



HAL
open science

Stima degli effetti radiativi degli aerosol Sahariani nella modellistica meteorologica del Mediterraneo.

Andrea Barucci

► **To cite this version:**

Andrea Barucci. Stima degli effetti radiativi degli aerosol Sahariani nella modellistica meteorologica del Mediterraneo.. Earth and Planetary Astrophysics [astro-ph.EP]. Università degli studi di Firenze, 2006. Italian. NNT: . tel-01389389

HAL Id: tel-01389389

<https://theses.hal.science/tel-01389389>

Submitted on 8 Nov 2016

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI FIRENZE

FACOLTÀ DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI

TESI DI LAUREA IN FISICA

Stima degli effetti radiativi

degli aerosol sahariani

nella modellistica meteorologica del Mediterraneo

RELATORE

DR. MASSIMILIANO PASQUI

CORRELATORE

PROF. EGIDIO LANDI

DEGL'INNOCENTI

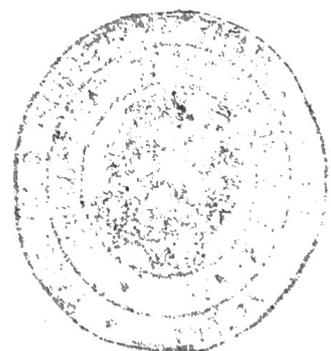
LAUREANDO

ANDREA BARUCCI

Anno Accademico 2005–2006

Data discussione tesi: 28 settembre 2006

7 SET. 2006



Informazioni sulla Tesi di Laurea

Descrizione del titolo: Laurea in Fisica rilasciata dall'Università degli Studi di Firenze

Titolo della tesi: *Stima degli effetti radiativi degli aerosol Sahariani nella modellistica meteorologica del Mediterraneo.*

Voto: 110/110 e lode

Data discussione tesi: 28 settembre 2006

Relatori:

- Dott. Massimiliano Pasqui (LaMMA - CNR)
- Prof. Egidio Landi Degl'Innocenti (Università degli studi di Firenze).

Documento di riferimento: certificato di laurea

Numero Registro: CE2006224006000027, relativo al n° di matricola 2530051

Rilasciato da: Università degli studi di Firenze, P.zza S.Marco, 4 - 50121 Firenze

Classe di appartenenza: "Scienze e tecnologie fisiche"

- "L-30" in base al Decreto Ministeriale MIUR 3 novembre 1999, n. 509
- "25" in base al Decreto Ministeriale MIUR 22 ottobre 2004, n. 270

Data (documento certificato): 04/07/2007

Svolta presso: Consorzio LaMMA, Laboratorio di Monitoraggio e Modellistica Ambientale per lo sviluppo sostenibile, consorzio pubblico fra CNR e Regione Toscana.



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI FIRENZE

Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali

Corso di Laurea in Fisica

Tesi di laurea

Stima degli effetti radiativi degli aerosol sahariani nella modellistica meteorologica del Mediterraneo

Laureando: Andrea Barucci

Relatore: Dr. Massimiliano Pasqui

Correlatore: Prof. Egidio Landi Degl'Innocenti

Gli aerosol minerali sono sicuramente tra i fattori di maggior importanza nel modificare il bilancio radiativo dell'atmosfera, tuttavia la descrizione fisica dei loro effetti non costituisce ancora un elemento standard dei sistemi di simulazione numerica utilizzati per lo studio dell'atmosfera in generale e per scopi pratici come le previsioni meteorologiche. Inoltre gli effetti delle polveri di origine sahariana hanno un peso rilevante nei fenomeni atmosferici sul bacino del Mediterraneo e quindi sull'Italia.

Il lavoro sviluppato in questa tesi è stato incentrato nella realizzazione "ex-novo" di una catena modellistica atmosferica che permettesse di ricostruire il fenomeno della produzione e trasporto degli aerosol e di valutare l'impatto che questi hanno sulla radiazione solare che raggiunge il suolo. A questo scopo sono stati selezionati 4 modelli autonomi che costituiscono lo stato dell'arte per quanto riguarda la simulazione degli eventi atmosferici: RAMS, che elabora la dinamica meteorologica, DUSTEM, dedicato all'emissione di polveri, CAMx, per il trasporto degli aerosol, ed infine UVSPEC per il calcolo degli effetti radiativi. I modelli sono stati accoppiati in modo da costituire un nuovo sistema numerico di simulazione.

L'affidabilità del metodo è stata verificata ricostruendo uno specifico evento del passato, avvenuto nel luglio 2003, in cui si è avuto il trasporto di una nube particolarmente consistente di polvere desertica sahariana attraverso il Mediterraneo fino a raggiungere l'Italia.

In particolare si sono confrontati i risultati della simulazione con i dati provenienti da analisi globali (progetto Reanalisi) e, per la parte radiativa, con le osservazioni disponibili, raccolte sia da stazioni di rilevamento a terra (Oristano e Lampedusa), che dallo strumento satellitare TOMS. Dal confronto emerge un accordo sostanziale fra la simulazione e i dati sperimentali, mentre si evidenzia come la valutazione dell'emissione di polveri alla sorgente costituisca attualmente il punto più critico del procedimento.

Il lavoro è stato svolto presso il Laboratorio per la Meteorologia e la Modellistica Ambientale (LaMMA) dell'Istituto di Biometeorologia – Consiglio Nazionale delle Ricerche.

Indice

Introduzione	5
Capitolo 1: Interazione fra radiazione solare	
e atmosfera terrestre	17
1.1: Composizione e struttura dell'atmosfera terrestre	17
1.2: Gas atmosferici	19
1.3: Aerosol atmosferici	20
1.3.1: Proprietà ottiche e fisiche degli aerosol troposferici	23
1.3.2: Funzione di distribuzione log-normale per aerosol	23
1.4: Caratteristiche radiative e impatto climatico	30
1.5: Aerosol e nuvole: un approfondimento	32
1.5.1: Formazione del ghiaccio	34
1.5.2: Aerosol ed elettrificazione atmosferica	35
1.5.3: Aerosol minerali	36
Capitolo 2: Sorgenti di aerosol minerali	39
2.1: Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS)	40
2.2: La caratterizzazione delle sorgenti	43
Capitolo 3: La rianalisi dell'evento 16 luglio 2003	59
3.1: Le condizioni meteorologiche	60
Capitolo 4: Il trasporto radiativo	67
4.1: Bilancio radiativo del pianeta Terra	67
4.1.1: La costante solare C_{\odot}	68

4.1.2: Insolazione solare	69
4.1.3: Lo spettro solare: l'attraversamento dell'atmosfera	69
4.1.4: Lo spettro della radiazione emessa dalla Terra	70
4.2: Forcing radiativo	71
4.3: Descrizione del trasporto radiativo	72
4.3.1: Quantità radiometriche	72
4.3.2: Interazione radiazione–materia	73
4.4: Trasporto radiativo in atmosfera piano-parallela	79
4.4.1: Trasporto radiativo in un'atmosfera con nuvole e aerosol	81
4.5: Scattering: un approfondimento	82
4.5.1: Scattering Rayleigh	82
4.5.2: Scattering Mie	84
4.6: Albedo superficiale	89
4.7: Modelli di trasporto radiativo	91
Capitolo 5: Modellistica atmosferica	95
5.1: RAMS	96
5.1.1: Componenti del RAMS	98
5.1.2: Griglie	100
5.1.3: Inizializzazione, il pacchetto ISAN	104
5.1.4: RAMS parallelo	106
5.1.5: Parametrizzazioni	108
5.1.6: Parametrizzazione del trasporto radiativo	109

5.1.7: Dati di ingresso del modello.....	111
5.1.8: Implementazione del modello	117
5.2: Modello di emissione DUSTEM.....	118
5.2.1: L'erosione del suolo.....	118
5.2.2: Modellizzazione del fenomeno	119
5.2.3: Stima dell'emissione della polvere del Sahara tramite DUSTEM ..	120
5.2.4: Parametrizzazione dei flussi superficiali di emissione	122
5.2.5: Dati di ingresso e di uscita.....	125
5.3: Il modello di dispersione CAMx	126
5.3.1: Dati di ingresso del modello e implementazione.....	131
5.3.2: Dati di uscita del modello.....	132
5.4: Il modello di traferimento radiativo UVSPEC	133
5.4.1: Caratteristiche base.....	133
5.4.2: Risoluzione spettrale.....	137
5.4.3: Atmosfera	143
5.4.4: Albedo superficiale	147
5.4.5: Flusso solare.....	147
5.4.6: Post-processamento.....	149
5.4.7: Dati di uscita.....	149
5.4.8: Validazione di UVSPEC	149
5.5: Configurazione di UVSPEC.....	150
5.5.1: Profili verticali di pressione e temperatura.....	150

5.5.2: Profili verticali di Ozono, NO ₂ e CO ₂	150
5.5.3: Albedo superficiale	152
5.5.4: Spessore ottico degli aerosol minerali e loro profilo verticale.....	153
5.6: La stima degli errori nella modellistica atmosferica	156
Capitolo 6: Stima del forcing radiativo	159
6.1: La rete Aeronet.....	160
6.1.1: Misure base del radiometro	162
6.2: Località di simulazione.....	164
6.2.1: Oristano.....	165
6.2.2: Lampedusa.....	174
6.3: Risultati del modello di emissione DUSTEM	181
6.4: Risultati del modello CAMx	182
6.4.1: Confronto fra lo spessore ottico modellizzato e i dati Aeronet.....	184
6.5: Risultati del modello di trasporto radiativo UVSPEC.....	187
6.6: Il confronto con i risultati di altri studi.....	191
6.6.1: Il ruolo dell'Ozono colonnare.....	194
Conclusioni.....	197
Appendice.....	199
Il progetto Reanalisi.....	199
Bibliografia.....	207

Errata – Corrige

- Pag. 14, quarta riga dell'ultimo capoverso:

un algortimo \implies un algoritmo

- Pag. 77, prima riga:

un piccolo volume \implies di un piccolo volume

- Pag. 89, terza formula:

$$\tau = \sum_{j=1}^k \left[\sum_i \hat{\sigma}_{ext}^i n_i(r) \right] \Delta z_j \implies \tau = \sum_{j=1}^k \left[\sum_i \hat{\sigma}_{ext}^i n_{ij} \right] \Delta z_j$$

- Pag. 89, prima riga dopo la terza formula:

$n_i \implies n_{ij}$

- Pag. 89, seconda riga dopo la terza formula:

di aerosol \implies di aerosol al livello j-esimo

- Pag. 115, ultima riga del primo capoverso:

risoluzioni angolari: \implies risoluzioni:

- Pag. 125, formula [5.5]:

$$C_{Sk} = \text{const} \cdot \frac{F_{Sk}}{\kappa u_*} \dots \implies C_{Sk} = \frac{F_{Sk}}{\kappa u_*} \dots$$

- Pag. 125, seconda riga dopo la formula [5.5]:

$$2.4 \times 10^{-4} \text{ m}^{-5} \cdot \text{Kg} \cdot \text{s}^{-2} \implies 2.4 \times 10^{-4} \text{ m}^{-5} \cdot \text{Kg} \cdot \text{s}^2$$

- Pag. 125, seconda formula:

$$c_l = \frac{\text{const}^2}{\kappa} \implies c_l = \frac{\text{const}}{\kappa}$$

- Pag. 125, ultima riga prima di **5.2.5**:
 il valore $\sqrt{\kappa c_l}$ \implies il valore κc_l

- Pag. 130, riga 10:
 traferimento \implies trasferimento

- Pag. 134, riga 9:
 e eventuali \implies ed eventuali

- Pag. 135, penultima riga:
 Dahlback and Stamnes \implies Dahlback e Stamnes

- Pag. 138, seconda riga:
 (fig. 15) \implies (fig. 16)

- Pag. 141, riga 5:
 trsferimento \implies trasporto

- Pag. 149, riga 4 di **5.4.6**:
 extraterrestre \implies al di fuori dell'atmosfera

- Pag. 185, seconda riga:
 sabbia del deserto \implies polvere del deserto

- Pag. 213, terzultima citazione bibliografica:
 Joliffe \implies Jolliffe

Errori tesi:

La reference ad Israelevich nel capitolo 2 è sbagliata: non è 2001 ma 2002.

Mancano le reference di Kaufman 1997 , 1998 (Capitolo sorgenti) nella bibliografia.

Introduzione

Il lavoro sviluppato in questa tesi è stato incentrato nella realizzazione “ex-novo” di una catena modellistica atmosferica con due obiettivi primari: da un lato riprodurre il fenomeno dell’evoluzione spazio-temporale degli aerosol minerali di origine sahariana nell’area del bacino del Mediterraneo e in particolare sull’Italia, dall’altro riuscire a caratterizzare l’attenuazione della radiazione solare che raggiunge il suolo in presenza dei suddetti aerosol. Lo scopo finale è quello di migliorare la stima dell’impatto degli aerosol minerali e dei fenomeni radiativi di attenuazione ad essi legati sulla simulazione dell’evoluzione dello stato dell’atmosfera, sia per l’impiego nelle previsioni del tempo, sia per le simulazioni atmosferiche di tipo stagionale e climatico. Con questo lavoro di tesi è stato possibile creare uno schema modellistico affidabile da impiegare nella corrente attività operativa delle previsioni meteorologiche giornaliere. Il lavoro è stato svolto presso il Laboratorio per la Meteorologia e la Modellistica Ambientale (LaMMA) dell’Istituto di Biometeorologia – Consiglio Nazionale delle Ricerche.

Gli aerosol minerali sono sicuramente tra i fattori di maggior importanza nel modificare il bilancio radiativo dell’atmosfera, in quanto producono un’alterazione del bilancio energetico alla superficie, in condizioni di cielo sereno. Essi rappresentano quindi un fattore climatico non trascurabile su un ampio spettro di scale temporali. Gli effetti delle particelle di aerosol possono essere raggruppati in due classi principali: uno diretto, attraverso assorbimento e scattering, e uno indiretto,

attraverso la modifica delle proprietà delle nubi. Gli aerosol infatti, poiché possono agire come nuclei di condensazione per le gocce di vapore d'acqua contenute nelle nuvole, influenzano conseguentemente le proprietà della nube che si viene a formare, le sue caratteristiche radiative e il tempo di vita, incidendo così sul bilancio della precipitazione di tutte le idrometeore.¹

Concentrazione, forma, distribuzione di dimensioni, indice di rifrazione e profilo verticale degli aerosol possono essere altamente variabili sia spazialmente che temporalmente: alcune di queste quantità (in special modo le proprietà microfisiche) non sono ancora completamente conosciute, e sono comunque difficili da misurare direttamente.

Fra tutti i differenti tipi di aerosol minerali atmosferici, la polvere del deserto è di primario interesse, da un lato perché le potenziali sorgenti coprono approssimativamente un terzo della superficie terrestre, dall'altro perché il loro trasporto atmosferico avviene su vasta scala. Il meccanismo primario attraverso cui avviene il trasporto si riassume in due fasi: nella prima le particelle di polvere sono mobilizzate dal vento sul suolo e innalzate fino alla media troposfera dai forti regimi convettivi che si sviluppano nel deserto e in occasioni di colpi di vento; nella seconda fase avviene il vero e proprio trasporto anche a distanze considerevoli dalla sorgente di produzione, a seguito della circolazione a grande scala nell'atmosfera.

La polvere di origine desertica ha un forte impatto sulla radiazione solare attraverso i fenomeni di assorbimento e di scattering. Tale pulviscolo, risultato di una miscela di vari minerali, ha proprietà ottiche che dipendono dalla sorgente

¹ Vedi cap. 5.

d'origine, dalle proprietà di mobilitazione e dalle trasformazioni fisico-chimiche a cui sono soggetti i componenti durante il trasporto in atmosfera, oltre che dallo stato di aggregazione dei medesimi.

Una maniera per caratterizzare l'effetto degli aerosol è quella di introdurre il concetto di *forcing radiativo*, definito come la differenza, a terra o a una determinata quota nell'atmosfera, fra i livelli di irradianza in presenza o meno delle particelle di aerosol.

L'agenzia internazionale *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC, 2001) definisce il livello di comprensione scientifica del *forcing radiativo* per gli aerosol di tipo desertico come “molto basso”, poiché le stime del *forcing radiativo* sono affette da incertezze derivanti dalla scarsa conoscenza della composizione degli aerosol e delle proprietà ottiche associate.

Negli ultimi anni la comunità scientifica internazionale si è notevolmente impegnata al fine di migliorare la conoscenza degli aerosol desertici e del loro impatto sul bilancio radiativo, in particolar modo per gli studi regionali, sia a livello meteorologico che climatico. Sokolik e Toon (1996) hanno stimato che, nonostante le quantità chiave che influenzano il *forcing radiativo* diretto siano affette da molte incertezze, il *forcing* per aerosol minerali vicino alle aree sorgenti è paragonabile a quello delle nuvole. Ecco spiegata l'importanza di dotarsi di una modellistica atmosferica capace di stimarne gli effetti sui bilanci radiativi. Tale conoscenza è resa particolarmente necessaria laddove, come nel bacino del Mediterraneo, il trasporto di polvere proveniente dal deserto del Sahara è piuttosto comune, modulato dalle condizioni meteorologiche a grande scala. Ad esempio Gilman e Garrett (1994)

stimano che il forte impatto radiativo della polvere sahariana, influenzando i flussi evaporativi al suolo, riesca a modificare il bilancio idrologico dell'intero bacino. Conoscere la quantità di aerosol presente in atmosfera significa ricostruire correttamente tutti i meccanismi di sollevamento e trasporto, ma tale sforzo è capace non solo di migliorare le valutazioni del bilancio radiativo, ma anche di aumentare la comprensione, a scala climatica, dell'effetto serra, migliorando le stime per gli scenari futuri. In questo modo si potrebbe agire a livello di intervento di contrasto con opportune strategie, laddove possibile, di riqualificazione e miglior uso del suolo.

Lo studio da me eseguito nasce dunque con lo scopo dichiarato di inquadrare l'intero fenomeno in un contesto di modellistica meteorologica numerica, prendendo come riferimento un evento verificatosi il 16 luglio 2003 per mettere a punto l'efficienza del sistema modellistico originale adottato. Esso è composto dall'accoppiamento di 4 modelli numerici autonomi, rappresentanti lo stato dell'arte delle conoscenze attuali circa i fenomeni coinvolti. La prima parte del lavoro è stata impiegata nel cercare di riprodurre al meglio l'evento atmosferico in esame, risalendo dapprima alle condizioni meteorologiche, stimando poi l'emissione di aerosol e quindi il conseguente trasporto da parte del vento. Una volta ricostruito l'evento, si è poi passati a stimare l'impatto radiativo, in condizioni di cielo sereno, sull'intervallo spettrale 280-800 nm, con l'ausilio di un modello unidimensionale di trasporto radiativo.

La parte preliminare del lavoro è stata volta a selezionare un evento emblematico ('caso studio'), che fosse capace di rappresentare e mettere in luce i vari aspetti fisici del fenomeno, ma che riguardasse l'Italia, visto che i modelli atmo-

sferici operativi su cui ho lavorato coprono l'intero bacino del Mediterraneo, con un particolare riguardo all'Italia in generale e alla Toscana.

Dopo un'analisi dei dati disponibili, sia satellitari, sia da misure a terra, ho deciso di selezionare un evento avvenuto il 16 luglio 2003, data in cui i sensori di vari satelliti (TOMS, MODIS), nonché la rete di fotometri per il monitoraggio a terra degli aerosol (AERONET), hanno registrato una forte infiltrazione di polvere, proveniente dall'Africa Occidentale, sull'Italia. La nuvola di aerosol minerali ha attraversato il Mediterraneo ed è andata a interessare le stazioni di rilevamento a terra degli aerosol di Oristano (Sardegna) e Lampedusa (Sicilia), utilizzate in questo lavoro per il confronto con le simulazioni.

L'analisi da me eseguita dello sviluppo del *plume*² di sabbia mostra come la sua formazione sia da attribuire all'azione congiunta di una bassa pressione di origine atlantica posizionata vicino all'Irlanda e dell'alta pressione presente sul bacino del Mediterraneo nel periodo in questione. Queste condizioni meteorologiche a grande scala hanno fatto sì che si creasse una saccatura³ di pressione, che ha estratto la polvere dalla riserva permanente sul Nord Africa e l'ha indirizzata in maniera rapida e con un'alta coerenza spaziale (cioè una bassa dispersione laterale rispetto alla direzione di moto principale) verso l'Italia.

La ricostruzione dell'intero evento meteorologico è stata realizzata sulla base di tre differenti modelli atmosferici accoppiati, uno per le condizioni meteorologiche (RAMS), uno per l'emissione di polvere dalle regioni sorgente (DUSTEM), e infine

² *Plume* è il termine tecnico con cui viene indicato un flusso di materiale trasportato dal movimento dell'aria, per il quale ho preferito mantenere la dizione originale inglese.

³ Ossia, un'area di bassa pressione che si insinua all'interno di una zona anticiclonica. Vedi cap. 3.

un modello che ha simulato il trasporto (CAMx). La stima del *forcing* radiativo è invece stata affidata al modello di trasporto radiativo UVSPEC. L'uso dei quattro modelli è stato richiesto nel mio lavoro in quanto, attualmente, nessun modello meteorologico considera in maniera integrata gli effetti degli aerosol, né per quanto riguarda la radiazione né per quanto riguarda i molti effetti associati.

Ho eseguito la ricostruzione dell'evento meteorologico usando il modello atmosferico operativo usato al LaMMA, cioè il RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*), sviluppato dagli scienziati della *Colorado State University* e della divisione ASTER della *Mission Research Corporation*. Il RAMS è un modello a fisica completa per la simulazione e la previsione dei fenomeni meteorologici, e rappresenta uno dei sistemi più evoluti nel settore della modellistica meteorologica, essendo espresso in termini non idrostatici ed essendo in grado di assimilare una notevole mole di dati osservati.

Il cuore del RAMS è costituito dal modello atmosferico, che effettua le simulazioni e prevede l'andamento nel tempo dei campi atmosferici attraverso la risoluzione di un insieme di equazioni che descrivono lo stato dinamico dell'atmosfera. A supporto di queste equazioni, risolte numericamente da schemi a differenze finite, il RAMS dispone di una vasta gamma di opzioni di parametrizzazione per la diffusione turbolenta, per i processi radiativi, per i processi umidi, per la convezione dei cumuli, per i flussi di calore e per gli effetti del terreno. Gran parte delle opzioni di parametrizzazione di cui dispone lo rendono particolarmente adatto alla simulazione di fenomeni anche su scala molto piccola.

Con l'ausilio del RAMS ho dunque ricostruito la situazione meteorologica a partire dai dati iniziali e al contorno forniti dal progetto Reanalisi.⁴ La porzione di superficie terrestre, coperta con una risoluzione di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, comprende il bacino del Mediterraneo e parte dell'Africa, mentre il periodo di simulazione va dal 5 al 17 luglio 2003. La scelta dell'area e dell'intervallo temporale da simulare è stata effettuata in modo che l'evoluzione spaziale e temporale del fenomeno fosse ben riprodotta.

Una volta ricostruiti correttamente con il modello RAMS i campi di interesse (e quindi la circolazione atmosferica), questi ultimi sono stati confrontati con un *dataset* di analisi meteorologiche fornito dal progetto Reanalisi, per una corretta valutazione della validità dei dati simulati. I valori delle grandezze atmosferiche (ad esempio: pressione, temperatura, umidità atmosferica, campi di vento ecc.) sono stati usati, successivamente, come parametri di ingresso per i modelli di emissione, trasporto atmosferico e trasporto radiativo.

Con i dati per velocità di frizione,⁵ campi di vento e umidità forniti dal RAMS, e utilizzando i dati sull'uso del suolo e sulla vegetazione resi disponibili rispettivamente dalla FAO (risoluzione orizzontale $8 \text{ km} \times 8 \text{ km}$) e *Global Land Cover* 2000 (risoluzione orizzontale $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$), è stato inizializzato il modello di emissione *DUST Emission Model* simulando le concentrazioni superficiali di 4 classi

⁴ Il Progetto Reanalisi, portato avanti dal *National Center for Atmospheric Research*, ha lo scopo di assemblare una raccolta dei dati sui fenomeni atmosferici a livello planetario dal 1948 ad oggi, attraverso una valutazione e rielaborazione del materiale disponibile con i metodi più aggiornati. Del Progetto Reanalisi si parla estesamente in questo lavoro nel cap. 5 e nell'appendice ad esso dedicata.

⁵ La velocità di frizione è un parametro che caratterizza la forza d'attrito fra il vento e il suolo. Per una definizione rigorosa, si veda al cap. 5.

di particelle (argilla, limo fine, limo grosso, sabbia) rappresentanti la tipologia più comune di polvere del deserto. La stima dei flussi emessi è stata realizzata con il modello DUSTEM, sviluppato precedentemente al LaMMA per studi sulle tempeste di sabbia nella Cina settentrionale e appositamente adattato e migliorato, durante il presente studio, sull'area nord Africana e il bacino del Mediterraneo.

Come dati iniziali, oltre ai già citati campi atmosferici, ho utilizzato quelli sull'uso del suolo e la vegetazione, i quali, una volta accoppiati, cioè opportunamente proiettati sulla stessa mappa, forniscono la concentrazione in quel dato tipo di suolo per le quattro specie di particelle adottate nella schematizzazione modellistica. La mappa così ottenuta comprende la stessa area coperta dal RAMS con una risoluzione nominale di $8\text{ km} \times 8\text{ km}$, ma successivamente degradata sia per adattarla alla risoluzione di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ del RAMS, sia per rendere l'impatto computazionale meno gravoso. Con tutti i parametri di ingresso simulati e controllati, il DUSTEM ha fornito la mappa di emissione, che ho provveduto a confrontare con i dati osservati dal satellite TOMS, per una valutazione della bontà delle simulazioni effettuate sia in termini delle regioni di emissione sahariane sia della corretta stima dei quantitativi di aerosol in volo. Il modello di emissione ha rappresentato il passaggio intermedio e cruciale dell'intero mio lavoro di tesi poiché, dato l'elevato numero di parametri in gioco, l'emissione è sicuramente uno fra i fattori più critici. Infatti, ogni successiva stima dipende direttamente dal quantitativo di aerosol immesso nella troposfera.

Una volta che la polvere è immessa in atmosfera viene trasportata dal vento, subendo durante il percorso vari effetti. Ho utilizzato il modello CAMx (*Comprehensive Air quality Model with extensions*) proprio per questo compito, inse-

rendo in ingresso le grandezze necessarie, fra cui i campi atmosferici del RAMS e i flussi di emissione di polvere del DUSTEM.

Così configurato, CAMx provvede a descrivere il trasporto delle particelle, tenendo conto, oltre che degli effetti di ricaduta al suolo per gravità, anche della chimica e dell'incremento di volume delle particelle dovuto all'umidità dell'aria. Gli aerosol minerali sono stati, in prima approssimazione e per questo lavoro di tesi, considerati chimicamente inerti. Il modello CAMx ha quindi prodotto la ricostruzione dell'evoluzione temporale del trasporto delle concentrazioni delle quattro specie di polveri, sull'intera area di interesse nel periodo 5-17 luglio 2003.

La scelta dell'arco temporale di simulazione è stata fatta a partire dall'analisi effettuata dell'evoluzione spazio-temporale del *plume* di sabbia che ha caratterizzato l'intero periodo di luglio 2003. Tale analisi è stata la diretta conseguenza di uno studio, realizzato in questo lavoro di tesi, sull'occorrenza delle ondate di sabbia nel bacino centro-occidentale del Mediterraneo nell'ultimo decennio. Tale studio, riprendendo precedenti lavori presentati agli inizi degli anni 2000 nella letteratura scientifica, ha mostrato come vi siano stati degli evidenti mutamenti nell'occorrenza delle ondate di sabbia sull'Italia a partire dal 2002 in poi, rendendo più importante, e di conseguenza più interessante, lo studio di tale fenomeno atmosferico.

Dopo aver utilizzato CAMx per simulare l'evoluzione spazio-temporale del *plume* di polvere, ho estratto dal modello i profili verticali per i tre giorni, 15-16-17 luglio, in modo da seguire l'andamento del fenomeno durante il sorvolo degli aerosol sul centro del Mediterraneo.

Per calcolare lo spessore ottico degli aerosol ho utilizzato i profili di concentrazione verticale delle varie specie di particelle (argilla, limo fine, limo grosso, sabbia), usando la teoria di Mie per le sezioni d'urto di estinzione; la scelta di tale approssimazione si è basata sui risultati di precedenti lavori,⁶ secondo i quali le proprietà ottiche di una miscela di particelle di varia forma sono ben approssimabili con lo scattering Mie, nonostante che questo assuma simmetria sferica. Per l'indice di rifrazione dei quattro tipi di polvere ho usato i valori presenti in letteratura. Trovati gli spessori ottici, è stato eseguito un confronto con quelli misurati dalla rete di fotometri AERONET, la quale fornisce per varie località sparse per il mondo misure continue e affidabili dello spessore ottico dovuto agli aerosol e di un certo numero di altri parametri associati. I valori di spessore ottico simulati risultano confrontabili con quelli sperimentali, sebbene abbiano un andamento temporale più regolare.

Noti gli spessori ottici, ho stimato il *forcing* radiativo al suolo dovuto agli aerosol minerali come differenza fra le irradianze al suolo con e senza aerosol. Il calcolo dell'irradianza è stato eseguito tramite il modello unidimensionale di trasporto radiativo UVSPEC, utilizzando un algoritmo in geometria pseudo-sferica, noto come SDISORT. Anche tale modello ha richiesto di essere inizializzato con i valori di pressione, temperatura, e albedo forniti dal RAMS, mentre l'effetto dell'Ozono l'ho valutato scalando il profilo climatologico⁷ per le medie latitudini in estate di Shettle (1989) con il valore giornaliero fornito dal sensore TOMS. I

⁶ Ad es. Mishchenko et al. (1997). Vedi cap. 1.

⁷ In questo contesto si utilizza l'aggettivo "climatologico" per grandezze il cui valore non deriva da misure o elaborazioni dirette ma, per le caratteristiche della propria variabilità spazio-temporale, può essere stimato dalla media di dati sperimentali raccolti in luoghi e tempi diversi.

risultati finali per l'impatto radiativo, stimato approssimativamente nell'intervallo $-80 \div -120 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ per unità di spessore ottico a 500 nm degli aerosol, sono in ottimo accordo con la letteratura.

Il lavoro di sintesi e accoppiamento di modellistica numerica per la stima delle correzioni del bilancio radiativo svolto in questa tesi rappresenta un primo passo verso la messa a punto di sistemi di simulazione atmosferica capaci di descrivere l'effetto della presenza in troposfera di aerosol minerali, sia per quanto riguarda la modellistica meteorologica operativa, sia per quella atmosferica a scala stagionale e climatica. Esistono infatti evidenze scientifiche per cui la nuova frontiera della descrizione del comportamento dell'atmosfera, a tutte le scale spazio-temporali, non potrebbe prescindere da una corretta trattazione integrata della presenza e degli effetti degli aerosol minerali.

Questo lavoro è così strutturato: il cap. 1 introduce prima di tutto l'atmosfera terrestre e la sua interazione con la radiazione elettromagnetica, per poi passare a descrivere cosa sono gli aerosol e quali sono i loro effetti. Nel cap. 2 le sorgenti di aerosol minerali sono determinate con l'ausilio del sensore TOMS, mentre nel cap. 3 l'evento del 16 luglio 2003 è descritto in maniera dettagliata da un punto di vista meteorologico. Il cap. 4 introduce le equazioni del trasporto radiativo e lo scattering Mie. Nel cap. 5 ciascuno dei modelli numerici utilizzati è descritto in dettaglio, cercando di introdurre il lettore ai problemi della modellistica meteorologica. Il cap. 6 è infine dedicato ai risultati e ai confronti con altri lavori e osservazioni. In appendice è trattato in maggiore dettaglio il progetto Reanalisi.

Ringraziamenti

Desidero ringraziare le seguenti persone senza il cui prezioso contributo questo lavoro di tesi non avrebbe mai visto la luce:

il Dr. Massimiliano Pasqui, che mi ha seguito con fiducia, sacrificio e sopportazione, rivelandosi un amico e un insegnante insostituibile, il Prof. Egidio Landi Degl'Innocenti, una guida costante e paziente nel cammino di studio degli ultimi anni, il Prof. Andrea Perego, amico e interlocutore instancabile.

Un grazie va anche agli amici del LaMMA, Dr. Francesca Guarnieri, Dr. Francesca Calastrini, Dr. Caterina Busillo, Dr. Maurizio Pieri, Dr. Bernardo Gozzini, Dr. Graziano Giuliani, Dr. Daniele Grifoni, e della Facoltà di Fisica dell'Università degli Studi di Firenze Prof. Andrea Stefanini, Prof. Francesco Marin, Dr. Luca Carraresi.

Durante il periodo di tesi ho avuto il piacere e l'onore di tenere una fitta corrispondenza con molte delle persone che hanno fatto e tuttora fanno la storia della fisica dell'atmosfera; a tutti loro va il mio più sincero grazie per i molti consigli ricevuti sulla modellistica atmosferica e per la grande disponibilità dimostratami:

Dr. William Cotton, Dr. Jerry Harrington, Dr. Giovanni Leoncini, Dr. Roger Pielke, Dr. David Stokowski, Dr. Robert Walko, tutti della Colorado State University, Department of Atmospheric Science; Dr. Craig Treback di ATMET (Atmospheric, Meteorological and Environmental Technologies), Boulder, Colorado; Dr. Arve Kylling (St. Olavs Hospital, Trondheim University Hospital, Norway); Dr. Bernhard Mayer e Dr. Ulrich Hamann (Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt, DLR, Oberpfaffenhofen); Dr. Daniela Meloni (Climate Laboratory, Ente per le Nuove Tecnologie, l'Energia e l'Ambiente, Roma).

Un ringraziamento particolare va ai miei genitori, Paolo e Cinzia, che da sempre mi aiutano e sostengono, riponendo in me costantemente la massima stima e fiducia.

1. Interazione fra radiazione solare e atmosfera terrestre

1.1 Composizione e struttura dell'atmosfera terrestre

L'atmosfera terrestre è una miscela di molti costituenti chimici, i più abbondanti dei quali sono l'Azoto molecolare N_2 (78%) e l'Ossigeno molecolare O_2 (21%). Questi gas, come anche i gas nobili che la compongono (Argon, Neon, Elio, Krypton, Xenon), possiedono tempi di vita molto lunghi rispetto alla disgregazione chimica e, quindi, sono relativamente ben mescolati attraverso l'intera atmosfera¹. Costituenti minori dell'atmosfera con rapporti di mescolamento variabili, come H_2O , CO_2 , CH_4 , H_2 , N_2O , CO , O_3 , e molti altri, giocano un ruolo fondamentale nonostante le loro basse concentrazioni. Essi influenzano la trasmissione della radiazione solare e terrestre nell'atmosfera, sono componenti chiave dei cicli biochimici e influenzano inoltre la capacità ossidante dell'atmosfera, e quindi i tempi di vita dei gas biogenici e antropogenici. L'atmosfera è generalmente descritta in termini di strati caratterizzati da gradienti verticali di temperatura specifici. La troposfera, che si estende dalla superficie alla tropopausa, a circa 18 km di altezza nei tropici, 12 km alle medie latitudini e 6-8 km vicino ai poli, è caratterizzata dal

¹ L'ommosfera è la regione dell'atmosfera in cui la variazione delle concentrazioni è bassa. Solitamente l'ommosfera comprende la regione sotto gli 80–100 km di altitudine.

decremento della temperatura media con l'incremento di quota; questo strato contiene l' 85-90% della massa dell'atmosfera ed è spesso dinamicamente instabile con rapidi scambi di energia e massa associati all'attività convettiva. Al di sopra della troposfera, nella zona detta stratosfera, l'atmosfera diviene molto stabile, poiché il gradiente verticale di temperatura cambia segno. Questo strato si estende fino a circa 50 km di altitudine (stratopausa), e contiene il 90% dell'Ozono atmosferico. Lo strato fra 50 e 90 km è detto mesosfera e il suo limite superiore mesopausa. In questo ultimo strato la temperatura torna a diminuire con la quota. Sopra 85-90 km, nella regione chiamata termosfera, la temperatura aumenta con l'altitudine raggiungendo valori massimi che dipendono fortemente dall'attività solare. Gli scambi verticali associati con il mescolamento dinamico divengono insignificanti, e la diffusione molecolare diviene un processo importante che produce la separazione gravitazionale delle varie specie in base al loro peso atomico o molecolare.

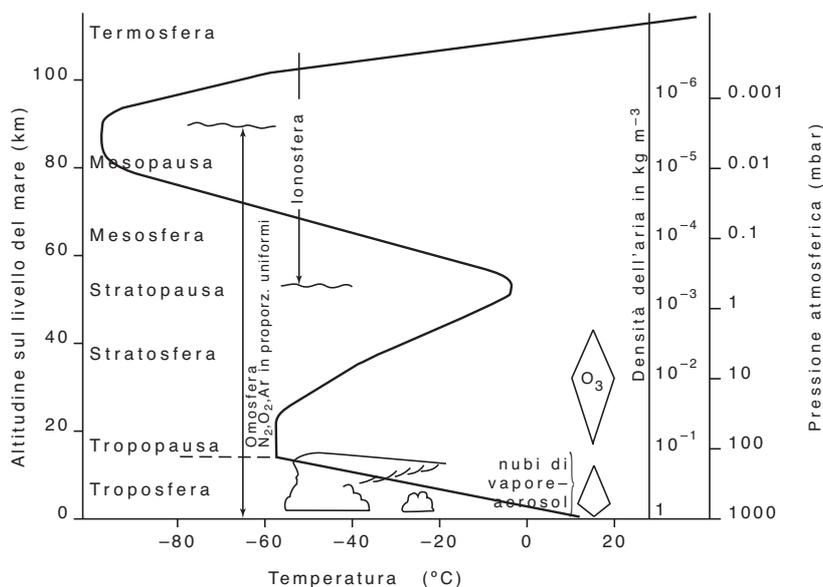


Fig. 1. Schematizzazione del profilo verticale di temperatura.

La pressione dell'aria varia con l'altitudine in accordo alla legge del bilancio idrostatico, la quale assume che la pressione a qualunque quota dell'atmosfera è uguale al peso totale del gas sopra quel dato livello. L'equazione idrostatica esprime la pressione p come una funzione dell'altezza z

$$\frac{dp(z)}{dz} = -\rho(z)g$$

dove $\rho(z)$ è la densità dell'aria alla quota z e g è l'accelerazione di gravità, la quale può essere considerata in prima approssimazione costante.²

1.2 Gas atmosferici

I gas atmosferici sono altamente selettivi nella loro abilità di assorbire radiazione. Ogni gas atmosferico attivo da un punto di vista radiativo ha uno specifico spettro di assorbimento, il quale rappresenta per così dire la sua impronta. Quindi l'abbondanza dei vari gas controlla l'assorbimento totale. La fig. 2 rappresenta lo spettro di assorbimento nell'infrarosso (IR) dei maggiori gas atmosferici.

L'assorbimento nel visibile e vicino IR è dovuto primariamente a H₂O, O₃, e CO₂, come mostrato nella fig. 3, mentre l'assorbimento della radiazione ultravioletta è dovuto sostanzialmente all'Ossigeno molecolare (O₂) e all'Ozono (O₃) (fig. 4).

² La variazione dell'accelerazione di gravità fra il livello del mare e una quota di 140 km è di circa il 4%.

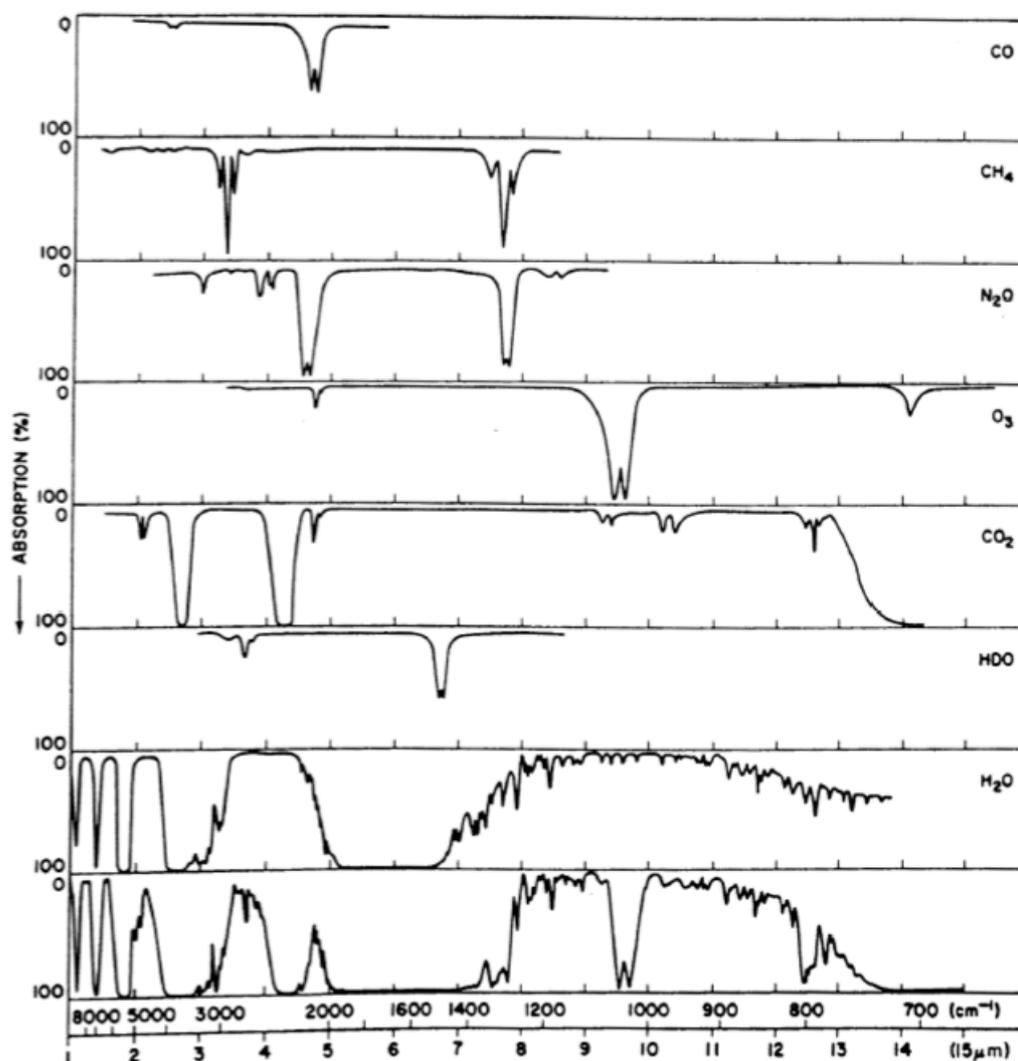


Fig. 2. Spettro di assorbimento percentuale nell'IR dei principali gas atmosferici. L'ultimo grafico rappresenta la somma di tutti i contributi. Fonte Valley, S. L., *Handbook of Geophysics and Space Environment* (1965).

1.3 Aerosol atmosferici

Gli aerosol sono particelle liquide o solide sospese in aria con diametro compreso fra circa $0.002 \mu\text{m}$ e circa $100 \mu\text{m}$. L'interazione del particolato (particelle di aerosol e nuvole) con la radiazione elettromagnetica è controllata dalla dimensione della particella, dalla sua composizione e dalla forma. La quantità di particel-

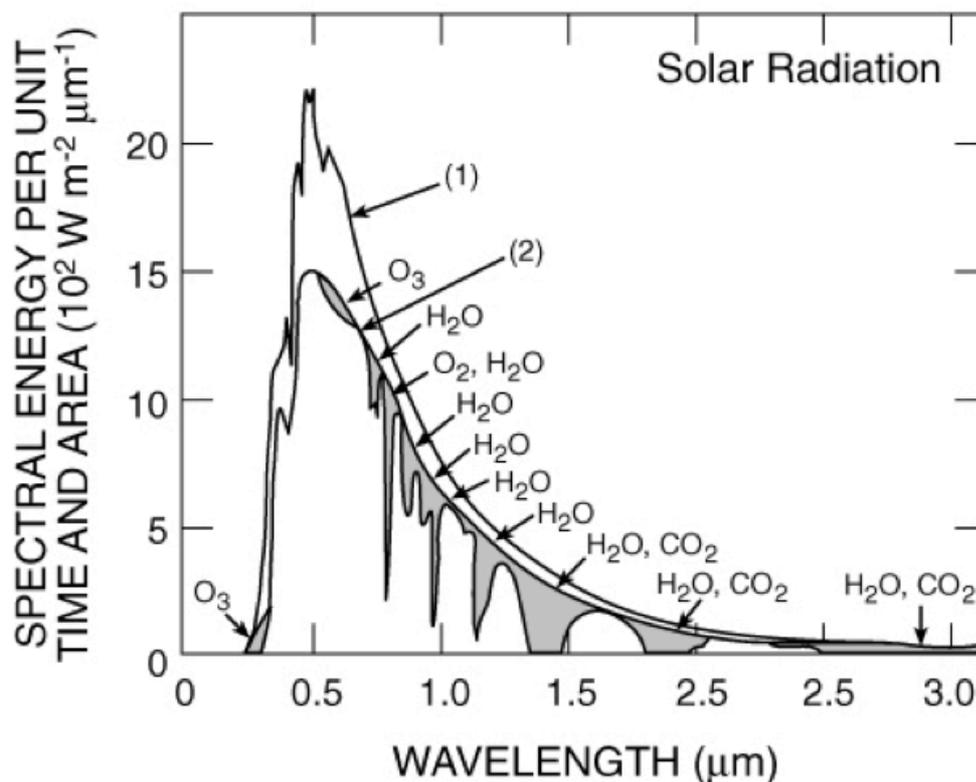


Fig. 3. Esempio di spettro della radiazione solare (1) fuori dell'atmosfera terrestre e (2) al livello del mare in condizioni di cielo sereno, con Sole allo zenith. L'area ombreggiata rappresenta l'energia assorbita dai gas. Fonte Valley, S. L., *Handbook of Geophysics and Space Environment* (1965).

le introdotte in atmosfera varia grandemente in dipendenza della sorgente che le provoca e del meccanismo di produzione. Oltre che in quantità le particelle variano in dimensioni, forma, composizione chimica, distribuzione spazio-temporale e tempo di vita. Gli aerosol detti di tipo primario sono quelli immessi in atmosfera (ad esempio, sale marino, aerosol minerali, polveri vulcaniche, fumi e fuliggine). Aerosol secondari sono invece quelli formati direttamente in atmosfera tramite processi di conversione da gas a particelle (ad esempio, solfati e nitrati). Gli aerosol si trovano solitamente in troposfera, sebbene intense eruzioni vulcaniche possano iniettarli anche nella bassa stratosfera³.

³ Nel seguito di questo lavoro di tesi saranno considerati solo gli aerosol troposferici.

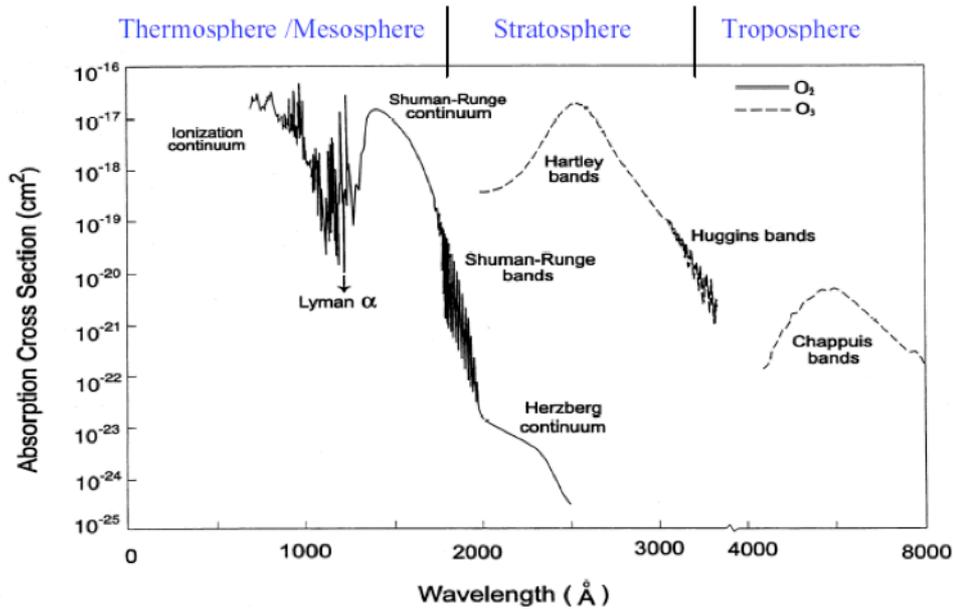


Fig. 4. Sezione d'urto di assorbimento per O_2 e O_3 . In alto sono indicate le regioni dell'atmosfera in cui hanno luogo i fenomeni. Fonte Valley, S. L., *Handbook of Geophysics and Space Environment* (1965).

Le sorgenti degli aerosol troposferici possono essere naturali (come sale marino, tempeste di sabbia, incendi, detriti vulcanici, conversione gas-particella), o antropiche (incendi di carburanti fossili o biomasse, processi industriali, attività agricole). Le specie chimiche principali che costituiscono gli aerosol sono i solfati, i fumi, il sale marino e gli aerosol minerali di varia origine. Generalmente gli aerosol sono una mistura di vari componenti con differenti rapporti di mescolamento. Nonostante l'alta variabilità spaziale e temporale, esiste un numero piuttosto limitato di categorie con proprietà ottiche ben distinte. Le seguenti quattro categorie sono associate con differenti sorgenti e tipi di emissione ed esibiscono differenze significative nelle proprietà ottiche: a) aerosol urbani e industriali derivanti dall'utilizzo dei combustibili fossili in regioni industriali; b) aerosol derivanti dall'incendio di biomasse vegetali; c) polvere del deserto introdotta in atmosfera tramite l'effetto del vento; d) aerosol di origine marina.

1.3.1 Proprietà ottiche e fisiche degli aerosol troposferici

Gli aerosol possono avere varie forme e dimensioni. In generale tutte le particelle contenenti acqua hanno forma sferica, mentre le particelle solide hanno forma complessa. D'Almeida et al. (1991) forniscono una climatologia globale sugli aerosol con i principali tipi osservati sull'intero globo. Le proprietà ottiche degli aerosol possono essere calcolate tramite la teoria di Mie⁴, una volta nota la distribuzione delle dimensioni e l'indice di rifrazione. La teoria di Mie si basa sull'assunzione di particelle di forma sferica e composizione omogenea, il che non è vero per la maggioranza dei tipi di aerosol; tuttavia tale teoria è la più usata, poiché può essere applicata all'intero intervallo di dimensioni delle particelle e i risultati sperimentali confermano la validità dell'approssimazione.

1.3.2 Funzione di distribuzione log-normale per aerosol

La funzione di distribuzione di grandezza è indicata solitamente con il simbolo $n(r)$ ed è definita in modo tale che $n(r)dr$ sia la concentrazione (numero di particelle di aerosol per unità di volume, m^{-3}) di particelle con grandezza compresa nell'intervallo $[r, r + dr]$. La concentrazione totale di particelle N_0 è ottenuta integrando la distribuzione sull'intero spettro di grandezza

$$N_0 = \int_0^{\infty} n(r)dr$$

Le unità di misura nel Sistema Internazionale di $n(r)$ e N_0 sono m^{-4} e m^{-3} , rispettivamente.

⁴ Si veda cap. 4

La distribuzione log-normale è la più adatta a rappresentare le distribuzioni osservate di aerosol atmosferici. Tale distribuzione per particelle di un solo tipo è data da

$$n_i(r) = \frac{N_{0i}}{\sqrt{2\pi} \ln(\sigma_i) r} \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln(r/r_{M_i})}{\ln \sigma_i} \right)^2 \right]$$

dove r_{M_i} è il raggio medio dell'insieme di particelle provenienti dalla sorgente i -esima e $\ln \sigma_i$ è la deviazione standard del $\ln r$. Per una mistura di particelle originate da più sorgenti la distribuzione risultante è una combinazione delle sorgenti individuali

$$n(r) = \sum_i n_i(r)$$

Per un approfondimento sulle varie distribuzioni e sulle relative caratteristiche e proprietà si veda Zender (2005).

La distribuzione solitamente è determinata dal tipo di sorgente e dalle condizioni di trasporto e rimozione del particolare tipo di aerosol. Generalmente si considerano tre tipologie differenti, dette modi, i quali sono caratterizzati da raggi differenti:

- modo ultrafine, o modo Aitken, o modo di nucleazione: il raggio varia fra 0.005 e 0.05 μm . Le particelle sono molto piccole e tendono a coagulare rapidamente entrando a far parte del modo successivo, o modo di accumulazione.
- Modo di accumulazione: molti degli aerosol si trovano in questo modo, dove i processi di formazione e crescita rallentano rispetto al modo ultrafine e i processi di rimozione non sono ancora molto efficienti; come conseguenza

questo modo è il più longevo. Il raggio varia fra 0.05 e 0.5 μm .

- Modo grossolano: il raggio varia fra 0.5 e 10 μm . I processi di rimozione sono adesso molto efficienti. Esempi di aerosol di questo modo sono la polvere del suolo, il sale marino, le gocce di pioggia.

Oltre alla loro distribuzione, le proprietà ottiche sono determinate anche dalla composizione chimica. Gli aerosol consistono solitamente di vari componenti, spesso mescolati insieme. Il tipo di mescolamento può essere interno, se una singola particella contiene più fasi diverse microscopicamente omogenee al suo interno, oppure esterno se il mescolamento è dato da particelle differenti come composizione ma internamente omogenee. Il tipo di mescolamento più importante è quello con l'acqua, il quale causa alla particella la crescita a causa dell'umidità. L'indice di rifrazione complesso riflette la composizione chimica del tipo di aerosol

$$n(\lambda) = n'(\lambda) - i n''(\lambda)$$

dove $n'(\lambda)$ è la parte reale, responsabile della riflessione, rifrazione e scattering della radiazione, e $n''(\lambda)$ ⁵ è la parte immaginaria, responsabile dell'assorbimento. La *single scattering albedo*⁶, ω_0 , rappresenta la frazione dell'estinzione dovuta allo

⁵ L'indice di rifrazione complesso può essere scritto con due convenzioni diverse:

$$n(\lambda) = n'(\lambda) \pm i n''(\lambda)$$

con n' e n'' numeri positivi e dove la convenzione sul segno dipende da come si scrive il termine esponenziale $\exp(\mp i\omega t)$ nella propagazione dell'onda di radiazione elettromagnetica.

⁶ La *single scattering albedo* può essere tradotta in italiano come la albedo da singolo scattering, tuttavia si è preferito mantenere per tutto il lavoro il nome originale in inglese.

scattering ed è espressa come

$$\omega_0 = \frac{\sigma_s}{\sigma_s + \sigma_a}$$

dove σ_s e σ_a sono le sezioni d'urto di scattering e assorbimento per una singola particella, rispettivamente. Il valore di ω_0 è pari a uno nel caso di aerosol non assorbenti. La dipendenza di ω_0 dalla lunghezza d'onda della radiazione incidente è riportata da d'Almeida et al. (1991). Il comportamento di ω_0 in funzione di λ è uno strumento utile per distinguere fra i vari tipi di aerosol; ad esempio Bergstrom et al. (2002, 2003), Dubovik et al. (2002) e Höller et al. (2003) hanno trovato che ω_0 decresce con la lunghezza d'onda per gli aerosol urbani/continentali, mentre incrementa nella porzione di spettro fra 0.3 e 5 μm per la polvere del deserto.

In generale la dipendenza angolare dello scattering è descritta dalla funzione di fase P , la quale è legata alla probabilità che un fotone che arriva da una determinata direzione di incidenza sia reindirizzato in un'altra direzione a causa dell'interazione con la particella di aerosol. Solitamente si assume che P dipenda solo dall'angolo di scattering Θ fra le direzioni di incidenza e uscita. Se Θ è prossimo a zero allora si parla di scattering in avanti, mentre se Θ è vicino a 180 gradi si parla di scattering all'indietro. La funzione di fase $P(\cos\Theta)$ è normalizzata in modo che la probabilità totale di scattering sia unitaria. Il fattore di asimmetria g è definito come

$$g = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 P(\cos\Theta) \cos\Theta d(\cos\Theta)$$

e teoricamente può variare fra -1 e 1; g è zero per scattering isotropo, positivo per scattering in avanti e negativo per scattering indietro.

La funzione di fase per le particelle di aerosol di forma sferica può essere calcolata dalla teoria di Mie; tuttavia la simmetria sferica, su cui la teoria di Mie è basata, non è valida per le popolazioni di particelle non sferiche, come la polvere, che costituiscono una grossa percentuale degli aerosol troposferici naturali o antropogenici. West et al. (1997) hanno misurato la funzione di fase della polvere minerale in uno studio di laboratorio nell'intervallo di angoli di deflessione da 15 a 170 gradi, mentre Mishchenko et al. (1997) hanno sviluppato un metodo per calcolare “a tappeto” la diffusione dovuta a distribuzioni di forma di sferoidi, polidispersi⁷ e orientati casualmente, con indici di rifrazione e distribuzioni di forma rappresentativi di quelli degli aerosol minerali presenti in natura. La fig. 5a rappresenta le funzioni di fase calcolate per due lunghezze d'onda (443 e 865 nm) per sferoidi polidispersi, orientati casualmente, prolati e oblatti, di una singola forma. Il rapporto dimensionale degli sferoidi (cioè il rapporto fra la maggiore e la minore dimensione lineare delle particelle) varia tra 1.2 (particelle quasi sferiche) e 2.4 (particelle marcatamente asferiche), e le curve rappresentano medie su tutti gli sferoidi prolatti e oblatti, così come le funzioni di fase per la miscela di tutti gli sferoidi prolatti e oblatti. Per confronto, sono mostrate le funzioni di fase per sfere polidisperse di superficie equivalente. I due effetti principali sono un aumento della diffusione laterale circa intorno a $\Theta = 120^\circ$ e una riduzione della diffusione all'indietro. E' interessante notare che la funzione di fase di un miscuglio di particelle non sferiche può essere piuttosto poco sensibile al tipo di forme elementari che sono state usate per formare il miscuglio (prolate o oblate). La fig. 5b confronta la funzione di fase denotata come “tutti gli sferoidi” nella fig. 5a con la funzione di fase misurata per particelle di terreno delle dimensioni del micron: si può vedere

⁷ Ossia, di diverse dimensioni.

che la funzione di fase misurata per le particelle naturali del terreno coincide quasi perfettamente con quella calcolata teoricamente per un miscuglio di sferoidi.

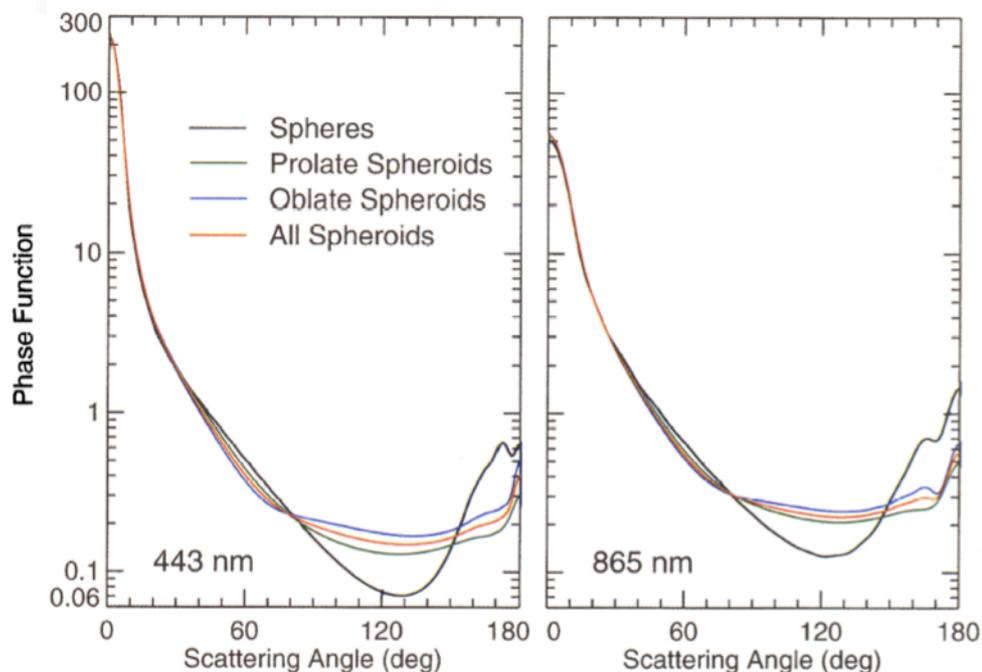


Fig. 5 a. Funzioni di fase per sfere polidisperse e funzioni di fase mediate su un miscuglio equiprobabile di forme sferoidali prolate (curva verde), oblate (curva blu), e prolate insieme a oblate (curva rossa) con rapporti dimensionali che vanno da 1.2 a 2.4 a passi di 0.1. La curva nera rappresenta le funzioni di fase per particelle sferiche di area proiettata equivalente. Tutte le curve sono state calcolate utilizzando la distribuzione log-normale modificata di raggi di sfere a superficie equivalente corrispondente al modo standard in cui si accumulano aerosol costituiti da polveri o similari a lunghezze d'onda di 443 e 865 nm. Gli indici di rifrazione sono $1.53-i 0.0085$ a 443 nm e $1.53-i 0.0012$ a 865 nm (Mishchenko et al., 1997).

Gli aerosol atmosferici attenuano la radiazione solare attraverso assorbimento e scattering, l'efficacia dei quali dipende dalla dimensione e dalla quantità. La formula di Ångström per lo spessore ottico degli aerosol (AOT⁸) include entrambe

⁸ *Aerosol optical thickness.*

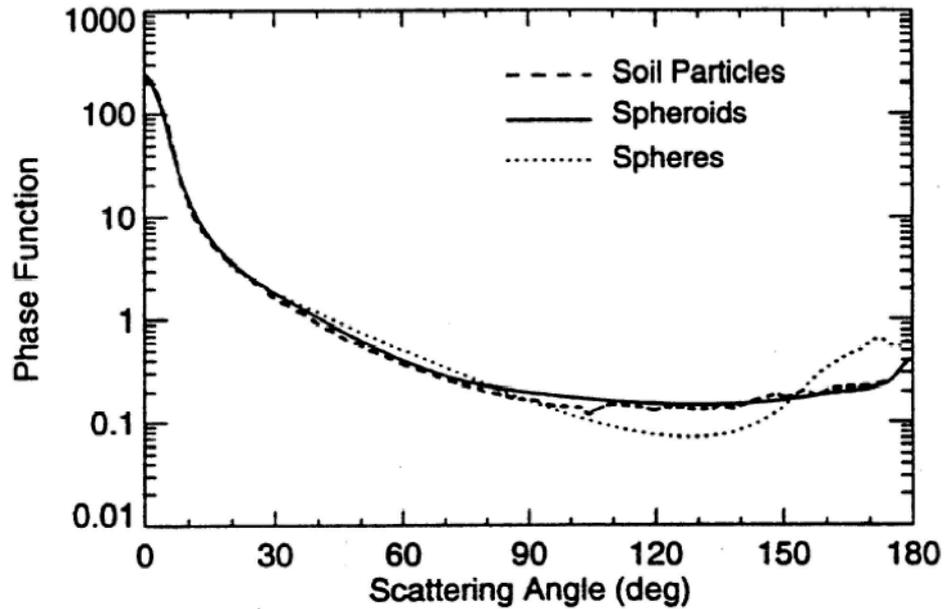


Fig. 5 b. Funzione di fase sperimentale per particelle di terreno di dimensioni dell'ordine della lunghezza d'onda (linea tratteggiata) e funzioni di fase calcolate per una vasta distribuzione di sferoidi polidispersi orientati casualmente (linea continua) e sfere di superficie equivalente (linea punteggiata) (Mishchenko et al., 1997).

le proprietà in un'unica espressione

$$AOT(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha}$$

dove α e β sono detti coefficienti di Ångström. Il parametro β , detto turbidità, è proporzionale alla quantità di aerosol nella colonna e è equivalente all'AOT alla lunghezza d'onda di $1 \mu\text{m}$, mentre α è legato alle dimensioni degli aerosol. I valori di α più grandi, intorno a 4, indicano la presenza di particelle di piccole dimensioni (scattering Rayleigh), mentre valori vicini a zero (positivi o negativi) sono trovati per particelle di dimensioni maggiori, come ad esempio la polvere del deserto.

1.4 Caratteristiche radiative e impatto climatico

Gli aerosol diffondono e assorbono la radiazione, perturbando il sistema energetico Terra-atmosfera ed esercitando un *forcing* radiativo diretto. Il termine *forcing* radiativo, RF, indica un cambio nel bilancio energetico radiativo del sistema climatico terrestre dovuto a perturbazioni esterne o all'introduzione di un agente, come ad esempio gli aerosol o i gas serra.

Gli aerosol agiscono inoltre come nuclei di condensazione (CCN⁹) per le nuvole, modificandone quindi la microfisica, le proprietà radiative e il tempo di vita. L'effetto indiretto si può suddividere in due: il primo effetto è quello per cui gli aerosol causano un incremento nella concentrazione del numero di gocce e un decremento nella grandezza delle singole gocce se il contenuto di acqua della nuvola è fissato, mentre il secondo effetto indiretto è quello per cui la riduzione della grandezza delle gocce diminuisce l'efficienza precipitativa, tendendo a incrementare il contenuto di acqua liquida, il tempo di vita della nube e il suo spessore. Esiste anche un effetto semi-diretto: l'assorbimento della radiazione solare dovuto agli aerosol può portare a un locale riscaldamento dell'atmosfera, il quale può ridurre drasticamente la copertura nuvolosa. Il riscaldamento locale può semplicemente portare all'evaporazione della nuvola, o può stabilizzare l'atmosfera attenuando la formazione delle nubi e riducendo i moti verticali prodotti dalla convezione. Una riduzione delle nuvole basse porta a una riduzione dell'albedo terrestre (poiché le nuvole basse diffondono la radiazione solare indietro verso lo spazio) e quindi a un riscaldamento del clima. L'effetto di un particolare tipo di aerosol in termini di RF diretto può essere positivo o negativo. In quest'ultimo caso si ha un incremento

⁹ *Cloud condensation nuclei*

nella radiazione uscente, con il conseguente raffreddamento dell'atmosfera.

Lo studio del *forcing* radiativo indotto dalle sostanze presenti in atmosfera riveste un particolare interesse anche in relazione ad eventuali mutamenti sistematici del clima che potrebbe contribuire a causare. In quest'ottica, la determinazione del RF dovuto ai gas serra è un problema più facilmente affrontabile, poiché questi sono uniformemente distribuiti e attivi notte e giorno, con cielo sereno o nuvoloso, e il loro assorbimento nell'IR è ben quantificato. Al contrario, il *forcing* dovuto agli aerosol naturali e antropogenici è un problema aperto, a causa della complessità della loro distribuzione spazio-temporale, composizione chimica ed evoluzione.

Fra tutti i tipi di aerosol atmosferici, la polvere del deserto è di primaria importanza, prima di tutto perché le sorgenti potenziali coprono una vasta zona della superficie del pianeta e inoltre perché il trasporto atmosferico su grande scala dovuto a forti venti e processi convettivi è molto pronunciato per questo tipo di aerosol (d'Almeida et al., 1991). La polvere è una miscela di vari minerali, le cui proprietà ottiche dipendono dalla loro origine, dalle caratteristiche di mobilizzazione, dalle trasformazioni fisico-chimiche che avvengono durante il trasporto e dallo stato di aggregazione. È stato stimato che una frazione significativa della polvere in atmosfera è prodotta da cambi indotti dall'uomo (Tegen e Fung, 1995; Sokolik e Toon, 1996). Sokolik e Toon (1996) valutano che, sebbene le quantità-chiave che influenzano il *forcing* diretto siano affette da un ampio intervallo di incertezze, il *forcing* dovuto alla polvere nelle zone vicine alle sorgenti è comparabile a quello delle nuvole.

Il *forcing* radiativo dovuto agli aerosol minerali è sensibile alla distribuzione di dimensioni e all'indice di rifrazione (Claquin et al., 1998), la cui parte immaginaria è uno dei parametri più critici. Le tecniche attualmente usate per determinare l'indice di rifrazione hanno incertezza relativa alta (30-50 %), il che influisce sulla modellizzazione delle proprietà ottiche (Sokolik et al., 1993). Sokolik e Toon (1999) descrivono una tecnica per modellizzare le proprietà radiative degli aerosol minerali dall'UV all'IR a partire dalla loro composizione. Simulando il *forcing* netto medio giornaliero per polveri di varia composizione, mostrano che una mistura di aggregati può causare un *forcing* positivo, mentre una mistura di minerali singoli può produrre l'effetto opposto. Nel Mediterraneo il trasporto di polvere di origine sahariana è piuttosto comune (Prodi e Fea, 1979; Chester et al., 1984; Bergametti et al., 1989; Moulin et al., 1997), con un marcato comportamento stagionale dello spessore ottico degli aerosol (Moulin et al., 1998). Nel prossimo capitolo si tratterà in dettaglio delle sorgenti degli aerosol sahariani.

1.5 Aerosol e nuvole: un approfondimento

L'efficacia di una particella di aerosol come nucleo di condensazione (CCN) dipende dalla sua grandezza e da come si comporta in presenza di acqua. Le particelle possono essere idrofobiche, tali cioè da non attivarsi nelle nuvole in nessuna circostanza, oppure insolubili in acqua, ma dotate di siti idrofili che permettono loro di umidificarsi e attivarsi a più alta supersaturazione, o possono avere certe componenti idrosolubili che si attiveranno a più bassa supersaturazione dato loro il tempo di raggiungere il raggio critico. Solo le particelle che hanno parti solubili

sono significative per gli effetti radiativi indiretti (Kulmala et al., 1996; Eichel et al., 1996). Tuttavia esistono molti composti idrosolubili con gradi di solubilità profondamente diversi. Solfati, cloruro di sodio e altri sali e acidi inorganici sono comuni come CCN (Hudson e Da, 1996). Le capacità di queste specie di servire come nuclei di condensazione sono relativamente ben note, mentre la comprensione sulle specie organiche è ancora scarsa (si veda Chuang et al., 1997; Kulmala et al., 1993; Li et al., 1996; Novakov e Penner, 1993; Novakov e Corrigan, 1996; Rivera-Carpio et al., 1996; Shulman et al., 1996; Van-Dinh et al., 1994; Zappoli et al., 1999; Zhang et al., 1999; Yu, 2000). L'impatto dei CCN sulla concentrazione delle gocce può essere non lineare. Una conseguenza di questo è che il numero di CCN naturali può fortemente influire sul modo in cui gli aerosol antropogenici modificano gli effetti indiretti. Per esempio, Ghan et al. (1998) hanno mostrato che la presenza di concentrazioni relativamente alte di particelle di sale marino può portare a un incremento nel numero di gocce a basse concentrazioni di solfati e ad alte velocità delle correnti ascensionali. Al contrario, il numero di gocce viene diminuito da un'alta concentrazione di sale se le concentrazioni di solfati sono più basse e le velocità delle correnti ascensionali più deboli (O'Dowd et al., 1999). Si veda IPCC 2001 per un riassunto dei metodi per lo studio dell'interazione CCN-aerosol.

L'effetto indiretto degli aerosol sulle nuvole determina, oltre alla variazione nella concentrazione media di gocce, anche lo sviluppo della precipitazione e della nube, influenzandone il tempo di vita e la conseguente estensione geografica (secondo effetto indiretto). Tuttavia tali effetti sono difficili da caratterizzare (Hignett, 1991). Ad esempio, Pincus e Baker (1994) sottolineano come le variazioni nell'assorbimento di onde corte, indotte dalla variazione della concentrazione

del numero di gocce, agiscano primariamente modificando lo spessore ottico delle nuvole, il quale è anche fortemente modulato da processi non radiativi. A seconda del tipo di nuvola, si possono instaurare fenomeni di retroazione coinvolgenti lo spessore ottico, che possono cambiare in modo significativo l'albedo (Boers e Mitchell, 1994). L'attivazione di un più largo numero di particelle di aerosol porta dunque a una limitazione della grandezza delle gocce, le quali impiegano più tempo per aggregarsi alla dimensione giusta per arrivare a piovere. Il tempo di vita delle nuvole è dunque aumentato. Per quanto riguarda la sabbia del deserto Rosenfeld et al. (2000) hanno dimostrato come l'effetto totale sia di ridurre o inibire la precipitazione. Le nuvole che si formano entro le zone desertiche contengono infatti gocce piccole e producono meno precipitazione. L'impatto dovuto alla sabbia risulta inferiore a quello dovuto alle attività umane o all'effetto della combustione vegetale, tuttavia la grande abbondanza di sabbia nell'atmosfera di tali regioni rende tale meccanismo importante. La riduzione della pioggia su zone desertiche inaridisce il suolo e provoca così un aumento della quantità di sabbia, creando un possibile meccanismo di retroazione che decrementa ancora la precipitazione.

1.5.1 Formazione del ghiaccio

La formazione dei cristalli di ghiaccio in atmosfera è da lungo tempo riconosciuta come un processo importante a causa del ruolo chiave che occupa nel processo di precipitazione. Ci sono forti indicazioni riguardo all'importanza che gli aerosol rivestono nel determinare il tipo di cristallo di ghiaccio che si formerà. Tuttavia la comprensione di tali fenomeni è ancora scarsa a causa delle complesse interazioni di questi processi. Si veda IPCC 2001.

1.5.2 Aerosol ed elettrificazione atmosferica

I fenomeni elettrici dell'atmosfera terrestre si svolgono su un intervallo di dimensioni molto ampio, dagli agglomerati di molecole elettrificati ai sistemi nuvolosi convettivi. Lo scambio di cariche elettriche associato con le nuvole temporalesche trasporta cariche positive nelle regioni più alte dell'atmosfera e cariche negative alla superficie. Nelle regioni non temporalesche, una corrente verticale di ioni fluisce continuamente, rifornendo l'atmosfera di ioni altrimenti rimossi tramite coagulazione,¹⁰ ricombinazione o processi di nucleazione.¹¹ Tali ioni possono avere effetti indiretti sulle nuvole non temporalesche, modificando quindi il clima. Gli aerosol ultrafini possono essere formati dalla ionizzazione, fornendo ulteriori CCN, mentre gli aerosol elettrizzati (probabilmente attivi come nuclei per il ghiaccio), possono essere collezionati dalle gocce più efficacemente delle particelle neutre (Harrison, 2004). Rosenfeld e Lensky (1998) hanno proposto che una grande quantità di CCN possa aumentare l'attività elettrica dell'atmosfera, specialmente in presenza di nubi temporalesche. Osservazioni sulla città di Houston hanno messo in evidenza un aumento dell'attività dei fulmini in regioni sottovento rispetto alla zona industriale (Steiger 2001). Studi di laboratorio condotti da Reynolds et al. (1957) hanno mostrato che la differenza di potenziale (in valore e segno) e la quantità di carica separata durante il processo di congelamento di una goccia d'acqua sono funzioni del tipo e della quantità di contaminanti dissolti nella goccia. Ad esempio, secondo questi autori, cristalli di ghiaccio molto contaminati durante la formazione tendono ad acquisire carica negativa. Twomey (1977) ha documentato gli effetti degli

¹⁰ All'interno delle nubi, coalescenza di più gocce a formarne una di maggiori dimensioni.

¹¹ Inizio di una nuova fase in un liquido super-raffreddato o in un vapore super-saturo.

aerosol sullo stato elettrico dell'atmosfera. Gli ioni sono continuamente formati in aria per l'azione dei raggi cosmici, della radioattività naturale e dei processi chimici. Questi ioni sono altamente mobili e sono collezionati molto efficacemente dagli aerosol, riducendo in tal modo la corrente di conduzione in aree con grandi concentrazioni di aerosol, e aumentando quindi la differenza di potenziale fra atmosfera e superficie.

1.5.3 Aerosol minerali

Il maggior contributo alla concentrazione di aerosol in atmosfera è dato dalla polvere del terreno, specialmente in regioni tropicali e sub-tropicali. A livello della Terra intera le stime della produzione delle sorgenti di aerosol variano fra 1 e $5 \cdot 10^{12}$ kg/anno (Duce, 1995) con una variabilità stagionale altissima. Le sorgenti di aerosol sono localizzate principalmente in deserti, laghi secchi, confini semiaridi dei deserti, ma anche in aree di regioni secche dove la vegetazione è stata ridotta o la superficie del suolo è stata modificata dall'attività umana. Le principali sorgenti si trovano nell'emisfero Nord, mentre nell'emisfero Sud le emissioni sono relativamente deboli. Il sollevamento di polvere avviene quando l'intensità del vento a livello del suolo raggiunge una velocità di soglia, la quale è una funzione della rugosità superficiale, della grandezza dei grani e dell'umidità del terreno.¹² L'attività umana può contribuire in maniera sostanziale alla mobilitazione di una superficie. Il trasporto di polvere può variare anche in risposta a modificazioni climatiche naturali. La sabbia del Sahara ad esempio viene trasportata in maggiore

¹² Un ottimo approfondimento sul problema della rugosità superficiale e dell'associata creazione di turbolenza può essere trovato in Garratt (1992).

quantità sulle Barbados durante gli anni in cui si verifica il fenomeno detto “El Niño” (Prospero e Nees, 1986), mentre il trasporto sul Mediterraneo e sul Nord Atlantico è correlato con la cosiddetta “oscillazione del Nord Atlantico” (Moulin, Lambert et al., 1997). Analisi delle tempeste di polvere rivelano che negli ultimi decenni ci sono zone con incremento e zone con decremento della frequenza di tempeste (Goudie e Middleton, 1992). La permanenza in atmosfera della polvere dipende dalla dimensione delle particelle: particelle grandi sono velocemente rimosse dall’atmosfera per motivi gravitazionali, mentre particelle con dimensioni inferiori al micron possono avere permanenze dell’ordine delle settimane. Un certo numero di modelli per la mobilizzazione delle polveri è stato sviluppato sia su scala regionale che su scala globale (Marticorena et al., 1997; Miller e Tegen, 1998). Per stimare gli effetti radiativi dovuti alle polveri è necessario avere informazioni circa la dimensione e l’indice di rifrazione delle particelle, e sapere se i minerali sono mescolati internamente o esternamente (Tegen et al., 1996; Schultz et al., 1998; Sokolik e Toon, 1999; Jacobson, 2001). Tegen et al. (1996) hanno compiuto misure sull’indice di rifrazione della sabbia del Sahara per stimare il suo impatto radiativo a livello globale. Poiché questa polvere ha ω_0 significativamente minore di 1, l’effetto radiativo è piccolo a causa della cancellazioni parziali di *forcing* positivo e negativo su regioni geografiche diverse (Tegen e Lacis, 1996). Tuttavia, differenti indici di rifrazione della polvere proveniente da regioni diverse, come anche differenze nell’albedo superficiale, portano a grandi incertezze sull’effetto negli strati più alti dell’atmosfera (Sokolik e Toon, 1996; Claquin et al., 1998, 1999). Si veda IPCC 2001 per un approfondimento sugli altri tipi di aerosol.

2. Sorgenti di aerosol minerali

Le grandi tempeste di polvere che interessano il Mediterraneo hanno un impatto estremamente importante sia sul clima, nella sua accezione più generale, sia sui cicli biologici.¹ Proprio a causa della loro importanza, da molto tempo si effettuano studi sistematici per trovarne le principali sorgenti e capire come la loro distribuzione spaziale evolva nel tempo. Sebbene i satelliti abbiano fornito un grosso aiuto a questi studi, molte difficoltà ancora persistono (Kaufman et al. 1997, 1998) e per questo sono richiesti metodi di ricerca alternativi, come ad esempio misurazioni al suolo o a bordo di aeroplani, e specifiche campagne di misura. I risultati di questi studi (Bergametti et al., 1989; Marticorena e Bergametti, 1996; Moulin et al., 1997, 1998; Prospero et al., 2001; Israelevich et al., 2002) mettono in evidenza le seguenti caratteristiche per il trasporto di polvere sul bacino del Mediterraneo: le sorgenti principali si trovano in zone abbastanza ben delimitate del deserto del Sahara da dove il pulviscolo è trasportato fino a raggiungere il Medio Oriente, l'Europa e anche l'America Centrale, dove i suoi effetti sono ben documentati (Christopher et al., 2003). Il trasporto avviene tramite spettacolari tempeste di sabbia che assumono la forma di giganteschi pennacchi, denominati *plumes*, che arrivano ad abbracciare l'intero bacino del Mediterraneo estendendosi per migliaia di km. Si ritiene al momento che la loro formazione sia da attribuirsi a onde di pressione che si muovono in direzione ovest alle basse latitudini (Karyam-

¹ Si veda il cap. 1 per la descrizione dettagliata dei tanti effetti dovuti agli aerosol.

pudi et al. 1999). I periodi di sviluppo sono solitamente la primavera e l'estate, con un massimo tipico osservato di tre eventi in due settimane. Quale sia poi la traiettoria effettiva di queste tempeste dipende dalle condizioni meteorologiche: in primavera i cicloni (denominati Sharav), muovendosi in direzione est lungo la costa Nord-africana, trasportano la sabbia nella parte orientale del bacino; in estate, invece, l'alta pressione che si sviluppa sopra l'Africa centro-occidentale fa in modo che la polvere raggiunga il bacino centro-occidentale ma non l'area orientale. Nella tarda estate, l'arrivo dei sistemi ciclonici provenienti dall'Atlantico crea le condizioni perché la zona interessata sia ancora quella centro-occidentale del bacino del Mediterraneo. (Alpert e Ziv 1989, Alpert et al. 1990, Bergametti et al. 1989, Pasqui et al. 2004, Israelevich et al. 2002).

Se si vogliono studiare gli aerosol, l'uso dei dati satellitari rappresenta l'unica sorgente con copertura globale. Il segnale misurato dallo spazio generalmente include contributi dovuti alla superficie terrestre e allo strato di atmosfera, il che ha richiesto lo sviluppo di vari metodi per isolare gli effetti radiativi dovuti agli aerosol atmosferici.

2.1 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS)

Il TOMS è uno strumento satellitare nato per lo studio dell'Ozono e degli effetti degli aerosol. Nel corso degli anni quattro versioni dello strumento hanno volato su quattro differenti satelliti a partire dal 1978. I satelliti Nimbus-7 e Meteor-3 hanno fornito misure giornaliere globali dell'Ozono totale presente in una certa colonna di atmosfera, dal novembre 1978 al dicembre 1994. Dopo un

periodo di 18 mesi con nessun satellite in orbita, ADEOS-TOMS è stato lanciato il 17 agosto 1996, ed ha fornito dati fino al 29 giugno 1997, quando ha cessato di funzionare. L'Earth Probe TOMS era stato lanciato il 2 luglio 1996 per fornire misure complementari a quelle di ADEOS, ma è stato posto su un'orbita più alta dopo il fallimento dell'altro satellite. Dal 1 gennaio 2006 i dati di *Ozone Monitoring Instrument* (OMI) rimpiazzano l'Earth Probe TOMS.

L'Earth Probe-TOMS fornisce misure del contenuto totale colonnare di Ozono, una volta misurata la radianza *backscattered* in sei bande triangolari con 1 nm di FWHM² centrate a 308.6, 313.5, 317.5, 322.3, 331.2, 360.4 nm. L'orbita elio-sincrona a 750 km di altezza è inclinata di 98.4°, attraversando l'equatore fra le 11:03 am e le 11:30 am locali. Il campo di vista istantaneo dello strumento (IFOV) varia approssimativamente da 26 km × 26 km al nadir a 60 km × 33 km all'angolo di vista massimo. Lo strumento è periodicamente calibrato.

L'Ozono totale è derivato dalla radianza *backscattered* I_{TOA} normalizzata con l'irradianza solare incidente F . La quantità N è quindi definita come

$$N = -100 \log \left(\frac{I_{TOA}}{F} \right)$$

I valori di N sono poi confrontati con quelli derivati da un algoritmo di trasporto radiativo, il quale crea delle tabelle con N in funzione della quantità totale di Ozono, della pressione superficiale, della riflettività superficiale e delle nuvole, e della latitudine; sono inoltre richieste la dipendenza dalla temperatura delle sezioni d'urto dell'Ozono alle lunghezze d'onda usate dal TOMS, i coefficienti di

² *Full Width Half Maximum.*

scattering Rayleigh, i profili climatologici di Ozono e temperatura per la località sotto osservazione, la posizione del Sole, l'angolo di vista del satellite e l'IFOV.

Oltre allo studio dell'Ozono, lo strumento è molto importante anche per investigare gli aerosol. Per questo è stato sviluppato un algoritmo apposito che fornisce un indice, detto Aerosol Index (AI), il quale non è altro che una grandezza adimensionale caratterizzante il contenuto di aerosol nella colonna atmosferica sotto osservazione. La tecnica utilizzata per calcolare l'AI si basa sullo stimare quanto l'atmosfera osservata si discosti come radiazione ultravioletta *backscattered* da quella di un'atmosfera puramente molecolare nota teoricamente. Infatti l'aerosol interagisce con la radiazione UV tramite scattering Mie, mentre un'atmosfera "pulita"³ interagisce solo con scattering Rayleigh. Si definisce quindi l'Aerosol Index come

$$AI = 100 \cdot \log \frac{I_{360}^{mis}}{I_{360}^{ray}}$$

dove I_{360}^{mis} indica l'intensità della radiazione misurata a 360 nm e I_{360}^{ray} indica la radiazione a 360 nm calcolata teoricamente in base al puro scattering di tipo Rayleigh. L'AI ha molte interessanti applicazioni, ma per gli obiettivi di questo lavoro basta al momento sapere che risulta positivo per gli aerosol minerali; esso è inoltre una quantità integrata, cioè il suo valore non fornisce nessun indizio né sulla quota a cui si trova il pulviscolo né sulla sua composizione chimica. Per approfondire lo studio sull'AI e sull'algoritmo di inversione che permette di valutare la quantità colonnare di Ozono si veda Herman et al. 1997, Torres et al. 1998, Hsu et al. 1999, Torres et al. 2002, Prospero et al. 2001.

³ Un'atmosfera non contenente aerosol di nessun genere è detta molecolare o "pulita".

I dati del TOMS sono forniti con una risoluzione di 1° latitudine \times 1.25° longitudine, coprendo l'intervallo di latitudini fra 85° S e 85° N. I dati sono liberamente accessibili dal sito web <http://toms.gsfc.nasa.gov/>, dove si possono trovare ulteriori approfondimenti sullo strumento, sugli algoritmi e sui risultati ottenuti.

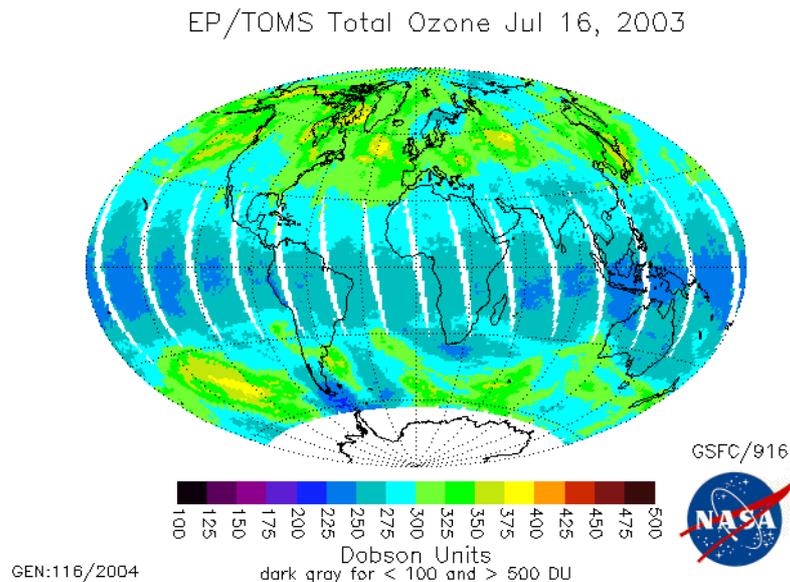


Fig. 1. Mappa globale dell'Ozono misurato dal sensore TOMS il 16 Luglio 2003. Fonte: TOMS web site, <http://toms.gsfc.nasa.gov/index.html>).

2.2 La caratterizzazione delle sorgenti

Il sensore TOMS è uno dei migliori strumenti per studiare gli aerosol minerali: infatti si possono identificare le sorgenti di emissione tramite l'AI effettuando una media su un lungo periodo, che nel nostro caso va dal 1997 al 2005. Essendo tuttavia i dati del TOMS estesi sull'intero globo è opportuno restringere l'elaborazione alla zona di interesse: latitudine fra 20° S e 60° N, longitudine fra 70° W e 70°

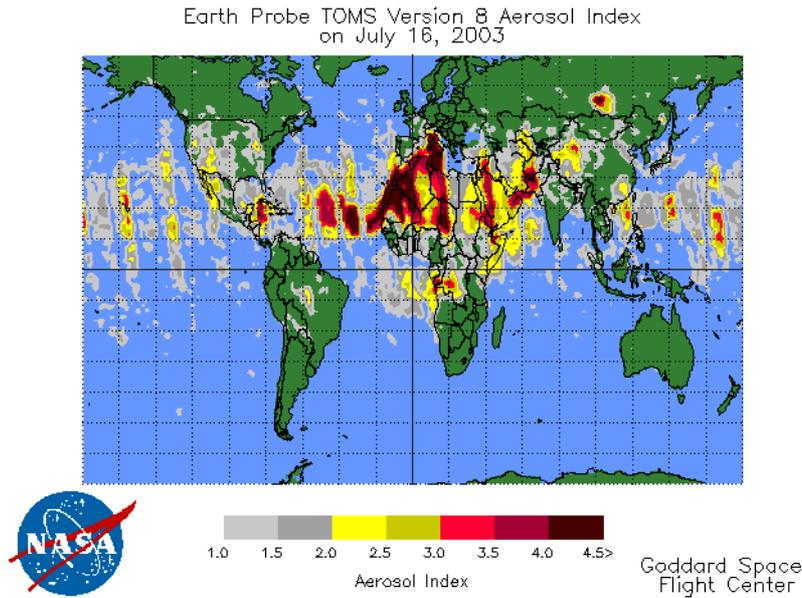


Fig. 2. Mappa globale dell'Aerosol Index misurato dal sensore TOMS il 16 Luglio 2003. Fonte: TOMS web site, <http://toms.gsfc.nasa.gov/index.html>).

E. Questa zona è sufficientemente ampia da abbracciare il fenomeno nella sua interezza, ma allo stesso tempo abbastanza ristretta da permetterci di identificare con un buon dettaglio le sorgenti e soprattutto di avere informazioni su quando si abbiano infiltrazioni di polvere sull'Italia e più precisamente sulla Toscana.

L'Aerosol Index è, come già detto, una misura della quantità totale di aerosol presente nella colonna di atmosfera, quindi i massimi nella sua distribuzione spaziale corrisponderanno alle sorgenti più intense. Per vedere ciò scriviamo l'equazione di continuità per una colonna di aerosol di densità ρ :

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \rho = A - S \cdot \rho$$

dove A è il termine di sorgente, S il tasso di perdita e \mathbf{V} il vettore velocità del

vento. Mediando sul tempo si ottiene:

$$\langle \rho \rangle = \frac{A - \langle \mathbf{V} \cdot \nabla \rho \rangle}{S}$$

I massimi locali della densità media della colonna si avranno nei punti dove

$$\frac{\partial \langle \rho \rangle}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial \langle \rho \rangle}{\partial y} = 0$$

e quindi ci si può aspettare che in questi punti

$$\langle \mathbf{V} \cdot \nabla \rho \rangle \simeq 0$$

e che pertanto i massimi locali del termine sorgente A approssimativamente coincidano con i massimi locali di $\langle \rho \rangle$.

È importante osservare che l'AI dipende da altri parametri oltre al carico complessivo. Sebbene ai fini dell'identificazione delle sorgenti certe dipendenze possano essere trascurate (come quella dall'angolo di scattering, poiché l'orbita del satellite è eliosincrona,⁴ e quella dalla distribuzione della grandezza delle particelle), è invece fondamentale sapere che la forte dipendenza dall'altezza può trarre in inganno su molte conclusioni. Se infatti consideriamo uno strato contenente una data quantità di aerosol con una data distribuzione, il suo effetto sull'AI cresce con l'altezza a cui lo strato si trova, nonostante che la massa contenuta nella

⁴ Orbita eliosincrona: il nome deriva dal fatto che, in tale configurazione orbitale, l'angolo formato dalla congiungente Sole-centro della Terra e dal piano orbitale del satellite è mantenuto costante nel tempo. Questo fa sì che il passaggio del satellite avvenga sempre alla stessa ora per le stesse latitudini.

colonna non cambi. Quindi i massimi di AI possono essere dovuti sia a grandi quantità di aerosol in sospensione, sia a uno strato particolarmente alto, o addirittura a una combinazione dei due effetti (che è il caso più probabile). Lo studio dell'evoluzione temporale dei massimi locali ha però un'importante applicazione per l'identificazione dei principali canali di trasporto.

Se si vogliono identificare le sorgenti, il modo più semplice è quello di fare la media dell'Aerosol Index su un lungo periodo di tempo; infatti, poiché le sorgenti sono spazialmente fisse, esse danno il contributo maggiore, mentre le posizioni dei massimi locali lungo i cammini di trasporto, variando nel tempo, tendono a dare un piccolo contributo alla media. Anche il problema delle nuvole *sub-pixel*⁵ si risolve grazie alla media; essendo infatti la loro presenza casuale, il loro contributo è semplicemente una leggera riduzione del valore medio dell'AI. Per quanto detto finora possiamo essere ragionevolmente sicuri che in una media sul lungo periodo la determinazione delle sorgenti è corretta.

La fig. 3 mostra la media temporale dell'Aerosol Index da cui si possono identificare le sorgenti di polvere descritte in seguito. Con riferimento alle fig. 3 e 4, la regione A “centrata” a circa 16° N di latitudine e circa 16° E di longitudine è la sorgente più intensa e corrisponde al bacino del Chad con i suoi *wadis*⁶ che escono dall'area montagnosa di Ahaggar e Tibesti. La regione B centrata a circa 19° N di latitudine e circa 6° W di longitudine corrisponde al bacino di Eljoug, rifornito anch'esso con limo e argilla dai *wadis* discendenti dalle montagne circostanti. Le sorgenti A e B sono le fonti principali per il bacino del Mediterraneo. Due massimi

⁵ Cioè nuvole la cui dimensione spaziale è inferiore al pixel di risoluzione dello strumento

⁶ *Wadi* è una parola araba che indica i letti dei fiumi prosciugati che si riempiono di acqua solo nella stagione delle piogge.

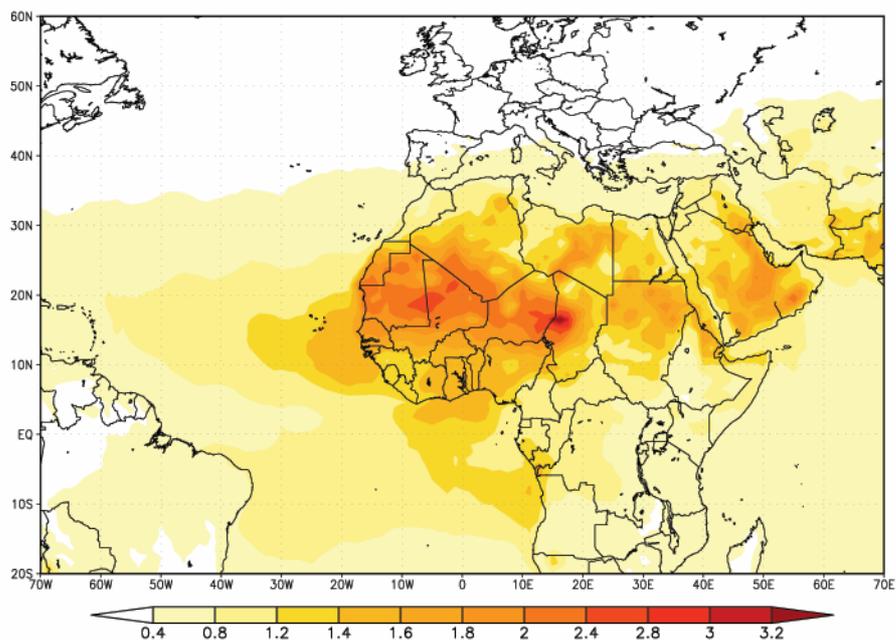


Fig. 3. Distribuzione dei valori medi per l'Aerosol Index (AI) sopra la regione di interesse per il periodo 1997-2005.

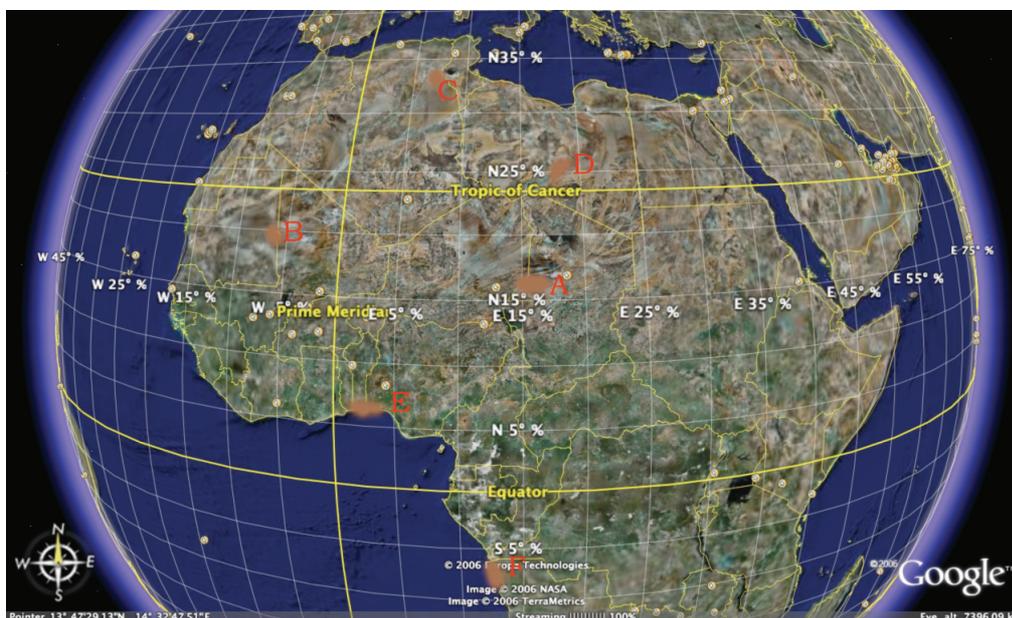


Fig. 4. Le aree ombreggiate sulla carta mostrano le sorgenti principali di aerosol minerali/desertici descritte nel testo. Fonte immagine: Google Earth.

locali più piccoli si trovano nella regione C centrata a 33° N di latitudine, 7° E di longitudine e nella regione D a latitudine 25° N, longitudine 18° E. Sono identificabili anche sorgenti nel nord del Sudan e nella Penisola Arabica. Le regioni E ed F (centrate rispettivamente a latitudine 5° N, longitudine 2° E e latitudine 7° S, longitudine 12° E) posizionate vicino alla costa Atlantica nell'Africa centrale sono invece associate a importanti incendi. Le sorgenti A-D coincidono con quelle identificate da Prospero et al. (2001) come regioni di massima frequenza di occorrenza di eventi legati alla sabbia e con quelle trovate da Israelevich et al. (2002). Per quanto riguarda una dettagliata caratterizzazione di queste sorgenti si veda Prospero et al. (2001).

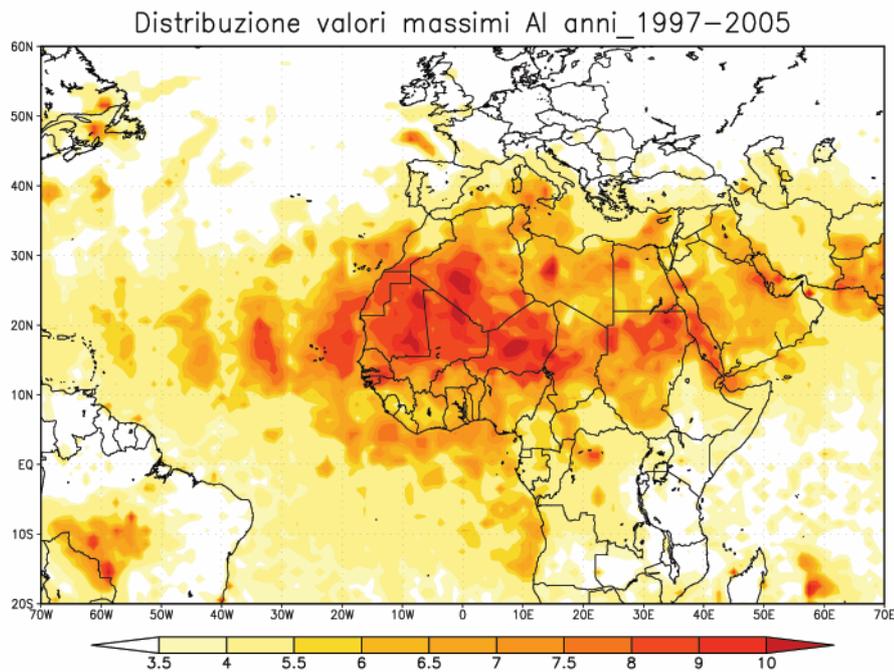


Fig. 5. Distribuzione dei valori massimi dell'Aerosol Index osservati durante il periodo 1997-2005.

Un'analisi combinata dei valori massimi osservati dell'AI (fig. 5) per il periodo 1997-2005 e delle condizioni meteorologiche rivela invece le traiettorie principali di trasporto di aerosol (indicate schematicamente in fig. 6).

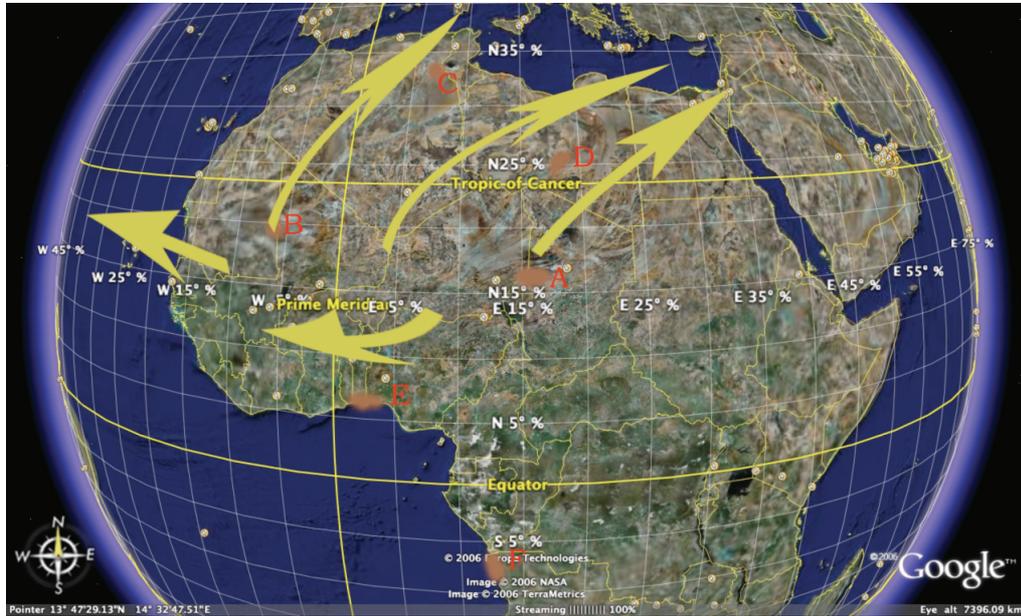


Fig. 6. Direzioni principali di trasporto ottenute dall'analisi dei valori massimi di Aerosol Index in combinazione con l'analisi meteorologica. Fonte immagine: Google Earth.

Se si vuole capire quanto una sorgente sia stabile come emissione occorre osservare la sua deviazione standard o la deviazione standard normalizzata (fig. 7 a, b) definite rispettivamente come:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_i (AI_i - \langle AI \rangle)^2}{n - 1}}$$

$$\sigma_N = \frac{\sigma}{\langle AI \rangle}$$

dove n è il numero di immagini utilizzate. La regione A sembra essere la più stabile sorgente di sabbia, mentre la regione B mostra periodi con più alti valori medi di

σ . Le regioni E ed F mostrano ovviamente la più alta variabilità essendo legate a incendi. Le sorgenti A, B e C hanno le stesse proprietà superficiali e anche la stessa propensione a formare polvere, quindi la loro differente variazione di emissione con il tempo deve essere legata alle differenti condizioni atmosferiche in cui si trovano immerse (si veda Israelevich et al. 2002). La fig. 7c mostra un *plume* di polvere di origine sahariana, che si sta muovendo verso occidente seguendo proprio i cammini di trasporto indicati in fig. 5.

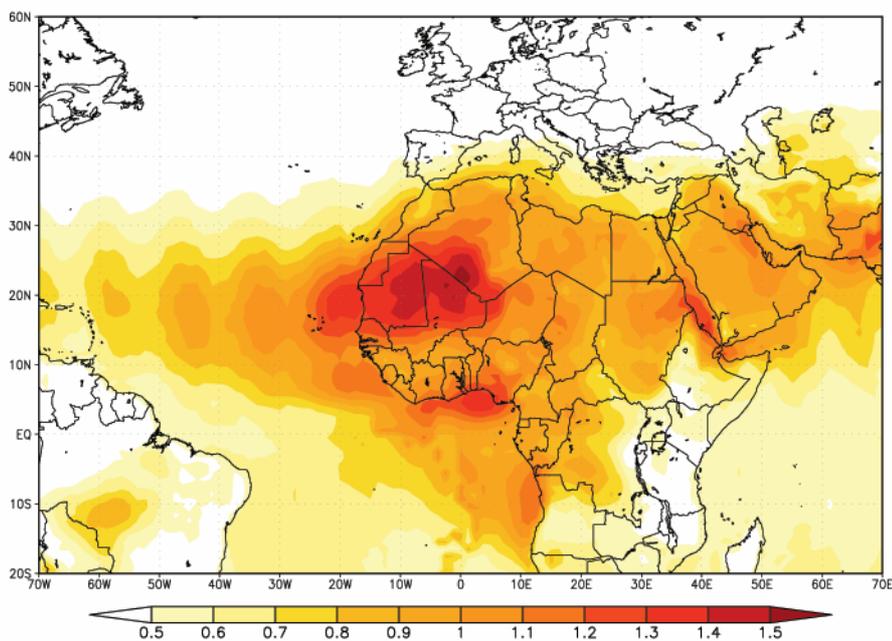


Fig. 7a. Deviazione standard dell'Aerosol Index per il periodo 1997-2005.

La fig. 8 mostra come il contenuto totale di aerosol, integrato sull'intera zona, abbia una variabilità annuale molto pronunciata rispetto a quella giornaliera, con incremento in primavera-estate e una quasi scomparsa in inverno. La quantità di aerosol è sempre maggiore di zero, il che implica che il Nord Africa agisce come ri-

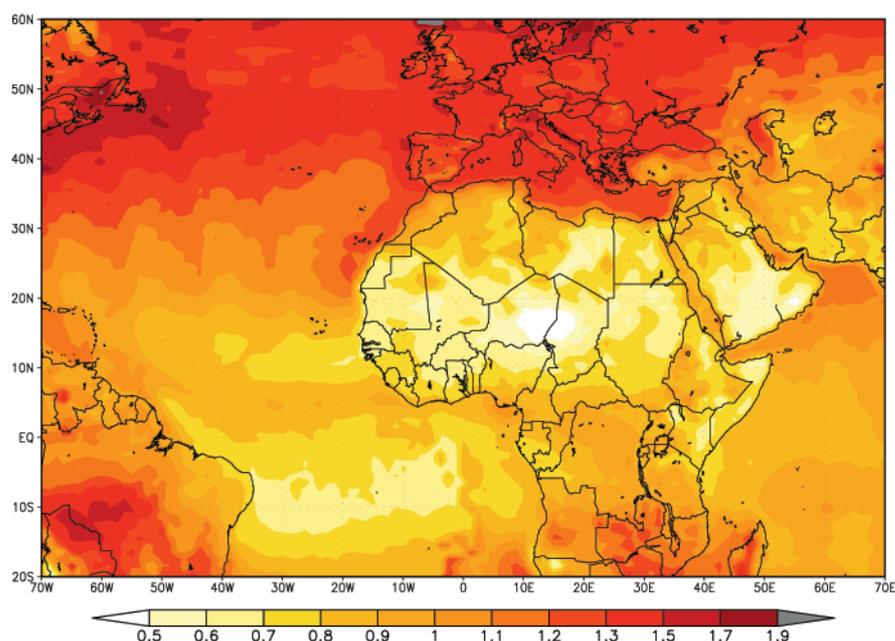


Fig. 7b. Deviazione standard normalizzata dell'Aerosol Index per il periodo 1997-2005.

serva permanente, anche se non c'è attività di mobilitazione alle sorgenti. Quindi l'occorrenza di tempeste di sabbia nel Mediterraneo non è necessariamente sempre legata direttamente a una tempesta nelle regioni sorgente, ma piuttosto la polvere può essere estratta dalla riserva nord-africana non appena si verificano le condizioni meteorologiche appropriate. Le sorgenti A e B (fig. 9 a e 9 b) mostrano una variabilità annuale relativamente debole, confrontabile con la variabilità giornaliera; questo effetto è dovuto proprio alle tempeste di sabbia attive in determinati giorni su queste zone.

Le fig. 11a, b, c, d mostrano i valori giornalieri dell'AI integrati sui bacini illustrati nella fig. 10: bacino Est ($35^\circ < \text{lat} < 40^\circ$, $25^\circ < \text{lon} < 35^\circ$), Centro ($35^\circ < \text{lat} < 40^\circ$, $12^\circ < \text{lon} < 22^\circ$), Ovest ($35^\circ < \text{lat} < 40^\circ$, $0^\circ < \text{lon} < 10^\circ$) e sulla Toscana ($42^\circ < \text{lat} < 45^\circ$, $9^\circ < \text{lon} < 12^\circ$). Sui tre bacini Est, Centro e Ovest la

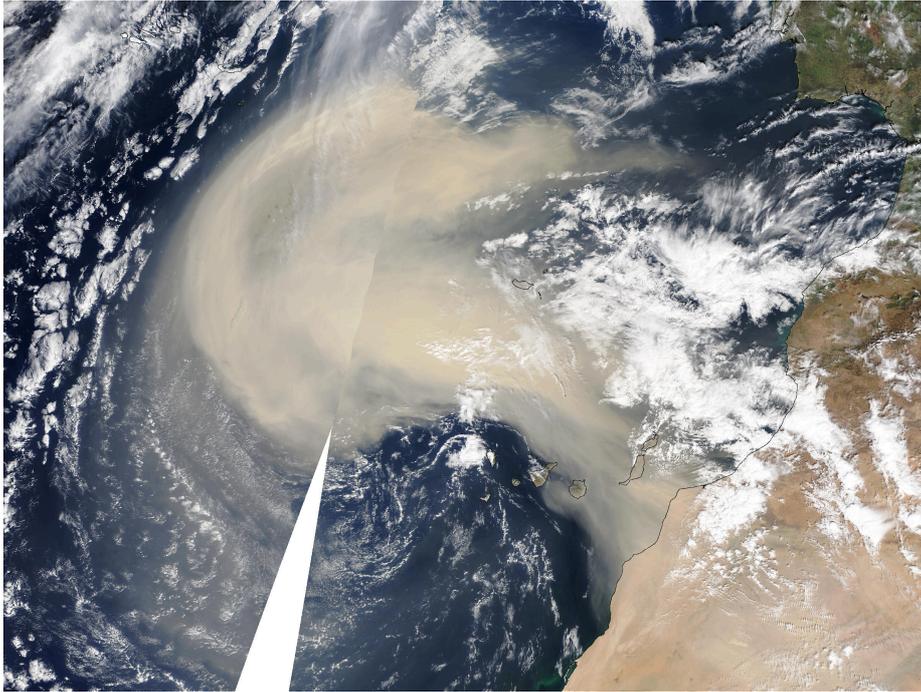


Fig. 7c. Immagine satellitare del 26 febbraio del 2000 mostrante un *plume* di sabbia di origine sahariana che fluisce verso l'Oceano Atlantico. Fonte: Progetto SeaWiFS.

variazione annuale è presente, sebbene meno rilevante rispetto al caso dell'intero bacino. Come nel caso delle sorgenti, è la variabilità giornaliera a essere molto evidente, con un aumento dell'attività spostandosi da est a ovest. La Toscana mostra valori molto bassi di Aerosol Index; fino al 2002 la variabilità annuale è praticamente assente, mentre dopo questa data si ha un incremento, piccolo in assoluto, dei valori rilevati, con alcuni picchi isolati, come quelli nelle estati 2003 e 2004, legati a un'attività molto intensa delle sorgenti.

Volendo apprezzare in maniera più evidente come ogni tempesta si estenda durante la sua vita praticamente sull'intero bacino del Mediterraneo, è opportuno utilizzare il diagramma di Hovmoller (fig. 12). In un tale tipo di diagramma la latitudine è fissata, l'asse delle ascisse rappresenta la longitudine e l'asse delle ordinate il tempo. Ogni punto sul diagramma corrisponde a un evento e le tracce

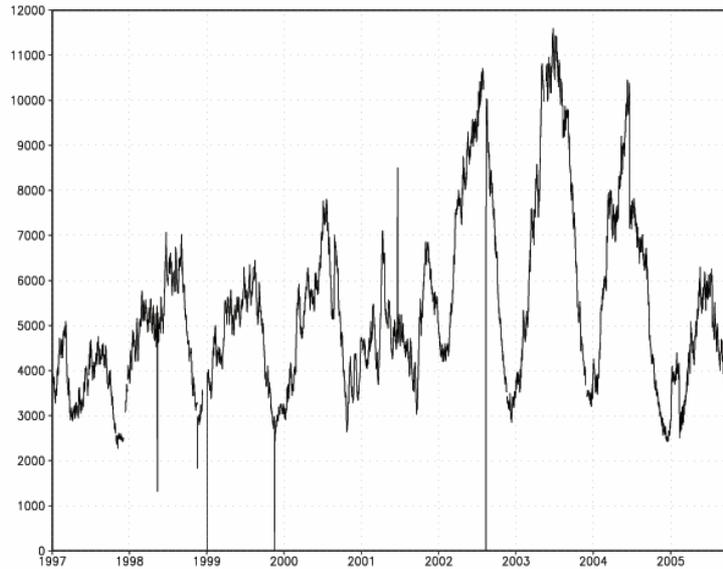


Fig. 8. Serie temporale dell'AI integrato sull'intero bacino: latitudine fra 20° S e 60° N, longitudine fra 70° W e 70° E.

inclinate al loro movimento. Un'analisi dell'inclinazione delle tracce, eseguita su più anni, rivela che gli eventi hanno tutti inizio nel settore Ovest, che la loro velocità di propagazione è praticamente la stessa, pari a circa 7–8 gradi al giorno, e che tale velocità è abbastanza indipendente dalla stagione (Israelevich et al. 2001). In primavera e in autunno la polvere raggiunge il Medio Oriente, mentre in estate la propagazione subisce un'interruzione mediamente intorno alla longitudine $10\text{--}15^{\circ}$ E. Esistono varie ipotesi sul perché questo avvenga: ad esempio Moulin et al. (1998) attribuiscono la ragione all'alta pressione che si sviluppa sul Mediterraneo centrale. Per approfondire ulteriormente le condizioni meteorologiche responsabili della penetrazione o meno di una tempesta a est si veda Alpert e Ziv (1989), Alpert et al. (1990), Israelevich et al. (2001). La presenza alla longitudine di circa 40° E di una persistente traccia è da attribuirsi all'emissione locale di polvere.

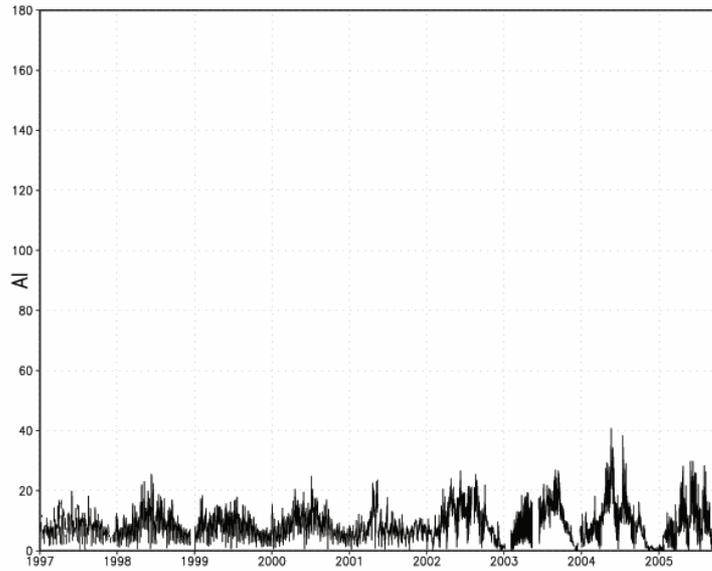


Fig. 9a. Valore integrato dell'Aerosol Index sulla regione sorgente A (lat 16° N, lon 16° E), per il periodo 1997-2005.

In conclusione possiamo affermare con sicurezza che la polvere che investe il Mediterraneo ha origine in certe zone specifiche del deserto del Sahara. Qui il carico di sabbia in atmosfera è sempre maggiore di zero, il che implica che il Nord Africa si comporti da riserva di aerosol minerali, pronti a spostarsi fino a interessare le nostre latitudini non appena si verificano le condizioni meteorologiche opportune.

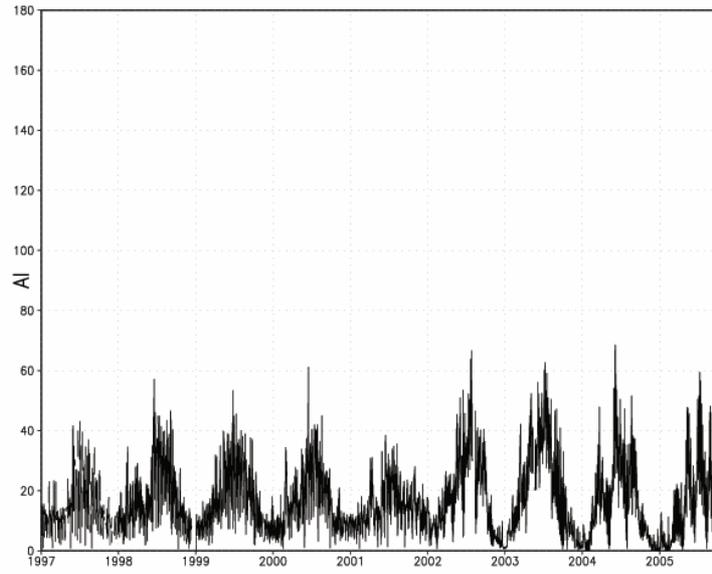


Fig. 9b. Valore integrato dell'Aerosol Index sulla regione sorgente B (lat 19° N, lon 6° W), per il periodo 1997-2005.

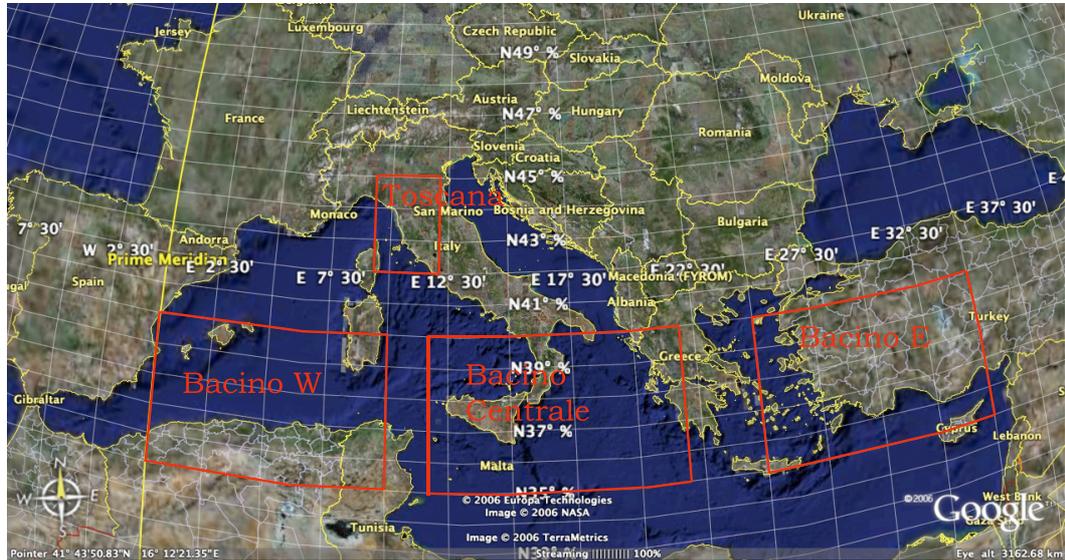


Fig. 10. Bacini su cui vengono calcolate le serie temporali. Fonte immagine: Google Earth.

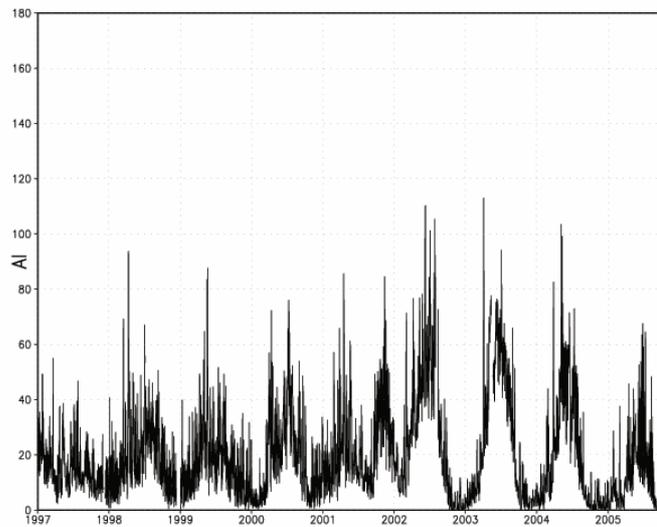


Fig. 11a. Valore integrato dell'Aerosol Index sul bacino Est (latitudine fra 35° e 40° N, longitudine fra 25° e 35° E), per il periodo 1997-2005.

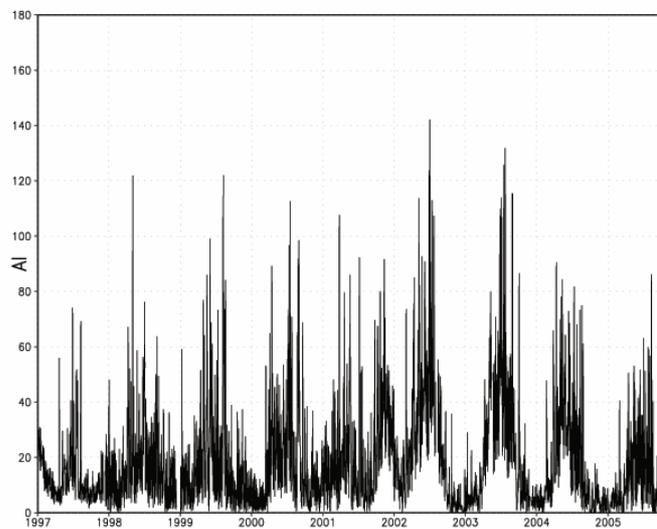


Fig. 11b. Valore integrato dell'Aerosol Index sul bacino Centrale (latitudine fra 35° e 40° N, longitudine fra 12° e 22° E), per il periodo 1997-2005.

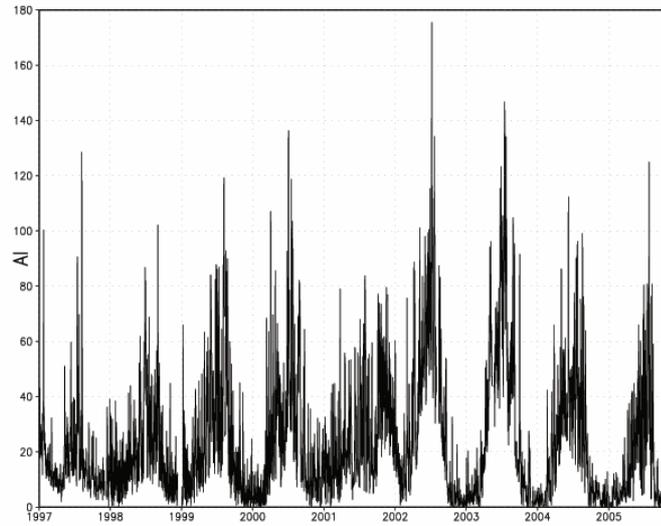


Fig. 11c. Valore integrato dell'Aerosol Index sul bacino Ovest (latitudine fra 35° e 40° N, longitudine fra 0° e 10° E), per il periodo 1997-2005.

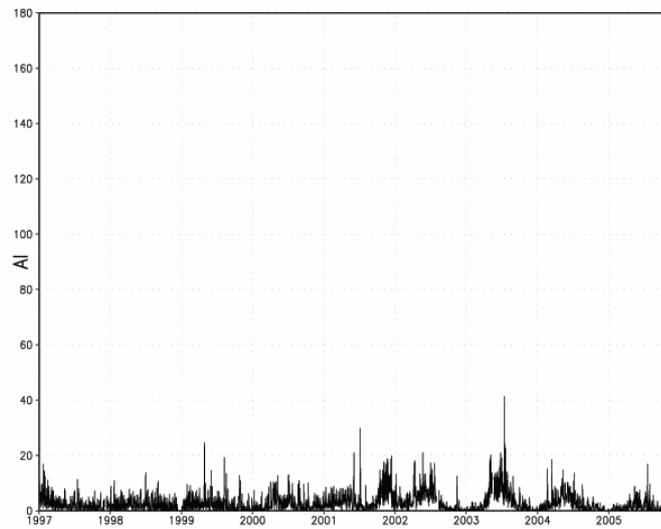


Fig. 11d. Valore integrato dell'Aerosol Index sulla Toscana (latitudine fra 42° e 45° N, longitudine fra 9° e 12° E), per il periodo 1997-2005.

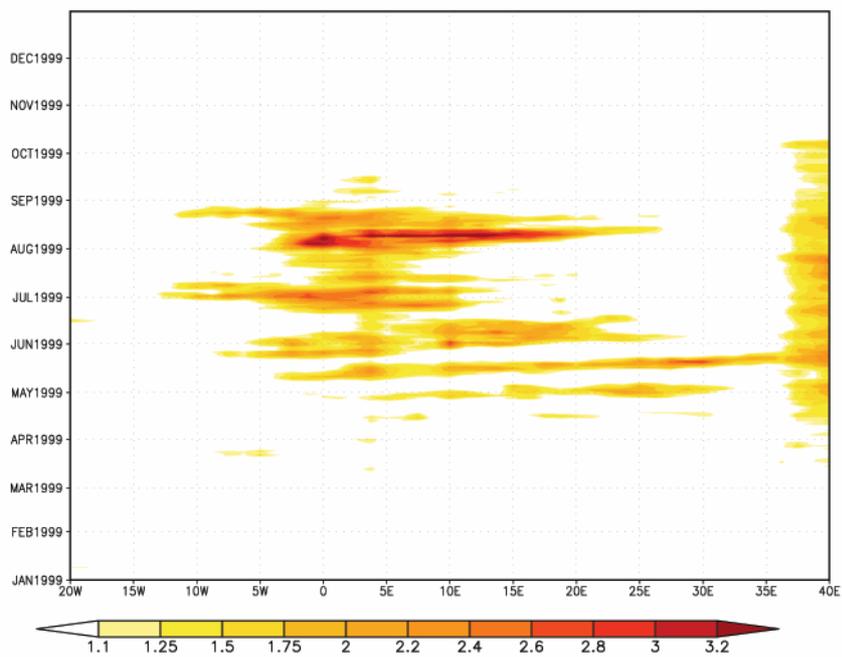


Fig. 12. Diagramma Hovmoller per l'anno 1999 con latitudine 35.5° N.

3. La rianalisi dell'evento 16 luglio 2003

Nei giorni 15-16-17 luglio del 2003 un getto di polvere di origine sahariana ha raggiunto l'Italia. L'evento è stato molto intenso ed ha fornito le condizioni ideali per studiare il *forcing* radiativo degli aerosol su varie località investite dalla "nuvola".

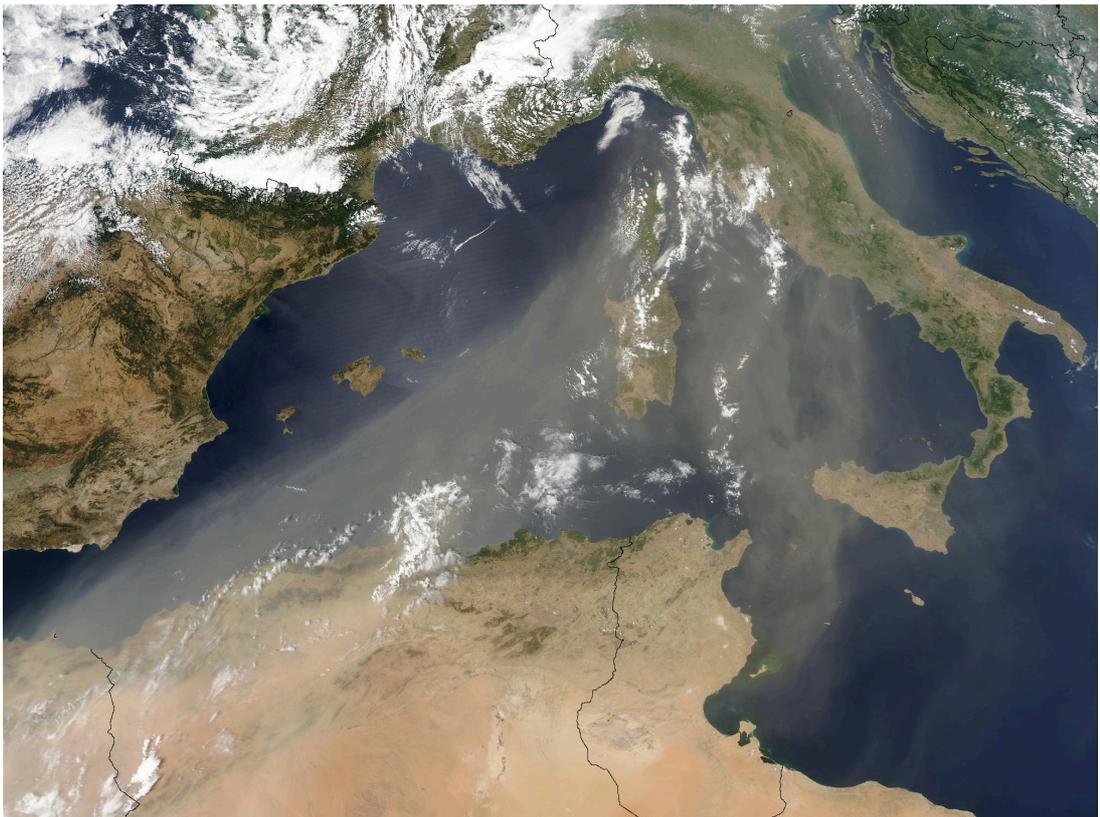


Fig. 1. *Plume* di polvere di origine sahariana ripresa il 16 luglio 2003 12:35 UTC da satellite. Fonte: NASA, satellite Aqua.

3.1 Le condizioni meteorologiche

Nel capitolo sulle sorgenti di aerosol minerali (cap. 2) è stato descritto come l'area del Nord Africa si comporti da riserva permanente di polvere. Tuttavia, solitamente tale polvere non raggiunge il Mediterraneo e l'Italia. Perché si abbia un fenomeno intenso come quello del 16 luglio occorre che ci siano condizioni meteorologiche ben precise.

La situazione a grande scala vede nei giorni precedenti l'evento, cioè intorno al 12-13 luglio, la presenza di un vortice di alta pressione posizionato sulle isole Azzorre, nell'oceano Atlantico, e di un sistema, sempre di alta pressione, posizionato sul Nord Africa, approssimativamente sopra Algeria, Tunisia e Libia (fig. 2). Un vortice di bassa pressione è invece posto nell'Atlantico del nord, in vicinanza dell'Islanda. Il sistema di alta pressione sulle Azzorre resta praticamente invariato per tutto il periodo di interesse, mentre i vortici di alta pressione sul Mediterraneo e quello di bassa pressione sul Nord Europa evolvono nel tempo, ed è proprio l'accoppiamento fra questi due vortici a determinare le condizioni perché la polvere sia estratta dalla riserva nord-africana e raggiunga l'Italia, percorrendo una distanza di oltre 4000 km dal luogo di origine (fig. 3).

Il *plume* di polvere si crea a causa della formazione di una saccatura.¹ L'alta pressione presente sul Mediterraneo determina una compressione leggera (poiché i gradienti di pressione non sono mai elevati per i sistemi di alta pressione), mentre

¹ Saccatura: in meteorologia, configurazione barica costituita da un'area di bassa pressione che si espande oltre la zona occupata da un ciclone deformandone le isobare in una cuspidè più o meno appuntita. La saccatura si insinua tra due zone anticicloniche (alta pressione) o entro un'area ad alta pressione dando, generalmente, origine a un nuovo ciclone. L'area interessata dalla saccatura è generalmente sede di perturbazioni temporalesche e di piogge intense.

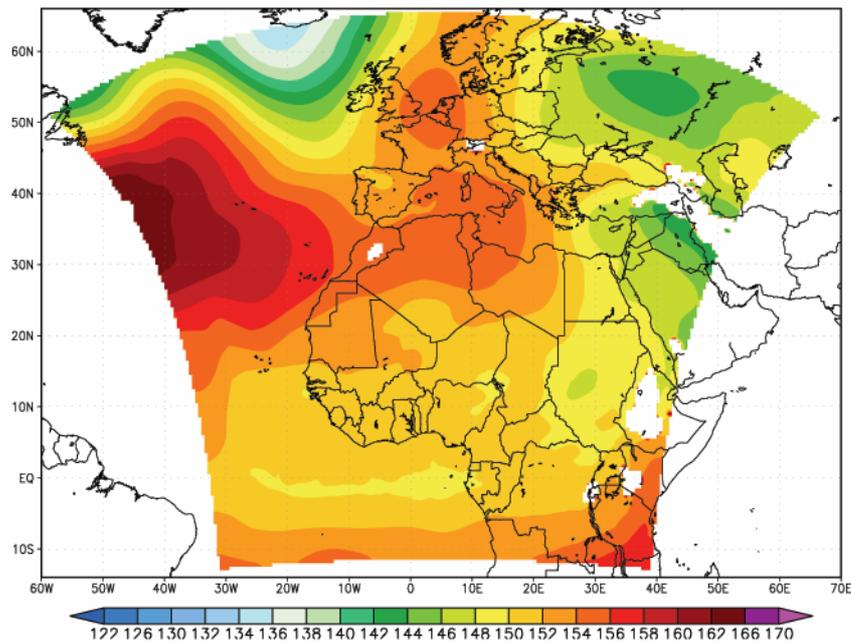


Fig. 2. Mappa fornita dal modello atmosferico RAMS dell'altezza geopotenziale (espressa in decametri) a 850 mb (circa 1500 m) per il giorno 13 luglio 2003, alle 12:00 UTC. L'altezza geopotenziale rappresenta l'altezza a cui si trova localmente la superficie di pressione data rispetto alla superficie terrestre. Le aree bianche indicano l'orografia. È ben visibile l'anticiclone delle Azzorre a latitudine 45° N e longitudine 40° W, mentre la bassa pressione è appena al di sotto dell'Islanda e si sta muovendo verso est, sud-est. Un'alta pressione insiste anche sulla Tunisia, abbracciando le regioni vicine e parte del Mediterraneo.

la depressione che arriva dall'Atlantico è molto intensa e si muove verso est. Il giorno 13 luglio verso le 13 UTC la saccatura raggiunge la sua massima entità, estendendosi dalle isole britanniche fino a tutta la Spagna, lambendo anche il Nord Africa. Poche ore dopo, il meccanismo di estrazione di polvere è perfettamente creato, con da una parte l'alta pressione a circolazione oraria centrata sulla Tunisia, che crea dei flussi che escono dal Nord Africa e puntano verso l'Italia con direzione sud-ovest/nord-est, e dall'altra la circolazione ciclonica, cioè antioraria, dovuta alla bassa pressione, la quale tende ad estrarre polvere ed indirizzarla esattamente come il vortice anticiclonico. I flussi generati dall'alta e bassa pressione hanno

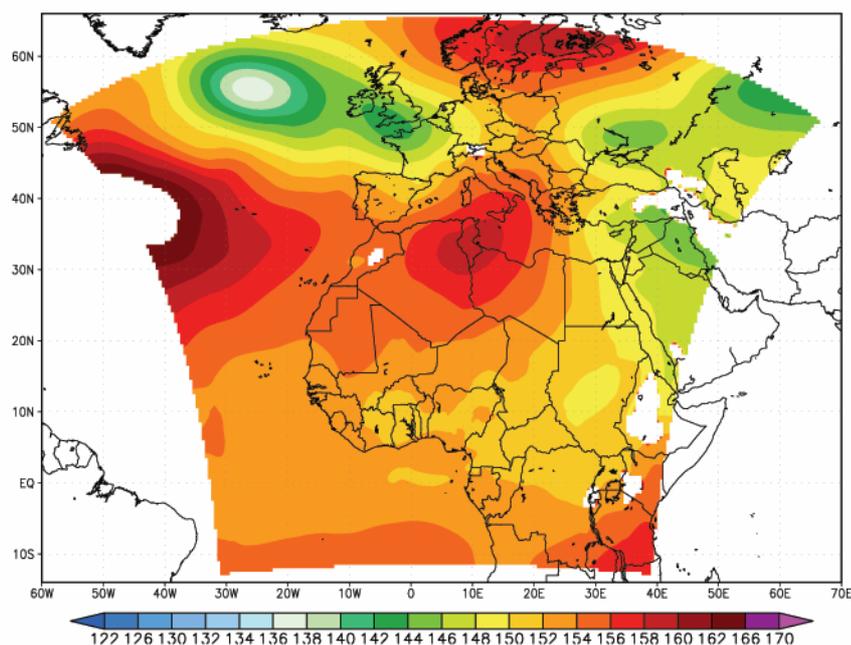


Fig. 3. Mappa fornita dal modello atmosferico RAMS dell'altezza geopotenziale (decametri) a 850 mb per il giorno 16 luglio 2003, alle 10:00 UTC. La bassa pressione è scesa verso sud rispetto ai giorni precedenti, posizionandosi appena a ovest dell'Irlanda. L'alta pressione sulla Tunisia si è invece intensificata.

dunque un effetto cumulativo, che intensifica i venti e crea un tubo di flusso.

L'effetto della saccatura durante le giornate 14-15-16-17 luglio rende l'asse del tubo molto lungo, facendogli raggiungere un'estensione di 2500-3000 km, e contemporaneamente fa sì che la larghezza rimanga contenuta a circa 300-400 km (fig. 5). Il vento all'interno del tubo è molto intenso ed ha una direzione preferenziale, producendo pochissima dispersione laterale di polvere e rendendo tutto il fenomeno veloce, evitando la ricaduta del pulviscolo per effetto della gravità. Se la bassa pressione fosse entrata in maniera più profonda nell'area del Mediterraneo, avremmo avuto lo stesso estrazione di polvere dall'Africa, però il tubo di flusso sarebbe stato più corto, poiché le linee di flusso sarebbero state curve, seguendo

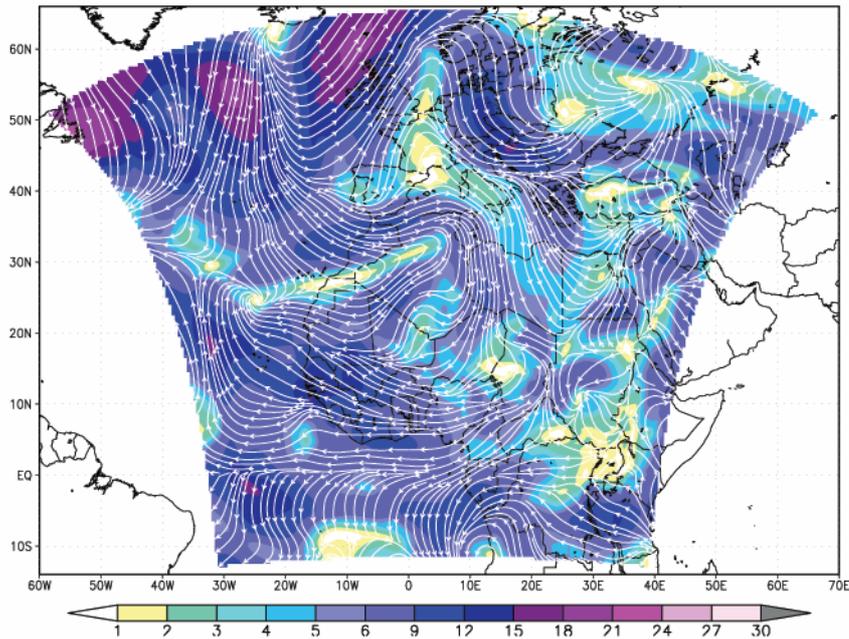


Fig. 4. Mappa fornita dal modello atmosferico RAMS delle linee di flusso del vento a 700 mb per il giorno 13 luglio 2003, alle 12:00 UTC. Il tubo di flusso comincia a essere ben visibile nella zona sopra lo stretto di Gibilterra. I colori indicano la velocità del vento in m/s.

la curvatura del ciclone depressionario. Tutto ciò fa capire quanto sia importante il meccanismo dipolare creato dalla bassa pressione sull'Atlantico e dall'alta pressione sul Nord Africa nel formare un tubo di flusso lungo e stretto, capace quindi di trasportare efficientemente molta polvere in zone lontane dall'origine.

Anche il Sole contribuisce al meccanismo, infatti con il suo movimento apparente nel cielo da est verso ovest fa sì che il suolo venga riscaldato prima a oriente che a occidente. Questo crea un effetto tipo “onda” sulla terraferma, ben visibile nelle mappe della velocità di frizione,² creando un leggero sbilancio nell'accumulo di pulviscolo fra la parte est e la parte ovest dell'Africa, con quest'ultima parte

² Per una definizione di velocità di frizione si veda il cap. 5.

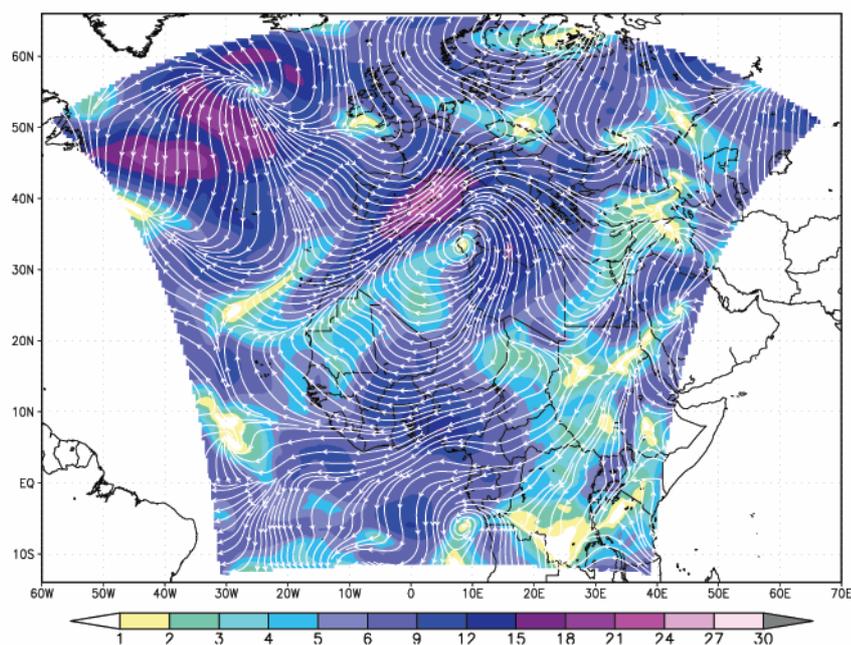


Fig. 5. Mappa fornita dal modello atmosferico RAMS delle linee di flusso del vento a 700 mb per il giorno 16 luglio 2003, alle 11:00. Il tubo di flusso è adesso ben sviluppato e si estende da 15° W a 20° E. Il vento all'interno è molto intenso, superando i 20 m/s.

più carica. Il Sole dunque destabilizza gli strati bassi dell'atmosfera, creando le condizioni ideali per avere emissione di polvere nelle regioni sorgente (fig. 6).

Oltre al Sole, anche il monzone africano ha una certa responsabilità nel meccanismo di emissione, sebbene debba “dividersi le colpe” con l'alta pressione presente sulla Tunisia. Nei giorni precedenti la creazione del lungo tubo di flusso, responsabile del trasporto di polvere sull'Italia, si sono avuti infatti nella zona intorno ai 15-20° N di latitudine intensi colpi di vento, dovuti proprio all'interazione fra l'alta pressione presente sulla Tunisia e il monzone africano, che durante questo periodo dell'anno dà origine a cicloni che si muovono sotto la latitudine 15° N in direzione ovest. L'interazione fra il monzone e l'alta pressione crea dunque le condizioni ideali per avere emissione, tutto questo proprio nei giorni precedenti la

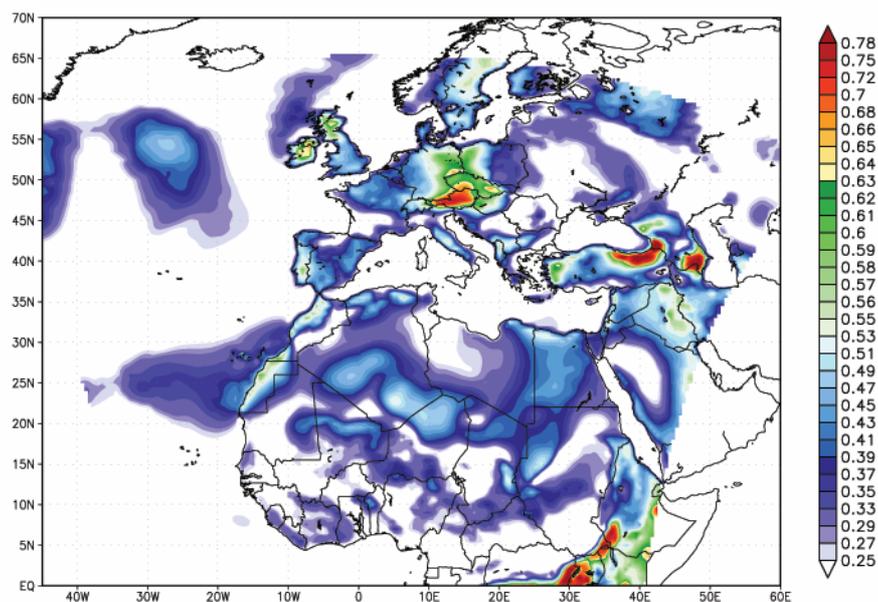


Fig. 6. Mappa fornita dal modello atmosferico RAMS della velocità di frizione (m/s) per il giorno 13 luglio 2003, alle 12:00 UTC. Le zone con velocità di frizione molto elevate sono quelle dove sono presenti catene montuose.

creazione del tubo di flusso di connessione.

In fig. 7 è riportato l'Aerosol Index per il giorno 16 luglio 2003, dove è ben visibile un'alta concentrazione di aerosol in vicinanza dell'Italia. Purtroppo i dati del satellite sono incompleti per quella data e non si riesce a ricostruire per intero l'estensione del *plume* di polvere.

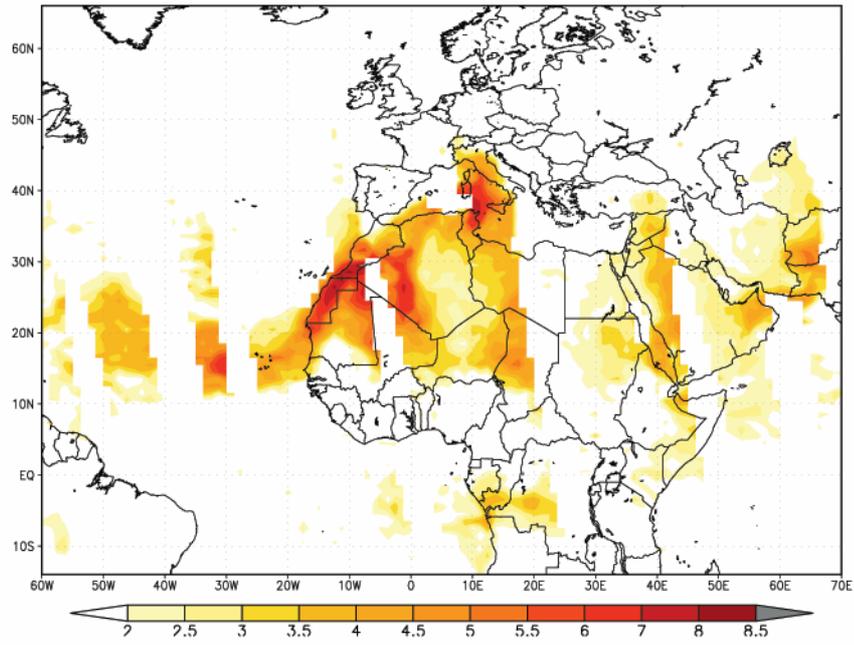


Fig. 7. Aerosol Index per il giorno 16 luglio 2003. È ben visibile il *plume* di polvere che si muove verso l'Italia.

4. Il trasporto radiativo

4.1 Bilancio radiativo del pianeta Terra

In generale la Terra viene riscaldata dall'assorbimento della radiazione solare e raffreddata dall'emissione infrarossa. La presenza dell'atmosfera e della sua struttura termica svolge un ruolo fondamentale nel bilancio energetico. L'emissione di radiazione termica dipende in generale dalle proprietà assorbitive del materiale e dalla sua temperatura assoluta. In realtà i tassi di riscaldamento e di raffreddamento non si bilanciano mai in un dato luogo e in un dato istante: in qualche modo l'atmosfera del pianeta funziona come un gigantesco termostato aggiustando il tasso di perdita per compensare gli eccessi di riscaldamento e di raffreddamento. Il fatto che il pianeta ruoti e sia inclinato rispetto al piano dell'orbita determina variazioni termiche diurne e stagionali. Il nostro pianeta non è dunque in equilibrio radiativo locale (nel qual caso il tasso di riscaldamento dovuto all'assorbimento di radiazione a tutte le lunghezze d'onda eguaglia quello di emissione termica) ma si trova in un equilibrio radiativo planetario ovvero il bilancio radiativo avviene su intervalli di tempo lunghi e su tutto il pianeta. Se questo bilancio radiativo viene meno si ha a che fare con variazioni climatiche.

4.1.1 La costante solare C_{\odot}

Per quantificare l'energia emessa dal Sole che raggiunge la Terra, supponiamo che il Sole emetta come un corpo nero alla temperatura T_{\odot} . Il flusso ricevuto al di fuori dell'atmosfera da una superficie unitaria normale al fascio solare alla distanza media Terra-Sole, \bar{d}_{\odot} , è definita come costante solare:

$$C_{\odot} = \sigma_B T_{\odot}^4 \frac{r_{\odot}^2}{\bar{d}_{\odot}^2} \simeq (1.366 \times 10^3 \pm 0.003) \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$$

dove σ_B è la costante di Stefan-Boltzmann pari a $5.6703 \times 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$ e r_{\odot} rappresenta il raggio solare. Si noti che la costante solare, essendo definita con la distanza Terra-Sole media, per definizione non ha variazioni stagionali. Essa varia perché l'emissione solare non è costante nel tempo. L'attività della corona, per esempio, origina forti cambiamenti nell'emissione UV e in quella alle radio-microonde; rimane vero però che l'emissione della fotosfera, che rappresenta il contributo principale, si mantiene per lo più stabile. Le variabilità su scale di tempo dell'ordine della settimana (dell'ordine dello 0.2%) sono causate dalla comparsa di macchie solari e di facole, zone brillanti, associate all'attività magnetica, che accompagnano le macchie solari. Vi è poi una variabilità di lunga durata che è associata al ciclo solare con variazioni dello 0.1% tra un massimo e un minimo dell'emissione. Infine i fattori astronomici quali lo spostamento dell'asse di rotazione terrestre rispetto al piano dell'eclittica, la variazione dell'eccentricità dell'orbita e la precessione degli equinozi hanno maggiore importanza nella distribuzione spazio-temporale della radiazione più che sui valori medi ricevuti dalla Terra.

4.1.2 Insolazione solare

Il flusso monocromatico incidente su una superficie orizzontale al di fuori dell'atmosfera viene detto insolazione solare e dipende, oltre che dalla lunghezza d'onda, dalla latitudine, dalla stagione e dal momento del giorno. L'insolazione è infatti data da:

$$I_\lambda = C_{\odot\lambda} \frac{\bar{d}_\odot^2}{d_\odot^2} \cos \theta_\odot$$

dove θ_\odot è l'angolo zenitale del Sole e d_\odot la distanza effettiva Terra-Sole. L'insolazione solare dipende quindi, oltre che da fattori intrinseci solari che in prima approssimazione possono essere trascurati, dall'elevazione del Sole e dalla variazione stagionale della distanza Sole-Terra, che sono dovuti all'eccentricità dell'orbita.

4.1.3 Lo spettro solare: l'attraversamento dell'atmosfera

La radiazione solare interagisce con gli elementi atmosferici (gas, pulviscolo, nubi), venendo da questi in parte assorbita e in parte diffusa, e raggiunge poi il terreno. In media la situazione è la seguente:

- i) circa l'8% viene assorbita dai gas atmosferici, l'11% dalle nubi;
- ii) il 51% viene assorbito da terre e oceani;
- iii) il 30% viene riflessa indietro nello spazio: in particolare il 6% dall'atmosfera (molecole d'aria+aerosol), il 20% dalle nubi, il 4% dal suolo.

4.1.4 Lo spettro della radiazione emessa dalla Terra

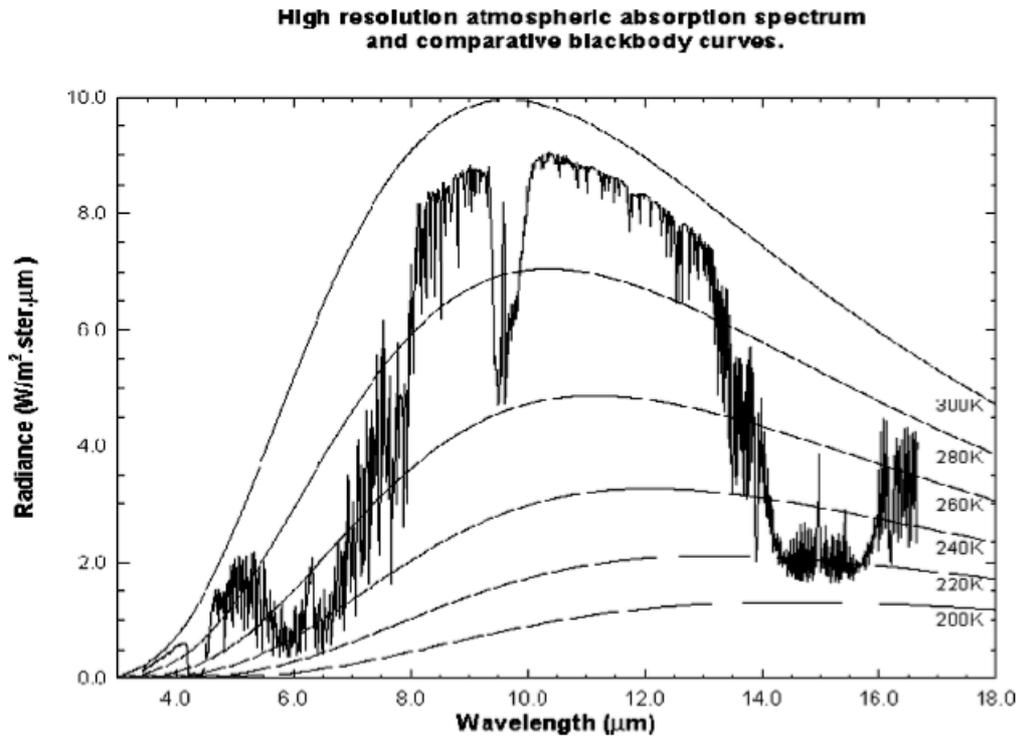


Fig. 1. Spettro elettromagnetico terrestre, misurato con un interferometro ad alta risoluzione al di fuori dell'atmosfera sovrapposto per confronto a curve di corpo nero per varie temperature.

Se consideriamo la Terra come un corpo nero alla temperatura di 290 K, lo spettro dell'emissione al di fuori dell'atmosfera sarà uno spettro ideale di corpo nero, contaminato dall'assorbimento dei vari costituenti. In particolare, gli spettri rotazionali e vibrazionali presenti nell'atmosfera terrestre determinano la struttura fine dello spettro di emissione. La fig. 1 mostra lo spettro di emissione misurato al di fuori dell'atmosfera e alcuni spettri di corpo nero a differenti temperature: l'aspetto frastagliato (le sezioni d'urto di assorbimento sono fortemente dipendenti dalla lunghezza d'onda nell'IR) e in particolar modo la diminuzione d'irradianza presente nelle regioni a 6, 9 e 15 μm sono testimoni della presenza di H_2O , O_3 e CO_2 . La radiazione proveniente dalla superficie, il cui spettro dovrebbe adattarsi a

quello di un corpo nero a 290 K, viene assorbita da tali gas e riemessa a temperature più basse.

4.2 Forcing radiativo

È importante quantificare le anomalie nel bilancio radiativo che possono derivare da cause naturali (quali la variabilità della costante solare) oppure da cause antropiche (quali la variazione nella quantità di CO₂ dovuta alle attività industriali). Si introduce allora il concetto di *forcing* radiativo medio, \overline{N} , definito come la media del flusso netto misurato al di fuori dell'atmosfera, ovvero:

$$\overline{N} = \langle (1 - a)F_{SW}^{\downarrow} - F_{LW}^{\uparrow} \rangle$$

dove il simbolo $\langle \dots \rangle$ indica una media sia spaziale che temporale, dove a è l'albedo terrestre, F_{SW}^{\downarrow} è il flusso di radiazione che proviene dal Sole (soprattutto a lunghezze d'onda corte) e F_{LW}^{\uparrow} è l'emissione della Terra (soprattutto nell'infrarosso).¹ Ovviamente il valore di \overline{N} è praticamente nullo.

¹ I vari autori differiscono nella esatta delimitazione degli intervalli di lunghezza d'onda SW e LW, che spesso sono presi non contigui. Comunque, 4 μm costituisce un valore discriminante di massima.

4.3 Descrizione del trasporto radiativo

4.3.1 Quantità radiometriche

L'energia radiante che attraversa una superficie con normale $\hat{\mathbf{n}}$ può avere contributi da tutte le direzioni, le quali sono caratterizzate dal versore $\hat{\mathbf{\Omega}}$. L'intensità monocromatica o radianza, $I_\lambda(\hat{\mathbf{\Omega}})$, rappresenta l'energia che nell'unità di tempo dt , nell'unità di lunghezza d'onda $d\lambda$ fluisce attraverso l'unità di superficie $d\sigma$ essendo contenuta nell'angolo solido $d\Omega$ centrato sulla direzione $\hat{\mathbf{\Omega}}$:

$$dE_\lambda = I_\lambda d\lambda d\sigma \cos \theta d\Omega dt$$

La radianza è una funzione della posizione e della direzione $\hat{\mathbf{\Omega}}$, e caratterizza un pennello di radiazione che attraversa la superficie formando un angolo zenitale θ con la sua normale (fig. 2).

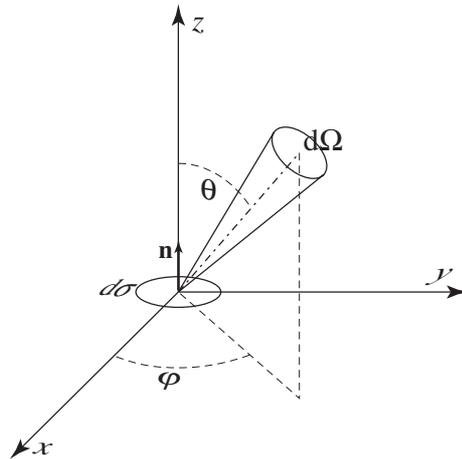


Fig. 2. Geometria per la definizione della radianza.

Integrando la componente di intensità normale alla superficie $I_\lambda \cos \theta$ nel

semispazio degli angoli solidi positivi, si definisce flusso uscente o irradianza:

$$F_{\lambda}^{+} = \int_{emisfero-uscente} I_{\lambda} \cos\theta d\Omega^{+} = \int_0^{2\pi} d\phi \int_0^{\pi/2} d\theta I_{\lambda}(\phi, \theta) \cos\theta \sin\theta$$

Il flusso totale uscente si ottiene integrando semplicemente sullo spettro elettromagnetico

$$F^{+} = \int_0^{\infty} F_{\lambda}^{+} d\lambda$$

Lo stesso si applica per il flusso entrante, il che porta a definire il flusso netto come:

$$F_{\lambda} = F_{\lambda}^{+} - F_{\lambda}^{-}$$

e il flusso totale come

$$F = F^{+} - F^{-}$$

4.3.2 Interazione radiazione–materia

La radiazione elettromagnetica può interagire con la materia attraverso tre meccanismi base: assorbimento, scattering ed emissione. Un pennello di radiazione occupante l'angolo solido $d\Omega$ è attenuato in proporzione alla densità e alle caratteristiche assorbenti del mezzo che attraversa. L'energia può essere anche attenuata attraverso lo scattering, in tal caso l'energia esce fuori dall'elemento di angolo solido da cui proveniva per essere reimpressa in altre direzioni. Insieme, assorbimento e scattering costituiscono l'estinzione netta di un pennello di radia-

zione che attraversa uno strato di materia. L'energia che invece viene emessa in un determinato angolo solido, o che vi viene diffusa da altre direzioni, intensifica l'energia del raggio di radiazione che attraversa lo strato di materia.

- **Assorbimento.** In assenza di scattering, l'assorbimento di energia è espresso dalla legge di Lambert, la quale assume che l'energia assorbita è proporzionale alla massa di materia attraversata dalla radiazione:

$$\frac{dI_\lambda}{I_\lambda} = -\rho \sigma_{a\lambda} ds$$

dove $\sigma_{a\lambda}$ è la sezione d'urto d'assorbimento massica, la quale ha dimensioni [area/massa], ρ è la densità del mezzo e ds la distanza infinitesima attraversata. La legge di Lambert si può anche esprimere in termini della densità numerica di particelle n :

$$\frac{dI_\lambda}{I_\lambda} = -n \hat{\sigma}_{a\lambda} ds$$

dove adesso la sezione d'urto $\hat{\sigma}_{a\lambda}$ è riferita a una particella singola e ha le dimensioni di un'area. Il termine $\hat{\sigma}_{a\lambda}$ simbolizza quindi l'area assorbente effettiva di una particella. Si definisce coefficiente di assorbimento la quantità

$$\beta_{a\lambda} = \rho \sigma_{a\lambda} = n \hat{\sigma}_{a\lambda}$$

avente le dimensioni di una [lunghezza⁻¹]. Il suo reciproco rappresenta la distanza caratteristica sulla quale l'energia della radiazione è attenuata. Il coefficiente di assorbimento nel caso di una miscela di vari assorbitori può

essere scritto come

$$\beta_{a\lambda} = \sum_i r_i \rho \sigma_{a\lambda_i} = \sum_i r_i n \hat{\sigma}_{a\lambda_i}$$

dove r_i indica il rapporto di miscela dell' i -esima specie assorbente. Integrando la legge di Lambert lungo il cammino di radiazione, si ottiene

$$I_\lambda(s) = I_\lambda(0) \exp\left(-\int_0^s \rho \sigma_{a\lambda} ds'\right)$$

In assenza di scattering ed emissione, l'intensità di un pennello di radiazione decresce esponenzialmente con la lunghezza del cammino ottico, definito da

$$u(s) = \int_0^s \rho \sigma_{a\lambda} ds' = \int_0^s \beta_{a\lambda} ds'$$

Esso rappresenta la distanza adimensionale attraversata dalla radiazione, pesata in accordo alla densità e alla sezione d'urto del mezzo. La trasmissività monocromatica, la quale descrive la frazione di radiazione incidente che non è assorbita, è data da

$$t_\lambda(s) = \frac{I_\lambda(s)}{I_\lambda(0)} = e^{-u(s)}$$

- **Emissione.** Per mantenere l'equilibrio termico, una sostanza che assorbe energia radiante deve anche emetterla. Analogamente all'assorbimento, l'emissione di radiazione è proporzionale alla massa coinvolta. La teoria di Planck del corpo nero forma la base per la descrizione dell'emissione termica. Il corpo nero, per definizione un oggetto che assorbe al 100% la radiazione incidente

a qualsiasi lunghezza d'onda, in equilibrio termico emette a sua volta una radiazione caratterizzata dalle seguenti proprietà:

- i) La radiazione è isotropa.
- ii) La radiazione è unicamente determinata dalla temperatura dell'emettitore.

La legge di Planck per lo spettro di intensità della radiazione di corpo nero alla temperatura assoluta T è

$$B_{\lambda}(T) = \frac{2h c^2}{\lambda^5 (e^{\frac{hc}{\lambda k_B T}} - 1)}$$

dove c è la velocità della luce, h la costante di Planck e k_B la costante di Boltzmann.

Le sostanze reali tuttavia non si comportano come un corpo nero, ed emettono e assorbono in maniera meno efficiente. Si possono definire i coefficienti di assorbività a_{λ} e emissività ϵ_{λ} per un corpo come i rapporti fra le intensità rispettivamente assorbite o emesse e quelle relative a un corpo nero. La legge di Kirchhoff afferma che, all'equilibrio termodinamico, una sostanza emette e assorbe radiazione con la stessa efficienza, cioè,

$$\epsilon_{\lambda} = a_{\lambda}$$

La legge di Kirchhoff vale in uno stato di equilibrio termodinamico locale, ovvero quando la temperatura è uniforme e la radiazione isotropa all'interno

un piccolo volume. Nell'atmosfera terrestre queste condizioni sono soddisfatte quando le transizioni radiative sono dominate dalle collisioni molecolari, il che è vero per i principali gas atmosferici per una pressione maggiore di 0.01 mb (cioè approssimativamente sotto i 60 km di quota). Ad altitudini maggiori l'intervallo temporale fra collisioni successive non può più essere considerato breve rispetto ai tempi di vita degli stati eccitati associati con assorbimento ed emissione, e quindi la legge non è più valida.

- **Scattering.** L'energia può essere estratta da un dato pennello di radiazione e immessa in un altro. Questo fenomeno prende il nome di scattering, ed è descritto in termini della sezione d'urto massica di scattering monocromatico, $\sigma_{s\lambda}$. Gli effetti di assorbimento e scattering sono lineari e dunque additivi, il che consente di definire la sezione d'urto monocromatica massica di estinzione

$$k_\lambda = \sigma_{a\lambda} + \sigma_{s\lambda}$$

dalla quale segue subito il coefficiente di estinzione

$$\beta_{e\lambda} = \rho k_\lambda$$

dove la densità si riferisce a quella delle specie attive. La legge di Lambert e le sue conseguenze valgono dunque tutte con k_λ al posto di $\sigma_{a\lambda}$. La funzione sorgente viene modificata a causa dello scattering. Se i fotoni sono introdotti nel pennello di radiazione attraverso un solo incontro con una particella del mezzo, allora si parla di scattering singolo, altrimenti si parla di scattering

multiplo. L'albedo da singolo scattering²

$$\omega_{0\lambda} = \frac{\sigma_{s\lambda}}{k_\lambda}$$

rappresenta la frazione di radiazione persa attraverso estinzione che esce dal pennello di radiazione a causa dello scattering. Quindi

$$1 - \omega_{0\lambda} = \frac{\sigma_{a\lambda}}{k_\lambda}$$

rappresenta la frazione di radiazione persa a causa dell'assorbimento. La funzione di fase $P(\hat{\Omega}, \hat{\Omega}')$ descrive la frazione di radiazione che in seguito allo scattering passa dalla direzione $\hat{\Omega}'$ alla direzione $\hat{\Omega}$. Se la funzione di fase è normalizzata

$$\frac{1}{4\pi} \int_{4\pi} P(\hat{\Omega}, \hat{\Omega}') d\Omega' = 1$$

quindi

$$\frac{\omega_{0\lambda} P(\hat{\Omega}, \hat{\Omega}') d\Omega'}{4\pi}$$

rappresenta la frazione di radiazione persa per estinzione dal pennello in direzione $\hat{\Omega}'$ che è immessa nella direzione $\hat{\Omega}$. Combinando i contributi di scattering ed emissione si ottiene la funzione sorgente totale come

$$J_\lambda = (1 - \omega_{0\lambda}) B_\lambda(T) + \frac{\omega_{0\lambda}}{4\pi} \int_{4\pi} I_\lambda(\hat{\Omega}') P(\hat{\Omega}, \hat{\Omega}') d\Omega'$$

² *Single scattering albedo.*

Un parametro importante che misura le caratteristiche geometriche dello scattering è il fattore di asimmetria g_λ definito come

$$g_\lambda = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 P_\lambda(\cos \theta) \cos \theta d(\cos \theta) = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 P_\lambda(\mu) \mu d(\mu)$$

dove $P_\lambda(\cos \theta)$ è la funzione di fase come definita al cap. 1. Il fattore di asimmetria si avvicina a 1 per scattering fortemente piccato in avanti e a -1 per scattering piccato indietro. In generale $g_\lambda = 0$ indica scattering isotropo, cioè uniformemente distribuito fra direzione avanti e indietro, che è caratteristico di particelle piccole rispetto alla lunghezza d'onda della radiazione. Per particelle grandi, come quelle di aerosol, il fattore di asimmetria si avvicina ad 1 (fig. 3).

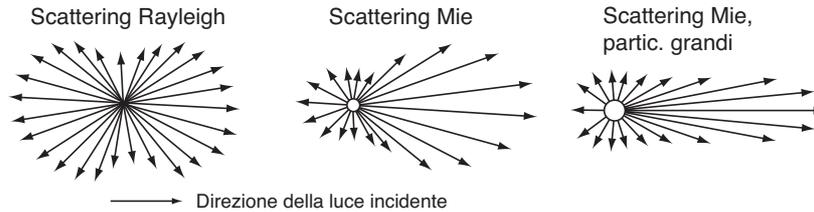


Fig. 3. Esempio di distribuzione spaziale dell'intensità di radiazione dopo un evento di scattering.

4.4 Trasporto radiativo in atmosfera piano-parallela

L'equazione per il trasporto radiativo nel caso di emissione, assorbimento e scattering può dunque essere posta nella forma

$$\frac{dI_\lambda}{\rho k_\lambda ds} = -I_\lambda + J_\lambda$$

In un'atmosfera stratificata le proprietà variano rapidamente solo con l'altezza; è quindi conveniente trattare il trasporto radiativo nell'approssimazione di atmosfera piano-parallela, nella quale

- La curvatura associata alla sfericità della Terra è ignorata.
- Il mezzo è considerato orizzontalmente omogeneo e il campo di radiazione invariante per traslazione orizzontale.

Lungo un cammino inclinato ds , un pennello di radiazione inclinato rispetto alla verticale di un angolo θ attraversa uno strato di atmosfera di spessore

$$dz = \mu ds$$

dove $\mu = \cos \theta$.

Richiamando quanto già introdotto parlando di assorbimento, si può definire lo spessore ottico da una quota z fino all'uscita dall'atmosfera come

$$\tau_\lambda = \int_z^\infty \rho k_\lambda dz'$$

In pratica, lo spessore ottico è misurato in direzione discendente, a partire dagli strati più elevati dell'atmosfera. L'equazione del trasporto radiativo si può porre allora nella forma

$$\mu \frac{dI_\lambda}{d\tau_\lambda} = I_\lambda - J_\lambda$$

dove $I_\lambda = I_\lambda(\tau_\lambda, \mu)$ e $J_\lambda = J_\lambda(\tau_\lambda, \mu)$. L'intensità ha adesso una dipendenza solo

dall'angolo θ e dalla quota z .

4.4.1 Trasporto radiativo in un'atmosfera con nuvole e aerosol

L'influenza di aerosol e nubi può essere introdotta modificando opportunamente la funzione sorgente. Consideriamo uno strato omogeneo di aerosol o nubi illuminato da un flusso solare F_s inclinato con angolo zenitale θ_s ($\mu_s = \cos \theta_s$). Il contributo alla funzione sorgente per la radiazione diffusa è dato da

$$J_\lambda(\phi, \theta, \tau_\lambda) = \frac{\omega_{0\lambda}}{4\pi} \int_0^{2\pi} d\phi' \int_{-1}^1 d\mu' I_\lambda(\phi', \mu', \tau_\lambda) P_\lambda(\phi, \mu, \phi', \mu') + \\ + \frac{\omega_{0\lambda}}{4\pi} F_{s\lambda} P_\lambda(\phi, \mu, \phi', -\mu_s) e^{-\frac{\tau_\lambda}{\mu_s}}$$

Il primo termine a secondo membro rappresenta il contributo alla radiazione diffusa da eventi di scattering multiplo, mentre il secondo termine rappresenta il contributo di singolo scattering della radiazione solare diretta. L'equazione integro-differenziale generale del trasporto radiativo in presenza di scattering, assorbimento ed emissione diviene dunque

$$\mu \frac{dI_\lambda}{d\tau_\lambda} = I_\lambda + (1 - \omega_{0\lambda}) B_\lambda(T) - \\ - \frac{\omega_{0\lambda}}{4\pi} \int_0^{2\pi} d\phi' \int_{-1}^1 d\mu' I_\lambda(\phi', \mu', \tau_\lambda) P_\lambda(\phi, \mu, \phi', \mu') - \\ - \frac{\omega_{0\lambda}}{4\pi} F_{s\lambda} P_\lambda(\phi, \mu, \phi', -\mu_s) e^{-\frac{\tau_\lambda}{\mu_s}}$$

Un metodo per trattare questa equazione è di sviluppare l'intensità e la funzione di fase $P_\lambda(\cos \Theta)$, dove Θ è l'angolo tridimensionale di scattering, in serie di polinomi di Legendre. L'espansione in polinomi permette di valutare gli integrali tramite

varie formule di quadratura numerica per mezzo di un certo numero finito di angoli μ_i , detti *streams*. Questo trasforma l'equazione in un sistema algebrico con un certo numero di incognite. Ciascun angolo rappresenta la radiazione in una determinata direzione. Soluzioni esatte e/o approssimate del problema sono descritte in Chandrasekhar (1960) e Salby (1996).

4.5 Scattering: un approfondimento

Si parla di scattering quando un fotone è diffuso dalla materia senza esserne assorbito. La direzione del fotone dopo l'interazione non coincide usualmente con quella d'incidenza. Indicando con r il raggio di una particella (supposta sferica) i regimi di scattering sono i seguenti:

- Scattering Rayleigh: $r/\lambda \ll 1$, si applica per molecole e particelle di aerosol piccole;
- Scattering Mie–Debye: $r/\lambda \simeq 1$, si applica allo scattering di aerosol e particelle componenti le nuvole;
- Ottica geometrica: $r/\lambda \gg 1$, si applica allo scattering dovuto a gocce grandi contenute nelle nuvole.

Si veda Chandrasekhar (1960) e Salby (1996) per approfondimenti.

4.5.1 Scattering Rayleigh

Le dimensioni delle molecole atmosferiche sono molto inferiori alla lunghezza

d'onda della radiazione solare e infrarossa, quindi lo scattering dovuto ai gas atmosferici è ben descritto dallo scattering Rayleigh. Nell'approssimazione di Rayleigh ogni molecola o singola particella è considerata come un dipolo singolo. La luce solare incidente di intensità I_0 è quindi diffusa con intensità

$$I(\Theta, r) = I_0 \frac{\hat{\sigma}_s}{4\pi r^2} P(\Theta)$$

dove la sezione d'urto $\hat{\sigma}_s$, è data da

$$\hat{\sigma}_s = \alpha^2 \frac{128\pi^5}{3\lambda^4}$$

In questa espressione α è la polarizzabilità che è data da

$$\alpha = \frac{3}{4\pi N} \left(\frac{n^2 - 1}{n^2 + 2} \right)$$

con n indice di rifrazione complesso ed N densità numerica delle molecole. La funzione di fase è

$$P(\cos \Theta) = \frac{3}{4} (1 + \cos^2 \Theta)$$

Lo scattering Rayleigh ha delle ben definite proprietà di polarizzazione. Per $\Theta = 0^\circ$ e 180° la radiazione diffusa non è polarizzata, esattamente come quella incidente proveniente dal Sole. Tuttavia la radiazione diffusa diviene via via sempre più polarizzata per angoli intermedi, fino a risultare completamente polarizzata per angoli di scattering pari a 90° . Si veda Snee (2005).

4.5.2 Scattering Mie

L'interazione della radiazione elettromagnetica con le particelle è un problema per il quale non è possibile determinare una soluzione analitica generale. La soluzione esatta può essere derivata solo introducendo ipotesi semplificatrici circa la natura dell'interazione. Se la radiazione interagente con la particella non cambia lunghezza d'onda a causa dell'interazione (scattering elastico), e se le particelle sono sferiche, allora la soluzione può essere trovata con la teoria di Mie (1908). La validità di assumere particelle di forma sferica per descrivere gli aerosol minerali è giustificata da un certo numero di ricercatori. Pollack e Cuzzi (1980) hanno scoperto che una miscela di particelle di forma leggermente irregolare ha lo stesso comportamento di un gruppo di sfere equivalente per quanto riguarda lo scattering. Questa equivalenza si rompe tuttavia per particelle di forma elongata con grande indice di rifrazione. Mishchenko et al. (1997) hanno studiato il problema da un punto di vista teorico, trovando che lo spessore ottico, il *single scattering albedo* e il parametro di asimmetria sono solo lievemente diversi quando si paragonano particelle sferiche e non sferiche usando una concentrazione nota (vedi fig. 5 a, b del cap. 1). È quindi ragionevole l'uso della teoria di Mie per lo scopo di questo lavoro di tesi.

Tre parametri fondamentali sono necessari per la teoria: la lunghezza d'onda della radiazione incidente, il raggio della particella e l'indice di rifrazione (parte reale e complessa). I primi due sono usati per introdurre il parametro x (vedi sotto), mentre l'indice di rifrazione complesso assicura che le informazioni dipendenti dalla lunghezza d'onda circa assorbimento e scattering siano tenute in conto.

Il campo all'interno della sfera e il campo diffuso, gli elementi della matrice di scattering, le sezioni d'urto, vengono tutti espressi in forma di serie in termini di coefficienti a_n e b_n che dipendono semplicemente dal parametro adimensionale:

$$x = \frac{2\pi m_m r}{\lambda}$$

dove m_m è l'indice di rifrazione del mezzo circostante, e r il raggio della sfera. Precisamente si trova:

$$a_n = \frac{m \psi_n(mx) \psi'_n(x) - \psi_n(x) \psi'(mx)}{m \psi_n(mx) \xi'_n(x) - \xi_n(x) \psi'_n(mx)}$$

$$b_n = \frac{\psi_n(mx) \psi'_n(x) - m \psi_n(x) \psi'(mx)}{\psi_n(mx) \xi'_n(x) - m \xi_n(x) \psi'_n(mx)}$$

dove m è il rapporto fra l'indice di rifrazione della sfera e quello del mezzo in cui è immersa, ψ_n e ξ_n sono le funzioni di Riccardi–Bessel definite come:

$$\psi_n(\rho) = \rho j_n(\rho)$$

$$\xi_n(\rho) = \rho (j_n(\rho) + iy_n(\rho))$$

ove j_n e y_n sono le funzioni di Bessel. Lo scattering di Mie ha il pregio di non avere limitazioni sulla grandezza delle particelle che si possono considerare: infatti converge al limite dell'ottica geometrica nel caso di particelle molto grandi e allo scattering Rayleigh nel caso di particelle piccole. Per tutte le applicazioni pratiche

in atmosfera vale sempre l'approssimazione detta di campo lontano. La soluzione dell'equazione d'onda vettoriale può essere ottenuta come

$$\begin{Bmatrix} E_{\parallel}^s \\ E_{\perp}^s \end{Bmatrix} = \frac{\exp(-ikr + ikz)}{ikr} \begin{Bmatrix} S_2 & S_3 \\ S_4 & S_1 \end{Bmatrix} \begin{Bmatrix} E_{\parallel}^i \\ E_{\perp}^i \end{Bmatrix}$$

dove $k = \frac{2\pi}{\lambda}$. E_{\parallel}^i ed E_{\perp}^i sono le componenti parallele e perpendicolari del campo elettrico incidente rispetto al piano di scattering, e E_{\parallel}^s ed E_{\perp}^s sono le componenti parallele e perpendicolari del campo elettrico uscente, mentre la matrice di ampiezza di scattering è data da

$$\begin{Bmatrix} S_2(\Theta) & S_3(\Theta) \\ S_4(\Theta) & S_1(\Theta) \end{Bmatrix}$$

Per sfere $S_3(\Theta) = S_4(\Theta) = 0$. $S_1(\Theta)$ e $S_2(\Theta)$ sono le ampiezze di scattering, espresse come

$$S_1(\Theta) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} [a_n \pi_n(\cos \Theta) + b_n \tau_n(\cos \Theta)]$$

$$S_2(\Theta) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} [b_n \pi_n(\cos \Theta) + a_n \tau_n(\cos \Theta)]$$

dove π_n e τ_n sono le funzioni angolari di Mie, espresse come funzioni dei polinomi associati di Legendre

$$\pi_n(\cos \Theta) = \frac{1}{\sin \Theta} P_n^1(\cos \Theta)$$

$$\tau_n(\cos \Theta) = \frac{d}{d\Theta} P_n^1(\cos \Theta)$$

Dalla teoria di Mie segue che la sezione d'urto di estinzione di una particella è

$$\hat{\sigma}_e = \frac{4\pi}{k^2} \text{Re}[S_i(\Theta = 0^\circ)]$$

dove i può essere indifferentemente uguale a 1 o 2, visto che dalle equazioni per S_1 ed S_2 segue

$$S_1(\Theta = 0^\circ) = S_2(\Theta = 0^\circ) = \frac{1}{2}(2n + 1)(a_n + b_n)$$

Quindi, la sezione d'urto è legata allo scattering in avanti. I fattori di efficienza per estinzione, scattering e assorbimento sono definiti come

$$Q_{e,s,a} = \frac{\hat{\sigma}_{e,s,a}}{\pi a^2}$$

dove πa^2 è l'area della particella proiettata nel piano perpendicolare al raggio incidente. I fattori di efficienza di Mie rappresentano la frazione di area del raggio incidente rimossa attraverso l'interazione con le sfere a causa di scattering, assorbimento e dalla somma dei due, e sono espressi come

$$Q_e = \frac{2}{(ka)^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n + 1) \text{Re}[a_n + b_n]$$

$$Q_s = \frac{2}{(ka)^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n + 1) [|a_n|^2 + |b_n|^2]$$

$$Q_a = Q_e - Q_s$$

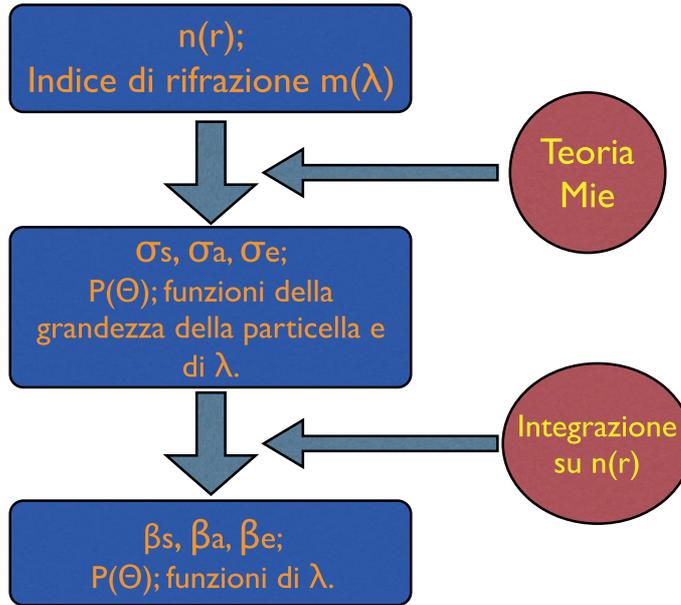


Fig. 4. Strategia per il calcolo delle proprietà ottiche di un insieme di particelle.

Quindi per una singola particella sferica la teoria fornisce le sezioni d'urto di assorbimento, estinzione e scattering, i fattori di efficienza, le matrici di fase e di ampiezza di scattering. La funzione di fase fornisce l'intensità di scattering per un dato angolo di scattering Θ , ed è ottenuta dalla teoria di Mie come

$$P(\Theta) = \frac{1}{2} (|S_1|^2 + |S_2|^2)$$

Un'espressione analitica per la funzione di fase in termini del parametro di asimmetria g_λ è stata proposta da Henyey e Greenstein (1941); essa è valida se lo scattering non è troppo piccato in avanti

$$P_{hg}(\Theta) = \frac{1}{2} \frac{1 - g^2}{(1 - 2g \cos \Theta + g^2)^{3/2}}$$

Per un dato tipo di aerosol con distribuzione di grandezza $n(r)$ ³ i coefficienti di estinzione, scattering e assorbimento sono determinati come

$$\beta_{e,s,a} = \int_{r_1}^{r_2} \hat{\sigma}_{e,s,a} n(r) dr = \int_{r_1}^{r_2} Q_{e,s,a} \pi r^2 n(r) dr$$

dove β ha dimensioni [lunghezza⁻¹]. Dunque lo spessore ottico fra 2 strati è dato da:

$$\tau = \int_{z_1}^{z_2} \beta_e dz$$

Nel caso si abbia a che fare con una distribuzione discreta di particelle e una serie di strati (come nel presente studio)

$$\tau = \sum_{j=1}^k \left[\sum_i \hat{\sigma}_{ext}^i n_i(r) \right] \Delta z_j$$

dove k è il numero di strati con spessore Δz_j , n_i è la concentrazione numerica per la specie i -esima di aerosol e $\hat{\sigma}_{ext}^i$ la relativa sezione d'urto di estinzione.

4.6 Albedo superficiale

La funzione di distribuzione della riflettanza bidirezionale⁴ su una superficie, cioè il rapporto fra l'energia riflessa e l'energia incidente di un raggio di luce, è funzione della frequenza, dell'angolo di incidenza, e dell'angolo di scattering. Queste dipendenze la rendono difficile da misurare. Tuttavia molte superfici naturali

³ $n(r)dr$ rappresenta la concentrazione volumetrica di particelle con raggio compreso fra r ed $r+dr$.

⁴ *Bidirectional reflectance distribution function (BRDF)*.

obbediscono a proprietà di riflettanza semplici, caratterizzate dalla legge di Lambert. Una superficie lambertiana è una per la quale la riflettanza è indipendente dalle direzioni di incidenza e riflessione, ma dipende solo dalla lunghezza d'onda (fig. 5).

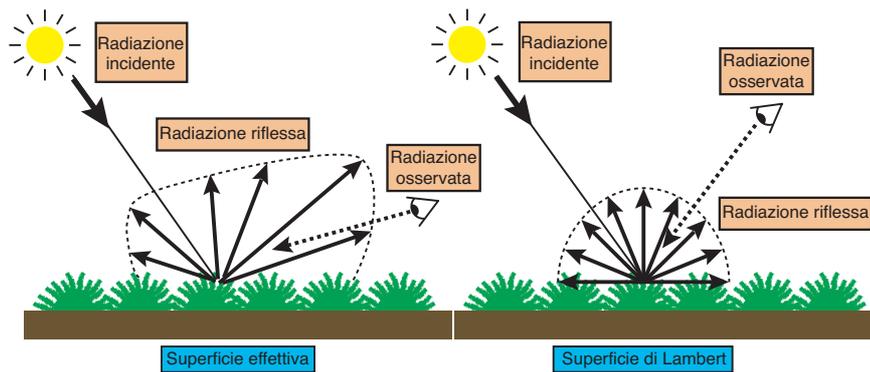


Fig. 5. Dipendenza direzionale della riflettanza di una superficie.

In generale il termine albedo è definito come il rapporto fra irradianza verso l'alto e verso il basso per ogni altitudine. Al suolo, l'albedo è identico all'albedo superficiale. A qualunque altra altitudine l'albedo include contributi dovuti alle riflessioni originate dal suolo e alle riflessioni e scattering multipli entro l'atmosfera sopra e sotto l'altezza considerata. Per queste ragioni, talvolta l'albedo è chiamato albedo effettivo. L'energia solare riflessa dalla superficie è disponibile per ulteriori interazioni radiative (scattering e assorbimento da parte delle molecole di aria, di aerosol e delle nuvole) entro l'atmosfera. La parte complementare dell'energia solare incidente, la quale non è riflessa dalla superficie, viene assorbita dalla superficie stessa. Il suolo viene in questo modo riscaldato, riemettendo l'energia sotto forma di radiazione ad onda lunga. Quindi l'albedo superficiale è importante per i

processi di scattering multiplo e assorbimento nell'intervallo spettrale solare entro l'atmosfera, ed è altrettanto importante per la trasformazione dell'energia della radiazione solare incidente nella radiazione riemessa dalla Terra alla superficie. L'albedo superficiale è dunque un fattore importante per il bilancio energetico superficiale e atmosferico, ed è anche importante per le condizioni al contorno dei modelli di trasporto radiativo. Tuttavia esso varia considerabilmente per differenti tipi di suolo. Sul mare l'albedo superficiale è generalmente minore di 0.18, dipendendo dalla rugosità superficiale e dalla posizione del Sole (Payne, 1972); sulla terra è maggiore per molte parti dello spettro solare, ed è altamente variabile in dipendenza del tipo di suolo/vegetazione e della stagione dell'anno. Molti autori hanno studiato l'albedo superficiale per differenti tipi di suolo e a varie lunghezze d'onda. Misure in superficie sono state fatte da Bowker et al., 1985; Blumthaler e Ambach, 1988; Feister e Grewe, 1995. Misure da aeroplano di albedo effettivo sono riportate da Webb et al. (2000; 2004) e Wendish et al. (2004).

4.7 Modelli di trasporto radiativo

I modelli di trasporto radiativo (RT) rappresentano uno strumento molto importante per studiare come differenti parametri atmosferici modulano la radiazione solare incidente; essi permettono di valutare i livelli di radiazione dove le misure non sono eseguite, di produrre scenari futuri e di simulare misure satellitari per la calibrazione dei sensori. I modelli più comuni sono unidimensionali: essi considerano infatti la distribuzione orizzontale dei parametri di scattering e di assorbimento come uniformi. L'atmosfera reale è dunque considerata come forma-

ta da strati, dove la composizione è omogenea e le proprietà ottiche non variano all'interno dello strato. La fig. 6 mostra un modello semplice per un problema di atmosfera terrestre piano-parallel. La superficie sottostante è considerata un riflettore lambertiano. Dato lo spettro solare e la posizione del Sole, la radianza, le componenti diretta e diffusa dell'irradianza sono calcolate per ogni strato, tenendo conto dell'assorbimento di molecole, gas e aerosol, dello scattering multiplo di molecole e aerosol, delle riflessioni multiple fra gli strati contigui e dell'emissione termica.

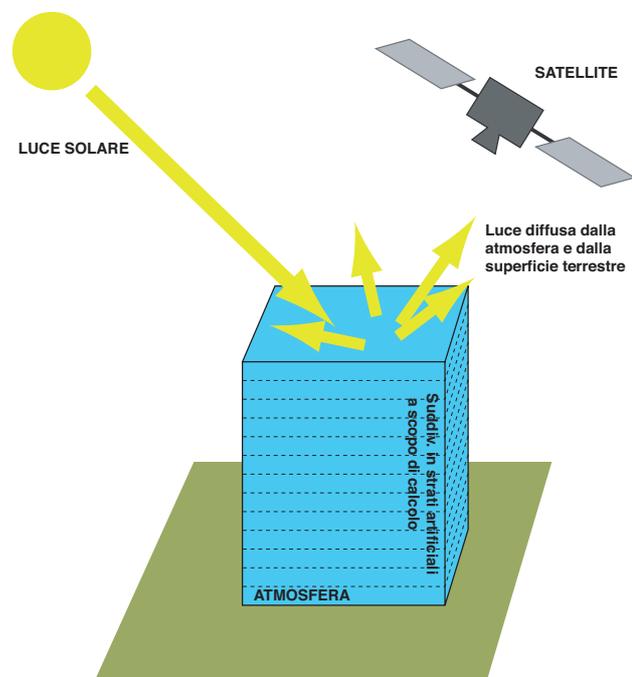


Fig. 6. Illustrazione schematica di atmosfera piano-parallel.

La fig. 7 mostra il modello usato per ogni strato. Quando la luce entra nello strato da una certa direzione, parte di quella luce è trasmessa nella stessa direzione, parte è assorbita dallo strato, e parte è diffusa in altre direzioni lasciando lo strato ed entrando in quello soprastante o sottostante. La Terra è approssimativamente sferica e l'atmosfera forma un guscio sferico attorno a essa; gli effetti

di curvatura sono tuttavia molto complessi da inserire nel modello e solitamente si fa l'approssimazione di atmosfera piana, il che fornisce ottimi risultati eccetto quando il Sole è molto basso sull'orizzonte.

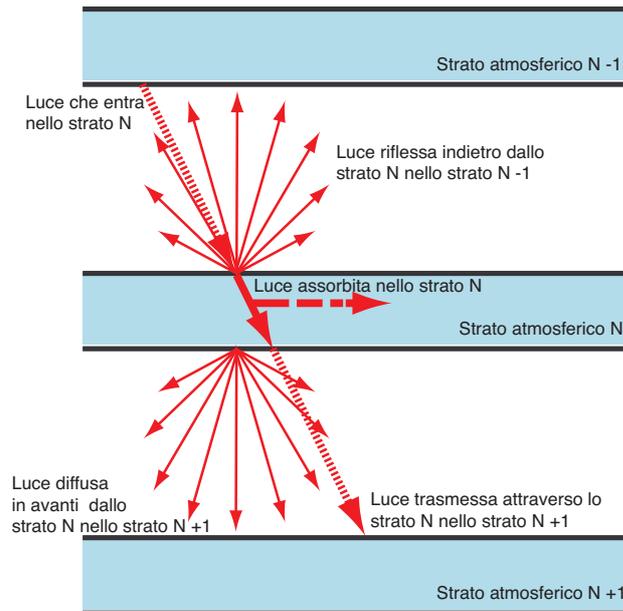


Fig. 7. Illustrazione schematica dell'attraversamento di un raggio di luce dei vari strati di atmosfera.

Le simulazioni di RT richiedono la soluzione per l'intensità I_λ a ogni lunghezza d'onda. Questa è un'equazione integro-differenziale, per risolverla occorre conoscere i coefficienti di assorbimento e scattering, la funzione di fase di scattering come funzioni di λ per ogni strato atmosferico. Per trovare una soluzione generale dell'equazione sono state sviluppate varie tecniche approssimate ed esatte. Solitamente, più accurata è la soluzione e più tempo computazionale è richiesto. Fra i metodi approssimati ci sono *Single Scattering Approximation*, *Two-Stream Approximation* (Meador e Weaver, 1979), l' *Eddington and delta-Eddington ap-*

proximations (Joseph et al., 1976). Alcuni dei metodi esatti sono *discrete ordinate technique* (la più usata) (Stamnes et al., 1988), *adding-doubling* e tecniche Monte Carlo. Molti studi sono stati condotti sull'accuratezza dei modelli di trasporto radiativo. Nell'UV le stime indicano che i parametri di ingresso giocano il ruolo maggiore. In accordo a Weihs e Webb (1997), la principale sorgente di incertezza sta nella limitata accuratezza dei dati di ingresso, i quali possono produrre valori spettrali nell'UV con errori fra il 15 e 26% a 305 nm, e fra il 4 ed il 15% a 380 nm. Errori più piccoli si trovano per siti poco inquinati ed a lunghezze d'onda maggiori. Schwander et al. (1997) hanno trovato che per regioni inquinate nel centro Europa l'incertezza nei parametri (quantità di O₃ ed SO₂, riflettività del suolo, pressione del suolo, temperatura, umidità e visibilità) porta a un'incertezza sull'irradianza nell'UV fra il 10 ed il 50%; la limitata accuratezza di parametri come il profilo verticale di Ozono aggiunge un ulteriore 5%. Più piccole incertezze sono aspettate nel caso di una più dettagliata caratterizzazione dei parametri di ingresso, includente i profili verticali.

5. Modellistica atmosferica

L'applicazione di modelli previsionali numerici è stata usata in questo lavoro di tesi per caratterizzare la variazione della radiazione elettromagnetica, nell'intervallo $280 \div 800$ nm, che raggiunge il suolo in presenza di particelle di aerosol sahariano. Le simulazioni atmosferiche, di emissione e di trasporto hanno riguardato un'area attorno al bacino del Mediterraneo che si estende fra le latitudini 14° S e 66° N e le longitudini 60° W e 70° E, mentre il calcolo della radiazione è stato effettuato su due precise località in Italia.

Tre modelli previsionali numerici tridimensionali, rappresentanti lo stato dell'arte della modellistica per il particolare tipo di fenomeno simulato, sono stati adottati per descrivere atmosfera, emissione e dispersione di polvere, in modo da caratterizzare completamente la dinamica agente.

L'immissione di pulviscolo in atmosfera è un fenomeno naturale suddivisibile in due meccanismi fisici distinti: prima si ha l'azione del vento, il quale è capace di sollevare particelle di una data dimensione da un certo tipo di superficie in certe specifiche condizioni climatiche, seguita poi dal trasporto su grande scala con un alto grado di coerenza spaziale (cioè bassi valori di dispersione trasversale da parte dei campi di vento). I differenti moduli adottati sono:

- i) *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS parallelo versione 4.3);

ii) *DUST Emission Model* (DUSTEM versione 1.0);

iii) *Comprehensive Air quality Model* con estensioni (CAMx versione 4.11s).

La parte di radiazione è invece stata simulata con il modello unidimensionale UVSPEC, il quale è in grado di calcolare un certo numero di quantità radiative in condizioni di atmosfera con aerosol e senza.

5.1 RAMS

Il RAMS è un modello regionale costruito attorno all'insieme completo di equazioni termo-idrodinamiche descriventi il comportamento dinamico e termodinamico dell'atmosfera. Più specificatamente, le equazioni risolte dal modello sono l'equazione del moto, l'equazione di conservazione della massa, l'equazione di conservazione dell'energia più il set di equazioni di conservazione delle idrometeorite.¹ Il modello prevede inoltre le equazioni di conservazione di alcune quantità scalari, più una larga selezione di parametrizzazioni per la diffusione turbolenta, la radiazione solare, i processi riguardanti l'umidità atmosferica, la convezione e lo scambio energetico fra atmosfera e superficie attraverso la vegetazione.

Il RAMS è stato usato a partire dall'inizio degli anni '70 essenzialmente come strumento di ricerca; adesso è utilizzato anche come modello operativo per le previsioni meteorologiche in molti centri nel mondo. Dagli anni '90 un gran numero di miglioramenti è stato introdotto sia per quanto riguarda la fisica sia per quanto concerne il punto di vista computazionale (calcolo parallelo). Una descrizione ge-

¹ Si indicano con questo termine sette diverse condizioni in cui l'acqua si trova nell'atmosfera e dà luogo alle precipitazioni.

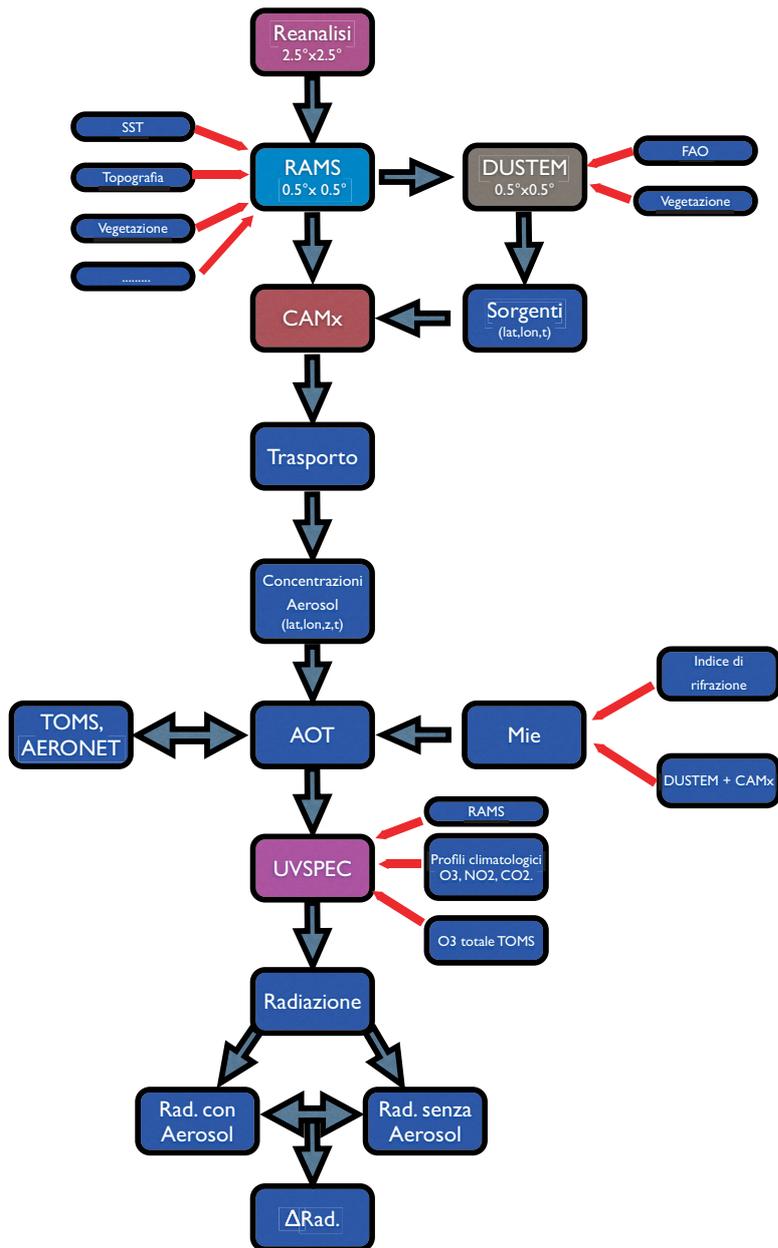


Fig. 1. Accoppiamento fra i modelli atmosferico, di emissione, di trasporto e il modello radiativo.

nerale del modello è contenuta in Pielke et al. (1992), mentre una documentazione tecnica può essere trovata sul sito web di ATMET.²

5.1.1 Componenti del RAMS

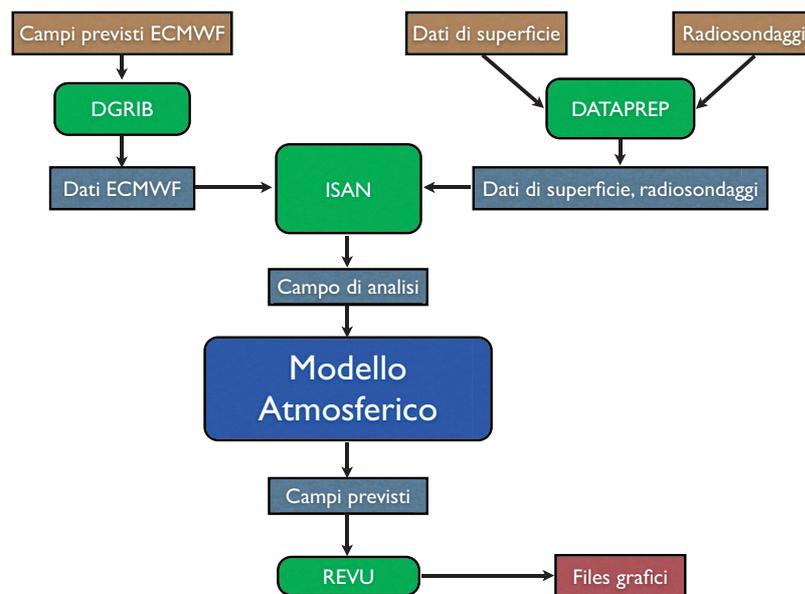


Fig. 2. Illustrazione schematica dei componenti del RAMS.

Il RAMS è costituito essenzialmente da un pacchetto di analisi che prepara i dati iniziali di ingresso per il modello atmosferico a partire dai dati meteorologici a disposizione, il modello vero e proprio e un pacchetto di elaborazione dati che consente l'interfaccia tra l'uscita del modello atmosferico e una varietà di *software* di visualizzazione e altre "utilities". Le principali parti funzionali del RAMS 4.3 (fig. 2) sono cinque:

² <http://www.atmet.com>.

1. il pacchetto DATAPREP: legge i dati di osservazione (radiosondaggi, stazioni a terra, ecc.) e li traduce in un formato che possa essere compreso da ISAN;
2. il pacchetto DGRIB: legge i campi provenienti da un modello a circolazione generale dell'atmosfera (ECMWF, AVN) e li traduce in un formato che possa essere compreso da ISAN;
3. il pacchetto di analisi isentropica (ISAN): analizza questi dati e genera da essi campi “grigliati” delle variabili atmosferiche. I campi risultanti sono utilizzati sia come “campi iniziali” che come condizioni al contorno, verso cui la soluzione del modello è forzata a intervalli prestabiliti (6 ore) in uno schema 4-dimensionale di assimilazione dati durante il tempo d'integrazione;
4. il MODELLO: rappresenta la componente prognostica del RAMS e consente di prevedere il comportamento delle variabili atmosferiche a partire da uno stato iniziale. Ciò avviene mediante la risoluzione delle equazioni che descrivono l'evoluzione nel tempo dello stato atmosferico, sulla base delle parametrizzazioni selezionate;
5. *routines* di postelaborazione (REVU): accettano i campi grigliati in uscita dalla componente MODELLO e generano diversi tipi di grafici. La funzione del REVU è quella di leggere i *files* di analisi, che contengono le informazioni relative a tutti i campi atmosferici (pressione, umidità relativa, temperatura, componenti della velocità del vento, ecc...), generati dal MODELLO e di tradurli in uno dei diversi formati disponibili: Vis5D, GRADS e DUMP. La gestione grafica interattiva dei campi atmosferici previsti consente all'operatore l'immediata valutazione della situazione in atto e una rapida visione degli scenari.

5.1.2 Griglie

Il modello utilizza approssimazioni alle differenze finite per risolvere le equazioni di conservazione di massa, momento, energia e differenti fasi dell'acqua in una griglia. La griglia orizzontale usa una proiezione stereografica con il polo della proiezione che si trova in un'area vicina al centro del dominio in modo da minimizzare le distorsioni della zona di interesse dovute alla proiezione. Per quanto riguarda la struttura verticale delle griglie, il RAMS usa il sistema di coordinate sigma, dette *terrain following* (Gal-Chen e Somerville, 1975; Clark, 1977), che permette di tenere conto della topografia del terreno su cui si esegue la simulazione (fig. 3). Le coordinate cartesiane usuali (x,y,z) sono trasformate nelle coordinate (x,y,z^*) con:

$$z^* = \frac{(z - h)H}{(H - h)}$$

dove $h(x, y)$ è l'altezza della superficie topografica sopra $z = 0$ (livello del mare) e H è l'altezza del dominio del modello.

I livelli verticali (fig. 4) sono definiti come superfici localmente parallele al suolo negli strati bassi dell'atmosfera, che all'aumentare dell'altezza si “appiattiscono” fino al livello superiore che è piano; la discretizzazione avviene in modo da avere maggiore risoluzione al suolo che negli strati alti dell'atmosfera per mezzo di un rapporto di espansione dell'intervallo verticale Δz , definito come:

$$R_j = \frac{\Delta z_{j+1}}{\Delta z_j}$$

generalmente fissato a un valore poco maggiore di uno (una scelta tipica è 1.15).

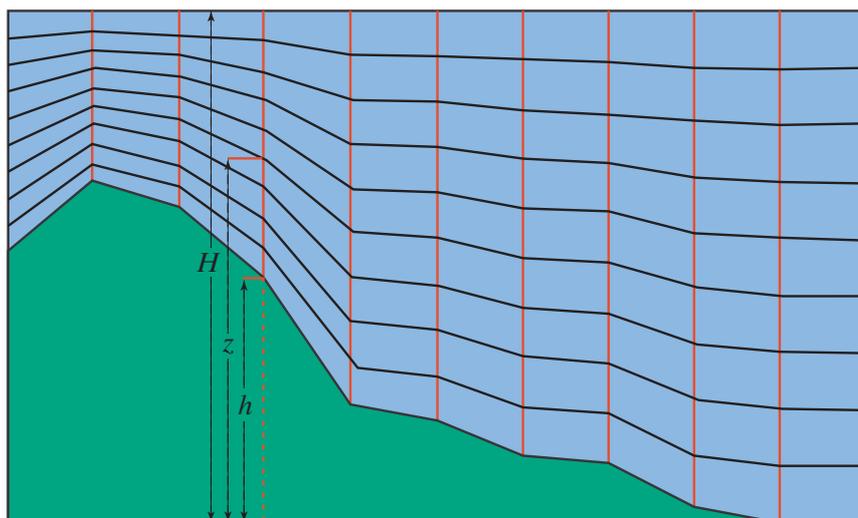


Fig. 3. Coordinate verticali *terrain following*.

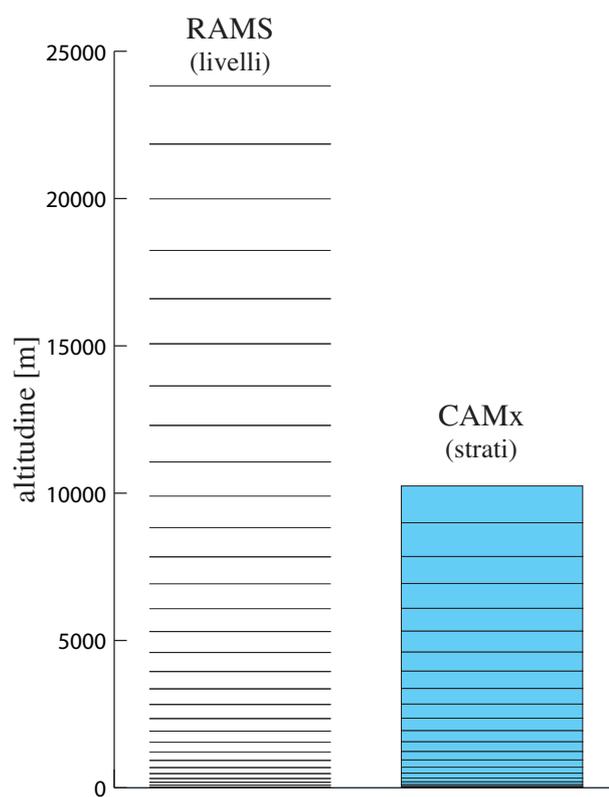


Fig. 4. Discretizzazione verticale in coordinate *terrain following* usata in questa tesi. I livelli in totale sono 31 per il modello atmosferico RAMS e vanno dalla superficie a circa 20 km di altitudine. Il modello di trasporto CAMx è stato configurato con 22 strati.

Durante una simulazione, per aumentare la risoluzione nelle regioni di maggiore interesse, mentre il dominio computazionale copre una zona più ampia, si possono definire griglie innestate di maggiore risoluzione che coprono tali regioni. Non c'è limite al numero di griglie che si possono configurare, eccetto quello imposto dalle risorse di calcolo disponibili. Ogni griglia innestata può a sua volta contenere all'interno griglie più risolte, può estendersi dalla superficie fino alla parte alta del dominio e può muoversi con una prescritta velocità per seguire lo sviluppo dei fenomeni atmosferici che devono essere descritti sempre ad alta risoluzione (gli uragani ne sono un esempio tipico). L'evidente vantaggio è quello di risparmiare risorse di calcolo aumentando la risoluzione solo su zone di primario interesse; la griglia più grossolana (detta griglia genitrice) ha il compito di simulare la circolazione a larga scala fornendo condizioni al contorno per le griglie innestate.

Il RAMS ha la possibilità di utilizzare una tecnica di comunicazione tra griglie, detta *two-way*, (Clark e Farley, 1994; Clark e Hall, 1991) (fig. 5): sulla griglia genitrice viene eseguito un passo temporale di elaborazione di lunghezza (Δt_p) che aggiorna i campi prognostici;³ tali campi sono poi interpolati sul contorno della griglia innestata con una procedura che avviene in tre passi:

- 1) l'interpolazione viene portata a termine lungo la direzione x in modo da aggiornare i campi sulla griglia innestata, ma ancora alle stesse y e z della griglia genitrice;
- 2) si interpolano le variabili nella direzione y in modo che risultino definiti i campi per tutte le posizioni (x, y) della griglia innestata alle quote della griglia

³ Una variabile è detta prognostica quando viene ricavata nel modello numerico atmosferico dall'integrazione di un'equazione fisica, come ad esempio temperatura e pressione superficiale.

genitrice;

3) l'ultimo stadio di interpolazione avviene lungo la direzione z .

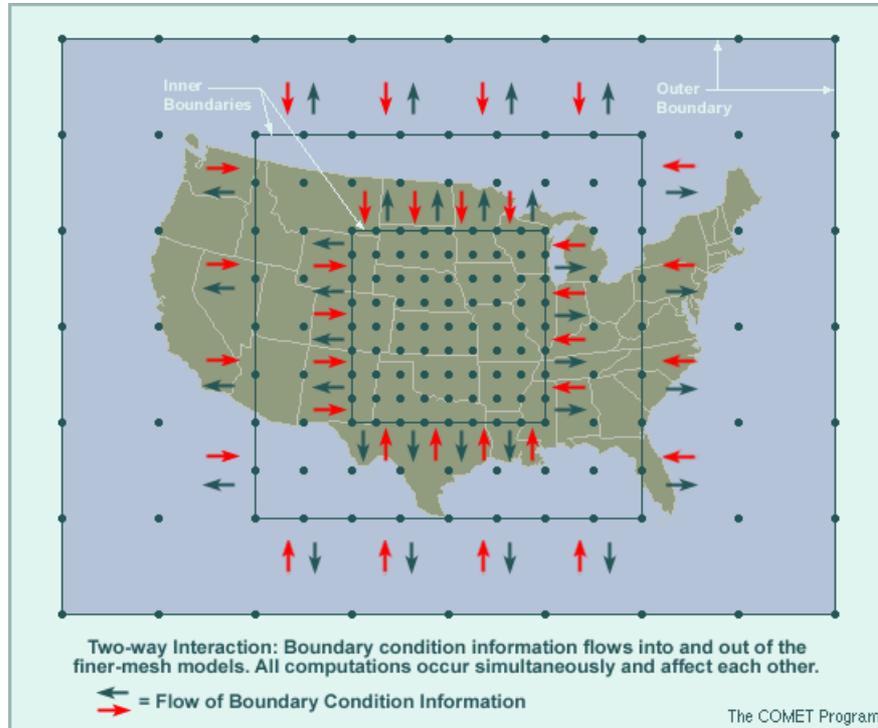


Fig. 5. Schema di interazione fra griglie innestate *two-way*. Le informazioni sulle condizioni al contorno fluiscono dentro e fuori dalla griglia con più alta risoluzione. Fonte: The COMET PROGRAM, <http://meted.ucar.edu>

I campi appena aggiornati diventano così i valori al contorno della griglia innestata che lavora su un passo temporale più piccolo ($\Delta t_N = \frac{1}{n} \Delta t_P$, n intero scelto dall'utente). Quando la griglia più risolta ha eseguito n passi temporali, raggiungendo il tempo di simulazione della griglia meno risolta, i valori ottenuti sono mediati sull'insieme di celle della griglia innestata contenute in una singola cella della griglia genitrice e passati a quest'ultima, che aggiorna i propri campi e prosegue con l'integrazione. Gli operatori di media e interpolazione sono costruiti in modo da conservare l'integrale di volume dei dati tra le griglie, implicando che

l'algoritmo conserva massa, quantità di moto ed energia termodinamica interna.

5.1.3 Inizializzazione, il pacchetto ISAN

Il RAMS possiede un pacchetto di analisi che combina e processa diversi *datasets* di osservazione restituendo in uscita l'insieme dei dati per le condizioni iniziali, le condizioni al contorno e i dati per lo schema di assimilazione. Tale pacchetto, detto *Isentropic ANalysis package (ISAN)*, usa un sistema di coordinate verticale ibrido con le *terrain-following* (σ_z) per lo strato limite⁴ planetario e le coordinate isentropiche per l'atmosfera superiore. Il vantaggio di usare le coordinate isentropiche (dette anche coordinate θ) viene dal fatto che il moto a scala sinottica è in prima approssimazione adiabatico, quindi si svolge proprio sulle superfici isentropiche, che quindi conservano una più accurata descrizione della variabilità dei campi atmosferici. Gli svantaggi nell'uso delle coordinate θ , quali la minor risoluzione all'aumentare dell'instabilità (soprattutto nel *boundary layer*), e l'intersezione delle superfici isentropiche con la superficie terrestre, sono superati usando le coordinate σ_z per i livelli più bassi. L'analisi viene effettuata separatamente per ognuna delle griglie innestate e avviene in tre passi nei quali vengono successivamente processati: i dati a larga scala provenienti da simulazioni globali, i dati da radiosondaggi,⁵ le osservazioni superficiali. I dati di ingresso vengono interpolati sulle griglie stereografiche polari RAMS, quindi verticalmente nelle coordinate θ e σ_z . I tre dataset appena generati (uno per le variabili super-

⁴ Il *boundary layer*, o strato limite, è lo strato di atmosfera a contatto con la superficie terrestre.

⁵ I radiosondaggi sono misure del profilo verticale dello stato termodinamico e cinematico dell'atmosfera fatte con palloni atmosferici, i quali hanno a bordo vari strumenti per la misura di temperatura, pressione, umidità. I palloni trasferiscono i dati alle stazioni a terra via radio, da cui deriva il nome.

ficiali, gli altri due per i dati nell'alta atmosfera nelle coordinate θ e σ_z) vengono successivamente sovrapposti con la seguente procedura: scelto uno strato che si estende per 1-3 km al di sopra dello strato limite, dalla superficie terrestre fino alla parte bassa di tale strato l'analisi viene effettuata completamente nelle coordinate *terrain-following*, dalla parte alta dello strato alla parte alta del dominio nelle coordinate isentropiche, dentro lo strato da una media pesata semplice dei due sistemi di coordinate.

Nel RAMS è inoltre implementato uno schema di assimilazione dati che costringe il modello a mantenersi il più vicino possibile allo stato reale dell'atmosfera durante la simulazione. Questo avviene aggiungendo alle equazioni prognostiche un termine di innesto, detto termine di *nudging*, del tipo:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = \frac{\phi_{\text{obs}} - \phi_{\text{mod}}}{\tau}$$

dove ϕ rappresenta una delle variabili prognostiche e τ è la scala temporale che controlla la forza del termine di *nudging* e varia nelle tre dimensioni. Questo termine viene inoltre moltiplicato per una funzione peso $\epsilon(x, y, z)$ per tenere conto di diversi fattori come la vicinanza di stazioni di monitoraggio atmosferico a terra (Wang e Warner, 1988). Durante l'utilizzo della tecnica di *nudging* occorre fare molta attenzione alla qualità e alla completezza dei dati sperimentali poiché in alcuni casi la simulazione con la tecnica del *nudging* risulta degradata.

5.1.4 RAMS parallelo

A partire dai primi anni '90, è cominciato lo sviluppo di una versione parallela del RAMS che potesse sfruttare i vantaggi del calcolo ad alte prestazioni; con l'avvento dei *cluster* di processori si iniziava poi a disporre di calcolatori potenti a costi ridotti rispetto ai super-computers fino ad allora disponibili.

Il modello è configurato in una struttura *master-node*, dove un processore, il *master*, ha il compito di gestire le operazioni di ingresso/uscita e l'inizializzazione del modello, mentre gli altri, i nodi, eseguono le operazioni necessarie alla simulazione. Attualmente le *subroutines* RAMS sono scritte in Fortran90, con alcune parti in C, soprattutto per la gestione dei processi di ingresso/uscita, mentre le librerie MPI (*message passing interface*) sono sfruttate per gestire gli scambi di dati tra più processori in architettura a memoria distribuita. La struttura parallela impone la suddivisione spaziale del dominio di integrazione in due o più sottodomini, su ognuno dei quali lavora un singolo processore. Il dominio viene decomposto nelle due direzioni orizzontali in modo che ogni processore contenga tutte le celle verticali a una stessa posizione (x,y) della griglia; tenendo conto delle possibili differenze in termini di prestazioni di ogni nodo di calcolo e del fatto che alcune zone della griglia possono richiedere un numero di operazioni maggiore delle altre, i sottodomini avranno dimensioni diverse per bilanciare il carico computazionale su ciascun processore, cosicché tutti i processori eseguano il proprio compito quasi nello stesso tempo. Inoltre, attorno a ciascun sottodominio viene aggiunta una cornice di colonne di griglia in cui vengono memorizzati i valori comunicati dai domini adiacenti dove sono stati calcolati. L'algoritmo richiede in

ingresso il numero di celle di griglia (colonne verticali), il numero di processori da usare, la velocità relativa di ciascun processore e un insieme di “carichi di lavoro” per ogni colonna; sia la velocità relativa che i carichi di lavoro possono essere stimati all’inizio del *run* oppure alla fine di ogni passo temporale. Quando sono attivate griglie innestate, la decomposizione avviene indipendentemente per ciascuna griglia ed è basata solo sulla sua grandezza, sui carichi di lavoro, il numero di processori e la velocità di ciascuno, non dipendendo dalla posizione occupata dalla griglia innestata all’interno della griglia genitrice o da come sono entrambe suddivise. Dato che l’interazione tra griglie è di tipo *two-way*, sarà necessario lo scambio continuo di dati tra i nodi della griglia genitrice e quelli della griglia fine. Il problema è stato risolto scambiando i dati della griglia meno risolta: i dati relativi ai punti delle griglie “fini” sono mediati spazialmente per essere utilizzati nell’elaborazione relativa alla griglia “genitrice”, mentre dai dati relativi a questa si ricava tramite interpolazione, per ciascuna griglia “fine”, un insieme a maggior densità che viene utilizzato nell’elaborazione relativa alla griglia interessata. All’inizio del *run* il *master*, in base ai dati di configurazione delle griglie, calcola la decomposizione in sottodomini e comunica tali informazioni ai nodi insieme ai dati di inizializzazione. I nodi eseguono quindi il lavoro assegnato e comunicano i risultati al nodo *master*, che provvede a scriverli su disco. A causa delle differenze spaziali nella fisica del modello e quindi della complessità delle parametrizzazioni da calcolare, possono emergere delle inefficienze durante il *run*, cioè un processore può impiegare più tempo degli altri sul proprio sottodominio. Per superare il problema è stata implementata una tecnica dinamica che permette di valutare e correggere se necessario il carico di lavoro tra i nodi all’avanzare della simulazione.

Al termine di ogni passo temporale i nodi di calcolo inviano i tempi di CPU per i propri sottodomini al *master*, che controlla se ci sono degli squilibri nel carico di lavoro fra i processi; in caso affermativo il *master* ripete, durante la fase di scrittura su disco, l'inizializzazione ovvero calcola i carichi di lavoro, decompone le griglie secondo i nuovi valori e invia le informazioni sui sottodomini e i dati ai processi di calcolo.

5.1.5 Parametrizzazioni

Oggi il RAMS rappresenta lo stato dell'arte nella modellizzazione numerica dell'atmosfera, ed è continuamente migliorato sulla base di studi multidisciplinari sia alla Colorado State University, sia in vari altri laboratori di ricerca.

In sintesi, i pacchetti fisici del modello descrivono i seguenti fenomeni atmosferici:

- i) pacchetto ISAN per i compiti di analisi dati per le condizioni iniziali e al contorno;
- ii) processi di diffusione turbolenta in atmosfera in accordo allo schema Mellor–Yamada (1974);
- iii) parametrizzazione microfisica delle nuvole (Walko et al., 1995);
- iv) parametrizzazione modificata di Kain–Fritsch per la convezione (Castro et al., 2002);
- v) parametrizzazione del trasporto radiativo di Harrington per lunghezze d'onda

corte e lunghe;

- vi) *Land Ecosystem Atmosphere Feedback* (LEAF-3) per gli scambi di energia e umidità fra suolo, vegetazione e atmosfera (Walko et al., 2000).

Fra tutti i pacchetti fisici disponibili entro il RAMS una breve descrizione della parametrizzazione radiativa è fornita qui di seguito, in modo da giustificare la nostra scelta nell'utilizzare un algoritmo esterno, piuttosto che uno di quelli inclusi nel RAMS, per il calcolo del trasporto radiativo.

5.1.6 Parametrizzazione del trasporto radiativo

La parametrizzazione adottata è complessa e prevede tre differenti tipi di schemi radiativi:

- Mahrer e Pielke (1977): è lo schema più semplice e il più veloce da un punto di vista computazionale, tuttavia ignora completamente il contenuto di acqua e ghiaccio in atmosfera, mentre tiene conto del vapore acqueo;
- Chen e Cotton (1983): la parametrizzazione nell'intervallo di lunghezze d'onda più corte tiene conto di scattering e assorbimento dell'atmosfera pulita (Yamamoto, 1962), assorbimento dell'Ozono (Lacis e Hansen, 1974) e riflettanza, trasmittanza e assorbimento di uno strato di nuvole (Stephens, 1978) e di uno strato chiaro–nuvoloso mescolato (Stephens, 1977). Lo schema per le onde lunghe tiene conto in assorbimento sia dell'effetto dell'atmosfera pulita sia della nuvolosità. In aria pulita sono inclusi gli effetti di assorbimento del vapor acqueo e dell'anidride carbonica. La parametrizzazione degli effetti del-

le nuvole è basata sullo schema di Stephens (1978). Un inconveniente minore di questo schema è che la parametrizzazione dell'assorbimento di radiazione, in tutto il campo di lunghezze d'onda considerato, da parte delle nuvole non tiene conto della composizione di queste, ossia delle diverse dimensioni delle gocce e dell'eventuale presenza di ghiaccio.

- Harrington (1999): lo schema è come quello di Chen e Cotton, con però gli effetti dei diversi tipi di idrometeorie tenuti in conto. La parametrizzazione delle bande è basata sulla schema di Ritter e Geleyn (1992).

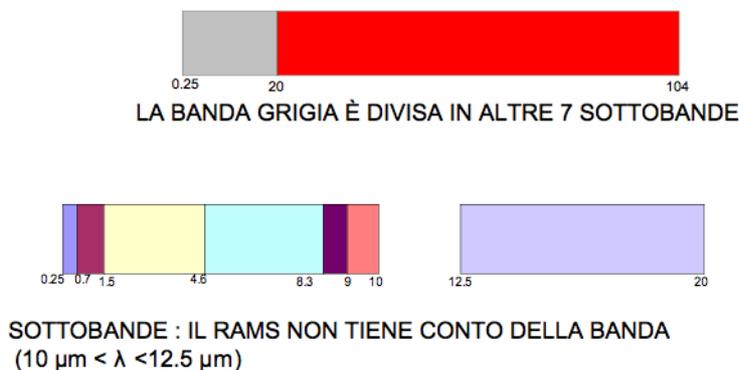


Fig. 6. Bande dello spettro elettromagnetico incluse nella parametrizzazione di Harrington (1999) del trasporto radiativo del RAMS. Gli intervalli spettrali sono divisi in lunghezza d'onda, espresse in μm .

1	2	3	4	5	6	7	8
0.245-0.7	0.7-1.53	1.53-4.64	4.64-8.33	8.33-9.01	9.01-12.5	12.5-20	20-104

Tabella 1. Bande spettrali considerate nella parametrizzazione radiativa secondo Harrington (1999) del modello atmosferico RAMS. Gli intervalli di lunghezza d'onda indicati sono in μm .

Il RAMS attualmente non prevede in nessun modo la possibilità di introdurre gli effetti degli aerosol sulla radiazione. Stokowski e Cotton (2005) hanno recentemente proposto un'evoluzione della parametrizzazione radiativa di Harrington in cui è possibile introdurre le proprietà ottiche di aerosol di varia natura. Wang e Christopher (2004) hanno creato un modo per assimilare nel RAMS lo spessore ottico degli aerosol misurato da satellite.

5.1.7 Dati di ingresso del modello

Dati fisiografici

Ogni simulazione è caratterizzata da un insieme di *datasets* fisiografici, quali topografia, copertura del suolo,⁶ temperatura della superficie del mare (SST, *Sea Surface Temperature*), necessari per rappresentare il comportamento dinamico dell'atmosfera. L'ultimo *dataset* è di tipo dinamico e viene aggiornato durante la simulazione su una scala temporale giornaliera. Gli altri due sono invece mantenuti costanti durante tutto il periodo di simulazione. I cambiamenti nell'attività della vegetazione, lungo il corso dell'anno, che si ripercuotono sui bilanci energetici delle relative equazioni, vengono valutati in base ad algoritmi matematici.

- **Copertura suolo**

Le eterogeneità superficiali legate alla complessità della copertura vegetale e dell'uso del suolo sono assimilate e descritte in modo estremamente dettagliato e completo in RAMS per mezzo del modello LEAF-3, che permette di valutare l'assorbimento e scambio verticale dell'acqua e dell'energia in molteplici strati

⁶ La copertura del suolo o *land cover* si riferisce al tipo di materiale che ricopre un suolo, come ad esempio vegetazione, suolo nudo, roccia, sabbia, acqua, ecc.

di suolo, includendo gli effetti del congelamento e scongelamento del terreno, la presenza temporanea di acqua superficiale o copertura nevosa, la vegetazione e lo strato d'aria a livello delle chiome degli alberi. A tale scopo LEAF-3 richiede la descrizione del tipo di suolo e vegetazione sull'intero dominio di interesse. Per ogni classe di *land cover* un insieme di valori fisiografici è usato nelle equazioni del bilancio energetico in modo da valutare i cambiamenti di temperatura e il contenuto d'acqua del suolo.

Le celle di griglia superficiali sono suddivise in ulteriori sotto-zone, ciascuna delle quali è identificata da un tipo diverso di vegetazione e uso del suolo, tipo di suolo, indice di umidità, al fine di rappresentare la variabilità naturale a scala inferiore a quella della griglia. Ciascuna sotto-zona contiene valori predittivi separati di energia e umidità nel suolo, acqua superficiale, vegetazione e aria all'altezza delle chiome degli alberi, e di scambio con l'atmosfera sovrastante, pesati secondo la percentuale di area occupata da ciascuna sotto-zona. La struttura e l'evoluzione delle grandezze nel suolo e nell'eventuale strato di neve sovrastante sono descritte per mezzo di una rappresentazione a strati multipli, di numero variabile. Un modello idrologico basato sulla Legge di Darcy per il trasporto laterale lungo il pendio scambia l'umidità negli strati saturi sub-superficiali e la corrivazione⁷ superficiale tra le sotto-zone. LEAF-3 riceve in ingresso *dataset standard* di uso del suolo in modo da definire le sotto-zone e le loro dimensioni, oltre che per ottenere parametri biofisici per differenti tipi di vegetazione. In caso di zone umide (paludi, ecc), il suolo è inizializzato alla saturazione, sovrastato da acqua superficiale. LEAF-3 utilizza anche i dati di indice di area coperta da foglie (*Leaf Area Index*,

⁷ Col termine corrivazione si designa il fenomeno per cui l'acqua precipitata all'interno di un bacino (bacino imbrifero) si muove scorrendo per gravità e forma corsi d'acqua.

LAI), che poi aggiorna automaticamente in base alla stagione.

La scelta del *dataset* di *land cover* è dunque cruciale per raggiungere un livello accurato nei calcoli. Vari differenti *dataset* sono disponibili, fra cui il più usato è sicuramente l' *U.S. Geological Survey land cover*. Per il presente studio è stato utilizzato un *dataset* più recente, fornito dal *Joint Research Centre*, chiamato *Global Land Cover 2000*.

- **Topografia**

La topografia gioca un ruolo molto importante nei modelli atmosferici, poiché una più accurata rappresentazione dell'orografia fornisce una più fedele descrizione della circolazione atmosferica negli strati bassi, i quali ne sono i più influenzati. Il RAMS ha al suo interno vari *datasets*, fra cui l'USGS a 1 km di risoluzione, che è quello usato in questo lavoro.

- **Temperatura della superficie del mare**

Se si vogliono descrivere i flussi di vapore acqueo fra superficie del mare e atmosfera il RAMS richiede la temperatura superficiale del mare per tutti i punti griglia dove una percentuale di acqua è presente. Specificatamente il modello richiede la così chiamata *skin temperature*, cioè la temperatura rappresentativa del primo strato di superficie marina. Questa informazione è fornita dai sensori satellitari. Il *dataset* adottato è quello più comunemente usato, cioè l'archivio NASA-PODAAC, il quale è disponibile gratuitamente sul sito web del PODAAC.⁸ Tale *database* fornisce dati di alta qualità derivati dai satelliti in orbita po-

⁸ <http://podaac-www.jpl.nasa.gov/>

The Land Cover of Africa for the Year 2000

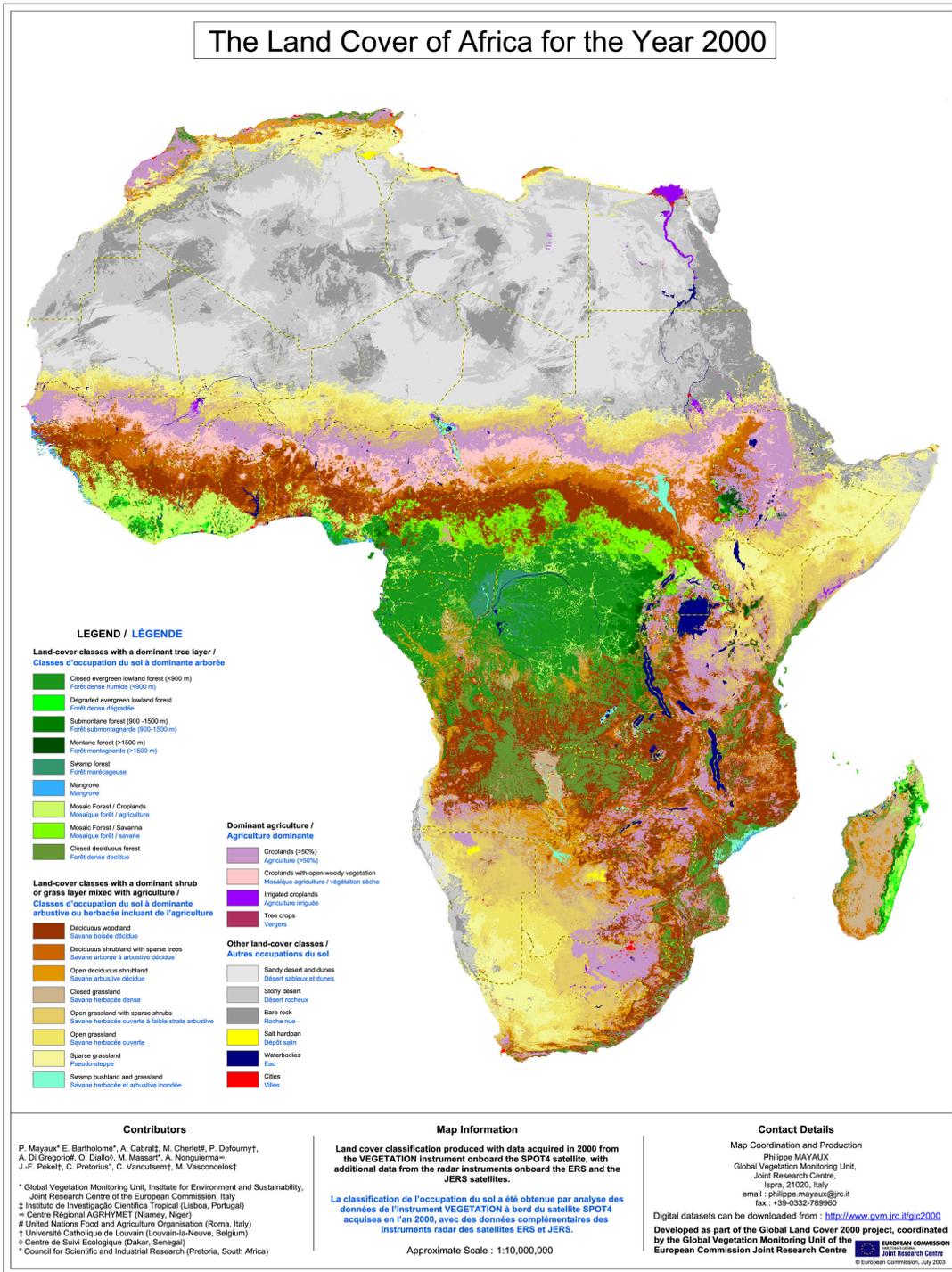


Fig. 7. Copertura suolo Africa. Fonte: GLC2000.

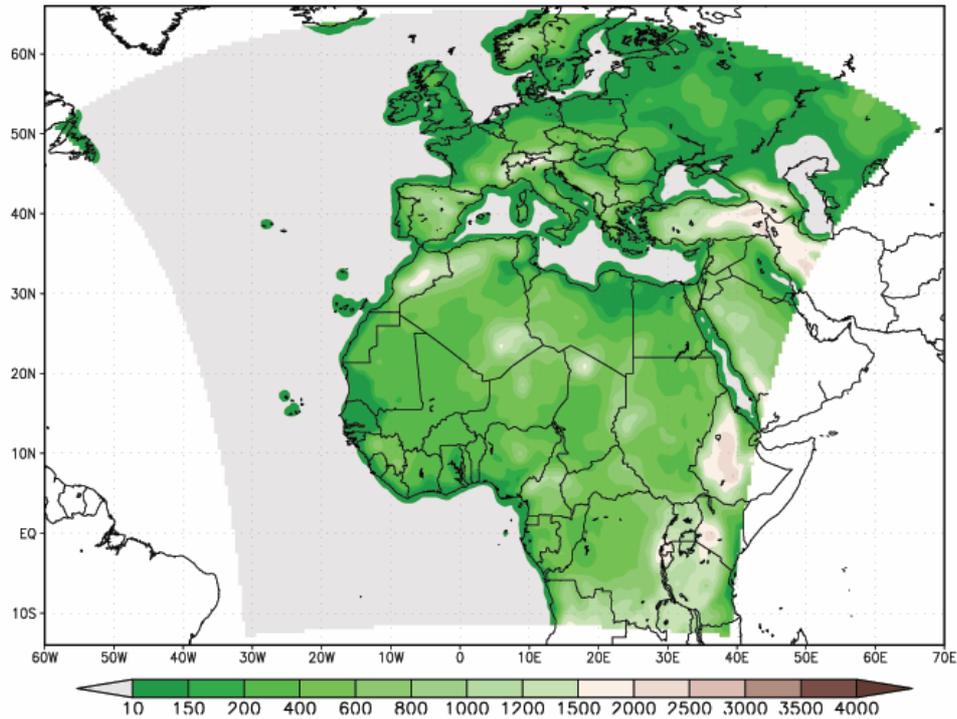


Fig. 8. Topografia RAMS: mappa altimetrica. La scala di colori è in metri.

lare della NOAA, a partire dal NOAA-9 nel 1985. I dati attuali rappresentano un riprocessamento storico dell'intero *dataset* eseguito usando algoritmi migliori per la temperatura superficiale, migliori calibrazioni dei sensori satellitari e un controllo di qualità. La versione dati 5.0 è disponibile dal 1985 al presente con varie risoluzioni temporali: giornaliere, mediate su 8 giorni, medie mensili. Tutti i dati, sia per il passaggio diurno che per quello notturno, sono disponibili con varie risoluzioni angolari: 4, 9, 18 e 54 km.

Poiché le variazioni della temperatura superficiale del mare sono molto lente, a causa dell'alta capacità termica dell'acqua, le temperature superficiali giornaliere possono essere usate tranquillamente per rappresentare l'evoluzione del nostro fenomeno.

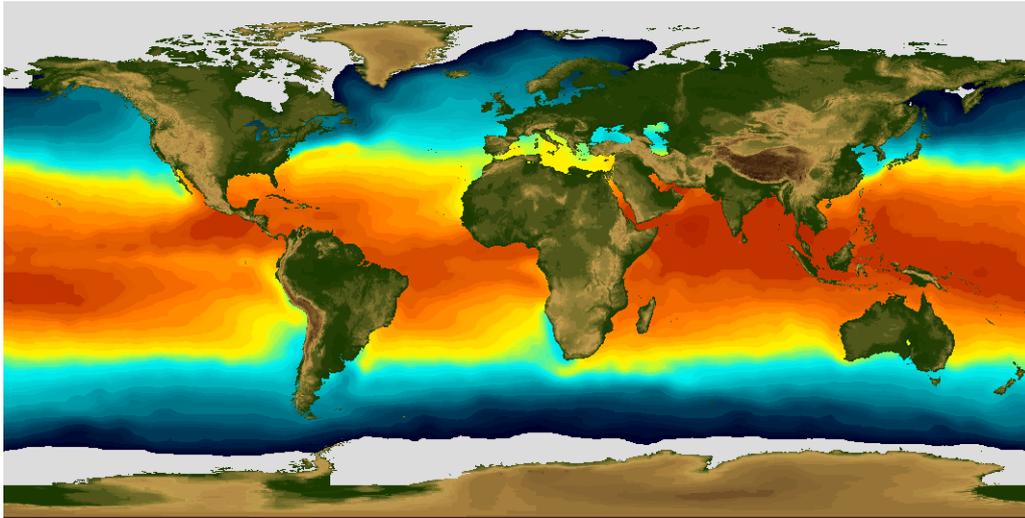


Fig. 9. Esempio qualitativo di mappatura della temperatura superficiale del mare. Fonte: NASA-PODAAC.

- **Dati atmosferici**

Una simulazione accurata richiede condizioni iniziali e al contorno per il RAMS. Inoltre, poiché la predicibilità dei campi atmosferici diminuisce con il tempo di simulazione, il modello necessita di essere forzato durante tutto l'arco temporale della simulazione, fornendogli dati osservati o ricostruiti. Queste necessità sono risolte con l'uso delle Reanalisi.⁹ Specificatamente il modello è stato inizializzato con i campi delle Reanalisi-2 (temperatura, umidità relativa, geopotenziale, componenti orizzontali del vento ecc.) e forzato, come condizioni al contorno, ogni 6 ore durante tutto il periodo di simulazione.

Il progetto Reanalisi, realizzato dai *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) e dal *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), è nato con l'idea di fornire dati attendibili, retroattivi per più di 50 anni, di analisi globa-

⁹ Si veda Appendice A per un approfondimento sul Progetto Reanalisi.

le dei campi atmosferici, come strumento-base per la ricerca. I prodotti possono essere ottenuti da NCAR, NCEP e dalla *National Oceanic and Atmospheric Administration/Climate Diagnostics Center* (NOAA/CDC). Lo sforzo fatto dal progetto ha richiesto il recupero di dati da svariate fonti: navi, aerei, satelliti, radiosondaggi, palloni meteorologici, ecc.. I dati ottenuti sono stati controllati e assimilati nel progetto con un sistema che gli autori definiscono “congelato”, cioè identico per tutto il periodo temporale considerato, dal 1948 ad oggi. In questo modo sono stati eliminati effetti di apparente cambiamento climatico dovuti in realtà a mutamenti nelle tecniche di acquisizione ed elaborazione dei dati, anche se permane una dipendenza dall’evoluzione storica delle modalità osservative. I prodotti delle Reanalisi sono disponibili in vari formati in modo da soddisfare le necessità di vari tipi di utenza.

5.1.8 Implementazione del modello

Il modello RAMS è quindi stato configurato in modo da rappresentare l’area compresa fra le latitudini 14° S e 66° N e le longitudini 60° W e 70° E. La risoluzione orizzontale è stata scelta pari a $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$, mentre in verticale sono stati scelti 31 livelli. L’intervallo temporale di simulazione va dalle 00:00 UTC del 5 luglio alle 23:00 UTC del 17 luglio 2003, in modo da coprire i tre giorni di interesse, 15/16/17 luglio, e ricostruire le condizioni meteorologiche che hanno portato all’evento del 16 luglio.

5.2 Modello di emissione DUSTEM

5.2.1 L'erosione del suolo

I deserti sono aree caratterizzate da un bilancio idrico negativo e da un regime climatico variabile, con forti oscillazioni per quanto riguarda soprattutto intensità, frequenza e durata delle precipitazioni. Circa il 25% della superficie emersa del globo terrestre è caratterizzata da condizioni desertiche. Il deflusso superficiale delle acque è di natura effimera e i processi eolici hanno un ruolo dominante su quelli idrici. Le saltuarie precipitazioni hanno un carattere torrenziale e generano piene rovinose e improvvise. In una zona desertica le precipitazioni annuali sono inferiori a 250 mm. La mancanza o il carattere molto sparso della vegetazione favoriscono l'alta erosione.

Nelle zone aride l'azione meccanica del vento è significativa e può trasportare notevoli quantità di sedimento. Ciò produce un'alta erosione del suolo con ricadute negative sull'agricoltura. Il vento rimuove particelle di dimensioni corrispondenti alle sabbie medio-fini. L'azione del vento è molto selettiva sulla granulometria e i depositi eolici sono caratterizzati dalla stessa classe granulometrica.

I granuli si muovono per saltellamento, spinti dagli urti granulo-granulo che aumentano la capacità di trasporto del vento anche a una velocità inferiore a quella necessaria per iniziare la rimozione. In genere $3/4$ dei granuli si muove per saltellamento, il resto o viene trasportato in sospensione o si muove per trazione sul terreno.

Il materiale che viene immesso in atmosfera e trasportato dal vento può divenire estremamente concentrato, raggiungendo anche le 1000 tonnellate di polvere per km³. La polvere dell'ambiente desertico può essere trasportata per grandi distanze. Nelle nevi delle Alpi si trovano spesso strati più scuri ricchi di polveri provenienti dal Sahara, lontano più di 1500 km.



Fig. 10. Esempio di granuli di sabbia del Sahara.

5.2.2 Modellizzazione del fenomeno

L'erosione del suolo da parte del vento è dunque il processo fisico per cui le particelle di suolo vengono messe in movimento dall'energia eolica. Molti tipi di suolo sono relativamente resistenti all'erosione, a patto che la loro superficie sia lasciata indisturbata e la copertura vegetale sia mantenuta. I fattori principali che ne determinano l'erosione sono la copertura vegetale, il contenuto di umidità del suolo, la turbolenza atmosferica superficiale e il tipo stesso di suolo. La modellizzazione dell'erosione del vento richiede l'identificazione delle sorgenti di emissione

di polvere e la stima dell'effettiva quantità trasportata poi dal vento.

Il modello di emissione DUSTEM (*Dust Emission Model*) è un modello autonomo che stima l'emissione di polvere usando formule empiriche basate sul tipo di tessitura del suolo¹⁰ e sulla velocità di frizione (legata allo stato di turbolenza dell'atmosfera negli strati in prossimità del suolo). Il modello è un'evoluzione del DREAM sviluppato dall'ICOD di Malta (*Insular Coastal Dynamics*), poiché il DUSTEM considera anche la copertura dovuta alla neve come parametro di ingresso per stimare i flussi verticali. Il modello è scritto in linguaggio Matlab ed è stato utilizzato con successo in vari lavori presso il LaMMA, fra cui vale la pena ricordare lo studio delle tempeste di sabbia sulla Cina.

5.2.3 Stima dell'emissione della polvere del Sahara tramite DUSTEM

Il modello DUSTEM è stato dunque utilizzato per stimare le emissioni di polvere sulla stessa area e nello stesso intervallo temporale su cui il modello atmosferico RAMS ha simulato le condizioni meteorologiche.

Poiché l'interesse di questo lavoro è verso l'emissione del deserto del Sahara, il suolo desertico è stato modellizzato considerandolo come composto da quattro tipi di particelle: argilla, limo fine e grosso, sabbia. Per ciascun tipo si assume

¹⁰ La tessitura del suolo indica la distribuzione percentuale delle particelle di sabbia, limo e argilla in un suolo. Infatti la frazione inorganica di un suolo è costituita da particelle aventi dimensioni diverse, le quali sono suddivise primariamente in due classi: alle particelle di dimensioni superiori ai 2 mm si dà il nome di "scheletro", mentre quelle con diametro inferiore ai 2 mm vengono dette "terra fine". La terra fine è rappresentata da sabbia, limo e argilla. La tessitura è un carattere stabile del terreno, che generalmente non cambia con le normali pratiche agronomiche. Legate direttamente o indirettamente alla tessitura sono molte proprietà importanti di un suolo, fra cui la permeabilità all'acqua e all'aria, la capacità di trattenere l'acqua, e quindi in ultima analisi la capacità di un suolo di essere eroso.

k	Tipo	R_k (μm)	Densità ρ_k (g/cm^3)	Produttività (γ_k)
1	argilla	0.73	2.50	0.08
2	limo fine	6.10	2.65	1.00
3	limo grosso	18.00	2.65	1.00
4	sabbia	38.00	2.65	0.12

Tabella 2: Caratteristiche delle particelle usate per modellizzare il suolo in aree desertiche. La produttività è definita come il rapporto fra la massa disponibile per il sollevamento e la massa totale di quel tipo di particella. Fonte: Tegen e Fung (1994, 1995)

una particella campione, che rappresenta le proprietà medie.

Per ogni categoria k di grandezza di particelle, il raggio tipico (R_k), la densità (ρ_k) e il rapporto fra massa disponibile per il sollevamento e la massa totale (γ_k) sono stimate in accordo a Tegen e Fung (1994, 1995), come riportato in tab. 2.

La massa delle particelle di argilla è stimata essere uno o due ordini di grandezza più piccola di quella delle particelle nell'intervallo 1-10 μm ; per questo Tegen e Fung (1994, 1995) assumono che la frazione di argilla erodibile sia fra 0.02 e 0.17. Nel presente lavoro sarà utilizzato il valore medio 0.08. I raggi delle particelle di limo oscillano fra 1 e 25 μm . Le particelle più piccole di 10 μm sono principalmente rimosse dall'atmosfera attraverso l'umidità o con processi turbolenti secchi, mentre le particelle più grandi di 10 μm sono rimosse principalmente per gravità. Per tenere conto dei diversi processi di rimozione in base al raggio, il limo è categorizzato in fine (1-10 μm) e grosso (10-25 μm). In questo lavoro è stato assunto, in accordo a Nickovic et al. (2001), che entrambe le classi contribuiscano con la stessa quantità all'erosione del vento, cioè che entrambi i tipi di limo abbiano la stessa γ_k . Con un tempo di vita in atmosfera di solo un'ora, le particelle di sabbia

non possono partecipare al trasporto su lunghe distanze. Tuttavia, la modellizzazione del trasporto di sabbia fornisce importanti informazioni in aree in cui si hanno dune mobili. Noi assumiamo, in accordo a Nickovic et al. (2001), che la frazione di sabbia disponibile per l'erosione sia 0.12.

5.2.4 Parametrizzazione dei flussi superficiali di emissione

Il movimento delle particelle di polvere abbiamo detto essere principalmente causato dalla saltazione, cioè il fenomeno per cui particelle più grandi di $10 \mu\text{m}$ procedono “a salti”, rompendo la coesione del suolo e rilasciando particelle più fini in atmosfera. Sull'entità dell'interazione fra flussi di emissione e velocità di frizione non c'è completo accordo fra i ricercatori. Tuttavia, per il presente studio, è stata adottata una delle espressioni ritenute più rappresentative per il flusso superficiale di polvere (F_S), ricavata da Shao et al. (1993) con esperimenti in galleria del vento:

$$F_S = \begin{cases} \text{const} \cdot u_*^3 \left[1 - \left(\frac{u_{*T}}{u_*} \right)^2 \right] & u_* > u_{*T} \\ 0 & u_* \leq u_{*T} \end{cases} \quad [5.1]$$

dove u_* è la velocità di frizione, ‘const’ è una costante dimensionale calibrata, u_{*T} è il valore di soglia per la velocità di frizione sotto il quale la produzione di polvere cessa. La velocità di frizione u_* è una velocità caratteristica, ed è definita come

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho_a^{sfc}}} \quad [5.2]$$

dove τ rappresenta il modulo della forza superficiale di *stress* esercitata dal vento per unità di area e ρ_a^{sfc} è la densità dello strato di aria a contatto con la superficie.

La velocità di frizione riflette quindi le condizioni di turbolenza dell'atmosfera nello strato più basso. Valori tipici di u_* sono compresi fra 0.25 e 0.65 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$. Il valore di u_* è calcolato dal modello atmosferico RAMS e passato al DUSTEM fra i parametri di ingresso.

Esistono vari modi di determinare il valore della velocità di frizione dai dati standard del modello (Garratt, 1992): il RAMS ad esempio utilizza l'espressione $u_* = U(z_r)\kappa / \ln(z_r/z_0)$ dove z_r è una quota di riferimento rispetto al terreno, presa convenzionalmente pari a 10 m, κ è la costante di von Kármán, $U(z_r)$ è il modulo della velocità del vento alla quota di riferimento e z_0 è una lunghezza caratteristica che dipende dalla rugosità del terreno ed è contenuta nei dati riguardanti il suolo.

Poiché differenti tipi di suolo agiscono come differenti sorgenti in dipendenza del raggio, della densità e della produttività delle particelle, se si vogliono ottenere i flussi verticali effettivi per i differenti tipi di suolo la formula [5.1] deve essere scalata tramite una costante δ_k . Quindi il flusso per il tipo di suolo k-esimo è:

$$F_{Sk} = \begin{cases} \text{const} \cdot \delta_k \cdot u_*^3 \left[1 - \left(\frac{u_{*Tk}}{u_*} \right)^2 \right] & u_* > u_{*Tk} \\ 0 & u_* \leq u_{*Tk} \end{cases} \quad [5.3]$$

La costante δ_k , la quale dipende dalla produttività e dal tipo di suolo, viene stimata come il prodotto fra γ_k e la percentuale di argilla/limo/sabbia contenuta nel suolo stesso.

Il parametro u_{*Tk} dipende fortemente dall'umidità del suolo e dalla grandezza delle particelle: infatti l'umidità incrementa il valore della velocità di soglia, riducendo la quantità di polvere immessa in atmosfera. La dipendenza di u_{*Tk}

dal contenuto di acqua nel suolo e dalla grandezza della particella è espresso dalla seguente formula:

$$u_{*Tk} = A_k \sqrt{2g R_k \frac{\rho_k - \rho_a}{\rho_a}} \sqrt{1 + 1.21(w)^{0.68}} \quad [5.4]$$

dove A_k è una costante, g è l'accelerazione di gravità, ρ_k è la densità della particella, ρ_a la densità dell'aria al suolo, R_k il raggio delle particelle e w l'umidità relativa del suolo. La costante $A_k = [1, 0.7, 0.4, 0.25]$ a seconda del tipo di particella, dipende solo dal numero di Reynolds¹¹ della particella

$$(Re)_k = \frac{2R_k u_{*Tk}}{\nu}$$

dove ν è la viscosità cinematica dell'aria che vale $1.5 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a temperatura ambiente.

La formula di emissione adottata riproduce il fenomeno in maniera piuttosto accurata, poiché prende in considerazione il fattore più importante, la velocità di frizione, e permette di differenziare l'emissione per i differenti tipi di suolo.

Si osservi che la concentrazione superficiale può essere espressa in termini del

¹¹ Si definisce numero di Reynolds il rapporto adimensionale fra i termini di forza inerziale ($\sim U^2/L$) e di forza viscosa ($\sim \nu U/L^2$) che compaiono nelle equazioni di Navier–Stokes. U rappresenta la velocità caratteristica, mentre L è la dimensione caratteristica, e ν è la viscosità cinematica del fluido. Quindi

$$Re = UL/\nu$$

Il numero di Reynolds è di grandissima importanza nella teoria della stabilità idrodinamica e nell'origine della turbolenza. Si ha turbolenza quando il termine inerziale domina sul termine viscoso, cioè quando il numero di Reynolds è molto maggiore di 1.

flusso verticale superficiale come segue (Nickling e Gillies, 1989):

$$C_{Sk} = \text{const} \cdot \frac{F_{Sk}}{\kappa u_*} = c_l \delta_k u_*^2 \left[1 - \left(\frac{u_{*Tk}}{u_*} \right)^2 \right] \quad u_* \geq u_{*T} \quad [5.5]$$

dove $\kappa = 0.40 \pm 0.01$ è la costante di von Kármán e c_l è una costante dimensionale empirica pari a $2.4 \times 10^{-4} \text{ m}^{-5} \cdot \text{Kg} \cdot \text{s}^{-2}$. Il termine c_l è legato alle costanti const e κ dalla relazione

$$c_l = \frac{\text{const}^2}{\kappa}$$

Il modello calcola dunque prima le concentrazioni superficiali per ogni specie in accordo alla formula [5.5], dopodiché esegue il calcolo dei singoli flussi usando per la costante const il valore $\sqrt{\kappa c_l}$.

5.2.5 Dati di ingresso e di uscita

Per caratterizzare i differenti tipi di suolo, una mappa della tessitura del terreno è stata ottenuta proiettando il GLC2000 *land cover* a 1 km di risoluzione sulla mappa di tessitura della FAO a 8 km di risoluzione. La mappa risultante fornisce le informazioni circa la tessitura del suolo (ad 1 km di risoluzione spaziale), dove il suolo “nudo”, cioè l’insieme delle zone con potenziale presenza di sorgenti di emissione, è identificato nella mappa del *land cover*, permettendo quindi la stima dell’emissività per i differenti tipi di suolo. La risoluzione spaziale finale è tuttavia scelta pari a $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, in modo da avere un tempo computazionale minore.

Integrando le informazioni derivate dai *datasets* globali e dai campi atmosferici del RAMS rilevanti per l’emissione di polvere, il DUSTEM fornisce in uscita

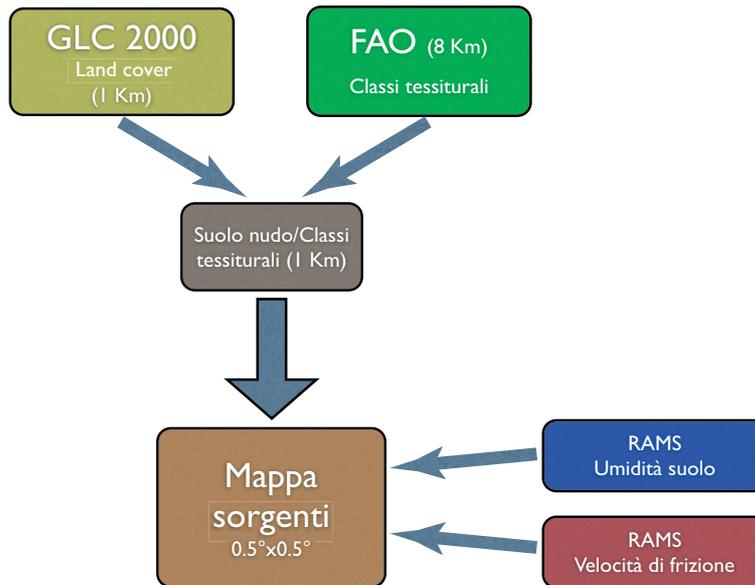


Fig. 11. Schema del modello di emissione DUSTEM mostrante i *datasets* implementati per ottenere le mappe di emissione oraria.

una stima dei flussi totali orari da ogni cella [$\mu\text{g} \cdot \text{h}^{-1}$] per ciascuna delle quattro tipologie di polvere indicate sopra (argilla, limo fine e grosso, sabbia). I dati sono quindi passati al modello CAMx, il quale provvede a calcolare il trasporto.

5.3 Il modello di dispersione CAMx

Il modello di trasporto CAMx¹² calcola gli effetti dispersivi di pulviscoli fini in un campo quadridimensionale atmosferico (x,y,z,t). CAMx può simulare emissione, dispersione, reazioni chimiche e rimozione di inquinanti nella troposfera risolvendo l'equazione di continuità degli inquinanti per ogni specie con un sistema

¹² *Comprehensive Air quality Model with extensions (CAMx version 4.11s, developed by ENVIRON International Corporation, California, 2004)*. Una descrizione completa di CAMx si trova su <http://www.camx.com>.

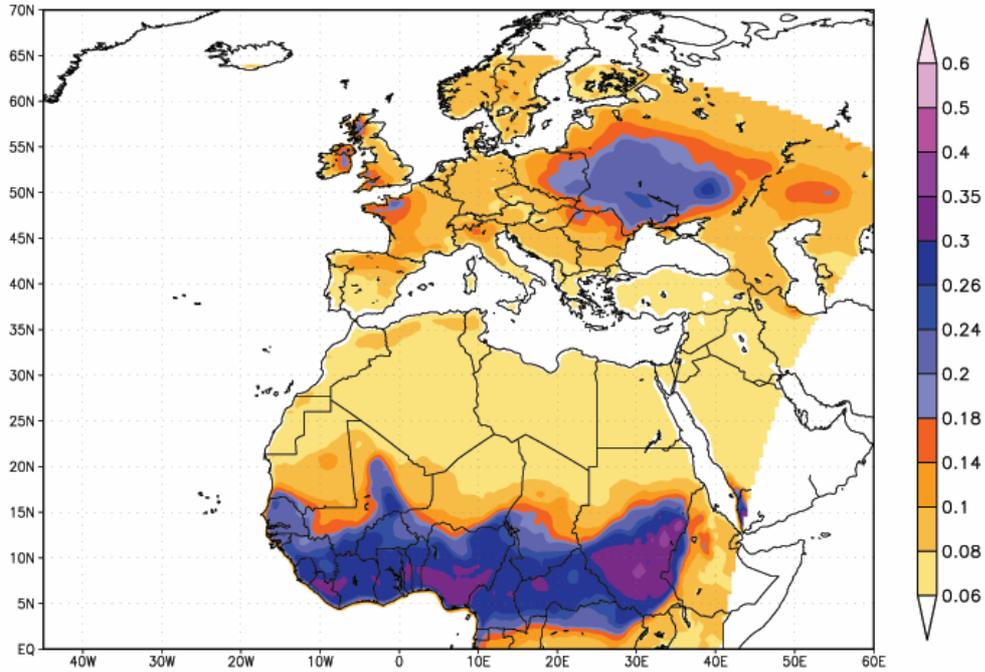


Fig. 12. Esempio di mappa dell'umidità del suolo fornita dal modello atmosferico RAMS per il 16 luglio 2003, ore 11:00. Risoluzione orizzontale $0.5^\circ \times 0.5^\circ$.

tridimensionale di griglie.

L'equazione di continuità euleriana descrive la dipendenza temporale della concentrazione media delle specie, entro ogni volume della cella contenuta nella griglia, come la somma di tutti i processi fisici e chimici operanti in quel determinato volume. Questa equazione è espressa matematicamente nelle coordinate *terrain-following* (z) come:

$$\frac{\partial c_l}{\partial t} = -\nabla_H \cdot \mathbf{V}_H c_l + \left[\frac{\partial(c_l \eta)}{\partial z} - c_l \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial h}{\partial t} \right) \right] + \nabla \cdot \rho K \nabla \left(\frac{c_l}{\rho} \right) + \left[\left(\frac{\partial c_l}{\partial t} \right)_{Chimica} + \left(\frac{\partial c_l}{\partial t} \right)_{Emissione} + \left(\frac{\partial c_l}{\partial t} \right)_{Rimozione} \right]$$

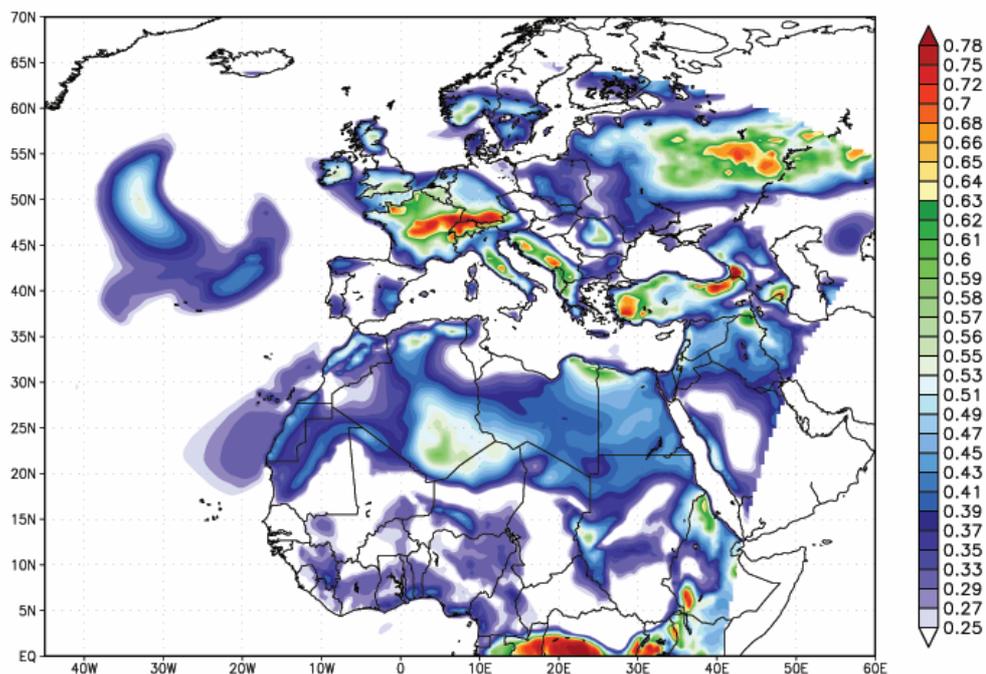


Fig. 13. Esempio di mappa della velocità di frizione in m/s fornita dal modello atmosferico RAMS per il 17 luglio 2003, ore 11:00. Risoluzione orizzontale $0.5^\circ \times 0.5^\circ$.

dove c_l è la concentrazione della specie ($\mu\text{moli} \cdot \text{m}^{-3}$ per i gas, $\mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ per gli aerosol), \mathbf{V}_H e ∇_H sono rispettivamente il vettore velocità del vento e l'operatore divergenza limitati alle componenti orizzontali, mentre η è la variazione netta temporale del flusso entrante, h è lo spessore dello strato, ρ è la densità atmosferica, e K è il coefficiente di diffusione turbolenta. Il primo termine di destra nell'equazione rappresenta l'avvezione, cioè il trasporto orizzontale, il secondo termine rappresenta il trasporto netto verticale ricostruito nello spazio e nel tempo per uno strato del volume atmosferico in studio, e il terzo termine rappresenta la diffusione turbolenta ricostruita tramite una parametrizzazione.

La rimozione degli inquinanti include sia l'assorbimento da superficie asciutta (deposizione) sia la rimozione dovuta alla precipitazione di pioggia. Sebbene il

modello consenta che il pulviscolo sia chimicamente attivo, per quanto riguarda questo lavoro di tesi tale opzione non è stata usata; questo perché gli aerosol considerati sono solo quelli minerali, i quali sono ritenuti in prima approssimazione non attivi da un punto di vista chimico. Per la rappresentazione fisica e i metodi numerici usati in CAMx per ognuno dei termini dell'equazione di continuità si veda la documentazione di CAMx.

L'equazione di continuità è fatta evolvere nel tempo con una serie di passi temporali finiti. Ad ogni passo, l'equazione di continuità è rimpiazzata con un approccio che suddivide i vari contributi (avvezione, diffusione, ecc.) e calcola singolarmente il cambiamento delle concentrazioni in ogni cella della griglia. Sebbene l'avvezione sia eseguita separatamente nelle tre direzioni x (E-O), y (N-S), z (verticale) il calcolo è stato sviluppato in modo da conservare i campi di densità ad ogni passo temporale.

Un passo temporale *master* è internamente determinato durante la simulazione in modo da assicurare la stabilità numerica per l'avvezione orizzontale. I passi temporali tipicamente vanno dai 5-30 minuti per celle di 10-50 km, a un minuto o meno per celle di 1-2 km. Come risultato, i calcoli per il trasporto per un sistema di griglie innestate richiedono passi temporali multipli per ogni passo temporale *master*, dipendendo dalla grandezza della griglia innestata rispetto a quella *master*. Il primo processo in ogni passo temporale per una data griglia è l'emissione da tutte le sorgenti. CAMx quindi esegue l'avvezione orizzontale, ma alterna l'ordine di avvezione nelle direzioni x e y ad ogni passo temporale. Questo riduce i possibili *bias* numerici. L'avvezione verticale è eseguita dopo quella orizzontale, seguita dalla diffusione verticale, diffusione orizzontale, rimozione per

umidità, e infine i processi chimici.

Il modello calcola il trasporto nel centro di ogni punto griglia, rappresentando in tal modo la concentrazione media dell'intera cella. I campi meteorologici sono forniti al modello in modo da specificare lo stato dell'atmosfera in ogni punto griglia e permettere il calcolo dei meccanismi di trasporto e dei processi chimici. Le variabili di stato come temperatura, pressione, vapor d'acqua e acqua delle nuvole sono collocate al centro della cella insieme con le concentrazioni di inquinanti, e rappresentano le condizioni medie della cella. Le componenti del vento e i coefficienti di diffusione sono calcolati sul bordo del punto griglia in modo da poter descrivere il traferimento di massa lungo la parete della cella stessa. Questo facilita la risoluzione delle equazioni del trasporto. Lungo l'asse verticale molte variabili sono trasportate al punto mediano di ogni strato (definito come mezza distanza fra le interfacce degli strati).

L'approccio di CAMx nel risolvere il trasporto del pulviscolo assicura conservazione e consistenza di massa. La conservazione della massa si riferisce alla capacità di calcolo accurata di tutte le sorgenti/pozzi di massa nel modello, con nessun guadagno o perdita spuria di massa durante le integrazioni. Per far ciò CAMx trasporta internamente le concentrazioni di ogni specie come densità, e risolve le equazioni per l'avvezione. La consistenza di massa si riferisce invece alla capacità del modello di trasportare la massa degli inquinanti coerentemente con il moto delle masse d'aria associate, significando che una volta che del pulviscolo è entrato a far parte di una massa d'aria, rimane vincolato a seguire la sua stessa traiettoria.

Utilizzando la legge di Henry, e diffusione, reattività e resistenza superficiale come parametri di scala dei gas, CAMx calcola la deposizione a secco¹³ (Wesely, 1989). I diametri e le densità degli aerosol sono usati per i calcoli di deposizione sia secca che umida. Lo spettro di grandezza degli aerosol e le proprietà caratteristiche delle varie specie necessarie per il calcolo delle velocità di deposizione sono fornite esternamente a CAMx per tutte le specie di inquinanti, e nel caso di questo lavoro di tesi sono uguali alle quattro specie implementate nel modello di emissione DUSTEM.

5.3.1 Dati di ingresso del modello e implementazione

In ingresso sono richiesti parametri per descrivere condizioni fotochimiche, caratteristiche superficiali, condizioni iniziali e al contorno, tassi di emissione e vari campi meteorologici sull'intero dominio del modello. Per il presente studio i campi meteorologici sono stati forniti dal modello atmosferico RAMS, mentre le emissioni orarie sono date dal modello DUSTEM (fig. 14). La risoluzione è di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ per quanto riguarda le coordinate orizzontali, mentre in verticale sono stati impostati 22 strati in coordinate *terrain following* (fig. 4). Il modello ha simulato il trasporto per il periodo dal 5 luglio 2003 alle 00:00 UTC al 17 luglio 2003 alle 23:00 UTC. Le concentrazioni iniziali e al contorno sono poste nulle, nonostante si abbia conoscenza del fatto che l'area ha una riserva permanente di polvere in sospensione (si veda il cap. 2).

¹³ Ossia, la rimozione delle particelle di aerosol dall'atmosfera, senza considerare gli effetti dovuti alla presenza di acqua nella medesima, di cui si tiene invece conto nel calcolo della "deposizione umida".

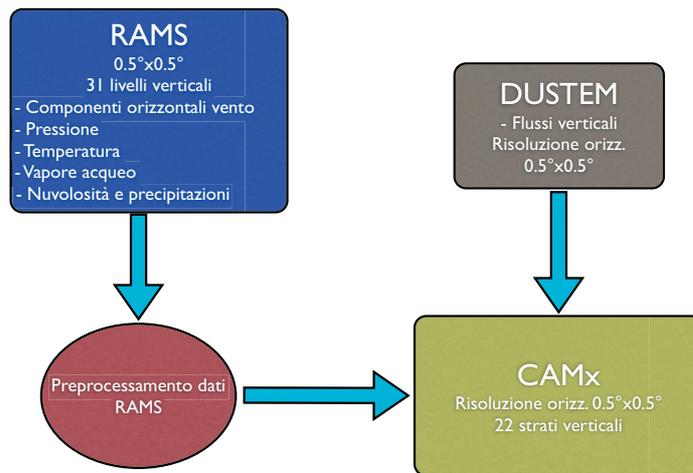


Fig. 14. Schema dell'implementazione del modello CAMx. Il preprocessing dei dati provenienti dal RAMS viene eseguito con una *routine* già presente in CAMx.

5.3.2 Dati di uscita del modello

CAMx in uscita fornisce mappe tridimensionali orarie delle concentrazioni medie di ogni cella. Per ciascuna sono indicate le concentrazioni delle quattro specie fornite dal modello di emissione DUSTEM. La concentrazione totale di polvere in ciascuna cella è quindi la somma delle concentrazioni singole. Con questo approccio ogni cella dell'area di interesse ha definite le concentrazioni delle singole specie trasportate, che serviranno, insieme ad altre informazioni sulle particelle, quando si dovranno calcolare gli spessori ottici sulle località di interesse.

5.4 Il modello di trasferimento radiativo UVSPEC

Lo scopo ultimo di questo lavoro di tesi è di valutare l'impatto che gli aerosol di tipo desertico, provenienti dal Sahara, hanno sulla radiazione che raggiunge il suolo. Per far questo, il modello atmosferico RAMS non può essere utilizzato, in quanto al momento non ha nessuna parametrizzazione degli effetti degli aerosol. Perciò, per calcolare il *forcing* radiativo superficiale nell'intervallo spettrale 280 ÷ 800 nm, è stato utilizzato un modello di trasporto radiativo autonomo, UVSPEC, ben testato in numerosi lavori. Qui di seguito è riportata una introduzione a UVSPEC.

5.4.1 Caratteristiche base

Il modello di trasporto radiativo unidimensionale UVSPEC calcola i campi di radiazione nell'atmosfera terrestre per una varietà di condizioni atmosferiche. UVSPEC fu originariamente progettato per il calcolo dell'irradianza spettrale nell'ultravioletto (da cui il nome) e nel visibile; è adesso il programma centrale di un pacchetto di *routines* noto come libRadtran. Una descrizione più accurata si può trovare in Mayer et al. (1997), Kylling et al. (1998), Kylling e Mayer (2001), e soprattutto nel Manuale dell'utente.¹⁴ Una caratteristica unica di UVSPEC è che l'utente ha la possibilità di scegliere fra vari metodi di risoluzione del trasporto radiativo.

Il modello include le seguenti tre parti essenziali:

1) Un algoritmo che si occupa di convertire le proprietà atmosferiche come

¹⁴ Il manuale e il software sono disponibili presso <http://www.libradtran.org>

profilo d'Ozono, pressione superficiale, acqua precipitabile, aerosol, albedo alla superficie, velocità del vento superficiale e parametri microfisici delle nubi in proprietà ottiche richieste come ingresso per gli algoritmi di trasporto radiativo;

2) Un algoritmo di risoluzione del trasporto radiativo il quale calcola radianza, irradianza e flusso attinico¹⁵ in funzione delle proprietà ottiche di ingresso;

3) Un post-processamento dell'uscita dell'algoritmo di trasferimento, che include moltiplicazione per l'irradianza solare, correzione per la distanza Terra-Sole e eventuali scelte sui dati di uscita fatte dall'utente, come l'integrazione su un certo intervallo di lunghezze d'onda.

Il modello è in grado di simulare un certo numero di variabili radiative, come la radianza spettrale, l'irradianza diretta e diffusa ad ogni livello fra il suolo e gli strati più elevati dell'atmosfera, tutte a una lunghezza d'onda arbitraria, tenendo conto dello spettro solare al di fuori dell'atmosfera, della struttura e della composizione dell'atmosfera, e delle caratteristiche superficiali. L'atmosfera è divisa in strati con proprietà ottiche e concentrazioni dei vari tipi di gas costanti.

UVSPEC è un modello unidimensionale, cioè le proprietà di ogni strato e della

¹⁵ Il flusso attinico è una quantità di grande interesse per la fotochimica, poiché rappresenta la convergenza totale di radiazione in un punto. Questa quantità determina la disponibilità di fotoni per le reazioni fotochimiche. Per definizione, l'intensità di energia per unità di superficie, di tempo e di intervallo spettrale passante attraverso un punto P in una certa direzione entro l'angolo solido $d\Omega$ è $I_\lambda d\Omega$. L'energia passante attraverso P in tutte le direzioni è quindi

$$F_\lambda^J = \int_0^{2\pi} \int_0^\pi I_\lambda(z, \theta, \phi) \sin \theta \, d\theta d\phi$$

F_λ^J ha unità di misura $W \cdot m^{-2} \cdot nm^{-1}$.

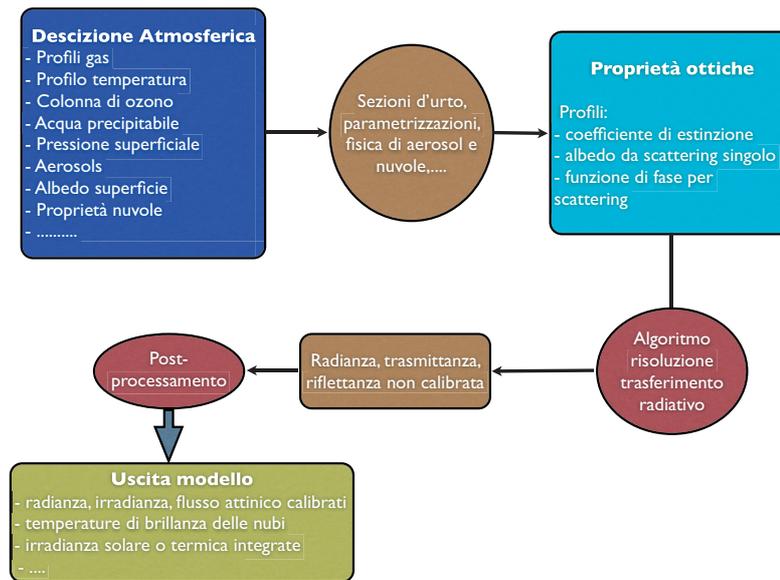


Fig. 15. Struttura del modello di trasporto radiativo UVSPEC.

superficie sono considerate orizzontalmente omogenee, il che significa che tutte le quantità fisiche dipendono solo dalla quota. Per quanto riguarda i parametri di inizializzazione si ha un'ampia scelta, in dipendenza di quello che si vuole simulare e dei dati che si hanno a disposizione.

Molti degli algoritmi sono piano-paralleli (tab. 3), cioè trattano l'atmosfera come composta da strati paralleli omogenei. Questa è solitamente una buona approssimazione per angoli zenitali solari minori di 70° (Dahlback e Stamnes, 1991). Alcuni degli algoritmi includono una correzione pseudo-sferica, la quale tratta il raggio solare diretto in geometria sferica e lo scattering multiplo in approssimazione piano-parallela (Dahlback and Stamnes, 1991). Questo accorgimento fornisce solitamente una soluzione ragionevole per Sole basso. Per angoli di osservazione molto

Algoritmo	Geometria	Quantità radiative	Riferimento	Commenti
DISORT 1.3	1-D, PP	F_ν, I_ν, F_a	Stamnes et al. (1988)	ordinate discrete
DISORT 2.0	1-D, PP	F_ν, I_ν, F_a	Stamnes et al. (2000)	ordinate discrete
POLRAD- -TRAN	1-D, PP	$\mathbf{F}_\nu, \mathbf{I}_\nu, \mathbf{F}_a$	Evans e Stephens (1991)	polarizzazione inclusa; al momento non tiene conto degli effetti di aerosol e nuvole sulla polarizzazione
twostr	1-D, PS	F_ν, I_ν	Killing et al. (1995)	two-stream; correzioni pseudo-sferiche per angoli di Sole bassi
SDISORT	1-D, PS	F_ν, I_ν, F_a	Dahlback e Stamnes (1991)	correzioni pseudo-sferiche per angoli di Sole bassi; doppia precisione
SPSDISORT	1-D, PS	F_ν, I_ν, F_a	Dahlback e Stamnes (1991)	correzioni pseudo-sferiche per angoli di Sole bassi; singola precisione non adatta a condizioni con nuvole
tzs	1-D, PP	$I_\nu(\text{TOA})$		termica, zero scattering
sss	1-D, PP	$I_\nu(\text{TOA})$		solare, scattering singolo
MYSTIC	3-D, PP	F_ν, I_ν, F_a	Mayer (1999, 2000)	Monte Carlo

Legenda:	PP, piano-parallela	I_ν , Radianza
	PS, pseudo-sferica	$I_\nu(\text{TOA})$, Radianza alla cima dell'atmosfera
	1-D, unidimensionale	F_ν , Irradianza
	3-D, tridimensionale	F_a , Flusso attinico

Tab. 3. Algoritmi di trasporto radiativo attualmente implementati in UVSPEC. Le variabili indicate in grassetto indicano quantità vettoriali. Il modello tridimensionale MYSTIC (*Monte Carlo code for physically correct tracing of photons in cloudy atmospheres*) non è incluso in libRadtran, tuttavia è possibile ottenerlo se si partecipa a progetti di ricerca congiunta con gli autori.

bassi (ad esempio per le tecniche di *limb*¹⁶), tuttavia, la correzione pseudo-sferica non migliora il risultato. In questi casi servirebbe un algoritmo completamente in geometria sferica che attualmente non è fornito con libRadtran.

Il numero di *streams* può essere selezionato dall'utente; i valori di *default* per i calcoli sono 6 per l'irradianza e 16 per la radianza. Un maggior numero di *streams* vuol dire maggiore precisione, ma anche maggior carico computazionale.

5.4.2 Risoluzione spettrale

La risoluzione spettrale può essere trattata in quattro modi differenti. Il calcolo “spetttralmente risolto” e quello “linea per linea” sono metodi più o meno esatti, mentre i metodi “correlated-k” e “pseudo-spettrale” sono approssimazioni che forniscono un compromesso fra velocità e accuratezza.

• Calcolo spetttralmente risolto

Questo tipo di approssimazione è il metodo più diretto, ed è la scelta per utenti interessati alla parte ultravioletta e visibile dello spettro. Nell'ultravioletto e nel visibile l'assorbimento dei gas avviene generalmente in bande larghe con piccola variazione spettrale, le più importanti di queste essendo le bande Hartley, Huggins e Chappuis dell'Ozono. Quindi un calcolo di trasporto radiativo con 0.5 nm di passo sotto i 350 nm e 1 nm sopra i 350 nm è sufficiente in molte applicazioni. D'altra parte, lo spettro solare è altamente variabile con la lunghezza d'onda, a causa delle righe di Fraunhofer. L'idea è dunque quella di calcolare la trasmissione

¹⁶ Una misura con tecnica *limb* è fatta con uno strumento satellitare che osserva il Sole attraverso l'atmosfera terrestre, mentre il satellite sta entrando o uscendo da dietro il disco terrestre, e quindi raccoglie dati su uno strato verticale limitato di atmosfera.

atmosferica con risoluzione moderata, interpolarla a una più alta risoluzione, e moltiplicarla per l'irradianza solare fuori dell'atmosfera (fig. 15).

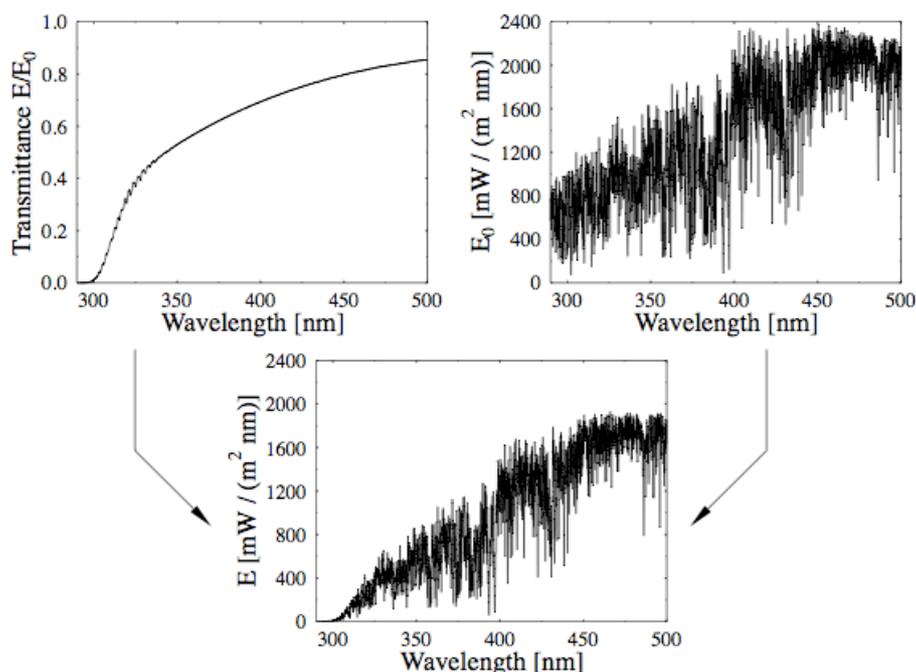


Fig. 16. Algoritmo di UVSPEC per il calcolo dell'irradianza nell'UV/visibile. (Alto–sinistra): trasmittanza a bassa risoluzione per l'atmosfera U.S. standard, con angolo solare zenitale di 0° . (Alto–destra): irradianza solare ad alta risoluzione (Kurucz, 1992), mediata su intervalli di 0.1 nm. (Basso): prodotto delle precedenti, che genera l'irradianza spettrale.

Le sezioni d'urto di assorbimento di varie specie di gas (le più importanti essendo quelle di O_3 , NO_2) sono incluse in UVSPEC (tab. 4), compresa la loro dipendenza dalla temperatura. Tuttavia questo metodo fallisce nella parte infrarossa dello spettro, dove la trasmittanza è altamente variabile con la lunghezza d'onda, a causa delle righe roto–vibrazionali di varie specie molecolari. Poiché in questo algoritmo le righe di assorbimento del vapore acqueo e dell'ossigeno non sono considerate, questo approccio non è applicabile sopra gli 800 nm. Questo tipo di calcolo è quello di *default* assunto da UVSPEC se nessuna opzione è fornita.¹⁷

¹⁷ L'argomento è ripreso in maggiore dettaglio più avanti, nel paragrafo "Atmosfera molecolare".

Gas	Possibilità				Fonte
	spettrale	kato	fu	lowtran	
	250-800 nm	solare	solare, termico	solare, termico	
O ₃	✓	✓	✓	✓	Bass e Paur (1985); Malicet et al. (1995); Molina e Molina (1986)
NO ₂	✓			✓	Burrrows et al. (1998)
BrO					Cox et al. (1982)
OCIO	✓				Wahner et al. (1988)
HCHO	✓				Wahner et al. (1987)
H ₂ O		✓	✓	✓	Cantrell et al. (1990)
O ₂		✓	✓	✓	Hitran; Richiazzi et al. (1998); Pierluissi e Peng (1985)
CO ₂		✓	✓	✓	Hitran; Richiazzi et al. (1998); Pierluissi e Peng (1985)
CH ₄			✓	✓	Hitran; Richiazzi et al. (1998); Pierluissi e Peng (1985)
N ₂ O			✓	✓	Hitran; Richiazzi et al. (1998); Pierluissi e Peng (1985)
CO				✓	Richiazzi et al. (1998); Pierluissi e Peng (1985)
NH ₃				✓	Richiazzi et al. (1998); Pierluissi e Peng (1985)
NO				✓	Richiazzi et al. (1998); Pierluissi e Peng (1985)
SO ₂				✓	Richiazzi et al. (1998); Pierluissi e Peng (1985)

Tab. 4. Sezioni d'urto di vari gas atmosferici incluse in libRadtran. Quando sono disponibili più tipi di sezioni d'urto, l'utente ha la possibilità di scegliere impostando l'opzione opportuna.

• Calcolo linea per linea

Nell'infrarosso gli spettri di assorbimento molecolare sono caratterizzati da migliaia di righe di assorbimento molto strette. Ci sono due modi per risolvere questo problema: o attraverso un calcolo spettrale ad altissima risoluzione, detto linea per linea, oppure tramite la parametrizzazione delle bande. Riguardo al calcolo linea per linea, UVSPEC offre la possibilità di definire un profilo di sezioni d'urto spettralmente risolte. Il pacchetto libRadtran non contiene opzioni per generare tale file di ingresso poiché (1) il *database* ad alta risoluzione di assorbimento molecolare,¹⁸ il quale forma la base per tali calcoli, è molto ampio e continuamente aggiornato; e (2) esistono sofisticati programmi disponibili che creano facilmente questi profili, come ad esempio genln2 (Edwards, 1992).

La fig. 17 mostra un esempio di calcolo linea per linea della trasmittanza atmosferica in due selezionate regioni spettrali, la banda A di assorbimento dell'ossigeno attorno a 760 nm e una regione entro la finestra atmosferica nell'IR attorno a 10 μm . Tutte le linee spettrali nella figura di sinistra sono dovute all'assorbimento dell'ossigeno, mentre quelle nella figura di destra sono dovute all'Ozono, al vapore acqueo e all'anidride carbonica. Il calcolo linea per linea è dunque il più accurato ma anche il più lungo in termini temporali.

• Calcoli correlated-k e pseudo-spettrali

Per molte applicazioni il calcolo linea per linea è troppo lento oppure ha poco senso vista l'incertezza con cui sono noti gli altri parametri da inserire in ingresso al modello. Per questo spesso si usa una parametrizzazione delle bande: i metodi più

¹⁸ <http://www.hitran.com>

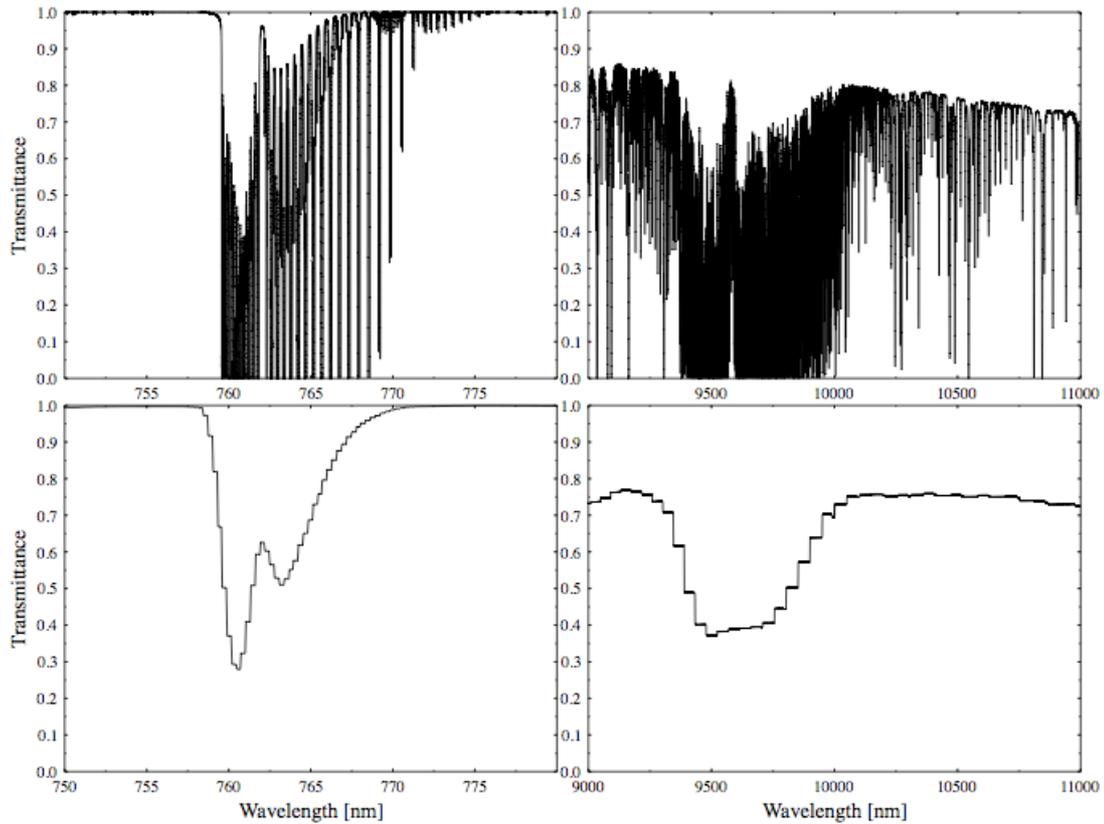


Fig. 17. Trasmittanza diretta di UVSPEC nella banda A dell'ossigeno a circa 760 nm (sinistra) e in una finestra nell'infrarosso (destra), per condizioni atmosferiche estive alle medie latitudini, da Anderson et al. (1986). (Alto): Calcolo linea per linea, basato sulle sezioni d'urto d'assorbimento fornite da genln2; (basso): calcolo pseudo-spettrale, basato sulla parametrizzazione dell'assorbimento di LOWTRAN.

accurati di questo genere sono le approssimazioni dette *correlated-k* (Lacis e Oinas, 1991; Yang et al., 2000). UVSPEC contiene varie di queste parametrizzazioni:

kato: la parametrizzazione di Kato et al. (1999) copre lo spettro solare con 32 bande spettrali e include 575 sub-bande in totale, cioè 575 chiamate all'algoritmo di trasferimento radiativo. I coefficienti di assorbimento sono basati su HITRAN 1992.

kato2: una nuova e ottimizzata versione delle tavole precedenti, con le stesse 32 bande spettrali ma solo 148 sub-bande. L'incertezza è solo leggermente più

alta che per l'approssimazione kato. I coefficienti di assorbimento si basano su HITRAN 2000.

kato2.96: simile a kato2 ma basata su HITRAN 1996.

fu: la parametrizzazione di Fu e Liu (1992) è la parametrizzazione più veloce sviluppata per i modelli climatici. Copre sia le onde corte solari che le onde lunghe terrestri.

avhrr-kratz: si veda Kratz e Varanasi (1995).

Le parametrizzazioni correlated-k sono molto utili per il calcolo di quantità integrate spettralmente, tuttavia dal loro uso deriva una certa perdita di flessibilità. Infatti la griglia di lunghezze d'onda è scelta dalla parametrizzazione e non dall'utente, quindi i dati di uscita non sono più quantità spettrali ($W \cdot m^{-2} \cdot nm^{-1}$), ma rappresentano quantità integrate sull'intero intervallo spettrale delle bande ($W \cdot m^{-2}$). Questo non si applica per la parametrizzazione lowtran che invece è ancora spettrale.

lowtran: questa opzione non è in realtà una vera parametrizzazione correlated-k, ma permette calcoli pseudo-spettrali sull'intero intervallo spettrale. È stata sviluppata originariamente per il modello di trasporto radiativo SBDART (Richiazzi et al., 1998).

5.4.3 Atmosfera

Il modello include cinque classi di costituenti atmosferici: scattering Rayleigh dovuto alle molecole d'aria, assorbimento molecolare, aerosol, nuvole di acqua e/o ghiaccio. Ognuna di queste classi può essere definita individualmente, usando una varietà di opzioni di configurazione. La risoluzione verticale può essere differente per tutte le componenti. Internamente UVSPEC fonderà le differenti risoluzioni verticali in una griglia comune che sarà quella usata dall'algoritmo di trasporto radiativo. Questo fornisce all'utente una completa autonomia nello specificare i profili verticali dei vari costituenti dell'atmosfera. Le proprietà ottiche di gas, aerosol e nuvole sono considerate unidimensionali, cioè variano solo sulla verticale. Per ognuna delle cinque classi l'utente può definire le proprietà microfisiche o quelle ottiche. Ad esempio lo scattering molecolare è definito o attraverso i profili di pressione e temperatura, o esplicitamente specificando un profilo di spessori ottici. Invece di definire i profili completi c'è sempre la possibilità di usare i profili standard e scalarli con una proprietà colonnare, come ad esempio la colonna di Ozono, lo spessore ottico degli aerosol o la quantità di acqua precipitabile. Questo consente all'utente la flessibilità di fornire al modello tutte le informazioni disponibili e usare assunzioni standard per le proprietà incognite.

È importante notare che ci sono due modi di definire le proprietà atmosferiche di ingresso: a un dato livello, o per un dato strato. Un livello è semplicemente un'altitudine (i profili di pressione, temperatura, ecc. sono usualmente definiti a livelli). Uno strato è definito invece con l'altezza delle sue interfacce inferiore e superiore. Tutti gli algoritmi presenti in libRadtran usano il concetto di strato.

Questo ha un'importante implicazione per l'interpretazione dei dati di ingresso: i profili di temperatura, pressione, concentrazioni di gas minori, ecc. sono considerati come proprietà dei livelli, e interpolati linearmente o logaritmicamente per ottenere le proprietà medie dello strato. Le nuvole possono essere definite sia come livelli che come strati. Se le proprietà ottiche, come lo spessore ottico, o il *single scattering albedo*, sono definite come parametri di ingresso, solitamente queste si riferiscono a strati piuttosto che a livelli. Il numero di livelli verticali può essere arbitrariamente scelto dall'utente, mentre il profilo standard comprende 50 livelli fra 0 e 120 km, il che è una scelta ragionevole per molte applicazioni.

Atmosfera molecolare

I profili di pressione, temperatura, concentrazione di Ozono e opzionalmente di ossigeno, vapor acqueo, anidride carbonica e NO_2 definiti in ingresso formano il punto di partenza per tutti i calcoli di UVSPEC. Questi profili possono essere specificati in un certo numero di modi, il più semplice dei quali è l'uso di quelli standard inclusi nel pacchetto (Anderson et al., 1986). Per le varie specie di gas è possibile in alternativa specificare i profili verticali singolarmente, oppure scalare la colonna verticale integrata di ogni specie.

Per calcolare lo spessore ottico dalle concentrazioni sono necessarie le sezioni d'urto di assorbimento. I gas minori attualmente considerati in UVSPEC sono listati in tab. 4, includendo le scelte disponibili per le sezioni d'urto. La definizione di esplicite sezioni d'urto spettrali è solo significativa nell'ultravioletto/visibile, dove le linee di assorbimento sono larghe a sufficienza da essere coperte con una risoluzione in lunghezza d'onda ragionevole. Nell'infrarosso invece le linee spettrali

sono talmente dense che un calcolo esplicito (linea per linea) non è fattibile per molti scopi pratici.

La fig. 18 mostra la trasmissione atmosferica nella parte ultravioletta/visibile dello spettro illustrando i contributi dei vari componenti. È chiaro che per lunghezze d'onda minori di circa 550 nm il metodo spettrale è il metodo da scegliere, poiché è più veloce. Sopra 550 nm l'incertezza del metodo di calcolo spettrale aumenta, a causa della presenza delle bande di assorbimento del vapore acqueo e dell'ossigeno. Nell'infrarosso invece, come già rilevato, il metodo spettrale non ha senso.

Lo scattering molecolare (o di Rayleigh) è calcolato dal profilo di densità in accordo a Bodhaine et al. (1999).

Si veda la documentazione fornita con il pacchetto *software* per le varie opzioni di configurazione.

La parametrizzazione degli aerosol

L'introduzione della descrizione della presenza di aerosol può essere fatta in una varietà di modi. Tutto dipende da quali sono i parametri di ingresso che si hanno a disposizione. Il modo più semplice è inserire i profili standard di Shettle (1989). In alternativa si possono fornire le varie proprietà, quali spessore ottico, *single scattering albedo*, ecc., come quantità integrate sull'intera colonna atmosferica, riscalandosi semplicemente i profili standard, oppure fornirle in maniera più completa strato per strato.

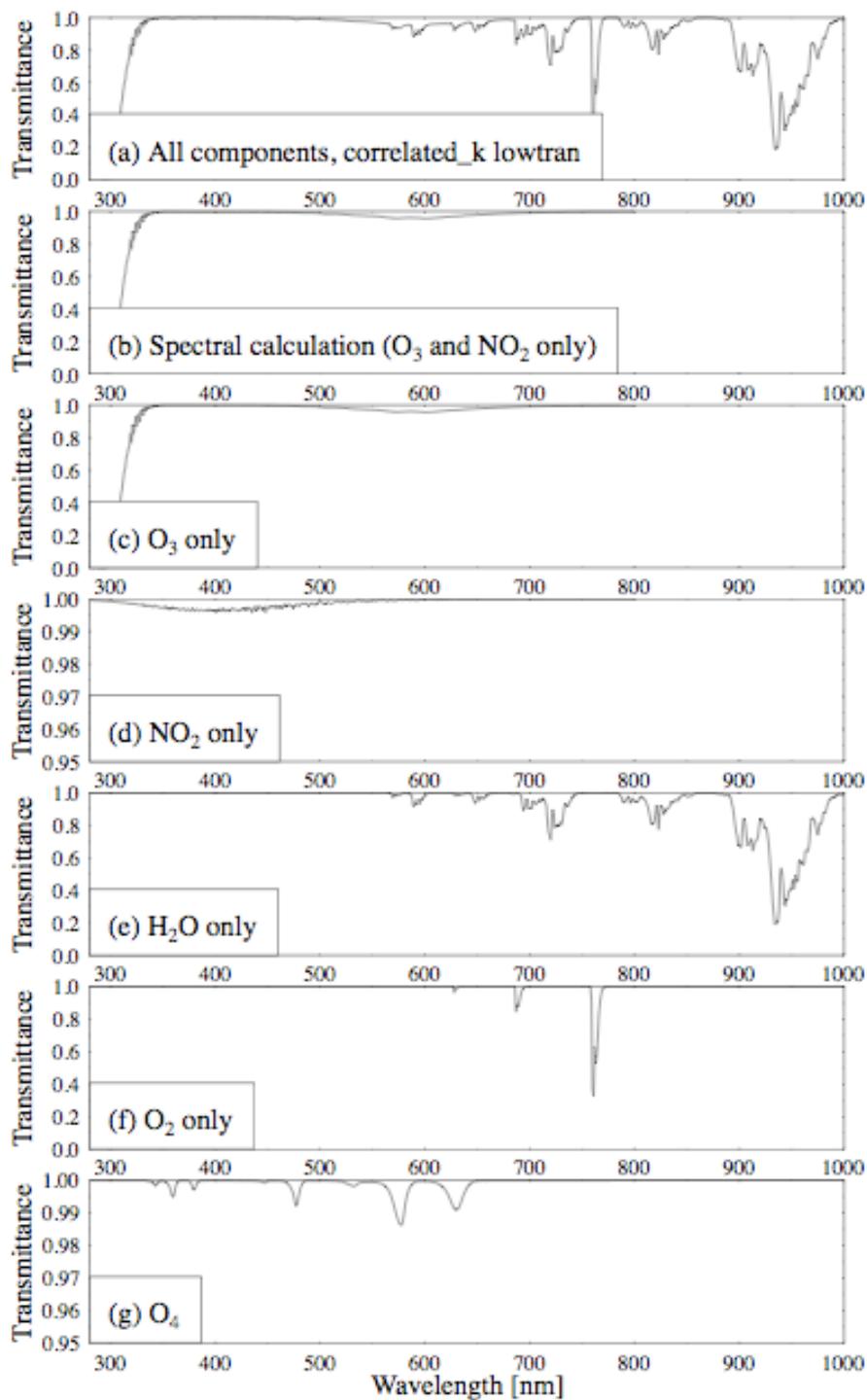


Fig. 18. Trasmittanza diretta spettrale dell'atmosfera; a) UVSPEC con correlated-k lowtran, includendo tutti i componenti atmosferici; b) UVSPEC calcolo spettrale, includendo solo Ozono e NO_2 ; c-g) trasmittanza da correlated-k lowtran se un solo componente è considerato. Si noti la differente scala dell'asse y per le figure d) e g).

La parametrizzazione delle nubi

Analogamente agli aerosol la parametrizzazione delle nuvole può essere fatta in una varietà di modi. Tuttavia nel presente lavoro tutti i calcoli sono stati eseguiti in condizioni di cielo sereno, pertanto l'argomento non sarà approfondito in questa sede.

5.4.4 Albedo superficiale

Qualunque sia l'algoritmo scelto per la risoluzione delle equazioni del trasporto radiativo, è sempre possibile inserire una superficie riflettente lambertiana. L'albedo può essere posto costante con la lunghezza d'onda oppure variabile. Per gli algoritmi DISORT 2.0 e MYSTIC la funzione di distribuzione della riflettanza bidirezionale (BRDF) può essere fornita basandosi su quella di Rahman et al. (1993).

È inclusa inoltre una parametrizzazione della BRDF per superfici con acqua, la quale dipende dalla velocità del vento, dalla concentrazione di plankton (nel caso di mari e oceani) e dalla salinità.

5.4.5 Flusso solare

Vari spettri solari sono disponibili con risoluzione e accuratezza variabili (tab. 5).

Sono forniti anche spettri combinati, come ad esempio `atlas_plus_modtran` che è una combinazione di Atlas 3 (200-407.8 nm), Atlas 2 (407.8 419.9 nm),

Spettro	Lunghezza d'onda (nm)	Risoluzione (nm)	Riferimento
Atlas2	200-420	0.05	Woods et al. (1996)
Atlas3	200-405	0.05	Woods et al. (1996)
Kurucz	250-10000	0.1/1.0	Kurucz (1992)
Gueymard	0.5-10 ⁶	variabile	Gueymard (2003)

Tab. 5. Vari spettri solari inclusi nel pacchetto *software* libRadtran.

e Modtran 3.5 (419.9-800 nm). Per certe risoluzioni di lunghezza d'onda, come ad esempio *correlated-k*, spettri speciali sono forniti dove il flusso solare è stato integrato sulle bande usate in quella particolare parametrizzazione. Lo spettro solare può anche essere specificato liberamente dall'utente, il quale può anche aggiungere l'informazione riguardante il giorno dell'anno, in modo da permettere l'aggiustamento per la corretta distanza Terra-Sole.

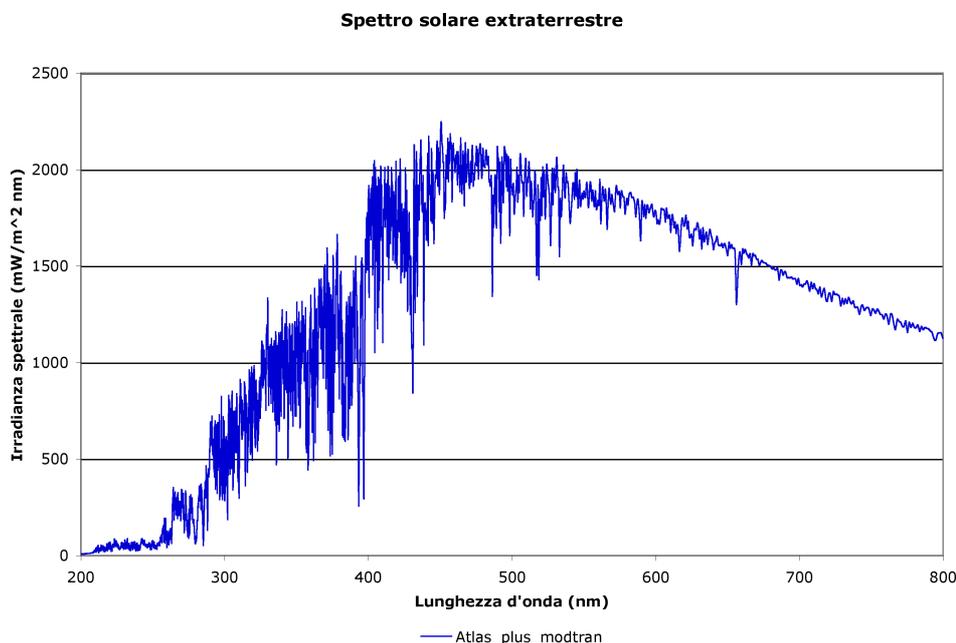


Fig. 19. Irradianza solare spettrale basata su ATLAS-PLUS-MODTRAN nell'intervallo 200-800 nm. L'integrale sulla lunghezza d'onda dell'irradianza spettrale fra 280 e 800 nm è pari a circa $763 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$.

5.4.6 Post-processamento

UVSPEC fornisce in uscita uno spettro che può essere manipolato in vario modo. Si possono fare convoluzioni e interpolazioni, si può moltiplicare per la funzione di risposta di filtri, oppure integrare. Se sommare od integrare dipende dal flusso solare extraterrestre scelto. Il caso tipico è quello in cui si moltiplica lo spettro in uscita per la funzione di risposta di uno strumento. Si veda la documentazione fornita con libRadtran per un approfondimento.

5.4.7 Dati di uscita

L'uscita dipende dal tipo di algoritmo scelto e dalle opzioni specificate. Nel caso più semplice si ha irradianza diretta, diffusa e flusso attinico al suolo. È possibile in alternativa selezionare il livello verticale.

Nel caso dell'algoritmo di trasporto radiativo SDISORT l'uscita fornisce irradianza diretta, diffusa verso il basso e diffusa verso l'alto in funzione della lunghezza d'onda. L'irradianza totale che raggiunge un punto al suolo è data quindi dalla somma dell'irradianza diretta e di quella diffusa verso il basso.

Si veda la documentazione fornita con libRadtran per un approfondimento.

5.4.8 Validazione di UVSPEC

Il modello ha subito negli anni continui controlli con misure di vario genere e con altri modelli, in modo da testarne la validità e l'affidabilità. Si veda Mayer e Killing (2005).

5.5 Configurazione di UVSPEC

I dati di ingresso del modello UVSPEC sono stati selezionati in modo da rappresentare le condizioni superficiali e atmosferiche su due località appartenenti al bacino del Mediterraneo (Oristano e Lampedusa) nei giorni 15-16-17 luglio del 2003, giorni in cui si è avuta una grossa infiltrazione di aerosol minerali sull'Italia. Alcuni dei dati di ingresso sono stati ricavati in letteratura, mentre altri sono stati valutati con l'ausilio degli altri modelli descritti precedentemente. Quando valori ricavati sperimentalmente o dalla modellistica non erano disponibili, sono stati usati valori climatologici.

In tutte le simulazioni è stato usato l'algoritmo SDISORT per la soluzione delle equazioni del trasporto radiativo. Qui di seguito i vari dati di ingresso sono introdotti e commentati.

5.5.1 Profili verticali di pressione e temperatura.

I profili verticali orari di pressione e temperatura sono forniti dal modello atmosferico RAMS, mentre il profilo di densità dell'aria è calcolato supponendo che l'atmosfera si comporti come un gas perfetto. I livelli verticali sono 31 come riportato nel paragrafo relativo alla descrizione del RAMS.

5.5.2 Profili verticali di Ozono, NO₂ e CO₂.

Il valore della quantità totale di Ozono presente nel periodo è stata stimata con l'uso dello strumento satellitare TOMS. Tale valore rappresenta la quantità di Ozono totale presente nella colonna atmosferica considerata. I valori così ottenuti

sono giornalieri. Il profilo è stato posto pari a quello climatologico di Anderson et al. (1986) per le medie latitudini in estate, riscaldato con il valore del TOMS.

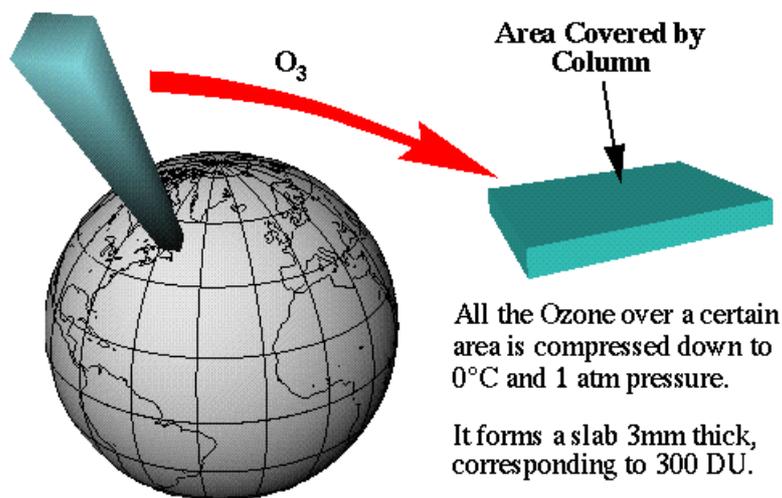


Fig. 20. L'unità Dobson (DU) è la misura base usata nello studio dell'Ozono. L'unità deve il suo nome a G.M.B. Dobson, uno dei primi scienziati a investigare l'Ozono atmosferico (~1920 - 1960). È stato lui a progettare lo "spettrometro Dobson", lo strumento standard usato per misurare l'Ozono da terra, il quale misura l'intensità della radiazione solare UV a quattro lunghezze d'onda, due delle quali assorbite dall'Ozono e due no. L'illustrazione sopra mostra una colonna d'aria, $10^\circ \times 5^\circ$, sul Labrador in Canada. La quantità di Ozono in questa colonna è misurata in unità Dobson. Se tutto l'Ozono in questa colonna fosse compresso a $0^\circ C$ e 1 atm, e distribuito uniformemente sull'area, formerebbe uno strato di 3 mm di spessore. L'unità Dobson è definita essere 0.01 mm di spessore in condizioni standard di temperatura e pressione; lo strato di Ozono sul Labrador nell'esempio è circa 300 DU.

La dipendenza dalla temperatura della sezione d'urto dell'Ozono è tenuta in conto nel modello tramite varie parametrizzazioni, fra cui quella scelta in questo studio, dovuta a Molina e Molina (1986). I profili di anidride carbonica e NO_2 sono stati assunti pari a quelli climatologici di Anderson et al. (1986).

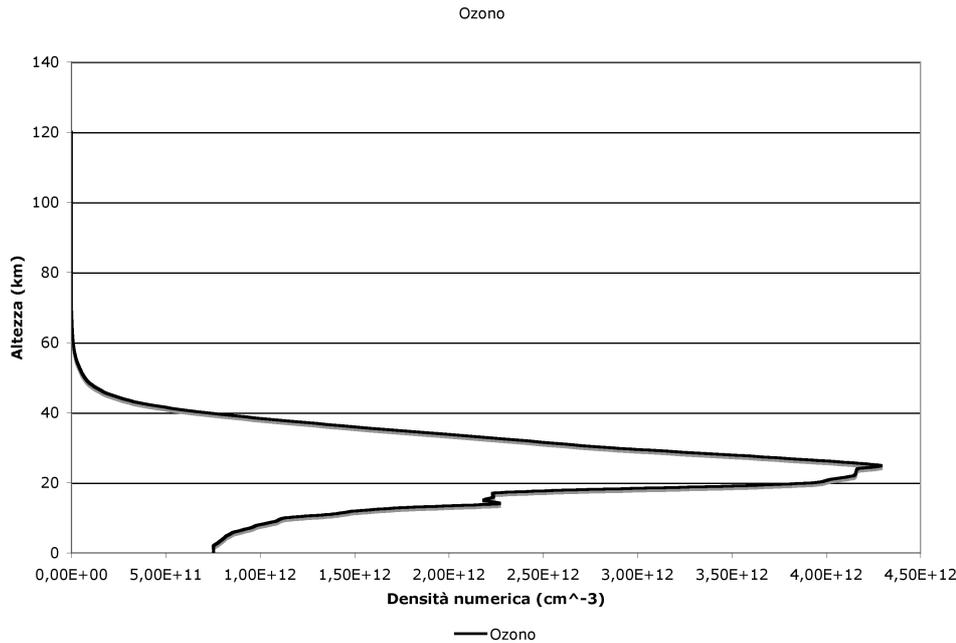


Fig. 21. Profilo climatologico dell'Ozono per le medie latitudini in estate, da Anderson et al. (1986).

5.5.3 Albedo superficiale

L'albedo risulta un parametro molto critico e variazioni anche piccole possono invertire il segno dell'effetto del *forcing*. Molti studi fatti finora hanno assunto che la superficie fosse lambertiana, oppure hanno fatto misure in loco di dipendenza dalla lunghezza d'onda. Questo tipo di approccio è corretto nel limite in cui si voglia una stima precisa del *forcing* radiativo dovuto agli aerosol su una scala molto piccola, dell'ordine dei km; nel caso invece si abbia a che fare con aree molto estese, tali effetti diventano trascurabili e per questo viene solitamente assunto un albedo medio. Nel presente studio, avendo zone di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, è ragionevole assumere un valore medio, indipendente dalla lunghezza d'onda, con in più la superficie assunta lambertiana. Il valore assunto per questo lavoro è pari a quello del modello atmosferico RAMS (fig. 22).

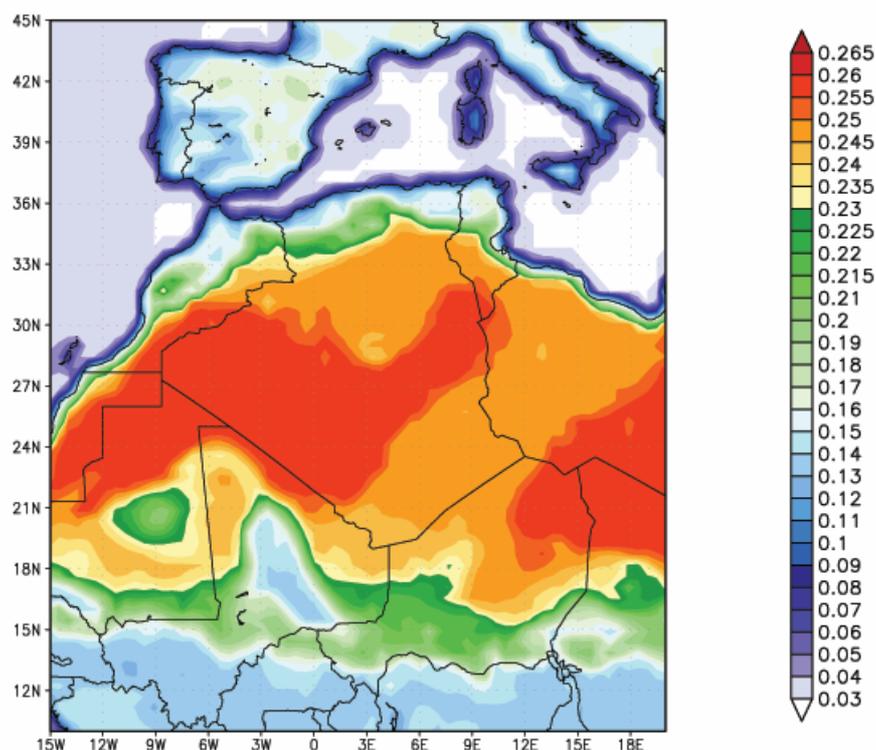


Fig. 22. Esempio di albedo incluso nel modello atmosferico RAMS.

5.5.4 Spessore ottico degli aerosol minerali e loro profilo verticale

Lo spessore ottico degli aerosol è derivato dalla combinazione dei modelli RAMS, DUSTEM, CAMx e della *routine* di libRadtran Mie. Il modello RAMS si occupa infatti di fornire le condizioni atmosferiche sulle località di interesse indispensabili per l’inizializzazione dei modelli DUSTEM per l’emissione e CAMx per il trasporto, nonché dello stesso UVSPEC. In questo modo è possibile conoscere la concentrazione della “nuvola” di aerosol in ogni istante temporale, su ogni punto griglia e a ogni livello verticale in cui è suddivisa l’atmosfera.

Se supponiamo che l’atmosfera sia composta di k strati verticali allora lo

spessore ottico degli aerosol può essere ottenuto attraverso l'equazione

$$\tau(\lambda, lat, lon, t) = \sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^4 \hat{\sigma}_j^{ext}(\lambda) C_{ij}(lat, lon, z, t) \Delta z_i$$

dove la sezione d'urto di estinzione $\hat{\sigma}_j^{ext}$ di ciascuna specie di aerosol è calcolata con l'ausilio della *routine* Mie, $C_{ij}(lat, lon, z, t)$ è la concentrazione della specie j -ma nella cella i -esima fornita da CAMx e Δz_i è lo spessore dello strato i -esimo di CAMx.

I valori orari di spessore ottico così calcolati sono stati introdotti nel modello per tutti e 22 gli strati di atmosfera considerati, e per tutto il periodo fra il 15 e il 17 luglio 2003 sulle due località selezionate.

La dipendenza di τ dalla lunghezza d'onda è inserita nel modello tramite l'uso dei coefficienti di Ångström ottenuti dal fit dell'andamento dello spessore ottico degli aerosol con la lunghezza d'onda. La formula di Ångström fornisce infatti lo spessore ottico come

$$\tau(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha}$$

Se facciamo la derivata di $\log \tau$ rispetto a $\log \lambda$ otteniamo

$$\alpha = - \frac{d [\log[\tau(\lambda)]]}{d [\log \lambda]}$$

Quindi il grafico doppio-logaritmico dello spessore ottico in funzione della lunghezza d'onda ci fornisce una retta, la cui pendenza e intersezione con l'asse delle ordinate sono in relazione diretta con i coefficienti α e β , rispettivamente.

Il calcolo delle sezioni d'urto tramite libRadtran.

La sezione d'urto di estinzione nella cella i -esima può essere calcolata tramite la teoria di Mie, una volta che si conosca il raggio della particella e il suo indice di rifrazione (parte reale e parte immaginaria).

Per i raggi delle particelle sono stati usati i valori delle quattro specie di polvere (argilla, limo fine, limo grosso e sabbia) utilizzate per i modelli DUSTEM e CAMx, mentre per l'indice di rifrazione si sono utilizzati i valori sperimentali forniti da d'Almeida (1991) (tab. 6).

La *routine* Mie fornisce in uscita il fattore di efficienza per estinzione (Q_{ext}) in funzione della lunghezza d'onda.

Lunghezza d'onda (nm)	Indice di rifrazione	
	n'	n''
280	1.53	2.70×10^{-2}
300	1.53	2.50×10^{-2}
350	1.53	1.70×10^{-2}
400	1.53	1.30×10^{-2}
450	1.53	8.50×10^{-3}
500	1.53	7.80×10^{-3}
550	1.53	5.50×10^{-3}
600	1.53	4.50×10^{-3}
650	1.53	4.50×10^{-3}
700	1.53	4.00×10^{-3}
750	1.53	4.00×10^{-3}
800	1.53	1.20×10^{-2}

Tab. 6. Indice di rifrazione complesso (n) per aerosol minerali usati in questo studio. n' parte reale; n'' parte immaginaria positiva: $n = n' - in''$. Fonte: d'Almeida et al. (1991)

5.6 La stima degli errori nella modellistica atmosferica

La valutazione dei limiti di attendibilità delle simulazioni nella modellistica atmosferica e la stima degli errori da attribuire ai risultati costituisce una problematica complessa, che ha anche dato origine a una letteratura specializzata (Wilks, 2005; Jolliffe, 2003).

Le difficoltà derivano dall'ingente mole di dati di partenza e dalla complessità degli algoritmi di simulazione, per cui risulta particolarmente oneroso, in termini di tempo di calcolo, cercare di derivare l'influsso dei parametri d'ingresso sui risultati ripetendo la simulazione con variazioni successive dei medesimi. Inoltre i parametri stessi spesso non si possono considerare fra loro indipendenti, ma anzi sono legati da relazioni complesse, a loro volta conosciute solo in approssimazione.

Nel modello RAMS poi le variabili in evoluzione sono trattate con un algoritmo che tende a forzarle verso i valori dei dati sperimentali periodicamente aggiornati, disponibili su intervalli spaziali più ampi di quelli della simulazione. Questa procedura è stata applicata anche nel corso della tesi, utilizzando i valori delle Reanalisi.

Nel nostro schema modellistico i tre modelli autonomi (RAMS, DUSTEM e CAMx) che ricostruiscono l'evento da un punto di vista meteorologico sono accoppiati, il che implica che gli errori nelle variabili di uscita di un modello entrino come errori nelle variabili di ingresso di un altro.

Riguardo all'attendibilità generale, i modelli sono sottoposti a *run* di verifica, in cui si confrontano i risultati con situazioni sperimentalmente conosciute,

cercando soprattutto di evidenziare effetti di scostamento sistematico (*bias*) nelle predizioni.

In funzione anche del tempo di calcolo limitato disponibile per questo lavoro di tesi, la strategia che si è deciso di adottare è stata di cercare il parametro che risulta il più critico per i nostri scopi, e attribuirgli un'incertezza in base all'esperienza acquisita per altri lavori in cui i modelli hanno simulato condizioni simili. Dall'esperienza delle molte simulazioni fatte al LaMMA durante il corso degli anni, specialmente per quanto riguarda i lavori sul Sahara e sulla Cina, sappiamo che il parametro più critico in tutta la ricostruzione è la quantità di polvere immessa in atmosfera, in quanto una sovrastima o sottostima di questa si ripercuote in maniera diretta nello spessore ottico degli aerosol.

Quindi abbiamo assunto che il modello RAMS e il modello CAMx introducano errori trascurabili rispetto a quelli del modello DUSTEM, e per valutare l'errore nell'emissione di polvere ci siamo basati sul fatto che nella formula per il calcolo del flusso superficiale la costante di proporzionalità è stata misurata sperimentalmente solo su aree limitate, mentre il nostro dominio spaziale è estremamente esteso. Ciò ci ha portato ad attribuire un'incertezza del 50% al valore finale della concentrazione di polvere. Tale incertezza è quindi stata assunta anche per il valore dello spessore ottico, il quale risulta praticamente proporzionale alla quantità di polvere in atmosfera.

L'errore del 50% dovrebbe essere inteso qui come intervallo di confidenza che noi assumiamo sui risultati delle nostre simulazioni, pensandolo come cumulativo di tutti i possibili contributi provenienti dalla catena di simulazione.

Per quanto riguarda invece gli errori sul modello di trasporto radiativo UV-SPEC, abbiamo proceduto in maniera standard, cioè passando al modello i valori medio, massimo e minimo dello spessore ottico degli aerosol e valutandone l'effetto sui risultati finali. Naturalmente le altre variabili fornite, come i profili atmosferici e di Ozono, sono state considerate affette da incertezza trascurabile rispetto a quella dello spessore ottico degli aerosol.

6. Stima del forcing radiativo

In questo capitolo verranno presentati e discussi i risultati delle simulazioni del modello di emissione DUSTEM, del modello di trasporto CAMx e del modello di trasporto radiativo UVSPEC.

Ogni teoria fisica senza risultati sperimentali che la confortino perde molto del suo significato. Per questo le sole simulazioni numeriche hanno poco interesse, se non sono confrontate con delle misure. Purtroppo misure sperimentali di radiazione con caratteristiche utilizzabili per questo lavoro non sono facili da reperire. I dati satellitari ad esempio non sono utilizzabili poiché per ricavare le proprietà ottiche, e quindi gli effetti radiativi, sono richieste delle assunzioni circa il tipo e la distribuzione di dimensioni degli aerosol, il che può portare a un'incertezza non ben quantificabile. Le misure satellitari rappresentano inoltre valori giornalieri, e quindi sono poco adatte a studiare l'evoluzione di un fenomeno in cui la variabilità oraria è confrontabile con quella stagionale. Un'altra possibilità sarebbe fornita dalle Reanalisi, ma, come nel caso della radiazione valutata tramite il modello atmosferico RAMS, l'intervallo spettrale su cui sono forniti i valori per la radiazione delle Reanalisi differisce da quello di UVSPEC, e inoltre la risoluzione temporale è di 6 ore mentre la risoluzione spaziale è di $2.5^\circ \times 2.5^\circ$.

Alcuni precedenti studi hanno affrontato il problema in modo più diretto, organizzando vere e proprie campagne di misura con palloni sonda, misure con

tecnica lidar, misure da terra, ecc. Tali campagne¹ sono utili perché forniscono alcuni parametri di interesse generale, come l'indice di rifrazione in funzione della lunghezza d'onda, però hanno una validità molto limitata per quanto riguarda la possibilità di generalizzare i risultati a condizioni diverse da quelle osservate durante la campagna. L'alta variabilità spaziale e temporale degli aerosol minerali fa sì che ad esempio una certa misura di profilo verticale di concentrazione eseguita con tecnica lidar sia significativa solo per un'area molto ristretta e per quell'istante temporale. Ciò rende di importanza fondamentale lo sviluppo della modellistica atmosferica se si vuole studiare il problema su larga scala e con risultati il più generali possibile.

Esiste tuttavia una rete di radiometri,² detta AERONET,³ (*Aerosol Robotic Network*) la quale fornisce misure accurate e ben controllate di alcune variabili di interesse per questo lavoro di tesi. Una breve descrizione della rete Aeronet è fornita di seguito.

6.1 La rete Aeronet

L'*Aerosol Robotic Network* è una rete mondiale (fig. 1) di monitoraggio a terra di fotometri ben calibrati, progettata per lo studio degli aerosol di varia origine. La rete è gestita dalla NASA e da molti altri centri nel mondo, fra cui Università e

¹ Ad esempio PRIDE, *Puerto Rico Dust Experiment* (Christopher e Wang, 2003); SAFARI 2000 (Bergstrom e Pilewskie, 2003).

² I termini radiometro e fotometro sono equivalenti. Il termine radiometro indica qualunque strumento capace di fare misure di flusso di radiazione elettromagnetica. Solitamente si parla di fotometri quando il radiometro copre l'intervallo spettrale del visibile e vicino infrarosso.

³ Si veda il sito web <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/index.html>

agenzie governative. I dati forniti da questa collaborazione si riferiscono allo spessore ottico degli aerosol per diverse lunghezze d'onda, alla distribuzione delle loro dimensioni e all'acqua precipitabile, coprendo tutti i maggiori regimi di aerosol troposferici (Holben et al., 1998, 2001). I dati misurati subiscono un'elaborazione preliminare in tempo reale, poi vengono processati e calibrati in modo da togliere il contributo dello schermaggio dovuto alle nuvole e assicurarne la qualità (Smirnov, 2000), e infine vengono archiviati e distribuiti (circa 6 mesi dopo l'osservazione). Le stazioni AERONET forniscono misure calibrate dirette dell'*Aerosol Optical Thickness* spettrale (normalmente a 440, 675, 870 e 1020 nm), e forniscono inoltre misure indirette di una varietà di proprietà medie effettive colonnari del pulviscolo come il *single scattering albedo*, la distribuzione delle dimensioni, la funzione di fase e il parametro di asimmetria (Holben et al., 1998, 2001; Dubovik et al., 2000; Dubovik e King, 2000; Dubovik et al., 2002). Grazie al protocollo di calibrazione uniforme e all'eliminazione dell'effetto delle nubi, dati ben controllati sono disponibili per tutte le stazioni, alcune delle quali operano ormai da più di 10 anni. Questi dati costituiscono una climatologia da terra degli aerosol di altissima qualità, e come tali sono stati ampiamente usati nello studio di processi riguardanti gli aerosol, come pure per la valutazione di simulazioni numeriche e di dati satellitari (Chin et al., 2002; Yu et al., 2003; Remer et al., 2005).

Il sito web di AERONET fornisce accesso ai dati, descrive gli obiettivi del programma, le affiliazioni, gli strumenti e i prodotti, e fornisce un'ampia bibliografia.

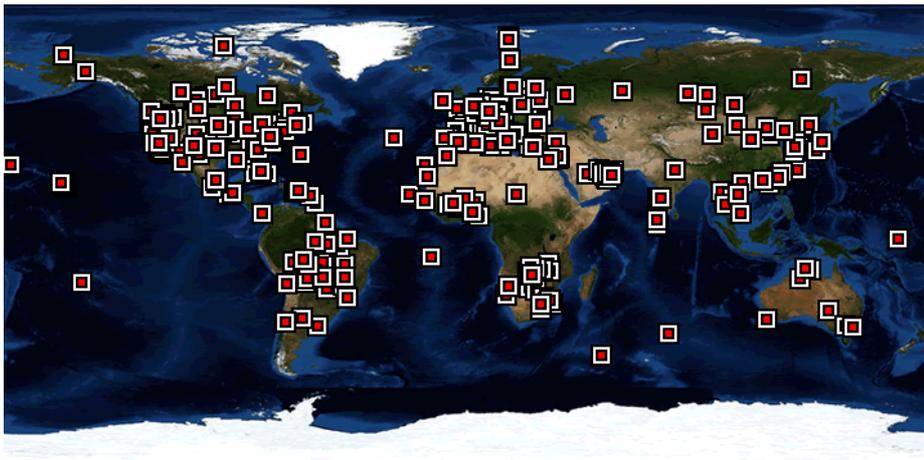


Fig. 1. Rete globale AERONET. L'immagine mostra schematicamente la posizione delle stazioni di rilevamento. Fonte: AERONET, <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>.



Fig. 2. Radiometro CIMEL 318A NASA. Fonte: AERONET, <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>.

6.1.1 Misure base del radiometro

Il radiometro (fig. 2) esegue due misure base, una a Sole diretto e un'altra sul cielo, entrambe in varie sequenze programmate. Le misure di Sole diretto sono fatte in 8 bande spettrali, richiedendo approssimativamente 10 secondi. Otto filtri

interferenziali a 340, 380, 440, 500, 675, 870, 940 e 1020 nm sono posizionati in un portafiltri rotante, azionato da un motore elettrico. Il canale a 940 nm è utilizzato per la determinazione dell'abbondanza colonnare di acqua. Una sequenza di misure preprogrammate è presa a partire da una *airmass*⁴ di 7 al mattino e finendo con una *airmass* di 7 al pomeriggio. Lo spessore ottico è calcolato dall'estinzione spettrale del raggio diretto a ogni lunghezza d'onda basandosi sulla legge di Beer–Bouguer–Lambert. L'attenuazione dovuta allo scattering di tipo Rayleigh, all'assorbimento dell'Ozono (stimato climatologicamente), e all'effetto degli inquinanti gassosi è stimata e rimossa, in modo da isolare lo spessore ottico dovuto ai soli aerosol. Tre misure sono prese in sequenza a distanza di 30 secondi creando un tripletto di osservazioni per ogni lunghezza d'onda che consente di dare una stima dell'incertezza di ciascuna misura. Durante il periodo con *airmass* maggiore le misure di Sole diretto sono prese a intervalli temporali che corrispondono a intervalli di 0.25 *airmass*, mentre a più piccoli valori l'intervallo fra le misure è tipicamente di 15 minuti. In aggiunta alle misure di irradianza solare diretta, che sono fatte con un campo di vista di 1.2°, gli strumenti misurano anche la radianza del cielo a 4 lunghezze d'onda (440, 670, 870 e 1020 nm) lungo il piano principale solare (cioè con angolo azimutale costante e angoli di *scattering* variabili) fino a nove volte al giorno e lungo l'almucantar solare (cioè ad angolo di elevazione costante, con angoli azimutali varianti) fino a sei volte al giorno. L'approccio è

⁴ *Airmass* è una misura della lunghezza del cammino ottico di un raggio di luce proveniente da un corpo celeste attraverso l'atmosfera fino al livello del mare, espresso come un multiplo della lunghezza del cammino ottico per una sorgente di luce allo zenith. Per distanze zenitali fino a circa 70 gradi è approssimativamente uguale alla secante della distanza zenitale di un dato corpo celeste. La formula di Bemporad deve essere usata se si vuole una determinazione più accurata. Se si vuole un valore rappresentativo ad altitudini maggiori, il valore valido per il livello del mare deve essere moltiplicato per il rapporto fra la pressione atmosferica alla quota data e quella al livello del mare.

di acquisire osservazioni di aureole e radianze del cielo su un grande intervallo di angoli di *scattering* dal Sole attraverso un profilo di aerosol costante in modo da ricavarne distribuzione di grandezza, funzione di fase e spessore ottico. Più di otto sequenze di almucantar sono fatte giornalmente con *airmass* di 4, 3, 2 e 1.7 sia la mattina che il pomeriggio. Le radianze del cielo sono invertite con il metodo di Dubovik e Nakajima per fornire la distribuzione di grandezza e la funzione di fase nell'intervallo di grandezza 0.1-5 μm .

Per quanto riguarda questo studio, sono stati utilizzati i valori di spessore ottico e del parametro di Ångström α . Queste variabili risultano le più affidabili fra quelle fornite da Aeronet, poiché la loro determinazione non richiede algoritmi di inversione complessi. Merita di essere osservato che le misure di polarizzazione, sebbene concettualmente semplici, sono ritenute al momento poco affidabili, e per questo, nonostante la loro importanza nel caratterizzare la radiazione, non sono state utilizzate.

Si veda la documentazione presente su <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/> per ulteriori approfondimenti.

6.2 Località di simulazione

Il *plume* di polvere sahariana che ha contraddistinto l'evento del 16 luglio 2003 ha interessato numerose stazioni di Aeronet nel bacino del Mediterraneo, fra cui, in Italia, Oristano, Lampedusa, Lecce e Roma. Per testare l'affidabilità del nostro schema modellistico sono state selezionate due località rappresentative: Oristano

e Lampedusa. La scelta è stata dettata dal fatto che la concentrazione di polvere è stata molto elevata su queste stazioni, con quindi un effetto di *forcing* più netto.

Le tab. 1 e 2 riassumono i valori medi e massimi per l'Aerosol Index e l'AOT per varie finestre temporali sulle località di interesse.

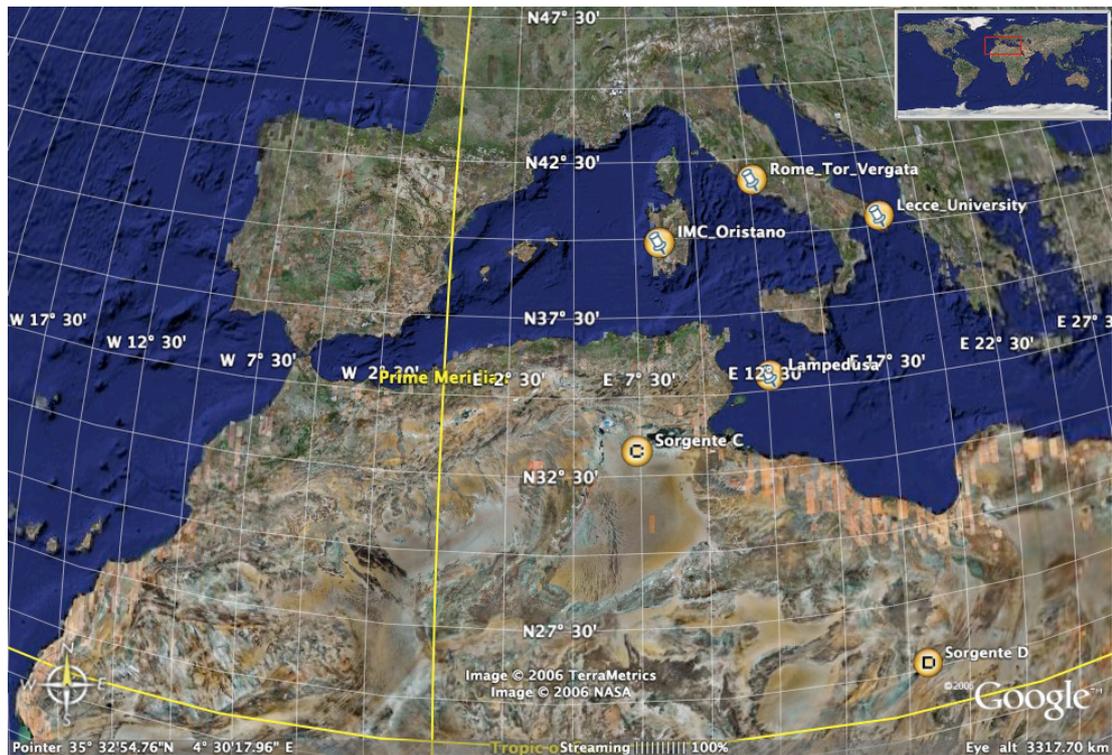


Fig. 3. Località del Mediterraneo scelte per il confronto fra la simulazione numerica e le misure della rete di radiometri Aeronet. Fonte: Google Earth.

6.2.1 Oristano

La stazione Aeronet di Oristano è posizionata sul tetto dell'Istituto Marino Internazionale (IMC) situato vicino alla località costiera Torregrande, sulla costa ovest della Sardegna, a 6 km da Oristano. Le coordinate geografiche sono latitudine $39^{\circ} 54' 36''$ Nord, longitudine $8^{\circ} 30' 00''$ Est, e quota di 10.0 m sul livello del mare.

Località	Oristano		Lampedusa	
	Media	Max	Media	Max
1997-2005	0.5	6.0	0.65	5.9
2003	0.7	6.0	0.9	5.0
Luglio 2003	1.8	6.0	2.4	5.0
15 luglio 2003	1.9	x	2.4	x
16 luglio 2003	6.0	x	4.4	x
17 luglio 2003	4.5	x	3.6	x

Tabella 1. Valori medi e massimi dell'Aerosol Index per varie finestre temporali. I valori massimi riferiti a un solo giorno non sono indicati poiché coincidono con i valori medi, visto che il satellite effettua una sola misura giornaliera, e tale valore è considerato rappresentativo dell'intera giornata.

La fig. 4 mostra i valori giornalieri del parametro Aerosol Index, misurato da satellite tramite lo strumento TOMS, per il periodo 1997-2005, integrati su un'area di $1^\circ \times 1.25^\circ$ attorno a Oristano. È ben visibile la variazione interannuale con il massimo raggiunto nei mesi estivi. I valori medi si mantengono piuttosto bassi, tuttavia sono ben evidenti alcuni giorni con valori molto elevati. Infatti la fig. 5, relativa ai dati per l'anno 2003, mostra come in alcuni giorni si raggiungano valori estremamente elevati dell'indice AI, paragonabili a quelli registrati su località del Nord Africa. Un ulteriore approfondimento sul mese di luglio del 2003 (fig. 6) conferma l'evento estremamente intenso del giorno 16, e mostra un altro evento nei giorni successivi.

Lo spessore ottico degli aerosol per l'anno 2003 a quattro lunghezze d'onda distinte (1020, 870, 675, 440 nm) (fig. 7) rivela un andamento simile a quello dell'Aerosol Index (fig. 5), cioè valori medi sostanzialmente bassi durante tutto l'arco dell'anno, con alcuni giorni caratterizzati da valori molto elevati. Due e-

Oristano				
	1020 nm	870 nm	675 nm	440 nm
2003	0.14/1.86/0.02	0.15/1.90/0.02	0.18/1.94/0.01	0.28/1.92/0.07
Luglio	0.20/1.19/0.035	0.22/1.22/0.05	0.26/1.26/0.08	0.35/1.28/0.15
15-07	0.43±0.24	0.45±0.25	0.48±0.25	0.54±0.25
16-07	1.2±0.3	1.2±0.3	1.26±0.30	1.3±0.3
17-07	0.71±0.17	0.73±0.17	0.77±0.19	0.80±0.20
Lampedusa				
2003	0.15/0.67/0.02	0.16/0.69/0.025	0.18/0.72/0.03	0.25/0.74/0.03
Luglio	0.24/0.67/0.03	0.25/0.69/0.04	0.28/0.72/0.05	0.34/0.74/0.10
15-07	0.325±0.05	0.34±0.05	0.36±0.06	0.42±0.06
16-07	0.64±0.26	0.66±0.26	0.68±0.26	0.70±0.25
17-07	0.53±0.07	0.55±0.07	0.57±0.07	0.61±0.06

Tabella 2. Valori medi, massimi e minimi dello spessore ottico degli aerosol (AOT) per quattro lunghezze d'onda (1020, 870, 675, 440 nm) su varie finestre temporali. Le misure sul periodo 1997-2005 non sono state considerate poiché non disponibili in maniera continua. Per le finestre temporali relative all'anno 2003 e a luglio del medesimo anno, è fornito il valore medio, il valore massimo e il valore minimo assunto nel periodo. I valori relativi ai giorni 15-16-17 luglio invece sono forniti come valore medio \pm errore, valutato come scarto massimo; tale errore non deve essere inteso nel senso statistico poiché le ragioni che fanno variare la quantità fisica sotto esame non sono le fluttuazioni statistiche casuali, ma semplicemente l'evolversi del fenomeno. L'errore rappresenta in questo contesto il campo di variazione dei valori sul periodo di osservazione dato, e il suo scopo è fornire un'indicazione qualitativa sull'andamento dello spessore ottico a una data lunghezza d'onda e in quel dato intervallo temporale.

venti molto intensi sono stati registrati nel mese di luglio e nel mese di ottobre, con quest'ultimo evento decisamente più rilevante da un punto di vista radiativo. La scelta di concentrare l'attenzione sull'evento di luglio, piuttosto che su quello di ottobre, è legata alle diverse condizioni meteorologiche stagionali in cui si sono svolti i due avvenimenti: mentre luglio 2003 è stato caratterizzato dalla totale assenza di precipitazione in tutte le aree di interesse, ottobre ha avuto piogge ab-

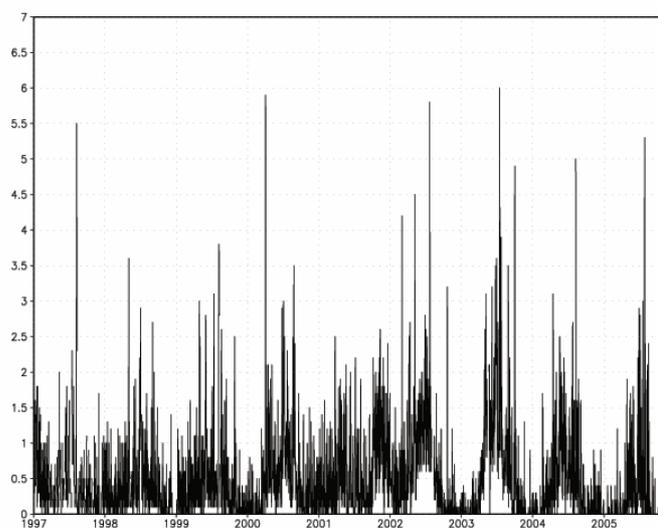


Fig. 4. Valori giornalieri dell'Aerosol Index sulla stazione Aeronet di Oristano per il periodo 1997-2005.

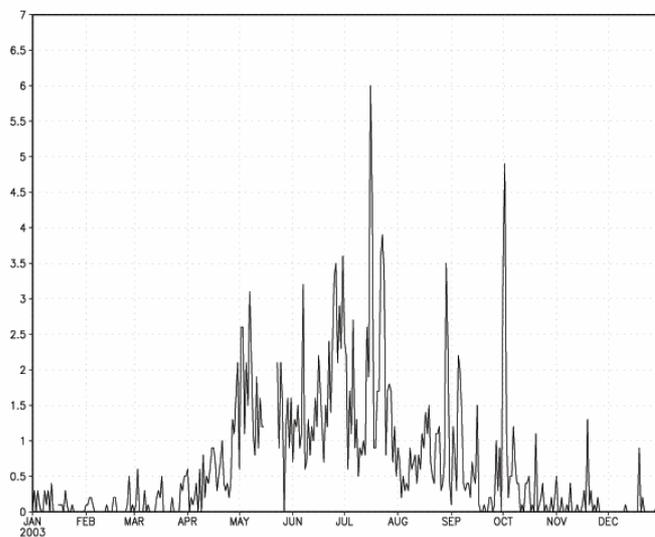


Fig. 5. Valori giornalieri dell'Aerosol Index sulla stazione Aeronet di Oristano per l'anno 2003.

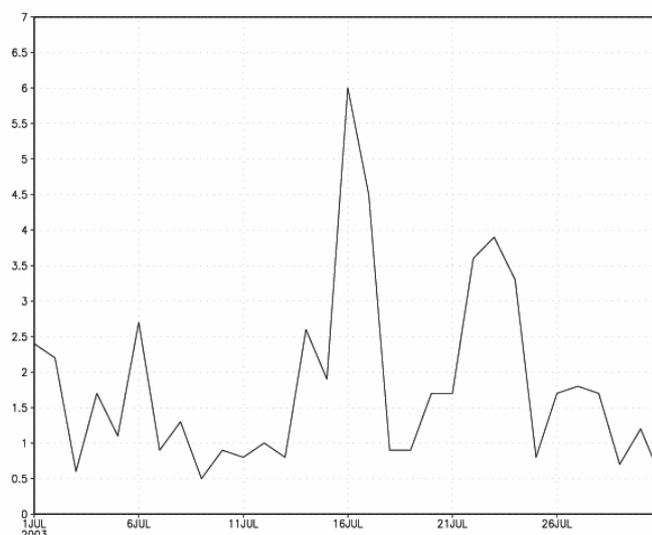


Fig. 6. Valori giornalieri dell'Aerosol Index sulla stazione Aeronet di Oristano per il mese di luglio del 2003.

bondanti a carattere sparso, il che ha reso l'umidità del terreno altamente variabile spazialmente e temporalmente, modificando sia la quantità di polvere immessa in atmosfera, sia la conseguente ricaduta al suolo. Ricordiamo inoltre che gli aerosol in presenza di acqua fungono da nuclei di condensazione, trasformando la polvere secca in una miscela con proprietà ottiche ancora più difficili da caratterizzare. Tutto ciò ha portato alla scelta della data del 16 luglio per la nostra ricerca.

Focalizzando l'attenzione sul luglio 2003 (fig. 8), non si può che confermare quanto detto riguardo l'andamento annuale dell'AOT. L'immagine dei giorni 15-16-17 (fig. 9) mostra un progressivo aumento dello spessore ottico con il tempo, passando dai valori medi del periodo, fra 0.2 e 0.3, a valori maggiori di 1, fino al massimo di circa 1.5 il giorno 16 luglio. Durante la giornata del 16 si osserva anche una brusca diminuzione dell'AOT nella tarda mattinata, dovuta molto

probabilmente a una attenuazione della concentrazione della nuvola di polvere.

Un fatto evidente in tutte le illustrazioni riguardanti l'AOT è come la lunghezza d'onda più corta (440 nm) mostri uno spessore ottico più elevato; ciò è senza dubbio attribuibile almeno in parte all'aumentare della parte immaginaria dell'indice di rifrazione con il diminuire della lunghezza d'onda (d'Almeida et al., 1991).

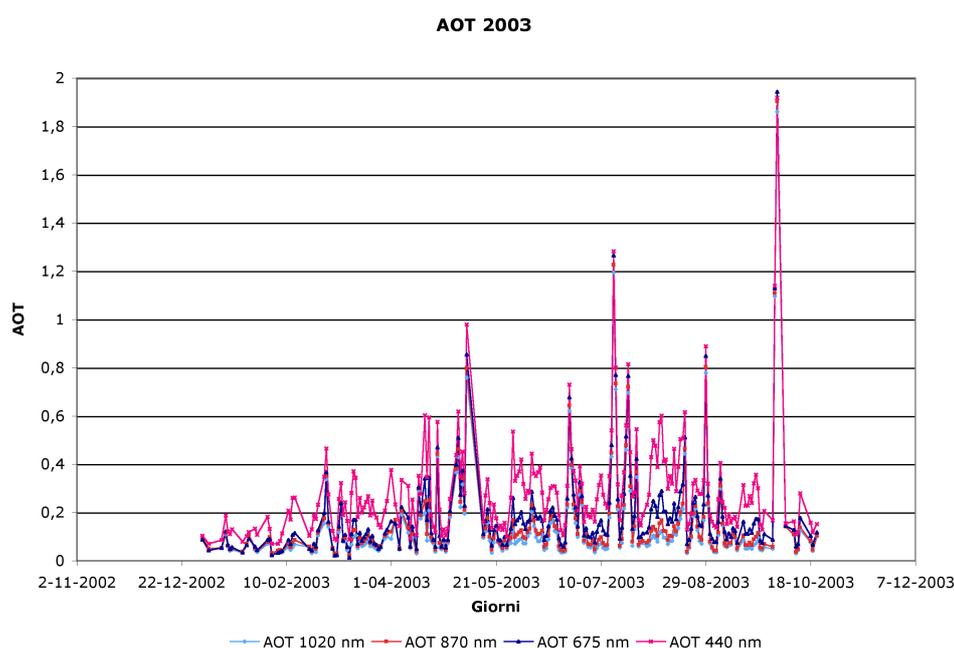


Fig. 7. Spessore ottico degli aerosol a 4 lunghezze d'onda su Oristano per l'anno 2003.

Il parametro di Ångström α è di importanza fondamentale per capire l'andamento dello spessore ottico degli aerosol con la lunghezza d'onda. La rete Aeronet fornisce il suo andamento nel tempo ricavandolo su tre intervalli di lunghezza d'onda distinti (440-870 nm; 440-675 nm; 500-870 nm). Valori tipici di α maggiori di 2.0 sono stati misurati per particelle di fumo, la cui distribuzione di grandezza è dominata dal modo di accumulazione⁵ (Kaufman et al., 1992), mentre valori pros-

⁵ Vedi cap. 1.

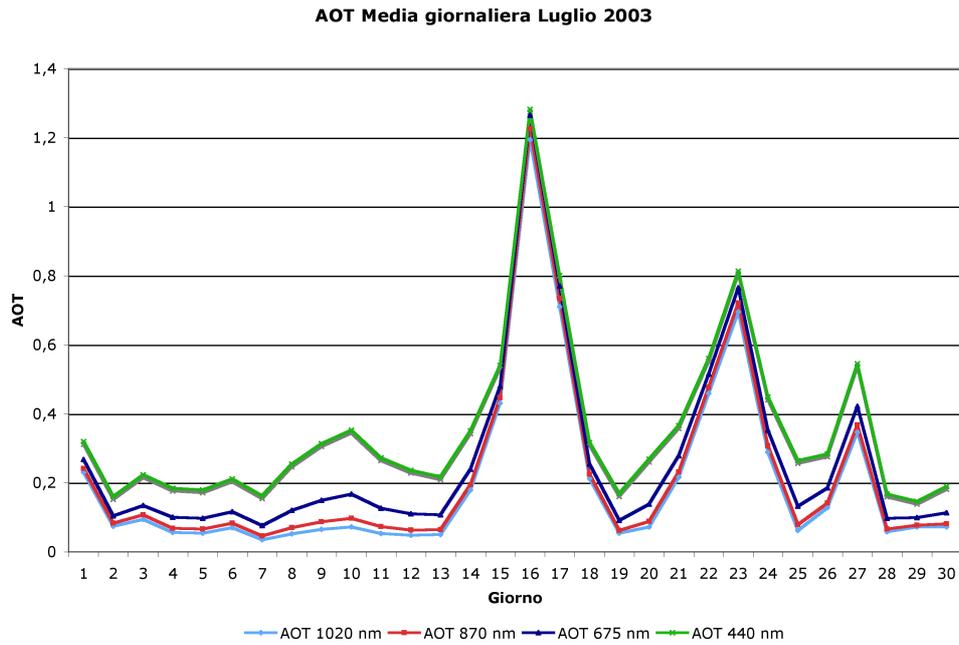


Fig. 8. Spessore ottico degli aerosol a 4 lunghezze d'onda su Oristano per il mese di luglio del 2003.

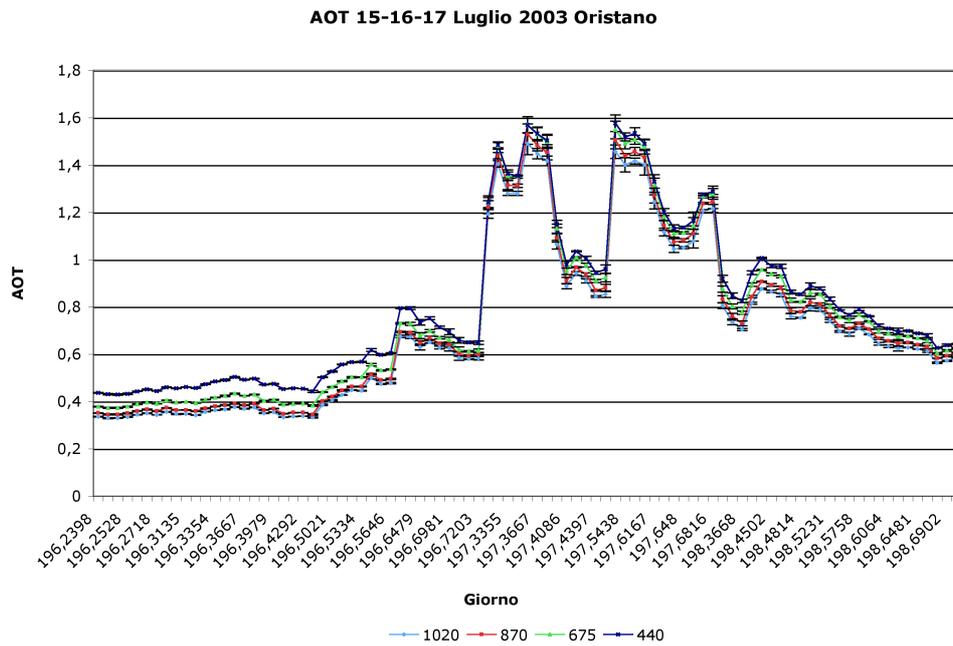


Fig. 9. Spessore ottico degli aerosol a 4 lunghezze d'onda su Oristano per i giorni 15-16-17 luglio del 2003. L'asse delle ascisse riporta la data espressa in giorni e frazioni di giorno dall'inizio dell'anno. Si osservi come le misure di Aeronet siano relative alle sole ore del giorno. A ogni punto è associato un errore sperimentale, valutato con il metodo delle tre misure ravvicinate temporalmente, come già discusso sopra.

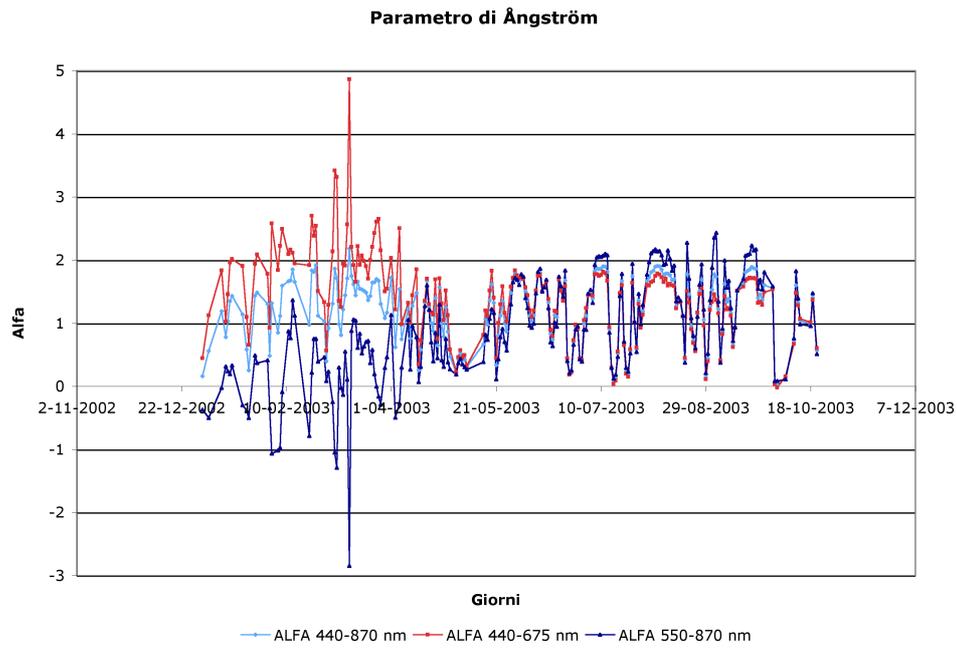


Fig. 10. Parametro di Ångström α su Oristano in tre intervalli lunghezze d'onda per il 2003.

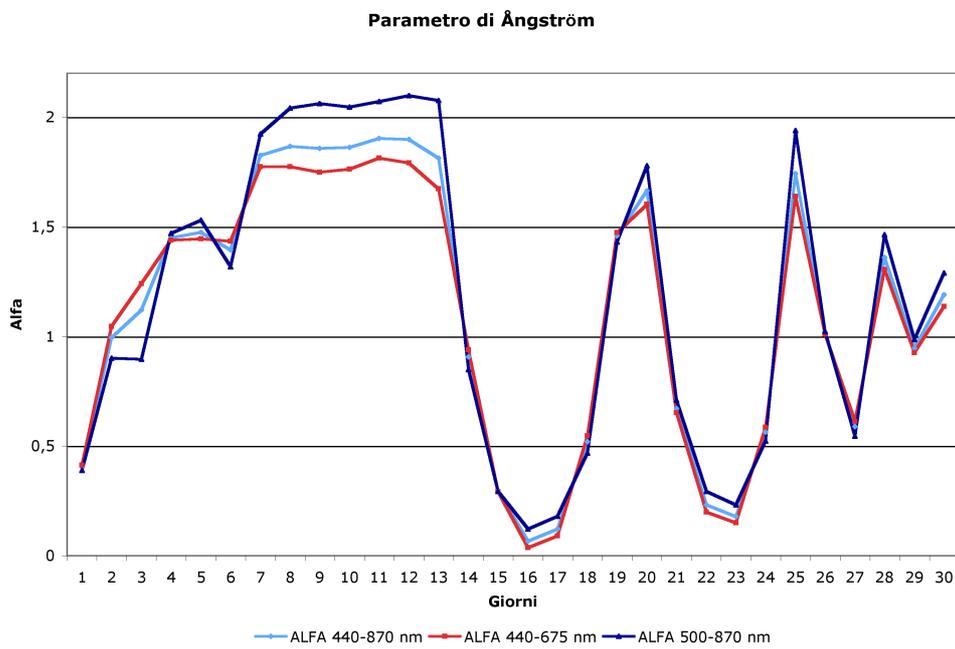


Fig. 11. Parametro di Ångström α su Oristano in tre intervalli lunghezze d'onda per il mese di luglio del 2003.

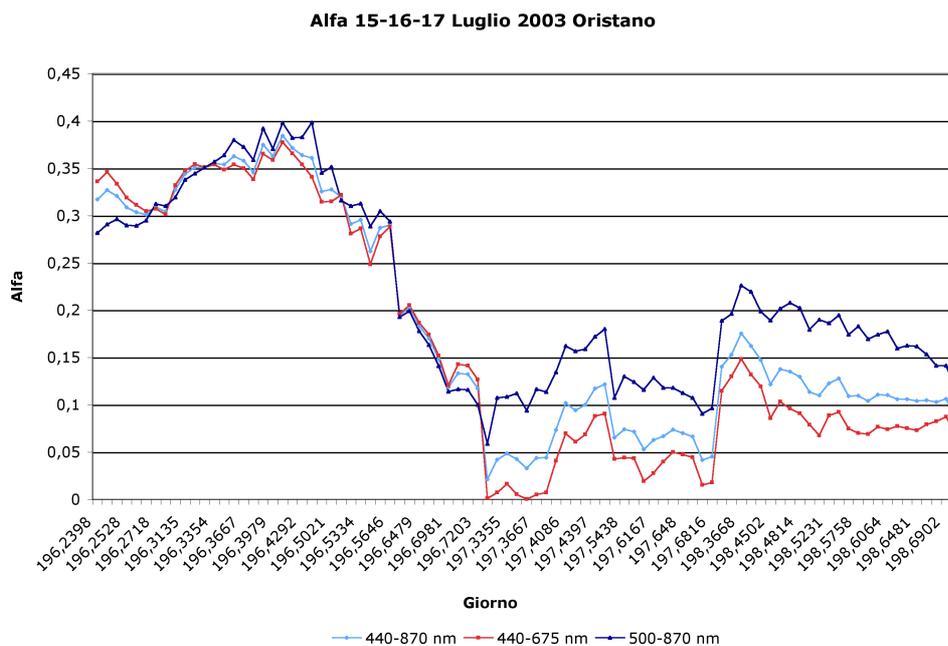


Fig. 12. Parametro di Ångström α su Oristano in tre intervalli lunghezze d'onda il 15-16-17 luglio del 2003. L'asse delle ascisse riporta il tempo espresso come giorni e frazioni di giorno dall'inizio dell'anno.

simi a 0 sono caratteristici di alte concentrazioni di polvere del deserto del Sahara (Holben et al., 1991). La dipendenza di α dalla distribuzione di dimensioni è stata largamente usata per distinguere fra tipi di aerosol caratterizzati da particelle grandi, come la polvere del deserto (Eck et al., 1999; Dubovik et al., 2002), o da particelle piccole, come gli aerosol di origine industriale (Smirnov et al., 2000; Dubovik et al., 2002; Kubilay et al., 2003) o provenienti dalla combustione di biomasse.

Il parametro α teoricamente dovrebbe essere costante con la lunghezza d'onda, invece mostra una certa dipendenza dall'intervallo spettrale da cui è ricavato (Eck et al., 1999). Questo scostamento dalla legge esponenziale di Ångström viene attribuito a quale modo domina la distribuzione di dimensioni. Nel caso di aerosol industriali il modo di accumulazione è dominante e questo porta a una grossa

deviazione dall'andamento lineare della retta del $\log[\text{AOT}]$ in funzione del $\log\lambda$. In questi casi un fit con un polinomio di secondo grado per α produce risultati in ottimo accordo con i valori sperimentali. Per quanto riguarda invece gli aerosol di origine sahariana, questi sono dominati dal modo grossolano, il che introduce minori scostamenti dall'andamento rettilineo, rendendo il parametro α un ottimo indicatore del comportamento dello spessore ottico con la lunghezza d'onda.

In fig. 10 è riportato l'andamento di α durante l'anno 2003, dove si nota come il comportamento sia sostanzialmente lo stesso nei mesi primaverili ed estivi, mentre nei primi mesi dell'anno si hanno forti differenze fra i vari intervalli di lunghezza d'onda, addirittura con valori diametralmente opposti. Tali valori possono potenzialmente essere degli errori sfuggiti al sistema di controllo di qualità, tuttavia non possiamo saperlo. Una possibile spiegazione si può comunque trovare nei differenti tipi di aerosol che raggiungono la stazione di Oristano durante l'arco dell'anno: infatti nei mesi invernali il contributo maggiore di aerosol proviene dal sale marino e dall'inquinamento urbano, mentre in primavera ed estate è il contributo di polvere del Sahara a divenire dominante. Nel mese di luglio 2003 (fig. 11) sono evidenti i giorni in cui il *plume* di polvere ha raggiunto la stazione di Aeronet su Oristano. I valori nei giorni 15-16-17 luglio (fig. 12) sono molto prossimi allo zero, con il giorno 16 che mostra i valori più bassi registrati sull'intero periodo.

6.2.2 Lampedusa

La località di osservazione si trova sulla piccola isola di Lampedusa (circa 20 km²), all'interno dell'area della base militare di LORAM, vicino al punto più a

ovest dell'isola. Le coordinate sono latitudine $35^{\circ} 51' 01''$ Nord e longitudine $12^{\circ} 37' 55''$ Est, con una quota di 45.0 m sul livello del mare. L'isola è 133 km a est dalla costa della Tunisia, e 205 km a sud della Sicilia. Grazie alla sua posizione, lontano dal pulviscolo di origine antropica, questa stazione è particolarmente adatta per lo studio degli aerosol marini e degli aerosol minerali provenienti dal Sahara.

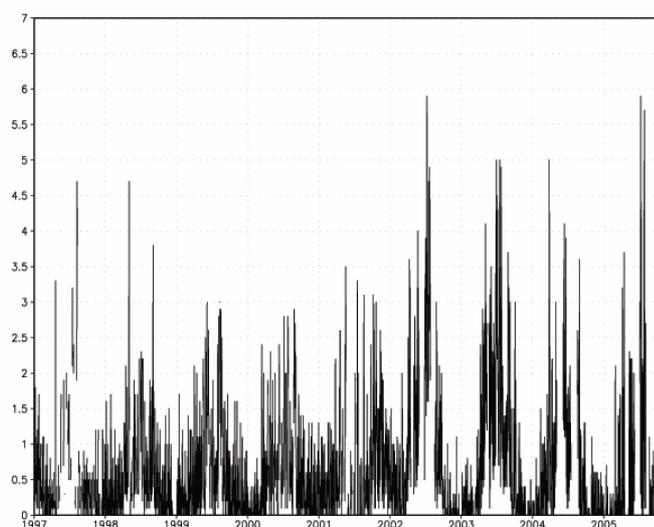


Fig. 13. Valori giornalieri dell'Aerosol Index sulla stazione Aeronet di Lampedusa per il periodo 1997-2005.

La fig. 13 evidenzia come l'andamento dell'Aerosol Index mostri una variabilità interannuale, esattamente come sulla stazione Aeronet di Oristano, con il massimo di attività nei mesi estivi. Rispetto a Oristano, tuttavia, il valore medio dell'AI è leggermente più elevato, sebbene i valori massimi siano inferiori (tab. 1). Anche il numero di giorni con una notevole quantità di aerosol è maggiore su Lampedusa, questo grazie alla sua posizione di vicinanza all'Africa. Osservando l'anno 2003 (fig. 14), si vede come Lampedusa abbia risentito del *plume* del 16 luglio,

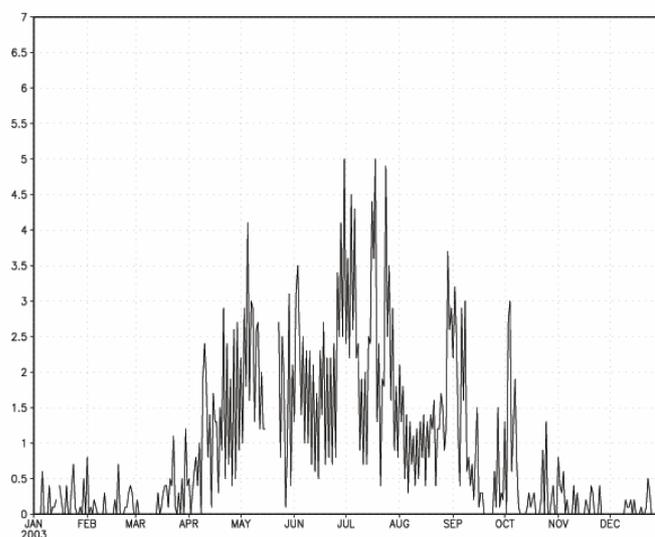


Fig. 14. Valori giornalieri dell'Aerosol Index sulla stazione Aeronet di Lampedusa per l'anno 2003.

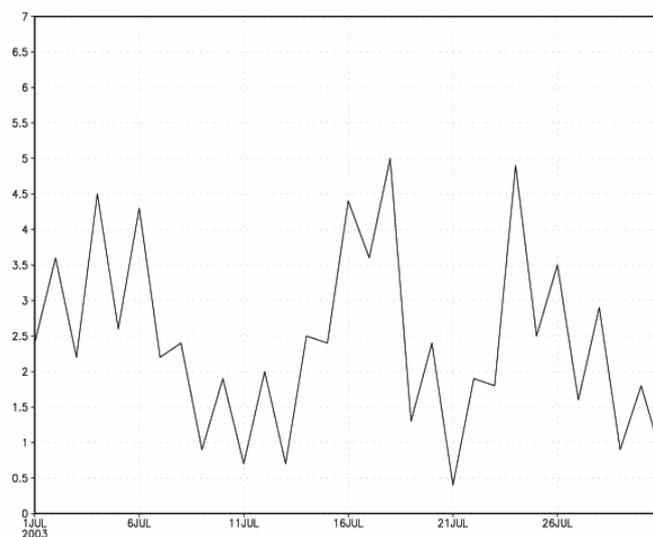


Fig. 15. Valori giornalieri dell'Aerosol Index sulla stazione Aeronet di Lampedusa per il mese di luglio del 2003.

sebbene in maniera inferiore a Oristano. Infatti la fig. 15 mostra come tutto il mese di luglio 2003 presenti una situazione di quasi permanenza di una grossa quantità di aerosol in atmosfera. L'andamento dello spessore ottico degli aerosol per l'anno 2003 (fig. 16) evidenzia un comportamento simile a quello di Oristano, con valori medi simili ma valori massimi inferiori. Durante il mese di luglio 2003 mentre su Oristano si sono avuti tre eventi ben distinti di infiltrazione di polvere, per Lampedusa l'AOT ha un comportamento più complesso, con valori massimi comunque inferiori a quelli registrati su Oristano negli stessi giorni. La presenza del *plume* di pulviscolo è tuttavia ben evidente, come anche è evidente l'aumento dello spessore ottico il giorno 16, sebbene l'evoluzione temporale sia diversa da Oristano. Mentre su quest'ultima località il massimo si è raggiunto nelle ore centrali della giornata, su Lampedusa l'AOT è cresciuto a partire dalla mattina del 15 luglio, ha raggiunto il massimo nel primo pomeriggio del 16, fra il 16 e il 17 è un po' calato per poi avere un nuovo massimo il 17 (fig. 17-18).

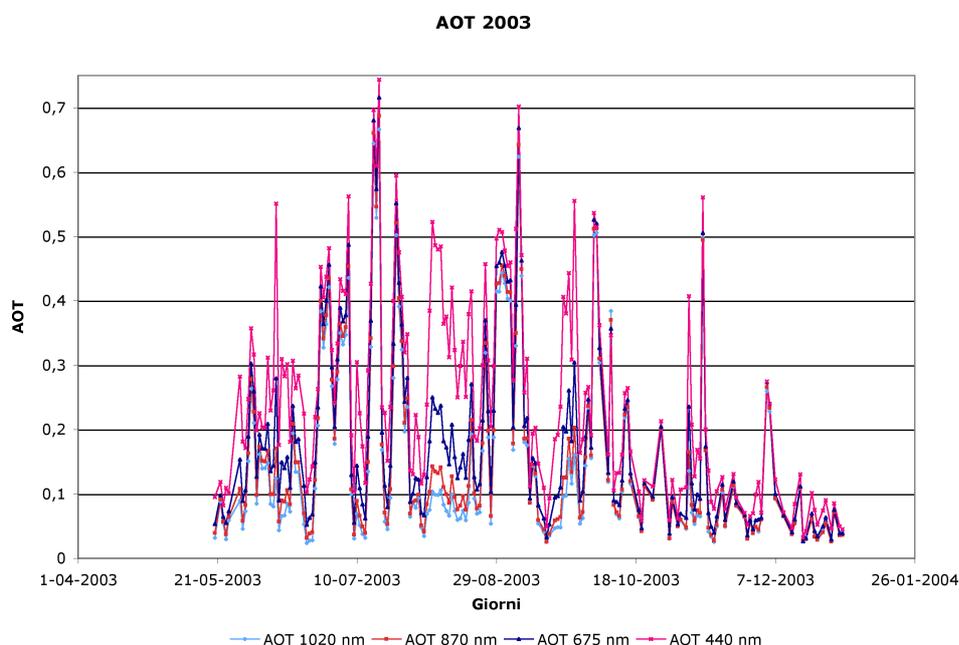


Fig. 16. Spessore ottico degli aerosol per Lampedusa a 4 lunghezze d'onda per l'anno 2003.

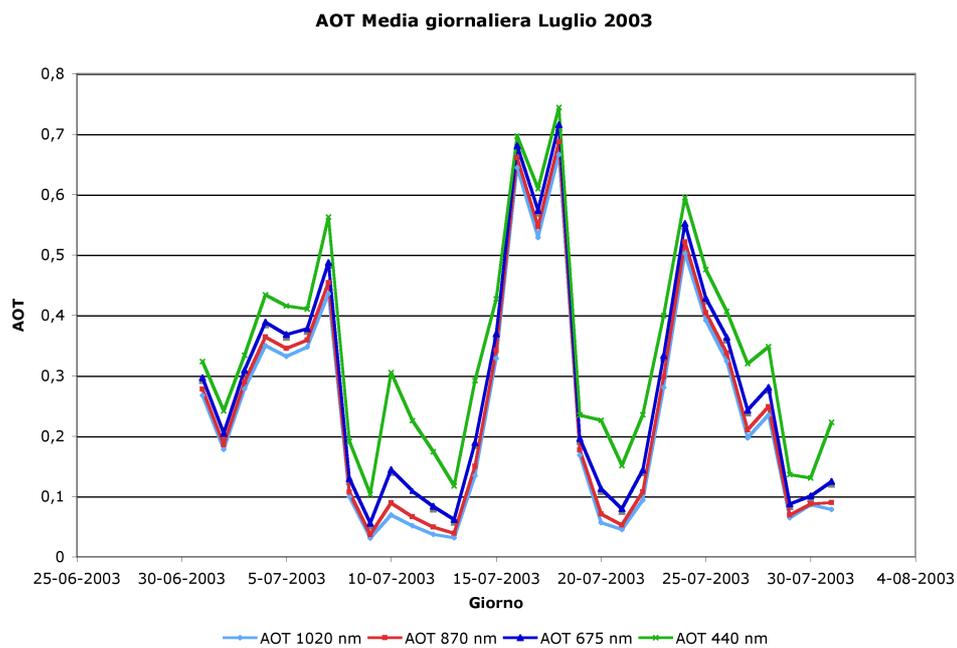


Fig. 17. Spessore ottico degli aerosol per Lampedusa a 4 lunghezze d'onda per il mese di luglio del 2003.

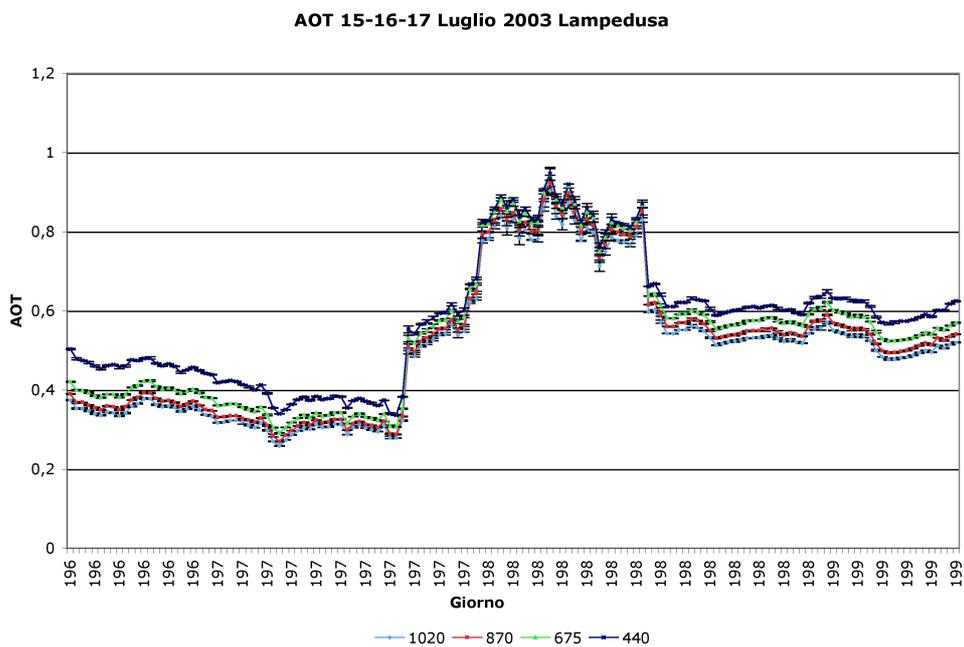


Fig. 18. Spessore ottico degli aerosol per Lampedusa a 4 lunghezze d'onda per i giorni 15-16-17 luglio del 2003. In ascissa il tempo è espresso come giorni e frazioni di giorno dall'inizio dell'anno.

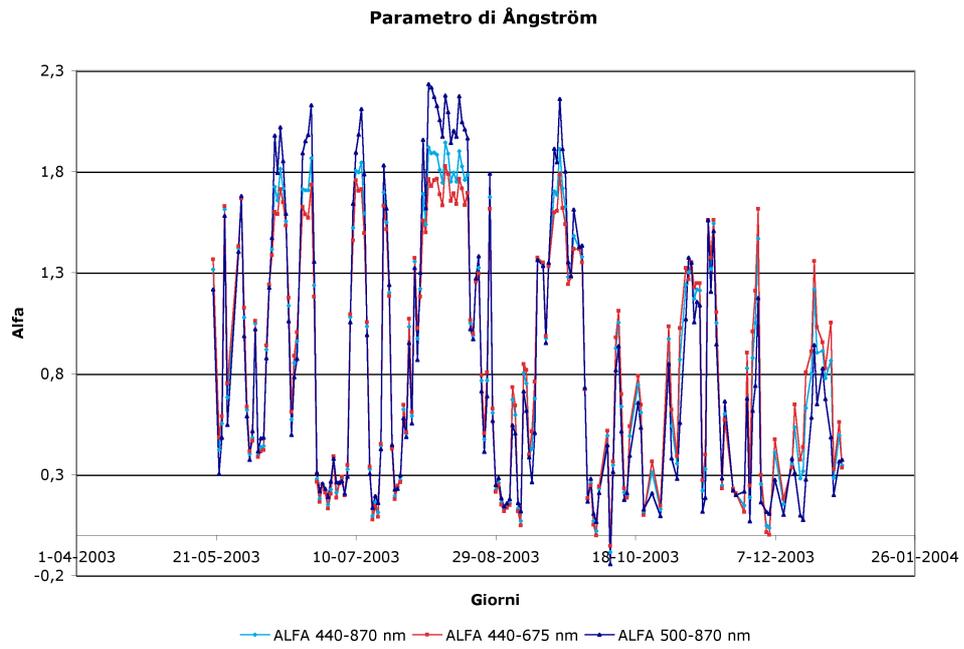


Fig. 19. Lampedusa: parametro di Ångström α in tre intervalli di lunghezza d'onda per il 2003.

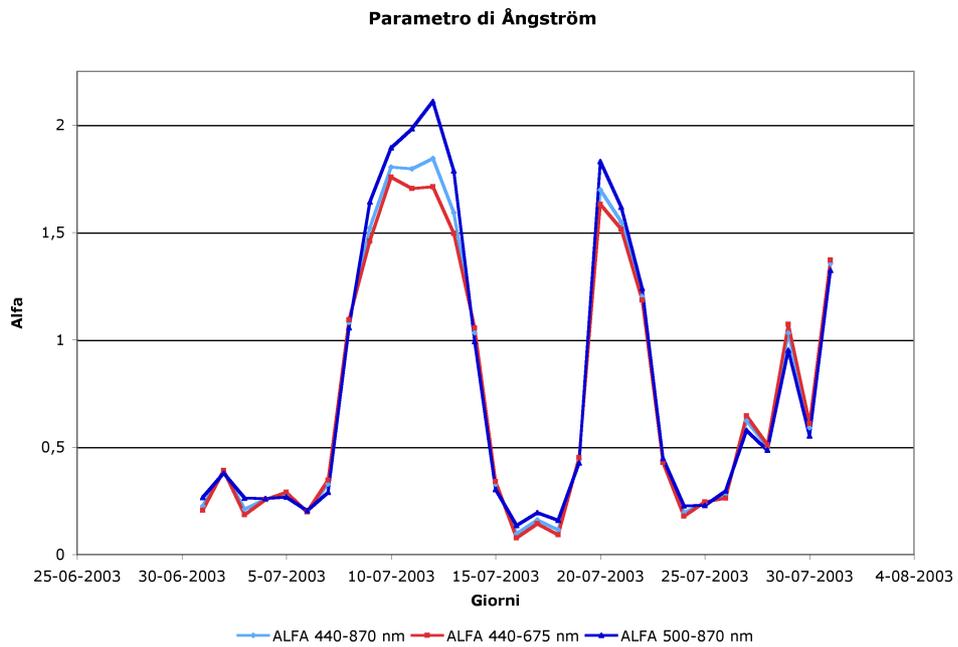


Fig. 20. Lampedusa: parametro di Ångström α in tre intervalli di lunghezza d'onda per il mese di luglio del 2003.

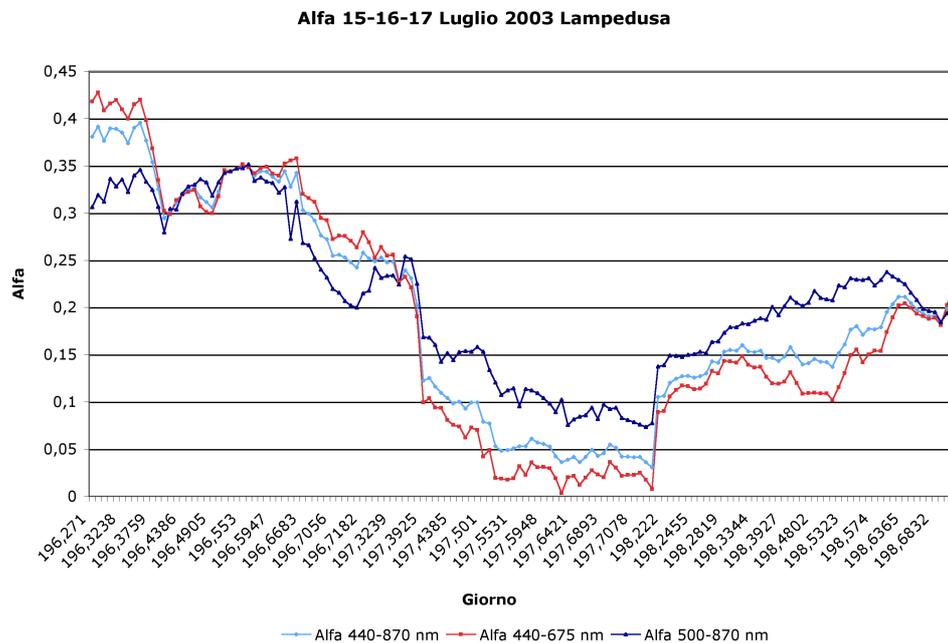


Fig. 21. Lampedusa: parametro di Ångström α in tre intervalli di lunghezza d'onda il 15-16-17 luglio del 2003.

Il parametro di Ångström mostra un comportamento molto diverso per quanto riguarda il suo andamento annuale da quello di Oristano (fig. 19). Per Lampedusa infatti si vede come la quasi totale assenza di aerosol di tipo antropico, e l'alta presenza di aerosol minerali faccia sì che l'andamento dipenda poco da quale intervallo spettrale è scelto per calcolarlo. I valori restano inoltre sostanzialmente sempre positivi per tutto l'arco dell'anno. La fig. 20 mostra come durante i giorni con forti infiltrazioni di polvere α si mantenga molto vicino allo zero, e questo è messo in evidenza anche dall'andamento del parametro nei giorni 15-16-17 luglio 2003 (fig. 21). Ancora una volta il massimo di concentrazione di pulviscolo si ha alcune ore in ritardo rispetto a Oristano.

6.3 Risultati del modello di emissione DUSTEM

Il modello di emissione DUSTEM fornisce le mappe delle emissioni orarie per le quattro specie di particelle considerate. Stimare il giusto valore per l'emissione si è rivelato un compito non semplice; infatti, sebbene fosse evidente fin dalle prime simulazioni che le regioni di emissione fossero quelle giuste, una volta confrontate con i dati del TOMS (fig. 23), la quantità di polvere emessa risultava spesso sottostimata. Sono state fatte varie simulazioni di controllo, e si sono utilizzate tutte le conoscenze disponibili sul Sahara e provenienti da lavori simili sulla Cina nord-occidentale. La conclusione è stata che la costante di proporzionalità che compare nella formula per l'emissione deve essere considerata doppia rispetto al valore indicato nel lavoro di Shao (1993). Le simulazioni svolte in questo lavoro di tesi e il grande lavoro a monte, fatto al LaMMA per altri studi, hanno reso possibile l'attribuzione di un'incertezza, stimata al 50%, per l'emissione dal Sahara. Tale incertezza viene associata alla concentrazione finale di polvere immessa in atmosfera.

La fig. 22 mostra il valore medio delle emissioni sul periodo 5-17 luglio 2003 calcolato dal modello DUSTEM, mentre la fig. 23 rappresenta la media dell'Aerosol Index sullo stesso periodo ricavata dalle misure dello strumento TOMS. Le sorgenti di polvere risultano localizzate in entrambe le immagini nella regione dell'Atlante, nell'Africa nord-occidentale (la sorgente B del cap. 2: Sorgenti) e la regione del bacino del Chad (la sorgente A del cap. 2). Anche le sorgenti C, al confine fra Tunisia e Algeria, e D in Libia risultano attive.

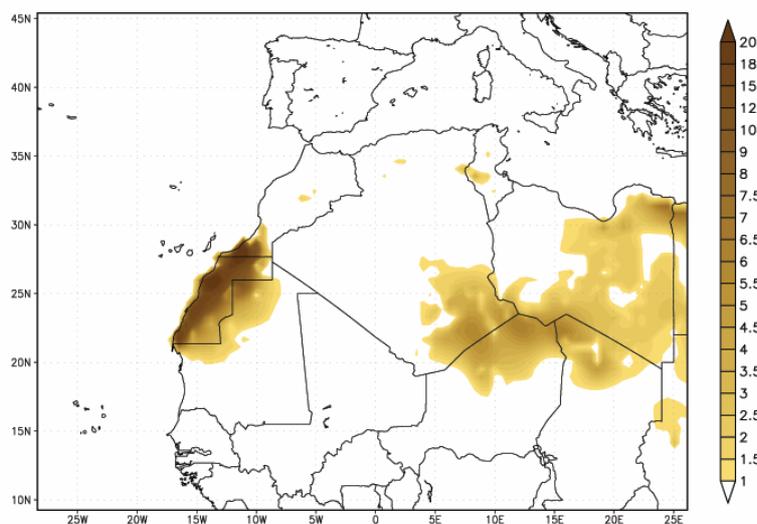


Fig. 22. Mappa dei valori medi di emissione sul periodo 5-17 luglio 2003. Le quattro specie considerate nel modello, cioè argilla, limo fine, limo grosso e sabbia, sono state sommate per ottenere i flussi superficiali totali e poi mediate sul periodo per avere una stima di quali sono le aree più attive per l'emissione di polveri. La scala colorata sulla sinistra è in espressa in 10^6 kg/ora per cella. La risoluzione spaziale del DUSTEM è di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$.

6.4 Risultati del modello CAMx

La simulazione del modello di trasporto CAMx è stata effettuata fra il 5 e il 17 luglio 2003, con una risoluzione temporale oraria e spaziale di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$; la scelta del periodo e della risoluzione è il compromesso fra tempi di calcolo e accuratezza nella riproduzione del fenomeno. Come si può osservare in fig. 24 la più elevata concentrazione di polvere in atmosfera si trova sopra le regioni sorgente, già individuate dal DUSTEM.

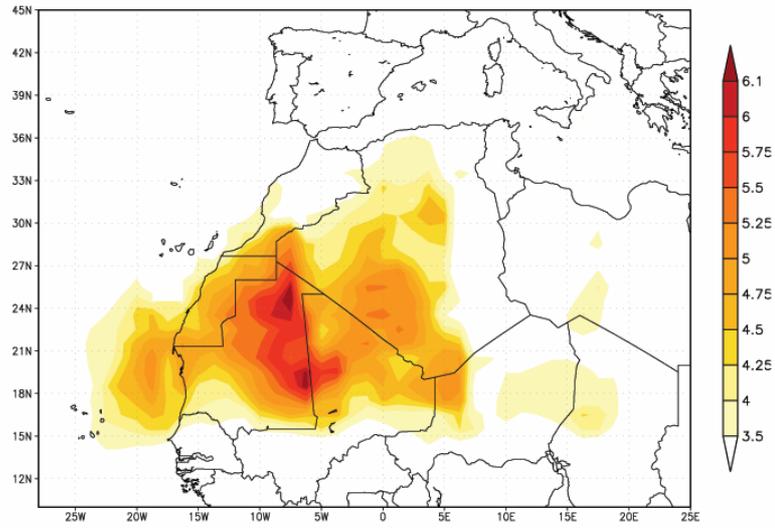


Fig. 23. Valore medio dell'Aerosol Index per il periodo 5-17 luglio 2003. Risoluzione TOMS: spaziale $1^\circ \times 1.25^\circ$; temporale 1 misura giornaliera.

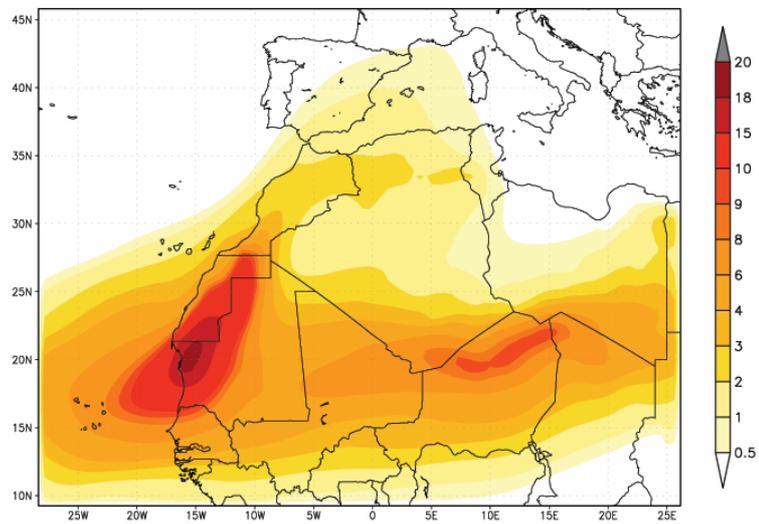


Fig. 24. Valore medio della concentrazione in atmosfera di polvere stimata con CAMx per il periodo 5-17 luglio 2003. La scala è in decagrammi/m³.

6.4.1 Confronto fra lo spessore ottico modellizzato e i dati Aeronet

A partire dalle concentrazioni orarie delle quattro specie di aerosol modellizzate è stato calcolato lo spessore ottico a tutte le lunghezze d'onda per cui è disponibile l'indice di rifrazione (280, 300, 350, 400, 450, 500, 550, 600, 650, 700, 750, 800 nm). L'errore associato allo spessore ottico è stato assunto pari al 50%, cioè pari all'incertezza sulla concentrazione di polvere immessa in atmosfera.

La sorgente principale di errore nel calcolo delle proprietà ottiche degli aerosol può venire dall'uso della teoria di Mie, la quale assume particelle sferiche. Tuttavia Diaz et al. (2000) hanno dimostrato che se lo spessore ottico è ben riprodotto, la forma delle particelle ha un'influenza trascurabile nella stima del *forcing* radiativo dovuto agli aerosol.

In fig. 25 e 26 sono confrontati gli andamenti sperimentali ottenuti dalla rete Aeronet e quelli provenienti dalla modellistica, su Oristano e su Lampedusa rispettivamente; come si vede l'andamento medio previsto dal modello approssima bene il comportamento sperimentale, sebbene il giorno 17 per Oristano e il giorno 15 per Lampedusa mostrino degli scostamenti significativi. Naturalmente il modello non può cogliere l'andamento frazionato sperimentale, legato comunque al fatto che le misure di Aeronet sono puntuali, e mostra quindi un andamento più smussato. Si ricordi infatti che il modello ha una risoluzione spaziale di $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Questo fatto è ben evidente il giorno 16 luglio su Oristano, dove il modello ha colto l'andamento medio rispetto a quello sperimentale. Entro gli errori tuttavia Oristano è ben riprodotto, mentre Lampedusa mostra il giorno 15 una sottostima di circa un fattore 2: tale sottostima è dovuta probabilmente al fatto che l'atmosfera

di Lampedusa possiede, come già più volte detto, praticamente sempre una certa quantità di sabbia del deserto, a causa della sua posizione, mentre il modello, iniziando a trasportare il pulviscolo solo il giorno 5 luglio, non riesce a ricreare immediatamente la quantità stazionaria dell'isola, ma coglie solamente l'infiltrazione che viene dall'Africa nord-occidentale. Questi problemi sono legati al fatto di non avere un modello operativo, che effettui simulazioni durante tutto l'arco dell'anno, o almeno su un tempo più lungo rispetto a quello usato in questo lavoro.

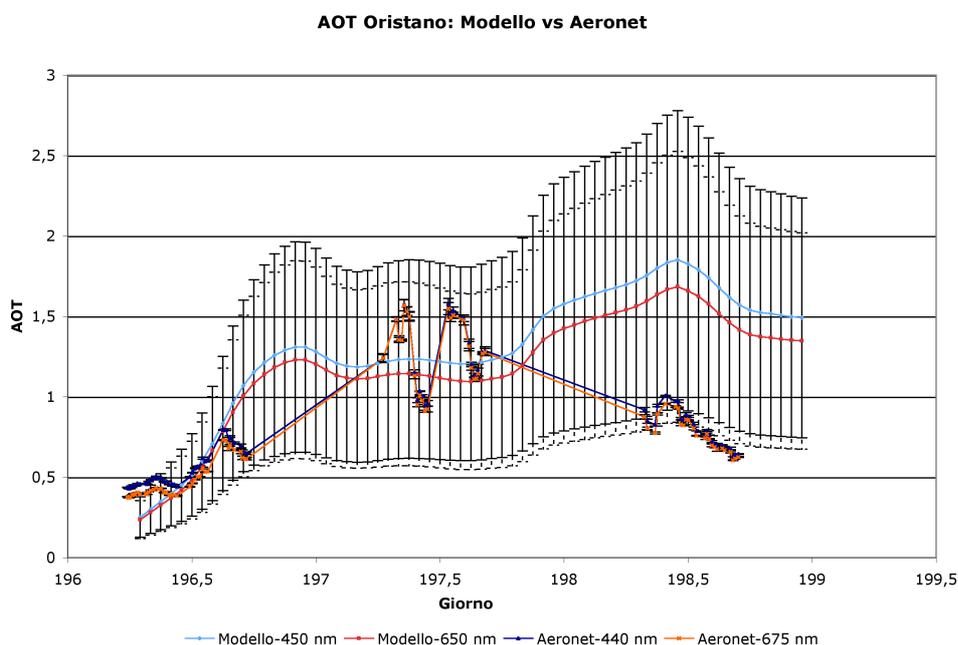


Fig. 25. Confronto fra lo spessore ottico modellizzato e quello sperimentale fornito dalla rete Aeronet, per Oristano per i giorni 15-16-17 luglio del 2003. In ascissa il tempo è espresso come giorni e frazioni di giorno dall'inizio dell'anno. Gli errori sulla simulazione derivano dall'incertezza del 50% assunta per lo spessore ottico.

Per quanto riguarda il parametro di Ångström α , naturalmente la situazione dal punto di vista dell'incertezza è peggiore, visto l'errore sullo spessore ottico. In particolare l'andamento su Oristano e Lampedusa del parametro modellizzato ha un valore medio sempre inferiore a quello misurato, tranne che il giorno in cui si

AOT Lampedusa: Modello vs Aeronet

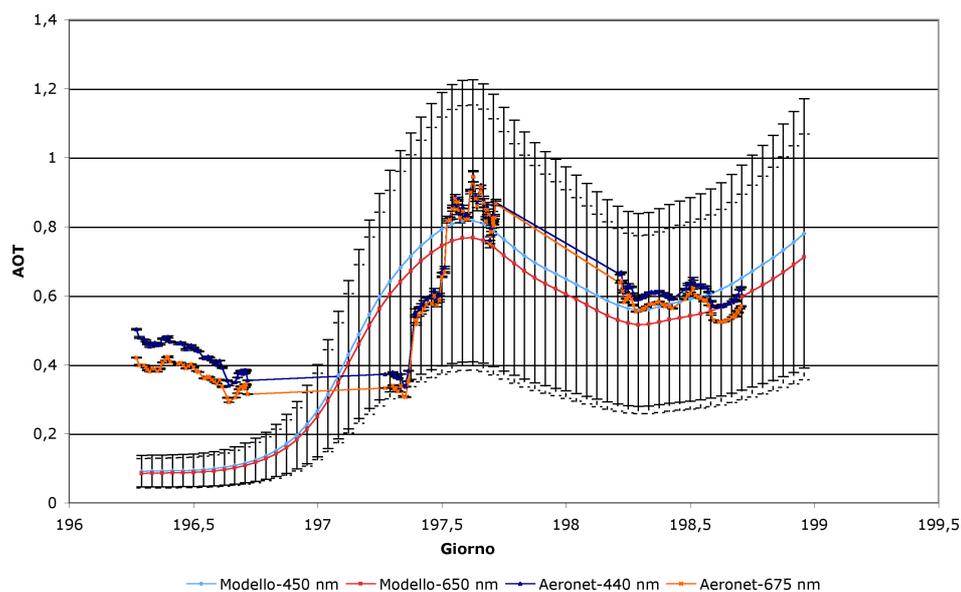


Fig. 26. Confronto fra lo spessore ottico modellizzato e quello sperimentale fornito dalla rete Aeronet, per Lampedusa per i giorni 15-16-17 luglio del 2003. In ascissa il tempo è espresso come giorni e frazioni di giorno dall'inizio dell'anno. Gli errori sulla simulazione derivano dall'incertezza del 50% assunta per lo spessore ottico.

ha il picco di polvere (16 luglio). Gli errori associati sono tuttavia molto elevati e l'unica informazione che se ne può estrarre è che α è praticamente quasi sempre compreso fra 0 e 0.2.

Aver sottostimato α è legato in parte all'assunzione di scattering Mie, per il quale lo spessore ottico è praticamente indipendente dalla lunghezza d'onda. Ciò si riflette in un valore molto vicino a 0 del parametro. D'altra parte il valore di α è molto sensibile al tipo di aerosol presente in aria, quindi, nei giorni (15 e 17 luglio) in cui la quantità di sabbia era confrontabile con quella di altri tipi di aerosol presenti nell'atmosfera reale sopra le località, il valore di α modellizzato può risultare sostanzialmente diverso da quello reale.

Si ponga bene attenzione al fatto che noi abbiamo modellizzato il tutto con-

siderando il solo aerosol minerale, il quale sappiamo essere l'elemento dominante il giorno 16 luglio, ma il cui contributo negli altri giorni è confrontabile con quello degli altri "inquinanti" dell'atmosfera.

6.5 Risultati del modello di trasporto radiativo UVSPEC

Lo scopo ultimo di questa tesi è la valutazione dell'impatto che gli aerosol di origine sahariana hanno sulla radiazione che raggiunge il suolo in condizioni di cielo sereno. A livello del suolo il *forcing radiativo* (RF) diretto dovuto agli aerosol è definito come l'irradianza globale verso il basso con aerosol meno quella senza aerosol (cioè in condizioni dette di atmosfera pulita), integrata sull'intero intervallo di lunghezza d'onda d'interesse

$$\text{RF} = F_{\text{Aero}} - F_{\text{NO-Aero}}$$

Di interesse è anche la quantità *forcing radiativo equivalente* (RFE), definito come RF per unità di spessore ottico degli aerosol a 500 nm

$$\text{RFE} = \frac{\text{RF}}{\tau_a(500 \text{ nm})}$$

Una stima del RF è stata ottenuta integrando quindi lo spettro calcolato con il modello di trasporto radiativo, nell'intervallo di lunghezze d'onda 280-800 nm, per i giorni 15-16-17 luglio 2003 (fig. 27-28).

Come si vede è ben evidente l'effetto di riduzione della radiazione che rag-

giunge il suolo. Un riassunto dei valori di *forcing* istantaneo e giornaliero si può trovare in tab. 3, mentre la tab. 4 del prossimo paragrafo mostra i risultati di altri studi per confronto. L'incertezza sulla radiazione che raggiunge il suolo in presenza di aerosol è ottenuta inizializzando il modello di trasporto radiativo UVSPEC con i valori massimi e minimi di spessore ottico degli aerosol. L'errore, sebbene sia piuttosto consistente, non maschera l'effetto di attenuazione.

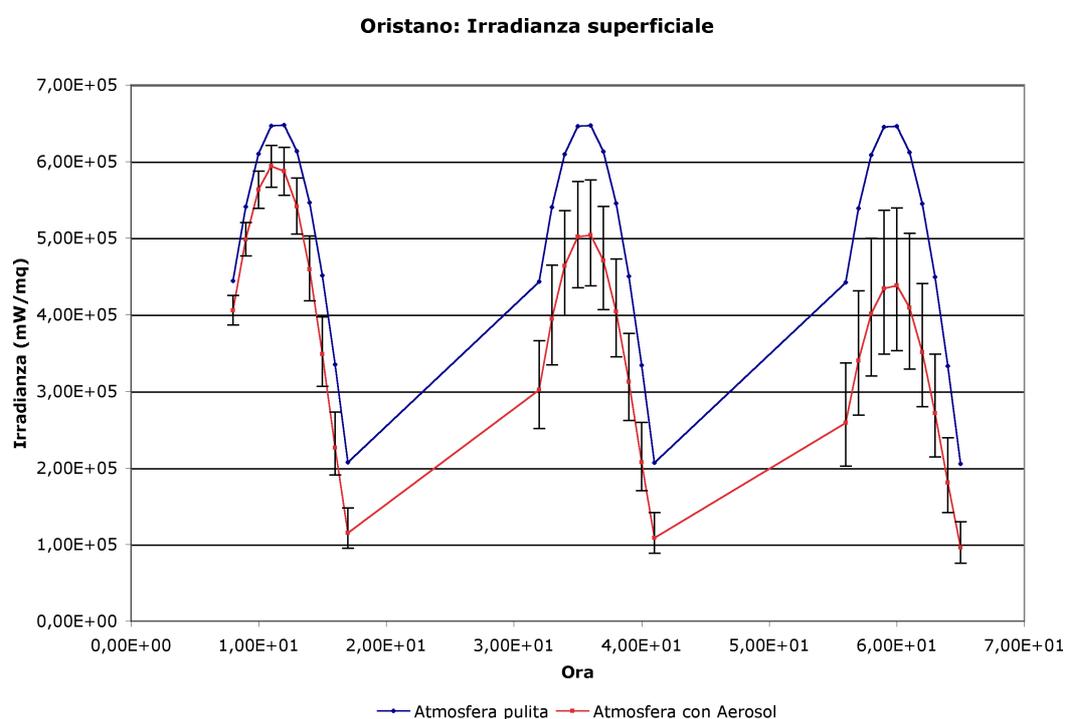


Fig. 27. *Forcing* radiativo su Oristano per i giorni 15-16-17 luglio 2003. Nel grafico è riportata l'irradianza che raggiunge il suolo, integrata sull'intervallo 280-800 nm, con e senza la presenza di aerosol minerali. Gli errori associati ai valori dell'irradianza nel caso degli aerosol sono stati valutati inserendo nel modello UVSPEC i relativi errori sullo spessore ottico degli aerosol. Le ore considerate per il calcolo vanno dalle 8:00 alle 17:00; tale scelta è legata soprattutto a voler limitare i calcoli di UVSPEC ad angoli zenitali solari non troppo elevati.

Oristano mostra il massimo effetto di attenuazione, avendo uno spessore ottico medio più elevato rispetto a Lampedusa. Il *forcing* su Lampedusa è prati-

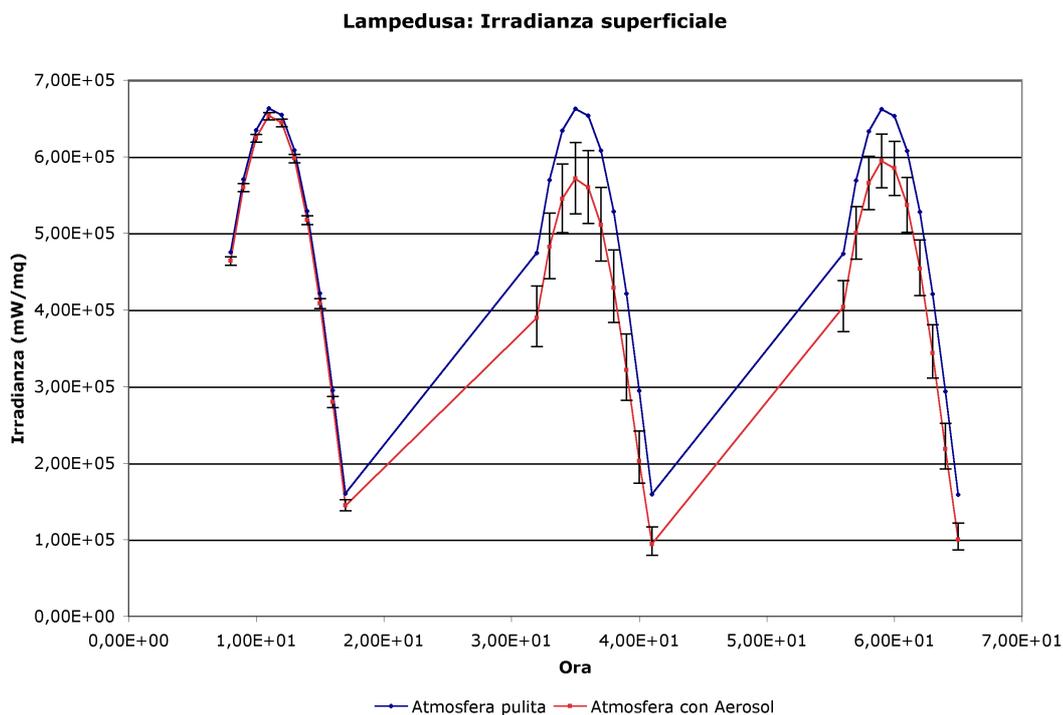


Fig. 28. *Forcing* radiativo su Lampedusa per i giorni 15-16-17 luglio 2003. Nel grafico è riportata l'irradianza che raggiunge il suolo, integrata sull'intervallo 280-800 nm, con e senza la presenza di aerosol minerali. Gli errori associati ai valori dell'irradianza nel caso degli aerosol sono stati valutati inserendo nel modello UVSPEC i relativi errori sullo spessore ottico degli aerosol. Le ore considerate per il calcolo vanno dalle 8:00 alle 17:00; tale scelta è legata soprattutto a voler limitare i calcoli di UVSPEC ad angoli zenitali solari non troppo elevati.

Località	Intervallo spettrale	RF(W m ⁻²)	RFE(W m ⁻²)
Oristano	280-800 nm	-199 ÷ -98	-81 ÷ -120
	400-700 nm	-72 ÷ -104	-60 ÷ -86
Lampedusa	280-800 nm	-66 ÷ -100	-84 ÷ -126
	400-700 nm	-48 ÷ -72	-62 ÷ -91

Tabella 3. La tabella riporta il campo di variazione dei valori medi del *forcing* radiativo giornaliero per il giorno 16 luglio 2003.

camente trascurabile il giorno 15 luglio, mentre risulta consistente il giorno 16 luglio.

Oristano: Irradianza spettrale superficiale 16 Luglio ore 12:00 UTC

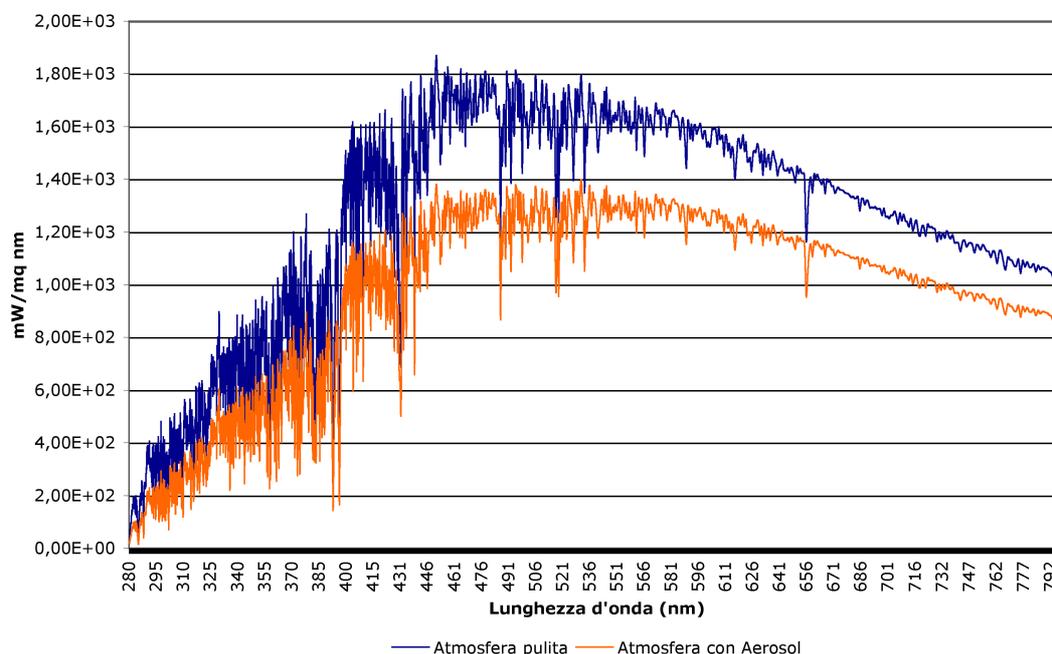


Fig. 29 *Forcing* radiativo istantaneo su Oristano, per il giorno 16 luglio 2003 alle ore 12:00 UTC. Nel grafico è riportata l'irradianza spettrale che raggiunge il suolo con e senza la presenza di aerosol minerali. L'attenuazione decresce monotonicamente passando dall'UV al visibile; in particolare è massima nell'UV, con valori superiori al 50% a 280 nm, diminuisce rapidamente fino al 30% a 380 nm, e in modo più graduale fino al 16% a 800 nm.

Le fig. 29 e 30 mostrano invece un esempio di irradianza spettrale per il giorno 16 luglio alle ore 12:00 UTC sulle due località; anche in questo caso è ben evidente l'effetto di attenuazione svolto dagli aerosol di origine sahariana. Un'analisi di quali siano le lunghezze d'onda più influenzate rivela che l'attenuazione oscilla fra il 50% e il 35% per le lunghezze d'onda nell'UV, su Oristano e Lampedusa rispettivamente, decrescendo poi monotonicamente fino a valori maggiori del 10% a 800 nm su entrambe le località.

Dovrebbe essere osservato che il forte effetto di raffreddamento dovuto agli aerosol non può essere comparato direttamente con il riscaldamento prodotto dal-

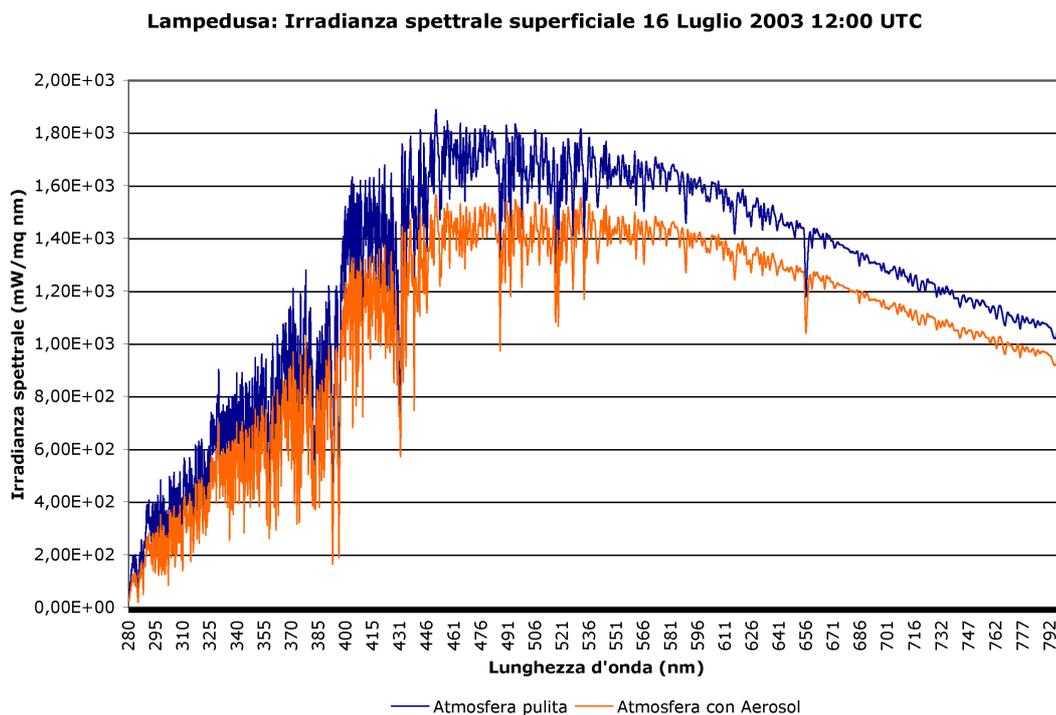


Fig. 30. *Forcing* radiativo istantaneo su Lampedusa, per il giorno 16 luglio 2003 alle ore 12:00 UTC. Nel grafico è riportata l'irradianza spettrale che raggiunge il suolo con e senza la presenza di aerosol minerali. L'attenuazione decresce monotonicamente passando dall'UV al visibile; è massima nell'UV, con valori intorno al 38% a 280 nm, per poi diminuire fino al 20% a 380 nm, e in modo più graduale fino al 10% a 800 nm.

l'effetto serra, il quale è un ordine di grandezza più piccolo (IPCC, 2001). Gli aerosol agiscono su scala regionale, e il loro *forcing* su scala globale deve tener conto della loro altissima variabilità.

6.6 Il confronto con i risultati di altri studi

La principale caratteristica emergente dai vari studi condotti sull'impatto radiativo degli aerosol evidenzia come la conoscenza delle loro proprietà ottiche sia un problema complesso, non solo per la variabilità dei tipi di aerosol, ma anche

perché casi di occorrenza dello stesso tipo presentano un'altissima variabilità nella concentrazione di particelle, nelle loro dimensioni e composizione, rendendo le proprietà ottiche altamente variabili, e quindi difficilmente confrontabili in modo semplice e diretto.

Ad aumentare la difficoltà di raffronto fra i vari studi, molti autori hanno stimato il *forcing* su intervalli spettrali diversi, adattati ogni volta al particolare modello utilizzato o al particolare aspetto del problema. Molti hanno utilizzato la parte a onde corte (SW⁶) dello spettro, mentre altri usano l'intervallo 400-700 nm. Queste stime sono generalmente il risultato di lunghe campagne di misura, in cui sono stati integrati dati satellitari e modelli di trasporto radiativo.

Ad esempio Fouquart et al. (1987), durante l'esperimento ECLATS⁷ svolti nel 1980 durante la stagione secca vicino Niamey (Niger), hanno calcolato un RF(*short waves*) maggiore di $135 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ con uno spessore ottico di 0.93 a 550 nm, cioè un RFE di $145 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Osservazioni del *forcing radiativo* sono anche state eseguite durante varie fasi della campagna *Indian Ocean Experiment* (INDOEX) nel Mare Arabico e nell'Oceano Indiano (Jayaraman et al., 1998; Conant, 2000; Satheesh e Ramanathan, 2000). Nel periodo di gennaio–febbraio 1996 (fase pre-INDOEX), Jayaraman et al. (1998) riportano stime di RF superficiale nell'intervallo 400-700 nm per il Mare Arabico, l'Oceano Indiano e per l'India Occidentale, pari a -209 e $-117 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ per dati costali e oceanici rispettivamente, con angoli solari zenitali minori di 60° . Podgorny et al. (2000) hanno usato un modello di trasporto radiativo per una stima del *forcing* superficiale. Conant

⁶ Quando si parla di onde corte, *shortwaves*, solitamente ci si riferisce all'intervallo 0.2-4 μm dello spettro.

⁷ *Etude de la Couche Limite Atmospherique Tropicale Seche*

(2000) ha esaminato gli effetti degli aerosol antropici nelle *short waves*, utilizzando misure eseguite all'isola di Kashidoo durante la prima fase del progetto INDOEX (febbraio–marzo 1998). Satheesh e Ramanathan (2000) hanno usato i dati dell'osservatorio sul clima dell'isola di Kashidoo e di ERBE (*Earth Radiation Budget Experiment*) per il periodo di febbraio–marzo 1998 per derivare il *forcing* radiativo equivalente superficiale. Il *Tropospheric Aerosol Radiative Forcing Observational Experiment* (TARFOX) si è svolto nell'anno 1996, con l'intento di ridurre le incertezze nel calcolo del RF nelle onde corte, collezionando un grande numero di osservazioni sui *plume* che, provenienti dagli USA orientali, entrano nell'oceano Atlantico. Hignett et al. (1999) hanno usato le misure di TARFOX come ingresso per un modello di trasporto radiativo, calcolando i valori di RFE in superficie e confrontandoli con le misure da aeroplano. Redemann et al. (2000) hanno usato un modello di trasporto radiativo a larga banda per riprodurre il *forcing* in tutto il profilo verticale di atmosfera, ricavando l'indice di rifrazione da una combinazione di misure lidar e con fotometri, e da misure *in situ* della distribuzione di dimensioni delle particelle di aerosol.

Christopher et al. (2003), durante PRIDE, riportano valori di RF(SW) medi mensili di $-8.13 \pm 15.81 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ con un AOT a 660 nm di 0.23 ± 0.13 , il che fornisce un RFE di circa $-70 \pm 98 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Meloni et al. (2003, 2004, 2005), durante la campagna PAUR II, studiando casi di infiltrazione di sabbia su Lampedusa per il 14 e 16 luglio 2002, stimano tramite l'uso di misure satellitari, misure a terra, e tecniche lidar un RFE(400-700 nm) istantaneo fra -39 e $-79 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Sempre Meloni et al. (2003, 2004, 2005) stimano un *forcing* istantaneo fra -105.5 e $-201.5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, per maggio 1999 su Lampedusa. Assumendo che il 40% del-

l'energia solare nell'intervallo delle SW sia associabile all'intervallo 400-700 nm, si vede come i risultati siano confrontabili. La tab. 4 riassume i risultati dei vari studi.

Referenza	Intervallo spettrale	Giornaliero	Istantaneo
Meloni et al. (2003-4-5)	400-700 nm	-54.1 ÷ -102.3	-105.5 ÷ -201.5
Meloni et al. (2003-4-5)	400-700 nm		-39.3 ÷ -79.0
Jayaraman et al. (1998)	400-700 nm	-117 ÷ -209	
Podgorny et al. (2000)	400-700 nm	-44	
Conant (2000)	400-700 nm	-40	
Podgorny et al. (2000)	SW	-82	
Satheesh et al. (1999)	SW	-70 ÷ -75	
Hignett et al. (1999)	SW	-90 ÷ -160	
Redemann et al. (2000)	SW		-160

Tabella 4. *Forcing* radiativo superficiale, per unità di spessore ottico a 500 nm, dovuto agli aerosol. L'unità di misura è $W m^{-2}$.

Come è evidente dal confronto fra le tab. 3 e 4 i valori stimati sono perfettamente compatibili con quelli degli altri studi precedenti.

6.6.1 Il ruolo dell'Ozono colonnare

I valori della quantità colonnare di Ozono ricavati dal TOMS richiesti in ingresso dal modello UVSPEEC sono riportati in tab. 5, mentre le fig. 31-32 riportano l'andamento sulle due località per l'anno 2003 e per il mese di luglio 2003.

Meloni et al. (2003, 2004, 2005) hanno stimato che il profilo di Ozono reale deve essere utilizzato al posto di quello standard climatologico, se si vogliono ottenere risultati accurati, soprattutto per alte concentrazioni di Ozono in troposfera

Ozono

Località	Oristano			Lampedusa		
Intervallo temporale	Media	Max	Min	Media	Max	Min
2003	317.6	450.6	250.4	313.1	463.9	250.0
Luglio 2003	301.1	346.0	281.9	293.5	323.8	275.9
15 luglio 2003	295.4	x	x	289.8	x	x
16 luglio 2003	296.4	x	x	288.8	x	x
17 luglio 2003	282.4	x	x	284.2	x	x

Tabella 5. Valori giornalieri medi, massimi e minimi per l'Ozono per vari intervalli temporali d'interesse sulle due località. I valori sono derivati dallo strumento TOMS, in orbita a bordo del satellite *Earth Probe* ed espressi in unità Dobson.

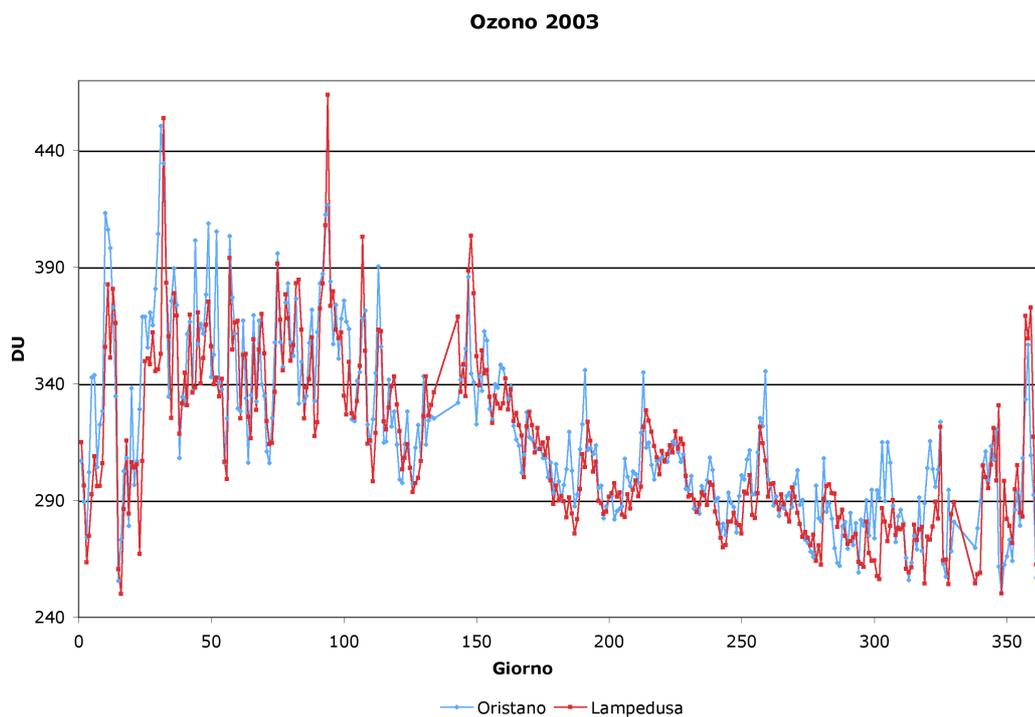


Fig. 31. Rilevazione dell'Ozono su Oristano e Lampedusa nell'anno 2003. L'asse delle ordinate è in unità Dobson. L'asse delle ascisse indica il tempo espresso in giorni e frazioni di giorno dall'inizio dell'anno. Dati provenienti dallo strumento TOMS.

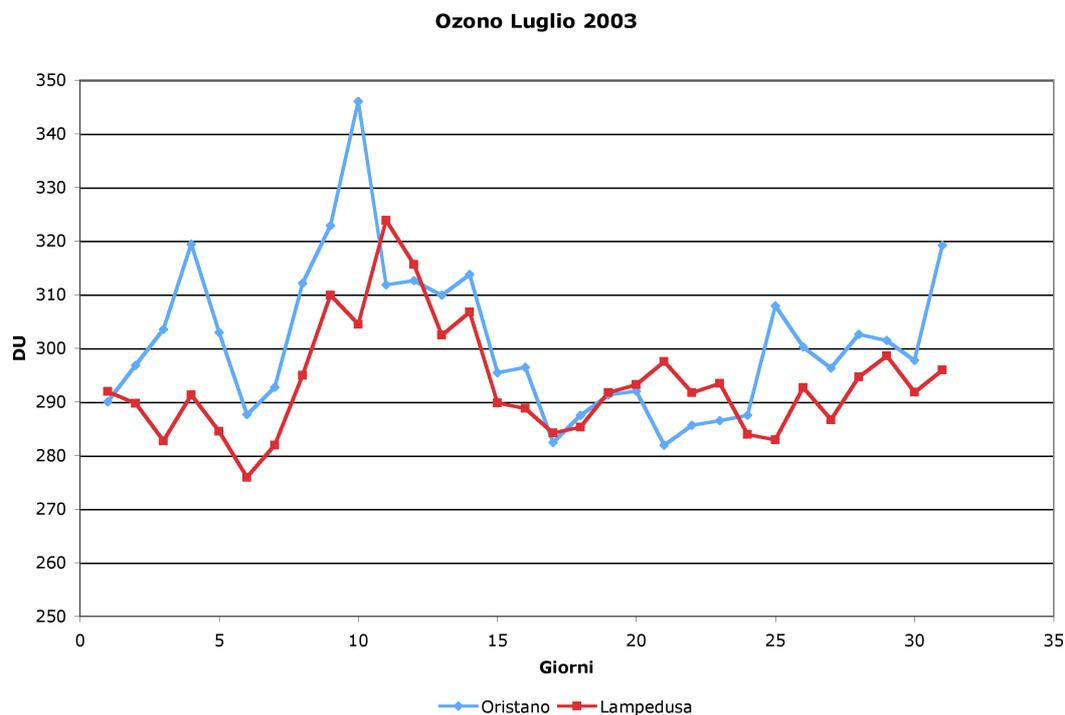


Fig. 32. Rilevazione dell'Ozono su Oristano e Lampedusa durante il luglio 2003. L'asse delle ordinate è in unità Dobson. Dati provenienti dallo strumento TOMS.

e piccoli angoli zenitali solari. Durante la loro campagna di misura, l'utilizzo del profilo climatologico provocava una differenza del 9% fra lo spettro misurato e quello modellizzato, a lunghezze d'onda minori di 296 nm.

Purtroppo per il nostro periodo di simulazione non erano disponibili misure di profili di Ozono, per questo si è assunto quello climatologico. Oggi stanno entrando in orbita satelliti capaci di fare misure di profili verticali con tecniche lidar.⁸

⁸ Satellite CALIPSO *Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation*; si veda il sito web <http://www-calipso.larc.nasa.gov/>.

Conclusioni

L'importanza degli effetti dovuti agli aerosol nell'evoluzione dinamica dell'atmosfera è stata riconosciuta dalla comunità scientifica solo recentemente e la loro introduzione nei modelli è tuttora in uno stadio pionieristico. Alcuni autori hanno sviluppato pacchetti aggiuntivi per un modello generale (come Wang et al. (2004) e Stokowski (2005) per il RAMS) che consentono di tener conto della presenza di aerosol: questo approccio, se ha il pregio di produrre risultati utili sia per l'uso diretto che per lo sviluppo della ricerca nel settore, permette solo difficilmente, dati i limiti di integrazione con il resto del modello, di valutare gli effetti indiretti e le retroazioni dovute alla presenza di aerosol.

Nel corso di questo lavoro si è scelto di concentrare l'attenzione su un tipo di aerosol, le polveri sahariane, e di affiancare al modello generale RAMS, utilizzato per la simulazione meteorologica, i modelli attualmente più avanzati per quanto riguarda la produzione, il trasporto e gli effetti radiativi di questo genere di particelle. Rispetto agli studi sugli aerosol sopra menzionati, è stato scelto di affrontare una situazione che comprendesse anche la produzione del pulviscolo e il suo trasporto a distanza. Lo schema di elaborazione è stato applicato ad un caso emblematico e si è potuto verificare che il procedimento riesce a riprodurre correttamente, nel limite delle incertezze sperimentali (quantità e qualità dei dati disponibili) e delle approssimazioni effettuate, il fenomeno fisico, sia per quanto riguarda la dinamica meteorologica, sia per l'impatto sulla radiazione. Si è anche

potuto evidenziare che, nella situazione attuale, la precisione è condizionata principalmente dal livello d'informazione che si può ottenere sulla quantità totale di polvere immessa nel sistema e sulla sua composizione.

Approfondire questo tipo di studi potrà portare a raccogliere conoscenze utili per migliorare l'approccio al problema e generalizzarne la trattazione (estendendola, ad esempio, anche ad altri tipi di aerosol), nella direzione di un'integrazione effettiva all'interno dei modelli atmosferici generali, anche se questo risultato, per la complessità delle problematiche che coinvolge, non sembra realizzabile a brevissimo termine. Nondimeno, è naturale pensare che la componente aerosol entri a far parte, in un futuro non troppo lontano, degli elementi standard della prassi operativa con cui vengono trattati i dati atmosferici per le previsioni meteorologiche e le altre esigenze pratiche e di ricerca.

Appendice

Il progetto Reanalisi

Il progetto Reanalisi del NCEP¹/NCAR² ha inizio nel 1991 come conseguenza naturale del progetto CDAS³ dell’NMC. L’obiettivo del progetto CDAS era ed è quello di costruire un sistema di acquisizione dati “congelato”, cioè insensibile alle modifiche introdotte via via con l’aggiornamento dei sistemi di misura (volti a migliorare le previsioni nel GDAS⁴), che riesca allo stesso tempo a descrivere accuratamente l’evoluzione del clima. Si era evidenziato infatti in quegli anni che alcuni degli sbalzi nei valori delle variabili climatologiche erano imputabili al cambio dei modelli di acquisizione piuttosto che al reale cambiamento del clima.

Nella fig. 1 è mostrato un esempio di quanto detto sopra, cioè la variazione avvenuta nella temperatura virtuale⁵ a 1000 hPa nell’Oceano Pacifico a causa del cambio del modello di acquisizione. L’impatto dei cambiamenti nel sistema di acquisizione su altri parametri, come ad esempio la stima della precipitazione e la

¹ *National Centers for Environmental Prediction*, prima conosciuto come NMC, *National Meteorological Center*.

² *National Center for Atmospheric Research*.

³ *Climate Data Assimilation System*.

⁴ *Global Data Assimilation System*.

⁵ La temperatura virtuale è un artificio che consente di utilizzare l’equazione di stato dell’aria secca per l’aria umida, rimpiazzando la temperatura T con T_v , ossia la temperatura che l’aria secca avrebbe se la sua pressione e densità corrispondessero a quelle di un dato campione di aria umida.

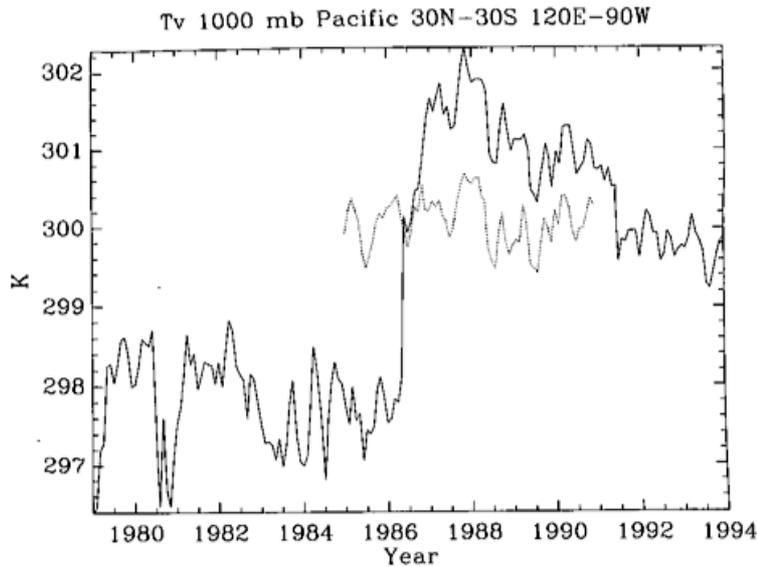


Fig. 1. Impatto del cambio di modello sulla temperatura virtuale a 1000 hPa mediata per l'oceano Pacifico tropicale. GDAS in linea nera. Reanalisi in linea grigia.

sua distribuzione, può essere ancora più subdolo e quindi più difficile da separare da un eventuale autentico segnale anomalo dovuto al clima.

L'idea base del progetto Reanalisi è quindi quella dell'*assimilazione* dei dati, ossia di sottoporre le misure eseguite in passato a un filtraggio che, una volta determinatane l'attendibilità e averle opportunamente corrette per compensare le diverse modalità di raccolta, permetta di inserirle in una banca-dati coerente, in modo da massimizzare l'informazione ricavabile dalla mole sempre crescente di osservazioni sui fenomeni atmosferici (si veda in fig. 2 una sinossi dell'evoluzione temporale del numero medio mensile di osservazioni per cella di griglia dal 1948 al 1998). A sostegno della reanalisi vengono utilizzati anche dati relativi alle variabili oceanografiche, come l'SST.⁶

⁶ *Sea Surface Temperature*, ossia le misurazioni della temperatura superficiale marina effettuate con diverse metodologie (sensori in loco, satelliti) e raccolte dai diversi centri di ricerca.

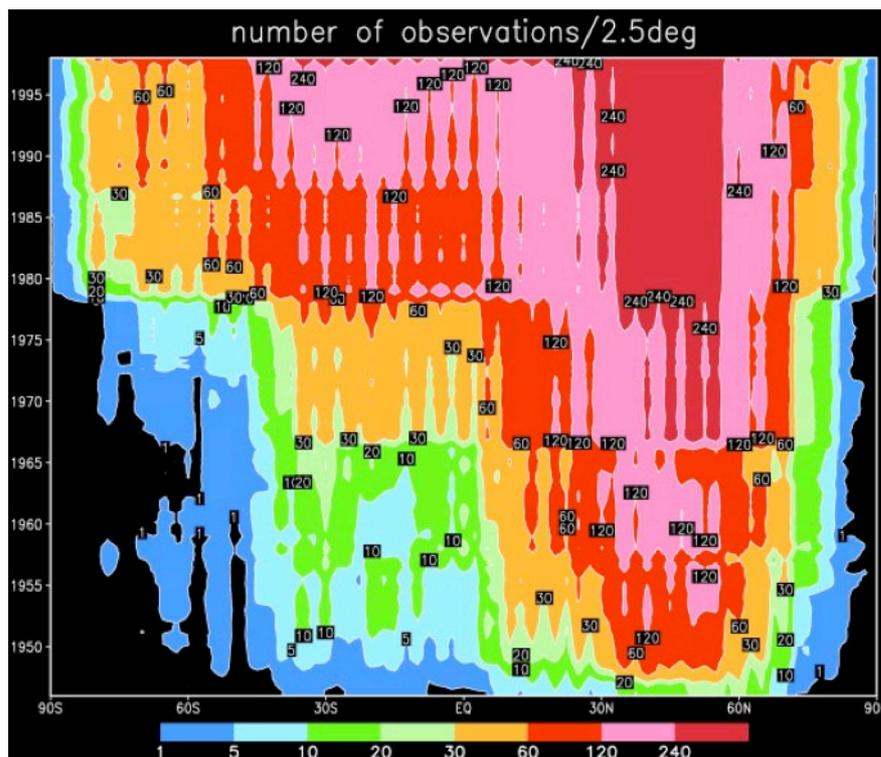


Fig. 2. Numero di osservazioni atmosferiche effettuate mensilmente in ciascuna cella di ampiezza $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ di una griglia globale dal 1946 al 1998. In figura sono riportati in funzione di latitudine e tempo i valori mediati sulla longitudine, mentre lungo l'asse dei tempi è stata effettuata una media con finestra mobile di un anno di larghezza.

Lo stesso sistema di analisi sarà inoltre utilizzato per continuare ad eseguire l'assimilazione dati nel futuro (CDAS), in modo che i ricercatori possano valutare se eventuali anomalie correnti siano significative quando comparate con una sequenza "storica" di dati affidabili.

Il sistema è stato progettato da oltre 25 scienziati provenienti da varie sezioni dell'NCEP, mentre i ricercatori dell'NCAR si sono occupati di collezionare i dati provenienti sia da archivi già presenti sia da svariate fonti internazionali. Il progetto ha due caratteristiche uniche: l'estensione del periodo coperto e l'assemblamento di un archivio osservazionale completo. Le reanalisi coprono il

periodo 1957-96⁷ e continueranno nel futuro con il CDAS. Le osservazioni sono salvate nel formato binario universale BUFR⁸ della *World Meteorological Organization*, con però alcune informazioni addizionali, come le decisioni di “prima valutazione”⁹ e di controllo di qualità, incluse nel rapporto. La lunghezza delle reanalisi ed il desiderio di averle disponibili il più velocemente possibile, in modo da incrementare la loro utilizzabilità, ha portato a realizzare un sistema capace di processare un mese di reanalisi al giorno. Una velocità così elevata di esecuzione ha richiesto lo sviluppo di un sistema innovativo molto più robusto ed automatizzato di quelli disponibili per le analisi e previsioni standard.

Il sistema di reanalisi dell’NCEP/NCAR ha tre moduli principali: decodificazione dati e preprocessazione con controllo di qualità (QC¹⁰), assimilazione dati con sistema di monitoraggio automatico, archiviazione dati. Per sostenere una frequenza di reanalisi di circa un mese per giorno è necessario essere sicuri che i dati in ingresso siano generalmente liberi dalla maggior parte dei problemi del tipo: data errata, località errata, informazioni confuse o distorte, ecc. Questo tipo di precontrollo è particolarmente importante per i vecchi dati, che non sono mai stati usati dall’NCEP. Allo stesso tempo l’elevata velocità di processamento non permette il dettagliato scrutinio umano che solitamente avviene nelle analisi e previsioni normali. Per queste ragioni nel sistema sono presenti due meccanismi di

⁷ Il periodo 1957-1996 è stato il periodo scelto inizialmente per le Reanalisi, in seguito è stata aggiunta la decade 1948-1957. Questo decennio non è stato inserito subito nel progetto a causa della scarsità di dati e dei differenti istanti temporali in cui venivano fatte le misurazioni. Quindi quando si parla di Reanalisi ci si riferisce solitamente al periodo 1957-1996, sottintendendo che esiste questa ulteriore estensione al 1948.

⁸ *Binary Universal Format Representation*.

⁹ *First-guess*.

¹⁰ *Quality Control*.

controllo: il primo preprocessa i dati in ingresso, mentre il secondo controlla tutti i dati in uscita, comparando statistiche, tendenze temporali, ecc. di questi ultimi con le statistiche climatologiche note in modo da trovare eventuali discrepanze.

Un'importante questione che si è ripetutamente presentata durante la fase di progettazione è come trattare gli inevitabili cambiamenti nei sistemi di osservazione, specialmente con l'introduzione dei dati satellitari, i quali hanno un indubbio impatto sul clima percepito. Le scelte che potevano essere fatte sono due: (a) selezionare un sottoinsieme di osservazioni che rimangono stabili nel metodo di misura per 40 anni, cioè durante il periodo delle reanalisi, oppure (b) usare tutti i dati disponibili ad un dato tempo. La scelta (a) porterebbe a reanalisi che rappresentano un clima più stabile, mentre (b) conduce a reanalisi che sono le più accurate possibili attraverso tutti i 40 anni. Fu scelta la seconda alternativa, cioè far uso di tutti i dati disponibili a tutti i tempi. Tuttavia per valutare l'impatto dell'introduzione dei nuovi sistemi di osservazione sul clima percepito con le reanalisi fu stabilito di generare una reanalisi parallela, lunga almeno un anno, senza usare largamente i dati disponibili con i nuovi sistemi di osservazione.

Il modulo di assimilazione dati è in qualche modo la parte più importante del sistema di reanalisi e per questo merita di essere descritto brevemente (per ulteriori approfondimenti si veda Kalnay et al. 1996). Il sistema di assimilazione dati consiste nell'MRF (*Medium Range Forecasting spectral mode*, si veda Kanamitsu 1989; Kanamitsu et al. 1991) e nell'SSI (*Spectral Statistical Interpolation* dell'NCEP, si veda Parrish e Derber 1992; Derber et al. 1991; Derber et al. 1994; Parrish et al. 1996) con ulteriori miglioramenti (si veda Kalnay et al. 1996). Il si-

stema utilizza la versione T62/28-level¹¹ del modello spettrale globale, equivalente a una risoluzione orizzontale di circa 210 km. La coordinata verticale è la *sigma* di Phillips (1957).¹² Questa versione del modello ha 7 livelli sotto gli 850 hPa e 7 livelli sopra i 100 hPa. Il livello più basso si trova a 5 hPa dalla superficie, mentre il livello più alto è a circa 3 hPa. I livelli *sigma* sono distribuiti in modo da aumentare la risoluzione nello strato limite e nei livelli più alti (fig. 3). Anche l'orografia è stata aggiornata (si veda Kanamitsu et al., 1991). Il modello include parametrizzazioni di tutti i maggiori processi fisici (i dettagli della fisica e della dinamica del modello sono descritti in NOAA/NMC Development Division, 1988; Kanamitsu et al., 1989, 1991): radiazione (includendo il ciclo diurno e le interazioni con le nuvole), convezione, precipitazione a larga scala, convezione poco profonda, fisica dello strato limite, superficie idrologica interattiva, diffusione orizzontale e verticale.

Poiché con un solo tipo di dati di uscita è impossibile soddisfare le esigenze delle numerose categorie diverse di utenti che ad essi hanno accesso, il modulo di uscita del sistema può utilizzare differenti tipi di archivi. Per quanto riguarda tali dati è importante sottolineare che i vari tipi di grandezze fisiche sono stati suddivisi in quattro classi (per un elenco completo della classificazione si veda Kalnay et al. 1996) in base all'influenza che il modello ha sulla loro determinazione. Una variabile di classe A, come il vento, è fortemente influenzata dalle osservazioni piuttosto che dal modello e per questo è ritenuta molto affidabile. In una variabile di tipo B, come la temperatura a livello del mare, il modello ha una forte influenza. Una variabile di tipo C dipende unicamente dal modello, come ad esempio il campo

¹¹ *Triangular 62-waves truncation with 28 vertical levels.*

¹² Una variante di coordinata *terrain-following* basata sull'andamento della pressione atmosferica con la quota.

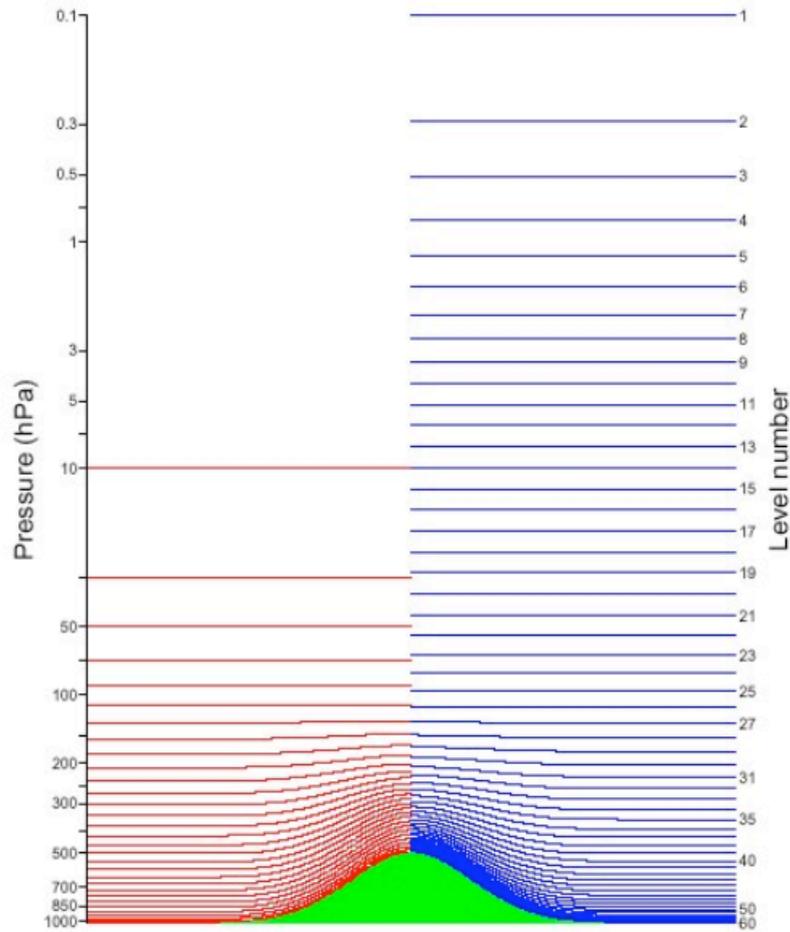


Fig. 3. Esempio di suddivisione dell'atmosfera in livelli verticali.

nuvoloso. Una variabile di tipo D rappresenta invece una quantità che è ottenuta climatologicamente e non dipende dal modello, come ad esempio l'uso del suolo. Quindi l'utente deve fare molta attenzione al grado di affidabilità da attribuire ad una variabile.

Le fig. 4a e 4b¹³ sono un esempio dell'affidabilità delle reanalisi, infatti mo-

¹³ SH *sensible heat* (calore, escluso quello latente), LH *latent heat* (calore latente), SW *shortwave radiation* (radiazione ad onda corta), LW *longwave radiation* (radiazione ad onda lunga), OLR *outgoing longwave radiation* (radiazione ad onda lunga uscente); D sta per *downward* (verso il basso), U sta per *upward* (verso l'alto), N sta per *net* (netta), HF *heat flux* (flusso di calore), RF *radiative flux* (flusso radiativo) e Rad *radiation* (radiazione).

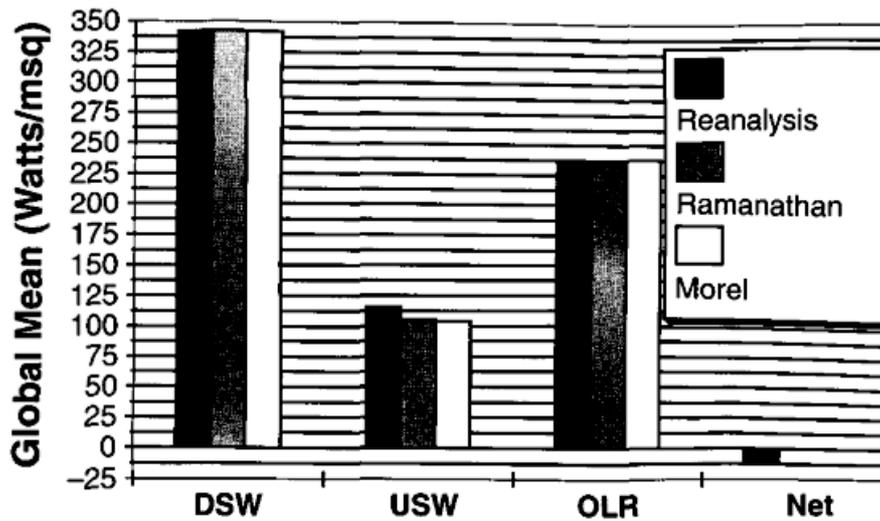


Fig. 4a. Bilancio radiativo medio globale all'estremità dell'atmosfera dal 1985 al 1991.

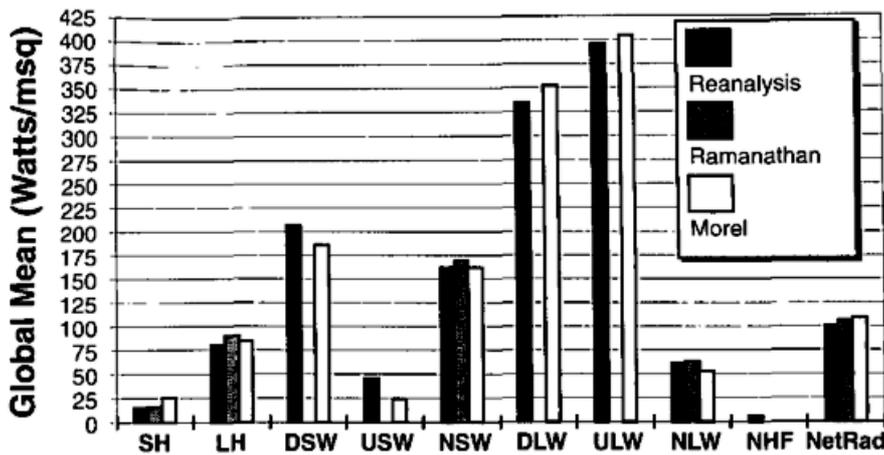


Fig. 4b. Bilancio radiativo medio globale alla superficie terrestre dal 1985 al 1991.

strano rispettivamente il bilancio radiativo medio globale all'estemità superiore dell'atmosfera e alla superficie terrestre, facendo un confronto fra reanalisi per il periodo 1985-1991 e le stime climatologiche di Ramanathan et al. (1989) e Morel (1994). Nonostante molte delle variabili mostrate siano di classe C, le reanalisi sono in accordo con le differenti stime climatologiche almeno quanto queste ultime lo sono fra loro.

Bibliografia

ALPERT, P., ZIV, B., 1989, *The Sharav Cyclone - Observation and some Theoretical Considerations*, *J. Geophys. Res.*, **94**.

ALPERT, P., et al., 1990, *Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data*, *Tellus*, Ser. A, **42**.

ANDERSON, G., et al., 1986, *AFGL atmospheric constituent profiles (0–120 km)*, Tech. Rep. AFGL-TR-86-0110, Air Force Geophys. Lab., Hanscom Air Force Base, Bedford, Mass..

D'ALMEIDA, G. A., KOEPKE, P., SHETTLE, E. P., 1991, *Atmospheric Aerosols Global Climatology and Radiative Characteristics*, A. Deepak Pub., Hampton, Va., USA.

BASS, A. M., PAUR, R. J., 1985, *The ultraviolet cross-sections of ozone: I. The measurements in Atmospheric ozone*, Ed. C.S. Zerefos and A. Ghazi, Reidel, Dordrecht, Boston, Lancaster, 606-610.

BERGAMETTI, G. et al., 1989, *Seasonal Variability of the Elemental Composition of Atmospheric Aerosol over the Northwestern Mediterranean*, *Tellus*, Ser. B, **41**.

BERGSTROM, R. W., RUSSELL, P. B., HIGNETT, P., 2002, *Wavelength dependence of the absorption of black carbon particles: predictions and results from the TARFOX experiment and implications for the single scattering albedo*, *J. Atmos. Sci.*, **59**, 567-577.

BERGSTROM, R. W., PILEWSKIE, P., SCHMID, B., RUSSELL, P. B., 2003, *Estima-*

tes of the spectral aerosol single scattering albedo and aerosol radiative effects during SAFARI 2000, J. Geophys. Res., **108(D13)**.

BLUMTHALER, M., AMBACH, W., 1988, *Solar UVB albedo of various surfaces, Photochem. Photobiol.*, **48**, 85-88.

BODHAINE, B. A. et al., 1999, *On Rayleigh optical depth calculations, J. Atm. - Ocean. Technol.*, **16**, 1854-1861.

BOERS, R., MITCHELL, R. M., 1994, *Absorption feedback in stratocumulus clouds - influence on cloud top albedo, Tellus*, **46**, 229-241.

BOWKER, D. E. et al., 1985, *Spectral reflectance of natural targets for use in remote sensing studies*, NASA Ref. Publ..

BURROWS, J. P. et al., 1998, *Atmospheric remote-sensing reference data from GOME: Part 1. Temperature-dependent absorption cross sections of NO₂ in the 231-794 nm range, J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.*, **60**.

CANTRELL, C. A. et al., 1990, *Temperature-dependent formaldehyde cross sections in the near-ultraviolet spectral region, J. Chem. Phys.*, **94**.

CASTRO, C. L. et al., 2002, *The Incorporation of the Kain-Fritsch Cumulus Parameterization Scheme in RAMS with a Terrain-Adjusted Trigger Function*, Fifth RAMS Users and Related Applications Workshop. Santorini, Greece.

CHANDRASEKHAR, S., 1960, *Radiative transfer*, Dover Publications Inc., New York.

CHEN, C., COTTON, W. R., 1983, *A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer, Boundary Layer Meteorology*, **25**, 289-321.

CHESTER, R., SHARPLES, E. J., SANDERS, G. D., SAYDAM, A. C., 1984, *Saharan dust incursion over the Tyrrhenian sea, Atmos. Environ.*, **18**, 929-935.

- CHIN, M. et al., 2002, *Tropospheric Aerosol Optical Thickness from the GO-CART Model and Comparisons with Satellite and Sun Photometer Measurements*, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **59-3**, pp. 461–483.
- CHRISTOPHER, S. A., E WANG, J., et al., 2003, *Estimation of diurnal shortwave dust aerosol radiative forcing during PRIDE*, *J. Geophys. Res.*, **108**.
- CHUANG, C. C., PENNER, J. E., TAYLOR, K. E., GROSSMAN, A. S., WALTON, J. J., 1997, *An assessment of the radiative effects of anthropogenic sulphate*, *J. Geophys. Res.*, **102**, 3761-3778.
- CLAQUIN, T., SCHULZ, M., BALKANSKI, Y. J., BOUCHER, O., 1998, *Uncertainties in assessing radiative forcing by mineral dust*, *Tellus*, **50B**, 491-505.
- CLAQUIN, T., SCHULZ, M., BALKANSKI, Y. J., 1999, *Modeling the mineralogy of atmospheric dust sources*, *J. Geophys. Res.*, **104**.
- CLARK, T. L., 1977, *Block-Iterative Method of Solving the Nonhydrostatic Pressure in Terrain-Following Coordinates: Two-Level Pressure and Truncation Error Analysis*, *Journal of Applied Meteorology*, **42**, 970-983.
- CLARK, T. L., FARLEY, R. D., 1984, *Severe downslope windstorm calculations in two and three spatial dimensions using anelastic interactive grid nesting: a possible mechanism for gustiness*, *J. Atmo. Sci.*, **41**, 329-350.
- CLARK, T. L., HALL, W. D., 1991, *Multi-domain simulations of the time dependent Navier-Stokes equations: Benchmark error analysis of some nesting procedures*, *J. Comput. Phys.*, **92**, 456-486.
- CONANT, W. C., 2000, *An observational approach for determining aerosol surface radiative forcing: Results from the first field phase of INDOEX*, *J. Geophys. Res.*, **105**.
- COX, R. A. et al., 1982, *Absorption coefficients and kinetics of BrO radical*

using molecular modulation, *J. Photochem.*, **19**.

DAHLBACK, A., STAMNES, K., 1991, *A new spherical model for computing the radiation field available for photolysis and heating at twilight*, *Planet. Space Sci.*, **39**, 671-683.

DERBER, J. D., PARRISH, D. F., LORD, S. J., 1991, *The new global operational analysis system at the National Meteorological Center*, *Wea. Forecasting*, **6**, 538-547.

DERBER, J. D., WU, W. S., PU, Z. X., RIZVI, S., 1994, *Improvements to the operational SSI global analysis system.*, Preprints, 10th Conf. on Numerical Weather Prediction, Portland, OR, Amer. Meteor. Soc., 149-150.

DIAZ, J. P. et al., 2000, *Simulation of mineral dust effects on UV radiation levels*, *J. Geophys. Res.*, **105**.

DUBOVIK, O. et al., 2000, *Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from AERONET sun and sky-radiance measurements*, *J. Geophys. Res.*, **105**, 9791-9806.

DUBOVIK, O., KING, M. D., 2000, *A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements*, *J. Geophys. Res.*, **105**.

DUBOVIK, O., HOLBEN, B., ECK, T. F., SMIRNOV, A., KAUFMAN, Y. J., KING, M. D., TANRÈ, D., SLUTSKER, I., 2002, *Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations*, *J. Atmos. Sci.*, **59**, 590-608.

DUCE, R., 1995, *Distributions and fluxes of mineral aerosol*, in *Aerosol Forcing of Climate*, R.J. Charlson and J. Heintzenberg (ed.s), John Wiley, Chichester, UK, pp. 43-72.

- ECK, T. F., 1999, *Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban, and desert dust aerosols*, *J. Geophys. Res.*, **104**.
- EDWARDS, D. P., 1992, *GENLN2: A general line-by-line atmospheric transmittance and radiance model: Version 3.0 description and users guide*, National Center for Atmospheric Research (NCAR), NCAR/TN-367+STR, Boulder, Colorado.
- EICHEL, C., KRAMER, M., SCHUTZ, L., WURZLER, S., 1996, *The water-soluble fraction of atmospheric aerosol particles and its influence on cloud microphysics*, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **101**, 29499-29510.
- FEISTER, U., GREWE, R., 1995, *Spectral albedo measurements in the UV and visible region over different types of surfaces*, *Photochem. Photobiol.*, **62**, 736-744.
- FOUQUART, Y. et al., 1987, *Observations of Saharan Aerosols: Results of ECLATS Field Experiment. Part II: Broadband Radiative Characteristics of the Aerosols and Vertical Radiative Flux Divergence*, *J. Climate Appl. Meteor.*, **26**.
- FU, Q., LIU, K., 1992, *On the correlated k-distribution method for radiative transfer in nonhomogeneous atmospheres*, *J. Atmos. Sci.*, **49**, 2139-2156.
- GAL-CHEN, T., SOMERVILLE, R. C., 1975, *On the Use of a Coordinate Transformation for the Solution of Navier-Stokes*, *J. Comput. Phys.*, **17**, 209-228.
- GARRATT, J. R., 1992, *The Atmospheric Boundary Layer*, Cambridge University Press, 316 pp.
- GHAN, S. J., GUZMAN, G., ABDUL-RAZZAK, H., 1998, *Competition between sea salt and sulphate particles as cloud condensation nuclei*, *J. Atmos. Sci.*, **55**, 3340-3347.

- GILMAN, C., GARRETT, C., 1994, *Heat flux parametrizations for the Mediterranean sea: The role of atmospheric aerosols and constraints from the water budget*, *J. Geophys. Res.*, **99**, 5119-5134.
- GUEYMARD, C., 2003, *The sun's total and spectral irradiance for solar energy applications and solar radiation models*, *Solar energy*, **76**.
- HARRINGTON, J. Y., REISIN, T., COTTON, W. R., and KREIDENWEIS, S. M., 1999, *Exploratory cloud resolving simulations of arctic stratus. Part II: - Transition-season clouds*, *Atmos. Res.*, **51**, 45-75.
- HARRISON, R. G., 2004, *Atmospheric electricity and cloud microphysics*, *Surveys in Geophysics*, Pubblicato da Springer Netherlands, **25**, Numeri 5-6, 441-484.
- HENYEV, L. G., GREENSTEIN, J. L., 1941, *Diffuse radiation in the galaxy*, *Astrophys. J.*, **93**, 70-83.
- HERMAN, J. R. et al., 1997, *Global distributions of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7/TOMS data*, *J. Geophys. Res.*, **102**.
- HIGNETT, P., 1991, *Observations of diurnal variation in a cloud-capped marine boundary layer*, *J. Atmos. Sci.*, **48**, 1474-1482.
- HIGNETT, P. et al., 1999, *Comparison of observed and modeled direct aerosol forcing during TARFOX*, *J. Geophys. Res.*, **104**.
- HOLBEN B. N. et al., 1991, *temporal and spatial variability of aerosol optical depth in the Sahel region in relation to vegetation remote sensing*, *Int. J. Remote Sens.*, **12**.
- HOLBEN B. N. et al., 1998, *AERONET - A federated instrument network and data archive for aerosol characterization*, *Rem. Sens. Environ.*, **66**, 1-16.
- HOLBEN, B. N. et al., 2001, *An emerging ground-based aerosol climatology:*

Aerosol Optical Depth from AERONET, *J. Geophys. Res.*, **106**.

HÖLLER, R., ITO, K., TOHNO, S., KASAHARA, M., 2003, *Wavelength-dependent aerosol single-scattering albedo: Measurements and model calculations for a coastal site near the Sea of Japan during ACE-Asia*, *J. Geophys. Res.*, **108(D23)**.

HSU, N. C. et al., 1999, *Comparisons of the TOMS aerosol index with Sun-photometer aerosol optical thickness: results and applications*, *J. Geophys. Res.*, **104**, 6269-6280.

HUDSON, J., DA, X., 1996, *Volatility and size of cloud condensation nuclei*, *J. Geophys. Res.*, **101**, 4435-4442.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2001, *Report*, disponibile dal sito web <http://www.ipcc.ch/>.

ISRAELEVICH, P. L. et al., 2002, *Desert aerosol transport in the Mediterranean region as inferred from the TOMS aerosol index*, *J. Geophys. Res.*, **107**.

JACOBSON, M. Z., 2001, *Global direct radiative forcing due to multicomponent anthropogenic and natural aerosols*, *J. Geophys. Res.*, **106**, 1551-1568.

JAYARAMAN, A. et al., 1998, *Direct observations of aerosol radiative forcing over the tropical Indian Ocean during the January-February 1996 pre-INDOEX cruise*, *J. Geophys. Res.*, **103**.

JOLIFFE, I. T., 2003, *Forecast Verification: A Practitioner's Guide in Atmospheric Science*, John Wiley and Sons.

JOSEPH, J. H. et al., 1976, *The delta-Eddington approximation for radiative flux transfer*, *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2452-2459.

KALNAY, E. et al., 1996, *The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project*, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**.

- KANAMITSU, M. et al., 1989, *Description of the NMC global data assimilation and forecast system*, *Wea. Forecasting*, **4**.
- KANAMITSU, M. et al., 1991, *Recent changes implemented into the global forecast system at NMC*, *Wea. Forecasting*, **6**.
- KARYAMPUDI, V. M. et al., 1999, *Validation of the Saharan dust plume conceptual model using lidar, Meteosat and ECMWF*, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **80**, 1045-1075.
- KATO, S., ACKERMAN, T. P., MATHER, J. H., CLOTHIAUX, E., 1999, *The k-distribution method and correlated-k approximation for a shortwave radiative transfer model*, *J. Quant. Transfer.*, **62**, 109–121.
- KAUFMAN, Y. J. et al., 1992, *Biomass burning airborne and spaceborn experiment in the Amazonas (BASE-A)*, *J. Geophys. Res.*, **97**.
- KRATZ, D. P., VARANASI, P., 1995, *The correlated k-distribution technique as applied to the AVHRR channels*, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **53**, 501–517.
- KUBILAY, N., et al., 2003, *Optical properties of mineral dust outbreaks over the northeastern Mediterranean*, *J. Geophys. Res.*, **108**.
- KULMULA, M., LAAKSONEN, A., KORHONEN, P., VESALA, T., AHONEN, T., 1993, *The effect of atmospheric nitric acid vapor on cloud condensation nucleus activation*, *J. Geophys. Res.*, **98**, 22949-22958.
- KULMALA, M., KORHONEN, P., VESALA, T., HANSSON, H. C., NOONE, K., SVENNINGSSON, B., 1996, *The effect of hygroscopicity on cloud droplet formation*, *Tellus*, **48B**, 347-360.
- KURUCZ, R., 1992, *Synthetic infrared spectra*, in *Proceedings of the 154th Symposium of the International Astronomical Union (IAU)*, Tucson, Arizona,

March 2–6, 1992, Kluwer, Acad., Norwell, MA.

KYLLING, A. et al., 1998, *The effect of aerosols on solar UV irradiances during the Photochemical Activity and Solar Radiation campaign*, *Journal of Geophysical Research*, **103**.

KYLLING, A., MAYER, B., 2001, *Ultraviolet radiation in partly snow covered terrain: Observations and three-dimensional simulations*, *Geophysical Research Letters*, **28**, 3665-3668.

LACIS, A. A., HANSEN, J. E., 1974, *A parameterization for the absorption of solar radiation in the Earth's atmosphere*, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **31**, 118-133.

LACIS, A. A., OINAS, V., 1991, *A description of correlated k distribution method for modeling nongray gaseous absorption, thermal emission, and multiple scattering in vertically inhomogeneous atmosphere*, *J. Geophys. Res.*, **96**, 9027–9063.

LI, S. M. et al., 1996, *Water-soluble fractions of aerosol and the relation to size distributions based on aircraft measurements from the North Atlantic Regional Experiment*, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **101**.

MAHRER, Y., PIELKE SR., R. A., 1977, *A numerical study of the airflow over irregular terrain*, *Beitrage zur Physik der Atmosphäre*, **50**, 98-113.

MALICET, J. et al., 1995, *Ozone UV Spectroscopy II: Absorption Cross-Sections and Temperature Dependence*, *J. Atm. Chem.*, **21**, 263-273.

MARTICORENA, B., BERGAMETTI, G., 1996, *Two-year simulations of seasonal and interannual changes of the Saharan dust emissions*, *Geophys. Res. Lett.*, **23 (15)**.

MARTICORENA, B., BERGAMETTI, G., AUMONT, B., CALLOT, Y., NDOUME, C.,

- LEGRAND, M., 1997, *Modeling the atmospheric dust cycle. 2. Simulation of Saharan dust sources*, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **102**, 4387-4404.
- MAYER, B., SECKMEYER, G., KYLLING, A., 1997, *Systematic longterm comparison of spectral UV measurements and UVSPEC modeling results*, *Journal of Geophysical Research*, **102 (D7)**, 8755-8768.
- MAYER, B., KILLING, A., 2005, *Technical note: The libRadtran software package for radiative transfer calculations – description and examples of use*, *Atmos. Chem. Phys.*, **5**.
- MEADOR, W. E., WEAVER, W. R., 1979, *Two-stream approximation to radiative transfer in planetary atmosphere: a unified description of existing methods and a new improvement*, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 630-643.
- MELLOR, G. L., YAMADA, T., 1974, *A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers*, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791-1806.
- MELONI D. et al., 2003, *Tropospheric aerosols in the Mediterranean: II. Radiative effects through model simulations and measurements*, *Journal of Geophysical Research*, **108(D10)**.
- MELONI D. et al., 2004, *Direct radiative forcing of Saharan dust in the Mediterranean from measurements at Lampedusa island and MISR space-borne observations*, *Journal of Geophysical Research*, **109**.
- MELONI D. et al., 2005, *Influence of the vertical profile of Saharan dust on the visible direct radiative forcing*, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **93(4)**.
- MILLER, R. L., TEGEN, I., 1998, *Climate response to soil dust aerosols*, *J. Climate*, **11**, 3247-3267.
- MISHCHENKO, M. I., TRAVIS, L. D., KAHN, R. A., WEST, R. A., 1997, *Mode-*

ling phase functions for dustlike tropospheric aerosols using a shape mixture of randomly oriented polydisperse spheroids, *J. Geophys. Res.*, **102**, 16831-16847.

MOLINA, L. T., MOLINA, M. J., 1986, *Absolute Absorption Cross Sections of Ozone in the 185- to 350-nm Wavelength Range*, *J. Geophys. Res.*, **91**.

MOREL, P., 1994, *Scientific issues underlying the global energy and water cycle*, Abstracts, European Conf. on the Global Energy and Water Cycle, London, The Royal Meteorological Society, p. 23.

MOULIN, C. et al., 1997, *Long-term daily monitoring of Saharan dust load over ocean using Meteosat ISCCP-B2 data, 1, Methodology and preliminary results for 1983-1994 in the Mediterranean*, *J. Geophys. Res.*, **102**.

MOULIN, C., LAMBERT, C. E., DULAC, F., DAYAN, U., 1997, *Control of atmospheric export of dust from North Africa by the North Atlantic oscillation*, *Nature*, **387**, 691-694.

MOULIN, C. et al., 1998, *Satellite Climatology of African Dust Transport in Mediterranean Atmosphere*, *J. Geophys. Res.*, **103**.

NICKOVIC, S. et al., 2001, *A model for prediction of desert dust cycle in the atmosphere*, *Journal of Geophysical Research*, **106**.

NICLING, W. G., GILLIES, J. A., 1989, *Emission of fine-grained particulates from desert soils*, in *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*, edited by M. Leinen and M. Samthein, pp. 133-165, Kluwer Acad., Norwell, Mass..

NOAA/NMC DEVELOPMENT DIVISION, 1988, *Documentation of NMC global mode*, 244 pp., Disponible presso NOAA/NCEP Environmental Modeling Center, 5200 Auth Rd., Washington, DC 20233.

- NOVAKOV, T., PENNER, J. E., 1993, *Large contribution of organic aerosols to cloud-condensation-nuclei concentrations*, *Nature*, **365**, 823-826.
- NOVAKOV, T., CORRIGAN, C. E., 1996, *Cloud condensation nucleus activity of the organic component of biomass smoke particles*, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 2141-2144.
- O'DOWD, C. D., LOWE, J. A., SMITH, M. H., KAYE, A. D., 1999, *The relative importance of Nss-sulphate and sea-salt aerosol to the marine CCN population: an improved multi-component aerosol-cloud droplet parametrization*, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **125**, 1295-1313.
- PARRISH, D. F., DERBER, J. C., 1992, *The National Meteorological Center's spectral statistical interpolation analysis system*, *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1747-1763.
- PARRISH, D. F., DERBER, J. C., PURSER, J., WU, W., PU, Z., 1996, *The NMC Global Analysis System: Recent improvements and future plans*, *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, 359-365.
- PASQUI M., PASI F., GOZZINI B., 2004, *Sahara dust impact on precipitation in severe storm events over west central Mediterranean area*, 14th International Conf. on Cloud and Precipitation, 19 - 23 luglio 2004, Bologna, Italy.
- PAYNE, R. E., 1972, *Albedo of the sea surface*, *J. Atmos. Sci.*, **29**, 959-970.
- PIELKE R. A., 1992, *A comprehensive meteorological modeling system - RAMS*, *Meteorol. Atmos. Phys.*, **49**.
- PIERLUISSI, J., PENG, G. S., 1985, *New molecular transmission band models for LOWTRAN*, *Optical Engineering*, **24**.
- PINCUS, R., BAKER, M. A., 1994, *Effect of precipitation on the albedo susceptibility of clouds in the marine boundary layer*, *Nature*, **372**, 250-252.

- PODGORNY, I. A. et al., 2000, *Aerosol modulation of atmospheric and surface solar heating over the tropical Indian Ocean*, *Tellus*, **52B**.
- POLLACK, J. B., CUZZI, J. N., 1980, *Scattering by Nonspherical Particles of Size Comparable to Wavelength: A New Semi-Emperical Theory and Its Application to Tropospheric Aerosols*, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 868-881.
- PRODI, F., FEA, G., 1979, *A case of transport and deposition of Saharan dust over the Italian peninsula and southern Europe*, *J. Geophys. Res.*, **84**, 6951-6960.
- PROSPERO, J. M. et al., 2001, *Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust derived from the NIMBUS-7 TOMS absorbing aerosol product*, *Rev. Geophys.*, **40**.
- RAHMAN, H., PINTY, B., VERSTRAETE, M. M., 1993, *Coupled surface-atmosphere reflectance (CSAR) model 2. semiempirical surface model usable with NOAA advanced very high resolution radiometer data*, *J. Geophys. Res.*, **98**.
- RAMANATHAN, V., BARTSTROM, B. R., HARRISON, E. F., 1989, *Climate and Earth's radiation budget*, *Phys. Today*, **42**, 22-32.
- REDEMANN, J. et al., 2000, *Case studies of the vertical structure of the direct shortwave aerosol forcing during TARFOX*, *J. Geophys. Res.*, **105**.
- REMER, L. A. et al., 2005, *The MODIS aerosol algorithm, products and validation*, *J. Atmos. Sci.*, **62(4)**, 947-973.
- REYNOLDS, S. E., BROOK, M., GOURLEY, M. F., 1957, *Thunderstorm charge separation*, *J. Meteor.*, **14**, 426-436.
- RICCHIAZZI, P. et al., 1998, *SBARDT: A research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the Earth's atmosphere*, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **79**.

- RITTER, B., GELEYN, J. F., 1992, *A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential application in climate simulations*, *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 303-325.
- RIVERA-CARPIO, C. A., CORRIGAN, C. E., NOVAKOV, T., PENNER, J. E., ROGERS, C. F., CHOW, J. C., 1996, *Derivation of contributions of sulphate and carbonaceous aerosols to cloud condensation nuclei from mass size distributions*, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **101**, 19483-19493.
- ROSENFELD, D., LENSKY, I. M., 1998, *Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds*, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**, 2457-2476.
- ROSENFELD, D., RUDICH, Y., LAHAV, R., 2000, *Desert dust suppressing precipitation: A possible desertification feedback loop*, PNAS (Proceedings of the National Academy of Science of the United States of America), **98-11**, 5975-5980.
- SALBY, M. L., 1996, *Fundamentals of Atmospheric Physics*, Academic Press, San Diego.
- SATHEESH, S. K., RAMANATHAN, V., 2000, *Large differences in tropical aerosol forcing at the top of the atmosphere and Earth's surface*, *Nature*, **405**.
- SCHULZ, M., BALKANSKI, Y. J., GUELLE, W., DULAC, F., 1998, *Role of aerosol size distribution and source location in a three-dimensional simulation of a Saharan dust episode tested against satellite-derived optical thickness*, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **103**, 10579-10592.
- SCHWANDER, H. et al., 1997, *Uncertainties in modeled UV irradiances due to limited accuracy and availability of input data*, *J. Geophys. Res.*, **102**, 9419-9429.
- SHAO, Y., RAUPACH, M., 1993, *Effect of saltation bombardment by wind*, *J.*

Geophys. Res., **98**, 12719–12726.

SHETTLE, E. P., 1989, *Models of aerosol, clouds and precipitation for atmospheric propagation studies, paper presented at Conference on Atmospheric Propagation in the UV, Visible, IR and mm-Region and Related System Aspects*, NATO Adv. Group for Aerosp. Res. and Dev., Copenhagen.

SHULMAN, M. L., JACOBSON, M. C., CHARLSON, R. J., SYNOVEC, R. E., YOUNG, T. E., 1996, *Dissolution behaviour and surface tension effects of organic compounds in nucleating droplets*, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 277-280.

SMIRNOV A. et al., 2000, *Cloud screening and quality control algorithms for the AERONET database*, *Rem. Sens. Env.*, **73**, 337-349.

SNEEP, M., UBACHS, W., 2005, *Direct measurement of the Rayleigh scattering cross section in various gases*, *J. Quant. Spectr. Rad. Transfer*, **92**, 293-310.

SOKOLIK, I., ANDRONOVA, A., JOHNSON, T. C., 1993, *Complex refractive index of atmospheric dust aerosols*, *Atmos. Environ.*, **27A**, 2495-2502.

SOKOLIK, I. N., TOON, O. B., 1996, *Direct radiative forcing by anthropogenic airborne mineral aerosols*, *Nature*, **381**, 681-683.

SOKOLIK, I. N., TOON, O. B., 1999, *Incorporation of mineralogical composition into models of the radiative properties of mineral aerosol from UV to IR wavelengths*, *J. Geophys. Res.*, **104**, 9423-9444.

STAMNES, K. et al., 1988, *Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media*, *Appl. Opt.*, **27(12)**, 2502-2509.

STEIGER S. M., 2001, *Cloud-to-ground lightning characteristics over Houston, Texas* A & M University (disponibile online).

STEPHENS, G. L., 1977, *The transfer of radiation in cloudy atmosphere*, Ph. D.

Thesis, Meteorology Department, University of Melbourne.

STEPHENS, G. L., 1978, *Radiation profiles in extended water clouds. Webster Theory, J. Atmos. Sci.*, **35**, 2111-2122.

STOKOWSKI, D. M., 2005, *The addition of the direct radiative effect of atmospheric aerosols into the regional atmospheric modeling system (RAMS)*, Department of Atmospheric Sciences, Colorado State University, Fort Collins, CO, Paper No. 764.

TEGEN, I., FUNG, I., 1994, *Modeling of mineral dust transport in the atmosphere: Sources, transport, and optical thickness, J. Geophys. Res.*, **99**, 22897-22914.

TEGEN, I., FUNG, I., 1995, *Contribution to the atmospheric mineral aerosol load from land surface modification, J. Geophys. Res.*, **100**, 18707-18726.

TEGEN, I., LACIS, A. A., 1996, *Modelling of particle size distribution and its influence on the radiative properties of mineral dust aerosol, J. Geophys. - Res. Atmos.*, **101**, 19237-19244.

TEGEN, I., LACIS, A. A., FUNG, I., 1996, *The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soils on the global radiation budget, Nature*, **380**, 419-422.

TORRES O., BHARTIA, P. K., HERMAN, J. R., AHMAD, Z., 1998, *Derivation of aerosol properties from satellite measurements of backscattered ultraviolet radiation. Theoretical Basis, J. Geophys. Res.*, **103**, 17099-17110.

TORRES, O., BHARTIA, P. K., HERMAN, J. R., SINYUK, A., GINOUX, P., HOLBEN, B. N., 2002, *A long-term record of aerosol optical depth from TOMS observations and comparison to AERONET measurements, J. Atmos. Sci.*, **59**.

- TWOMEY, S., 1977, *Atmospheric Aerosols. Developments in Atmospheric Science*, **7**, Elsevier Scientific Publishing Company.
- VALLEY, S. L., 1965, ed. *Handbook of Geophysics and Space Environments*. Cambridge, MA: United States Air Force.
- VAN DINH, P., LACAUX, J. P., SERPOLAY, R., 1994, *Cloud-active particles from African savanna combustion experiments*, *Atmos. Res.*, **31**, 41-58.
- WAHNER, A. et al., 1987, *Absorption cross sections for OClO as a function of temperature in the wavelength range 240-480 nm*, *J. Phys. Chem.*, **91**.
- WAHNER, A. et al., 1988, *Absorption cross-section of BrO between 312 and 385 nm at 298 and 223 K*, *Chem. Phys. Lett.*, **152**.
- WALKO, R. L., TREMBACK, C. J., PIELKE, R. A., COTTON, W. R., 1995, *An interactive nesting algorithm for stretched grids and variable nesting ratios*, *J. Appl. Meteor.*, **34**, 994-999.
- WALKO, R. L. et al., 2000, *Coupled atmosphere-biophysics-hydrology models for environmental modeling*, *J. Appl. Meteor.*, **39**, 931-944.
- WANG, W., WARNER, T. T., 1988, *Use of four-dimensional data assimilation by Newtonian relaxation and latent-heat forcing to improve a mesoscale-model precipitation forecast: a case study*, *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 2593-2613.
- WANG, J., NAIR, U., CHRISTOPHER, S. A., 2004, *GOES-8 Aerosol Optical Thickness Assimilation in a Mesoscale Model: Online Integration of Aerosol Radiative Effects*, *J. Geo. Res. Atmo.*, **109**.
- WEBB, A. R. et al., 2000, *Airborne spectral measurements of surface reflectivity at ultraviolet and visible wavelengths*, *J. Geophys. Res.*, **105**, 4945- 4948.
- WEBB, A. R. et al., 2004, *Airborne measurements of ground and cloud spectral albedos under low aerosol loads*, *J. Geophys. Res.*, **109**.

- WEIHS, P., WEBB, A. R. , 1997, *Accuracy of spectral UV model calculations, 1. Consideration of uncertainties in input parameters*, *J. Geophys. Res.*, **102**, 1541-1550.
- WENDISH, M. et al., 2004, *Airborne measurements of areal spectral surface albedo over different sea and land surfaces*, *J. Geophys. Res.*, **109**.
- WESELY, M .L., 1989, *Parameterization of Surface Resistances to Gaseous Dry Deposition in Regional-Scale Numerical Models*, *Atmos. Environ.*, **23**, 1293-1304.
- WEST, R. A., DOOSE, L. R., EIBL, A. M., TOMASKO, M. G., MISHCHENKO, M. I., 1997, *Laboratory measurements of mineral dust scattering phase function and linear polarization*, *J. Geophys. Res.*, **102**, 16871-16881.
- WILKS, D. S., 2005, *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences, International Geophysics*, **91**, Academic Press.
- WOODS, T. N., 1996, *Validation of the UARS solar ultraviolet irradiances: Comparison with the Atlas 1 and 2 measurements*, *J. Geophys. Res.*, **101**.
- YANG, P., LIU, K., WYSER, K., MITCHELL, D., 2000, *Parameterization of the scattering and absorption properties of individual ice crystals*, *J. Geophys. Res.*, **105**, 4699–4718.
- YU, S., 2000, *Role of organic acids (formic, acetic, pyruvic and oxalic) in the formation of cloud condensation nuclei (CCN)*, *Am. Review. Atmos. Res.*, **53**, 185-217.
- YU, H. et al., 2003, *Annual cycle of global distributions of aerosol optical depth from integration of MODIS retrievals and GOCART model simulations*, *J. Geophys. Res.*, **108**.
- ZAPPOLI, S., ANDRACCHIO, A., FUZZI, S., FACCHINI, M. C., GELENESER, A.,

KISS, G., KRIVACSY, Z., MOLNAR, A., MOZAROS, E., HANSSON, H. C., ROSMAN, K., ZEBUHR, Y., 1999, *Inorganic, organic and macromolecular components of fine aerosol in different areas of Europe in relation to their water solubility*, *Atmos. Env.*, **33**, 2733-2743.

ZENDER, CHARLIE, 2005, *Particle Size Distributions: Theory and Application to Aerosols, Clouds, and Soils*, disponibile sul sito web <http://dust.ess.uci.edu/facts/> dell'Università della California .

ZHANG, Y., CARMICHAEL, G. R., 1999, *The role of mineral aerosol in tropospheric chemistry in East Asia – A model study*, *J. App. Met.*, **38**, 353-366.

ZHANG, Y., KREIDENWEIS, S. M., FEINGOLD, G., 1999, *Stratocumulus processing of gases and cloud condensation nuclei: Part II: chemistry sensitivity analysis*, *J. Geophys. Res.*, **104**.