale e del sistema di innovazione, di cui fanno parte i fornitori di materie prime (setto- re forestale e riciclo) e prodotti chimici, i produttori di impianti e macchinari, i consulenti, gli istituti ed enti di ricerca, i fornitori di energia, i fornitori di servizi ed i consumatori.

Il processo di innovazione ha natura sistemica, e questo è particolarmente vero per l'industria cartaria, che si qualifica per un basso tasso di innovazione e ricerca interna, ma che è in grado di beneficiare dell'attività innovativa e degli avanzamenti tecnologici realizzati all'interno del proprio *cluster* (vedi Autio et alii, 1997). In tale ambito, di particolare importanza risulta essere il ruolo dei fornitori di impianti e macchinari, che sono oggetto di indagine della ricerca CERIS-CNR.

5 CONCLUSIONI E POSSIBILI SVILUPPI

La relazione intercorrente tra politiche ambientali e innovazione ambientale quali risposta strategica all'imposizione di un vincolo alle esternalità ambientali è stata scarsamente analizzata, soprattutto dal punto di vista empirico. L'emergenza del problema dei cambiamenti climatici, che richiede una soluzione soprattutto tecnologica per la mitigazione, fanno dello schema europeo di *emission trading* un caso di studio rilevante per validare empiricamente questa relazione, identificarne i fattori di influenza, contestualizzarla alla realtà industriale italiana ed elaborare proposte per i decisori pubblici per migliorare l'efficienza dinamica delle politiche per il clima.

L'esame dello schema europeo e delle fasi che hanno caratterizzato l'implementazione nazionale, ha consentito di individuare quei fattori e principi che possono limitare il potenziale impatto innovativo di questa politica ambientale. Anche se la teoria economica riconosce all'*emission trading* un'efficienza

dinamica, cioè una capacità di stimolare innovazione, maggiore rispetto a quella attribuibile a strumenti di politica ambientale basati sulla regolamentazione diretta (*command-and-control*), lo stimolo all'innovazione di questo strumento dipende in modo cruciale dal grado di ambizione delle riduzioni imposte e da diversi elementi di design del meccanismo di distribuzione delle quote ai singoli impianti, nonché dal prezzo del carbonio sui mercati internazionali.

A soli due anni dall'entrata in vigore del sistema di scambio europeo, è possibile cominciare ad esaminare la risposta strategica degli impianti all'applicazione della direttiva, per verificare l'entità del ricorso al mercato e l'influenza sulle decisioni d'investimento in nuove tecnologie e sulle attività di ricerca. I dati raccolti con il questionario e le interviste alle imprese consentiranno di analizzare nel dettaglio il posizionamento ed il comportamento del settore cartario. Lo studio del sistema d'innovazione dell'industria cartaria, l'identificazione degli attori e delle opzioni tecnologiche in grado di ridurre l'intensità carbonica del settore consentirà inoltre di verificare il ruolo delle politiche ambientali quali fattore di stimolo al processo di eco-innovazione e di elaborare proposte per favorire lo sviluppo e la diffusione di tecnologie a minore intensità di carbonio.

4 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Assocarta, 2006: *Rapporto Ambientale dell'industria cartaria*, Roma.
- Autio E., Dietrichs E., Führer K. and Smith K., 1997; *Innovation Activities in Pulp, Paper and Paper Products in Europe*, STEP Group Report 004-1997, Report to European Commission, DG-XIII, Oslo.
- Direttiva 2003/87/CE del Parlamento europeo e del Consiglio, del 13 ottobre 2003 *che istituisce un sistema per lo scambio di emissioni dei gas a effetto serra nella Comunità e che modifica la direttiva 96/61/CE del Consiglio*.
- Ellerman D., Buchner B., 2006: *Over-*
- Allocation or Abatement? A Preliminary Analysis of the Eu Ets based on the 2005 Emissions data*, Nota di Lavoro 139.2006, Feem, Milano.
- Kemp R., 1997; *Environmental Policy and Technical Change: A Comparison of the Technological Impact of Policy instruments*, Edward Elgar, Cheltenham, UK.
- Mazzanti M., Pontoglio S., Zoboli R., 2004: *Emission Trading in Lombardia: Studio per una ipotesi di azione a scala regionale*, Rapporto di ricerca IRER, Milano.
- Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio, 2006: *Assegnazione e rilascio delle quote di CO₂ per il periodo 2005-2007 ai sensi di quanto stabilito dall'articolo 11, paragrafo 1 della direttiva 2003/87/CE del parlamento europeo e del Consiglio*, DEC/RAS/074/2006 del 23.02.2006.
- PointCarbon, 2007: *Carbon 2007. A new climate for carbon trading*, Memo, 13 March 2006.

Indice degli Autori

- Abouabdillah A., 577
Accornero A., 271
Acri F., 551
Aires F., 43
Albani A. D., 205
Albertini F., 839
Alfieri S. M., 437, 625
Aliani S., 263, 291, 793
Alimonti M., 761
Allegrini I., 315
Amalfitano S., 573
Amato U., 625
Ambrosetti W., 601
Amori G., 689
Anav A., 487
Angeli L., 129, 735
Angelini F., 463, 475
Antonini A., 381
Anzalone E., 147
Arca B., 433, 721
Arduini J., 471, 475
Armeri G. M., 537
Aronica S., 533
Asioli A., 157
Astraldi M., 521
Atanassov At., 319
Azzali M., 267, 547
Azzaro F., 299
Azzaro M., 271, 299, 505, 561
Bacci L., 809
Bacci M., 823
Baldi M., 15, 23, 125, 241, 377, 233
Baraldi R., 641
Barbante C., 153, 311
Barbanti L., 601
Barnaba F., 463
Baroli M., 557
Baronti S., 365, 653, 681
Barra Caracciolo A., 573
Bartolini D., 743
Bartolini G., 233
Basilone G., 509, 529, 533, 537
Bassano B., 677
Bastianini M., 551
Bazzani G. M., 813
Bellante A., 529
Belosi F., 459
Benedetti E., 487
Benincasa F., 349, 369
Bergamasco A., 205, 259, 263, 291
Bernardi Aubry F., 551
Berretti F., 681
Bertolani L., 479
Bertoni R., 417, 613
Biagi S., 831
Bianchi F., 417, 551
Bianchini G., 69
Bianchini M. L., 513
Bindi M., 713
Boldrin A., 551
Bonafè U., 471, 475
Bonanno A., 517, 529, 533, 537
Bonasoni P., 471, 475
Bonazza A., 805

- Bordogna G., 253
Borghini M., 337
Borselli L., 743
Bortoli D., 319, 401, 483
Boschetti M., 253
Boschi C., 831
Bottai L., 129, 405, 735
Bozzano R., 105, 337
Bracco A., 59
Braguglia C. M., 843
Brandani G., 673
Brandini C., 333, 501
Brauer A., 295
Brivio P. A., 253
Brugnoli E., 649, 773
Brugnoni G., 245
Brunetti M., 117, 225, 229, 409
Budgell W. P., 259
Budillon F., 173
Budillon G., 271
Buffa G., 529
Buongiorno Nardelli B., 345
Buscaino G., 517, 529, 533, 537
Buttafuoco G., 237
Calanchi N., 295
Calfapietra C., 705
Callieri C., 613
Caloiero T., 237
Calzolari F., 471, 475, 483
Campanelli M., 447
Canali G., 201
Canessa B., 373, 413
Canu A., 433
Capecchi V., 373, 385
Capotondi L., 287
Caravati E., 613
Carbognin L., 205
Carbone C., 73
Carbone R. E., 113
Carfora M. F., 625
Carli B., 69
Carnazza S., 323
Carniel S., 205, 259
Carrada G. C., 271
Carrara E. A., 601
Carrara P., 253
Caruana L., 537
Caruso G., 561
Casarano D., 585
Casoli F., 839
Cassi P., 743
Catalano G., 271
Cavalcante C., 537
Ceccanti B., 739
Cecchi L., 233
Centritto M., 717
Cesaraccio C., 433, 657, 661, 765
Cescon P., 81, 153, 311
Ceseri M., 47
Cherubini M., 693
Cheruy F., 35, 39, 43, 835
Chiarle M., 757
Chiesi M., 701, 713
Chiggiato J., 259
Ciampittiello M., 609
Ciattaglia L., 323
Ciccarelli N., 221
Ciccioli P., 637
Cinnirella S., 89, 569, 847
Coe R. S., 173
Colella S., 525
Colin J., 357
Como S., 557, 565
Congeduti F., 35
Contesini M., 613
Conversi A., 541
Copetti D., 589
Corno G., 613
Cortesi U., 69
Corti S., 17, 541
Coscarelli R., 237, 739
Coscia M. R., 283
Cosmi C., 851
Costantini R., 129, 405, 735
Cozzi G., 311
Crisci A., 121, 241, 385, 405, 629, 669, 673, 777, 785, 801, 809
Crisciani F., 541
Cristaldi M., 689
Cristofanelli P., 471, 475
Cucco A., 557, 565
Cuomo V., 393, 467, 633, 851
Cuttitta A., 509, 529, 533, 537
D'Acqui L. P., 645
D'Argenio B., 147
Dalan F., 117

- Dallai L., 831
 Dalu G., 15, 125, 233
 Dalu G. A., 23, 377
 Damiani A., 487
 De Angelis P., 661, 705
 de Bernardi R., 621
 De Biasi A. M., 793
 De Chiara G., 121, 241, 785
 de Dato G., 661
 De Falco G., 557, 565
 De Felice A., 547
 De Filippis T., 413, 823
 De Girolamo A. M., 573, 577
 De Luca D., 577
 De Luca F., 573
 De Muro S., 557
 Decesari S., 55, 73, 77, 109, 475
 Del Bianco S., 69
 Delle Rose M., 161
 Dettori M., 657
 Di Carmine C., 441
 Di Leo S., 851
 Di Matteo L., 101, 459
 Di Menno I., 487
 Di Menno M., 487
 Di Nieri A., 537
 di Prisco G., 277
 Di Tomaso E., 467
 Di Vecchia A., 373, 413, 777, 823
 Dinelli E., 295
 Dini A., 831
 Dionisi D., 35
 D'Isidoro M., 27
 Donegana M., 169
 Donnici S., 201, 205
 Doronzo B., 245
 Dragone V., 585
 Duce P., 657, 661, 721, 765
 Esposito F., 393
 Esposito M., 357, 437, 625
 Fabbrici S., 839
 Facchini M. C., 55, 63, 73, 77, 109, 475
 Facini O., 665
 Fasano G., 349, 369
 Fazi S., 573
 Fedele F. G., 181
 Fenzi G. A., 565
 Ferrari R., 129, 405, 735
 Ferraro L., 209
 Ferreri V., 147
 Fibbi L., 241, 385, 713
 Fontana I., 533
 Fraedrich K., 3
 Frignani M., 287
 Furevick B., 835
 Fuzzi S., 55, 63, 73, 77, 109, 475
 Gabrielli P., 153, 311
 Gaetani M., 15, 23, 377
 Gambaro A., 81
 Garnier M., 581
 Gaspari V., 153
 Gasparini G. P., 521
 Geloni C., 831
 Genesio L., 241, 373, 629, 777, 789
 Genovese S., 533
 Georgiadis T., 665, 797
 Geraldi E., 467
 Gerli S., 197
 Gherardi F., 831
 Giacalone G., 529
 Giaccio B., 181
 Gianelli G., 831
 Giardino C., 613
 Giglio F., 271, 287, 421
 Ginnetti R., 113
 Gioli B., 85, 425, 429
 Giordano R., 819
 Giovanelli G., 319, 401, 483
 Giuliani G., 501
 Giuliano G., 827
 Giunta G., 437
 Gobbi G. P., 447, 463, 475
 Goncharov S., 533
 Gozzini B., 31, 241, 245, 385, 501, 669
 Grammauta R., 537
 Grenni P., 573
 Griffa A., 341
 Grifoni D., 31, 233, 385, 769
 Guala I., 557
 Guarnieri F., 241
 Guarracino M., 345
 Guidi M., 831
 Guilizzoni P., 197, 295, 593, 605
 Guzzella L., 605
 Hedgecock I. M., 93, 137
 Hempelmann A., 319

- Iacumin P., 193
Ianniello A., 315
Imberger J., 589
Incarbona A., 177
Innocenti L., 129, 735
Iorio M., 173, 303
Isaia R., 181
Jia L., 361
Jung G., 93
Kirk E., 3
Kostadinov I., 319, 401, 483
Koszalka I., 59
La Ferla R., 271, 299, 505, 561
La Mesa M., 267
Laing A. G., 113
Laj P., 475
Lami A., 197, 295, 593, 597, 605
Lanconelli C., 97, 327, 451
Landi T. C., 463
Lanfredi M., 633
Langone L., 271, 287, 295, 421
Langone R., 689
Lanini M., 681, 365
Lauteri M., 649, 693, 761, 773
Lenaz R., 421
Leonori I., 267, 547
Levizzani V., 113
Liberti G. L., 35, 39, 43
Liddicoat J. C., 173
Lionello P., 51
Lirer F., 209
Lo Porto A., 573, 577, 581
Longinelli A., 193, 421
Loperte S., 851
Loreto F., 637
Lucchini F., 295
Lunkeit F., 3
Lupi A., 97, 327, 451
Macchiato M., 633
Macelloni G., 389
Magliulo V., 357, 437, 625
Magni P., 557, 565
Magno R., 241, 405, 629, 789
Maimone G., 299, 561
Maione M., 471, 475
Maltese V., 537
Manca M., 197, 295, 597, 605, 621
Mancini M., 769
Mangoni O., 271
Manieri M., 649
Marabini F., 189
Maracchi G., 23, 31, 47, 85, 121, 129, 233, 241, 245, 353, 365, 373, 377, 381, 405, 413, 425, 429, 629, 641, 653, 665, 673, 681, 697, 701, 713, 735, 769, 777, 785, 797, 801, 809
Marani D., 843
Marchetto A., 197, 295, 593, 597, 605
Marinoni A., 471, 475
Markova T., 319
Maroscia G., 15
Marrese F., 241
Marsella E., 173
Marullo S., 345
Masciandaro G., 739
Maselli F., 373, 405, 645, 701, 713
Masiello G., 393
Masieri S., 401, 483
Masotti M., 113
Massacci A., 781
Massetti L., 673
Materassi A., 349, 369
Matese A., 85, 425, 429
Matteucci G., 417, 709
Mattioni C., 693
Maugeri M., 117, 225, 229, 409
Maurizi A., 27
Mazzanti B., 241
Mazzanti M., 855
Mazzola M., 97, 327, 451
Mazzola S., 509, 529, 533, 537
Melani S., 113, 333, 377, 381
Meloni R., 291
Menduni G., 241
Meneguzzo F., 47, 121, 241, 785
Menenti M., 357, 361
Messori G., 31, 669
Messina P., 805
Miglietta F., 85, 353, 365, 425, 429, 641, 653, 697, 705, 789
Miglietta M. M., 51
Minervino I., 739
Mininni G., 843
Mircea M., 27, 55, 63, 73, 77, 109
Misic C., 271
Modigh M., 271
Montesano T., 467

- Monticelli L. S., 299, 561
 Montini A., 855
 Morabito G., 597, 613, 617
 Morabito M., 233, 801, 809
 Mordenti A., 295
 Moret I., 81
 Moriondo M., 713
 Mortara G., 757
 Mosello R., 593, 597
 Motisi A., 665
 Motroni A., 657, 765
 Musazzi S., 197, 295, 605
 Nakajima T., 447
 Nanni T., 117, 225, 229, 409
 Nannicini L., 495
 Nardino M., 665
 Natale S., 509, 517, 533
 Nigrelli G., 685
 Olita A., 509, 517, 533
 Oreste U., 283
 Ori C., 421
 Oriani A., 761
 Orlandi A., 333, 381, 501
 Orlandini S., 769, 801, 233
 Ortolani A., 333, 377, 381, 501
 Ortolani F., 217
 Pagliarulo R., 165
 Pagliuca S., 217
 Palatella L., 51
 Palazzi E., 319, 401, 483
 Palchetti L., 69
 Palombo M. R., 725
 Paloscia S., 389
 Pampaloni P., 389
 Panzani P., 613
 Paoluzi A., 839
 Pappalardo G., 455
 Paradisi P., 51
 Pareti L., 839
 Pasi F., 385
 Pasini A., 7, 11, 689
 Pasquero C., 59
 Pasqui M., 47, 113, 121, 233, 241, 377, 777, 785
 Passarella G., 581
 Patti B., 517, 529, 533, 537
 Patti C., 537
 Pavese G., 393
 Paw U K. T., 721
 Pellegrini M., 193, 649
 Pellegrino L., 245
 Pellizzaro G., 433, 661, 721
 Pelosi N., 177, 209
 Pelosini R., 221
 Peluso T., 541
 Pensieri S., 105, 337
 Perilli A., 509, 517, 529, 557, 565
 Petralli M., 233
 Petritoli A., 319, 401, 483
 Petrucci O., 747
 Piani F., 31, 47, 121, 241, 385, 785
 Piazza R., 81
 Picco P., 337
 Pietrapertosa F., 851
 Pietrini F., 781
 Pini R., 169, 185
 Pirrone N., 89, 93, 137, 397, 569, 847
 Pisanelli A., 761
 Piscia R., 597
 Piva A., 157
 Placenti F., 537
 Polemio M., 585, 747
 Pontoglio S., 859
 Popov S., 533
 Portoghese I., 827
 Povero P., 271
 Prodi F., 101, 459
 Provenzale A., 3, 59, 221, 677
 Puddu A., 573
 Pugnetti A., 417, 551
 Purini R., 259, 263
 Rafanelli C., 323, 487
 Ragonese S., 513
 Raicich F., 249
 Rajagopal S., 565
 Rapparini F., 641
 Raschi A., 365, 653, 681, 697
 Ravaioli M., 271, 287, 417
 Ravazzi C., 169, 185
 Ravegnani F., 319, 401, 483
 Ribera d'Alcalà M., 177
 Ribotti A., 509, 517, 529
 Ricciardelli E., 467
 Riccio A., 437
 Rinaldi M., 73
 Roccato F., 471, 475

- Rocchi L., 413
Rodolfi A., 701
Rogora M., 593
Rolla A., 609
Romano F., 467
Ronchi C., 221
Rossi F., 665, 797
Rossi M., 385
Rossini G., 245
Ruggieri G., 831
Sabbioni C., 805
Saggiomo V., 271
Sagnotti L., 173
Salerno F., 597
Salis M., 721
Salvador Sanchis M. P., 743
Salvatori R., 307
Salvia M., 851
Santachiara G., 101, 459
Santese G., 577
Santi C. A., 645
Santi E., 389
Santinelli C., 495
Santoleri R., 345, 525
Santoro F., 557
Saporito L., 537
Scarascia-Mugnozza G., 649, 705, 709
Scartazza A., 245
Schiano M. E., 105, 337
Schröder K., 521
Sclavo M., 205, 259
Sellegrì K., 475
Selmo E., 421
Selvi F., 365
Sempreviva A. M., 835
Serandrei-Barbero R., 201, 205
Serio C., 393
Seritti A., 495
Simeone S., 557
Simoniello T., 633
Sirca C., 661, 721
Snyder R. L., 721
Socal G., 551
Solzi M., 839
Sorgente R., 509, 517, 533
Sorriso-Valvo M., 739
Spaccino L., 649
Spano D., 661, 721, 765
Sparnocchia S., 105, 337
Speranza A., 117
Sprovieri F., 137, 397
Sprovieri M., 147, 177, 209
Sprovieri R., 177
Stefani P., 681
Stroppiana D., 253
Szpunar G., 689
Taddei S., 85, 245
Tampieri F., 27
Tarchiani V., 823
Tartaglione N., 117
Tartari G., 479, 589, 597
Tartari G. A., 597
Tei C., 31, 385
Tinner W., 185
Tognetti R., 365, 653
Tomasi C., 97, 327, 441, 447, 451
Tomei M. C., 843
Torri D., 743
Torrìgiani T., 233
Toscano P., 85, 425, 429, 789
Tranchida G., 537
Transerici C., 35, 835
Trincardi F., 133, 157, 213
Trivellane G., 483
Trombino G., 569, 847
Tropeano D., 751
Turconi L., 751
Turetta C., 81, 153, 311
Ungaro F., 743
Uricchio V. F., 819
Vaccari F. P., 85, 245, 353, 365, 429, 653, 697, 789
Valev D., 319
Vallebona C., 373, 777
Vallorani R., 669
van der Velde G., 565
Vargiu A., 221
Vedernikov A., 101
Velea L., 35
Veneziani M., 341
Ventura A., 661, 721
Venzac H., 475
Verde C., 277
Verdicchio G., 133, 213
Verhoef W., 361
Verza G. P., 475

Vescovi E., 185
Vetrano A., 521
Vignaroli P., 373, 413, 823
Villani F., 693
Villani P., 475
Visconti A., 621
Vitale V., 97, 327, 451
Viterbi R., 677
von Hardenberg A., 677
von Hardenberg J., 3, 221
Vuillermoz E., 475, 479
Vurro M., 827
Werner R., 319
Wick L., 185
Yañez M. S., 743
Zaccone R., 561
Zaldei A., 85, 365, 425, 429
Zara P., 721
Zipoli G., 769
Zoboli R., 855, 859
Zoppini A., 573
Zora M., 537