



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 popolazioni 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 spazio-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. Roccatò, 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. Roccatò, F. Angelini, S. Decesari, M.C. 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

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.

1 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.

L'algoritmo implementato ha la seguente forma:

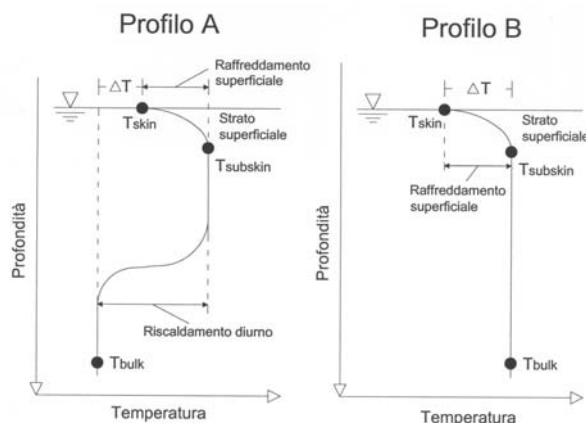


Figura 1: Rappresentazione schematica dei profili di temperatura del mare in funzione della profondità degli strati superficiali.

$$SST = A_0 \cdot T_{11} + (B_1 + B_2 \cdot T_{guess}) \cdot (T_{11} - T_{12}) + C_0, \quad (\text{Eq. 1})$$

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,...,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 radio-sondaggi 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 climato-

logici 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 $T_{subskin}$ a qualche mm, per la boa T_{bulk} 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.

Oltre all'analisi dell'entità delle discrepanze fra valori *in situ* e satellitari (tramite parametri statistici come MAE, RMSE, SDs) si è valutata

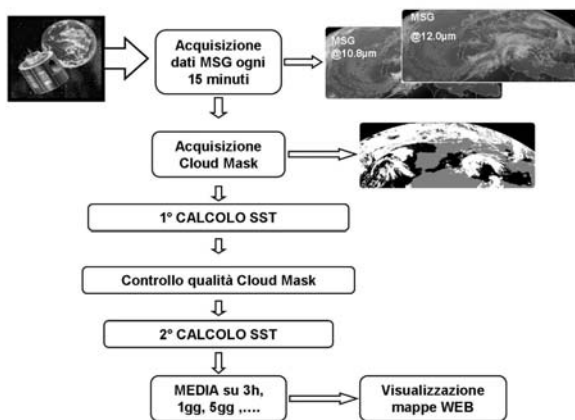


Figura 2: Schema riassuntivo del processo di calcolo della SST per il satellite geostazionario MSG-1.

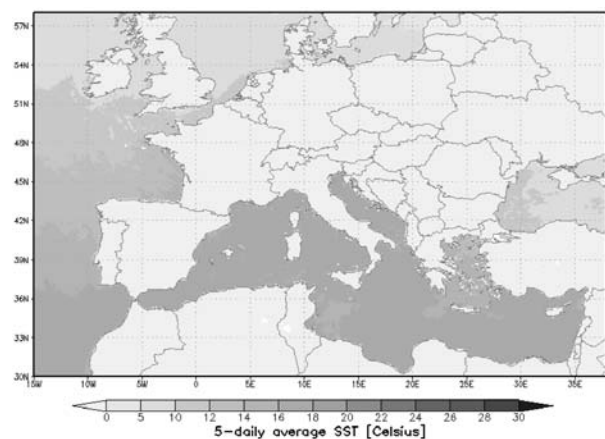


Figura 3: Mappa di temperatura superficiale del mare, mediata su 5 giorni, per il periodo 26 aprile – 01 maggio 2007.

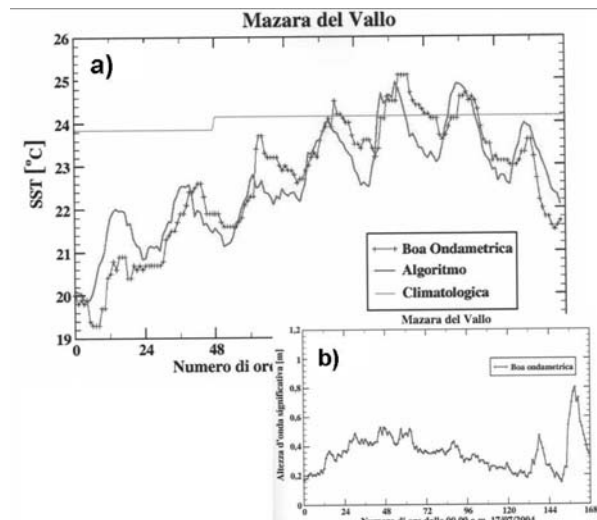


Figura 4: a) Grafico relativo alla boa di Mazara del Vallo, che rappresenta la SST (misurata, stimata e climatologia) in funzione delle ore trascorse dalle 00:00 a.m. del 17 luglio 2004. b): Corrispondente andamento temporale dell'altezza d'onda significativa per lo stesso periodo di tempo.

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., Le Borgne P., Marsouin A., 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., Bradley E.F., Godfrey J.S., Wick G.A., Edson J.B., Yung G.S., 1996. Cool skin and warm layer effects on sea surface temperature. *J. Geophys. Res.*, 101: 1295-1308.
- Francois C., Brisson A., Le Borgne P., Marsouin A., 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 per l'Automazione, CNR, Genova, Italia*

²*Istituto di Scienze Marine, CNR, Genova, 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. È 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

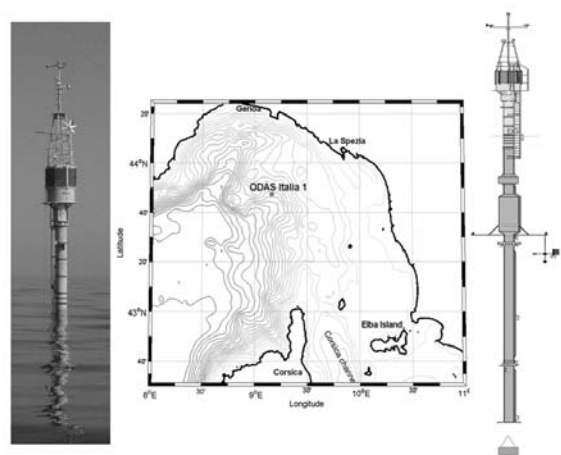


Figura 1: Il sito e la boa ODAS-Italia1.

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

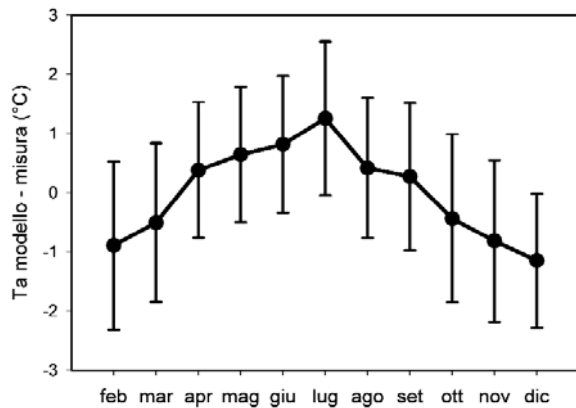


Figura 2: Differenze mensili tra la temperatura dell'aria misurata su ODAS e ottenuta dal modello ECMWF.

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

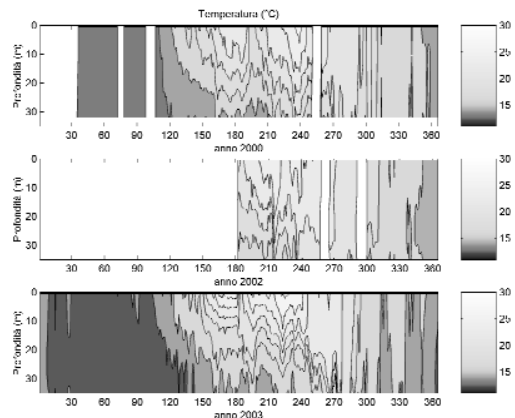


Figura 3: Temperatura del mare tra 0 e -35m negli anni 2000, 2002 e 2003.

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., 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*. Bostater C.R., Santoleri R. (eds.). *Atti del convegno SPIE*, 4544: 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*, 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*Dipartimento di Scienze Marine, Università della California, 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 formazione 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:

$$\begin{aligned} du' &= -u' T_{Lu}^{-1} dt - \Omega v' dt + (2 \sigma_u^2 / T_{Lu})^{1/2} d\xi_u \\ dv' &= -v' T_{Lv}^{-1} dt + \Omega u' dt + (2 \sigma_v^2 / T_{Lv})^{1/2} d\xi_v \end{aligned} \quad (1)$$

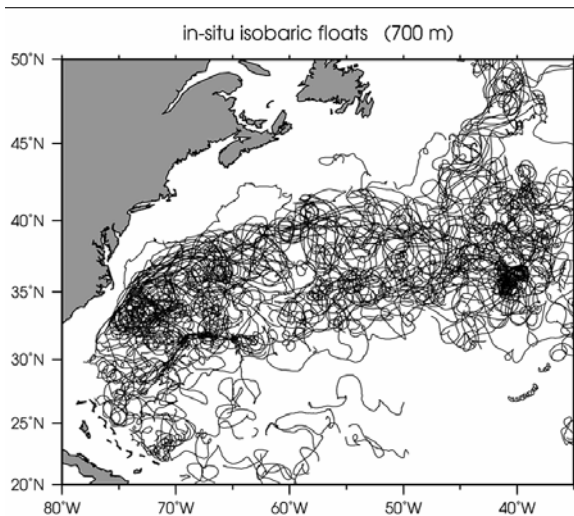


Figura 1: Traiettorie delle boe flottanti sottosuperficiali seguite acusticamente nella zona dell'Atlantico Nord Ovest a 700 m.

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 zonali 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 Figura 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.

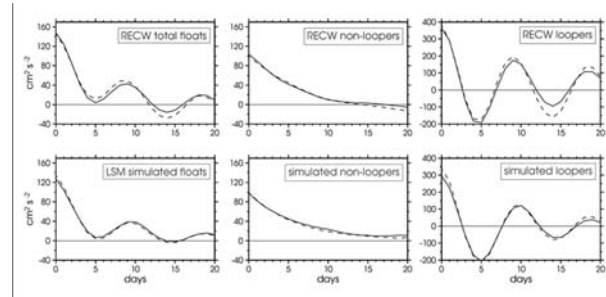


Figura 2: Funzioni di autocovarianza delle velocità zonale (linee solide) e meridionale (linee tratteggiate) calcolate da dati di boe flottanti (pannelli superiori) e dal modello LS (1) (pannelli inferiori). L'autocovarianza calcolata dal data set totale delle traiettorie (pannelli a sinistra) risulta 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 preliminari ottenuti per il data set delle boe superfi-

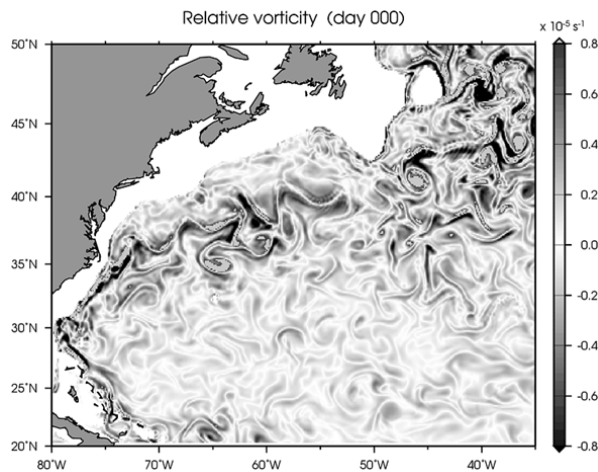


Figura 3: Campo di vorticità relativa dal modello MICOM a risoluzione di 1/12 di grado.

ciali 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*, presentato.
- 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 stampa.
- Elhmeidi D., Provenzale A., Babiano A., 1993. Elementary topology of two-dimensional turbulence from a Lagrangian viewpoint 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 Meteorol.*, 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

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

²Ente Nazionale per l'Energia e l'Ambiente, Frascati (Rm), Italia

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 la ricerca 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

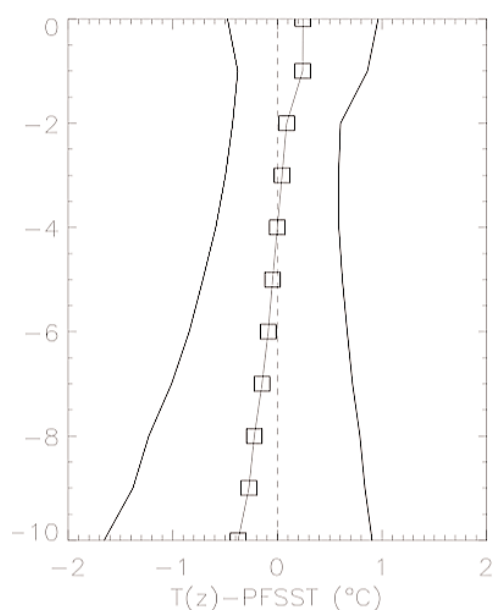


Figura 1: Differenza tra la temperatura T alla profondità z e la corrispondente PFSST.

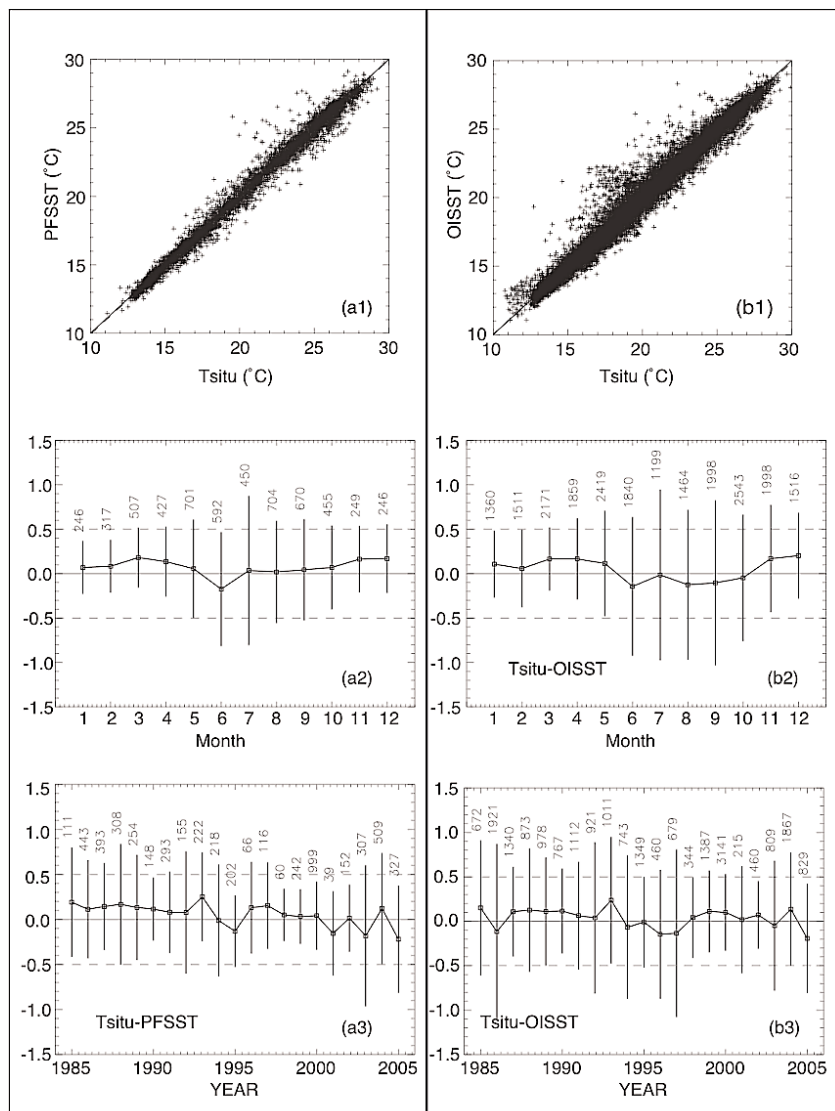


Figura 2: Confronto tra PFSST (a) e OISST (b) e osservazioni in situ: scatter plot Tsitu vs PFSST (1), andamento mensile medio (2), andamento interannuale (3). Le barre verticali rappresentano la deviazione standard delle differenze e presentano in alto il numero di matchup utilizzati per ciascuna stima.

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 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 temperatura superficiale e per coerenza con le definizioni di SST 'bulk' che si trovano in letteratura (Donlon e il GHRSSST science team,

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

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 Figura 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.

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.

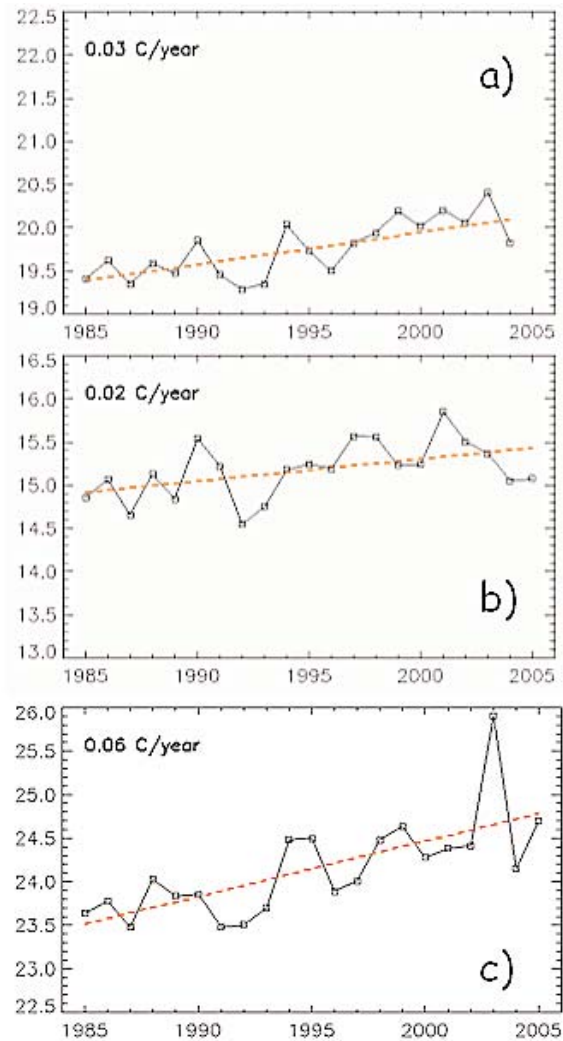


Figura 3. Medie annuali (a), e stagionali (inverno-b; estate-c) di OISST e fit lineari corrispondenti osservati nel periodo 1985-2005.

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

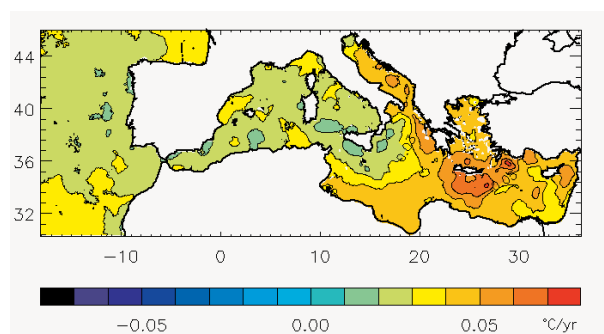


Figura 4. Distribuzione spaziale del trend lineare calcolato dalle OISST del Mediterraneo (1985-2005).

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. e il 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., Buongiorno Nardelli B., Guarracino

M., Santoleri R., 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., Podesta G.P., Evans R., 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, 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 subacquea in rapporto alla radiazione esterna

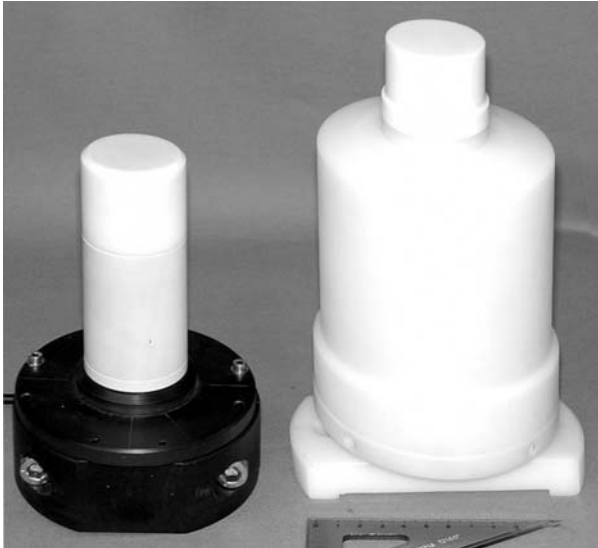


Figura 1: I componenti del sistema di misura SuMaRad; a sinistra il radiometro in aria a destra quello subacqueo.

(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 dispo-

ne 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 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.

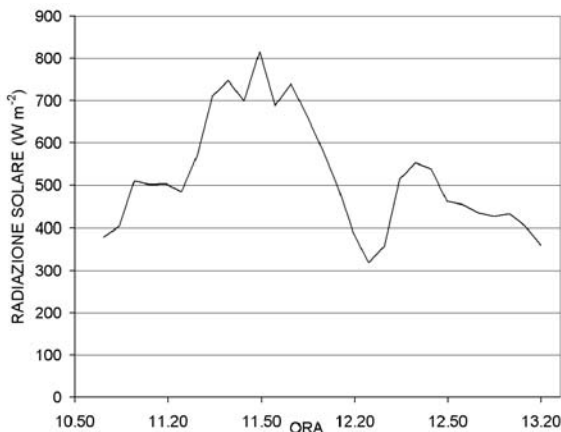


Figura 2: Andamento temporale dell'intensità della radiazione solare globale in aria (Alghero 8/6/2002).

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.

$$\tau = \frac{I_z}{I_a} \tag{1}$$

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

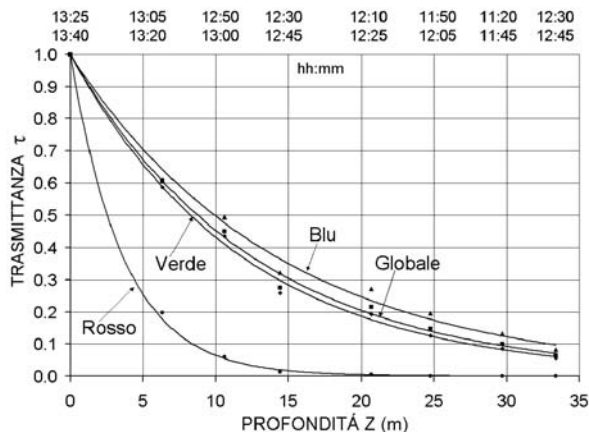


Figura 3: Alghero 08/06/2002, misure di trasmittanza dell'acqua in funzione della profondità, nelle condizioni di radiazione solare della figura 2.

punti sperimentali con andamenti esponenziali secondo la legge dell'assorbimento di Beer-Lambert, equazione 2:

$$\tau = e^{-\eta z} \tag{2}$$

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 dell'acqua la sua torbidità. A tale proposito possiamo suggerire l'utilizzazione dell'indice di Linke, equazione 3, che già costituisce uno standard nelle misure di torbidità atmosferica (Benincasa *et al.*, 1991):

$$T = \frac{\ln I_a - \ln I_z}{\ln I_a - \ln I_{z0}} \tag{3}$$

dove: I_a , radiazione esterna all'acqua (in una certa banda spettrale);



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.

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. È 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: 24562 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 scambi 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 quat-

tro 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 è 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



Figura 1: Uso del suolo dell'Isola di Pianosa.

LAB, hanno effettivamente concepito l'isola come un vero e proprio laboratorio naturale a 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 temperatura.

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 composi-

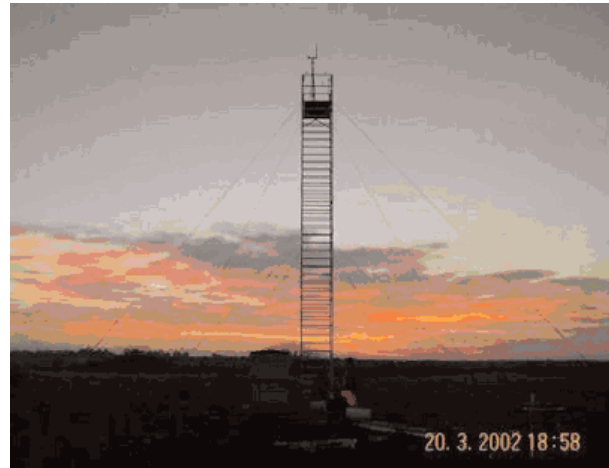


Figura 2: La Torre di eddy covariance dell'Isola di Pianosa.

zione simile a quella di Pianosa.

La ragione di questa particolarità è da ricercarsi 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., Roupsard 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*, 108(D23): 4726.
- Schlesinger W.H., 1997. Biogeochemistry. An analysis of global change. Academic Press, San Diego, USA.
- Valentini R., Matteucci G., Dolmann A.J., Schulze E.D., Rebmann C., Moors E.J., Granier A., Gross P., Jensen N.O., Pilegaard K., Lindroth A., Grelle A., Bernhofer C., Grunwald T., Aubinet M., Ceulemans R., Kowalski A.S., Morgenstern C.R., 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*Università Louis Pasteur, Strasburgo, Francia*

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 suddividersi 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	TIR
	m	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} .

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 valori

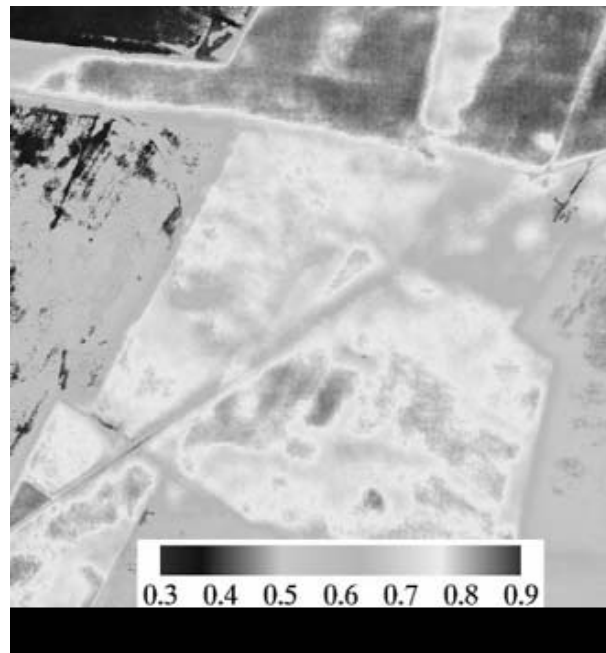


Figura 1: Mappa della frazione di evaporazione (-) sul sito di Cape Sud in Les Landes, Francia.

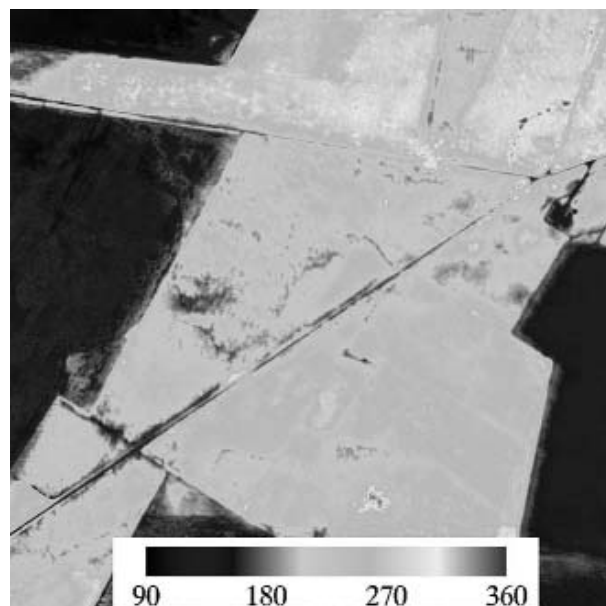


Figura 2: Mappa dei flussi di calore latente (W m^{-2}) sul sito di La Cap Sud in Les Landes, Francia.

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

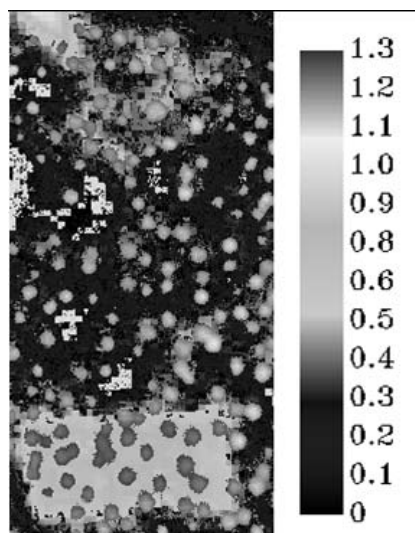


Figura 3: Mappa della frazione di evaporazione (-) sul sito di Las Majadas del Tietar in Extremadura, Spagna.

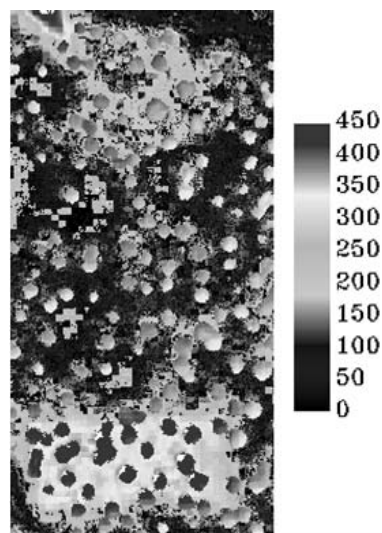


Figura 4: Mappa dei flussi di calore latente ($W m^{-2}$) sul sito di Las Majadas del Tietar in Extremadura, Spagna.

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., Choudhury B.J., 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 k_h-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*Istituto di Ricerca, Alterra, Università di Wageningen, Olanda*

³*Istituto internazionale di scienza per le Geo-informazioni e per l'osservazione della terra, Enschede, Olanda*

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 e 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 e Menenti, 1999 e 2000), America Meridionale (Azzali e Menenti, 1999; Gonzalez-Loyarte *et al.*, 2007), Europa (Verhoef *et al.*, 1996; Roerink *et al.*, 2000) e Cina (Jia e 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 risposta

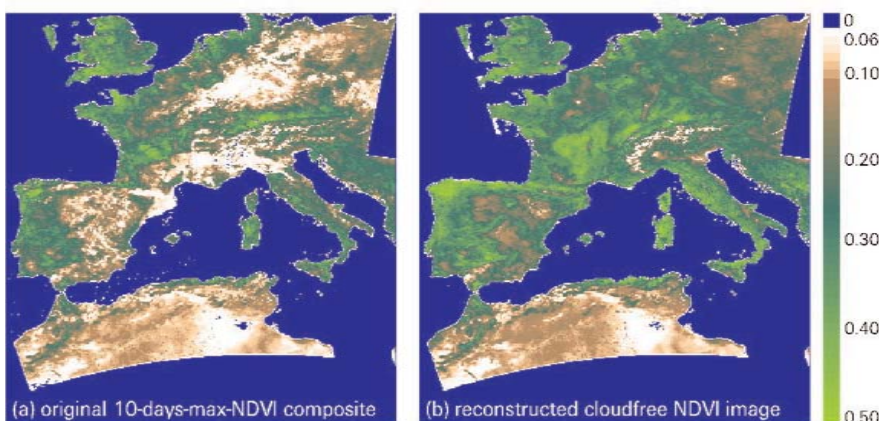


Figura 1: Immagini NDVI dell'Europa e Nord Africa: immagine originale (sinistra) e dopo la rimozione delle nuvole ed interpolazione con HANTS (destra).

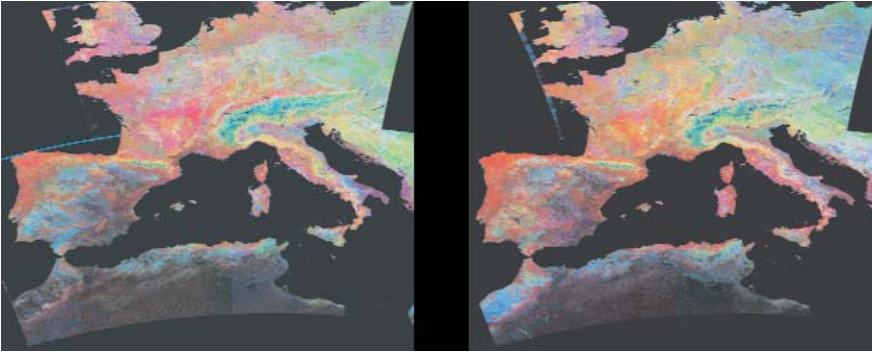


Figura 2: Immagine in falso colore di zone iso-fenologiche: a) 1995 and b) 1995; dati NDVI decadici, risoluzione 1 km; rosso = valore medio NDVI, verde = ampiezza della componente 12 mesi, blu = ampiezza 5 mesi.

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 e 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 corrispondono 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 e 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 Agosto, mentre l’anomalia era già osservabile in Maggio.

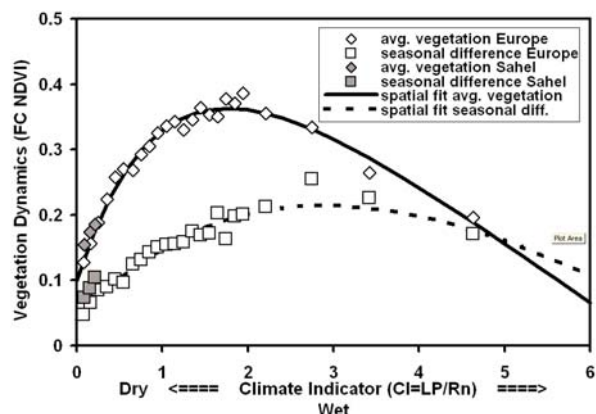


Figura 3: Valore medio ed ampiezza della componente annuale del NDVI vs. l’inverso del rapporto di Budyko.

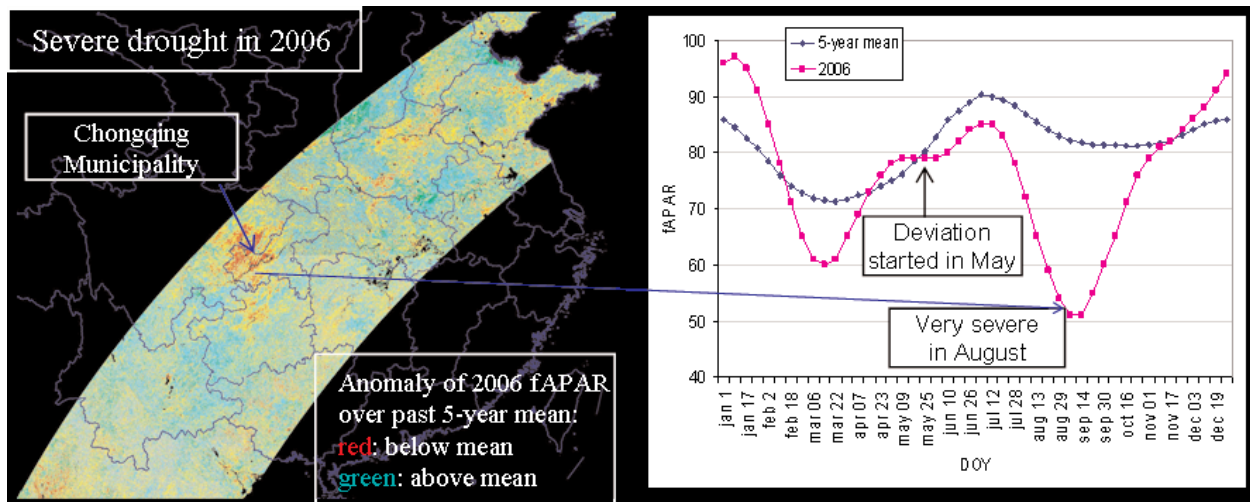


Figura 4: Osservazione della fAPAR ottenute con dati MODIS: a) mappa dell'intensità dell'anomalia (sinistra); b) serie temporale media ricostruita con HANTS ed osservazioni del 2006 (destra). (after Roerink *et al.*, 2000).

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., Menenti M., 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., Menenti M., 2000. Mapping vegetation – soil – climate complexes in southern Africa using temporal Fourier analysis of NOAA – AVHRR NDVI data. *Int. J. Rem. Sens.*, 21(5): 973-996.

Gonzalez - Loyarte M.M., Menenti M., 2007. Impact of rainfall anomalies on Fourier parameters of NDVI time series of Northwestern Argentina. *Int. J. Rem. Sens.*, in stampa.

Jia L., Menenti M., 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., Bastiaanssen W.G.M., Hefny K., Abd El Karim M.H., 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., Azzali S., Verhoef W., van Swol R., 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., Menenti M., Verhoef W., 2000. Reconstructing cloud-free NDVI composites using Fourier analysis of time series. *Int. J. Rem. Sens.*, 21(9): 1911-1917.

Verhoef W., Menenti M., Azzali S., 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

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

²*Dipartimento di Biologia Vegetale, Università di Firenze, Italia*

³*Dipartimento 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

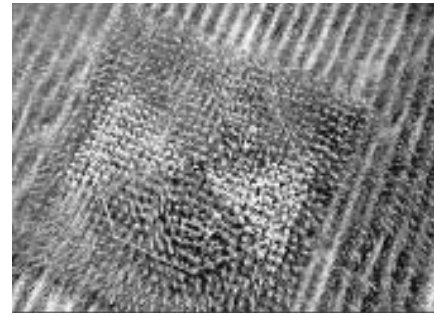


Figura 1: Il sistema FACE del CNR utilizzato fra il 1999 ed il 2005 nell'ambito dei Progetti Europei PopFACE ed EuroFACE, finanziati dall'Unione Europea.

(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 finalizzato 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 μ mol⁻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 attraverso una camera per la respirazione del suolo connessa ad un analizzatore di gas (SRC-1 e EGM-2, PPSystems, Hitchin, UK), la produzione ed il turnover delle radici attraverso il minirizotrone (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 Figura 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

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 riscontrato 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

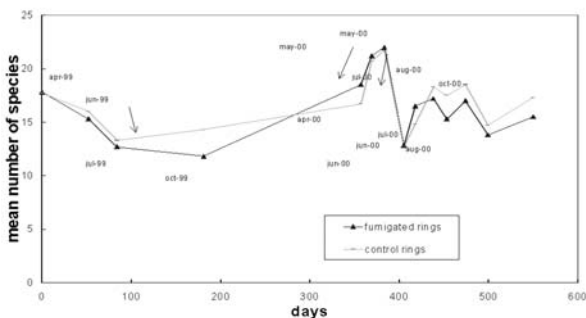


Figura 2: Variazione nella diversità floristica nel fumigato e nel controllo.

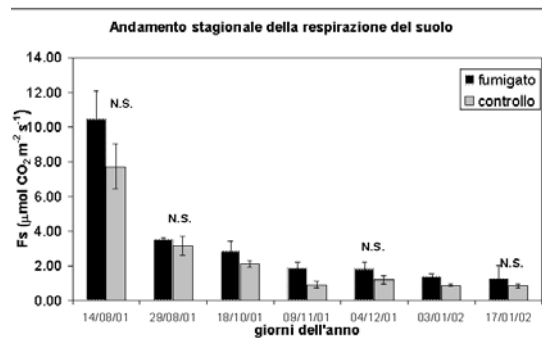


Figura 3: Andamento stagionale della respirazione del suolo. Le barre di errore sono: ± errore standard. N.S.= Non significativo (P>0.05).

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 G.R., 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 F.P. *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 J.G., 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., 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., 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÷315 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÷780 nm e 280÷315 nm. Opportuni accorgimenti hanno permesso di contenere 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 O_3 il quale, quando il livello raggiunge il valore impostato, fa intervenire un abbattitore di ozono.

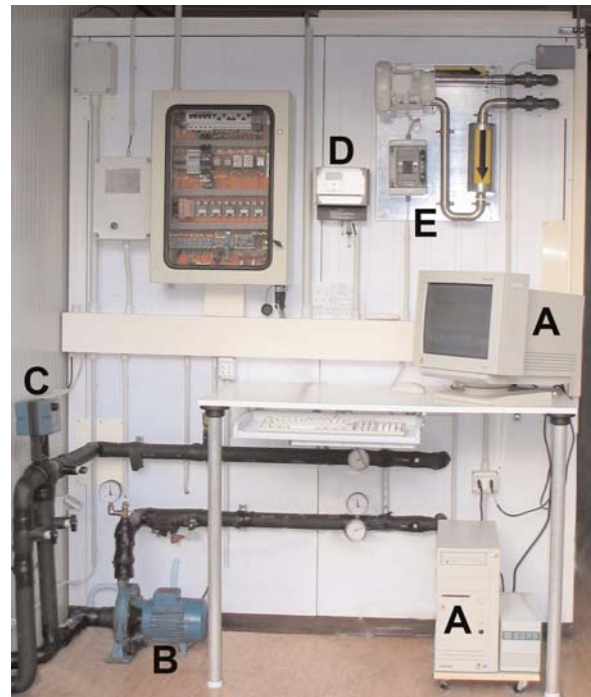


Figura 1: Vista della zona all'esterno della camera che alloggia il computer di controllo di entrambe le camere. Sono visibili: A), computer; B), pompa del liquido refrigerante; C), servovalvola; D), misuratore di CO_2 ; E), abbattitore di ozono.

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 CO_2 è stato utilizzato un sensore all'infrarosso. L'attuatore è costituito da un'elettrovalvola, che immette nella camera la CO_2 contenuta in una bombola. L'elettrovalvola è comandata dal computer con dei cicli *on-off*, la cui temporiz-

zazione 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 ventilcon-

vettore. 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 radiazione. 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.

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



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.

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 particolar 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 decennale di immagini NDVI fornite da Famine Early Warning Systems Network (FEWS NET) e disponibili alla pagina: <http://igskmncnwb015.cr.usgs.gov/adds/inde>

x.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 (maggiori 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/GIMMSdocumentation_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 KgC/m²/anno. La scelta è ricadu-

ta 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 atti-

vità 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 (Fig. 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 forte dominanza delle colture cerealicole.

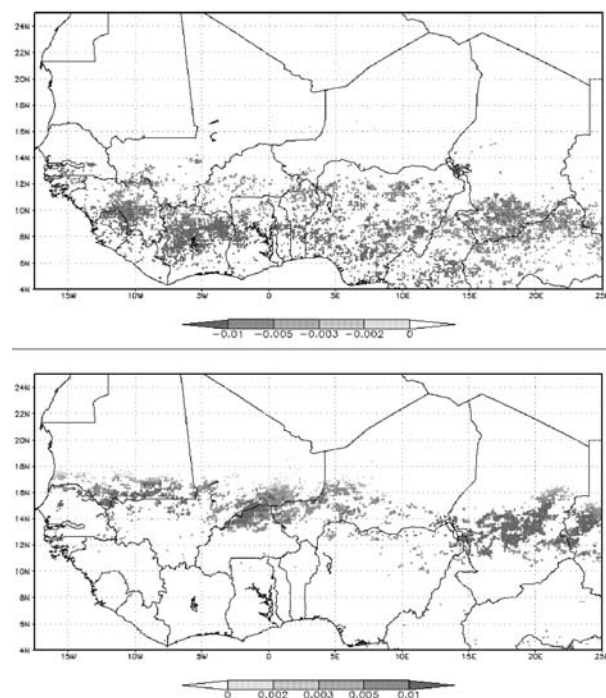


Figura 2: Trend positivi e negativi dell'indice fAPAR nel mese di Agosto (1986 ÷ 2001)

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., Running S.W., 1997. A continental phenology model for monitoring vegetation responses to inter-annual 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 R.B., Williams D.L., 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, CNR, Roma, Italia*

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 e 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 minuti), 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 e 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 e 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.

$$VIMT = \left| \overrightarrow{VIMT} \right| = \left| \int_{PBL} q \vec{v} \frac{dp}{g} \right|$$

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 comple-

tamente 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 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

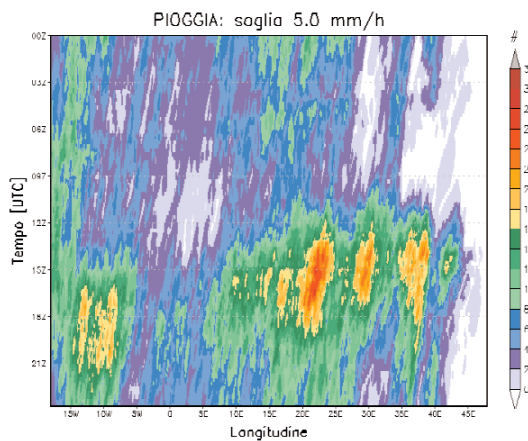


Figura 1: Ciclo medio giornaliero della precipitazione stimata da satellite, per il mese di agosto 2005. La scala corrisponde al numero di giorni nei quali è presente la precipitazione ad una data coordinata longitudine-tempo (UTC).

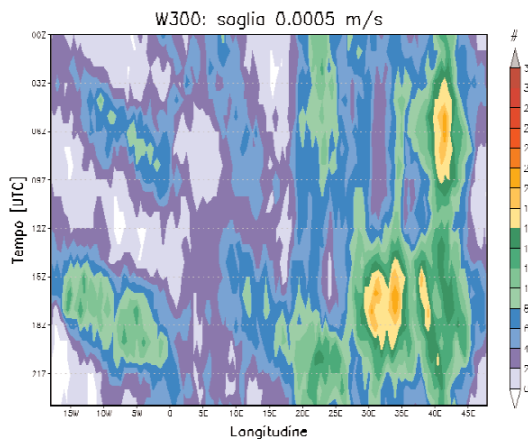


Figura 2: Ciclo medio giornaliero della velocità verticale simulata a 300hPa, per il mese di agosto 2005.

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).

Tabella 1: Climatologia del WAM.

Fine	20 Settembre (12 gg.)
Durata	86 giorni (23 gg.)
Pioggia Cumulata	451 mm (107 mm)

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 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.

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
Successi	0,80
Falsi allarmi	0,43
Accuratezza del metodo	0,82

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. *et al.*, 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., Pasqui M., Antonini A., Gozzini B., Guarnirei F., Ortolani A., 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. *et al.*, 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.

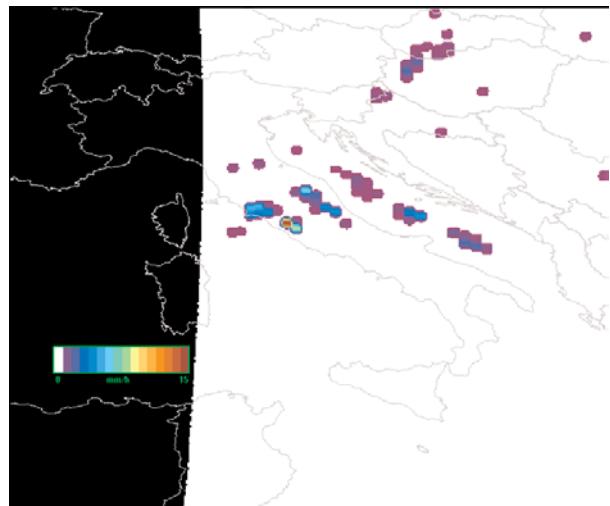


Figura 1: Mappa di precipitazione istantanea ricavata da dati SSM/I relativa al giorno 25/07/2004 ore 06:18.

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 (Tb) 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 Tb-RR più aggiornata calcolata dalla prima procedura.

La relazione fra Tb 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 Tb 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).

Normalmente per la relazione Tb-RR si hanno più aggiornamenti al giorno (a seconda della latitudine): se per problemi di varia natura

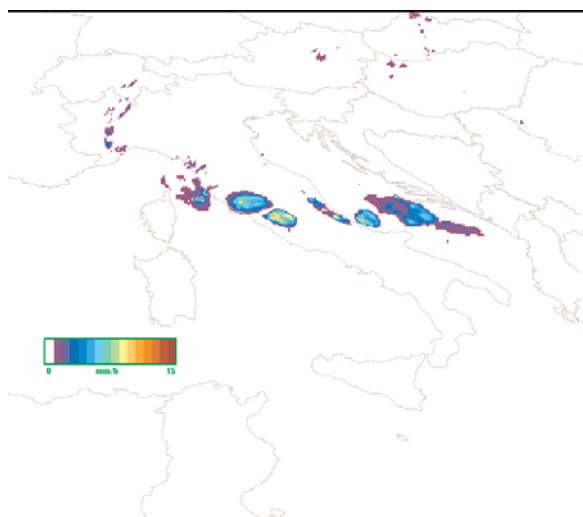


Figura 2: Mappa di pioggia istantanea relativa al giorno 25/07/2004 ore 06:45.

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 confronto 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 diversità di dati al confronto. In molti casi studio si ha comunque una buona ricostruzione della fase temporale dell'evento.

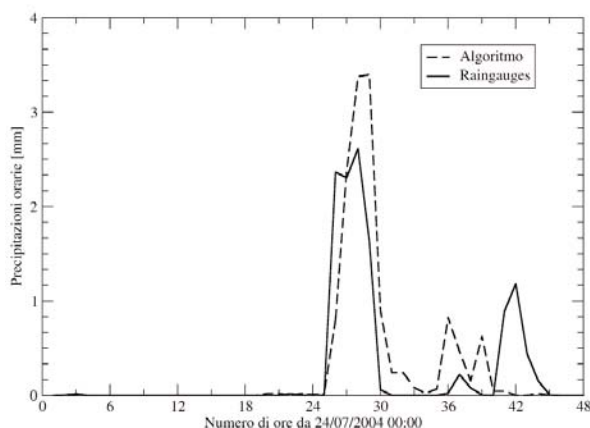


Figura 3: Confronto tra le precipitazioni orarie stimate e quelle misurate per il Bacino del Casentino (10 stazioni) relative ai giorni 24-25 Luglio 2004.

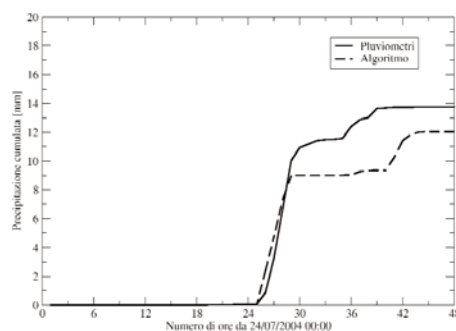


Figura 4: Confronto tra le precipitazioni cumulate stimate e quelle misurate per il Bacino del Casentino (10 stazioni) relative ai giorni 24-25 Luglio 2004.

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., Duchon C.E., Raghavan R., Goodman S.J., 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: 1203-1219.
- Ferraro R.R., Marks G.F., 1995. The development of SSM/I rain-rate retrieval algorithms using ground-based radar measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 12: 755-770.
- Ferraro R.R., 1997. Special sensor microwave imager derived global rainfall estimates for climatological applications. *J. Geophys. Res.*, 102: 16715-16735.
- Turk J.F., Rohaly G., Hawkins J., Smith E.A., Marzano F.S., Mugnai A., Levizzani V., 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 l'andamento del vento con l'ausilio di grafici ("rose dei venti") che mostrano la direzione prevalente e l'intensità per alcune stazioni

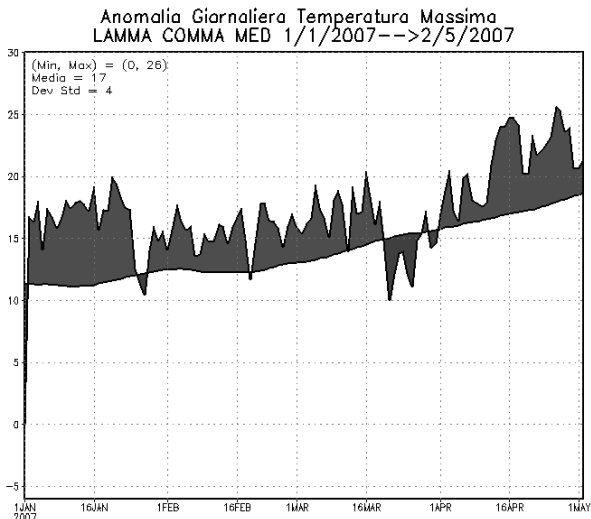


Figura 1: Andamento dell'anomalia di temperatura massima di Livorno dal 1 gennaio al 30 aprile 2007.

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 vento, confrontati con i valori medi climatologici mensili.

In futuro, per rendere più completo il con-

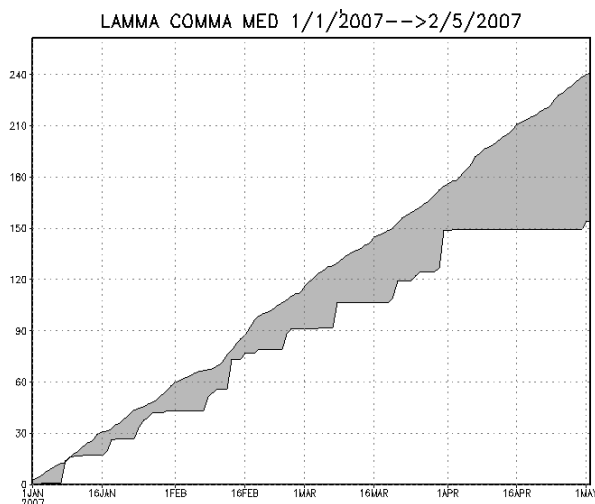


Figura 2: Andamento dell'anomalia di precipitazione di Livorno dal 1 gennaio al 30 aprile 2007.

fronto 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 confrontati con quelli normalmente presenti in quel periodo dell'anno.

Un ulteriore sforzo verrà compiuto nella indi-

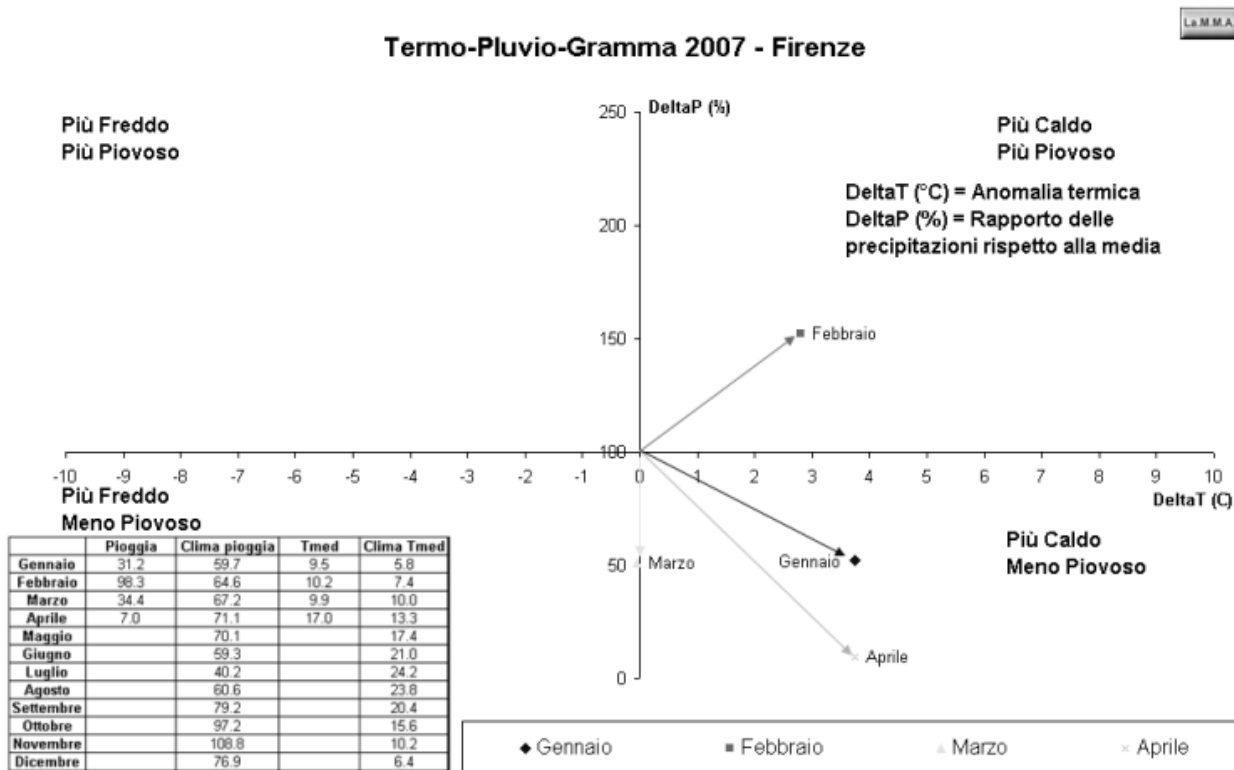


Figura 3: Termopluiogramma dell'anno 2007 per Firenze.

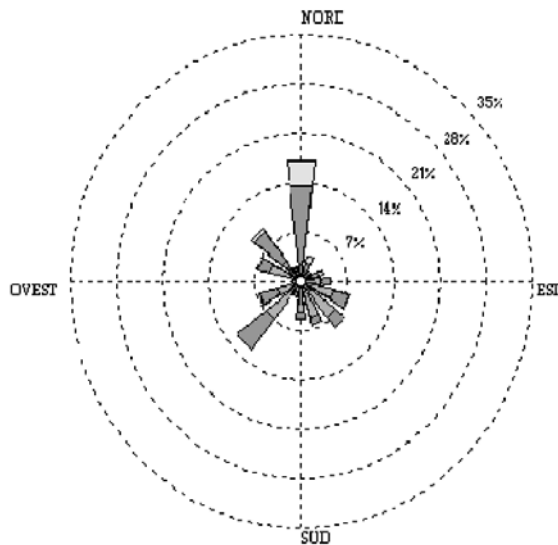


Figura 4: Rosa dei venti della stazione di Firenze per il mese di marzo 2007.

viduazione 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 stazio-

ne 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 evidenziano 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 idrologi-

co su scala globale (Jackson e 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 innestate. 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 informazioni 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-

ti 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 e 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, $SEE = 5.2$.

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

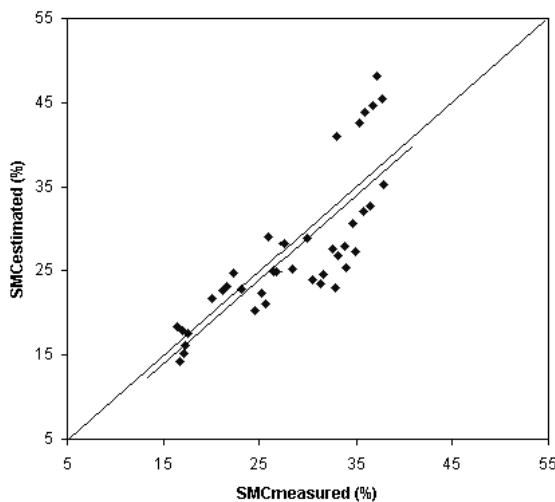


Figura 1: Confronto fra umidità del terreno stimata da dati AMSR-E, con l'algoritmo descritto nel testo, e quella misurata a terra nell'area SMEX02.

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 presentato 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

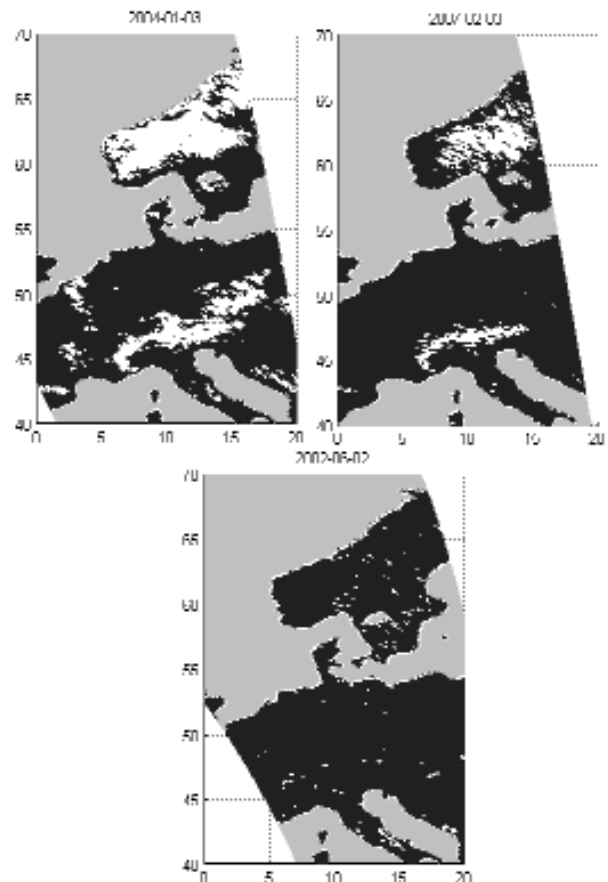


Figura 2: Mappe di copertura nevosa ottenute con FI (19 GHz-37GHz). In bianco sono evidenziate le zone coperte da neve e in grigio quelle libere. a) Gennaio 2004, b) Febbraio 2007, c) Giugno 2002.

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., 2004. 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.

Jackson T.J., Schmugge T.J., 1989. Passive microwave remote sensing system for soil moisture: some supporting research. *IEEE Trans. Geosci. and Remote Sensing*, 2: 225-235.

Jackson T.J., Bindlish R., Klein M., Gasiewski A.J., Njoku E.G., 2003. Soil moisture retrieval and AMSR-E validation using an airborne microwave radiometer in SMEX02. *Proc. IEEE IGARSS 2003*, 1: 401-403.

Mo T.B., Choudhury J., Schmugge T.J., Wang J.R., Jackson T.J., 1982. A model for microwave emission from vegetation covered fields. *J. Geophys. Res.*, 87: 11229-11237.

Kawanishi T., Sezai T., Ito Y., Imaoka K., Takeshima T., Ishido Y., Shibata A., Miura M., Inahata H., Spencer R., 2003. 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.

Macelloni G., Paloscia S., Pampaloni P., Santi E., 2003. Global scale monitoring of soil and vegetation using active and passive sensors. *Int. Journal of Remote Sensing*, 24(12): 2409-2425.

Paloscia S., Pampaloni P., 1988. Microwave Polarization Index for Monitoring Vegetation Growth. *IEEE Trans. on Geosci. and Remote Sensing*, 26: 617-621.

Paloscia S., Macelloni G., Santi E., 2006. Soil moisture estimates from AMSR-E brightness temperatures by using a dual-frequency algorithm. *IEEE Trans. on Geosci. Remote Sensing*, 41(11): 3135-3144.

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 risoluzio-

zione 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 ottiche 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 $1,5^{\circ}$, in modo da poter trascurare 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 $100 \text{ cm}^{-1} - 5000 \text{ cm}^{-1}$ ($2 - 100 \mu\text{m}$) e risoluzione pari a $0,39 \text{ cm}^{-1}$. 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 $200 \text{ nm} - 2800 \text{ nm}$ 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 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



Figura 1: Laboratorio mobile di Radiometria ed Interferometria in misura all’osservatorio astronomico di Toppo di Castelgrande.

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 atmosferico, 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 origini 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

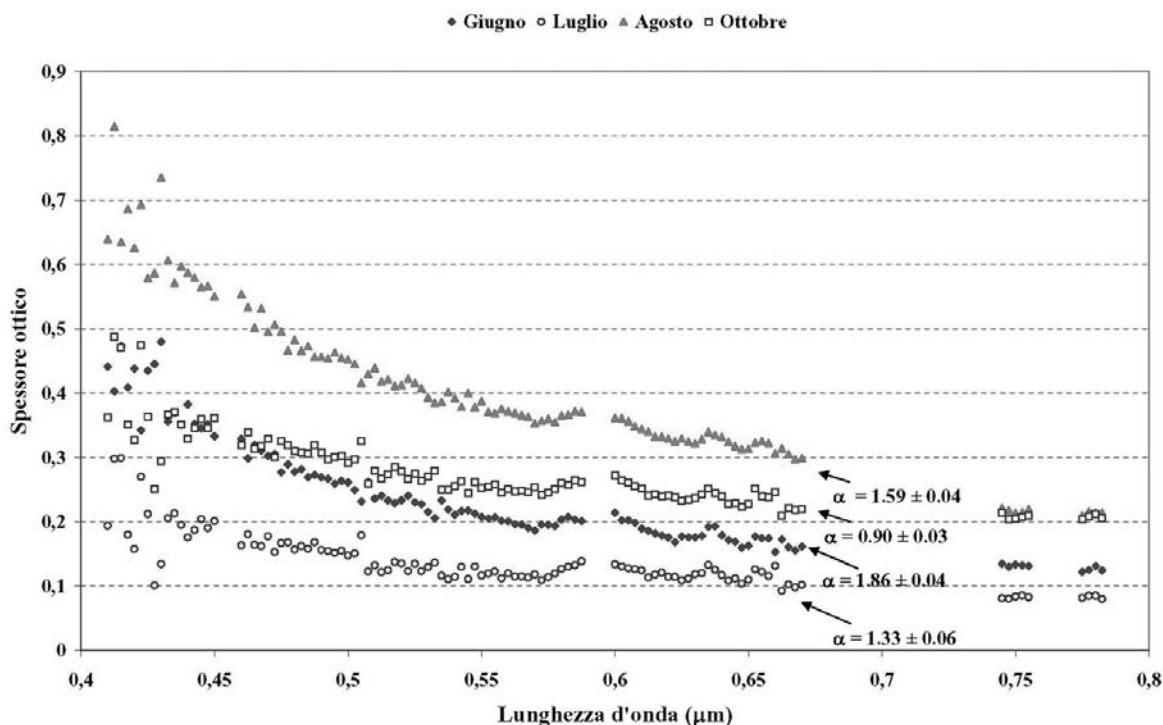


Figura 2: Andamento spettrale dello spessore ottico aerosolico misurato alla stessa ora, in condizioni di cielo libero, ma in mesi diversi.

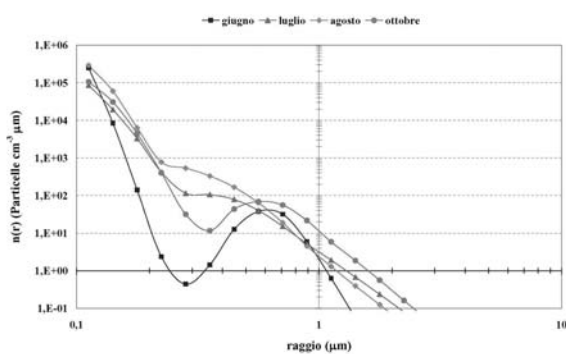


Figura 3: Distribuzioni dimensionali medie giornaliere relative ai singoli mesi di misura.

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 misure di estinzione in orizzontale con quelle ottenute sulla colonna per stimare la distribuzione aerosolica al suolo e la corrispondente altezza di scala.

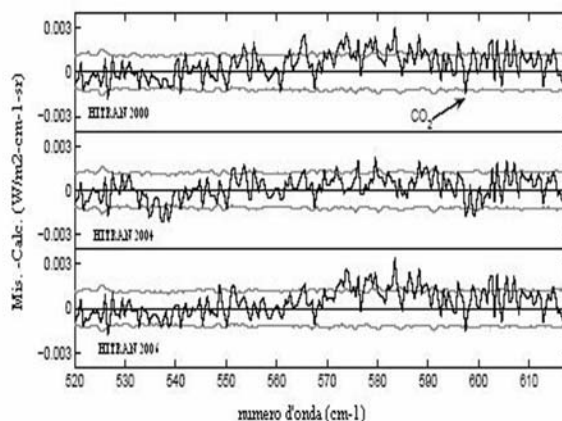


Figura 4: Residui relativi al confronto tra spettro misurato a Tito Scalo (EAQUATE 2004) e calcolato con tre diversi database spettrali.

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 stampa.
- 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 (Fig. 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 programma 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) (Fig. 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) (Fig. 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.petriloti@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 considerare 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 NO_2 a diversi Angoli Solari Zenitali (SZA) durante l'alba e il tramonto (Platt, 1999). Un unico

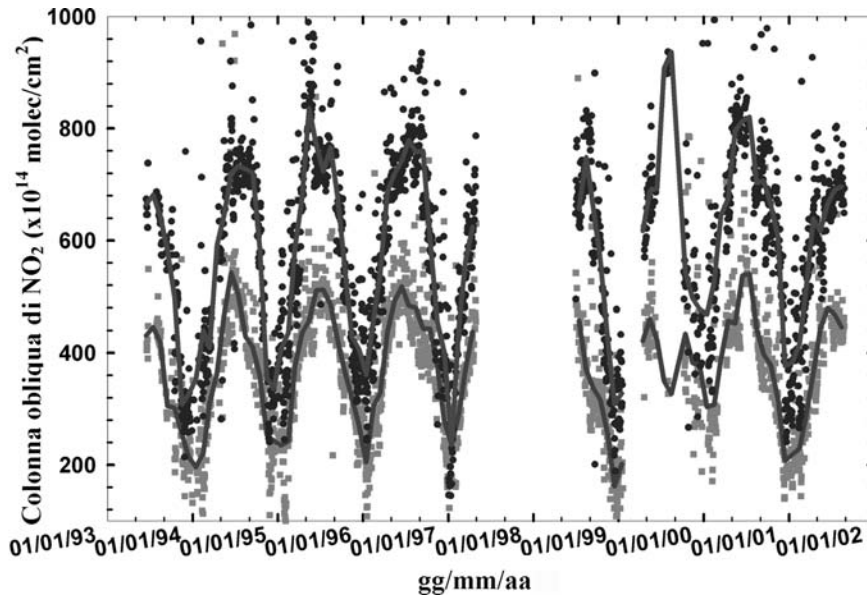


Figura 1: Contenuti colonnari obliqui di NO₂ misurati a SZA = 90° a partire dal mese di giugno 1993. I quadrati ed i toni di grigio rappresentano rispettivamente le misure all'alba e al tramonto. Le medie mensili (linee continue) riferite all'alba e al tramonto vengono altresì mostrate sovrapposte ai dati originali

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 (Petritoli, 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'inver-

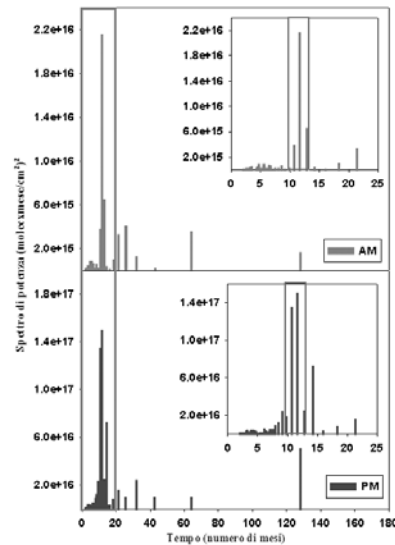


Figura 2: Spettri di potenza delle misure di NO₂ all'alba e al tramonto. Nei riquadri piccoli è mostrata un particolare della scala di frequenze e il rettangolo all'interno dei riquadri delimita le regioni in cui sono state trovate frequenze spurie dovute alla mancanza di dati tra maggio 1997 e luglio 1998.

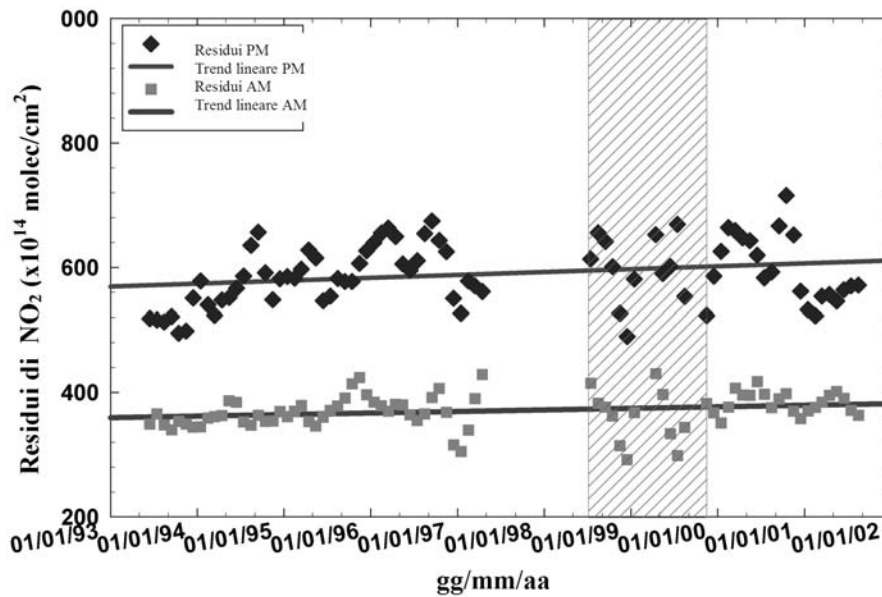


Figura 3: Andamento a lungo termine di NO₂ ottenuto dopo la rimozione dei predittori in seguito all'operazione di filtraggio. Un aumento di NO₂ del 7 % per decade può essere estrapolato sia per i valori riferiti all'alba che per quella riferiti al tramonto (vedere testo).

so del tempo relativo al periodo di dati mancanti. Questo spiega l'allargamento delle 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 evidenza 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.

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	$2,1 \times 10^{16}$
21 - 25	QBO	$4,0 \times 10^{15}$
64	NAO	$3,4 \times 10^{15}$
128	Ciclo solare	$2,6 \times 10^{15}$
6	Asimmetria equinoziale	$6,0 \times 10^{14}$
Tramonto mesi	Predittore	Coefficiente di potenza
12	Ciclo annuale	$1,5 \times 10^{17}$
128	Ciclo solare	$5,0 \times 10^{16}$
21 - 25	QBO	$1,2 \times 10^{16}$
63	NAO	$9,4 \times 10^{15}$
6	Asimmetria equinoziale	$4,8 \times 10^{15}$

zabile. 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 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

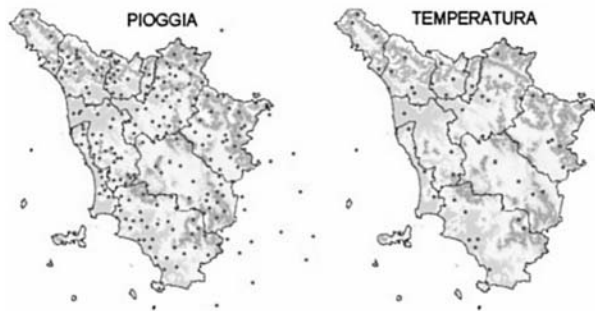


Figura 1: Stazioni termo-pluviometriche utilizzate per l'elaborazione.

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 correzione 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 Regione Toscana e con la numerosità dei dati a disposizione, forniscono un risultato suffi-

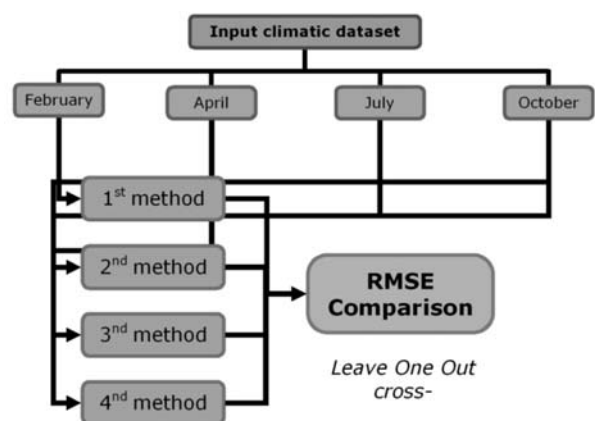


Figura 2: Schema della procedura seguita.

cientemente 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 dati di immagini climatologiche di riferimento per il periodo 1960-1990 sul territorio toscano,

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

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

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

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., Charlton M.E., 1998. Geographically weighted regression-modelling spatial non-stationarity. *Journal of the Royal Statistical Society*, 47(D3): 431-443.
- Fotheringham A.S., Brunsdon C., 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., 2001. Definition of Spatially Variable Spectral Endmembers by Locally Calibrated Multivariate Regression Analyses, *Remote Sensing of Environment*, 75(1): 29-38.
- 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, 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 ulterio-

re 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 prudenziale, 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 disponibili 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

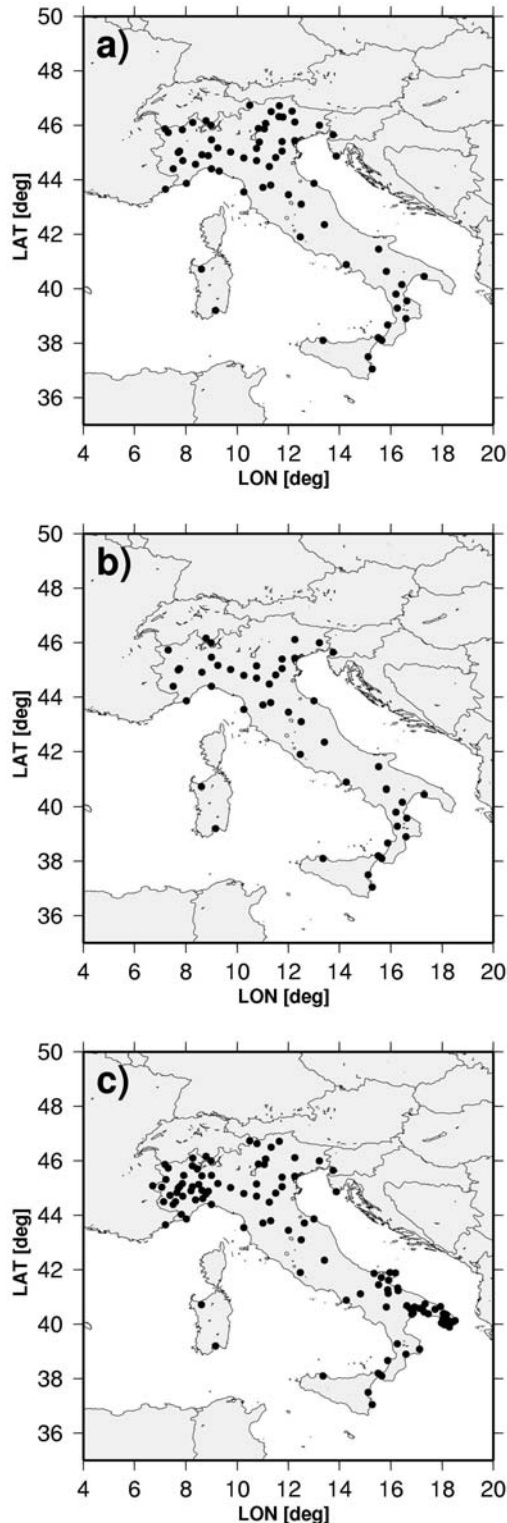


Figura 1: Stazioni con serie secolari di temperature medie (a), minime e massime (b) e pluviometriche (c).

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.).

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 maxi-

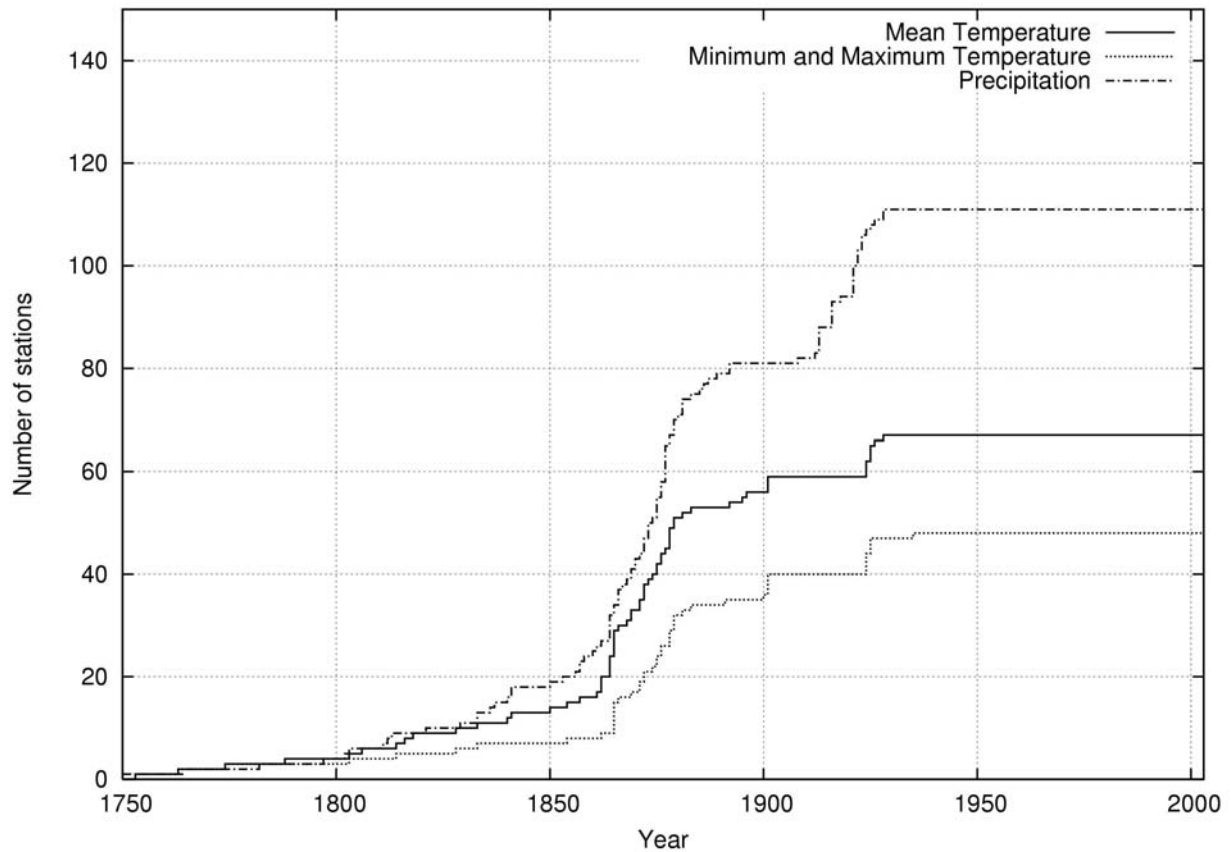


Figura 2: Distribuzione del numero delle serie storiche termometriche e pluviometriche disponibili in funzione dell'anno di inizio.

mum 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.

1 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-tempo-

rali. 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 rappresentate 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 per lo sviluppo è "Univ. of Minnesota (UMN) Mapserver" (<http://mapserver.gis.umn.edu/>) con l'interfaccia grafica "Ka-Map" ([\[map.maptools.org\]\(http://ka-map.maptools.org\)\) 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.](http://ka-</p>
</div>
<div data-bbox=)

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.refractor.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-opensource.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.

Tabella 1: Architettura di un geoportale (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
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

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 tematismi 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 e 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 distribuite 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

- Groot R., McLaughlin J.D., 2000. *Geospatial Data Infrastructure: concepts, cases and good practice*, Oxford, New York, 286 pp.
- Maguire D.J., Longley P., 2005. The emergence of geoportals and their role in spatial data infrastructures. *Computers, Environment and Urban Systems*, 29: 3-14.
- Tait M.G., 2005. Implementing geoportals: applications of distributed GIS. *Computers, Environment and Urban Systems*, 29: 33-47.
- Wilson E., Wong K., 2003. African information revolution: a balance sheet. *Telecommunications Policy*, 21: 155-177.

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

È 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. È 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., 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, 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 atmosferica e di altri costituenti minori laddove queste misure erano rare o sparse, come le aree remote oceaniche e polari.

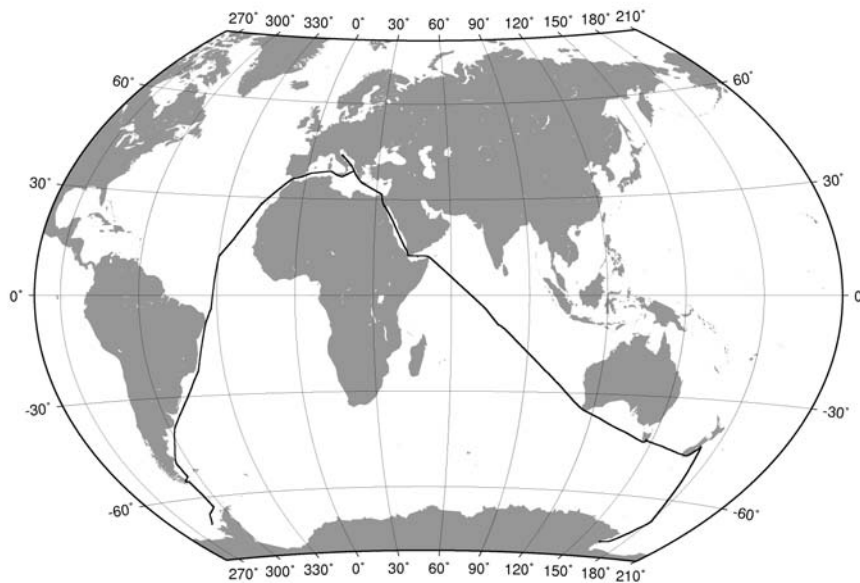


Figura 1: Rotte seguite dalle navi *Italica* ed *Explora* durante i trasferimenti dall'Italia all'Antartide lungo le quali sono state misurate in continuo le concentrazioni di CO₂ atmosferica.

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/wdceg.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 colonnari 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 R., Ori C., Selmo E., 2007. Atmospheric CO₂ concentrations and δ¹³C values across the Antarctic Circumpolar Current between New Zealand and Antarctica, *Tellus*, 59B: 130-137.

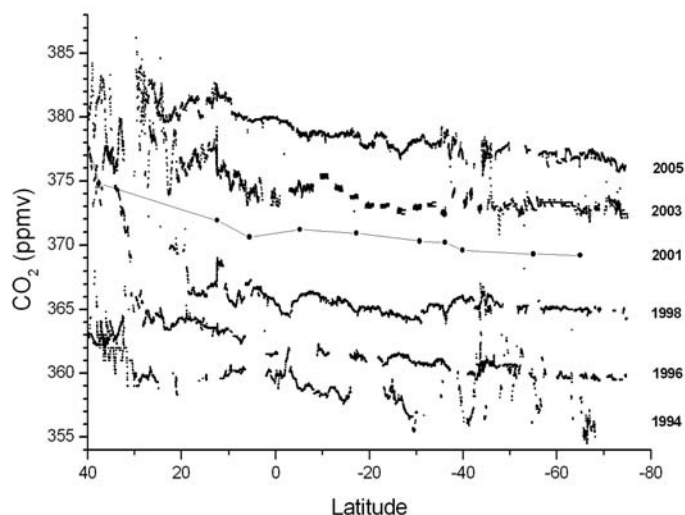


Figura 2: Concentrazioni (ppmv) di CO₂ atmosferica misurate nel corso delle 6 campagne oceanografiche lungo la rotta tra l'Italia e l'Antartide.

- 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 vegetate e degli oceani, regolati attraverso i processi di fotosintesi e respirazione. È 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 condizioni 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 10^4 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.

3 RISULTATI RILEVANTI

Una prima fase sperimentale è stata incentrata sulla valutazione dei limiti e delle potenzialità della misura di flussi da piattaforma aerea,



Figura 1. Il velivolo SkyArrow ERA e la strumentazione scientifica di bordo

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 territorio. 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, ma che conferma soprattutto l'efficacia e l'affidabilità con cui il velivolo sperimentale riesce a misurare i flussi. E che dà la possibilità, ancora poco esplorata fino ad oggi, di ottenere informazioni di carattere "regionale", ovvero

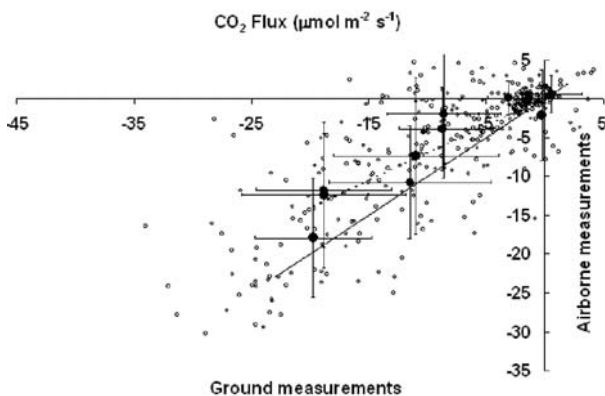


Figura 2: Confronto tra misure di flusso da aereo e da torre in sette località europee. Ciascun punto della stazione di terra è il flusso calcolato su un intervallo di 30 minuti, mentre ciascun punto dell'aereo è la media dei flussi calcolati durante il volo nei pressi della torre, su una zona avente comunque un uso del suolo analogo a quello della torre (Gioli *et al.*, 2004).

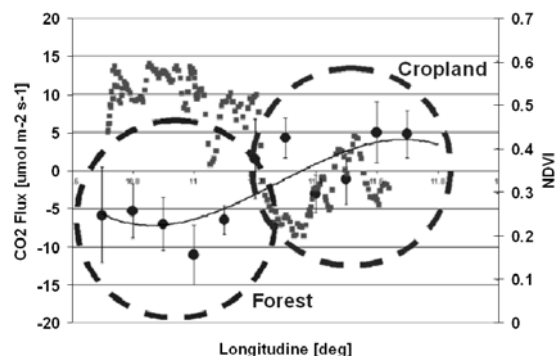


Fig. 3: Dinamica dei flussi di CO₂ e dell'indice NDVI lungo la rotta di volo fra le Colline Metallifere e la Valdichiana. I cerchi con le relative barre di variabilità sono le medie e le deviazioni standard dei flussi misurati in passaggi diversi sopra la zona di studio (asse sinistro). I quadrati sono 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.

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.
- Schimel 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 sotto-stimato 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 e 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 , 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 eseguire 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 (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 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

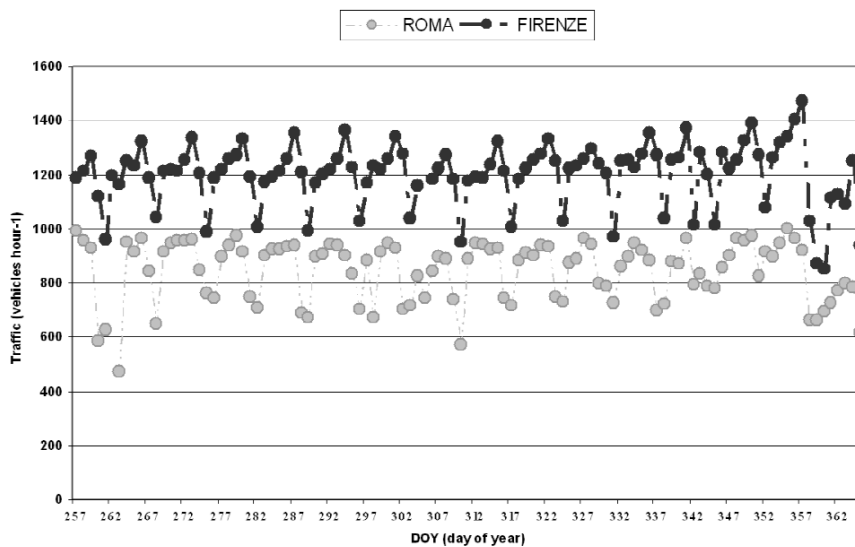


Figura 1: Volumi di traffico delle due città.

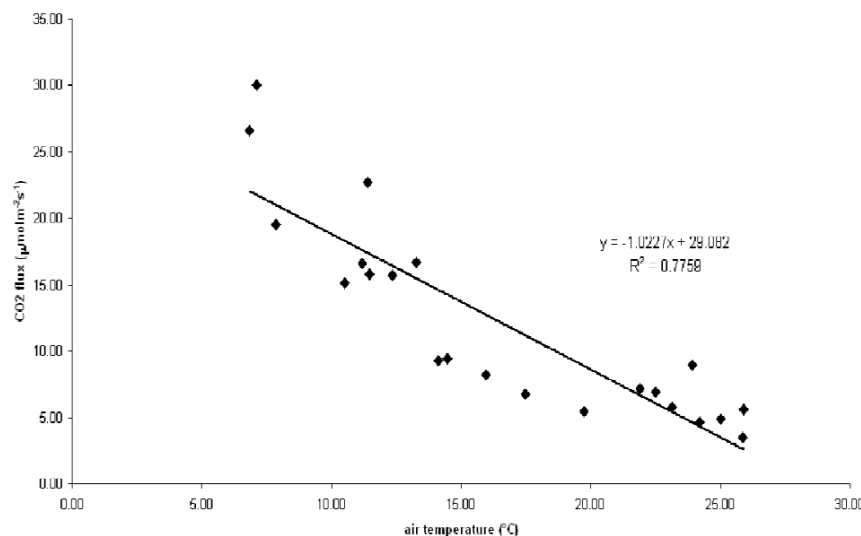


Figura 2: Relazione fra temperatura media mensile (°C) e flusso di CO₂ (µmol m⁻² s⁻¹) nel centro della città di Roma.

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 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 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 decremento 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

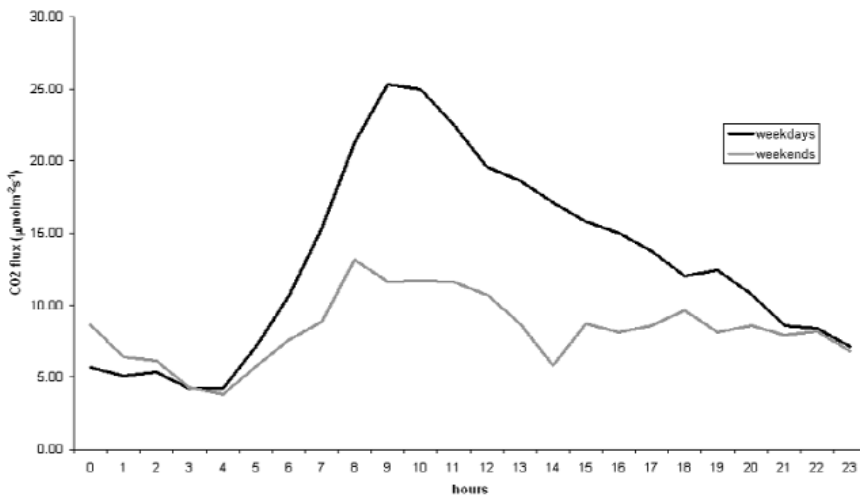


Figura 3: Flusso orario di CO₂ osservato a Roma.

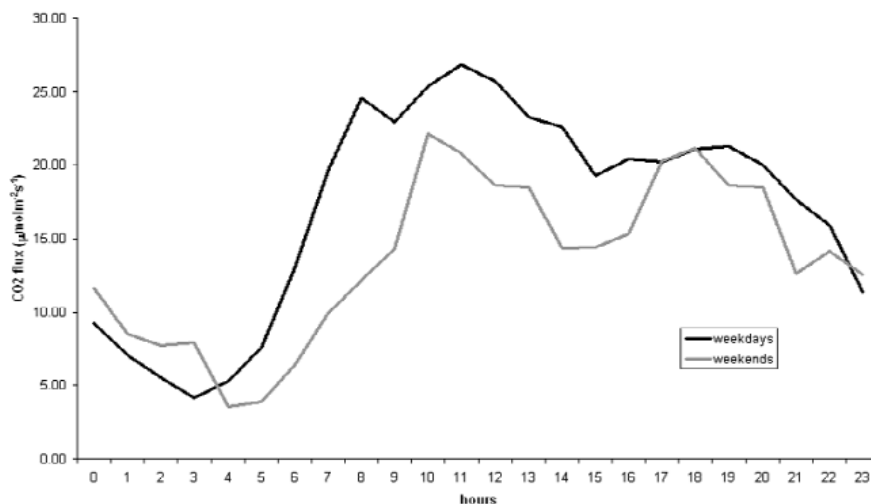


Figura 4: Flusso orario di CO₂ osservato a Firenze.

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., 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 C., Davis K., Fuentes J., Goldstein A., Katul G., Law B., Lee X., Malhi Y., Meyers T., Munge J.W., Oechel W., Pilegaard 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 H.J., Pomaz V.L., 2004. Urbanised territories as a specific component of the Global Carbon Cycle. *Ecological Modelling*, 173: 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'atmosfera 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:

$$^{\circ}D = \sum_{g=1}^{g=n} [(T_{max} + T_{min})/2] - T_s$$

I °D sono stati calcolati considerando cinque diverse date di inizio (1 gennaio, 15 gennaio, 1 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

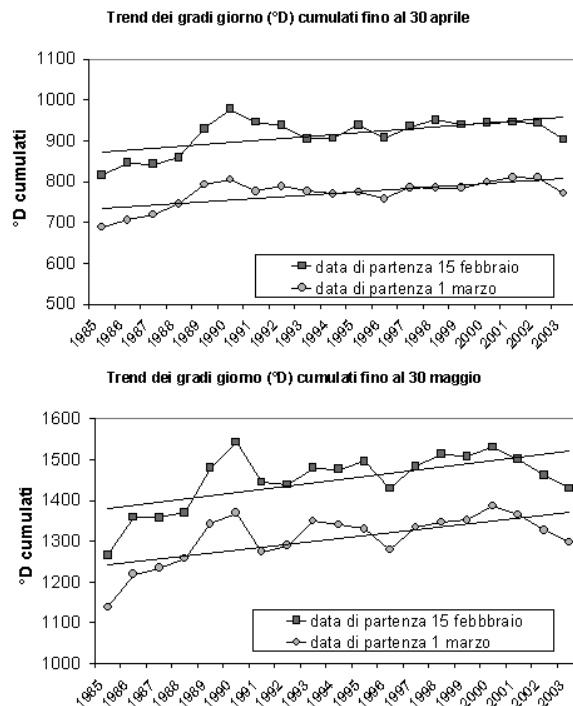


Figura 1: Date di comparsa della fase di piena fioritura (media mobile su due anni) per la famiglia delle Oleacee, delle Graminacee e delle Pinacee.

delle date di comparsa della piena fioritura. L'anticipo medio osservato è stato pari a 1.3, 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

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	**	**

* $p \leq 0.05$

** $p \leq 0.01$

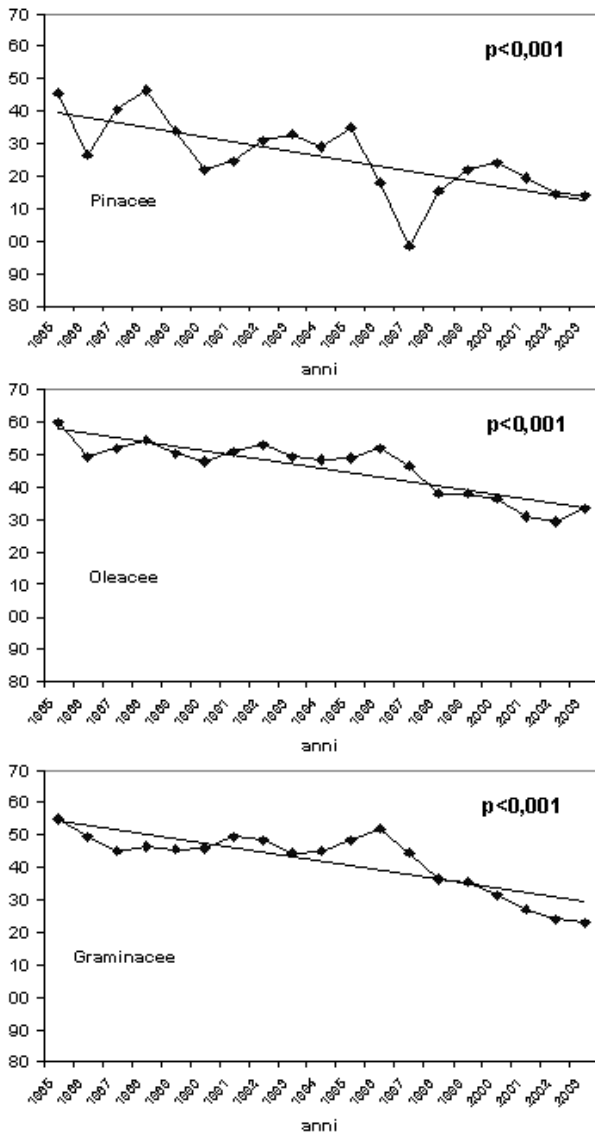


Figura 2: Andamenti dei gradi giorno cumulati con diverse date di inizio e fine accumulo (media mobile su 2 anni).

più significativi sono stati osservati quando le date di partenza utilizzate nel calcolo di °D 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

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	**	*	*

* $p \leq 0.05$

** $p \leq 0.01$

confermata dai risultati ottenuti con l'analisi di regressione lineare condotta sulle date di 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 (Frenquelli *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-Lehtimaki 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., Spijksma 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. È 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*).

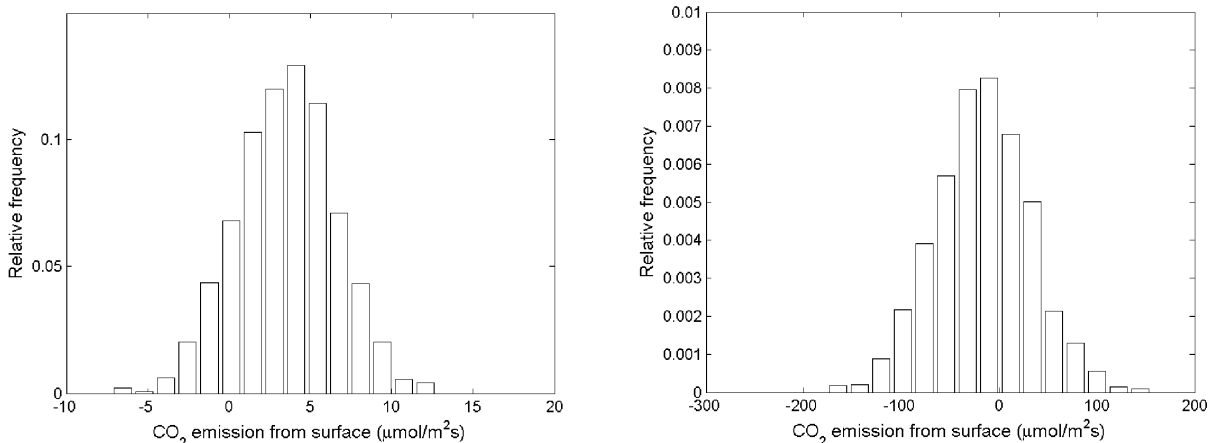


Figura 1: stima dei flussi di CO₂ dalla superficie. Sulla sinistra i risultati per la pineta, sulla destra quelli per l'area agricola.

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 (*Q*ualità dell'aria mediante *I*ntegrazione di misure da *T*erra, da *S*atellite e di modellistica chimica multifase e di *T*rasporto) 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 $\lambda = 0.50 \mu m$.

3 RISULTATI RILEVANTI

La Figura 1 mostra gli andamenti temporali dei valori medi giornalieri dello spessore ottico *AOD(500 nm)* ottenuti presso le 4 stazioni, mettendo in evidenza il fatto che la maggior

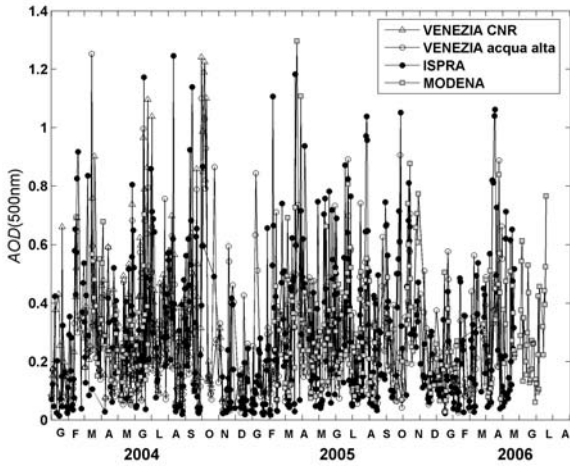


Figura 1: Andamento temporale dei valori medi giornalieri di $AOD(500\text{ nm})$ misurati nel periodo 2004-2006 presso le 4 stazioni AERONET del Nord Italia.

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 avvertite (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 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

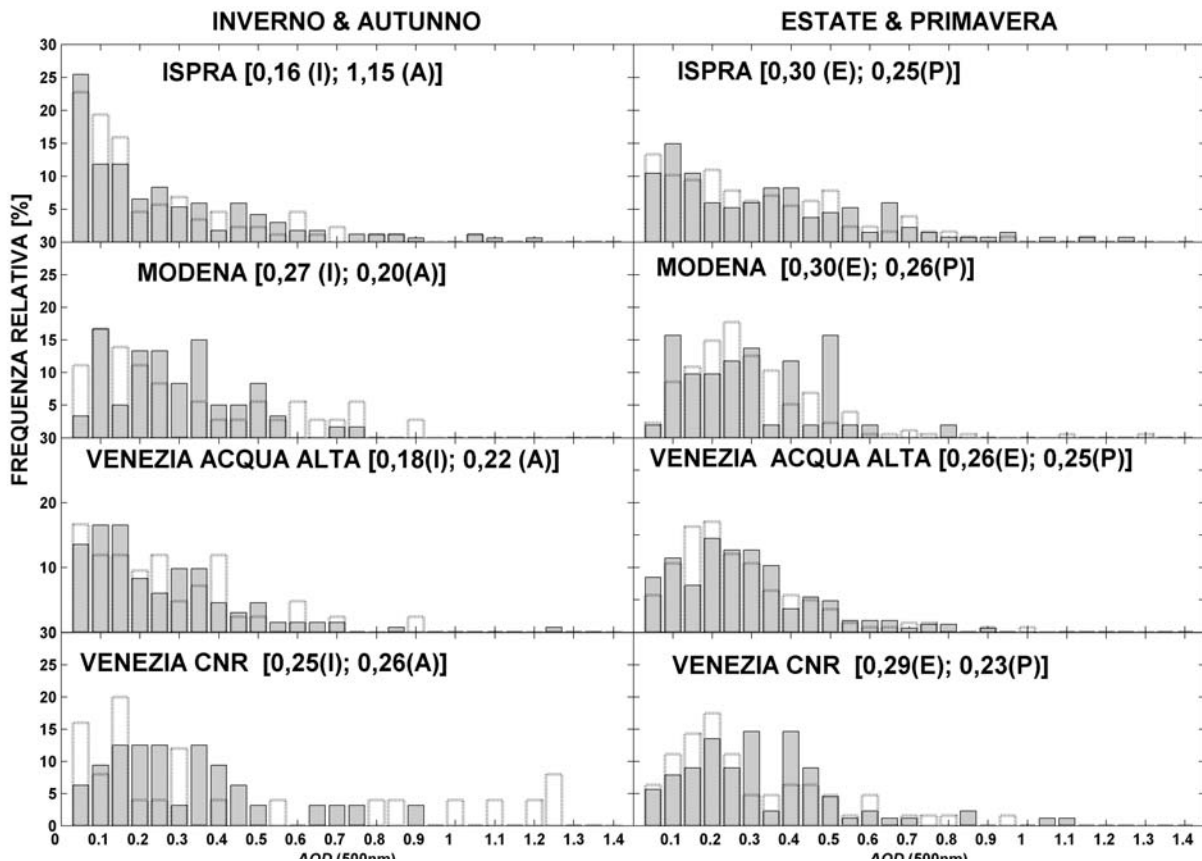


Figura 2: Istogrammi di frequenza relativa dei valori medi giornalieri di $AOD(500\text{ nm})$ ottenuti per le 4 stazioni AERONET nei quattro periodi stagionali: a sinistra, la linea unita si riferisce all'inverno e quella tratteggiata all'autunno; a destra, la linea unita si riferisce all'estate e quella tratteggiata alla primavera. I valori numerici dati in figura sono i valori medi d'inverno (I), primavera (P), estate (E) ed autunno (A).

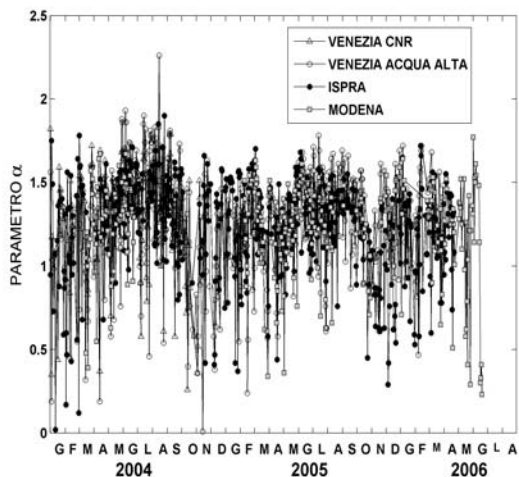


Figura 3: Andamento temporale dei valori medi giornalieri di α misurati sull'intervallo spettrale da 440 a 1020 nm utilizzando i valori medi giornalieri di AOD misurati nel periodo 2004-2006 presso le 4 stazioni AERONET del Nord Italia.

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 definiti 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 varia-

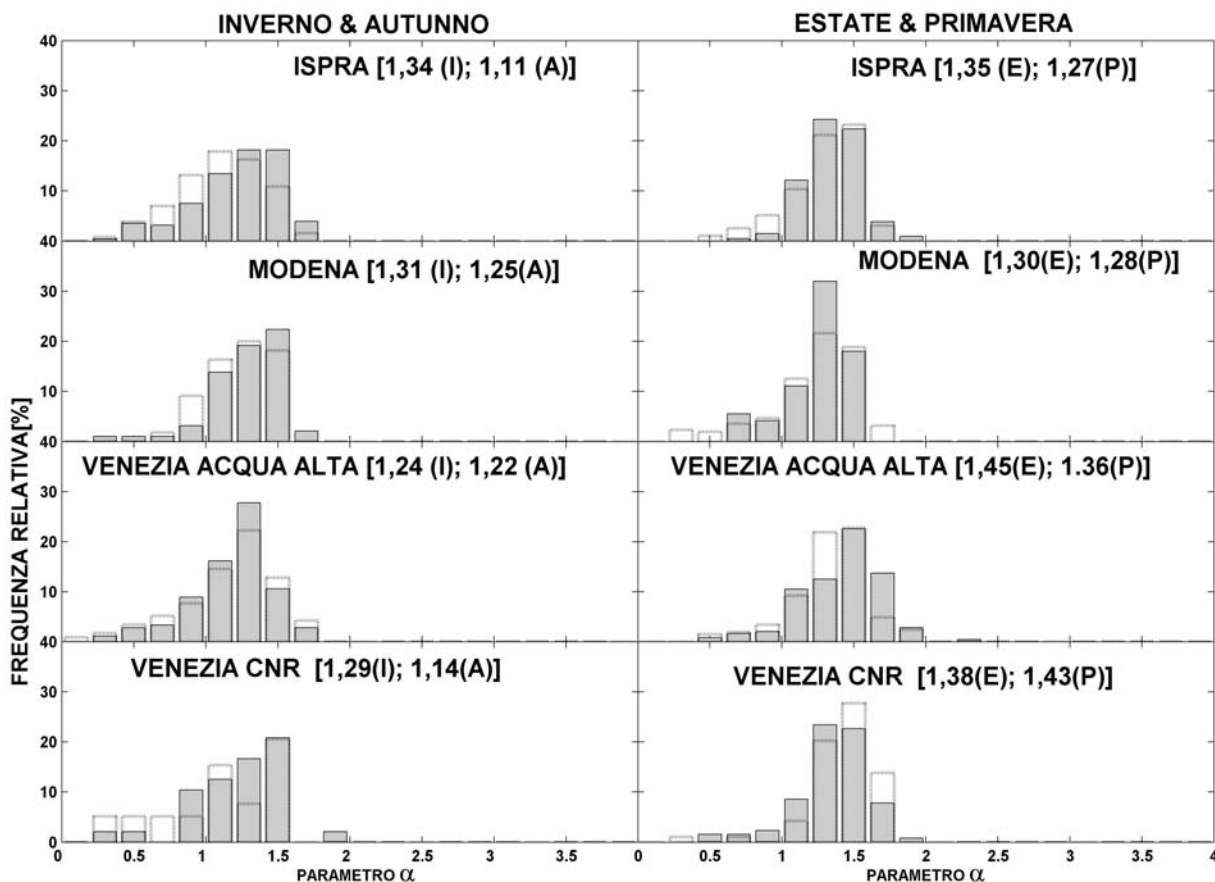


Figura 4: Istogrammi di frequenza relativa dei valori medi giornalieri di α ottenuti per le 4 stazioni AERONET nei quattro periodi stagionali: a sinistra, la linea unita si riferisce all'inverno e quella tratteggiata all'autunno; a destra, la linea unita si riferisce all'estate e quella tratteggiata alla primavera. I valori numerici dati in figura sono i valori mediani d'inverno (I), primavera (P), estate (E) ed autunno.

zioni 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 quartili 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., Lavenue 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*Centro per la Ricerca del Sistema Climatico, Università di Tokyo, Giappone*

m.campanelli@isac.cnr.it

SOMMARIO: L'aerosol urbano misurato nella città di Roma e quello extraurbano nell'Area della Ricerca CNR di Tor Vergata, 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 avveffivo). Il termine avveffivo 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) su 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 evidenza, nei giorni in cui il vento proveniva prevalentemente da NO, picchi di spessore ottico a

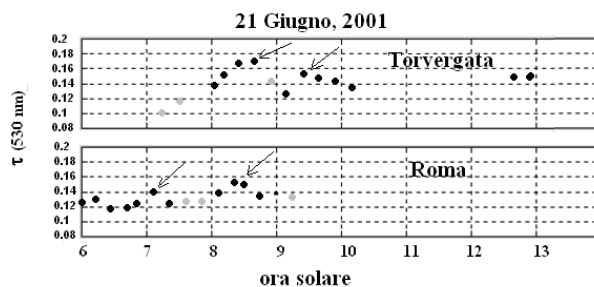


Figura 1: Andamento giornaliero dello spessore ottico nel caso di vento prevalentemente da NO.

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 (Fig. 1).

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 (Fig. 2) ha

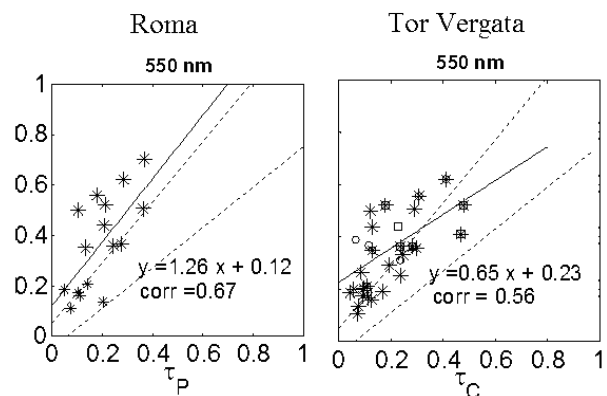


Figura 2: scatter plot fra t_M e t_p (sinistra) e fra t_M e t_c (destra). Le linee tratteggiate indicano l'area di incertezza di retrieval di t_M come indicato dall'algoritmo di inversione

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.

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 tecni-

che risulta quindi necessaria e di primaria importanza per lo studio dell'influenza dell'aerosol nel bilancio radiativo terrestre.

6 BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

Campanelli M., Estellés V., Tomasi C., Nakajima T., Malvestito V., Martínez-Lozano J.A., 2007. Application of the SKYRAD Improved Langley plot method for the in situ calibration of CIMEL Sun-sky photometers. *Applied Optics*, 46(14): 2688-2702.

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

Nakajima T., Tanaka M., Yamauchi T., 1983. Retrieval of the optical properties of aerosols from aureole and extinction data. *Applied Optics*, 22: 2951-2959.

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 radiativa 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/m² per le terre emerse e tra $-11,2$ e $-6,4$ W/m² 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 pro-

gettati 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 prevede 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 ter-

mini 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 valore medio annuo di - 3,7 W/m², (ii) tra - 11,2

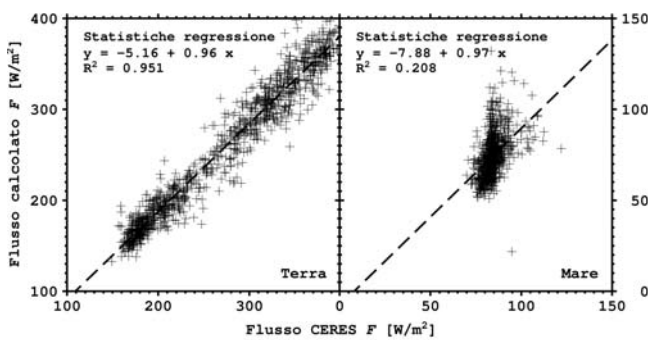


Figura 1: Confronto tra flusso calcolato e flusso misurato da CERES per il mese di giugno.

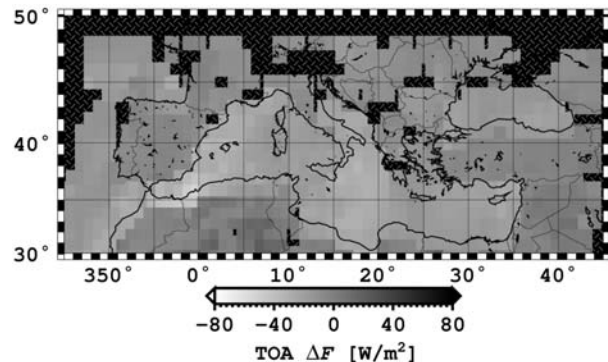


Figura 2: Forcing medio mensile per il mese di settembre.

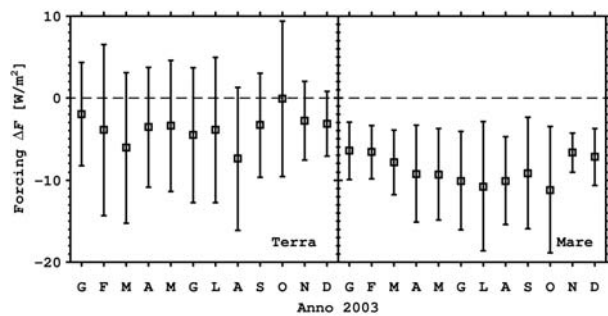


Figura 3. Variazione annua del valore medio mensile del forcing sull'intera area del Mediterraneo.

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 $-5,6 \text{ W/m}^2$ (Fig. 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

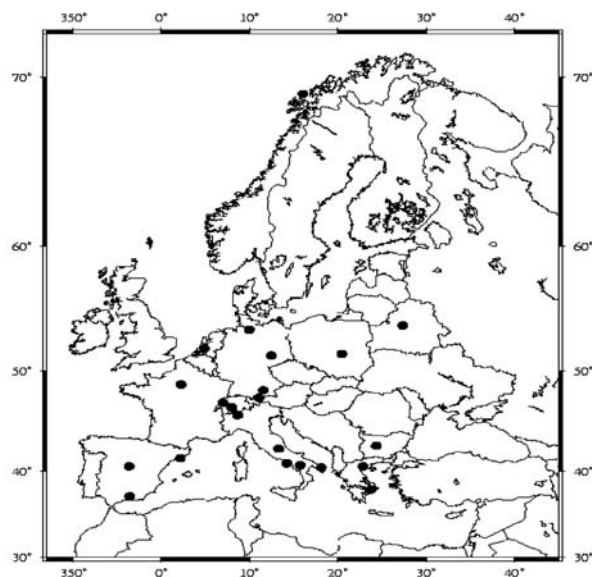


Figura 1: Distribuzione geografica delle stazioni lidar di EARLINET sul continente europeo.

degli aerosol a scala continentale. Al momento, 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., Mironova I., Müller D., Schneidenbach L., Nessler R., 2005. Microphysical aerosol parameters from multiwavelength lidar. *J. Opt. Soc. Am. A*, 22(3): 518-528.
- Mattis I., Ansmann A., Müller D., Wandinger U., Althausen D., 2004. Multiyear aerosol observations with dual-wavelength Raman lidar in the framework of EARLINET. *J. Geophys. Res.*, 109: D13203, doi: 10.1029/2004JD004600.
- Matthias J., Bösenberg J., Freudenthaler V., Amodeo A., Balis D., Chaikovsky A., Chourdakis G., Comeron A., Delaval A., de Tomasi F., Fixmann R., Hågård A., Komguem L., Kreipl S., Matthey R., Mattis I., Rizi V., Rodriguez J.A., Simeonov V., Wang X., 2004a. Aerosol lidar inter-comparison in the framework of the EARLINET project. 1 – Instruments. *Appl. Opt.*, 43(4): 961-976.
- Matthias V., Balis D., Bösenberg J., Eixmann R., Iarlori M., Komguem L., Mattis I., Papayannis A., Pappalardo G., Perrone M.R., Wang X., 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., Amodeo A., Pandolfi M., Pappalardo G., 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., Amodeo A., Pandolfi M., Wandinger U., Ansmann A., Bosenberg J., Matthias V., Amiridis V., De Tomasi F., Frioud M., Iarlori M., Komguem L., Papayannis A., Rocadenbosch F., Wang X., 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(28): 5370-5385.
- Pérez C., Nickovic S., Pejanovic G., Baldasano J.M., Özsoy E., 2006. Interactive dust-radiation modeling: a step to improve weather forecasts. *J. Geophys. Res.*, 111: D16206, doi:10.1029/2005JD006717.
- Villani M.G., Mona L., Maurizi A., Pappalardo G., Tiesi A., Pandolfi M., D'Isidoro M., Cuomo V., Tampieri F., 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., Mattis I., Tesche M., Ansmann A., Bösenberg J., Chaikovski A., Freudenthaler V., Komguem L., Linné H., Matthias V., Pelon J., Sauvage L., Sobolewski P., Vaughan G., Wiegner M., 2004. Air-mass modification over Europe: EARLINET aerosol observations from Wales to Belarus. *J. Geophys. Res.*, 109: doi: 10.1029/2004JD005142.
- Wendisch M., Müller D., Mattis I., Ansmann A., 2006. Potential of lidar backscatter data to estimate solar aerosol radiative forcing. *Appl. Opt.*, 45(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, 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 $n_i \cong 0$, mentre per particelle carboniose $n_i \cong 0.66$).

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 igro-

scopiche (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 (Mennella e 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 (Fig. 1).

Esso consiste sinteticamente di un laser He-Ne ($\lambda = 632 \text{ nm}$, $P=20\text{mW}$), un fotodiodo, 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), fornisce il valore dell'indice di rifrazione (Fig. 2).

Viene utilizzata la teoria di Mie per il calcolo teorico dello scattering delle singole particel-

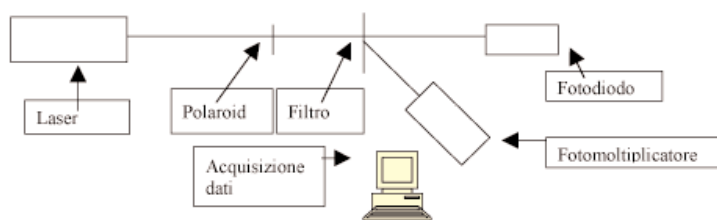


Figura 1: Schema dell'apparato sperimentale.

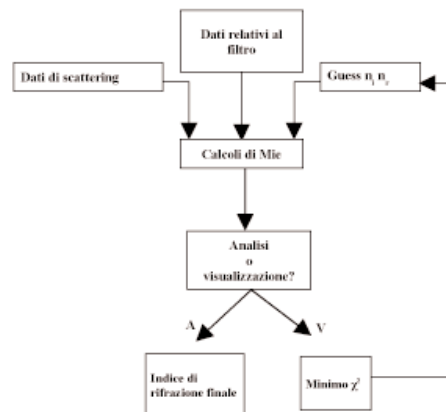


Figura 2: Diagramma di flusso dell'algoritmo.

le. 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:

$$I(\theta, \Phi, n, \alpha) = [I_0 / (k^2 R^2)] \int m(r) \beta(\theta, \Phi, n, \alpha) dr \quad (2)$$

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.

3 RISULTATI RILEVANTI

Nella tabella sottostante vengono riportati i valori dell'indice di rifrazione complesso per alcuni filtri

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

($\Phi=\pi/2$) 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 prevalente in ambiente marino (Fig. 3).

Il valore dell'indice di rifrazione misurato (parte complessa praticamente nulla), conferma questa indicazione.

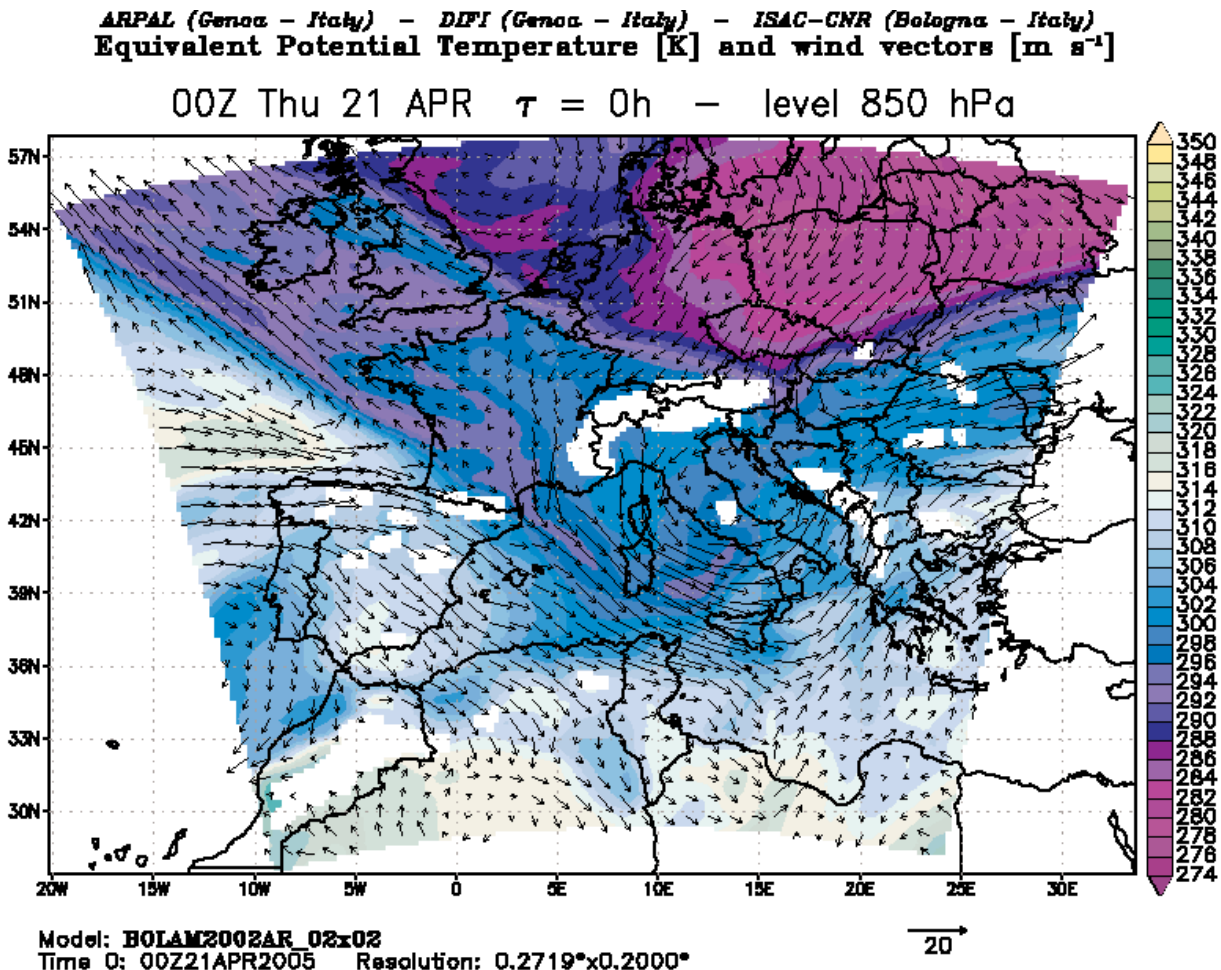


Figura 3: Previsioni Bolam (ore 00 del 21/04/2005).

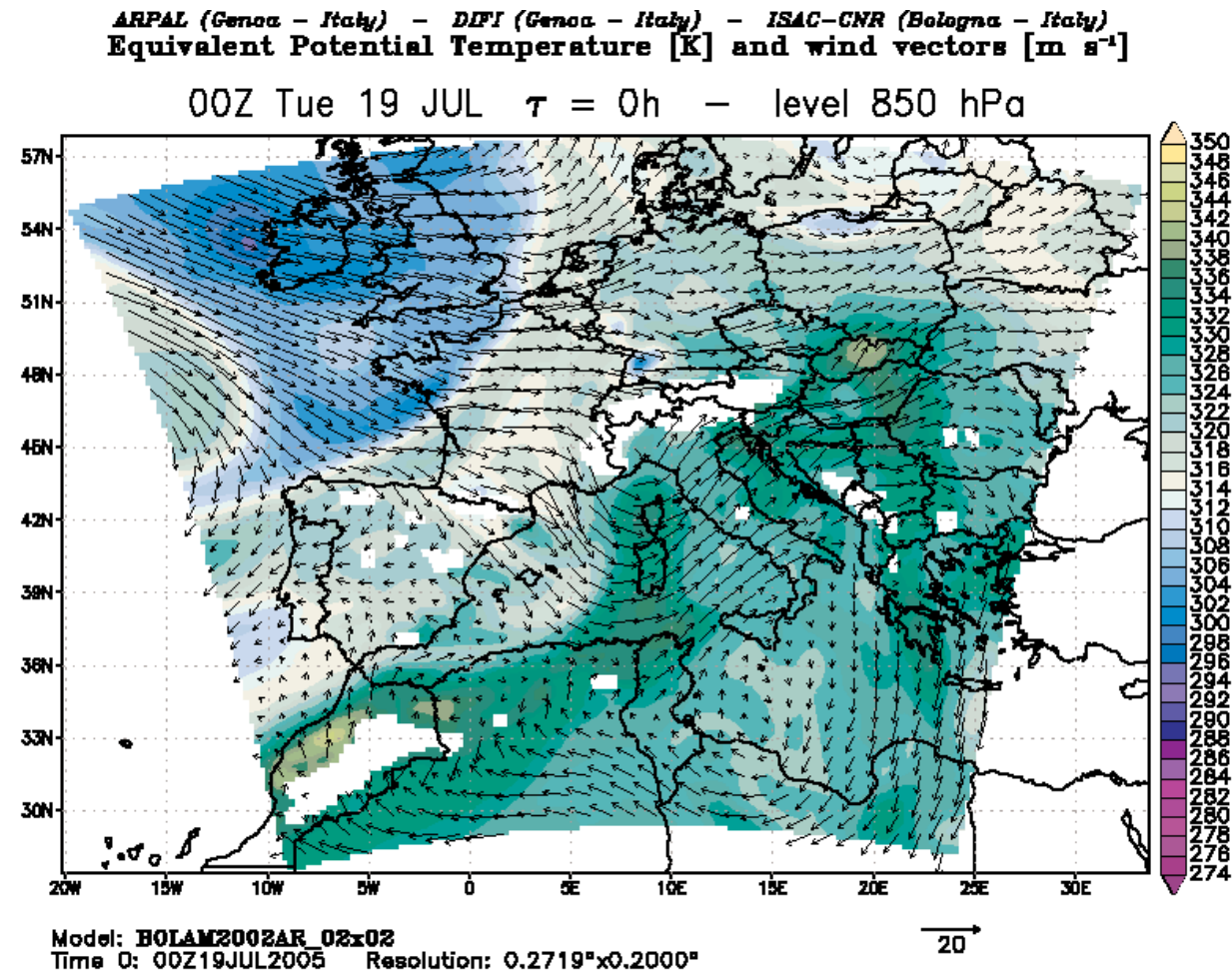


Figura 4: Previsioni Bolam (ore 00 del 19/07/2005).

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 (Fig. 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 e Wall, 1981).

4 PROSPETTIVE FUTURE

È possibile apportare miglioramenti alle indagini effettuate tagliando longitudinalmente il filtro campionato ed utilizzare la metà del filtro 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 (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 Figura 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 Figura 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 Figura 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 climatologiche di profili di aerosol consente osservazioni fino alla tropopausa con una

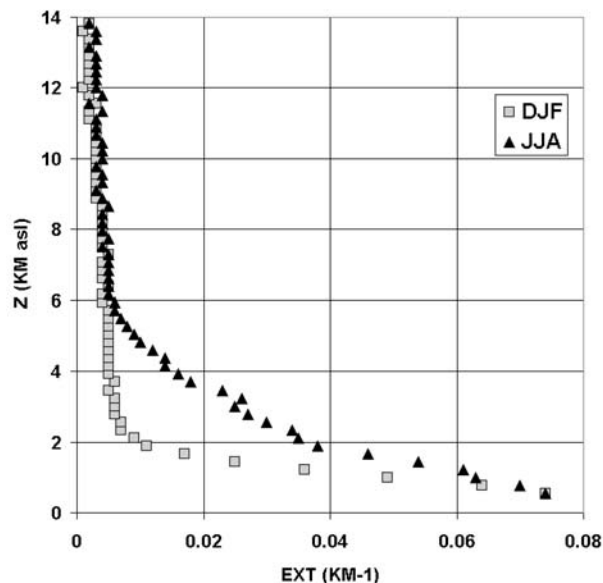


Figura 2: Climatologia dei profili del coefficiente di estinzione a 532 nm misurato dal lidar VELIS a Roma Tor Vergata nell'estate (JJA) e l'inverno (DJF) 2001.

risoluzione verticale di ~ 100 m. 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 permette 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 PM_{10} al suolo e con previ-

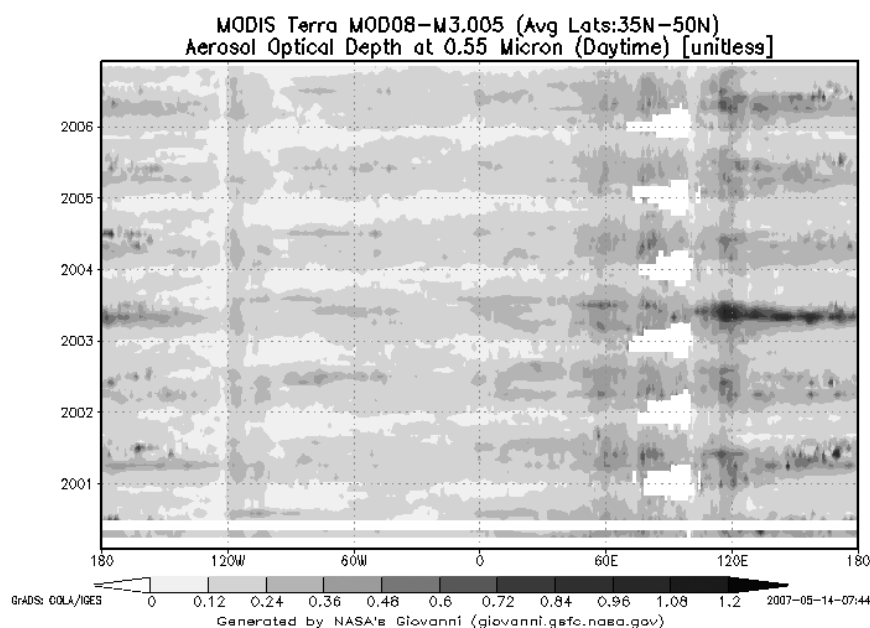


Figura 1: Andamento dell'AOD globale osservata da MODIS Terra e mediata nella fascia di latitudine 35-50N nel periodo 2000-2006.

sioni modellistiche è stato possibile stabilire che nel 2001 il contributo medio al PM_{10} degli eventi sahariani a Roma è stato di $\sim 20 \mu\text{g}/\text{m}^3$ e che il numero di eventi con contributo al $PM_{10} > 30 \mu\text{g}/\text{m}^3$ è stato di $\sim 25/\text{anno}$, quelli con $\Delta PM_{10} > 50 \mu\text{g}/\text{m}^3$ di $\sim 4/\text{anno}$ (Gobbi *et al.*, 2007). Considerato che il fondo regionale del PM_{10} nel Lazio è di $\sim 20 \mu\text{g}/\text{m}^3$, ciò comporta che circa 25 volte l'anno la soglia dei $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$ 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 PM_{10} (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 $\sim 1-2\%$. È quindi normale che le osservazioni da satellite siano impiegate per fornire il quadro globale, mentre osservazioni da terra servano 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 rifrazione, il fattore di asimmetria e l'albedo

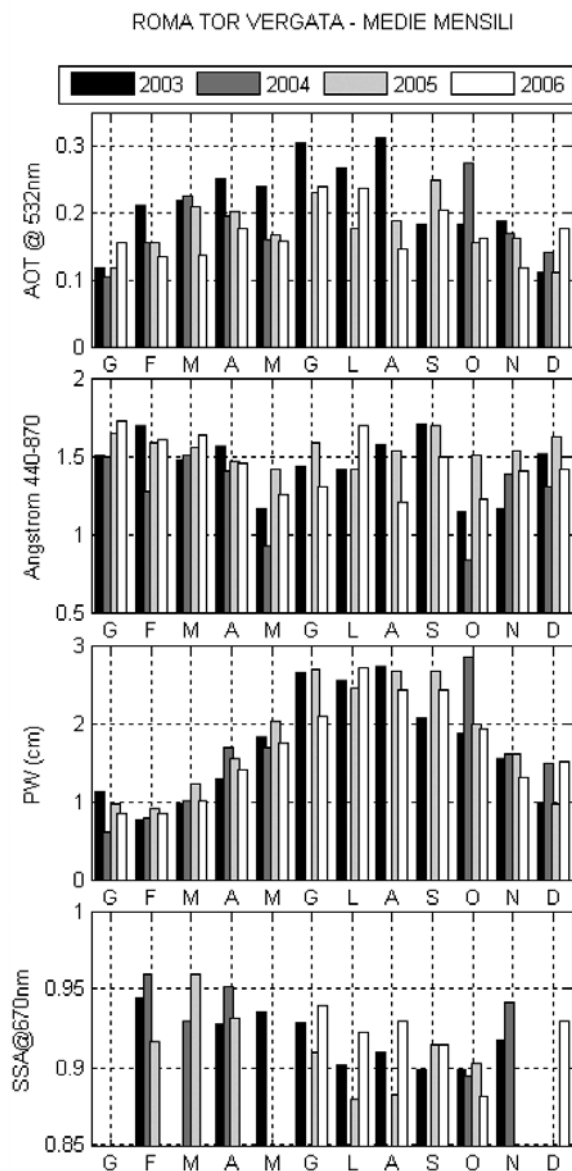


Figura 3: Climatologia per il periodo 2003-2006 dal fotometro Aeronet di ISAC Roma Tor Vergata per le variabili AOD (a); α (b); PW (c); e SSA (d).

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 Figura 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 Figura 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 Figura 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 Figura 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 (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., Barnaba F., Ammannato L., 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., Barnaba F., Ammannato L., 2007. Estimating the impact of Saharan dust on the year 2001 PM10 record of Rome, Italy. *Atmospheric Environment*, 41: 261-275.
- Kaufman Y.J., Boucher O., Tanré D., Chin M., Remer L.A., Takemura T., 2005. Aerosol anthropogenic component estimated from satellite data. *Gephys. Res. Lett.*, 32: L17804, doi:10.1029/2005GL023125
- Raes F., Van Dingenen R., Vignati E., Wilson J., Putaud J.P., Seinfeld J.H., Adams P., 2000. Formation and cycling of aerosols in the global troposphere. *Atmos. Env.*, 34: 4215-4240.
- Schulz M., Textor C., Kinne S. *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. Geraldì²

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 complesso e ancora poco noto. Nella regione delle onde lunghe, ogni strato di nube emette radia-

zione 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 bril-

lanze 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 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 stimate dallo schema possono essere utilizzate per la stima dei profili atmosferici o del vapor d'acqua (Fig. 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 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 svi-

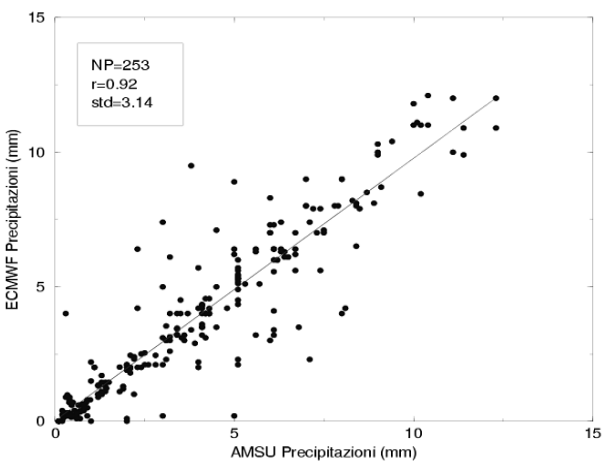


Figure 1: Confronto tra la stima di precipitazione da AMSU/B e le stime ottenute dalla rianalisi dell'ECMWF.

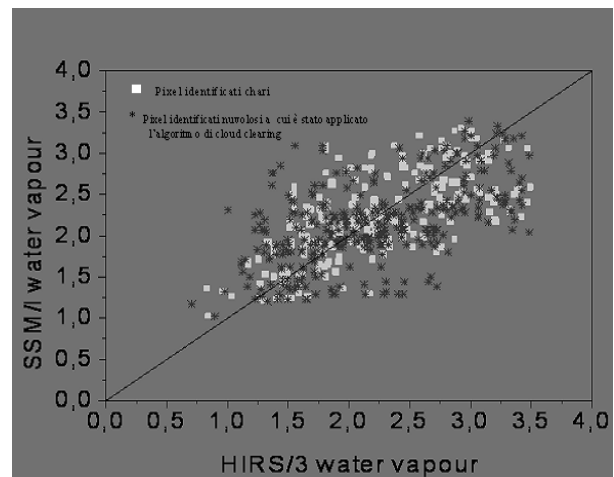


Figure 2: Stima del vapor d'acqua da dati identificati chiari e dati ricostruiti dall'algoritmo di cloud clearing.

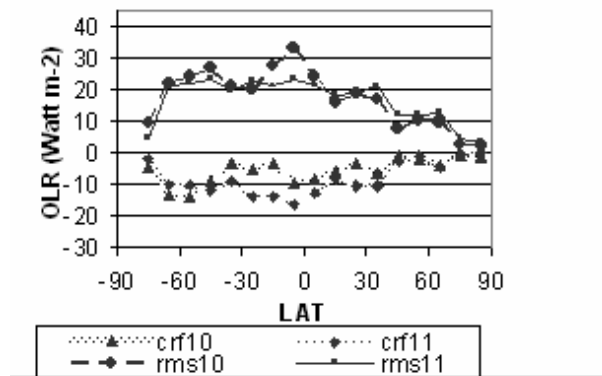


Figura 3: Forcing radiativo delle nubi e relativo errore per 2 differenti sensori NOAA.

luppato, 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., Rizzi R., 2002. Radiances simulated in the presence of clouds by use of a fast radiative transfer model and a multiple-scattering scheme. *Applied Optics*, 41(9): 1604-1614.

Cuomo V., Lanorte V., Pergola N., Pietrapertosa C., Rizzi R., Romano F., Serio C., 1999. A new cloud-clearing scheme for infrared sounder measurements by using Kriging technique, International TOVS Study Conference. Boulder, CO, USA (27 Jan.-2 Feb. 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., 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., 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, Gruber A., 1989. A technique for estimating outgoing longwave radiation from HIRS radiance observation. *J. Atmos Ocean Techn*, 6: 706-711.

Romano F., Cimini D., Rizzi R., 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., 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., Kobayashi H., 1999. Inverting for geophysical parameters from IMG radiances. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 37(3): 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

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

²*Istituto di Scienze Chimiche, Università degli Studi di Urbino "Carlo Bo", 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 climatizzanti, 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 aliidi. 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 ossidante, 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, combi-

nate 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 misurazioni 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., 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., Qin D., Manning M., Alley R.B., Berntsen T., Bindoff N.L., Chen Z., Chidthaisong A., Gregory J.M., Hegerl G.C., Heimann M., Hoskins B.J., Joos F., Jouzel J., Kattsov V., Lohmann U., Molina M., Overpeck J., Raga G., Ramaswamy V., Ren J., Rusticucci M., Somerville R., Stocker T.F., Whetton P., Wood R.A., Wratt D., 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. Roccatò¹, F. Angelini¹, S. Decesari¹, M.C. Facchini¹, S. Fuzzi¹, G.P. Gobbi², P. Bonasoni¹, P. Laj³, K. Sellegri³, H. Venzac³, P. Villani³, M. Maione⁴, J. Arduini⁴, E. Vuillermoz⁵, G.P. Verza⁵

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

²*Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima, CNR, Roma, Italia*

³*Laboratorio di meteorologia Fisica, CNRS, Clermont Ferrand, Francia*

⁴*Istituto di Scienze Chimiche, Dip. Scienze Ambientali, Università di Urbino, Italia*

⁵*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 (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 condizio-



Figura 1: La stazione climatica ABC-Pyramid, installata nel febbraio 2006 a 5079 m sul versante meridionale della catena himalayana.

ni 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 (Fig. 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;
- 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;

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	

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 raccomandation" 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-monsoonico (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 inquinata, 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 parti-

celle 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., 2006. Observational relationship between aerosol and Asian monsoon rainfall, and circulation. *Geophys. Res. Letters*, 33: L21810, doi:10.1029/2006GL027546.
- Ramanathan V., Crutzen P.J., 2003. New Directions: Atmospheric Brown "Clouds". *Atmospheric Environment*, 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 Epsilon 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 Epsilon 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 Epsilon 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 (Monzone secco) alla stagione estiva monsonica (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 cinquantesimo anniversario 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

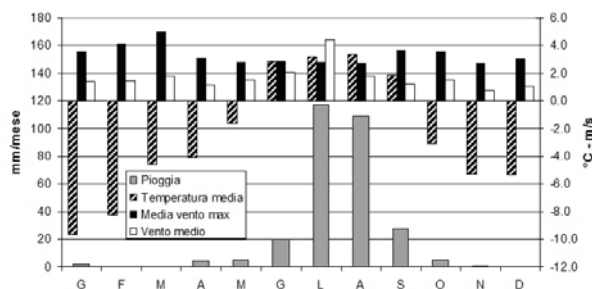


Figura 1: Precipitazioni, temperatura e velocità del vento mensili registrate nella stazione CEOP-Himalayas della Piramide Laboratorio-Osservatorio collocata a 5050 m s.l.m nell'area del Monte Everest.

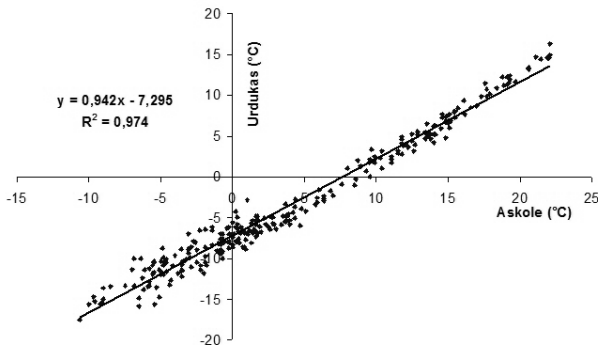


Figura 2: Coerenza delle misure di temperatura dell'aria atmosferica al suolo tra Askole (3015) ed Urdukas (3925 m) nell'area del Ghiacciaio del Baltoro, Pakistan, nel periodo Ottobre 2005-Luglio 2006.

m (Fig. 2) calcolato nell'estate 2004 tra Urdukas ed il Campo Base del K2 (5000 m) e 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 e 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 Epon 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).

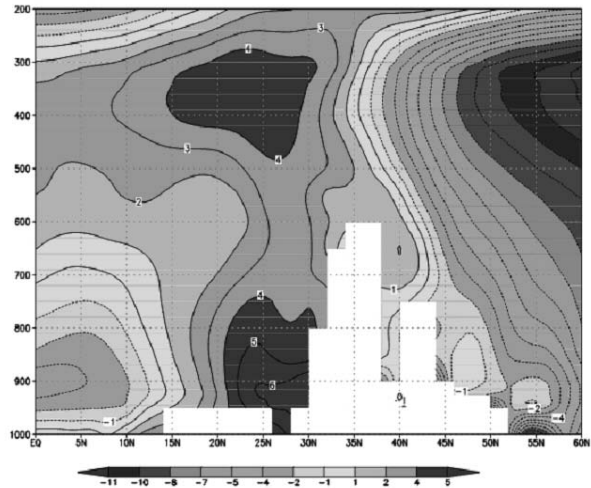


Figura 3: Simulazione delle anomalie delle temperature lungo una sezione Nord-Sud ottenuta con EMC-GCM realizzato dal Centro Epon Meteo (Bollasina e Benedict, 2004).

Questo andamento trova una giustificazione nella recente teoria dell'“Elevated Heat Pump (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 Epon 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 perso-

ne, 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., 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., 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.
- Lau K.M., Kim M.K., Kim K.M., 2006. Asian monsoon anomalies induced by aerosol direct effects. *Climate Dynamics*, 26: 855-864.
- Liu X., 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., 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., 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., 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., 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., 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., Guzzella L., Roscioli C., De Paolis A., 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 (Fig. 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 qualità 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



Figura 1: Spettrometro GASCOD installato alla Stazione "M.Zucchelli" dal 1995.

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.

3 RISULTATI RILEVANTI

3.1 Ciclo stagionale dell'NO₂

Il contenuto colonnare di NO₂ presenta un chiaro andamento stagionale (Fig. 2).

Durante l'autunno australe i valori di NO₂ 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 NO₂

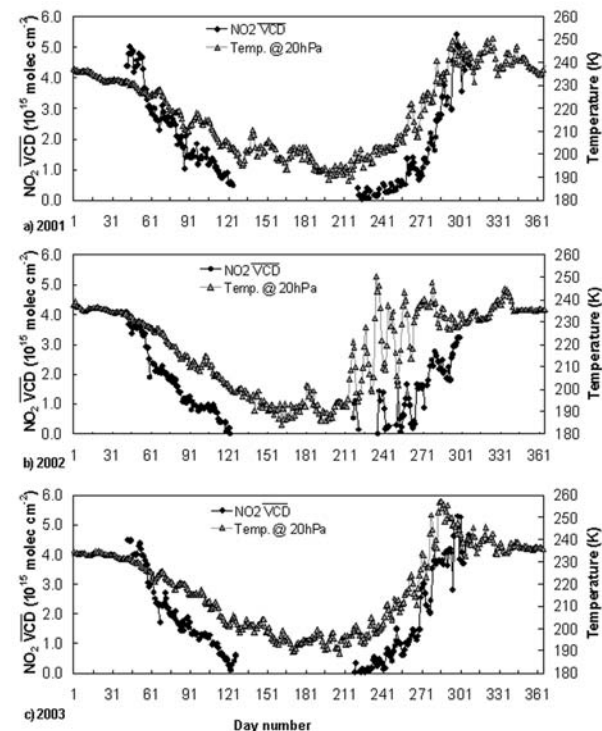


Figura 2: Ciclo stagionale dell'NO₂ per il periodo 2001-2003 e temperature in Stratosfera alla Stazione "M. Zucchelli".

riprendono a crescere partendo da circa 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 NO₂ in HNO₃) durante l'inverno.

I bassi valori osservati prima e dopo l'inverno australe sono il risultato di reazioni in fase gassosa che convertono NO₂ in N₂O₅, reazioni eterogenee che convertono N₂O₅ e ClONO₂ in HNO₃, e possibili effetti di denitrificazione (sedimentazione di HNO₃ e relativa riduzione di NO_y). Nei mesi estivi, la vita media di HNO₃ è ridotta dalla fotolisi e da reazioni con il radicale ossidrilico OH, che rilasciano NO₂.

È qui da ricordare che NO₂ non contribuisce direttamente alla deplezione di ozono, ma ad es. attraverso la reazione chimica ClO+NO₂+M → ClONO₂+M e reazioni eterogenee su PSC, NO₂ riduce la quantità di ClO_x che a sua volta determina la deplezione di O₃.

3.2 Il ciclo giornaliero dell'NO₂

All'inizio del mese di Febbraio (dopo l'estate australe e quando il sole comincia a scendere sotto l'orizzonte), i valori di NO₂ al tramonto e all'alba presentano gli stessi valori (Fig. 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 NO₂ (circa 30 Km). Di conseguenza, le reazioni di conversione di NO₂ in N₂O₅ 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 N₂O₅ durante la notte e la sua conseguente fotolisi durante il giorno. Durante la notte polare, la fotolisi di N₂O₅ è inibita, e questo riduce di nuovo la variazione diurna. All'inizio dell'inverno, la riduzione di NO₂ ha luogo quando, l'NO_x è dapprima convertito in N₂O₅ in assenza di luce, ed in seguito in HNO₃.

In estate avanzata, l'assenza di periodi di buio, inibisce la formazione di N₂O₅, riducendo o bloccando completamente la variazione giornaliera.

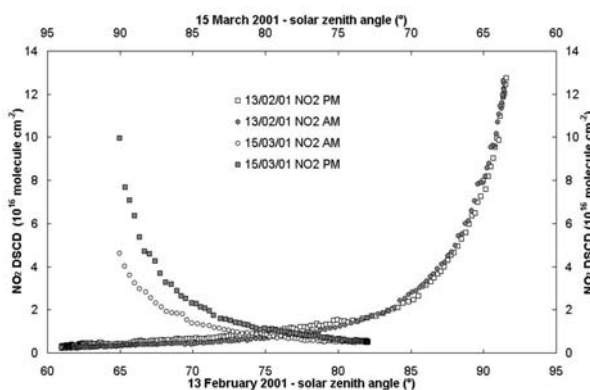


Figura 3: Ciclo giornaliero dell'NO₂ in Antartide.

3.3: Lo Stratospheric Warming del 2002

Durante il 2002 si sono osservati valori ed andamenti anomali di NO₂. 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 NO₂, di T20 e PV275 risultano simili a quelli del 2001 e 2003. Durante la primavera australe, invece, si osservano valori di NO₂ 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 (Fig. 2). Per tali giorni, le 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 denitrificate provenienti dalle medie latitudini, si sono mescolate con quelle contenute all'interno del vortice polare, portando ad una situazione simile a quella normalmente

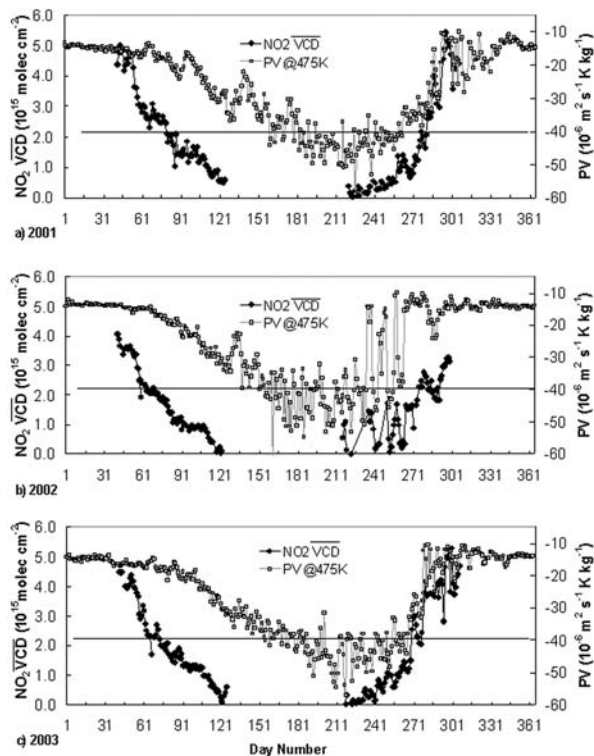


Figura 4: Colonne Verticali di NO₂ (NO₂ VCD) e Vorticità Potenziale (PV@475K) ottenute alla stazione “M. Zucchelli” nel periodo 2001-2003.

ricontrata durante l’autunno australe. L’analisi della vorticità potenziale (Fig. 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 condi-

zioni 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 colonnari 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

- Bortoli D. *et al.*, 2003. Stratospheric Nitrogen Dioxide In Antarctic Regions From Ground Based And Satellite Observation During 2001, Proc. SPIE, 4882: 304-313.
- 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).
- 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 *hozone 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 (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 (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 Nacional del Antártico* (DNA), Argentina, e l'altro tramite un altro accordo con il *Norwegian Institute for Air Research* (NILU), Norvegia.

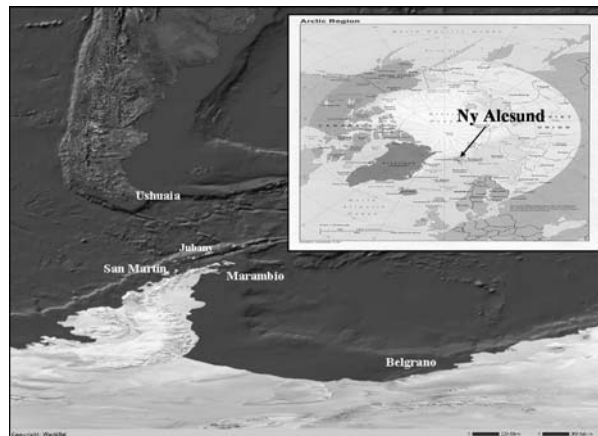


Figura 1: Ubicazione delle basi polari dove sono installati gli spettrofotometri Brewer.

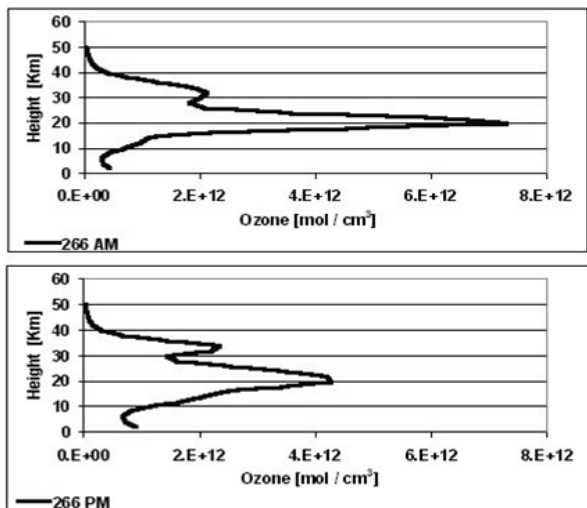


Figura 2: Profilo verticale di concentrazione d’ozono ad Ushuaia prima (in alto) e durante (in basso) il passaggio del vortice polare nella stessa giornata (23/09/1994).

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 deplezione 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, 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.

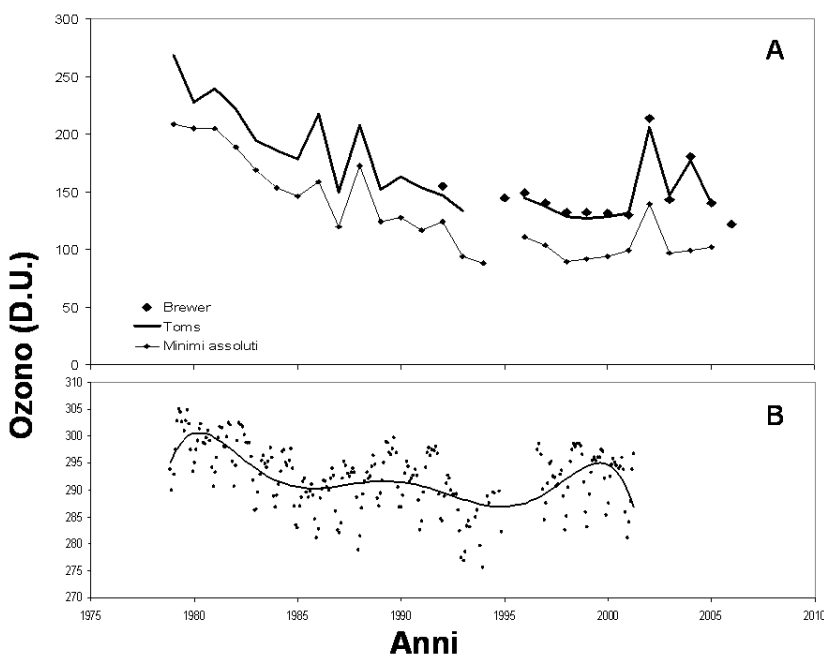


Figura 3: Andamento temporale dell’ozono (1979-2005). A - ozono medio di ottobre a Belgrano II mediante Brewer (•) e satellite TOMS (curva continua). Minimi assoluti (---•---) registrati all’interno del vortice. B - Andamento su Ushuaia dei valori mensili con curva interpolante.

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 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.

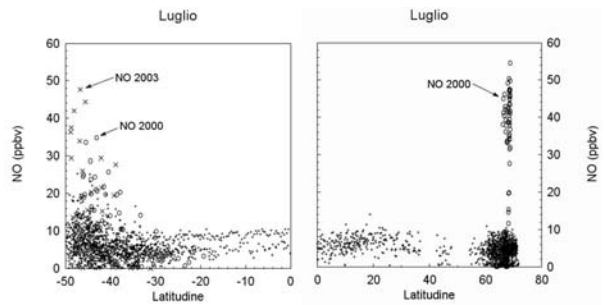


Figura 4: Climatologia del mese di luglio, mediante lo strumento HALOE, della concentrazione di NO durante l'ultimo ciclo solare (1996-2005). Emisfero nord a destra e sud a sinistra.

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., Shanklin J.D., 1985. Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction. *Nature*, 315: 207-210.

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.

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
Tomasì 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