

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI BOLOGNA

Facoltà di Scienze Matematiche Fisiche e Naturali
Corso di Laurea in Scienze Ambientali
Indirizzo terrestre

**IMPATTI DELLA DISTRIBUZIONE DI VEGETAZIONE
SUI CAMBIAMENTI CLIMATICI**

Tesi di laurea in: Climatologia e Meteorologia

Relatore
Prof. ANTONIO NAVARRA

Presentata da
ANDREA ALESSANDRI

Correlatore
Dott. SILVIO GUALDI

III Sessione
Anno Accademico 2000/2001

Indice

1	INTRODUZIONE	3
1.1	ORCHIDEE: uno schema di superficie di nuova generazione	7
1.2	Obiettivi della tesi	8
2	Il modello generale di circolazione atmosferica	11
2.1	Breve introduzione sulla modellistica atmosferica	11
2.2	Il modello generale di circolazione atmosferica utilizzato: ECHAM4	12
2.2.1	La dinamica del modello	13
2.2.2	La fisica del modello	17
3	Lo schema di superficie: ORCHIDEE	27
3.1	Il precedente schema di superficie: SECHIBA	28
3.1.1	Il flusso superficiale di vapore acqueo	29
3.1.2	Il flusso superficiale di calore sensibile	33
3.1.3	Umidità del suolo	34
3.1.4	Temperatura all'interno del suolo ed alla superficie	35
3.2	ORCHIDEE: la nuova trattazione della vegetazione e dei processi di superficie	36
3.2.1	Dodici tipologie di vegetazione	37
3.2.2	Definizione della copertura spaziale	39
3.2.3	Rappresentazione semplificata del LAI	39
3.2.4	La rappresentazione dell'albedo superficiale	41
3.3	La parte non ancora operativa: STOMATE-LPJ	43

3.3.1	Processi considerati nella rappresentazione della dinamica di vegetazione	43
3.3.2	La fotosintesi e la resistenza stomatica	43
3.3.3	Allocazione della biomassa	46
3.3.4	Fenologia	47
3.3.5	Altri processi considerati	48
4	L'accoppiamento tra GCM e LSS	49
4.1	L'equazione di bilancio energetico superficiale	50
4.2	Radiazione	51
4.3	Flussi turbolenti	52
4.3.1	Metodologie di accoppiamento	53
4.4	Ciclo idrologico e bilancio idrico	55
4.5	Futuri sviluppi nella considerazione dei cicli biogeochimici	56
4.6	Implementazione dell'interfaccia tra i due modelli	56
4.6.1	L'accoppiamento dello schema radiativo	57
4.6.2	Intefaccia per lo schema della diffusione turbolenta verticale .	60
4.6.3	La soluzione del bilancio energetico superficiale per l'accoppiamento implicito	62
5	Simulazioni ed analisi	67
5.1	Descrizione dell'esperimento e dei dati utilizzati	67
5.1.1	La mappa di Vegetazione di ORCHIDEE	68
5.2	Analisi dei risultati	68
5.2.1	Confronto del ciclo diurno medio mensile	68
5.2.2	Confronto dei campi globali atmosferici superficiali	74
6	Conclusioni	101
A	La classificazione di Olson e i coefficienti di ripartizione per la distribuzione di vegetazione in ORCHIDEE	105
	Bibliografia	111

Capitolo 1

INTRODUZIONE

I modelli climatici di circolazione generale (GCMs, dall'inglese General Circulation Models), attualmente utilizzati sia per previsioni numeriche che per simulazioni del clima, richiedono, come condizioni al contorno superficiali, la determinazione dei flussi di radiazione, vapore acqueo, calore (distinto in latente e sensibile) e momento, attraverso il limite inferiore dell'atmosfera.

Fino ai primi anni '80 praticamente in tutti i GCMs, i flussi superficiali erano trattati come risultanti da processi che comportavano parametrizzazioni di superficie incluse nei GCMs. Di norma, i flussi attraverso il bordo inferiore dell'atmosfera erano calcolati per mezzo di valori prescritti di albedo (il rapporto tra l'energia solare riflessa dalla superficie e quella incidente), emissività (il rapporto tra il flusso radiante ad onda lunga emesso dalla superficie e quello che sarebbe emesso da un corpo nero alla stessa temperatura), parametri di rugosità superficiale, coefficienti di resistenza e di semplici formulazioni della dipendenza dell'evapotraspirazione dall'umidità del suolo.

Con l'estensione delle scale temporali delle previsioni del clima, le componenti del sistema climatico diverse dall'atmosfera sono diventate sempre più importanti e numerosi esperimenti hanno mostrato una sensitività rilevante anche a variazioni delle specificazioni delle caratteristiche delle superfici continentali. A partire dalla seconda metà degli anni ottanta, sono quindi cresciuti gli interessi e gli sforzi tesi alla inclusione e alla rappresentazione, all'interno dei GCMs, di un numero sempre maggiore di processi continentali ed in modo via via più completo e realistico. Le parame-

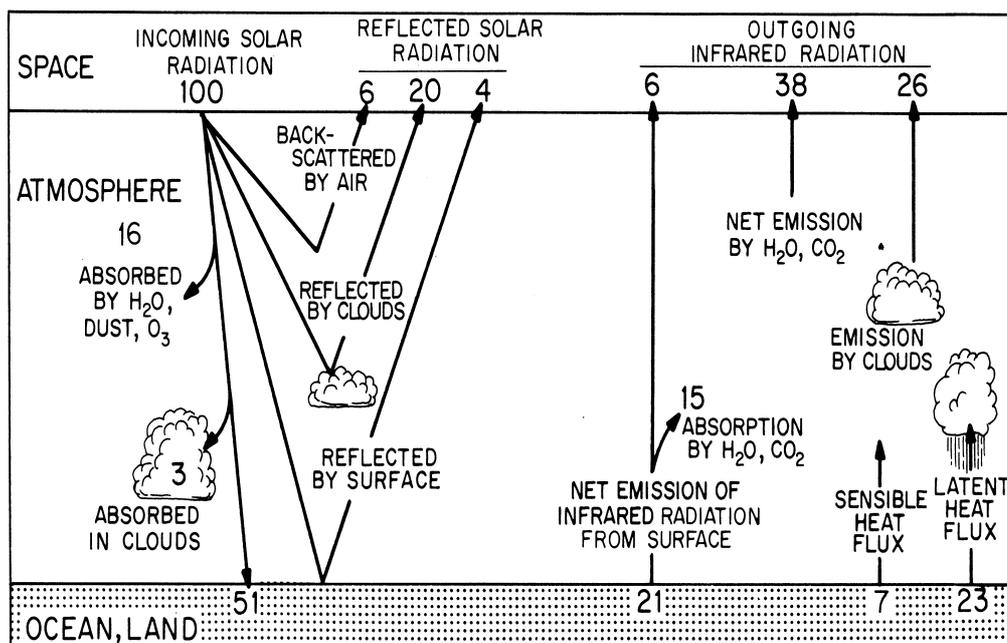


Figura 1-1: Rappresentazione schematica del bilancio energetico medio della terra e dei flussi scambiati alla superficie. (Wallace e Hobbs, 1977)

trizzazioni di superficie sono passate così, nel corso di una decina d'anni, dall'essere contenute in piccole subroutines incluse in GCMs a veri e propri Schemi di superficie indipendenti e utilizzabili anche disaccoppiati da modelli atmosferici (con forzanti climatologici), estendendone così lo spettro delle possibili applicazioni.

Gli interessi rivolti alla modellizzazione delle interazioni tra la superficie continentale e l'atmosfera convergono da due direzioni opposte con riferimento alla scala e alle condizioni al contorno considerate. Da una parte, i climatologi e meteorologi sono interessati ai bilanci radiativi di larga scala e alla ripartizione dell'energia radiante netta alla superficie in flussi di calore sensibile e latente verso l'atmosfera. Di conseguenza, essi hanno lo scopo di integrare i processi di piccola scala su quella propria dei GCMs (100-400 Km). Dall'altra parte, biofisici ed ecologi sono interessati alle relazioni esistenti tra gli organismi e l'ambiente, che spazia dalla scala molecolare (nel caso della fotosintesi) a diversi chilometri (considerando i flussi energetici all'interno degli ecosistemi). In gran parte, ogni gruppo utilizza i risultati dell'altro come condizioni al contorno per i propri modelli teorici o numerici. Così, per esempio, i meteorologi utilizzano "funzioni-beta" per parametrizzare la dipendenza delle evapotraspirazioni dall'umidità del suolo, mentre gli ecologi considerano il clima come un

dato assunto nello sviluppo di teorie di speciazione, adattamento e relative alla struttura di comunità vegetali.

È solamente da pochi anni che i due campi di ricerca sono diventati sufficientemente vicini da consentire studi sulle interazioni e sulle retroazioni tra biosfera e atmosfera. Molti di questi sono stati effettuati, in un primo momento, nella forma di esperimenti di sensitività condotti con GCMs nei quali le caratteristiche della superficie erano modificate (spesso in maniera molto drastica) allo scopo di indagare le reazioni dell'atmosfera. Mintz (1984) ha raccolto undici di questi esperimenti condotti da diversi gruppi di ricerca: egli ha dedotto che i risultati sono in accordo nell'affermare come i campi di larga scala di temperatura dell'aria, umidità, vento e precipitazioni siano fortemente influenzati dall'attrito, dall'assorbimento di radiazioni e dalla ridistribuzione di energia esercitate dalla superficie sottostante, fattori a loro volta fortemente dipendenti dalla distribuzione e dalle caratteristiche della vegetazione. Per esempio, l'impatto di un aumento nell'albedo continentale del 5% ha mostrato riduzioni nelle precipitazioni comprese tra il 5 ed il 20% (Charney et al., 1977); sensitività simili sono state dimostrate per l'umidità del suolo (Shukla e Mintz, 1982; Meehl e Washington, 1988) e per la rugosità superficiale continentale (Sud et al., 1988). Lavori più recenti, consistenti in studi rivolti a valutare gli effetti della deforestazione di determinate aree del pianeta quali, ad esempio, quelli svolti da Henderson-Sellers et al. (1993), Dirmeyer e Shukla (1994), e Polcher e Laval (1994) hanno confermato ed approfondito le conoscenze sulle suddette sensitività atmosferiche alle variazioni delle caratteristiche delle superfici continentali.

In modo simile numerosi studi, con condizioni atmosferiche prescritte, sono stati effettuati con modelli della biosfera in grado di simulare le variazioni delle tipologie vegetali di una determinata area ed i loro effetti. Spittlehouse e Black (1981), Sellers (1981) e Sellers e Lockwood (1981) hanno dimostrato che i bilanci energetici ed idrici di una data regione possono essere fortemente dipendenti dalla fisiologia e morfologia della vegetazione: la prima controlla il tasso di traspirazione, mentre la seconda ha un effetto molto rilevante sulla porzione delle precipitazioni intercettate dalle piante e che evapora nuovamente prima di raggiungere la riserva idrica del suolo.

Sempre più, quindi, è andata affermandosi la necessità di incorporare, nei GCMs, schemi interattivi predittivi per le caratteristiche della superficie legate alle dinamiche di medio e lungo periodo della vegetazione e degli ecosistemi terrestri. Da un punto di vista climatologico, ci sono almeno quattro ragioni per le quali questi schemi dovrebbero essere esaminati e testati come componenti di presenti e futuri GCMs:

1. La possibilità di una più realistica rappresentazione delle componenti interagenti del sistema climatico.
2. L'attuale caratterizzazione della superficie continentale è piuttosto incompleta e deriva da raccolte di dati talora non opportunamente aggiornate.
3. La necessità di simulare climi passati e futuri per i quali non esistono dati osservazionali.
4. L'attuale e futura necessità di rappresentare i flussi di CO_2 , metano ed altri gas serra tra la biosfera e l'atmosfera, al fine di indagare i futuri scenari generati dai cambiamenti climatici.

Cambiamenti climatici e bilancio del carbonio su scala globale

Da oramai un decennio è di grande attualità la discussione sui cambiamenti climatici e sulle responsabilità dei gas serra, in particolare dell'anidride carbonica, nella determinazione degli aumenti nelle temperature medie del globo. Nella presente trattazione non si vuole entrare nel dibattito circa la quantizzazione della dipendenza causa-effetto tra l'aumento delle concentrazioni di gas serra e cambiamenti climatici. Ciò che si vuole invece sottolineare è la necessità di una più completa rappresentazione, all'interno dei GCMs, dei processi biofisici ed ecologici che governano gli scambi gassosi e in particolare, quelli relativi ai composti carboniosi tra biosfera terrestre-oceano ed atmosfera, allo scopo di "chiudere" il ciclo biogeochimico del carbonio negli attuali modelli climatici. In quest'ottica si inquadrano i numerosi sforzi spesi sia nel comparto della modellistica oceanica che di quella atmosferica, il cui punto di incontro sarà costituito, in un prossimo futuro, da modelli accoppiati atmosfera-biosfera-oceano.

L'obiettivo sarà, nei prossimi anni, quello di raggiungere una migliore conoscenza di

come il sistema climatico evolve in risposta a progressivi cambiamenti nella composizione atmosferica e alle possibili interazioni e retroazioni con la biosfera. Questo consentirà di indagare in modo più completo i possibili scenari futuri del clima, in risposta anche all'esigenza di valutarne i possibili cambiamenti derivanti da cause di natura antropica.

1.1 ORCHIDEE: uno schema di superficie di nuova generazione

Nell'ottica derivante dalla descrizione effettuata nelle pagine precedenti è nato ORCHIDEE (Organizing Carbon and Hydrology In Dynamic EcosystEms), il nuovo schema di superficie (LSS, dall'inglese Land Surface Scheme) dell'IPSL (Institut Pierre Simon Laplace) di Parigi; esso deriva dallo sviluppo e dall'ampliamento di SECHIBA ("Schématisation des Echanges Hydriques á l'Interface entre la Biosphère et l'Atmosphère"), il LSS creato presso i Laboratori di Meteorologia Dinamica (LMD) di Parigi ed attualmente operativo nel LMD GCM. ORCHIDEE è il risultato della confluenza delle esperienze di diversi gruppi di ricerca concentrati da un lato, nell'ottimizzare le parametrizzazioni relative ai bilanci energetici e idrologici superficiali e dall'altro, nella modellizzazione delle caratteristiche morfologiche, fisiologiche e fenologiche della vegetazione ed altresì della dinamica di vegetazione in un'ottica di più lungo periodo.

ORCHIDEE, tutt'ora in fase di sviluppo e validazione, è il prodotto di un lavoro decennale che si propone, per i prossimi anni, quale strumento utile nel tentativo di indagare, in modo più approfondito, gli effetti della vegetazione sulle dinamiche del clima. Una delle sfide più interessanti, sarà quella di utilizzare ORCHIDEE in modelli accoppiati atmosfera-oceano-biosfera al fine di rappresentare in modo più completo, nei futuri GCMs, il ciclo biogeochimico del carbonio e quindi i flussi di anidride carbonica tra i tre compartimenti.

1.2 Obiettivi della tesi

Lo scopo di questa tesi è quello di verificare la fattibilità dell'accoppiamento del modello atmosferico ECHAM4 (vedi Capitolo 2) con ORCHIDEE e di valutare le caratteristiche macroscopiche del clima simulato dal modello accoppiato. Come precedentemente affermato l'inserzione dei processi di superficie è un procedimento lungo e complesso. Per questa tesi si discuterà il primo passo che consiste nell'inserzione di ORCHIDEE, eccetto le parti concernenti la dinamica di vegetazione di lungo periodo e la rappresentazione dell'allocatione e della dinamica del carbonio nelle associazioni vegetali considerate. Il presente lavoro deve essere interpretato quindi, come un primo contributo verso l'inclusione di una più adeguata rappresentazione, all'interno degli attuali GCMs, degli effetti degli ecosistemi terrestri, in particolare delle associazioni vegetali.

Lo svolgimento della tesi si è sviluppato fondamentalmente attraverso due diverse fasi:

- Una prima fase, piuttosto articolata, di interfacciamento del modello climatico ECHAM4 con la versione attualmente disponibile di ORCHIDEE. Questa fase è stata accompagnata dalla verifica e dalla valutazione della stabilità dello schema numerico scelto per il calcolo dei flussi all'interfaccia atmosfera-biosfera e dello strettamente connesso bilancio energetico superficiale.
- Nella seconda fase si è invece effettuata una prima serie di simulazioni climatiche allo scopo di valutare le principali modifiche del clima, simulato da ECHAM4, introdotte dall'accoppiamento di quest'ultimo con ORCHIDEE.

Al fine di dare una completa rappresentazione del lavoro svolto, si è deciso di suddividere la tesi nei seguenti capitoli, dei quali si fornisce ora una breve descrizione:

Nel Capitolo II vengono descritte le caratteristiche di base del GCM utilizzato, incluse quelle della superficie e dei processi superficiali in esso originariamente implementati e sostituiti nella versione accoppiata.

Il Capitolo III vuole invece fornire la descrizione di ORCHIDEE e di come questo modello sia stato ampliato e sviluppato a partire da SECHIBA. In questo capitolo

viene effettuata anche una breve descrizione delle parti non ancora inserite di OR-CHIDEE ma che rivestono molto interesse per quanto riguarda gli sviluppi futuri.

Nel Capitolo IV segue l'illustrazione del lavoro svolto nella fase di accoppiamento ovvero di implementazione dell'interfaccia tra i due modelli.

Seguono poi nel Capitolo V la descrizione e le valutazioni riguardanti gli esperimenti compiuti e nel VI le conclusioni e le osservazioni riguardanti le prospettive future.

Capitolo 2

Il modello generale di circolazione atmosferica

2.1 Breve introduzione sulla modellistica atmosferica

Le leggi fondamentali del moto dell'atmosfera erano note già alla fine del secolo scorso. Infatti, le capacità attuali di simulare il clima, la variabilità e le caratteristiche dell'atmosfera hanno origine nelle leggi della meccanica classica e della termodinamica, che si svilupparono nel diciottesimo e diciannovesimo secolo. Si tratta di leggi espresse sotto forma di equazioni matematiche quali, in particolare, le leggi di conservazione della quantità di moto, massa ed energia, a cui va ad aggiungersi l'equazione del bilancio del vapore acqueo.

Dal punto di vista matematico, tali sistemi di equazioni sono ben conosciuti e vengono chiamati problemi ai valori iniziali. Essi sono caratterizzati dal fatto che la soluzione, oltre che dalle condizioni al contorno, dipende anche dai valori dei campi incogniti o delle loro derivate ad un certo istante iniziale. La soluzione delle equazioni in forma analitica è però apparsa subito impossibile, a causa del loro carattere non lineare. Infatti, la soluzione generale di un sistema di equazioni così complicato può essere trovata solo in modo approssimato, cercando di sostituire le equazioni esatte con altre più facilmente risolvibili. Esse possono essere approssimate riducendole a forme lineari, ma solo a prezzo di drastiche eliminazioni di processi fisici che ne renderebbero poco fruttuoso l'utilizzo nelle applicazioni pratiche.

Al fine di salvaguardare la complessità originale delle equazioni devono quindi essere utilizzati metodi numerici, quali quello alle differenze finite e il metodo spettrale. Con il primo gli incrementi infinitesimali, che compaiono nelle derivate spaziali e temporali, vengono approssimati da incrementi discreti e questo su di un dominio costituito da un insieme di punti detto griglia. Invece, nel metodo spettrale si usano funzioni armoniche sferiche per meglio rappresentare i campi atmosferici globali che variano in latitudine, longitudine e distanza dal centro della terra. Il metodo consiste nella rappresentazione delle variazioni spaziali delle variabili in termini di serie finite delle suddette funzioni ortogonali.

L'opportunità di compiere previsioni sui moti atmosferici, intesa come problema alle condizioni iniziali, venne posta quindi agli inizi del secolo, ma i primi tentativi veri e propri risalgono alla prima metà degli anni '50, in coincidenza con la nascita della meteorologia e climatologia numerica. In quegli anni infatti, grazie all'incoraggiamento del matematico John von Neumann, un gruppo di ricercatori si era impegnato nella sfida di prevedere il tempo atmosferico in modo automatizzato. Da allora, nel tentativo di simulare la struttura e la variabilità del clima, la complessità dei modelli di circolazione generale è andata aumentando, comprendendo oltre ai processi descritti matematicamente dalle equazioni primitive, anche quelli che si svolgono su scale spaziali non risolvibili dalla griglia dei GCM, che pure rivestono un ruolo importante nella dinamica del clima. La rappresentazione di questi fenomeni di sotto-griglia, comunemente riportata con il nome generico di parametrizzazioni, consiste fondamentalmente nella rappresentazione dei loro effetti netti in termini di variabili risolte dalla griglia del modello.

2.2 Il modello generale di circolazione atmosferica utilizzato: ECHAM4

Il GCM utilizzato in questo lavoro è ECHAM4, che è stato creato all'Istituto Max-Planck di Amburgo e rappresenta la quarta generazione del modello ECHAM (ECm-wfHAMburg). Quest'ultimo, a sua volta, è stato sviluppato dal già esistente modello ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecast) e da un insieme di

parametrizzazioni studiate presso l'Istituto di Amburgo.

2.2.1 La dinamica del modello

Il modello atmosferico utilizza il metodo spettrale per l'analisi della dinamica secca e uno schema semi-lagrangiano per le componenti umide.

La coordinata verticale dipende sia dalla pressione che dalla pressione superficiale, $\eta(p, p_s)$; in particolare si ha che $\eta(0, p_s) = 0$ e $\eta(p_s, p_s) = 1$. In questo modo le isobare seguono l'andamento della topografia nei pressi della superficie e poi, salendo se ne distaccano.

Con opportune approssimazioni, è possibile scrivere le equazioni del moto, il primo principio della termodinamica e le equazioni per l'umidità nel modo seguente:

$$\frac{\partial U}{\partial t} - (f + \zeta) \cdot V + \eta \frac{\partial U}{\partial \eta} + \frac{R_d T_V}{a} \frac{\partial}{\partial \lambda} \ln p + \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \lambda} (\Phi + E) = P_U + K_U \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + (f + \zeta) \cdot U + \eta \frac{\partial V}{\partial \eta} + \frac{R_d T_V}{a} (1 - \mu^2) \frac{\partial}{\partial \mu} \ln p + \frac{(1 - \mu^2)}{a} \frac{\partial}{\partial \mu} (\Phi + E) = P_V + K_V \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{U}{a(1 - \mu^2)} \frac{\partial T}{\partial \lambda} + \frac{V}{a} \frac{\partial T}{\partial \mu} + \eta \frac{\partial T}{\partial \eta} - \frac{k T_V w}{(1 + (\frac{c_{pv}}{c_{pd}} - 1) q_v) p} = P_T + K_T \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial q_v}{\partial t} + \frac{U}{a(1 - \mu^2)} \frac{\partial q_v}{\partial \lambda} + \frac{V}{a} \frac{\partial q_v}{\partial \mu} + \eta \frac{\partial q_v}{\partial \eta} = P_{q_v} + K_{q_v} \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial q_w}{\partial t} + \frac{U}{a(1 - \mu^2)} \frac{\partial q_w}{\partial \lambda} + \frac{V}{a} \frac{\partial q_w}{\partial \mu} + \eta \frac{\partial q_w}{\partial \eta} = P_{q_w} + K_{q_w} \quad (2.5)$$

dove q_v è la mixing ratio per il vapor d'acqua e q_w è la mixing ratio per l'acqua contenuta nelle nubi. Inoltre t è il tempo, a il raggio terrestre, ζ è la vorticità relativa, λ la longitudine e $\mu = \sin \phi$, con ϕ la latitudine; f è il parametro di Coriolis, R_d è la costante dei gas per l'aria secca e R_v quella per il vapor d'acqua. $T_V = T(1 + (R_v/R_d -$

1) q_v) è la temperatura virtuale, $\Phi = gz$ è il geopotenziale e $E = (u^2 + v^2)/2(1 - \mu^2)$ è l'energia cinetica per unità di massa. $U = u \cos \phi$ e $V = v \cos \phi$ rappresentano le componenti zonale e meridionale della velocità; infine $k = R_d/c_{pd}$, dove c_{pd} è il calore specifico a pressione costante per l'aria secca.

Per formare il sistema primitivo di equazioni per il modello numerico bisogna poi aggiungere, a quelle già scritte, l'equazione di continuità ed il principio idrostatico:

$$\frac{\partial}{\partial t} \ln p_s = -\frac{1}{p_s} \int_0^1 \nabla \cdot (v_h \frac{\partial p}{\partial \eta}) d\eta \quad (2.6)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \eta} = -\frac{R_d T_V}{p} \frac{\partial p}{\partial \eta} \quad (2.7)$$

dove $v_h = (u, v)$ rappresenta il vettore velocità. La velocità verticale nella coordinata della pressione è data da:

$$w = v_h \nabla p - \int_0^\eta \nabla \cdot (v_h \frac{\partial p}{\partial \eta}) d\eta \quad (2.8)$$

Nell'applicazione del metodo spettrale le equazioni (2.3 - 2.4) possono essere scritte nella forma della vorticità relativa ζ e della divergenza D , definite come:

$$\zeta = \frac{1}{a} \left(\frac{1}{1 - \mu^2} \frac{\partial V}{\partial \lambda} - \frac{\partial U}{\partial \mu} \right) \quad (2.9)$$

$$D = \frac{1}{a} \left(\frac{1}{a - \mu^2} \frac{\partial U}{\partial \lambda} + \frac{\partial V}{\partial \mu} \right) \quad (2.10)$$

ovvero:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \frac{1}{a(1 - \mu^2)} \frac{\partial}{\partial \lambda} (F_V + P_V) - \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \mu} (F_U + P_U) + K_\zeta \quad (2.11)$$

$$\frac{\partial D}{\partial t} = \frac{1}{a(1 - \mu^2)} \frac{\partial}{\partial \lambda} (F_U + P_U) + \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \mu} (F_V + P_V) - \nabla^2 (\Phi + E) + K_D \quad (2.12)$$

dove:

$$F_U = (f + \zeta)V - \eta \frac{\partial U}{\partial \eta} - \frac{R_d T_V}{a} \frac{\partial}{\partial \lambda} \ln p \quad (2.13)$$

$$F_V = -(f + \zeta)U - \eta \frac{\partial V}{\partial \eta} - \frac{R_d T_V}{a} (1 - \mu^2) \frac{\partial}{\partial \mu} \ln p \quad (2.14)$$

Per quanto riguarda la discretizzazione orizzontale, essa viene compiuta sulle variabili prognostiche (quelle che compaiono come derivate temporali) e sul geopotenziale con una serie troncata di armoniche sferiche:

$$X(\lambda, \mu, \eta, t) = \sum_{m=-M}^M \sum_{n=m}^{N(m)} X_n^m(\eta, t) P_n^m(\mu) e^{im\lambda}$$

dove X è la funzione, m il numero d'onda zonale e n l'indice meridionale. $P_n^m(\mu)$ sono le funzioni associate di Legendre del primo tipo.

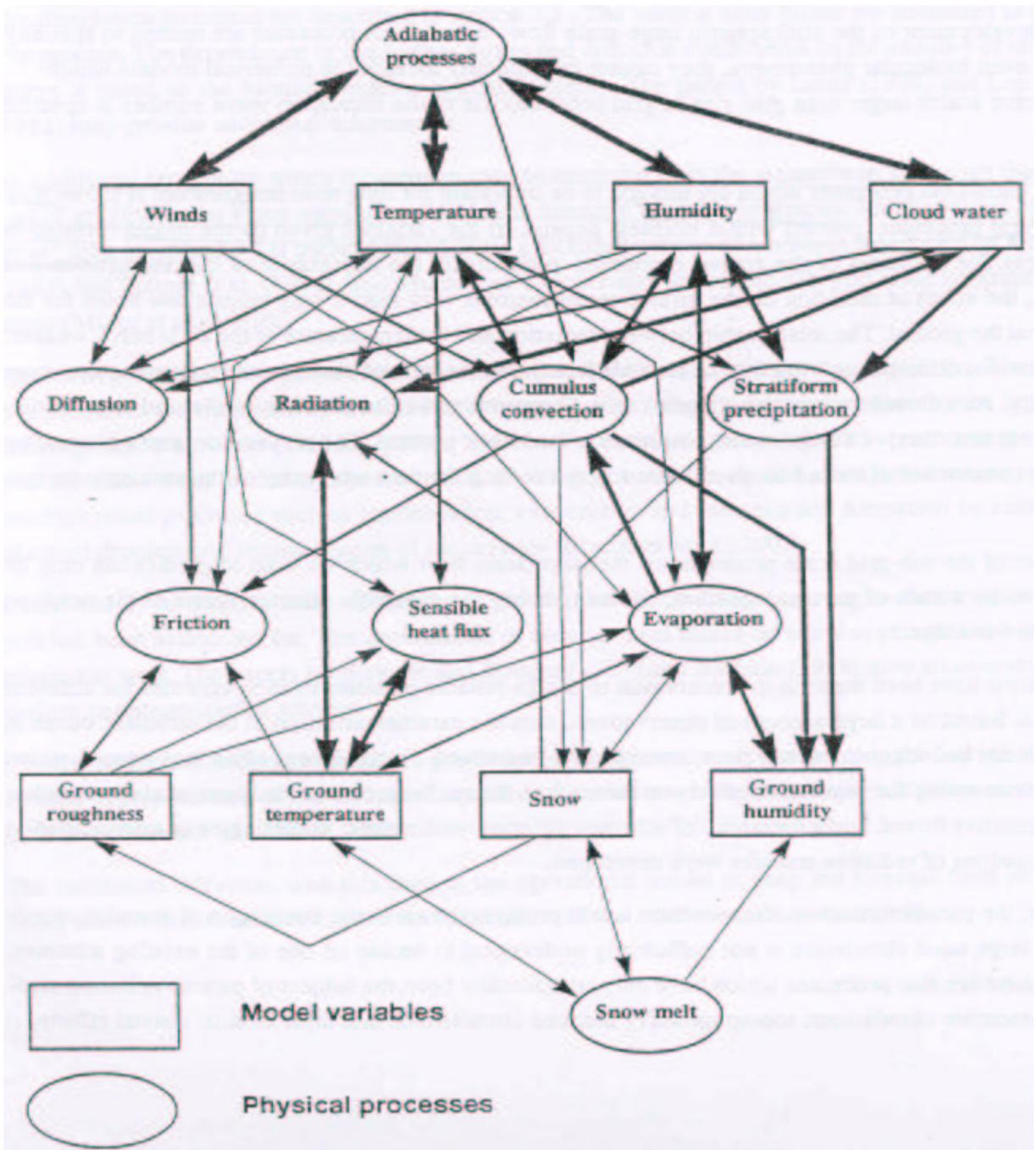


Figura 2-1: rappresentazione schematica dei processi inclusi nel Modello ECHAM4.

2.2.2 La fisica del modello

La fisica del modello comprende le parametrizzazioni relative alla radiazione adottate dalla versione originale del modello ECMWF (Fouquart e Bonnel, 1980; Morcrette et al., 1986) con qualche modifica relativa all'inclusione di alcuni gas serra addizionali (metano, ossidi di azoto e 16 CFCs) e di vari tipi di aerosol opzionali, le parametrizzazioni relative alla diffusione orizzontale, alla resistenza dovuta ad onde di gravità, ai processi umidi (distinti in convettivi e stratiformi) ed infine, di particolare importanza per il lavoro svolto, le parametrizzazioni relative ai processi superficiali continentali e allo schema diffusivo verticale.

La parametrizzazione degli scambi verticali negli strati inferiori dell'atmosfera

La rappresentazione dello scambio turbolento di calore, momento e umidità all'interno dello strato limite planetario (PBL, dall'inglese Planetary Boundary Layer) è in accordo con la teoria della diffusività turbolenta. Tale teoria prevede che i flussi verticali dovuti alla turbolenza presente nel PBL possano essere considerati, similmente ai fenomeni diffusivi, proporzionali al gradiente verticale dei relativi campi atmosferici. Al di sopra del PBL lo schema opera solo quando si è in condizioni di instabilità. L'equazione per la diffusione verticale di ogni quantità conservativa X è rappresentata nel seguente modo:

$$\frac{\partial X}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho K_x \frac{\partial X}{\partial z} \right) = \frac{1}{\rho} \frac{\partial J_X}{\partial z} \quad (2.15)$$

con z e t rispettivamente coordinata verticale e temporale e dove K_x è il coefficiente di diffusione turbolenta e J_X il flusso verticale turbolento relativo ad X .

Vengono inoltre assunte le seguenti condizioni al contorno:

$$K_x \frac{\partial X}{\partial z} = 0 \quad (2.16)$$

per $p = p_t$ dove p_t è la pressione al limite superiore del PBL

$$K_x \frac{\partial X}{\partial z} \rightarrow C_x |\vec{v}_h(z)| (X(z) - X_s) \quad (2.17)$$

per $z \rightarrow 0$, e con $\vec{v}_h = (u, v)$ quale vettore vento orizzontale ed X_s valore alla superficie.

La definizione del coefficiente di resistenza superficiale C_x dipende dall'altezza z al di sopra del terreno a cui \vec{v}_h ed X sono considerate (la scelta naturale consiste nel più basso livello atmosferico del GCM), dalla stabilità dello strato atmosferico e dal parametro di rugosità della superficie (vedi paragrafo seguente). X può essere identificato con ciascuna delle seguenti variabili: vento zonale (u), vento meridionale (v), umidità specifica (q_v), energia statica secca (θ) definita come $\theta = C_p T + \phi$, dove ϕ rappresenta il geopotenziale e C_p è la capacità termica specifica dell'aria.

La discretizzazione della equazione della diffusione verticale in ECHAM4 viene effettuata secondo il metodo alle differenze finite centrato (Leap frog time stepping) e con un filtro temporale di Robert (Asselin, 1972). Si ottiene così un sistema di equazioni che, per il generico livello k , si presentano come segue (vedi anche Fig.2-2):

$$\frac{X_k^{t+1} - X_k^{t-1}}{2\Delta t} = \frac{g}{\Delta p_k} \left(\rho_{k+1/2}^{t-1} K_{k+1/2}^{t-1} \frac{X_{k+1}^* - X_k^*}{\Delta z_{k+1/2}} - \rho_{k-1/2}^{t-1} K_{k-1/2}^{t-1} \frac{X_k^* - X_{k-1}^*}{\Delta z_{k-1/2}} \right) \quad (2.18)$$

dove $X^* = \alpha X_k^{t+1} + (1 - \alpha) X_k^{t-1}$ con $\alpha = 1.5$; g è l'accelerazione di gravità e Δp_k è la differenza di pressione tra due livelli intermedi adiacenti (entrambe sono introdotte in 2.18 per mezzo dell'equazione idrostatica). La soluzione del sistema di equazioni, che così prende origine, è ottenuta per mezzo dell'algoritmo di Richtmyer e Morton (1967), per la cui descrizione si rimanda al cap.4.

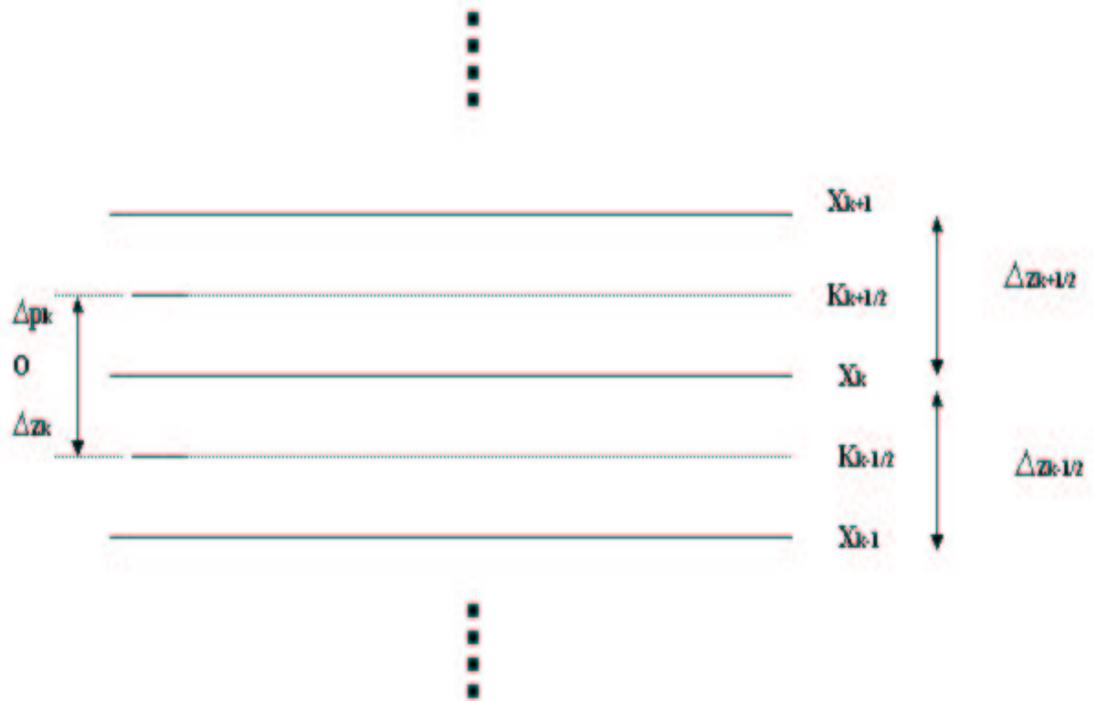


Figura 2-2: schema rappresentativo dei livelli, pieni ed intermedi, usati per la discretizzazione dell'equazione verticale di diffusione.

I flussi superficiali di momento, energia statica secca e vapore acqueo sono parametrizzati come segue (Louis, 1979):

$$J_u = \rho C_m |v_h| u \quad (2.19)$$

$$J_v = \rho C_m |v_h| v \quad (2.20)$$

$$J_\theta = \rho C_h |v_h| (\theta - \theta_s) \quad (2.21)$$

$$J_{q_v} = \rho C_h |v_h| (q_v - q_{vs}) \quad (2.22)$$

dove C_m e C_h sono rispettivamente il coefficiente di resistenza superficiale e il coefficiente di scambio termico, u , v e θ sono le componenti di velocità e l'energia statica

secca del più basso strato atmosferico e q_v è l'umidità specifica per lo stesso livello. Con gli indici inferiori “ s ” si intendono i rispettivi valori superficiali. Il calcolo dei flussi superficiali, per la “chiusura” dello schema diffusivo verticale, è effettuato secondo un metodo di accoppiamento semi-implicito (vedi cap. 4).

Calcolo dei coefficienti di diffusione turbolenta

I coefficienti di resistenza alla superficie (vedi eq. 2.19-2.22) sono ottenuti dalla teoria di Monin-Obukhov e, come nel modello ECMWF, sono utilizzate espressioni analitiche semplificate (Louis, 1979). Tali espressioni sono distinte per il momento ed il calore, i quali nelle equazioni che seguono sono individuati rispettivamente con l'indice inferiore m ed h :

$$C_{m,h} = C_N f_{m,h} \left(Ri_B, \frac{z_L}{z_{0m}} + 1, \frac{z_L}{z_{0h}} + 1 \right) \quad (2.23)$$

$$C_N = \frac{k^2}{\ln \left(\frac{z_L}{z_{0m}} + 1 \right), \ln \left(\frac{z_L}{z_{0h}} + 1 \right)} \quad (2.24)$$

con C_N viene indicato il coefficiente di trasferimento in condizioni di neutralità atmosferica, k è la costante di van Karman, z_L l'altezza del più basso livello atmosferico, z_{0m} e z_{0h} sono i parametri di rugosità superficiale rispettivamente per momento e calore e Ri_B è il numero di Richardson umido per lo strato superficiale. Le funzioni di stabilità per calore e momento, f_m e f_h , che rappresentano il rapporto tra $C_{m,h}$ con il corrispondente valore in condizioni di neutralità, sono definite in accordo con Louis (1979); per condizioni di instabilità atmosferica ($Ri_B < 0$):

$$f_{m,h} = 1 - \frac{a_{m,h} Ri_B}{1 + 3c^2 C_N \sqrt{-Ri_B \left(\frac{z_L}{z_{0m,h}} + 1 \right)}} \quad (2.25)$$

e per condizioni di stabilità ($Ri_B \geq 0$):

$$f_m = \frac{1}{1 + a_m \frac{Ri_B}{\sqrt{1 + c Ri_B}}} \quad (2.26)$$

$$f_h = \frac{1}{1 + a_h \frac{Ri_B}{\sqrt{1 + cRi_B}}} \quad (2.27)$$

con i coefficienti specificati come segue: $c = 5$, $a_m = 2c$, $a_h = 3c$.

Al di sopra dello strato superficiale i coefficienti di diffusione turbolenta sono parametrizzati in funzione dell'energia cinetica turbolenta E e, in analogia con il caso superficiale, coefficienti differenti sono utilizzati per il momento e per il calore:

$$K_{m,h} = \Lambda_{m,h} \sqrt{E} \quad (2.28)$$

con $E = (u'^2 + v'^2 + w'^2) / 2$ e la lunghezza di scala $\Lambda_{m,h} = l S_{m,h}$, dove $l = kz(1 + \frac{kz}{\lambda})^{-1}$ è la lunghezza di rimescolamento (Blackadar, 1962) e λ , che nel PBL viene considerato una costante (300 m), rappresenta il valore asintotico della lunghezza di rimescolamento. In modo simile al caso superficiale, le funzioni $S_{m,h}$ sono definite come il prodotto di coefficienti in condizioni di neutralità, S_{Nm} e S_{Nh} , e di funzioni di stabilità:

$$S_m = S_{N,m} g_m \quad (2.29)$$

$$S_h = S_{N,h} g_h \quad (2.30)$$

I coefficienti di neutralità sono definiti in accordo con Mellor e Yamada (1982):

$$S_{Nh} = 3A_2 \gamma_1 \sqrt{2} \quad (2.31)$$

$$\frac{S_{Nm}}{S_{Nh}} = \frac{A_1}{A_2} \left(\frac{\gamma_1 - C_1}{\gamma_1} \right) \quad (2.32)$$

con $A_1 = 0.92$, $A_2 = 0.74$, $C_1 = 0.08$ e $\gamma_1 = \frac{1}{3} - 2\frac{A_1}{B_1}$ e dove $B_1 = 16.6$.

Le funzioni di stabilità $g_{m,h}$ sono definite in modo differente per condizioni di instabilità e di stabilità (Roeckner et al., 1992). Nel primo caso ($Ri_B < 0$),

$$g_{m,h} = 1 - \frac{a_{m,h} Ri_B}{1 + 3c^2 l^2 \left[\left(\frac{\Delta z}{z} + 1 \right)^{\frac{1}{3}} - 1 \right]^{\frac{3}{2}} \left[\frac{\sqrt{-Ri_B}}{(\Delta z)^{\frac{3}{2}} \sqrt{z}} \right]} \quad (2.33)$$

mentre per condizioni di stabilità ($Ri_B \geq 0$),

$$g_m = \frac{1}{1 + 2c \frac{Ri_B}{\sqrt{1 + c Ri_B}}} \quad (2.34)$$

$$g_h = \frac{1}{1 + 2c \frac{Ri_B}{\sqrt{1 + Ri_B}}} \quad (2.35)$$

dove z è l'altezza, Δz lo spessore dello strato e Ri_B il numero di Richardson umido per lo strato in questione.

Parametrizzazione dell'albedo continentale

Sulle superfici prive di copertura nevosa l'albedo superficiale è prescritta e specificata, in modo completo, dalla media annuale derivata da raccolte di dati satellitari (Clausen et al., 1994). Sulle aree coperte da neve invece, l'albedo (α_{Surf}) è modificata in accordo con la seguente equazione:

$$\alpha_{Surf} = \alpha_{Sb} + (\alpha_S - \alpha_{Sb}) \frac{S_n}{S_n + S_n^*} \quad (2.36)$$

dove α_S è l'albedo della neve, α_{Sb} è il valore prescritto medio annuale, S_n è la profondità del manto nevoso simulata (in m equivalenti di acqua) e $S_n^* = 0.01$ m è la profondità critica tale che, per $S_n \gg S_n^*$, l'albedo superficiale approssima quella della neve. Quest'ultima (α_S) è funzione della temperatura superficiale (T_s) e della copertura forestale frazionaria (a_f), che è prescritta ed uguale al valore medio annuale (Matthews, 1983). Per $T_s \geq T_m = 273.15$ K (corrispondente alla temperatura di fusione), α_S è fissato ad un valore relativamente piccolo ($\alpha_S = \alpha_{Smin}(a_f)$), mentre per superfici fredde ($T_s \leq T_0 = 263.15$ K) l'albedo delle superfici innevate raggiunge i suoi valori massimi ($\alpha_S = \alpha_{Smax}(a_f)$).

La dipendenza dalla copertura forestale frazionaria (α_f) è formulata come segue:

$$\alpha_{Smin}(a_f) = a_f \alpha_{Smin}(a_f = 1) + (1 - a_f) \alpha_{Smin}(a_f = 0) \quad (2.37)$$

$$\alpha_{Smax}(a_f) = a_f \alpha_{Smax}(a_f = 1) + (1 - a_f) \alpha_{Smax}(a_f = 0) \quad (2.38)$$

Nell'intervallo di temperature $T_0 < T_s < T_m$, α_S è ottenuto per interpolazione lineare nel modo seguente:

$$\alpha_S = \alpha_{Smax} - (\alpha_{Smax} - \alpha_{Smin}) \frac{T_s - T_0}{T_m - T_0} \quad (2.39)$$

Altri processi continentali

Sui continenti ogni elemento della griglia è suddiviso in 4 frazioni e l'evaporazione totale è data dalla somma dei contributi derivanti da ognuna di esse:

1. C_{sn} suolo ricoperto dalla neve
2. $(1-C_{sn})C_l$ suolo ricoperto da una superficie satura di acqua
3. $(1-C_{sn})(1-C_l)(1-C_v)$ suolo nudo
4. $(1-C_{sn})(1-C_l)C_v$ suolo coperto dalla vegetazione

Come si vede, per ognuno dei punti griglia si considera una “generica” copertura vegetale (C_v) e i parametri ad essa relativi sono intesi come mediati tra le diverse tipologie di vegetazione presenti su quel dato elemento della griglia. Questo approccio al trattamento della vegetazione è detto della “grande foglia” (tradotto dall'inglese, “big leaf approach”), contrapposto all'approccio a mosaico (“mosaic approach”) che considera invece separatamente le diverse tipologie di vegetazione e le relative caratteristiche. La frazione di ogni elemento della griglia coperto dalla vegetazione, in ECHAM4, è prescritta e rappresentativa della media annuale. Allo stesso modo le componenti vegetazionali di rugosità superficiale (“roughness length”) e albedo sono prescritti ed estrapolati sulla base della distribuzione dei maggiori complessi ecosistemici di Olson ed ottenuti da opportune raccolte di dati.

Per il calcolo della temperatura del suolo è utilizzato uno schema diffusivo, che considera cinque livelli verticali con la possibilità di uno strato innevato addizionale (Fig. 2-3).

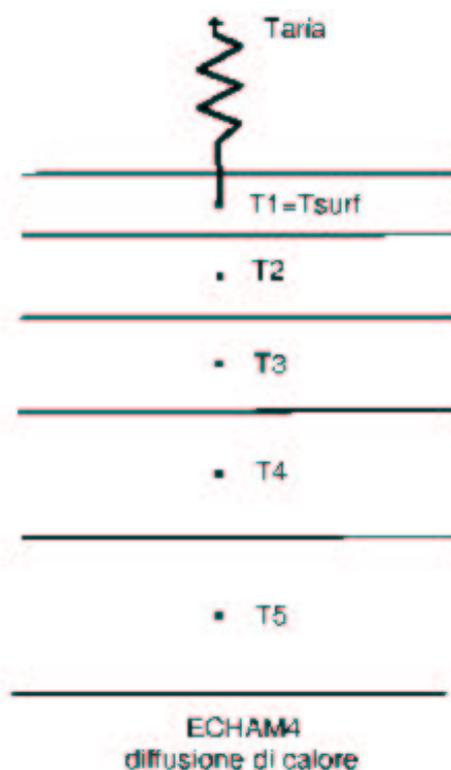


Figura 2-3: Rappresentazione schematica degli strati del suolo usati al fine del calcolo dei flussi di calore. La temperatura superficiale (T_{surf}) corrisponde a quella del primo livello del suolo.

L'idrologia è rappresentata da uno strato con profondità e capacità di campo prescritte e fisse. Questo modo molto semplificato di considerare il suolo dal punto di vista idrologico viene anche denominato “modello a secchio” (tradotto dall'Inglese Bucket model; Manabe, 1969), di cui segue una schematica rappresentazione (Fig. 2-4).

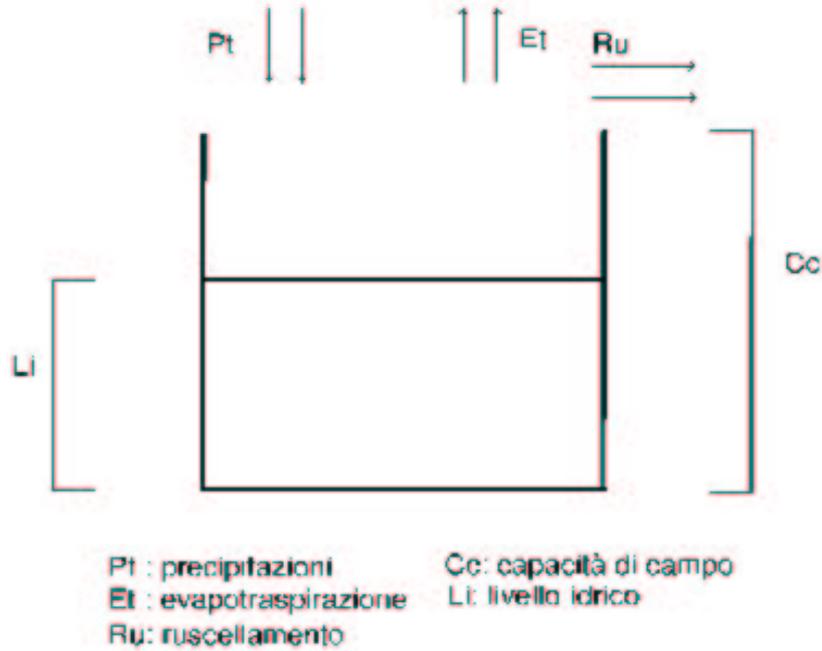


Figura 2-4: rappresentazione schematica dell'idrologia come implementata nel "Bucket model".

Come suggerisce il nome, per ogni elemento della griglia, il suolo viene considerato come un recipiente le cui variazioni di contenuto idrico derivano semplicemente dal bilancio tra precipitazioni ed evapotraspirazione. Eventuali eccessi oltre alla capacità del "secchio", che rappresenta la capacità di campo del suolo, danno origine a ruscellamento.

Capitolo 3

Lo schema di superficie: ORCHIDEE

ORCHIDEE (ORganizing Carbon and Hydrology In Dynamic EcosystEms) è il nuovo schema di superficie dell'IPSL. Esso è stato scritto a partire da tre modelli distinti:

- SECHIBA : dedicato al bilancio energetico e idrico;
- LPJ (Lund-Postdam-Jena): il modello generale dinamico di vegetazione (DG-VM) sviluppato da S. Sitch e C. Prentice, che tratta i processi di lungo periodo quali, ad esempio, i fenomeni competitivi tra le diverse tipologie vegetali;
- STOMATE (Saclay Toulouse Orsay Model for the Analysis of Terrestrial Ecosystems), che tratta i fenomeni temporalmente intermedi come, ad esempio, quelli riguardanti la fenologia e la dinamica del carbonio.

In pratica, in ORCHIDEE è possibile distinguere due parti (vedi figura 3-4). Nella prima, derivante direttamente dallo sviluppo ed ampliamento di SECHIBA, sono compresi i processi di breve e medio periodo ed è inclusa la rappresentazione della vegetazione in modo coerente con LPJ e di alcuni processi precedentemente implementati in STOMATE. La seconda parte riguarda, invece, i processi di medio-lungo periodo, quali la dinamica della vegetazione (tratta da LPJ) e l'allocazione e la dinamica del carbonio nelle associazioni vegetali considerate e nel suolo (tratte da STOMATE); questa seconda parte verrà riferita nel seguito, per semplicità, come STOMATE-LPJ. Le due parti sono ben separate ad eccezione dei calcoli della resistenza stomatica e della produzione primaria di biomassa.

Come precedentemente menzionato, ORCHIDEE è tuttora in fase di validazione e completamento per quanto riguarda STOMATE-LPJ, cosicchè nella versione di prova attualmente fornita dall'IPSL, quest'ultimo non può essere attivato operativamente. Nel presente capitolo verrà descritto dapprima il vecchio LSS SECHIBA (sez. 1), a cui seguirà la descrizione di ORCHIDEE (sez. 2) incluse le caratteristiche principali della parte non ancora attivata: STOMATE-LPJ (sez. 3).

3.1 Il precedente schema di superficie: SECHIBA

SECHIBA (Ducoudre et al., 1992) è lo schema di superficie sviluppato presso i Laboratori di Meteorologia Dinamica (LMD) di Parigi ed utilizzato nel LMD GCM. In esso viene parametrizzata l'idrologia e la diffusione di calore all'interno del suolo ed è effettuato il bilancio energetico alla superficie. La rappresentazione dei trasferimenti di calore e umidità tra l'atmosfera e la superficie é effettuata utilizzando una formulazione alle resistenze. In analogia con la legge di Ohm, i flussi di calore sensibile e latente sono calcolati come segue:

$$F_x = \frac{\text{differenza potenziale}}{\text{resistenza}} \sim \frac{\Delta X}{\sum_i r_i} \quad (3.1)$$

La quantità X può essere identificata con la temperatura o l'umidità specifica. I flussi vengono così guidati dal gradiente di X tra la superficie e un livello di riferimento atmosferico e sono limitati dalla somma delle resistenze ($\sum_i r_i$). La rappresentazione della vegetazione fa sì che le diverse tipologie possano essere presenti simultaneamente sullo stesso elemento della griglia (approccio a mosaico). Nella versione originale sono considerate otto diverse tipologie di superficie, sette delle quali relative a coperture vegetali, cui é aggiunta la superficie rappresentata dal suolo nudo. Ogni classe di vegetazione è considerata come un singolo strato e i calcoli dell'evapotraspirazione sono effettuati per ognuna di esse; i flussi così ottenuti sono sommati per il calcolo complessivo (vedi fig. 3-1). Per la parte ricoperta dalle chiome delle piante viene trascurata l'evaporazione dal suolo nudo mentre l'evaporazione diretta dell'acqua intercettata dalle foglie è considerata al valore potenziale, vale a dire come fosse una superficie satura d'acqua. Per il calcolo del flusso di calore sensibile e del

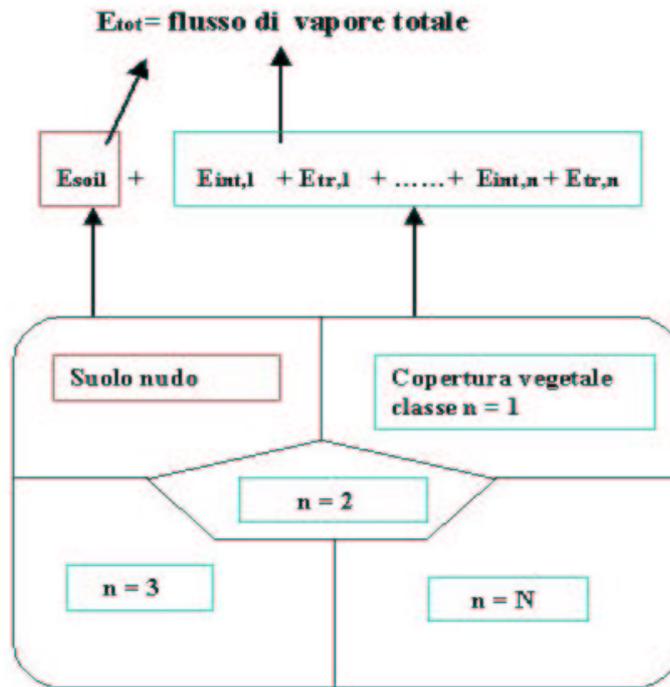


Figura 3-1: Rappresentazione schematica del calcolo del flusso di calore latente totale E_{tot} quale somma dei contributi dovuti a suolo nudo (E_{soil}), all'evaporazione diretta delle precipitazioni intercettate dalle foglie ($E_{int,n}$) ed alla traspirazione da parte delle varie tipologie vegetali ($E_{tr,n}$).

bilancio radiativo, il suolo e la vegetazione sono considerati come un unico mezzo la cui temperatura verrà riferita nel seguito come T_g .

3.1.1 Il flusso superficiale di vapore acqueo

Il flusso di vapor d'acqua totale (E_{tot}) è rappresentato dalla somma dei diversi contributi come segue:

$$E_{tot} = E_{snow} + E_{soil} + \sum_n E_{tr_n} + \sum_n E_{int_n} \quad (3.2)$$

dove E_{snow} è il flusso dovuto alla sublimazione della neve, E_{soil} è il contributo dovuto all'evaporazione dal suolo e E_{tr_n} e E_{int_n} rappresentano rispettivamente la traspirazione e l'evaporazione diretta dell'acqua intercettata dalle foglie, per ogni tipologia vegetale (n) considerata.

Ognuna delle componenti può essere rappresentata dalla seguente generica equazione

basata sulle resistenze ai flussi :

$$E_{snow,soil,tr_n,int_n} = \alpha_{snow,soil,tr_n,int_n} \rho \frac{\Delta q_{snow,soil,tr,int}}{\sum_i r_i} \quad (3.3)$$

dove ρ è la densità dell'aria, $\alpha_{snow,soil,tr_n,int_n}$ è la frazione dell'elemento di griglia considerato, $\Delta q_{snow,soil,tr,int}$ è la "forza motrice" data dal gradiente dell'umidità specifica tra la superficie e l'aria soprastante, e $\sum_i r_i$ è la somma delle resistenze.

	Sublimazione	Evaporazione dal suolo	Traspirazione	Evaporazione dalle chiome
$\Delta q =$	$q_{sat}(T_g) - q_a$	$h_g q_{sat}(T_g) - q_a$	$h_g q_{sat}(T_g) - q_a$	$q_{sat}(T_g) - q_a$
$\alpha =$	$\frac{S_n}{S_{cr}}$	$\left(1 - \frac{S_n}{S_{cr}}\right) (1 - \sigma_f)$	$\left(1 - \frac{S_n}{S_{cr}}\right) \sigma_{f,n} \left(1 - \left(\frac{W_{dew,n}}{W_{dmax,n}}\right)^{\frac{2}{3}}\right)$	$\left(1 - \frac{S_n}{S_{cr}}\right) \sigma_{f,n} \left(\frac{W_{dew,n}}{W_{dmax,n}}\right)^{\frac{2}{3}}$
$\sum_i r_i =$	r_a	$r_a + r_g$	$r_a + r_0 + r_c$	$r_a + r_0$

Tabella 3.1: Riassunto delle equazioni per il gradiente dell'umidità specifica tra la superficie e l'aria soprastante (Δq), la frazione dell'elemento della griglia considerato (α) e la somma delle resistenze che si oppongono al flusso di vapore acqueo ($\sum_i r_i$) per ognuna delle componenti del flusso totale.

Sublimazione della neve

La frazione dell'elemento di griglia considerato per il calcolo del flusso derivante dalla sublimazione della neve è determinata nel seguente modo:

$$\alpha_{snow} = \frac{S_n}{S_{cr}} \quad (3.4)$$

dove S_n rappresenta lo spessore dello strato innevato al di sopra della superficie continentale (espresso in *mm* equivalenti di acqua) e S_{cr} è la profondità critica dello strato innevato, oltre la quale l'intero elemento della griglia viene considerato ricoperto dalla neve.

Con Δq_{snow} (vedi eq. 3.3) viene indicata la variazione tra l'umidità specifica al suolo (considerata all'equilibrio di saturazione liquido-vapore) ed il rispettivo valore al livello atmosferico di riferimento:

$$\Delta q_{snow} = q_{sat}(T_g) - q_a \quad (3.5)$$

dove T_g è la temperatura superficiale e q_a è l'umidità specifica dell'aria al livello di riferimento atmosferico; con $q_{sat}(T)$ viene indicata l'umidità specifica a saturazione

alla temperatura T .

L'unica resistenza considerata in questo caso è quella aerodinamica (vedi eq. 3.6 e 3.7) che è inversamente proporzionale al prodotto del coefficiente di resistenza superficiale (C_d) e della componente orizzontale della velocità del vento (V_a):

$$r_{snow} = \sum_i r_i = r_a \quad (3.6)$$

$$r_a = \frac{1}{C_D V_a} \quad (3.7)$$

Evaporazione dal suolo nudo

La frazione di ogni punto griglia occupata dal suolo nudo è data dalla seguente relazione:

$$\alpha_{soil} = \left(1 - \frac{S_n}{S_{cr}}\right) (1 - \sigma_f) \quad (3.8)$$

dove con σ_f viene indicata la frazione ricoperta dalla vegetazione. La “forza motrice” del flusso in questo caso è determinata come segue:

$$\Delta q_{soil} = h_g q_{sat}(T_g) - q_a \quad (3.9)$$

In questa equazione h_g rappresenta l'umidità relativa superficiale, come calcolata al fine della rappresentazione dello stress idrico:

$$h_g = \exp\left(-c \frac{h_s}{h_t}\right) \quad (3.10)$$

dove c è un parametro fissato, h_s è lo spessore dello strato secco superiore e h_t è lo spessore totale del suolo.

In questo caso, la resistenza esercitata è data dalla seguente sommatoria:

$$r_{soil} = \sum_i r_i = r_a + r_g \quad (3.11)$$

in cui r_a è la resistenza aerodinamica (vedi eq. 3.6 e 3.7) e r_g è la resistenza del suolo:

$$r_g = r_{sol} \frac{h_s}{h_t} \quad (3.12)$$

con r_{sol} è qui rappresentata la resistenza esercitata da un metro di suolo secco all'evaporazione dell'acqua sottostante.

Traspirazione da parte delle piante

La frazione dell'elemento di griglia che contribuisce a questo flusso è così determinata:

$$\alpha_{tr_n} = \left(1 - \frac{S_n}{S_{cr}}\right) \sigma_{f,n} \left(1 - \left(\frac{W_{dew,n}}{W_{dmax,n}}\right)^{2/3}\right) \quad (3.13)$$

qui $W_{dew,n}$ è l'ammontare di acqua intercettata dalle foglie e $W_{dmax,n}$ è l'ammontare massimo che le foglie possono intercettare durante un evento piovoso (mm), entrambi considerati per la tipologia vegetale n . Si noti che, nell'equazione 3.13, $\sigma_{f,n}$ rappresenta la copertura frazionaria relativa alla tipologia di vegetazione considerata.

La "forza motrice" per questo flusso è data da:

$$\Delta q_{tr} = h_g q_{sat}(T_g) - q_a \quad (3.14)$$

con h_g definito come nell'equazione 3.10.

La sommatoria delle resistenze al flusso è rappresentata come segue:

$$r_{tr_n} = \sum_i r_i = r_a + r_0 + r_c \quad (3.15)$$

dove r_0 è la così detta resistenza architetture (che rappresenta la resistenza aerodinamica delle chiome delle piante) che è funzione del tipo di vegetazione, mentre r_c è la resistenza alla traspirazione dovuta alla vegetazione che include l'effetto dell'apertura stomatica:

$$r_c = \frac{1}{LAI} \frac{R_S + R_{s0}}{R_s} \frac{a + \lambda \cdot \delta c}{k_0} \quad (3.16)$$

dove LAI (dall'Inglese Leaf Area Index) è dato dal rapporto tra la superficie fogliare (viene considerato un solo lato) totale della chioma delle piante e la superficie derivante dalla proiezione al suolo della chioma stessa; R_s è la radiazione solare incidente, R_{s0} è un parametro chiamato fattore di saturazione luminosa, a , λ e k_0 sono a loro volta parametri dipendenti dalla tipologia di vegetazione, mentre δc è il deficit di concentrazione di vapore acqueo dell'aria.

Evaporazione diretta dell'acqua di pioggia intercettata dalle foglie

In questo caso frazione dell'elemento di griglia (α_{int_n}), forza motrice (Δq_{int}), e resistenza (r_{int_n}), relative a questo flusso, sono rappresentate come segue:

$$\alpha_{int_n} = \left(1 - \frac{S_n}{S_{cr}}\right) \sigma_{f,n} \left(\frac{W_{dew,n}}{W_{dmax,n}}\right)^{2/3} \quad (3.17)$$

$$\Delta q_{int} = q_{sat}(T_g) - q_a \quad (3.18)$$

$$r_{int_n} = \sum_i r_i = r_a + r_0 \quad (3.19)$$

È interessante notare che SECHIBA consente, qualora tutta l'acqua presente nella riserva alla superficie delle foglie sia esaurita, che abbia luogo evapotraspirazione sulla stessa frazione della griglia e nello stesso intervallo temporale.

La riserva alla superficie delle foglie è governata dalla seguente equazione:

$$\frac{\partial W_{dew,n}}{\partial t} = \sigma_{f,n} P_r - E_{int_n} \quad (3.20)$$

dove P_r è il tasso di precipitazione.

3.1.2 Il flusso superficiale di calore sensibile

Il flusso di calore sensibile è calcolato secondo la seguente equazione:

$$H = \rho c_p \frac{(T_g - T_r)}{r_a} \quad (3.21)$$

In essa T_g è la temperatura superficiale, T_r è quella dell'aria al livello di riferimento e r_a è la resistenza aerodinamica. Con ρ e c_p sono indicate rispettivamente densità e calore specifico dell'aria.

3.1.3 Umidità del suolo

L'idrologia del suolo è rappresentata da due strati di spessore variabile (Choisnel, 1977); lo spessore degli strati si evolve secondo i seguenti principi (vedi fig. 3-2):

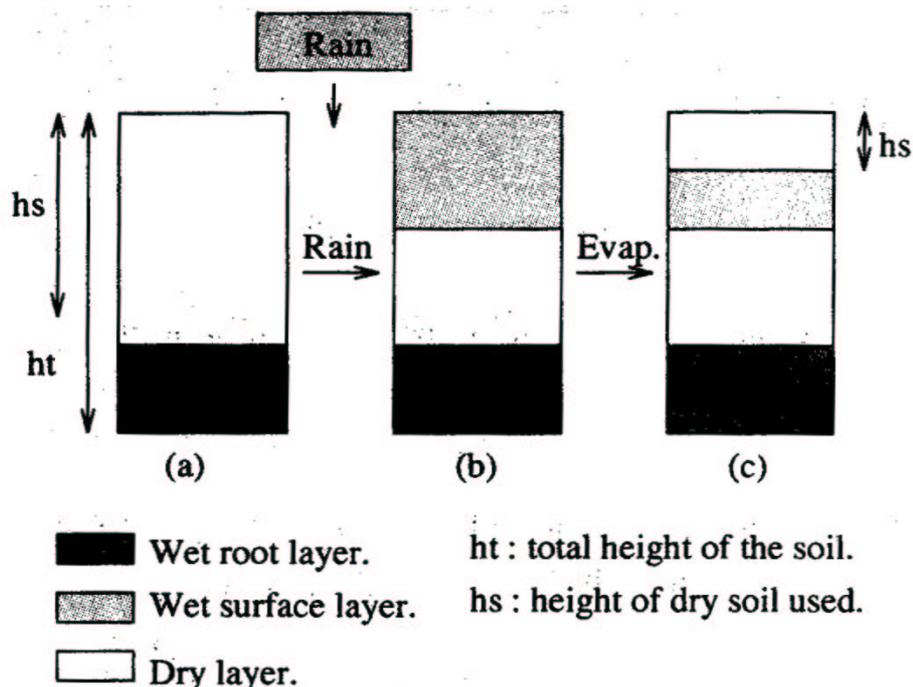


Figura 3-2: Schema della rappresentazione della riserva idrica del suolo: In Sechiba possono verificarsi tre casi: (a) non vi è nessuna riserva di superficie, dopo un lungo periodo di siccità, (b) la riserva di superficie è riempita dall'alto verso il basso dopo un evento piovoso e (c) la riserva di superficie è parzialmente secca. (Peylin et al., 1997)

1. Quando piove il suolo è riempito dall'alto verso il basso.
2. Quando l'evapotraspirazione è maggiore delle precipitazioni, l'acqua è rimossa dal livello più superficiale che ha disponibilità idrica.

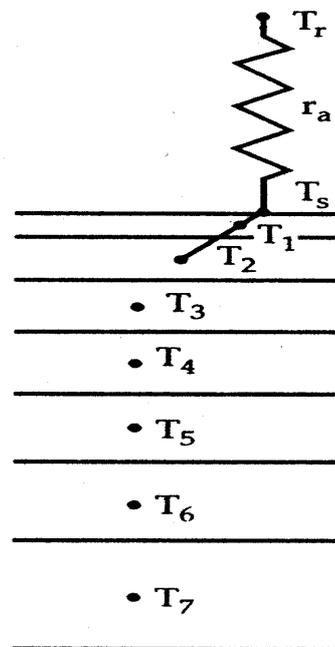
Questo tipo di rappresentazione dell'idrologia del suolo consente una veloce risposta evaporativa ad eventi piovosi (Schulz et al., 2000), garantendo così un comportamento più fedele alle evaporazioni reali rispetto agli schemi che considerano una singola

riserva idrica superficiale (Modello a secchio, vedi cap. 2).

Lo strato di suolo, considerato al fine di consentire i calcoli relativi ai bilanci idrologici, è rappresentato dalla zona accessibile dalle radici delle piante. La quantità massima di acqua che può contenere è W_{tmax} , che rappresenta la differenza tra la quantità contenuta nel suolo alla saturazione e quella al punto di appassimento. La quantità d'acqua che eccede W_{tmax} , ovvero l'eccesso idrico oltre la saturazione del suolo, dà luogo a ruscellamento.

3.1.4 Temperatura all'interno del suolo ed alla superficie

La temperatura del suolo è calcolata usando uno schema diffusivo verticale a sette strati sovrapposti (vedi figura 3-3). Per il calcolo della temperatura superficiale è



SECHIBA

Figura 3-3: Schema a sette livelli verticali utilizzati da Sechiba per il calcolo della diffusione verticale nel suolo. (Schulz et al., 1998)

utilizzata l'equazione di bilancio energetico alla superficie:

$$C_s \Delta T_s = S_n + L_n - \lambda E_{tot} - H + G \quad (3.22)$$

dove con S_n ed L_n si indicano rispettivamente la radiazione netta solare e ad onda lunga, C_s è la capacità termica del suolo per unità di area, λ il calore latente di evaporazione dell'acqua e G indica il flusso di calore all'interno del suolo verso la superficie.

3.2 ORCHIDEE: la nuova trattazione della vegetazione e dei processi di superficie

Come precedentemente affermato, ORCHIDEE deriva dallo sviluppo e dall'unione di SECHIBA con STOMATE ed LPJ. Da SECHIBA, in particolare, derivano le parametrizzazioni relative alla soluzione del bilancio energetico ed idrico superficiali ed al calcolo dei flussi all'interfaccia Atmosfera-superficie e di quelli di calore all'interno del suolo. Esse coincidono, essenzialmente, con la descrizione effettuata nella sezione precedente. Allo scopo di includere la rappresentazione e la dinamica della vegetazione, derivanti da LPJ nonché la fotosintesi, la produzione primaria di biomassa, i processi legati al ciclo fenologico e la dinamica del carbonio derivanti, a loro volta, da STOMATE, il codice di ORCHIDEE è stato completamente riscritto in conformità alle seguenti direttive di base (vedi anche la figura 3-4):

- Il linguaggio di programmazione è FORTRAN 90.
- Modularità del codice (vedi figura 3-4).
- I moduli sono il più indipendenti possibile allo scopo di renderli modificabili. Ognuno di essi ha un solo punto di ingresso/uscita delle variabili.
- Ogni modulo utilizza le proprie variabili prognostiche.
- Il modello ha un'unica interfaccia adatta sia al caso di accoppiamento con un modello atmosferico che per simulazioni forzate da dati osservati.
- Il modello è in grado di lavorare ad ogni risoluzione e su ogni regione del globo.

- Viene utilizzato un solo formato sia per i dati in ingresso che per quelli in uscita dal modello.

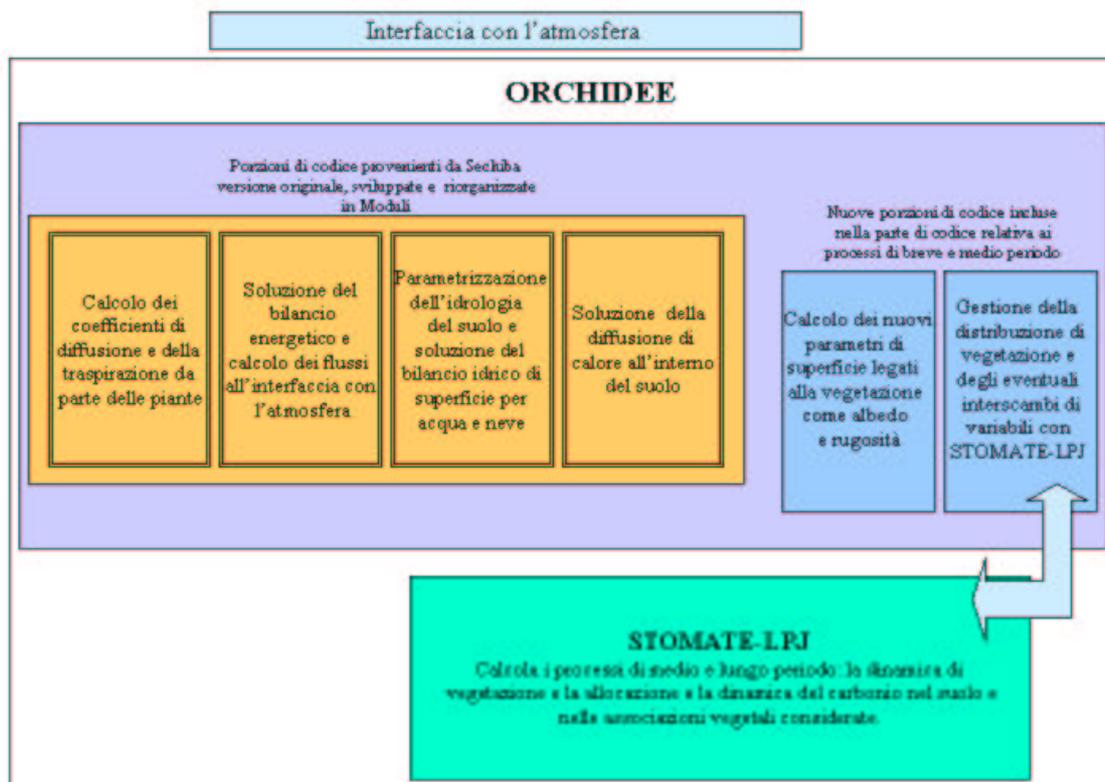


Figura 3-4: Schema della riorganizzazione in moduli del codice di ORCHIDEE.

ORCHIDEE è stato realizzato nell'ottica di una inclusione all'interno di un GCM, sebbene possa essere utilizzato anche disaccoppiato da un modello atmosferico. Nella maggior parte delle esperienze con ORCHIDEE, sarà probabilmente preferibile il suo utilizzo con coperture vegetali prescritte oppure con un ciclo annuale stabilito di coperture fogliari. Questo è reso molto semplice grazie ad alcune variabili logiche, definibili in fase di inizializzazione del modello (ad esempio Ok_DGVM, oK_STOMATE, oK_CO2), che consentono di effettuare le simulazioni con o senza l'attivazione di STOMATE-LPJ o di alcuni dei processi in esso implementati.

3.2.1 Dodici tipologie di vegetazione

LPJ è stato scritto e validato per dodici tipologie funzionali di piante (PFT, dall'inglese Plant Functional Types) e, per necessità di consistenza con le altre parti di

ORCHIDEE, l'intero modello considera le stesse tipologie vegetali:

1. Latifoglie sempreverdi tropicali
2. Latifoglie pluviali tropicali
3. Aghifoglie sempreverdi temperate
4. Latifoglie sempreverdi temperate
5. Latifoglie decidue temperate
6. Aghifoglie boreali sempreverdi
7. Latifoglie boreali decidue
8. Aghifoglie boreali decidue
9. Erbacee C3
10. Erbacee C4
11. Agricoltura C3
12. Agricoltura C4

Si noti che in ORCHIDEE vengono rappresentate tredici tipologie di superficie, in quanto viene considerato anche il suolo nudo.

Suddivisioni della biomassa vegetale

All'interno di STOMATE-LPJ la biomassa delle piante è divisa in otto compartimenti: foglie, legno giovane e legno duro entrambi distinti in una parte al di sopra ed una al di sotto della superficie del suolo, radici fini, frutti e riserve di carboidrati (per le piante erbacee alcuni di questi compartimenti sono ovviamente vuoti). Per quanto riguarda la lettiera, la discretizzazione verticale del modello considera uno strato al di sopra ed uno al di sotto della superficie e, da un altro punto di vista, la lettiera è distinta in strutturale e metabolica.

3.2.2 Definizione della copertura spaziale

Ogni punto griglia è diviso in due parti, una agricola ed una naturale. L'estensione di quella agricola deve essere necessariamente prescritta. Tale suddivisione è necessaria, all'interno di STOMATE-LPJ, in quanto le due tipologie di vegetazione sono considerate separatamente e/o diversamente nella rappresentazione di alcuni processi (ad es. per i fenomeni di competizione).

Tre variabili determinano la copertura spaziale di un determinato PFT:

1. La densità di individui ρ ($\frac{1}{m^2}$)
2. La superficie massimale coperta dalla chioma di un singolo individuo c (m^2)
3. Il LAI (λ), dall'inglese Leaf Area Index, definito come il rapporto tra la superficie fogliare di una pianta e la proiezione al suolo della superficie coperta dalla sua chioma:

$$\lambda = ba_f \quad (3.23)$$

dove a_f rappresenta la superficie specifica delle foglie (in $\frac{m^2}{gC}$) prescritta per ogni PFT e con b viene qui indicata la biomassa fogliare per m^2 di superficie agricola/naturale. La frazione di superficie coperta da un PFT (v) viene calcolata nel modo seguente:

$$v = \rho c \left(1 - e^{-k\lambda} \right) \quad (3.24)$$

dove $k = 0.5$.

Per un LAI molto elevato si ottiene:

$$v_{max} = \lim_{\lambda \rightarrow \infty} v = \rho c \quad (3.25)$$

per un dato PFT quindi, $\frac{v}{v_{max}}$ (vedi figura 3-5) rappresenta la frazione di copertura fogliare, cioè la frazione della superficie effettivamente coperta dalla chioma.

3.2.3 Rappresentazione semplificata del LAI

Qualora la dinamica del carbonio non sia attivata, come nella versione attuale di ORCHIDEE, è prevista una rappresentazione semplificata del LAI e quindi della super-

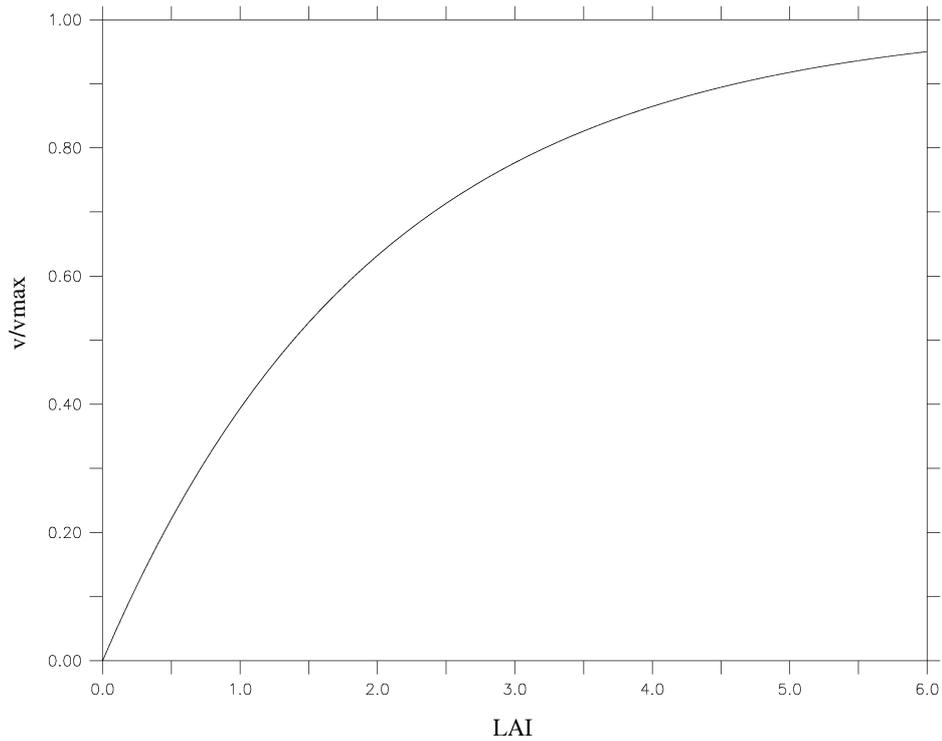


Figura 3-5: rapporto $\frac{v}{v_{max}}$ in funzione del LAI (λ)

ficie coperta da ogni PFT. In queste condizioni infatti, STOMATE non fornisce la biomassa fogliare (b) necessaria per il calcolo del LAI (vedi eq. 3.23), che quindi deve essere parametrizzato in funzione di variabili bio-meteorologiche.

Questo viene effettuato, in ORCHIDEE, per mezzo della temperatura ad una certa profondità del suolo (T_c) e con metodologie differenti al variare dei PFTs. Per le classi di vegetazione annuali, arboree decidue, o comunque soggette ad un marcato ciclo stagionale, viene effettuata un'interpolazione quadratica in funzione della temperatura del suolo indicativa per quella data PFT, e sulla base di intervalli di temperatura ritenuti ottimali e indicativi della stagione di crescita:

$$\lambda_{iPFT} = lai_{min,iPFT} + tempf(T_c) * (lai_{max,iPFT} - lai_{min,iPFT})$$

dove

$$tempf = 1 - zfact * (Temp_{max,iPFT} - T_c)^2$$

con

$$zfact = \frac{1}{(Temp_{max,iPFT} - Temp_{min,iPFT})^2}$$

dove, infine, con $lai_{min,iPFT}$ e $lai_{max,iPFT}$ si indicano i valori minimo e massimo del LAI per una data tipologia vegetale e $Temp_{max,iPFT}$ e $Temp_{min,iPFT}$ rappresentano rispettivamente la temperatura minima che consente la fase di crescita delle piante e quella al di sopra della quale si ha lo sviluppo ottimale della pianta.

Nel caso di PFT sempreverdi viene scelto il valore mediato tra il valore massimo e minimo consentiti per ogni data tipologia vegetale.

3.2.4 La rappresentazione dell'albedo superficiale

In ORCHIDEE è considerata la distinzione tra radiazione nell'intervallo di lunghezze d'onda del visibile (vis) e quella del vicino infrarosso (nir). L'albedo complessiva superficiale, distinta nelle suddette bande spettrali, è rappresentata dalla media pesata delle relative componenti derivanti dalle varie tipologie di coperture vegetali ($albedo_{i,vis,nir}$), suolo nudo ($albedo_{soil}$), e coperture nevose ($albedo_{snow}$):

$$albedo_{tot,vis,nir} = \sum_i veget_i * albedo_{i,vis,nir} + f * albedo_{soil,vis,nir} + \beta * albedo_{snow,vis,nir} \quad (3.26)$$

dove $veget_i$, f e β rappresentano rispettivamente le frazioni, per ogni elemento della griglia, di copertura vegetale (per ogni tipologia considerata), di suolo nudo e di copertura nevosa.

L'albedo del suolo ($albedo_{soil,vis,nir}$) è funzione dell'umidità e deriva, per ogni punto griglia, dalla interpolazione lineare tra due valori estremi:

$$albedo_{soil,vis,nir} = albedo_{wet,vis,nir} + hdry * (albedo_{dry,vis,nir} - albedo_{wet,vis,nir}) \quad (3.27)$$

con $albedo_{dry,vis,nir}$ e $albedo_{wet,vis,nir}$ si intendono rispettivamente il valore massimo che corrisponde a condizioni di suolo secco e quello minimo a saturazione, entrambi

ottenuti dalla mappa dei colori del suolo di Henderson-Sellers e Wilson. Con $hdry$ viene indicata una funzione della aridità dello strato superiore del suolo: $hdry = 1$ se questo è completamente secco e $hdry = 0$ se lo strato superiore del suolo è saturo d'acqua.

L'albedo delle superfici coperte da neve ($albedo_{snow,vis,nir}$) è rappresentata secondo uno schema innovativo creato da Chalita e Le Treut (1994) e dipende dall'età della neve. Infatti, la neve fresca mostra valori molto elevati di riflettività, che decadono però molto rapidamente nei giorni seguenti alle precipitazioni. Chalita e Le Treut hanno constatato inoltre, come anche l'effetto schermante della vegetazione debba essere considerato al fine di una corretta simulazione dell'albedo superficiale. La vegetazione infatti, in modo particolare quella forestale, cattura la radiazione incidente prima che possa essere riflessa dalla superficie ricoperta dalla neve. L'albedo totale delle superfici innevate è rappresentata quindi, come il risultato della seguente sommatoria:

$$albedo_{snow,vis,nir} = \left(\sum_i veget_i (a_{i,vis,nir} + b_{i,vis,nir}) + f (a_{soil,vis,nir} + b_{soil,vis,nir}) \right) * \exp \left(-\frac{age}{t_c} \right) \quad (3.28)$$

dove $a_{i,vis,nir}$, $b_{i,vis,nir}$ sono costanti distinte per ogni tipo di vegetazione e $a_{soil,vis,nir}$ e $b_{soil,vis,nir}$ sono i valori relativi al suolo nudo, mentre t_c è un parametro ($t_c = 5$ giorni) che caratterizza la riduzione dell'albedo nei giorni successivi ad un evento nevoso. L'età della copertura nevosa (age) cambia con il tempo ed in funzione della quantità di precipitazioni nevose in accordo con la seguente equazione:

$$age(t + \delta t) = \left(age(t) + \left(1 - \frac{age(t)}{50} \right) \delta t \right) \exp \left(\frac{(-\delta snow)}{\delta c} \right) \quad (3.29)$$

dove δ_{snow} rappresenta le precipitazioni (cm) durante un intervallo temporale (δt) e δc è un valore critico necessario per il rinnovo del manto nevoso ($\delta c = 3$ cm).

I valori di $a_{i,vis,nir}$ e $b_{i,vis,nir}$, che come precedentemente accennato cambiano per ogni tipologia vegetale, consentono di parametrizzare l'effetto schermante esercitato, con

intensità diverse, da ogni tipologia vegetale.

3.3 La parte non ancora operativa: STOMATE-LPJ

3.3.1 Processi considerati nella rappresentazione della dinamica di vegetazione

Come precedentemente affermato, ogni punto griglia è suddiviso in una parte naturale ed una agricola. La competizione delle PFTs ha luogo solamente sulla parte naturale, mentre non si ha interazione tra questa e la parte agricola la cui estensione deve essere prescritta. Nella versione originale di LPJ, due punti griglia vicini non interagiscono: questo significa che se un PFT è adatto al clima dell'anno precedente, esso è introdotto anche se non è presente in un punto griglia vicino, assumendo quindi che esista già all'interno di rifugi (oasi, montagne, etc). ORCHIDEE consente di seguire questo approccio, oppure di scegliere il controllo della presenza in punti griglia vicini prima di introdurre un nuovo PFT.

I processi considerati al fine della dinamica di lungo periodo della vegetazione sono:

- competizione per la radiazione luminosa da parte delle piante
- pressione da parte degli erbivori
- possibilità di attecchimento di giovani piante per ciascuna PFT
- selezione dei PFTs potenzialmente presenti
- Introduzione di nuovi PFTs ed eliminazione di quelli inadatti
- mortalità degli alberi
- effetto del fuoco su ciascun PFT (Thonicke et al., 2001)

3.3.2 La fotosintesi e la resistenza stomatica

La rappresentazione della fotosintesi si basa sul modello di Farquhar (Farquhar et al., 1980).

La conduttanza stomatica (g_s) è rappresentata (Ball et al., 1987) come funzione dell'assimilazione (A), della concentrazione atmosferica di CO_2 (C_a) e dell'umidità relativa dell'aria (h_r):

$$g_s = mA \frac{h_r}{C_a} + b \quad (3.30)$$

dove m e b sono parametri ricavati da misure di laboratorio, i quali variano leggermente da specie a specie.

L'assimilazione è calcolata nel modo seguente (Farquhar et al., 1980):

$$A = V_c \left(1 - \frac{\Gamma_*}{C_i} \right) - R_d \quad (3.31)$$

dove V_c è il tasso di carbossilazione e Γ_* è il punto di compensazione della CO_2 quando non viene considerata la respirazione (esclusa la fotorespirazione); con R_d viene indicato il tasso di respirazione (esclusa la fotorespirazione) e con C_i viene indicata la concentrazione di CO_2 al sito di carbossilazione.

Il tasso di carbossilazione è espresso come il fattore più limitante tra attività (W_c) della Rubisco (Ribulosio difosfato carbossilasi) ed il suo tasso di rigenerazione (W_j):

$$V_c = \min(W_c, W_j) \quad (3.32)$$

con

$$W_c = \frac{V_{cmax} C_i}{C_i + K_C \left(1 + \frac{O_i}{K_O} \right)} \quad (3.33)$$

dove V_{cmax} è il tasso massimo di carbossilazione da parte della Rubisco (funzione della PFT e dell'età delle foglie), K_C e K_O sono le costanti di Michaelis-Menten per l'attività catalitica enzimatica per la CO_2 e l' O_2 rispettivamente e O_i è la concentrazione intercellulare di ossigeno.

Il tasso di rigenerazione della Rubisco (W_j) è invece rappresentato nel seguente modo:

$$W_j = \frac{V_j}{1 + \frac{2\Gamma_*}{C_i}} \quad (3.34)$$

dove V_j è il tasso potenziale di rigenerazione della Rubisco che a sua volta, dipende dal flusso di fotoni incidente I :

$$V_j = \frac{1}{2\Theta} \left[\alpha_j I + V_{jmax} - \sqrt{(\alpha_j I + V_{jmax})^2 - 4\Theta\alpha_j I V_{jmax}} \right] \quad (3.35)$$

Nell'eq. 3.35 α_j è il rendimento quantico di rigenerazione della Rubisco, V_{jmax} è il tasso massimo potenziale di rigenerazione alla saturazione quantica e Θ la curvatura della risposta quantica.

Quanto sopra esposto è riferito alla rappresentazione della fotosintesi nelle piante con una biochimica di tipo C3, mentre con riferimento alle piante di tipo C4, la rappresentazione della fotosintesi è effettuata seguendo un modello semplificato come sviluppato da Collatz et al. (1992).

L'effetto dello stress idrico

Finora si sono effettuati relativamente pochi studi sugli effetti dello stress idrico sull'apertura stomatica. Tuttavia, questi hanno evidenziato che se l'umidità del suolo diminuisce, la resistenza stomatica cresce sia mediante un effetto diretto che uno indiretto (Farquhar e Sharkey, 1982): l'effetto diretto avviene attraverso dei mediatori chimici come l'acido abscissico, mentre quello indiretto deriva dal fatto che una riduzione dell'assimilazione forza una ulteriore riduzione dell'apertura degli stomi.

Il fattore di stress idrico (γ_w), in ORCHIDEE, è calcolato nel modo seguente (McMurtrie et al., 1990):

$$\gamma_w = \begin{cases} 1 & \text{se } f_w > f_{w1} \\ 1 - \frac{f_w - f_{w0}}{f_{w1} - f_{w0}} & \text{se } f_{w0} < f_w < f_{w1} \\ 0 & \text{se } f_w < f_{w0} \end{cases} \quad (3.36)$$

dove f_w è la frazione di acqua disponibile per le piante nella zona radicale e con $f_w = 0$ al punto di appassimento e $f_w = 1$ alla capacità di campo del suolo. Nell'eq. 3.36, $f_{w0} = 0.028$ e $f_{w1} = 0.5$ rappresentano rispettivamente le frazioni di contenuto idrico che inducono chiusura e massima apertura degli stomi.

3.3.3 Allocazione della biomassa

L'allocazione della biomassa è basata sul principio dell'ottimizzazione delle risorse (Friedlingstein et al., 1999). La filosofia sottostante a questo tipo di approccio consiste nella distribuzione della nuova biomassa in modo da facilitare l'utilizzazione della risorsa maggiormente limitante. Nella versione originale i compartimenti di biomassa considerati sono foglie, fusto e radici e lo schema di allocazione si basa sull'assunzione che gli investimenti in ognuno di essi siano modulati in modo da diminuire gli effetti della limitata disponibilità di luce, acqua o nutrienti minerali. Si arguisce infatti, ad esempio, come un investimento in radici possa indirizzare verso una maggiore capacità di prelievo di acqua e nutrienti, mentre investire nel fusto tende ad incrementare l'accesso alla luce.

Nell'implementazione corrente, l'unico nutriente minerale trattato è l'azoto e per quanto riguarda la CO_2 , nella versione attuale del modello essa non ha un effetto diretto sull'allocazione della biomassa, ma agisce indirettamente alterando le limitazioni relative da parte della luce, acqua e azoto.

La relazione generica tra l'allocazione di carbonio in un dato compartimento di biomassa delle piante e la disponibilità di una particolare risorsa è data come segue:

$$A \propto \frac{\sum X_i}{\sum X_i + \sum Y_i} \quad (3.37)$$

dove X_i e Y_i sono le disponibilità di risorse. Per un dato compartimento della pianta, una risorsa può essere di tipo X o Y . Un aumento in X porta all'aumento dell'allocazione nel compartimento A , mentre un aumento in Y porta ad una diminuzione.

Per una data disponibilità di luce (L), acqua (W) ed azoto (N), l'allocazione di carbonio nelle radici (ρ), nel fusto (σ) e nelle foglie (λ) viene rappresentata come segue:

$$\rho = 3r_0 \frac{L}{L + 2\min(W, N)} \quad (3.38)$$

$$\sigma = 3s_0 \frac{\min(W, N)}{2L + \min(W, N)} \quad (3.39)$$

$$\lambda = 1 - (\sigma + \rho) \quad (3.40)$$

dove r_0 e s_0 rappresentano rispettivamente l'allocazione nelle radici e nel fusto per condizioni non limitanti di risorse.

Nella versione attualmente implementata in ORCHIDEE sono considerati due ulteriori compartimenti di biomassa delle piante: i frutti e le riserve di carboidrati.

3.3.4 Fenologia

La rappresentazione della fenologia comprende la determinazione dell'inizio e della fine del ciclo fenologico e la senescenza. La germogliazione è basata su di un nuovo schema, calibrato per mezzo di dati osservati e basato su parametri come il numero di gradi-giorno di crescita (che rappresenta una misura dello scostamento della temperatura media giornaliera rispetto ad una temperatura presa come riferimento) ed il numero di giorni di raffreddamento delle temperature (Botta et al., 2000).

L'individuazione dell'inizio del ciclo fenologico, che permette l'utilizzazione delle riserve per aumentare la biomassa foliare e radicale, viene effettuata secondo la seguente sequenza di passaggi:

- Ad ogni intervallo di tempo considerato, si testa se il periodo di dormienza della pianta è stato sufficientemente lungo in rapporto alla produttività primaria massimale settimanale dell'ultima annata.
- Viene testato se le condizioni (bio-)meteorologiche sono favorevoli al debutto del ciclo fenologico ed i criteri applicati variano a seconda del PFT considerato.
- Nel caso in cui si possa iniziare il ciclo fenologico, una debole quantità di foglie è attribuita alla pianta (così come viene effettuato anche per le radici fini). Questa biomassa è limitata dalla disponibilità nelle riserve di carboidrati. Nel caso in cui quest'ultima sia nulla, la pianta non può dunque mettere le foglie ed è condannata a morire.

La senescenza delle piante decidue comprende, quali compartimenti interessati a tale fenomeno, le radici fini, le foglie ed i frutti mentre, per quanto riguarda le erbacee, tale fenomeno interessa le parti aeree.

Con riferimento alle foglie, l'attuale formulazione della senescenza consta di due

parti: una componente climatica che reagisce alle condizioni meteorologiche e una parte che dipende dall'età delle foglie.

3.3.5 Altri processi considerati

La parametrizzazione della respirazione delle piante comprende una rappresentazione della respirazione di mantenimento e di quella di crescita. La prima viene considerata come funzione della biomassa e linearmente correlata alla temperatura (Ruimy et al., 1996). La respirazione di crescita è invece considerata come una parte fissa dei prodotti di fotosintesi (30%).

Le parametrizzazioni della respirazione eterotrofa (decomposizione), della decomposizione della lettiera e della dinamica del carbonio dentro al suolo sono essenzialmente effettuate come in CENTURY (Parton et al., 1988).

Capitolo 4

L'accoppiamento tra GCM e LSS

Negli attuali GCMs i compiti dei LSSs si sono evoluti nel corso del tempo talora variando da modello a modello. Ad esempio, il calcolo dell'albedo superficiale, che nel passato era considerato nella totalità dei GCMs come parte dello schema radiativo in essi implementato, è passato di competenza ai LSSs in modelli più recenti (Chalita e Le Treut, 1994), in seguito al riconoscimento dell'importanza delle caratteristiche della vegetazione e di veloci processi di superficie come la presenza di neve sul suolo.

I LSSs devono provvedere le condizioni al contorno superficiali per tutti i processi atmosferici. Questo può essere effettuato in due diversi modi: attraverso il metodo di Neumann o quello di Dirichlet. Nel primo caso sono i flussi a dover essere forniti all'atmosfera, mentre nel secondo l'atmosfera necessita delle variabili di stato. Al fine di ottenere l'accoppiamento tra un GCM ed un LSS deve essere definita ed implementata un'interfaccia idonea ed altresì devono essere valutati e decisi, sulla base di considerazioni teoriche e pratiche, i compiti del LSS nella determinazione dei flussi superficiali. Nel far questo, particolare attenzione deve essere posta, come verrà ampiamente discusso in seguito, su uno dei principi fondamentali alla base della modellistica atmosferica, ovvero il principio della conservazione dell'energia.

Da considerazioni pratiche deriva inoltre la necessità di una metodologia di accoppiamento flessibile, al fine di adeguarsi con il numero minore possibile di modifiche, a variazioni sia nei modelli atmosferici che negli schemi di superficie, entrambi sottoposti ad una continua evoluzione. A tal scopo devono essere presi in considerazione

e valutati, con il maggior grado di dettaglio possibile, gli sviluppi ed i progressi futuri nella modellizzazione del sistema climatico che potranno influire sull'interfaccia Atmosfera-superficie.

4.1 L'equazione di bilancio energetico superficiale

L'equazione di bilancio energetico superficiale è il punto di maggior interazione tra il LSS ed il GCM. Risolverla costituisce la componente più importante di ogni LSS poichè essa "chiude" il bilancio di energia al confine inferiore dell'atmosfera e determina la temperatura della superficie sottostante. Inoltre, nell'equazione viene implicitamente definita la superficie stessa con cui l'atmosfera è in contatto, la quale si differenzia nei diversi LSSs e può essere rappresentata dalla superficie del suolo (uno "strato" all'interfaccia atmosfera-superficie) oppure, in altri casi, da un determinato livello all'interno delle chiome delle piante.

In ogni caso, l'equazione di bilancio energetico superficiale può essere formulata nel seguente modo:

$$C_s \Delta T_s = S_n + L_n - LE - H + G \quad (4.1)$$

dove T_s è la temperatura superficiale e C_s la capacità termica per unità di area dello "strato", S_n e L_n sono rispettivamente la radiazione netta incidente ad onda corta ed a onda lunga, LE il flusso di calore latente con L calore latente di vaporizzazione dell'acqua, H il flusso di calore sensibile e G il flusso di calore all'interno del suolo.

Flusso di calore all'interno del suolo

Il flusso di calore all'interno del suolo e la parametrizzazione che ne conviene sono strettamente connessi al modo in cui è risolta l'equazione di bilancio energetico superficiale. La scelta delle equazioni usate per rappresentare la termodinamica del suolo e/o della vegetazione determina la capacità termica ed il significato fisico della temperatura superficiale. Quest'ultima rappresenta anche l'unico input richiesto per risolvere la parametrizzazione della termodinamica del suolo che, di conseguen-

za, è interna al LSS e non deve essere considerata con riferimento all'interfaccia con l'atmosfera.

4.2 Radiazione

La radiazione è una componente determinante nel bilancio energetico superficiale. La parte dello spettro di provenienza solare è una sorgente di energia, mentre la radiazione ad onda lunga, in molte situazioni, rappresenta una perdita di energia poichè ne viene emessa, dalla superficie, più di quanta non ne venga assorbita. In condizioni di carenza idrica, la temperatura superficiale è dominata dal bilancio tra questi due flussi radiativi, quindi ad essi deve essere prestata speciale attenzione nell'implementazione dell'interfaccia.

Tutti i calcoli relativi alle radiazioni sono effettuati nei GCMs, tuttavia essi richiedono le condizioni superficiali come condizioni al contorno. Nel caso delle onde corte, la scala temporale di variazione è più veloce rispetto alle condizioni superficiali, quindi la soluzione con il metodo di Dirichlet costituisce quella più indicata. Questa viene ottenuta fornendo al GCM l'albedo superficiale in modo che possa calcolare tutti i flussi e ottenere, per mezzo del bilancio di questi alla superficie, il flusso netto che al LSS serve come input.

La radiazione a onda lunga emessa dalla superficie è indipendente dalle condizioni atmosferiche, così le soluzioni secondo il metodo di Neumann o di Dirichlet sono equivalenti; nel primo caso deve essere fornito al GCM il flusso emesso dalla superficie nelle bande spettrali richieste e nell'altro la temperatura radiativa. Tradizionalmente questo problema è stato risolto fornendo allo schema della radiazione la temperatura superficiale. In effetti, questa scelta consente al LSS di non avere nessuna conoscenza riguardo alla discretizzazione spettrale effettuata nel GCM.

Per quanto riguarda la radiazione ad onda lunga incidente, la migliore quantità da scambiare è ovviamente il flusso poichè può entrare direttamente nel bilancio di energia superficiale.

4.3 Flussi turbolenti

La teoria prevalente assume che i flussi turbolenti negli strati inferiori dell'atmosfera, che costituiscono lo strato limite planetario (PBL, dall'inglese Planetary Boundary Layer), possano essere calcolati alla stregua di fenomeni diffusivi, considerandoli proporzionali al gradiente della media dei relativi campi atmosferici.

La diffusione turbolenta verticale nel PBL è strettamente interconnessa con i processi superficiali che rappresentano la principale fonte di energia sotto forma di flussi di calore latente e sensibile. La temperatura superficiale è il risultato del bilancio dei flussi di energia, i quali a loro volta hanno una forte dipendenza dalla temperatura alla superficie. La scelta migliore quindi, appare quella di determinare i flussi turbolenti alla superficie contemporaneamente alla soluzione del bilancio energetico, in modo che essi corrispondano sia all'interno del LSS che nel GCM, garantendo la conservazione dell'energia.

Al fine del calcolo dei flussi turbolenti superficiali, la temperatura e l'umidità specifica al primo livello atmosferico, caratterizzate da variazioni più lente rispetto ai corrispondenti valori superficiali, devono essere fornite dal GCM.

Da queste considerazioni deriva che la soluzione migliore consiste nel calcolare i flussi turbolenti all'interno del LSS, fornendoli come condizioni al contorno per il GCM utilizzando quindi l'approccio di Neumann oppure, con il metodo di Dirichlet, nel fornire le corrispondenti variabili di stato aggiornate.

Modellizzazione della turbolenza alla superficie

Una componente importante nel calcolo dei flussi turbolenti alla superficie è rappresentata dai coefficienti di resistenza, che dipendono dalla rugosità superficiale e dalla stabilità dello strato inferiore dell'atmosfera; la prima è evidentemente legata alle caratteristiche superficiali e quindi di competenza del LSS, mentre la seconda è una proprietà tipicamente atmosferica e caratterizzata da una evoluzione molto rapida. Alcuni LSSs calcolano i coefficienti di resistenza superficiale, mentre in altri i valori sono forniti dai GCMs ed ottenuti dalla loro parametrizzazione della diffusione verticale. Tuttavia, dato che la diffusione turbolenta all'interno del PBL è un fenomeno continuo, da più parti si osserva (Polcher et al., 1998) che consentire ai LSSs il cal-

colo di propri coefficienti di resistenza alla superficie rischia di porre un problema di consistenza con i coefficienti calcolati dal GCM per gli strati superiori.

4.3.1 Metodologie di accoppiamento

Di seguito si vogliono presentare gli schemi numerici attraverso i quali i LSSs possono calcolare i flussi superficiali al fine di “chiudere” lo schema diffusivo verticale e risolvere il bilancio energetico alla superficie. I flussi che determinano l'accoppiamento con la diffusione verticale possono essere rappresentati nel modo seguente:

$$LE^{t+1} = L\rho C_h \left| \vec{V} \right| \beta (q_a^j - q_{sat}(T_s^i)) \quad (4.2)$$

$$H^{t+1} = \rho C_h \left| \vec{V} \right| (\theta_a^j - \theta_s^i) \quad (4.3)$$

dove i e j sono gli indici temporali, C_h è il coefficiente di resistenza superficiale, \vec{V} è il vettore velocità alla superficie e ρ è la densità dell'aria; con q_a e q_{sat} sono indicate rispettivamente l'umidità specifica dell'aria al livello atmosferico preso come riferimento e quella a saturazione alla data temperatura superficiale, mentre con θ si indica l'energia statica secca. Per rappresentare il flusso di calore latente si è scelto di usare una formulazione basata su coefficienti "beta" (Mahfouf e Noilhan, 1991).

La scelta degli indici temporali, in cui le variabili atmosferiche e superficiali compaiono nel calcolo del calore sensibile e latente, determina il tipo di accoppiamento:

- $i = t + 1, j = t + 1$: accoppiamento implicito,
- $i = t, j = t + 1$: accoppiamento semi-implicito,
- $i = t + 1, j = t$: accoppiamento esplicito,
- $i = t, j = t$: accoppiamento completamente esplicito.

L'accoppiamento di tipo implicito è ritenuto, generalmente, quello che offre le maggiori garanzie circa la stabilità numerica, oltre ad assicurare la conservazione dell'energia all'interfaccia superficie-atmosfera. Un esempio di schema numerico semi-implicito è offerto da ECHAM4 (versione originale). A differenza dell'accoppiamen-

to di tipo implicito, questo schema non garantisce la conservazione dell'energia all'interfaccia atmosfera-superficie. Infatti, i flussi scambiati sono calcolati prima della soluzione del bilancio energetico e, di conseguenza (Schulz et al., 2000), lo schema viene a soffrire di alcune inconsistenze nella loro simulazione.

L'accoppiamento utilizzando il metodo di Neumann: soluzione dello schema diffusivo all'interno del PBL

La diffusione turbolenta di calore sensibile e latente attraverso il PBL può essere descritta dalla seguente generica equazione:

$$\frac{\partial X}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial X}{\partial z} \right) \quad (4.4)$$

dove X è l'energia statica secca (θ) oppure l'umidità specifica (q) e K è il coefficiente di diffusione turbolenta; con z e t vengono indicate rispettivamente la coordinata verticale ed il tempo. Al fine di risolvere l'equazione per X su tutta la colonna atmosferica considerata, sono necessarie le condizioni al contorno superficiali. Inoltre, al di sopra del PBL la diffusione turbolenta verticale diventa sufficientemente piccola da far sì che si possano assumere, come condizione al limite superiore del PBL, flussi nulli.

Nella parametrizzazione della diffusione, la precedente equazione è discretizzata nel tempo e lungo la coordinata verticale. La descrizione che segue, per semplicità, si riferisce ad uno schema di integrazione temporale alle differenze finite da destra (forward differencing). Per il generico livello l otteniamo (vedi figura 2.2):

$$\frac{X_l^{t+1} - X_l^t}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta z_l} \left(K_{l+1/2} \frac{X_{l+1}^{t+1} - X_l^{t+1}}{\Delta z_{l+1/2}} - K_{l-1/2} \frac{X_l^{t+1} - X_{l-1}^{t+1}}{\Delta z_{l-1/2}} \right) \quad (4.5)$$

Allo scopo di risolvere questo sistema di equazioni dalla superficie ($l = 0$) al limite superiore del PBL ($l = N$) viene di seguito proposto il metodo di Richtmeyer e Morton.

Il sistema viene ridotto dapprima ad un insieme di equazioni del tipo:

$$X_l^{t+1} = A_{X,l}^t X_{l-1}^{t+1} + B_{X,l}^t \quad (4.6)$$

La condizione di flussi nulli al limite superiore dell'atmosfera implica che $A_{X,N+1}^t = 1$ e $B_{X,N+1}^t = 0$, da cui segue che i coefficienti $A_{X,l}^t$ e $B_{X,l}^t$ possono essere calcolati in un ordine discendente e successivamente utilizzati in una sostituzione a ritroso dal basso verso l'alto, utilizzando le condizioni al contorno superficiali, in modo da ottenere il profilo per X_l^{t+1} sull'intera colonna.

Dato che senza nessuna conoscenza circa la superficie l'iterazione discendente può essere compiuta fino a $l = 2$, la sostituzione a ritroso non può essere effettuata indipendentemente dal LSS per $l = 1$. Allo scopo di ottenere un interfacciamento il più generale possibile, dal punto di vista della implementazione nei diversi GCMs, viene ritenuto (Polcher et al., 1998) che il metodo migliore sia quello di Neumann, ovvero quello che prevede l'utilizzo dei soli flussi superficiali ($F_{X,1/2}$). Sostituendo $F_{X,1/2}$ nell'equazione 4.5 si ottiene, per il primo livello atmosferico:

$$\frac{X_1^{t+1} - X_1^t}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta z_1} \left(K_{1+1/2} \frac{X_2^{t+1} - X_1^{t+1}}{\Delta z_{1+1/2}} - F_{x,1/2} \right) \quad (4.7)$$

Da 4.7 si può facilmente ottenere l'equazione in grado fornire il valore di X_1^{t+1} , consentendo la sostituzione a ritroso sull'intera colonna atmosferica considerata. Per il caso in esame si ottiene:

$$X_1^{t+1} = C^{-1} X_1^t - \frac{\Delta t}{\Delta z_1} \left(\frac{K_{1+1/2}}{\Delta z_{1+1/2}} B_{X,2}^t + F_{x,1/2} \right) C^{-1} \quad (4.8)$$

dove

$$C = 1 + \frac{\Delta t}{\Delta z_1} \frac{K_{1+1/2}}{\Delta z_{1+1/2}} (A_{X,2}^t - 1) \quad (4.9)$$

I flussi $F_{x,\frac{1}{2}}$ devono essere, a loro volta, calcolati all'interno del LSS (vedi paragrafo 4.5.2), prima della suddetta sostituzione a ritroso.

4.4 Ciclo idrologico e bilancio idrico

Al fine di una corretta rappresentazione del bilancio idrico, ai LSSs devono essere fornite le precipitazioni distinte, per lo meno, in liquide e nevose. Molti GCMs considerano anche la distinzione tra le precipitazioni di origine convettiva e quelle di

origine stratiforme.

Una possibilità da considerare per il futuro è quella di fornire, insieme alle precipitazioni, una variabile aggiuntiva in grado di descrivere la variabilità all'interno dei singoli elementi della griglia. Questa, ad esempio, potrebbe essere rappresentata dalla varianza del campo di precipitazioni all'interno di ognuno di essi.

Nei prossimi anni inoltre, con il sopraggiungere di modelli accoppiati oceano-atmosfera, i LSS dovranno includere la parametrizzazione del drenaggio idrico superficiale da parte dei corsi d'acqua, quindi l'interfaccia dovrà prevedere una variabile (da fornire al GCM) per le portate idriche riversate dai fiumi negli oceani.

4.5 Futuri sviluppi nella considerazione dei cicli biogeochimici

Come già accennato, molti sforzi sono attualmente compiuti nell'ottica della "chiusura" dei cicli biogeochimici in modelli accoppiati Atmosfera-Oceano-Biosfera. Al fine dell'implementazione dell'interfaccia, devono sin d'ora essere previsti, in particolare, i flussi di nutrienti attraverso il ruscellamento e gli apporti fluviali verso gli oceani, nonché i flussi gassosi all'interfaccia Biosfera-Atmosfera. Per quanto riguarda il ciclo biogeochimico del Carbonio, appare oramai necessaria la considerazione dei flussi, quanto meno di anidride carbonica, tra superficie ed atmosfera. Questi devono essere forniti al GCM dal LSS, e sono calcolati da quest'ultimo grazie all'approvvigionamento di ulteriori variabili atmosferiche: per lo meno quella relativa alla concentrazione di CO_2 dell'aria al primo livello atmosferico.

4.6 Implementazione dell'interfaccia tra i due modelli

Di seguito viene discusso lo scambio di variabili tra ECHAM4 ed ORCHIDEE risultante dalle considerazioni effettuate nei paragrafi precedenti. In particolare, viene trattato diffusamente l'accoppiamento dello schema radiativo e della diffusione turbolenta verticale. Nelle tabelle che seguono viene riportato l'elenco delle principali variabili scambiate all'interfaccia distinte tra variabili in ingresso (tab 4.1) ed in usci-

ta dal LSS (tab 4.2). In esse vengono riportate in italico le variabili relative al ciclo del Carbonio; queste, pur essendo già previste nello schema dell'interfaccia, sono per il momento inutilizzate, in quanto la parte di ORCHIDEE che si occupa della allocazione e della dinamica del Carbonio non è ancora attivata (vedi Cap. 3).

Principali variabili in ingresso per ORCHIDEE	unità di misura
altezza a cui le variabili atmosferiche sono considerate	<i>m</i>
la componente zonale del vento (positiva ovest-est)	$\frac{m}{s}$
la componente meridionale del vento (positiva sud-nord)	$\frac{m}{s}$
umidità specifica atmosferica	$\frac{g}{g}$
temperatura dell'aria	<i>K</i>
energia statica secca dell'aria	$\frac{J}{m^3}$
coefficiente di resistenza superficiale	
<i>A_{θ,1}</i> , coefficiente di linearizzazione (vedi testo) per la temperatura	
<i>B_{θ,1}</i> , coefficiente di linearizzazione(vedi testo) per la temperatura	
<i>A_{q,1}</i> , coefficiente di linearizzazione(vedi testo) per l'umidità	
<i>B_{q,1}</i> , coefficiente di linearizzazione(vedi testo) per l'umidità	
Tasso di precipitazione (in forma liquida)	$\frac{Kg}{m^2s}$
Tasso di precipitazione (in forma solida)	$\frac{Kg}{m^2s}$
Radiazione ad onda lunga incidente	$\frac{W}{m^2}$
Radiazione ad onda corta netta alla superficie	$\frac{W}{m^2}$
Pressione superficiale	<i>Pa</i>
<i>Concentrazione di CO₂ al livello inferiore dell'atmosfera</i>	<i>ppmv</i>

Tabella 4.1: Elenco delle principali variabili in ingresso per ORCHIDEE e delle relative unità di misura.

4.6.1 L'accoppiamento dello schema radiativo

L'accoppiamento dello schema radiativo (vedi fig. 4-1), seguendo le linee teoriche precedentemente esposte, è stato effettuato fornendo ad ORCHIDEE la radiazione ad onda corta netta e quella incidente ad onda lunga calcolate in ECHAM4, il quale a sua volta riceve l'albedo, distinta nelle bande spettrali del visibile (0-0.68 μ m) e del vicino infrarosso (0.68-4.0 μ m), l'emissività e la temperatura radiativa superficiale. Quando risolve il bilancio energetico superficiale, il LSS può utilizzare solo una limitata espansione della temperatura superficiale attorno al suo vecchio valore al fine di ottenere una stima per la radiazione emessa (L_t) più vicina alla nuova temperatura. In ORCHIDEE, questo viene effettuato nel seguente modo:

Principali variabili in uscita da ORCHIDEE	unità di misura
tasso totale di evaporazione dalla superficie all'atmosfera	$\frac{Kg}{m^2s}$
flusso di calore sensibile verso l'atmosfera	$\frac{W}{m^2}$
flusso di calore latente verso l'atmosfera	$\frac{W}{m^2}$
temperatura radiativa della superficie	K
albedo superficiale distinta nelle bande: (0-0.68 μm) e (0.68-4.0 μm)	frazione
emissività della superficie	frazione
nuova temperatura superficiale	K
parametro di rugosità della superficie (roughness lenght)	m
<i>flusso di CO₂ verso l'atmosfera</i>	$\frac{gC}{m^2s}$

Tabella 4.2: Elenco delle principali variabili in uscita da ORCHIDEE e delle relative unità di misura.

$$L_t = \epsilon\sigma(T_s^t)^4 + 4\epsilon\sigma(T_s^t)^3(T_s^{t+1} - T_s^t) \quad (4.10)$$

dove ϵ rappresenta l'emissività della superficie e σ la costante di Stefan Boltzman.

La temperatura utilizzata per determinare la radiazione ad onda lunga emessa è chiamata temperatura radiativa (T_R) ed è così definita:

$$L_t = \epsilon\sigma T_R^4 \quad (4.11)$$

Essa viene ricalcolata dopo che il bilancio energetico superficiale è stato risolto, diversamente l'energia non sarebbe conservata nel sistema accoppiato poichè il GCM riceverebbe un flusso diverso da quello utilizzato nel LSS.

Dato che le parametrizzazioni relative alla radiazione, implementate in ECHAM4, sono molto dispendiose dal punto di vista computazionale, i calcoli ad esse relativi vengono effettuati ad intervalli più lunghi (ogni 2 ore) rispetto alle altre componenti del GCM. Questo contrasta con ORCHIDEE che deve utilizzare il più piccolo intervallo delle altre parametrizzazioni fisiche (nel caso specifico 30 minuti), ed implica che la temperatura radiativa e la emissività debbano essere mediate attraverso gli intervalli in cui i calcoli completi della radiazione non vengono effettuati. Al fine della conservazione dell'energia, infatti, è necessario che le medie siano effettuate linearmente per l'emissività (ϵ) ed alla quarta potenza per la temperatura radiativa (T_R)

:

$$\overline{\varepsilon}_{n+1} = \frac{n\overline{\varepsilon}_n + \varepsilon}{n+1} \quad (4.12)$$

$$\overline{T_{Rn+1}^4} = \frac{1}{n+1} \left(n \frac{\overline{\varepsilon}_n}{\overline{\varepsilon}_{n+1}} \overline{T_{Rn}^4} + \frac{\varepsilon}{\overline{\varepsilon}_{n+1}} T_R^4 \right) \quad (4.13)$$

con n viene indicato il numero di passi temporali trascorsi dall'ultima volta che i calcoli completi dello schema della radiazione del GCM sono stati effettuati.

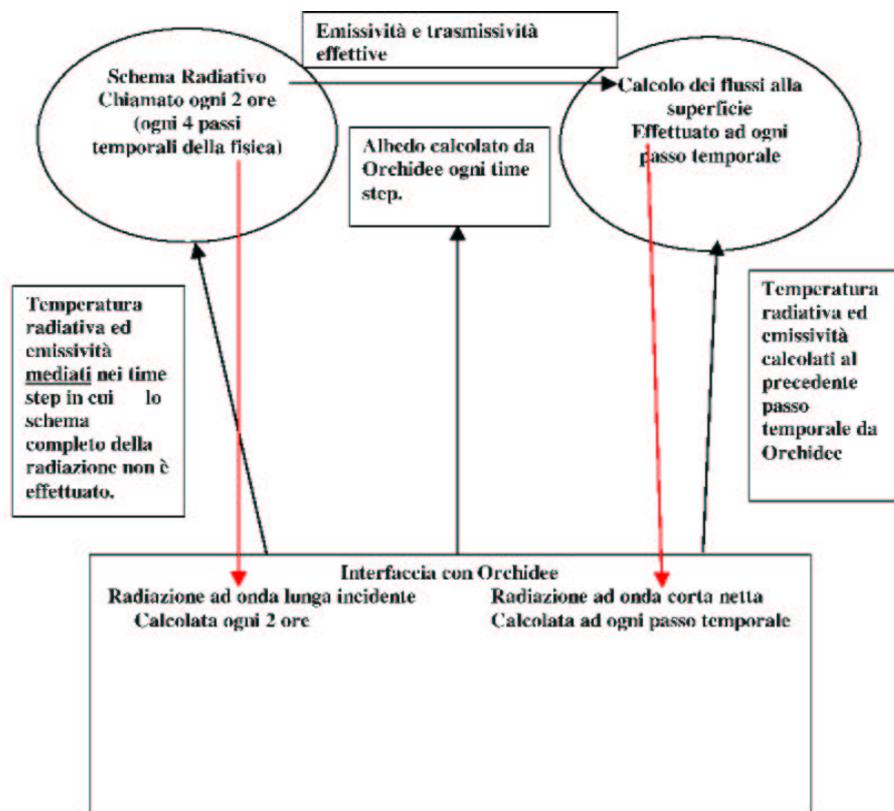


Figura 4-1: schema semplificato dello scambio di variabili all'interfaccia ECHAM4 - ORCHIDEE per l'accoppiamento dello schema della radiazione.

4.6.2 Intefaccia per lo schema della diffusione turbolenta verticale

Come spiegato nel Cap. 2, la discretizzazione della equazione della diffusione verticale in ECHAM4 viene effettuata secondo il metodo alle differenze finite centrato (Leap frog time stepping) e con un filtro temporale di Robert. Questo comporta che, per il livello atmosferico 1, l'equazione 2.18 possa essere scritta, al fine della "chiusura" dello schema diffusivo verticale secondo il metodo di Neumann, nella forma seguente (si veda anche la figura 2.2):

$$\frac{X_1^{t+1} - X_1^{t-1}}{2\Delta t} = \frac{g}{\Delta p_1} \left(\rho_{1+1/2}^{t-1} K_{1+1/2}^{t-1} \frac{X_2^* - X_1^*}{\Delta z_{1+1/2}} - F_{x,1/2} \right) \quad (4.14)$$

con

$$X_k^* = \alpha X_k^{t+1} + (1 - \alpha) X_k^{t-1} \quad (4.15)$$

e dove , $\alpha = 1.5$.

Dall'equazione 4.14, utilizzando i coefficienti $A_{x,2}^{t-1}$ e $B_{x,2}^{t-1}$ derivanti dall'algoritmo di Richtmyer e Morton applicato ai livelli atmosferici superiori, si ricava facilmente una relazione lineare in $F_{x,1/2}$:

$$\frac{X_1^*}{\alpha} = A_{x,1} F_{x,1/2} + B_{x,1} \quad (4.16)$$

La "chiamata" al LSS, al fine di effettuare i calcoli relativi alle parametrizzazioni di superficie (vedi figura 4-2), viene effettuata proprio a seguito del calcolo dei coefficienti di linearizzazione $A_{x,1}$ e $B_{x,1}$, che consentono di determinare i flussi turbolenti e la soluzione del bilancio di energia superficiale (all'interno del LSS) prima di effettuare la sostituzione a ritroso nei calcoli della diffusione verticale nel PBL del GCM. Questo consente la conservazione dell'energia all'interfaccia atmosfera-superficie, in quanto il bilancio di energia viene effettuato contemporaneamente al calcolo dei flussi scambiati.

Partendo dall'equazione per il calcolo dei flussi superficiali secondo lo schema numerico implicito (vedi paragrafo 4.3.1), che può essere riformulata come segue:

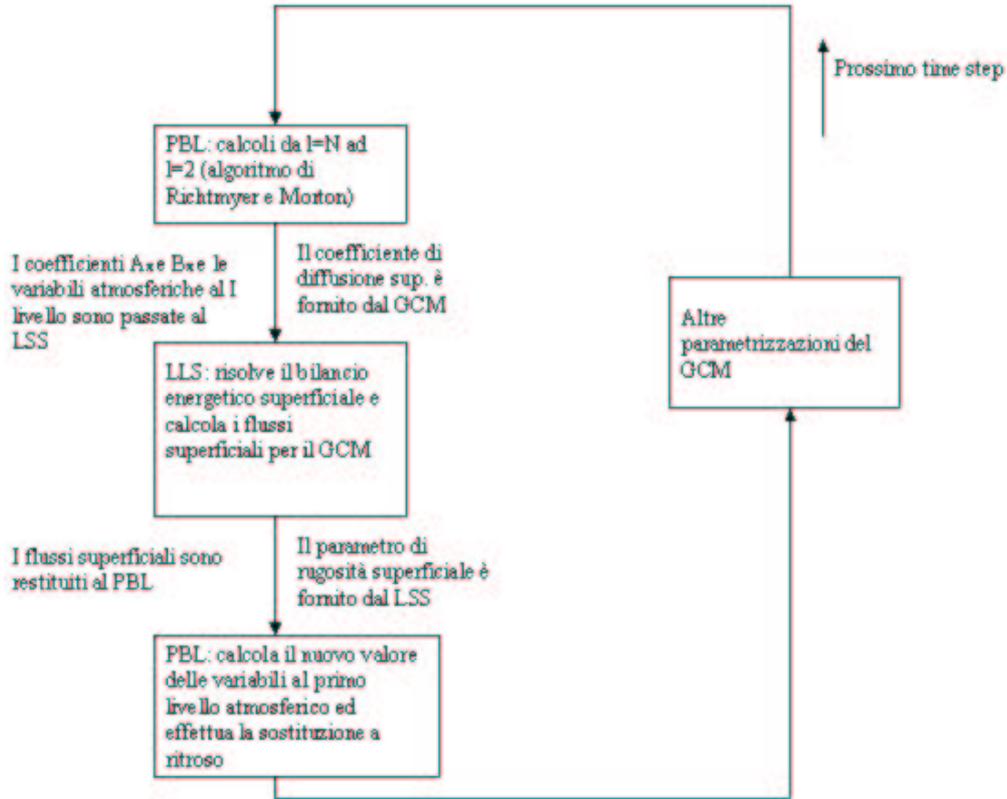


Figura 4-2: schema dello scambio di variabili per l'accoppiamento dello schema della diffusione turbolenta.

$$F_{x,1/2} = \frac{K_{x,1/2}}{\Delta z_{1/2}} (X_1^{t+1} - X_s^{t+1}) \quad (4.17)$$

dove $\frac{K_{x,1/2}}{\Delta z_{1/2}}$ rappresenta il coefficiente di diffusione superficiale e coincide con $\rho C_h \left| \vec{V} \right|$ nelle equazioni 4.2 e 4.3; sostituendo X_1^{t+1} ottenuto dalla sostituzione dell'equazione 4.15 nella 4.16, si ricava:

$$F_{x,1/2} = \frac{B_{x,1} + \frac{\alpha-1}{\alpha} X_1^{t-1} - X_s^{t+1}}{\frac{\Delta z_{1/2}}{K_{x,1/2}} - A_{x,1}} \quad (4.18)$$

ed in una forma più utile al fine della soluzione del bilancio di energia, ponendo $\tilde{B}_x = B_{x,1} + \frac{\alpha-1}{\alpha} X_1^{t-1}$:

$$F_{x,1/2} = \frac{\tilde{B}_x - X_s^t}{\frac{\Delta z_{1/2}}{K_{x,1/2}} - A_{x,1}} - \frac{X_s^{t+1} - X_s^t}{\frac{\Delta z_{1/2}}{K_{x,1/2}} - A_{x,1}} \quad (4.19)$$

Nell'equazione 4.19 il flusso superficiale è stato suddiviso in due componenti: il primo, dipendente unicamente dalle vecchie condizioni superficiali, mentre il secondo che descrive la sensitività del flusso rispetto alle variazioni delle variabili superficiali. Ricapitolando, al fine dell'accoppiamento implicito dello schema diffusivo verticale, sono forniti ad ORCHIDEE i coefficienti di linearizzazione A_θ e B_θ per il calcolo del flusso di calore sensibile e A_q e B_q per il calcolo del flusso di vapore acqueo. A questi sono aggiunte le corrispondenti variabili atmosferiche al precedente passo temporale. A sua volta ECHAM4 riceve i flussi da ORCHIDEE, come richiesto dal metodo di Neumann, potendo così ricavare energia statica secca e umidità specifica al primo livello atmosferico, ed essendo così nelle condizioni di completare i calcoli da N=2 e per tutta la colonna atmosferica considerata, secondo l'algoritmo di Richtmyer e Morton.

I coefficienti di diffusione superficiale sono calcolati e passati dal GCM ad ORCHIDEE; questo è necessario al fine di garantire la piena consistenza di tali coefficienti con quelli ai livelli superiori dell'atmosfera. Come precedentemente affermato, una componente importante nel calcolo dei coefficienti di diffusione è costituita dal parametro di rugosità alla superficie, che è calcolato e fornito ad ECHAM4 ad ogni "chiamata" di ORCHIDEE.

4.6.3 La soluzione del bilancio energetico superficiale per l'accoppiamento implicito

Il bilancio energetico alla superficie in forma estesa, così come viene calcolato in ORCHIDEE, può essere scritto nel seguente modo:

$$\frac{C_s}{c_p} \frac{\theta_s^{t+1} - \theta_s^t}{\Delta t} = R_n^{t+1} + H^{t+1} + f_s L_s E_s^{t+1} + (1 - f_s) L_e E_e^{t+1} + G \quad (4.20)$$

dove con θ_s viene indicata l'energia statica secca superficiale, R_n è il bilancio netto radiativo superficiale, E_s ed E_e sono i flussi di vapore dovuti rispettivamente alla sublimazione e all'evaporazione, f_s è la frazione dell'elemento di griglia coperto da neve e L_s ed L_e sono rispettivamente il calore latente specifico di sublimazione e di vaporizzazione. Tutte le altre variabili hanno il significato già menzionato.

Tutti i flussi nell'equazione 4.20 che hanno una dipendenza dalla temperatura superficiale sono trattati come nell'equazione 4.19, in modo da rendere possibile l'accoppiamento implicito.

Radiazione netta superficiale

Usando una espansione in serie di Taylor limitata (trascurando i termini di ordine superiore al primo) della radiazione ad onda lunga emessa, si ottiene una stima della radiazione netta per la nuova temperatura superficiale:

$$R_n^{t+1} = S_{\downarrow} + L_{w\downarrow} - \varepsilon\sigma \left(\frac{\theta_s^{t+1}}{c_p} \right)^4 \quad (4.21)$$

$$\simeq S_{\downarrow} + L_{w\downarrow} - \varepsilon\sigma \left(\frac{\theta_s^t}{c_p} \right)^4 - \frac{4\varepsilon\sigma}{c_p} \left(\frac{\theta_s^t}{c_p} \right)^3 (\theta_s^{t+1} - \theta_s^t) \quad (4.22)$$

$$\simeq \widetilde{R}_n - \frac{4\varepsilon\sigma}{c_p} \left(\frac{\theta_s^t}{c_p} \right)^3 (\theta_s^{t+1} - \theta_s^t) \quad (4.23)$$

$$\simeq \widetilde{R}_n - R_n / \Delta\theta_s \quad (4.24)$$

dove con S_{\downarrow} e $L_{w\downarrow}$ si intendono rispettivamente il flusso radiativo netto ad onda corta e ad onda lunga.

Flusso di calore sensibile

Utilizzando l'equazione 4.19 questo flusso viene linearizzato, in funzione della variazione delle condizioni superficiali, nel modo seguente:

$$H^{t+1} = \frac{K_{\theta,1/2}}{\Delta z_{1/2}} (\theta_1^{t+1} - \theta_s^{t+1}) \quad (4.25)$$

$$= \frac{\widetilde{B}_\theta - \theta_s^{t+1}}{\frac{\Delta z_{1/2}}{K_{\theta,1/2}} - A_\theta} \quad (4.26)$$

$$\simeq \frac{\widetilde{B}_\theta - \theta_s^t}{\frac{\Delta z_{1/2}}{K_{\theta,1/2}} - A_\theta} - \frac{(\theta_s^{t+1} - \theta_s^t)}{\frac{\Delta z_{1/2}}{K_{\theta,1/2}} - A_\theta} \quad (4.27)$$

$$\simeq \widetilde{H} - H/\Delta\theta_s \quad (4.28)$$

Flusso di calore latente

Allo scopo di risolvere il bilancio di energia superficiale dobbiamo linearizzare, con un'espansione limitata in serie di Taylor, l'umidità specifica a saturazione rispetto alla temperatura superficiale (T_s):

$$q_s(T_s^{t+1}) \simeq q_s(T_s^t) + \frac{\partial q_s}{\partial T}(T_s^t) \frac{1}{c_p} (\theta_s^{t+1} - \theta_s^t) \quad (4.29)$$

$$\simeq q_s(T_s^t) + \frac{Q'}{c_p} (\theta_s^{t+1} - \theta_s^t) \quad (4.30)$$

La somma dei flussi di calore latente ($f_s L_s E_s^{t+1} + (1 - f_s) L_e E_e^{t+1} = LE$), di conseguenza, può essere riformulata come segue:

$$LE = f_s L_s \frac{K_{q,1/2}}{\Delta z_{1/2}} (q_1^{t+1} - q_s(T_s^{t+1})) + (1 - f_s) L_e \beta \frac{K_{q,1/2}}{\Delta z_{1/2}} (q_1^{t+1} - q_s(T_s^{t+1})) \quad (4.31)$$

con β viene qui indicato il coefficiente "beta" (Mahfouf e Noilhan, 1991). In ORCHIDEE, esso è rappresentato dalla media ponderata (rispetto alle estensioni relative delle diverse tipologie di superficie considerate) del rapporto tra il coefficiente di stress idrico (eq. 3.10) ed il prodotto del coefficiente di diffusione superficiale con la resistenza all'evapotraspirazione, corrispondente ad ognuna delle componenti del flusso di vapore (vedi paragrafo 3.1.1); per le componenti derivanti dalle superfici soggette ad evaporazione diretta delle precipitazioni intercettate dalle chiome delle piante, il

coefficiente di stress idrico viene ovviamente considerato uguale ad 1.

Usando l'equazione 4.19 si ottiene:

$$LE \simeq f_s L_s \frac{\widetilde{B}_q - q_s(T_s^t)}{\frac{\Delta z_{1/2}}{K_{q,1/2}} - A_q} + (1 - f_s) L_e \beta \frac{\widetilde{B}_q - q_s(T_s^t)}{\frac{\Delta z_{1/2}}{K_{q,1/2}} - A_q} \quad (4.32)$$

$$- f_s L_s \frac{Q' (\theta_s^{t+1} - \theta_s^t)}{c_p \frac{\Delta z_{1/2}}{K_{q,1/2}} - A_q} - (1 - f_s) L_e \beta \frac{Q' (\theta_s^{t+1} - \theta_s^t)}{c_p \frac{\Delta z_{1/2}}{K_{q,1/2}} - A_q}$$

$$LE \simeq f_s L_s \widetilde{E}_s + (1 - f_s) L_e \widetilde{E} - f_s L_s E_s' \Delta \theta_s - (1 - f_s) L_e E' \Delta \theta_s \quad (4.33)$$

Calcolo della tendenza della temperatura superficiale

A questo punto tutti i flussi, riportati nell'equazione 4.20 e che hanno una dipendenza dalla temperatura superficiale sono stati divisi in due componenti. Il primo termine dipende solo dalla vecchia temperatura superficiale, mentre l'altro esprime la sensibilità dei flussi rispetto alle variazioni di quest'ultima.

L'equazione 4.20 è così riscritta in una forma che può facilmente essere risolta per ottenere la tendenza della temperatura superficiale ($\Delta \theta_s$):

$$\frac{C_s \Delta \theta_s}{c_p \Delta t} = \widetilde{R}_n + \widetilde{H} + f_s L_s \widetilde{E}_s + (1 - f_s) L_e \widetilde{E} + G$$

$$- (R_n' + H' + f_s L_s E_s' + (1 - f_s) L_e E') \Delta \theta_s \quad (4.34)$$

Capitolo 5

Simulazioni ed analisi

5.1 Descrizione dell'esperimento e dei dati utilizzati

L'esperimento numerico di simulazione del clima è costituito da tre integrazioni di sei anni compiute rispettivamente con ECHAM4 (versione originale), ECHAM4 accoppiato con ORCHIDEE (nel seguito ci si riferirà a questa versione chiamandola ORCHIDEE) e una terza simulazione compiuta con il modello accoppiato ma con la sostituzione, nell'emisfero settentrionale, delle foreste temperate e boreali con coperture erbacee (nel seguito questa terza versione verrà indicata come ORCHIDEE NF). La terza simulazione è stata effettuata al fine di testare il comportamento di ORCHIDEE in seguito a variazioni nella distribuzione di vegetazione.

La risoluzione orizzontale del modello ECHAM4 utilizzato è, nelle tre integrazioni, di 96x48 punti griglia e le simulazioni sono state compiute utilizzando gli stessi dati di inizializzazione (tratti da raccolte di dati climatologici). In ognuna delle tre simulazioni è stata utilizzata la stessa forzatura al contorno, costituita da un ciclo annuale di medie climatologiche mensili delle temperature superficiali oceaniche (SST dall'inglese Sea Surface Temperature).

Per compiere delle stime sugli impatti derivanti dall'accoppiamento di ECHAM4 con ORCHIDEE e, quindi, dalla rappresentazione della vegetazione che ne consegue, nonché sugli effetti dovuti alla eliminazione della foresta temperata e boreale nella versione accoppiata ORCHIDEE NF, viene effettuato un test t di Student sulle differenze nelle medie stagionali (estive ed invernali) delle principali variabili atmo-

sferiche all'interfaccia con la superficie. In questo modo si vogliono evidenziare le differenze ritenute accettabili con un livello di significatività del 5%.

Al fine di un confronto qualitativo, vengono inoltre utilizzati data set climatologici sull'intero globo dell'NCEP/NCAR (National Centre for Environmental Prediction e National Centre for Atmospheric Research) e dati superficiali osservati, ad elevata frequenza, al sito di Cabauw (localizzato al centro dell'Olanda a 51°58'N e 4°56'E) in grado di consentire un confronto del ciclo diurno medio mensile di variabili e flussi superficiali come simulati da ECHAM4 ed ORCHIDEE.

5.1.1 La mappa di Vegetazione di ORCHIDEE

I dati di distribuzione di vegetazione utilizzati provengono dalla mappa IGBP (International Geosphere-Biosphere Programme) con risoluzione 1Km-1Km e sono basati sulla classificazione globale degli ecosistemi di Olson, come modificata da Nicolas Viovy (vedi appendice A, tab.1). Questi dati sono stati riassemblati alla risoluzione 5Km-5Km rispetto alla mappa IGBP originale e le coperture relative alle 94 tipologie ecosistemiche sono state ripartite nei 12 PFT considerati da ORCHIDEE (o attribuiti al suolo nudo) per mezzo di opportuni coefficienti (vedi appendice A, tab.2).

Nella simulazione con ORCHIDEE NF, le PFT forestali temperate e boreali (aghifoglie e latifoglie temperate sempreverdi, latifoglie temperate decidue, aghifoglie sempreverdi boreali ed infine aghifoglie e latifoglie decidue boreali) dell'emisfero settentrionale sono state sostituite da coperture erbacee. In questo scenario viene così ad essere drasticamente modificata la fascia tra i 45°N e 65°N, nella quale è concentrata la gran parte delle coperture forestali.

5.2 Analisi dei risultati

5.2.1 Confronto del ciclo diurno medio mensile

In questa sezione si vogliono confrontare, in modo qualitativo, i cicli diurni medi mensili relativi rispettivamente alla temperatura superficiale e ai flussi di calore sensibile e latente ottenuti da dati osservazionali, con quelli simulati rispettivamente da

ECHAM4 e da ORCHIDEE. I mesi considerati sono Gennaio e Luglio, in modo da rappresentare adeguatamente sia il periodo invernale che quello estivo. Il database di dati osservazionali è relativo al sito di Cabauw per l'anno 1987. I cicli medi diurni simulati, sia per il mese di Luglio che per Gennaio, sono stati calcolati sul quarto anno di simulazione e sul punto della griglia geograficamente più vicino a Cabauw, localizzato ad una latitudine di $53^{\circ}48'N$ e ad una longitudine di $7^{\circ}30'E$.

In figura 5-1 viene presentata la sovrapposizione dei dati relativi al ciclo diurno medio mensile, per Gennaio (a) e Luglio (b), delle temperature superficiali. Nel mese di Luglio sia ORCHIDEE che ECHAM4, nelle ore mattutine, mostrano un incremento delle temperature leggermente anticipato rispetto ai dati osservati; il ciclo diurno è comunque ben rappresentato e in particolare ORCHIDEE presenta valori molto vicini a quelli relativi a Cabauw. Anche a Gennaio l'andamento del ciclo diurno è ben simulato in entrambi i casi; tuttavia, rispetto alle osservazioni, in ORCHIDEE si presentano temperature costantemente inferiori di circa $0.8^{\circ}C$ mentre in ECHAM4 costantemente superiori di circa $1.2^{\circ}C$. I flussi di calore sensibile e latente (vedi figura 5-2 e 5-3) simulati da ORCHIDEE nel mese di Luglio mostrano, coerentemente con l'andamento delle temperature, massimi di intensità nelle ore centrali della giornata più elevati e simili a quelli osservati rispetto ad ECHAM4. Nelle curve simulate si ha però un ridotto tasso di incremento dei flussi nelle ore mattutine che può spiegare, in parte, l'aumento delle temperature più rapido, rispetto ai dati osservati, nelle stesse ore. In particolare, ECHAM4 mostra la massima intensità, nei flussi di calore latente, estremamente posticipata nelle ore pomeridiane. Probabilmente, tale dilazione temporale può essere attribuita allo schema semi-implicito di interfacciamento in esso utilizzato (vedi cap. 2 e 4), che comporta il calcolo dei flussi turbolenti superficiali prima della soluzione del bilancio energetico e l'utilizzo, quindi, del valore di temperatura alla superficie riferito all'intervallo temporale precedente. Questa dilazione, seppur presente, sembra molto meno evidente in ORCHIDEE che utilizza uno schema numerico implicito (vedi cap. 4).

Nel mese di Gennaio invece, si verifica sia per il flusso di calore sensibile che per quello latente, un appiattimento delle variazioni rispetto alla curva rappresentativa dei dati osservati. Nel caso di ECHAM4 inoltre, come avvenuto per Luglio, continua

a notarsi una dilazione verso le ore pomeridiane nelle massime intensità dei flussi. I flussi di calore sensibile, in entrambe le simulazioni, a differenza dei dati osservazionali, si mantengono sempre negativi mentre quelli di calore latente sono positivi ma estremamente ridotti. Si può quindi ipotizzare, in particolare per ORCHIDEE le cui temperature superficiali si mantengono costantemente sotto lo zero, che nel mese considerato (o almeno per buona parte di esso) la superficie fosse ricoperta di neve. Questo potrebbe spiegare i flussi di calore sensibile e latente rispettivamente negativi e poco elevati. La copertura nevosa, infatti, influisce sul bilancio radiativo riducendo l'energia solare assorbita dalla superficie e le oscillazioni legate al ciclo diurno. In questo modo l'atmosfera, evidentemente più calda della superficie per buona parte del mese, sarebbe diventata (in media) una sorgente di energia per quest'ultima.

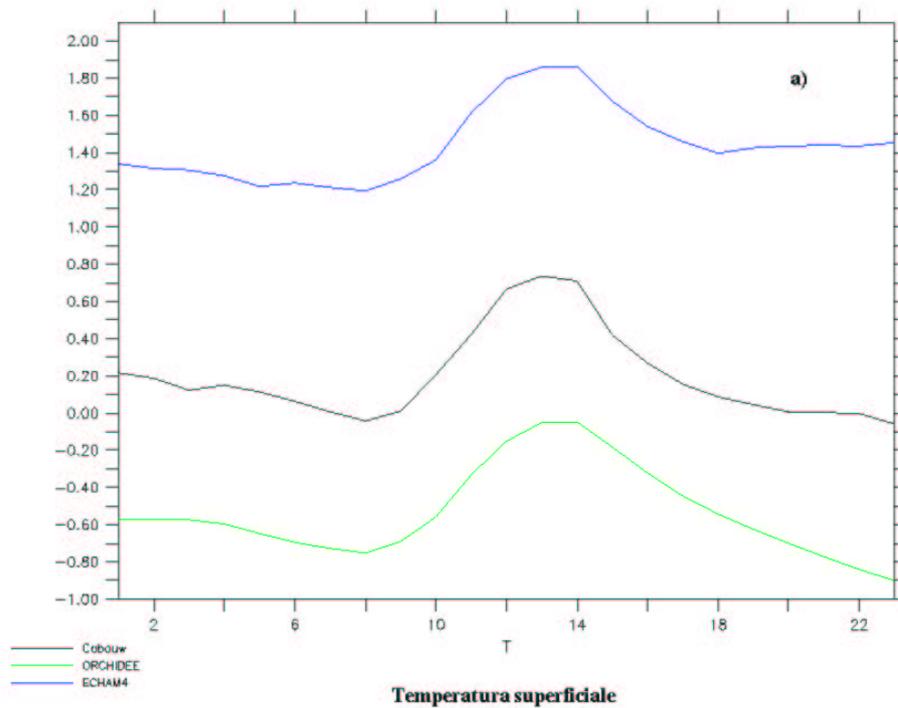
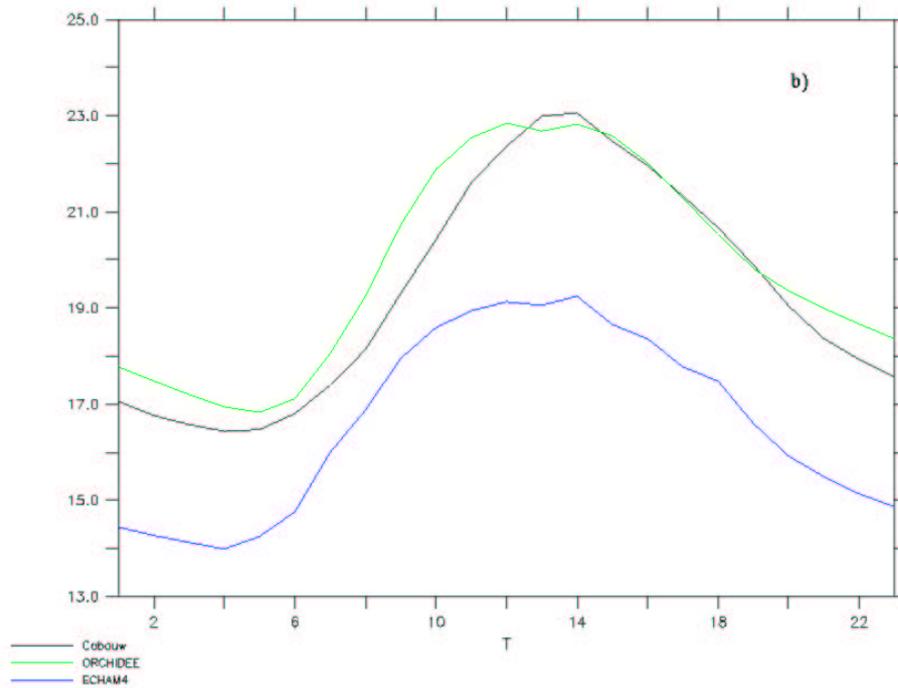


Figura 5-1: Ciclo diurno medio mensile della temperatura superficiale: a) Gennaio e b) Luglio.

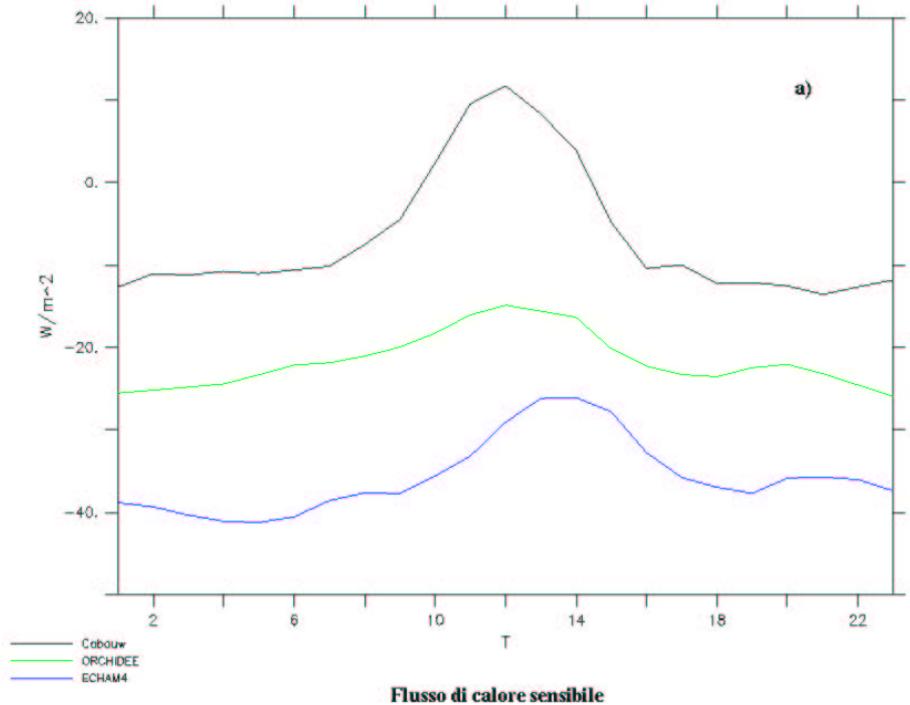
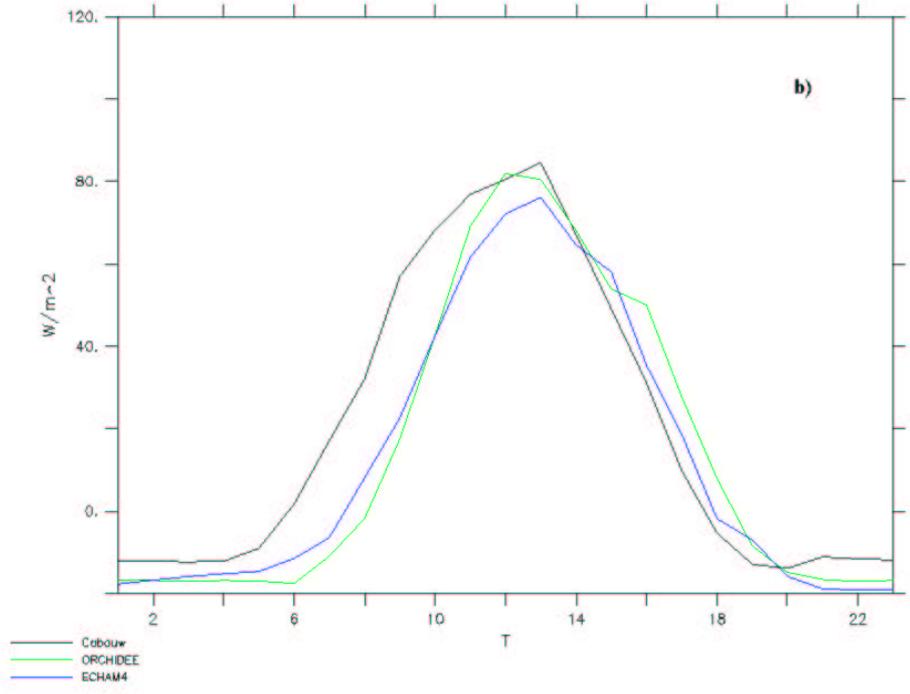


Figura 5-2: Ciclo diurno medio mensile del flusso di calore sensibile (Positivo uscente): b) Luglio e a) Gennaio.

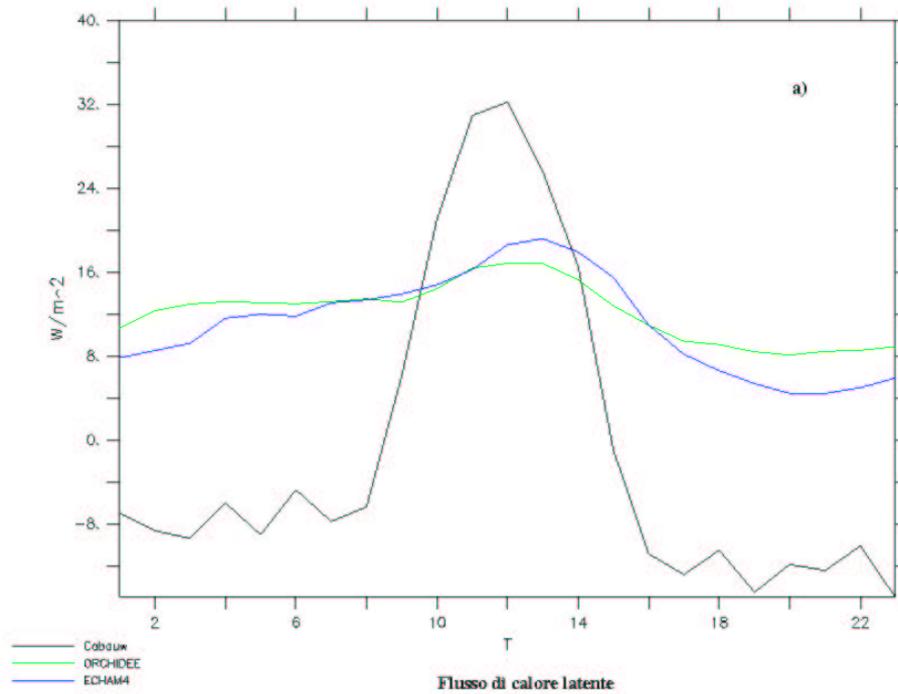
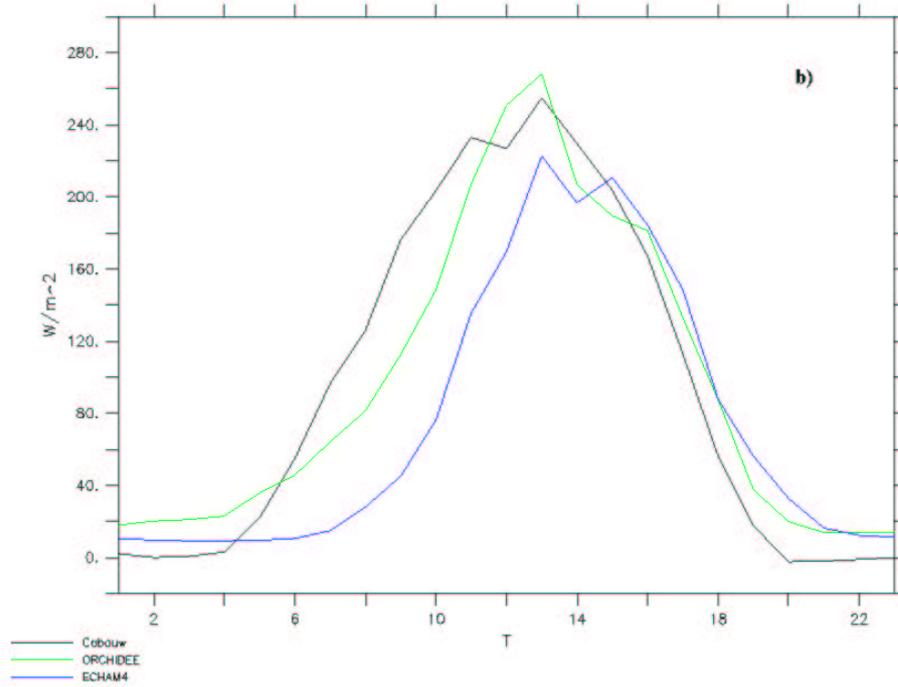


Figura 5-3: Ciclo diurno medio mensile del flusso di calore latente (Positivo uscente): b) Luglio e a) Gennaio .

5.2.2 Confronto dei campi globali atmosferici superficiali

Allo scopo di una maggiore chiarezza, si è scelto di distinguere in due parti la trattazione delle valutazioni sulle differenze nella simulazione dei campi globali delle principali variabili atmosferiche: verrà infatti distinta da un lato, l'analisi relativa al confronto della simulazione con ECHAM4 (versione originale) con la versione accoppiata ECHAM4-ORCHIDEE (ORCHIDEE) e dall'altro, le valutazioni circa l'impatto dovuto all'introduzione, in ORCHIDEE, di uno scenario deforestato nell'emisfero settentrionale (ORCHIDEE NF).

Confronto ECHAM4-ORCHIDEE

La figura 5-18 mostra le differenze significative nelle precipitazioni come risultanti dal test t di Student. Essa evidenzia estese variazioni nelle precipitazioni simulate che comprendono, in particolare nella stagione estiva, moderate riduzioni su vaste aree continentali alle medie latitudini dell'emisfero settentrionale. Le differenze maggiori in intensità si hanno però nella fascia intertropicale e subtropicale, sui continenti come sugli oceani, e risultano particolarmente evidenti nella stagione estiva. Tali differenze sono verosimilmente dovute ad uno spostamento verso nord della posizione media dell'ITCZ (Intertropical Convergence Zone) in ORCHIDEE, probabilmente legata alle più elevate temperature simulate nelle aree continentali dell'emisfero settentrionale (vedi fig. 5-7). Le figure 5-4 e 5-5 mostrano il campo globale delle precipitazioni superiori a 3 mm/d simulate da ECHAM4 ed ORCHIDEE, in modo da mettere in evidenza la zona intertropicale che rappresenta quella più piovosa del pianeta. In 5-4 sono anche ben visibili i campi delle precipitazioni di natura ciclonica dell'emisfero settentrionale. Particolare interesse rivestono le variazioni nelle precipitazioni monsoniche nell'area ad est dell'India evidenziate nelle figure 5-5 e 5-18. Le precipitazioni, infatti, sembrano avere una intensità maggiore (in particolare sull'oceano) ed una distribuzione più simile a quella derivante dai dati climatologici. Una migliore rappresentazione della circolazione monsonica estiva, in ORCHIDEE, sembra essere confermata anche dal campo del vento a 10 m: le figure 5-9, 5-11, 5-20 e 5-21 evidenziano infatti venti verso nord più intensi sulla parte oceanica ad est dell'India, mentre ad ovest di questa sono rappresentati venti verso est di maggiore

intensità, in apparente accordo con i dati climatologici. La simulazione in ORCHIDEE dei venti meridionali nella zona comprendente il corno d’Africa, mostra a sua volta risultati estremamente interessanti, infatti vengono evidenziate intensità molto simili a quelle dei dati osservati.

Per quanto riguarda gli alisei (vedi fig. 5-9, 5-8 e 5-20), essi appaiono ben rappresentati sia in ECHAM4 che in ORCHIDEE in entrambe le stagioni considerate. In ORCHIDEE, essi sono leggermente rinforzati nella zona occidentale atlantica ed orientale pacifica, così come avviene a ridosso della costa somala e keniota sia durante la stagione estiva che in quella invernale. Nel pacifico occidentale si presenta la situazione inversa, con alisei leggermente più intensi simulati da ECHAM4 e la cui distribuzione, in ORCHIDEE, è leggermente spostata a nord nella stagione estiva.

Per quanto riguarda i venti delle medie latitudini si rileva, in ORCHIDEE, un’intensificazione sulle aree continentali dell’emisfero settentrionale durante la stagione invernale. In particolare, sulla zona comprendente la catena Himalaiana e più a nord sull’altopiano tibetano e la Mongolia, si verifica un rilevante incremento nei venti occidentali. Queste differenze, rispetto a quanto osservato con ECHAM4 (vedi anche figura 5-21 per i venti meridionali), sono probabilmente influenzate dalle modifiche nella parametrizzazione della rugosità superficiale introdotte in seguito all’accoppiamento con ORCHIDEE. Il fatto che i venti superficiali intensifichino nel periodo invernale, nelle zone che in tale stagione sono prive o quasi di vegetazione (vedi le figure 5-12 e 5-13), sembrerebbe confermare tale ipotesi, infatti la rugosità superficiale dipende in modo molto rilevante dalla vegetazione e determina l’attrito esercitato dalla superficie sul vento.

La temperatura dell’aria superficiale sulle aree continentali (vedi fig. 5-7, 5-6 e 5-19) mostra notevoli differenze nelle due simulazioni: in particolare in ORCHIDEE si hanno temperature simulate, nell’emisfero settentrionale, più calde in estate e più fredde in inverno ad esclusione della fascia oltre i 60°N dove esse si mantengono più fredde in entrambe le stagioni. In modo analogo, sul continente antartico si hanno temperature più elevate nell’estate australe (JFM) e clima più freddo in inverno (JJA). Anche nella fascia equatoriale ORCHIDEE simula temperature più elevate con punte massime di oltre 5°C.

La tendenza alla simulazione, per le aree continentali dell'emisfero settentrionale, di medie di temperatura estive ed invernali rispettivamente più elevate ed inferiori di quelle ottenute dallo schema di superficie di ECHAM4, era già stata riscontrata per SECHIBA nell'ambito del progetto PILPS (Project for Intercomparison for Land-Surface Scheme). ORCHIDEE sembra quindi ereditare questa caratteristica, che tuttavia pare essere giustificata solo in parte dai dati osservazionali. Per quanto riguarda le temperature a 2 m sull'oceano, si notano solo ristrettissime aree nelle quali si hanno variazioni significative superiori a 0.5°C : questa è la ovvia conseguenza del fatto che le temperature superficiali oceaniche sono le stesse in ognuno degli esperimenti. Si ricorda infatti, che esse sono prescritte ad ogni intervallo temporale per mezzo di un database climatologico precostituito.

Le riduzioni di temperatura, riscontrate durante la stagione invernale in gran parte delle aree continentali dell'emisfero settentrionale, sono probabilmente da attribuire alla diversa parametrizzazione dell'albedo in ORCHIDEE (vedi cap.3). Emerge infatti, dall'osservazione delle figure 5-23 e 5-16, come, in ORCHIDEE, la distribuzione delle maggiori riduzioni in temperatura si abbia proprio in corrispondenza dei maggiori incrementi in albedo. Questi derivano, in parte, dalla più estesa copertura nevosa (vedi fig. 5-14 e 5-22) che, come noto, rappresenta un substrato estremamente riflettente. Considerazioni analoghe, con riferimento ai mesi estivi, possono esprimersi anche per la fascia oltre i 60°N dell'emisfero settentrionale e per la regione della catena himalaiana e dell'altopiano del Tibet (vedi fig. 5-19, 5-22 e 5-23). Infatti, in queste zone ORCHIDEE simula un ritiro ritardato della copertura nevosa rispetto ad ECHAM4.

Particolarmente degno di nota è l'effetto, nella stagione invernale, della vegetazione forestale sempreverde localizzata attorno ai 60°N (vedi fig. 5-12), sia nel continente eurasiatico che nel nord America: in questa fascia, infatti, si ha una considerevole riduzione dell'albedo simulata da ORCHIDEE (vedi fig. 5-23), che raggiunge valori inferiori a quelli di ECHAM4. Questo è dovuto all'effetto coprente delle chiome delle piante, che catturano l'energia solare prima che questa possa essere riflessa dal substrato nevoso (vedi cap.3).

Probabilmente, gli incrementi in temperatura riscontrati nella zona tropicale e sub-

tropicale dell'emisfero settentrionale, sia nella stagione estiva che in quella invernale, possono essere, in parte, imputati alla riduzione dell'albedo simulata (vedi figura 5-23). Un'altra probabile causa può essere individuata nella minore intensità delle precipitazioni simulate da ORCHIDEE in alcune di queste zone (vedi fig. 5-18), che può portare ad una minore disponibilità idrica per l'evapotraspirazione. Quest'ultima ragione è probabilmente anche la causa delle maggiori temperature riscontrate anche in alcune regioni equatoriali. È da notare inoltre, che le parametrizzazioni relative all'idrologia ed alla evapotraspirazione, implementate in ORCHIDEE, sono molto diverse da quelle in ECHAM4 (vedi i capitoli 2 e 3): questo può portare a variazioni considerevoli, a parità di condizioni al contorno, dei flussi di calore latente scambiati e quindi delle temperature simulate.

Confronto ORCHIDEE-ORCHIDEE NF

La simulazione con ORCHIDEE NF, come precedentemente accennato, è stata effettuata imponendo una drastica eliminazione della vegetazione arborea nell'emisfero settentrionale e questo allo scopo di simulare un ipotetico scenario deforestato. Le coperture eliminate sono state arbitrariamente sostituite con piante erbacee C3 e da agricoltura C3 nel rapporto 0.75:0.25.

L'esame dei risultati ottenuti ed il confronto con quelli ricavati dalla simulazione con ORCHIDEE possono fornire interessanti spunti al fine di evidenziare gli effetti della vegetazione forestale, in particolare sull'albedo, già ipotizzati nel confronto ORCHIDEE-ECHAM4.

La temperatura dell'aria superficiale (vedi fig. 5-19, 5-7 e 5-6) mostra, in questo caso, variazioni le cui intensità maggiori sono localizzate proprio nella fascia attorno ai 60°N, in corrispondenza delle zone maggiormente interessate dalla deforestazione (vedi figura 5-12). Nella stagione invernale (JFM), le coperture nevose raggiungono estensioni paragonabili nelle due simulazioni (fig. 5-14 e 5-22), con accumuli più elevati solo in regioni limitate in ORCHIDEE NF. È possibile quindi imputare, almeno in parte, le riduzioni di temperatura alla più elevata albedo derivante dalla mancanza, in quelle aree, della vegetazione sempreverde forestale e quindi del caratteristico effetto coprente delle chiome sul manto nevoso (vedi fig. 5-23 e 5-16). Valori di

albedo più elevati sono, probabilmente, i responsabili del marcato ritardo nel ritiro delle nevi nel periodo primaverile ed estivo in ORCHIDEE NF (fig. 5-15); la copertura nevosa persistente è, a sua volta, almeno in parte responsabile delle accentuate riduzioni delle temperature in tali periodi. Un altro aspetto che riveste particolare interesse è rappresentato dalle riduzioni nelle coperture vegetali stagionali evidenziate nella zona a nord-est del deserto di Gobi, nell'Asia nord-orientale: tali riduzioni sono interpretabili come un effetto della riduzione delle temperature estive al di sotto di quelle ottimali per la vegetazione stagionale presente in quella zona, che determinano un minor sviluppo della relativa copertura fogliare (vedi cap. 3) e, a sua volta, un ulteriore incremento dell'albedo superficiale. Quello accennato rappresenta un esempio molto interessante di retroazione tra vegetazione e temperatura superficiale.

Sono da notare, peraltro, variazioni significative nelle temperature invernali (JFM) anche nel continente antartico. Queste sono probabilmente da imputare alle variazioni nelle precipitazioni nevose in quelle zone (vedi fig. 5-18 e 5-4) che, alterando le proprietà riflettenti della superficie (vedi fig. 5-23) nelle due simulazioni, modificano il relativo bilancio energetico.

Per quanto riguarda le precipitazioni, esse mostrano variazioni significative, seppur in estensioni più ristrette rispetto al confronto ECHAM4-ORCHIDEE, disseminate ad ogni latitudine durante la stagione estiva e quella invernale, sia su continenti che oceani. Incrementi nelle precipitazioni simulate sono particolarmente evidenti in estate sull'America settentrionale. Da notare inoltre, una riduzione delle precipitazioni dovute al monzone estivo sull'India.

I venti superficiali (vedi fig. 5-8, 5-9, 5-10, 5-11, 5-20 e 5-21) mostrano variazioni in intensità localizzate tanto nelle zone oceaniche che in quelle continentali. In particolare, su alcune aree continentali si notano ulteriori incrementi rispetto a quelli descritti nella sezione precedente e simulati in ORCHIDEE. Merita particolare attenzione l'intensificazione dei venti occidentali sull'Europa, sia nella stagione estiva che in quella invernale. I venti occidentali sono più intensi anche sulla fascia a 60°N, ed in modo particolarmente evidente in Estate sull'America settentrionale. Tali incrementi potrebbero essere, almeno in parte, determinati dalla riduzione della rugosità superficiale dovuta alla deforestazione effettuata in quelle aree. Le variazioni riscontrate

nell'intensità dei venti sui continenti sembrano alterare, anche nelle zone oceaniche, le asimmetrie nella circolazione caratteristiche del vortice circumpolare, andando a determinare una variazione della posizione media delle relative onde stazionarie.

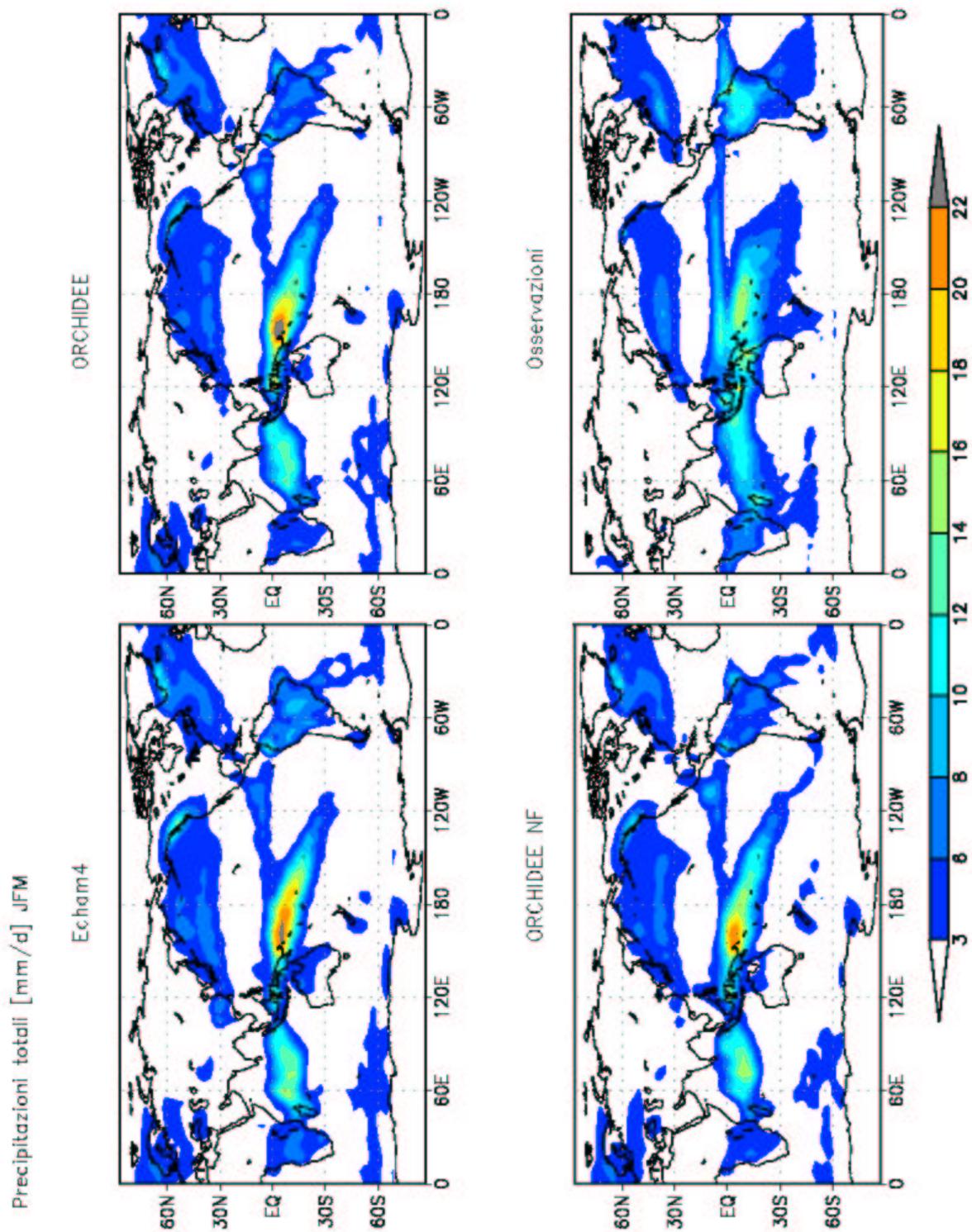


Figura 5-4: Precipitazioni medie stagionali: JFM Gennaio-Febbraio-Marzo

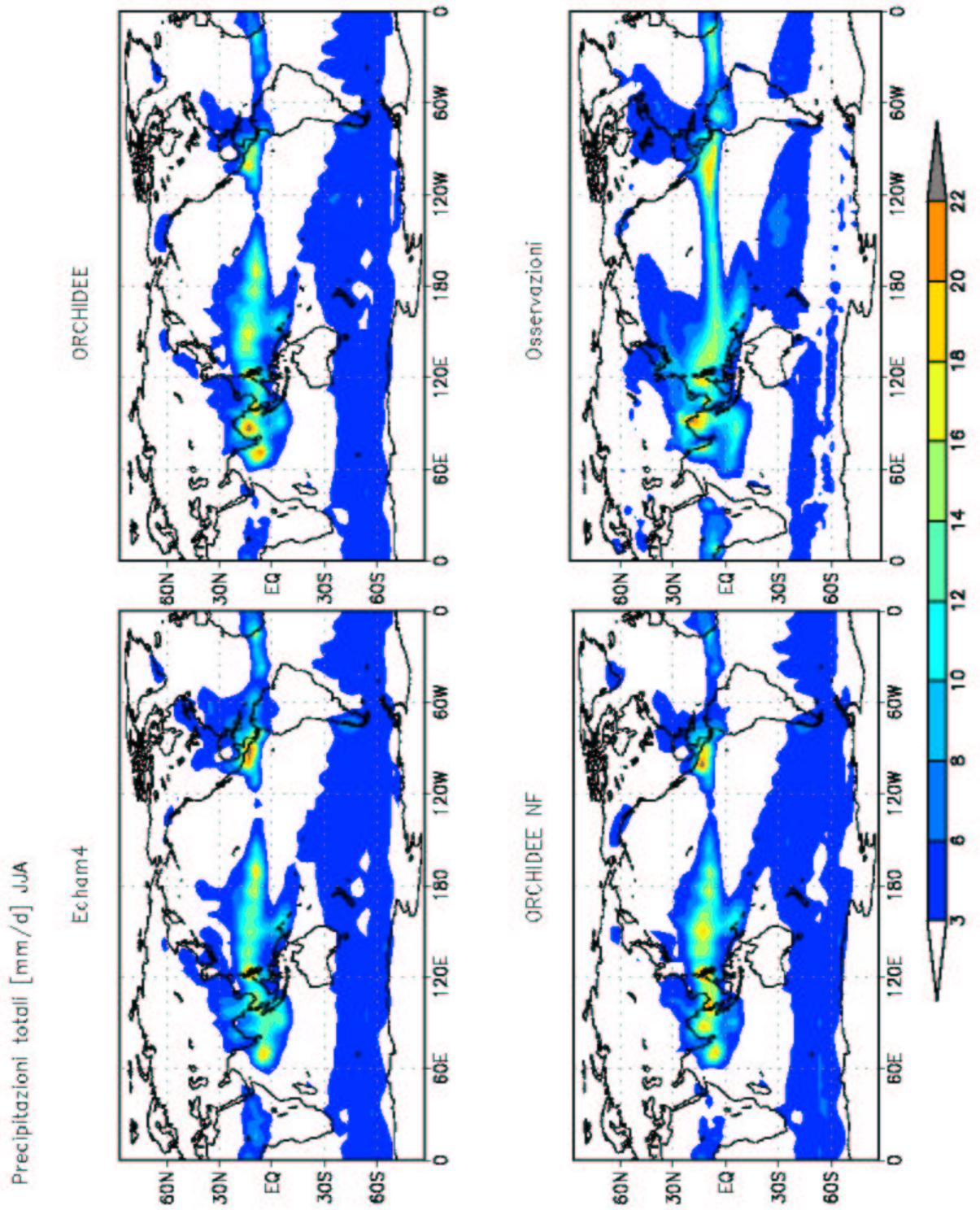


Figura 5-5: Precipitazioni medie stagionali: JJA Giugno-Luglio-Agosto

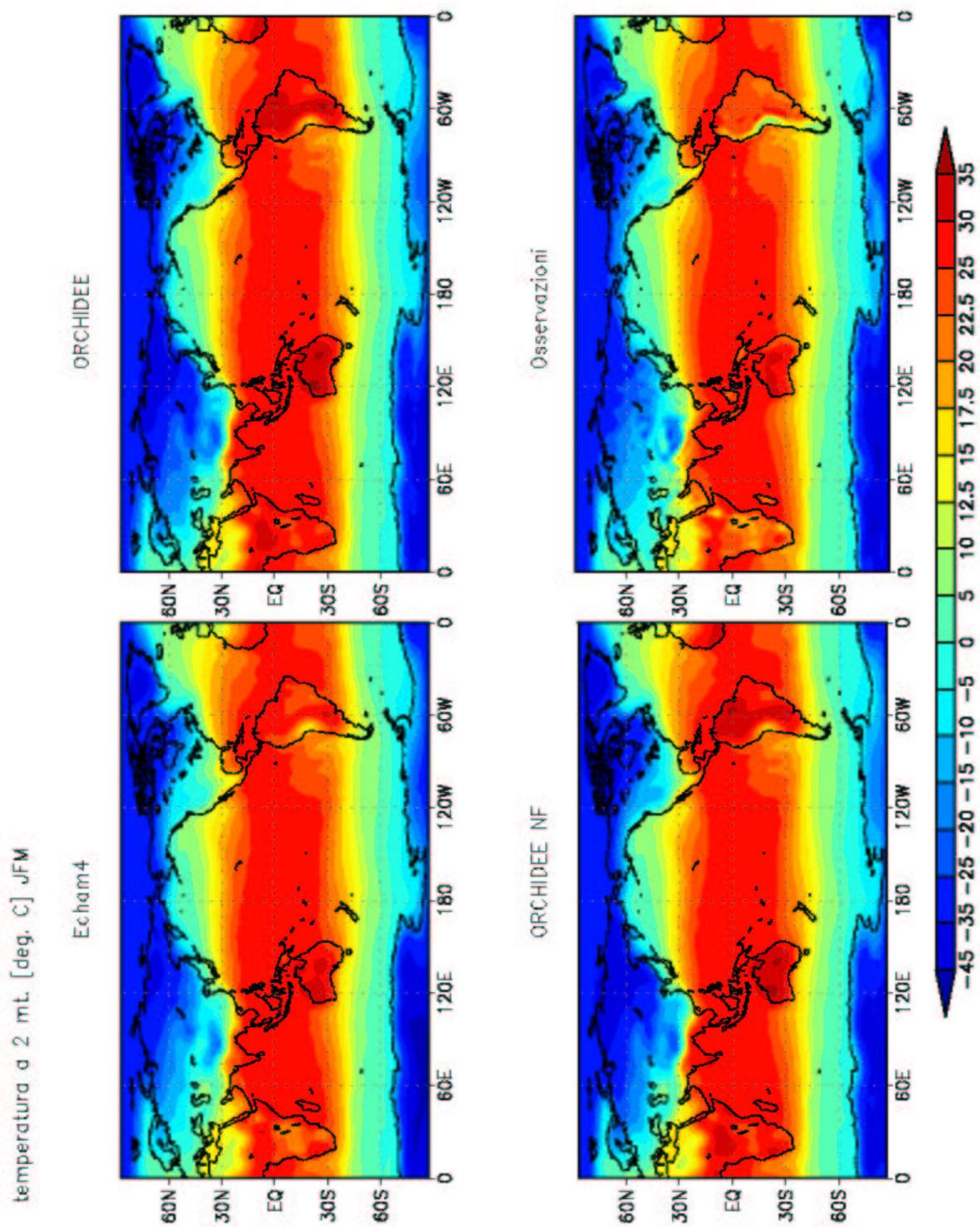


Figura 5-6: Temperature medie stagionali: JFM, Gennaio-Febrero-Marzo

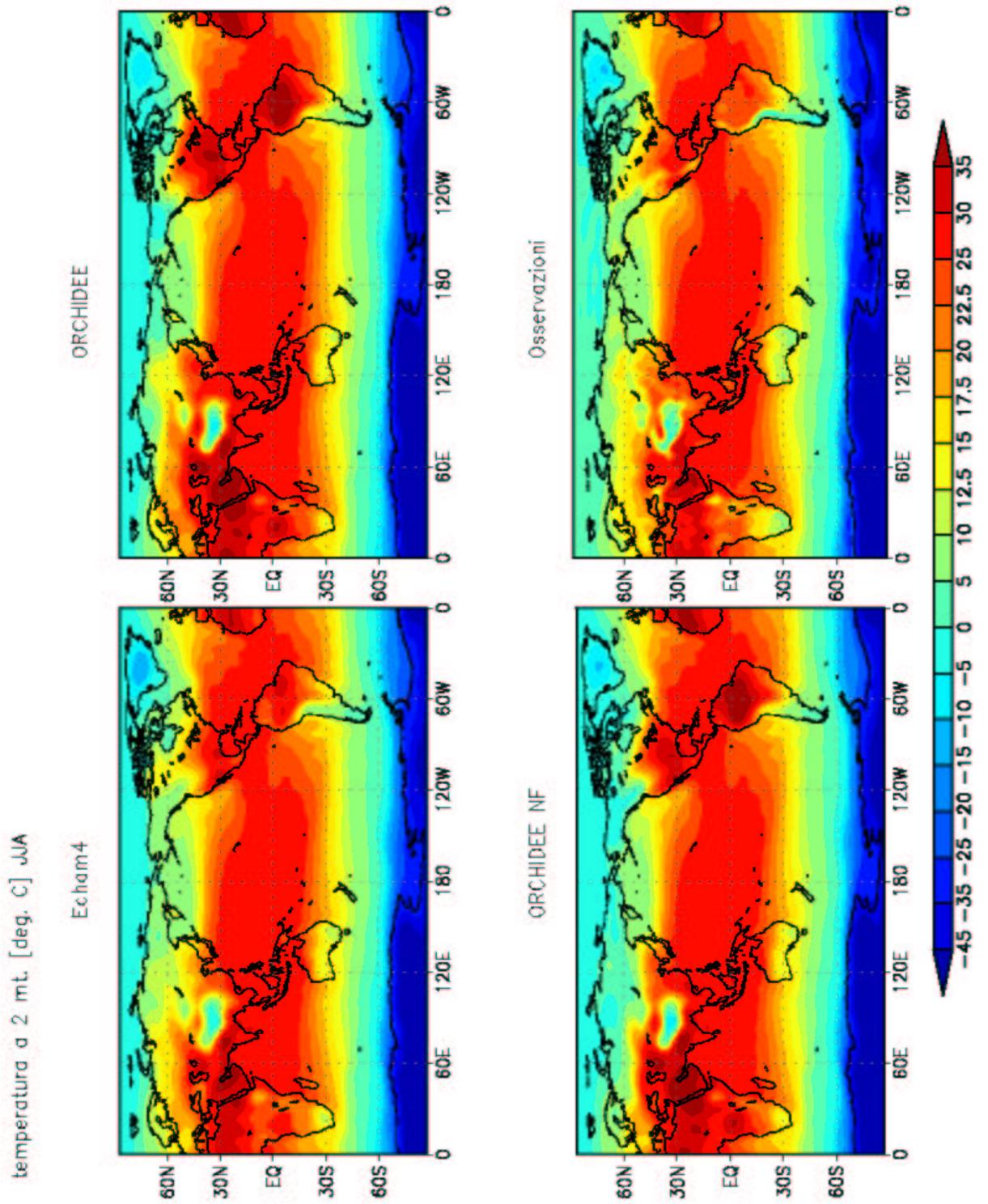


Figura 5-7: Temperature medie stagionali a due metri: JJA, Giugno-Luglio-Agosto

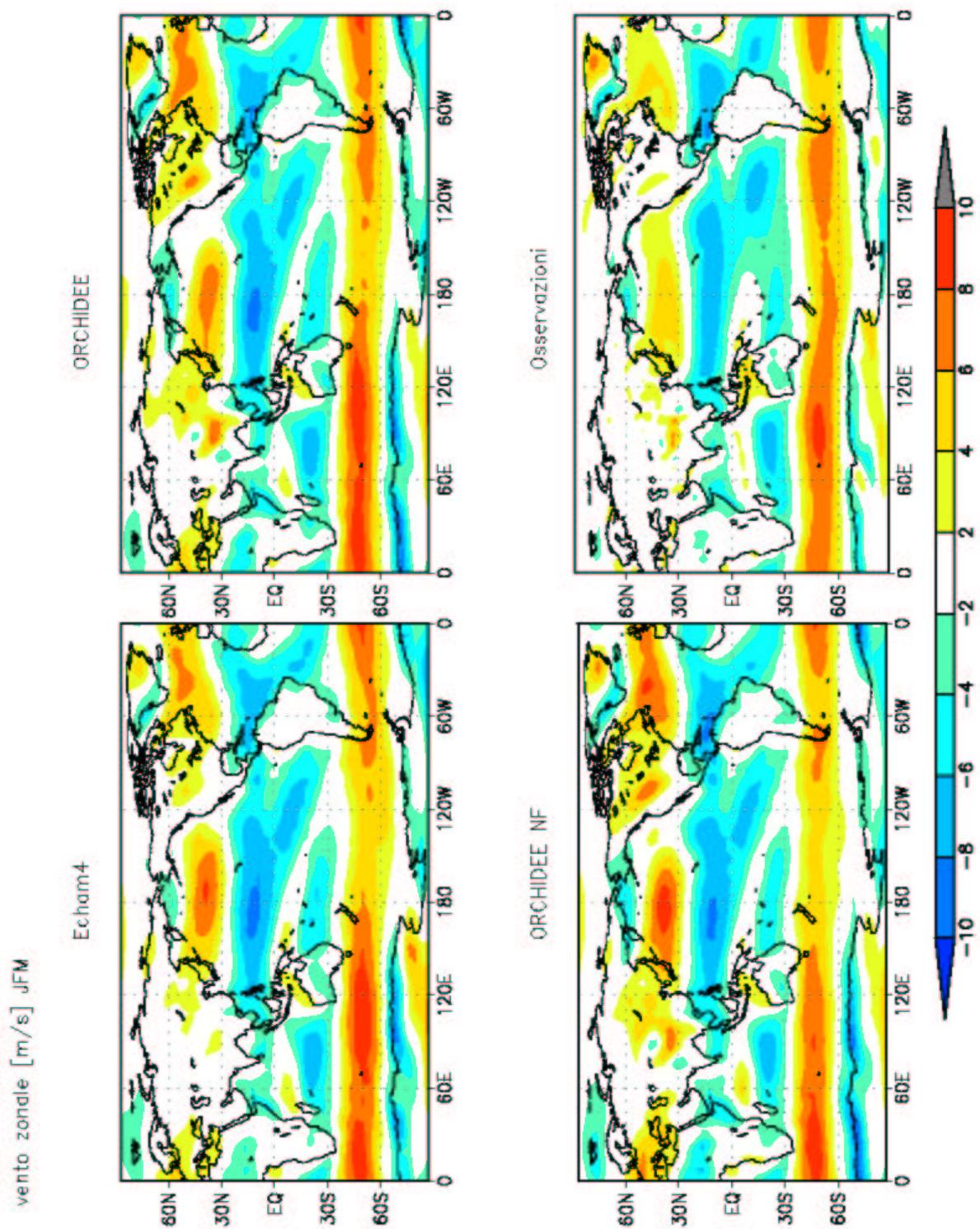


Figura 5-8: Vento zonale (Ovest-Est) a dieci metri: JFM, Gennaio-Febbraio-Marzo

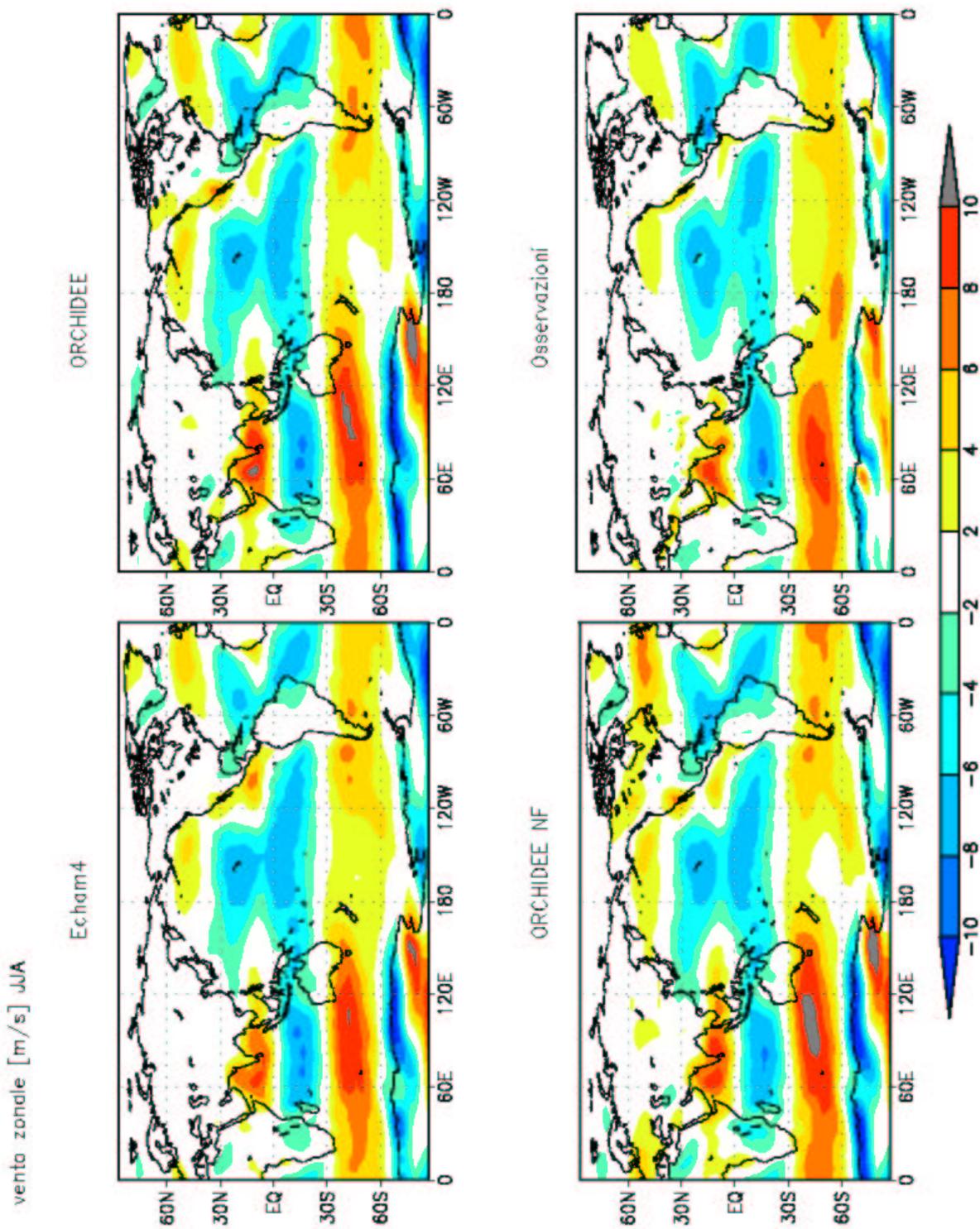


Figura 5-9: Vento zonale (Ovest-Est) a dieci metri: JJA, Giugno-Luglio-Agosto

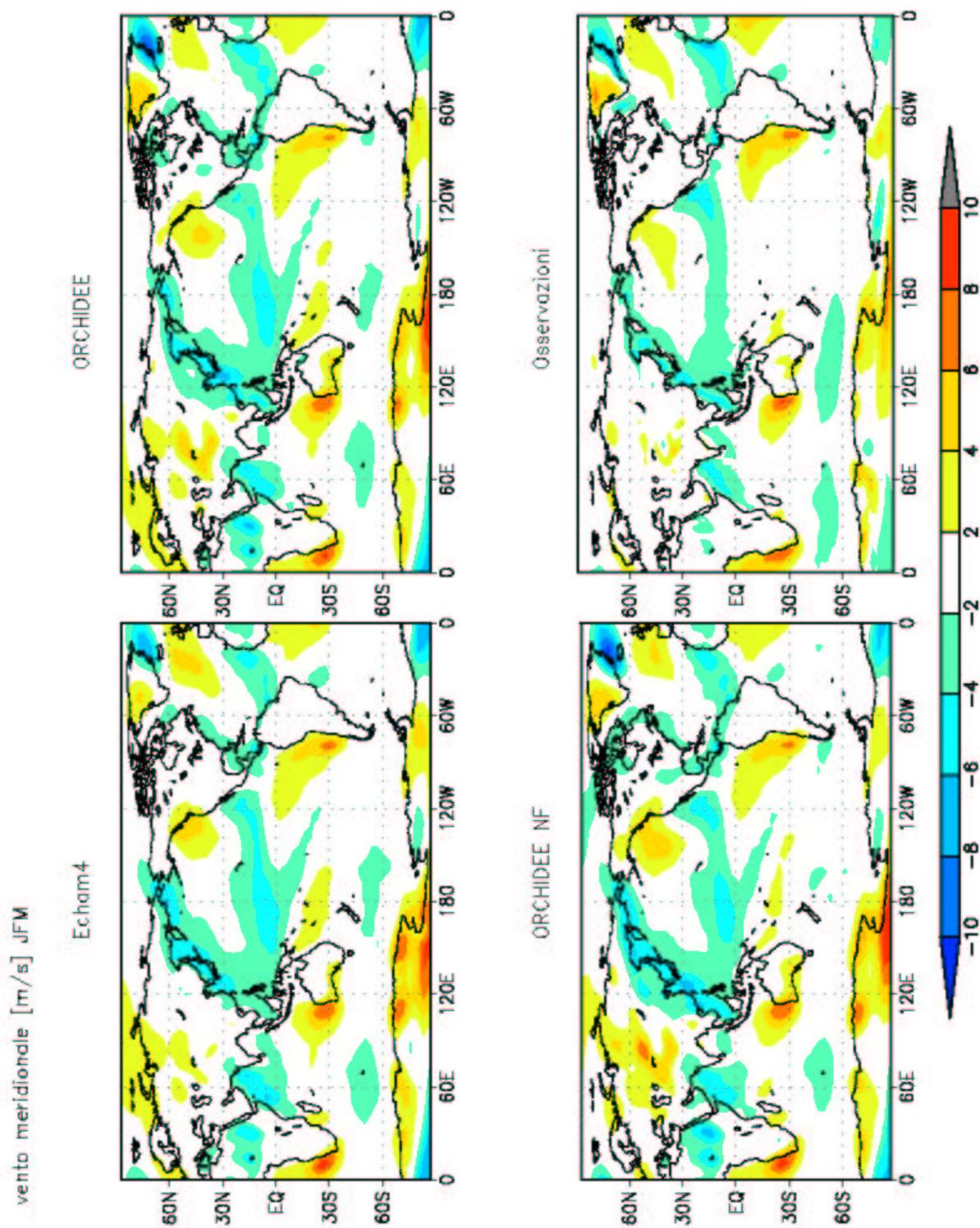


Figura 5-10: Vento meridionale (Sud-Nord) a dieci metri: JFM, Gennaio-Febbraio-Marzo

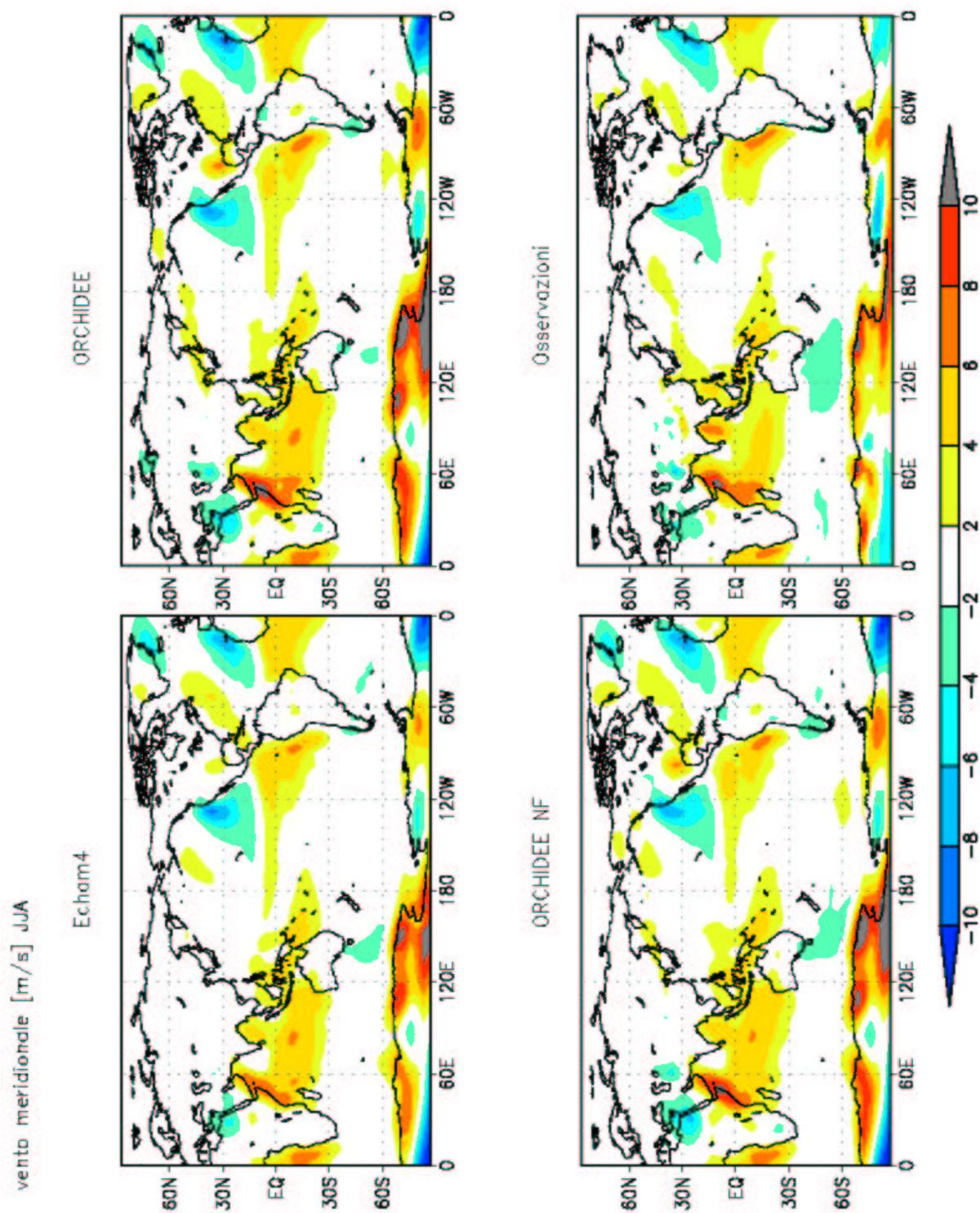


Figura 5-11: Vento meridionale (Sud-Nord) a dieci metri: JJA, Giugno-Luglio-Agosto

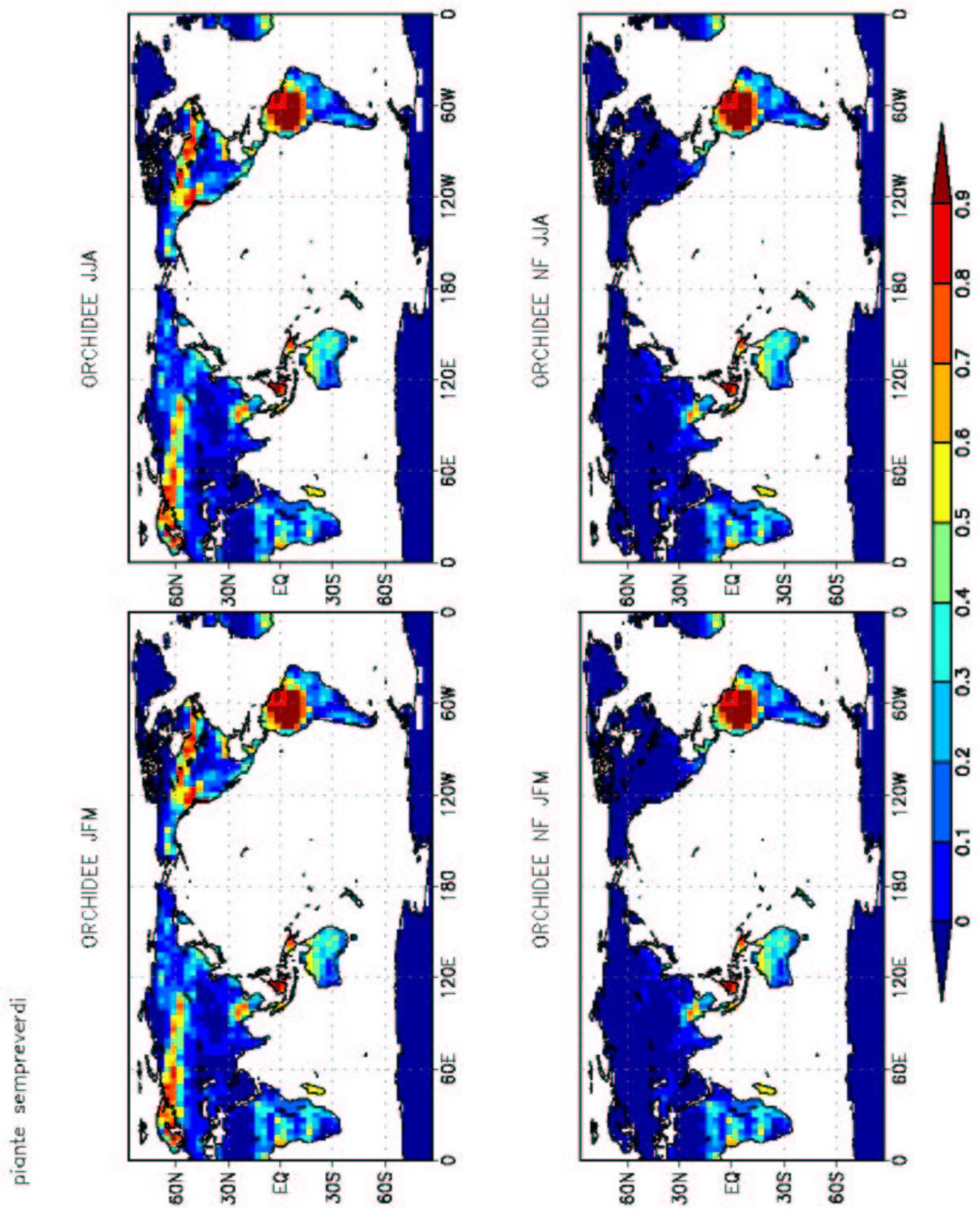


Figura 5-12: Copertura vegetale frazionaria effettiva di vegetazione sempreverde sia per la stagione invernale (JFM) che per quella estiva (JJA).

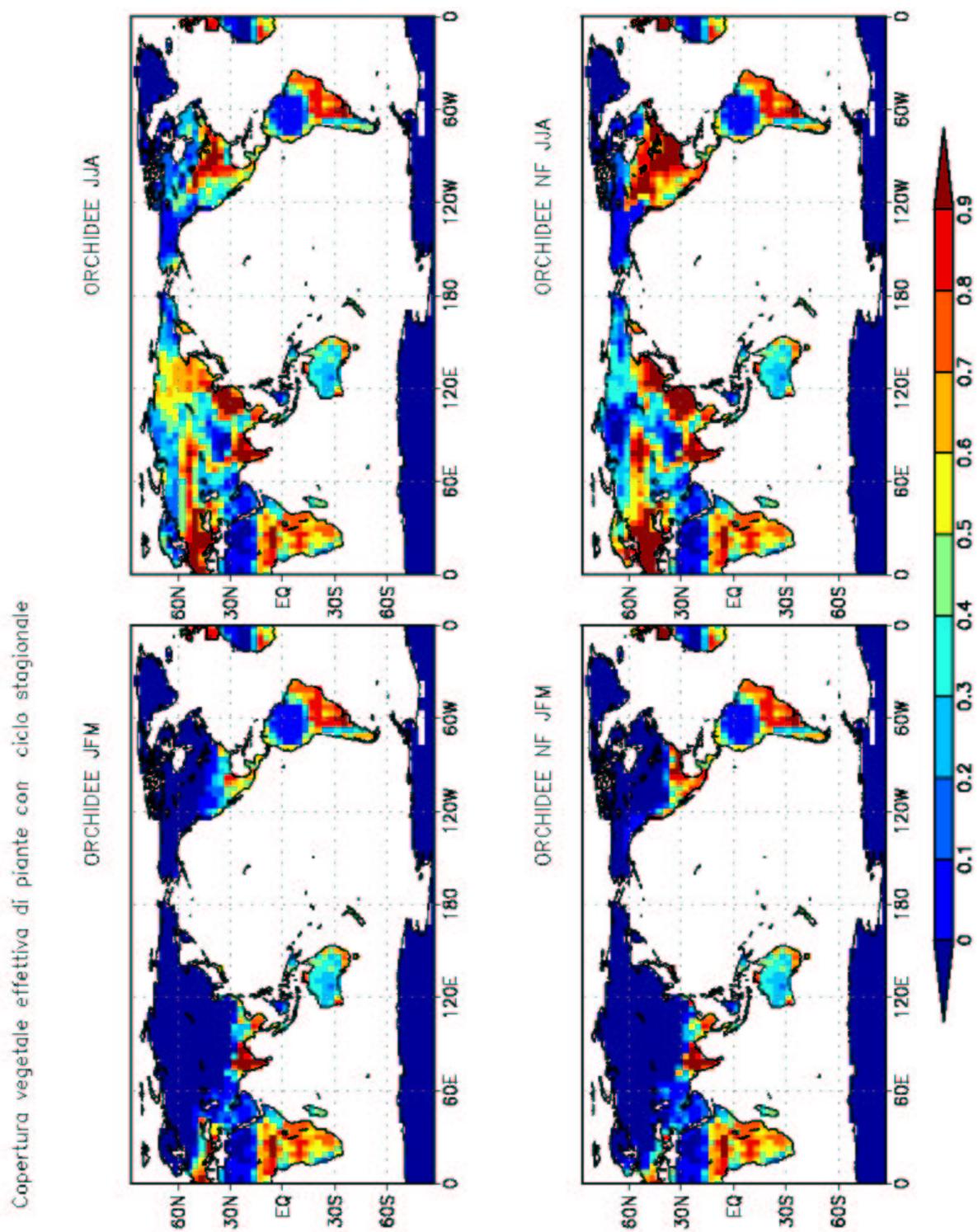


Figura 5-13: Copertura vegetale frazionaria effettiva di vegetazione soggetta a ciclo stagionale, sia per l' inverno (JFM) che per l' estate (JJA).

copertura nevosa [m] JFM

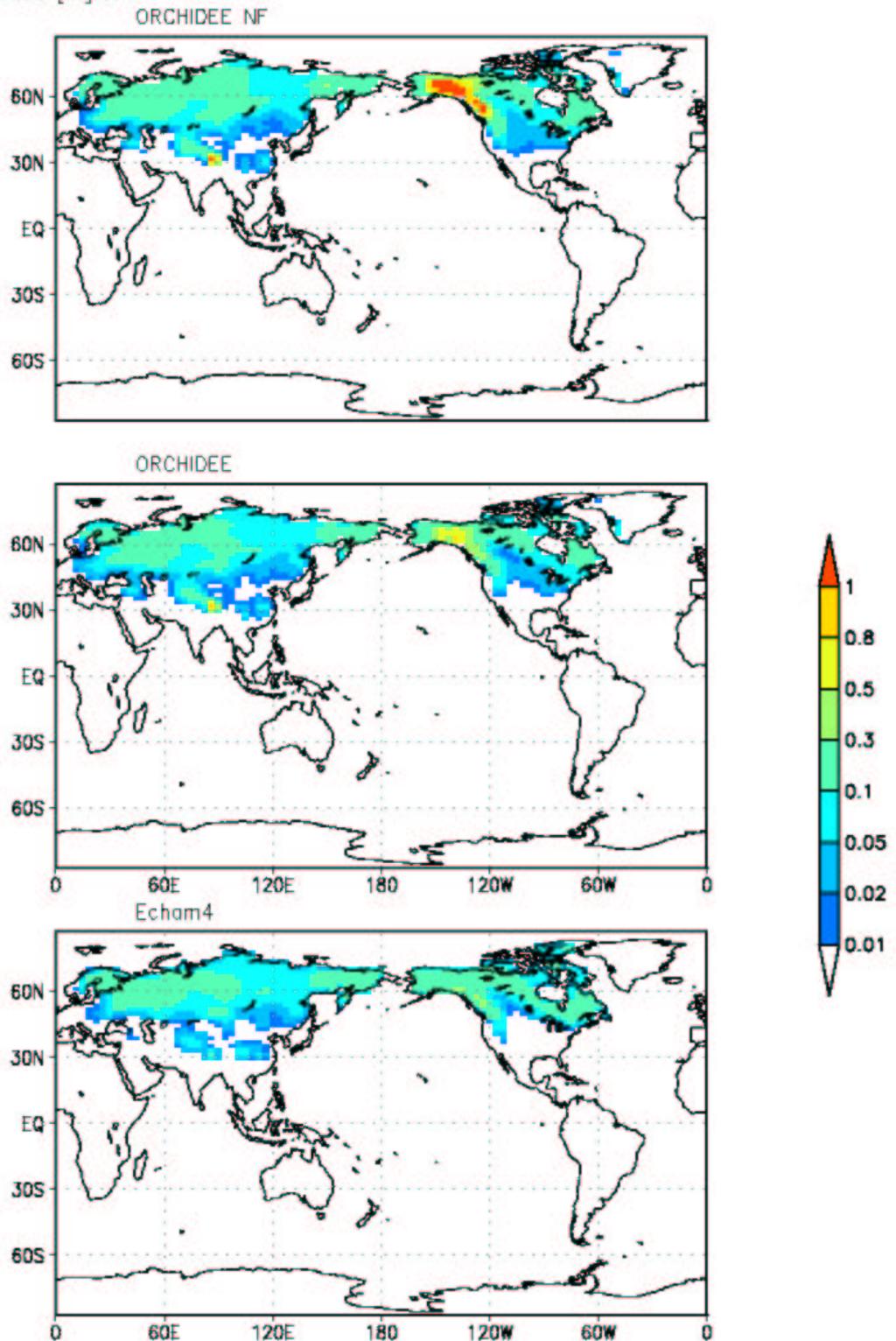


Figura 5-14: Spessore dello strato nevoso (m): JFM, Gennaio-Febbraio-Marzo. Non sono incluse in queste figure i dati relativi al continente Antartico e alle superfici ghiacciate della Groenlandia. Per questa variabile non sono stati reperibili dati osservazionali.

copertura nevosa [m] JJA

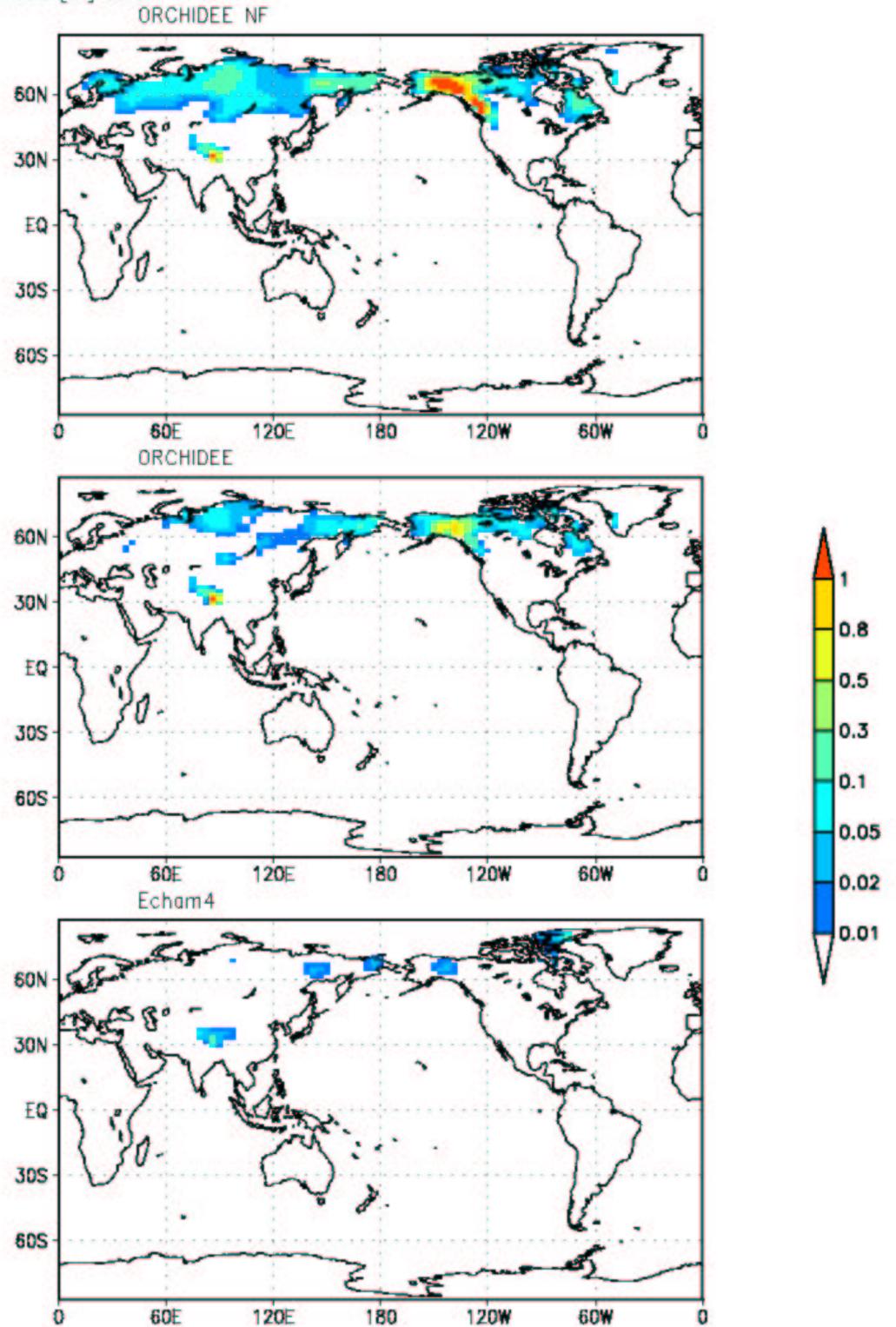


Figura 5-15: Spessore dello strato nevoso (m): JJA, Giugno-Luglio-Agosto. Non sono inclusi in queste figure i dati relativi al continente Antartico e alle superfici ghiacciate della Groenlandia. Per questa variabile non sono stati reperibili dati osservazionali.

albedo JFM

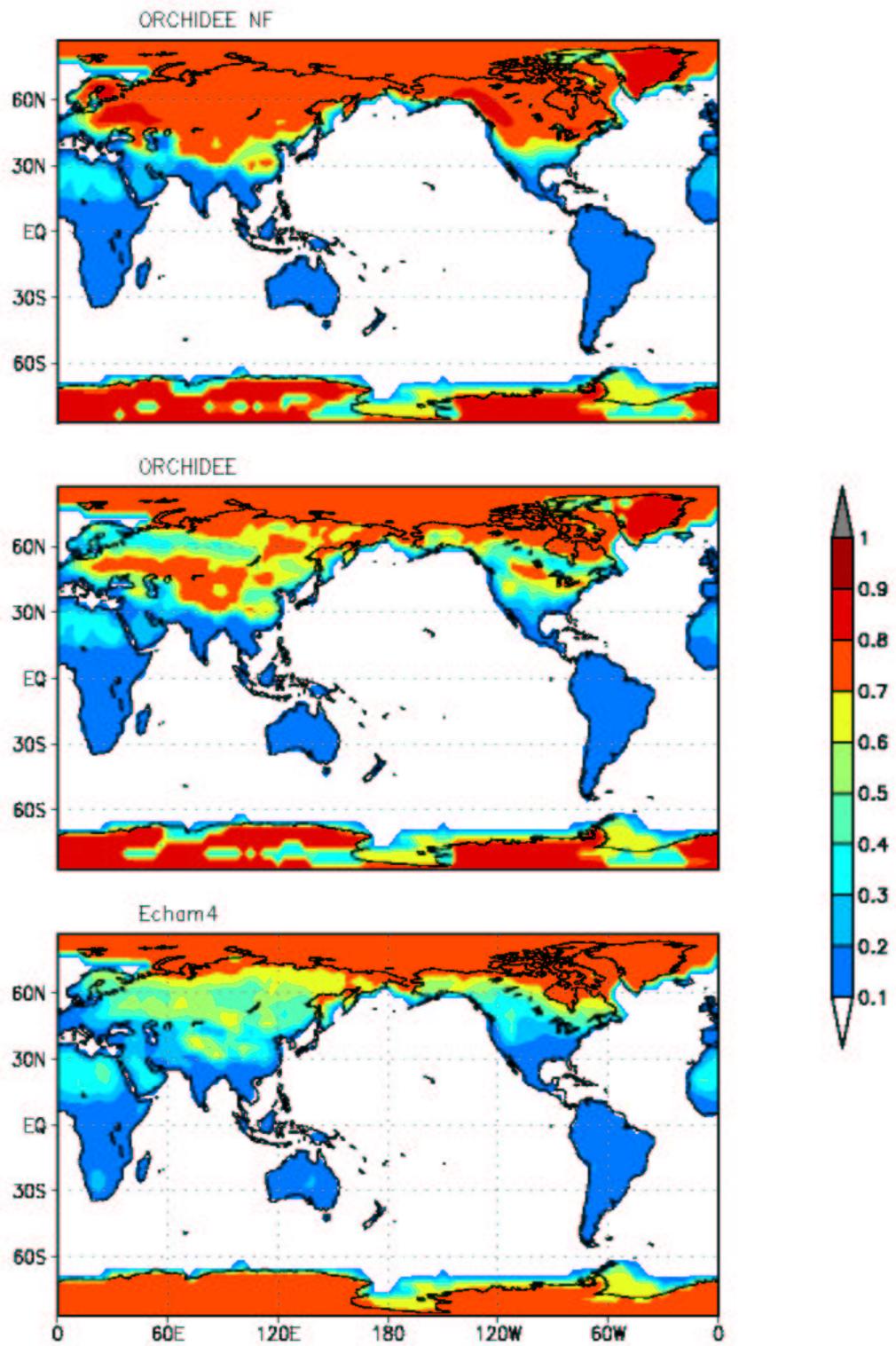


Figura 5-16: Albedo [frac.], JFM, Gennaio-Febbraio-Marzo. Per questa variabile non sono stati reperibili dati osservazionali.

albedo JJA

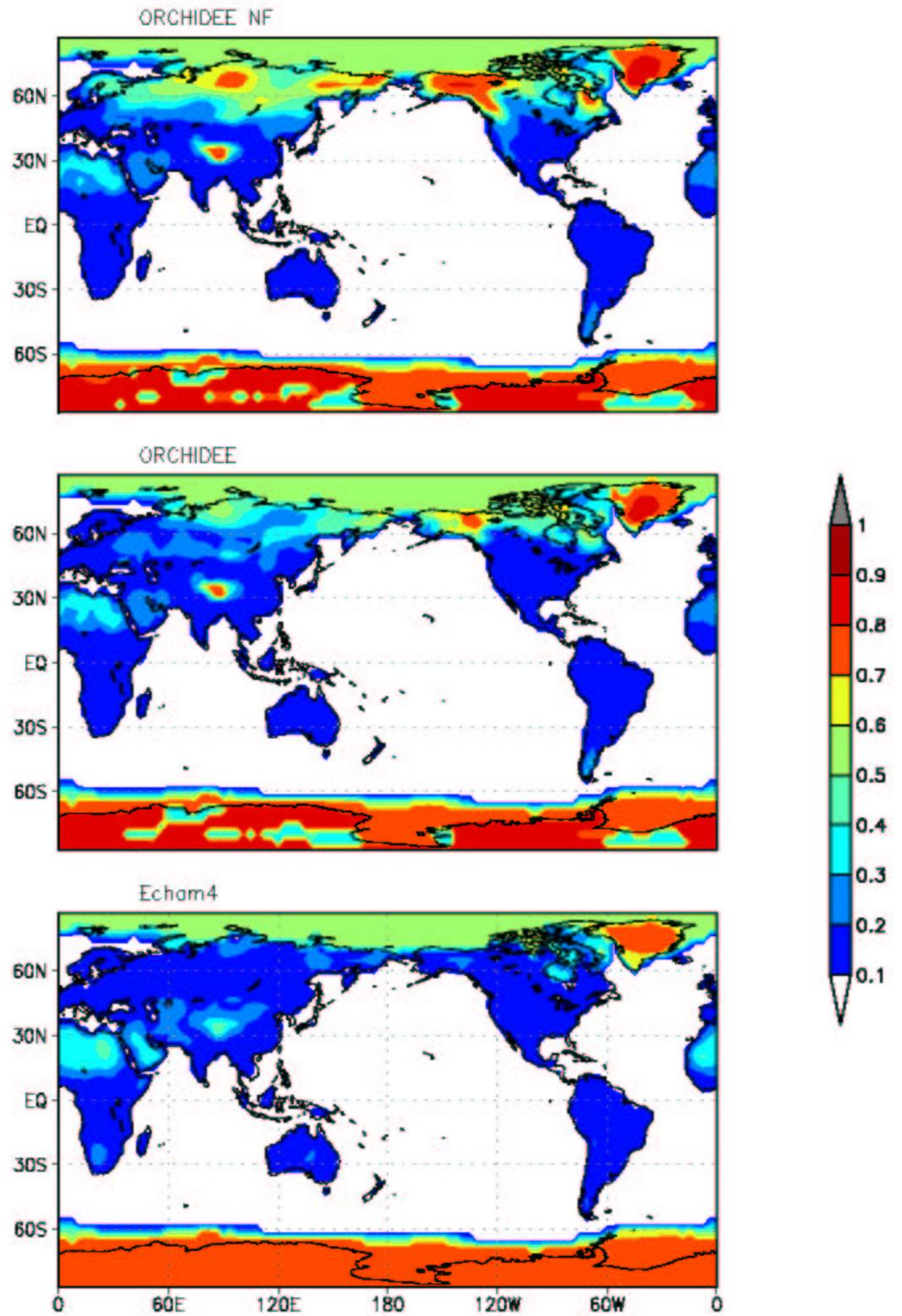
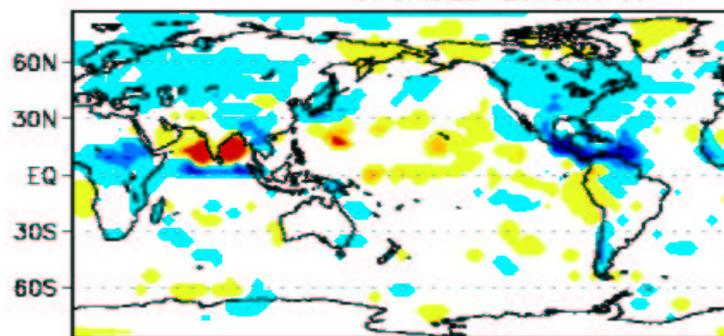


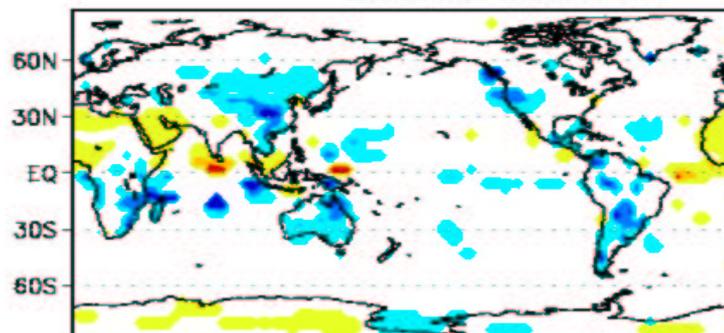
Figura 5-17: Albedo [frac.], JJA, Giugno-Luglio-Agosto. Per questa variabile non sono stati reperibili dati osservazionali.

differenze precipitazioni totali [mm/d]

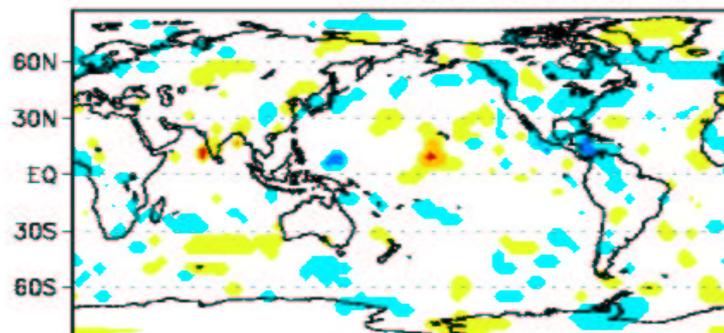
ORCHIDEE-Echam4 JJA



ORCHIDEE-Echam4 JFM



Orchidee-Orchidee NF JJA



Orchidee-Orchidee NF JFM

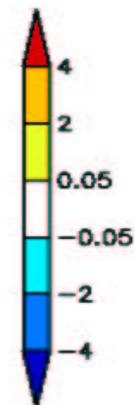
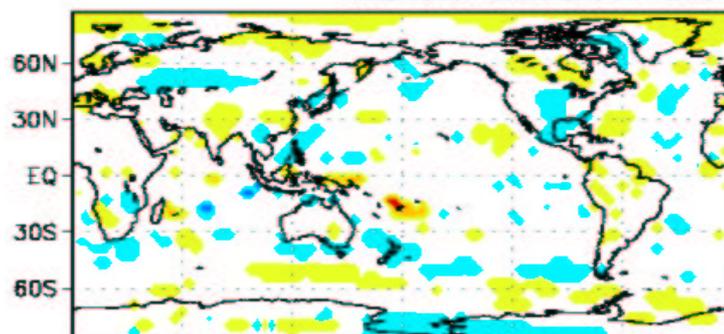


Figura 5-18: Differenze significative ottenute dal t-test al livello di significatività del 5%, per il campo di precipitazioni [mm/d]

differenze temperatura a 2 mt.

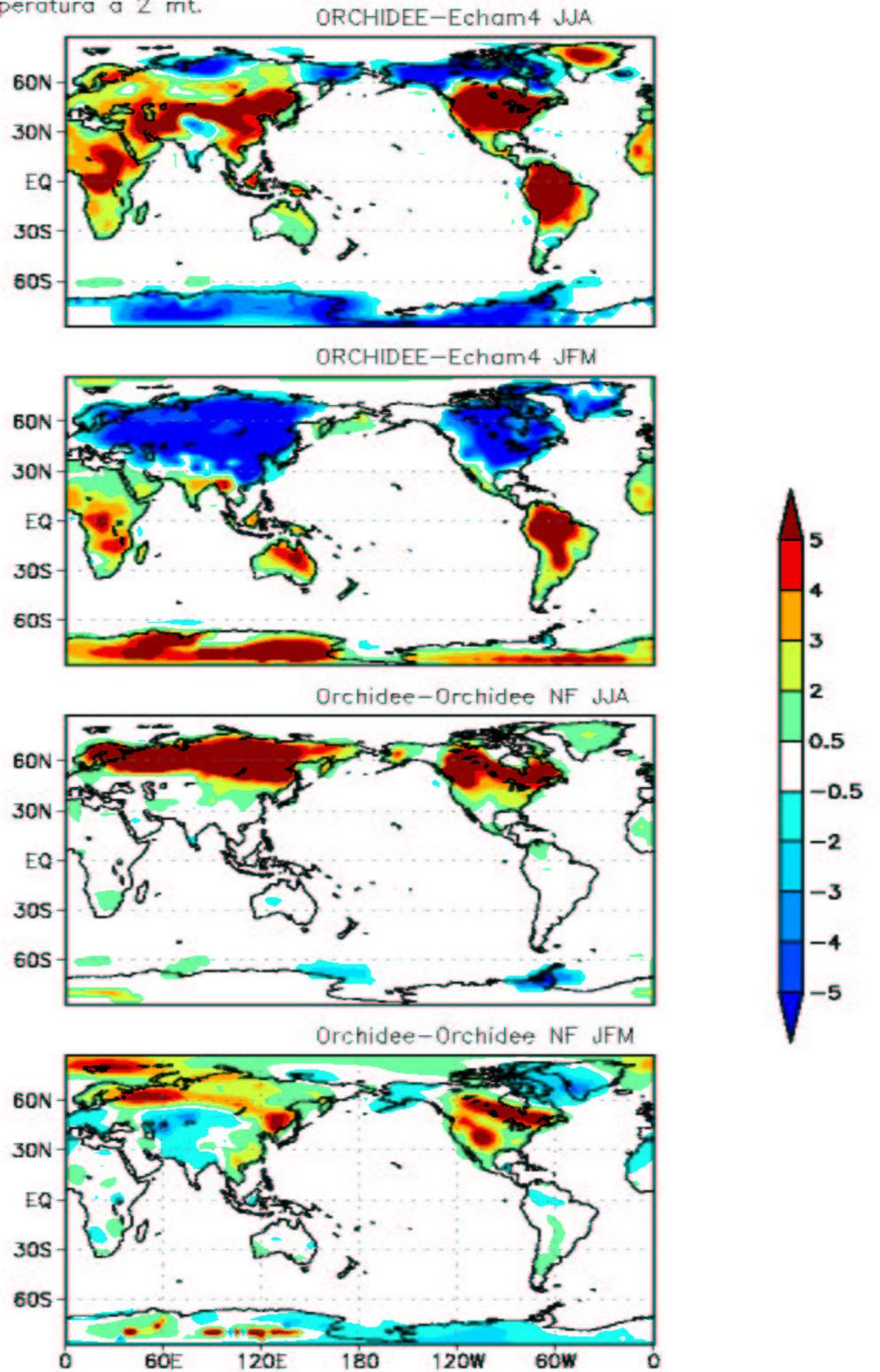


Figura 5-19: Differenze significative ottenute dal t-test al livello di significatività del 5%, per il campo di temperature a due metri.

differenze vento zonale [m/s]

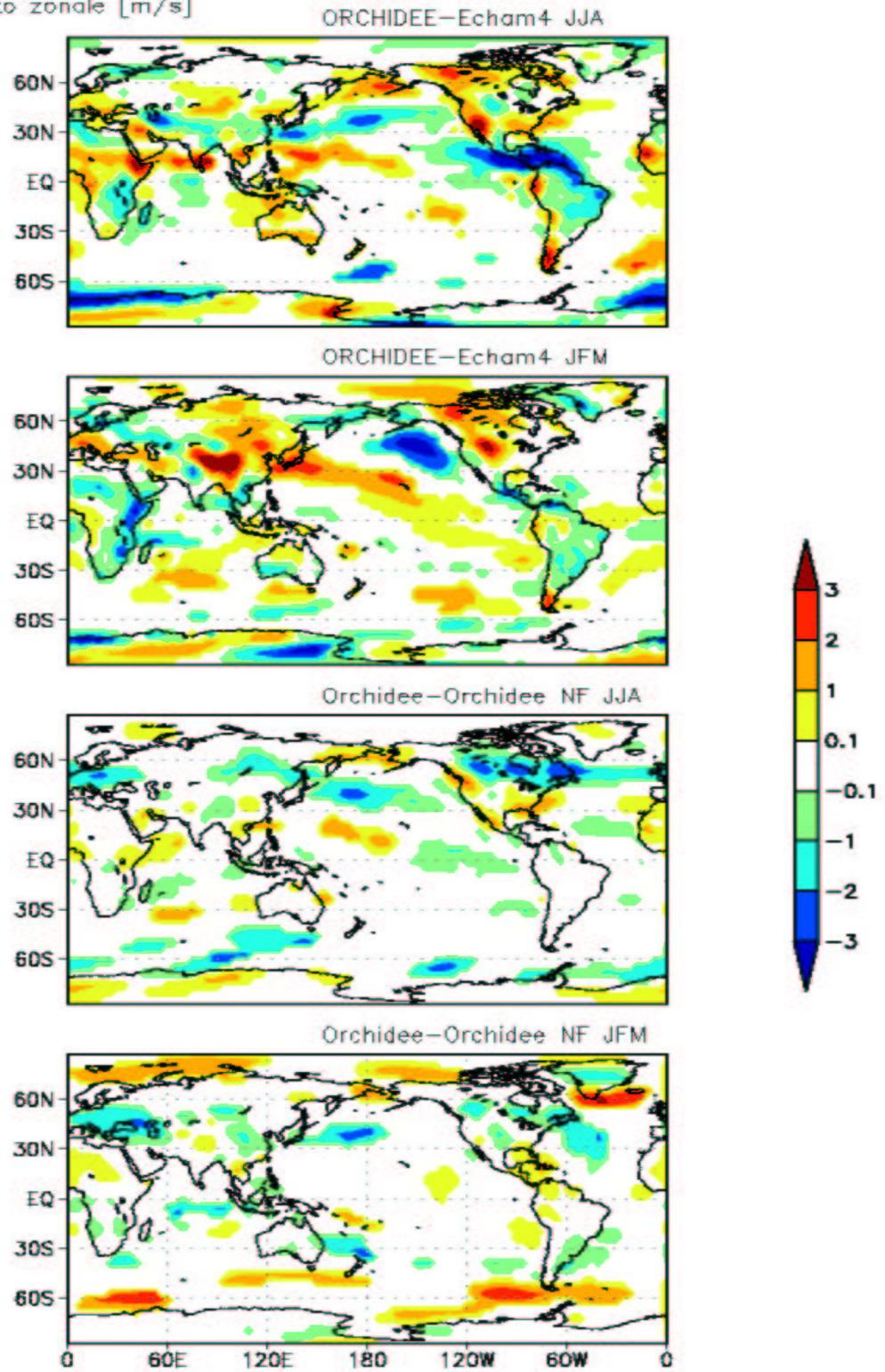


Figura 5-20: Differenze significative ottenute dal t-test al livello di significatività del 5%, per il campo del vento zonale [m/s]

differenze vento meridionale [m/s]

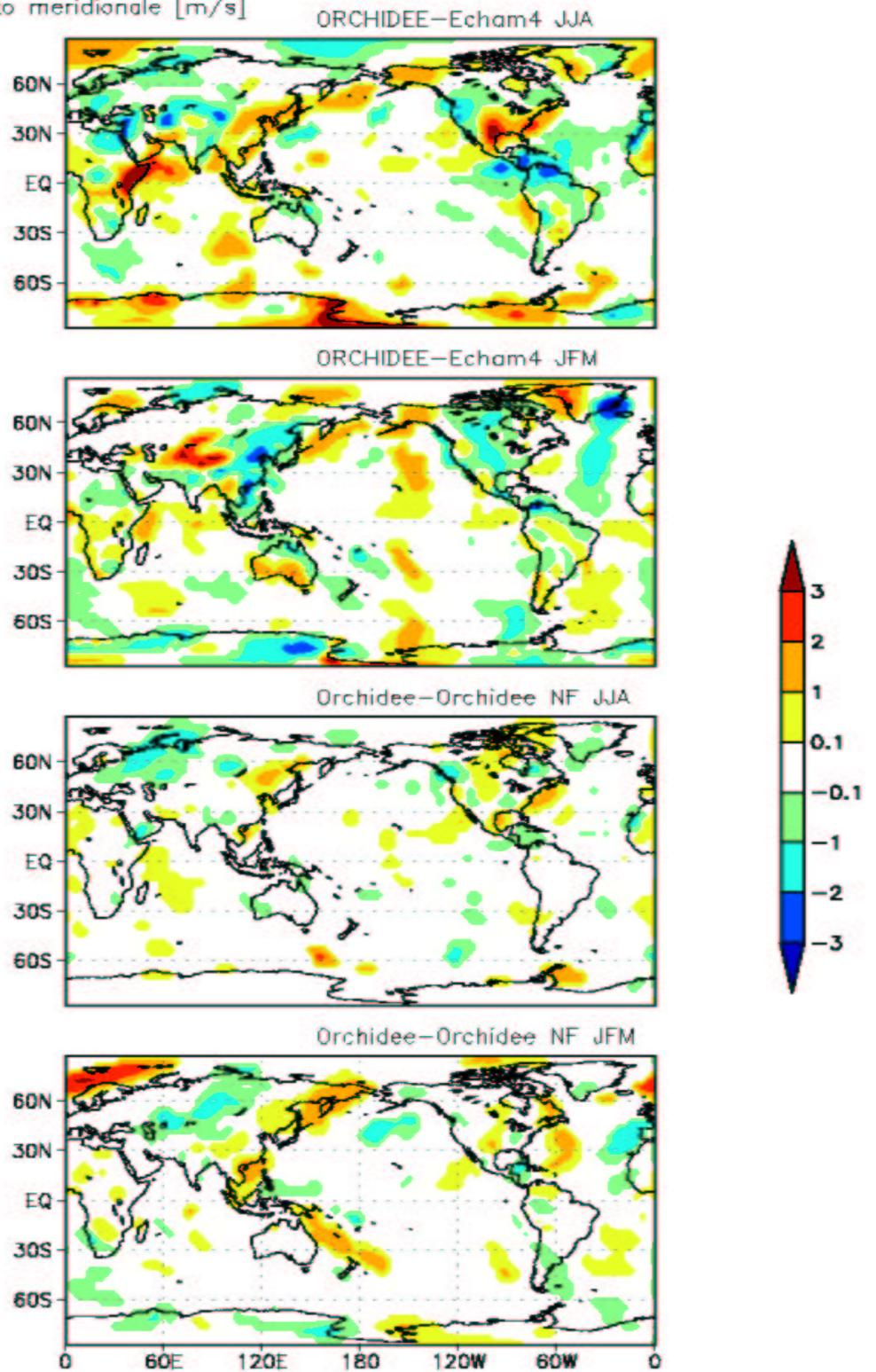


Figura 5-21: Differenze significative ottenute dal t-test al livello di significatività del 5%, per il campo del vento meridionale [m/s]

differenze coperture nevose [m]

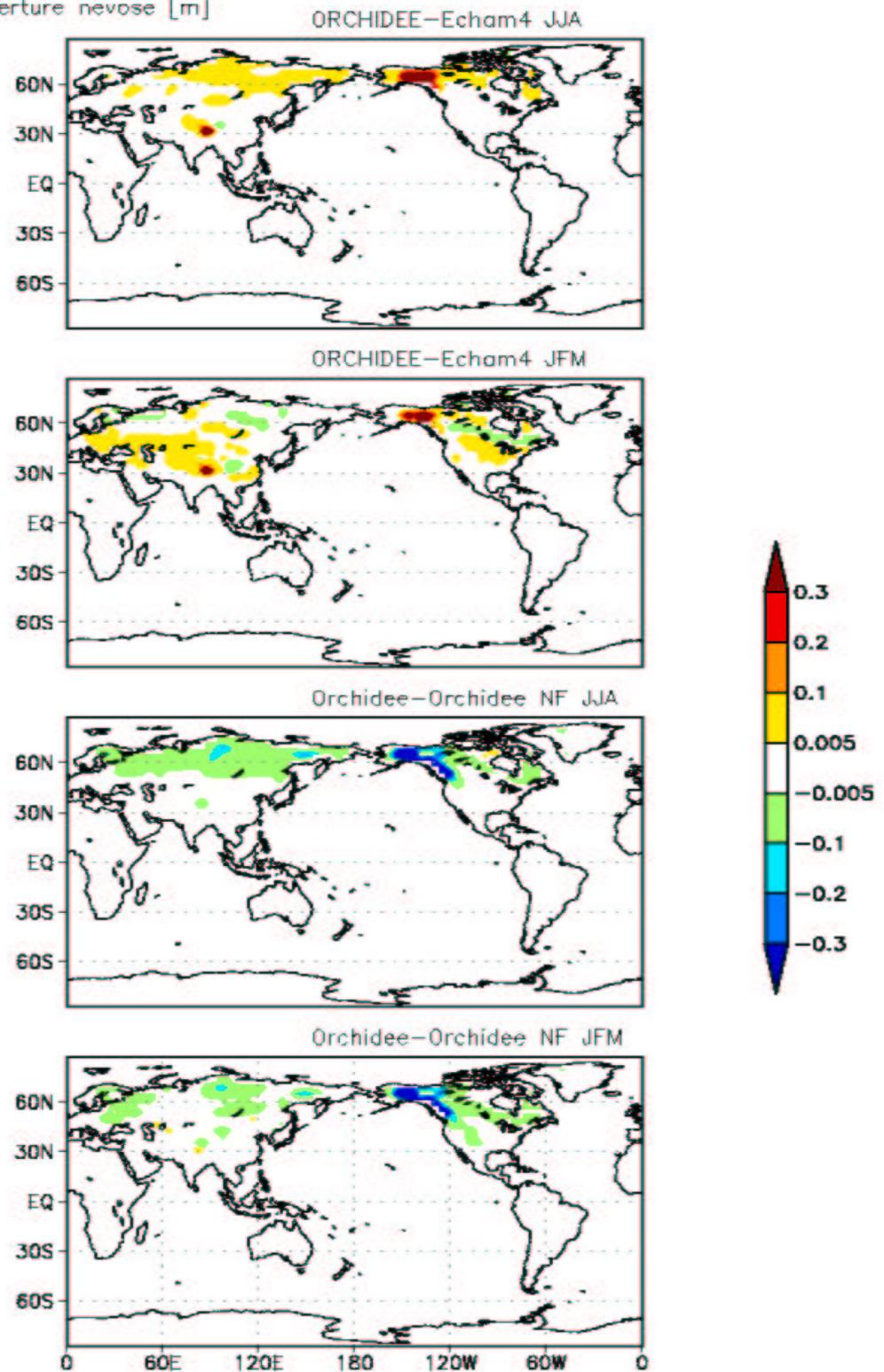


Figura 5-22: Differenze significative ottenute dal t-test al livello di significatività del 5%, per lo spessore delle coperture nevose [m]

differenze albedo tot. [frac.]

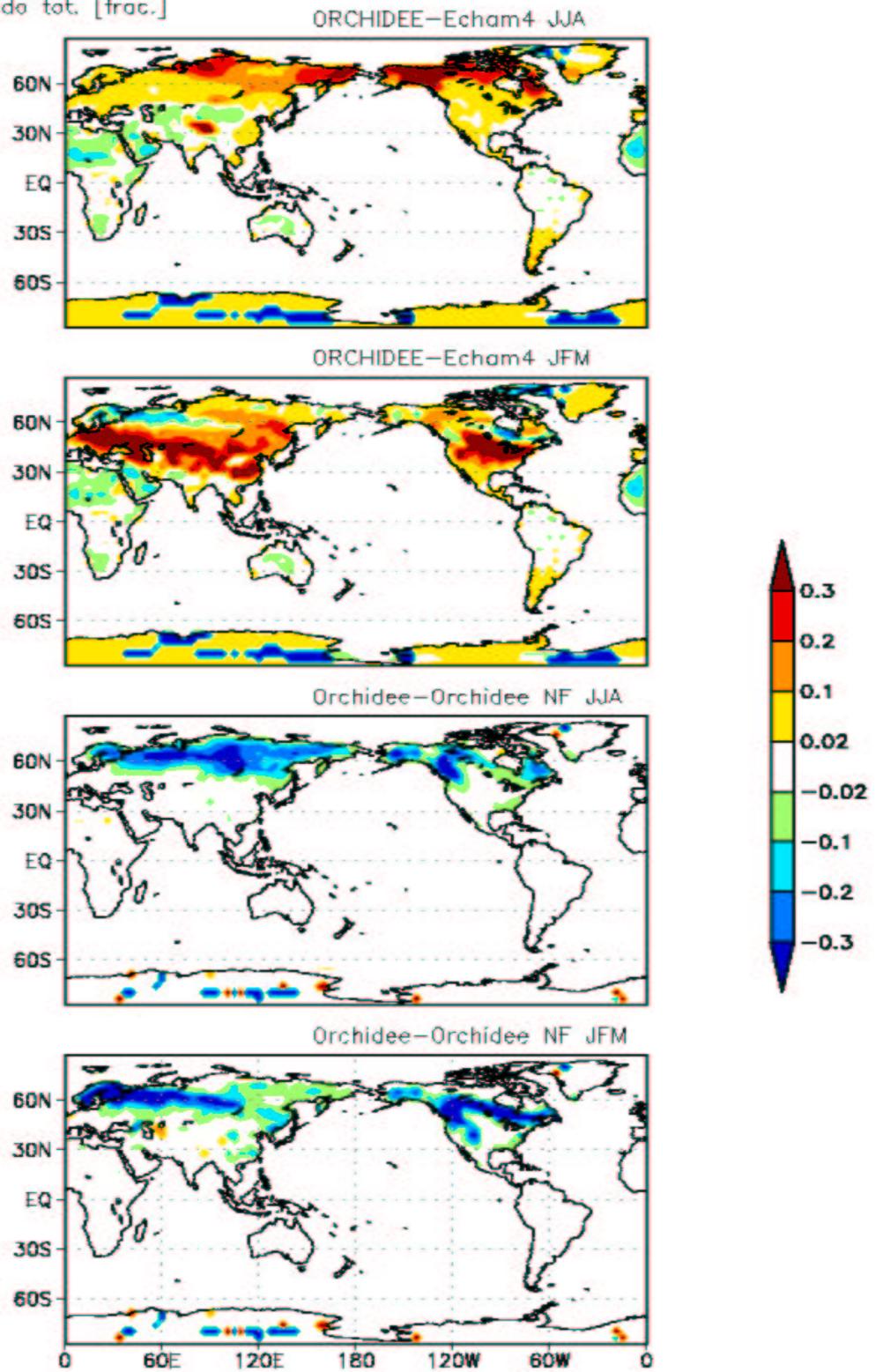


Figura 5-23: Differenze significative ottenute dal t-test al livello di significatività del 5%, per l'albedo superficiale [frac.]

Capitolo 6

Conclusioni

Il lavoro svolto nella fase di accoppiamento del modello atmosferico ECHAM4 con ORCHIDEE ha permesso di ottenere una versione accoppiata stabile dal punto di vista numerico. In particolare, lo schema numerico implicito che si è scelto di utilizzare, garantendo la conservazione dell'energia all'interfaccia atmosfera-superficie, consente di riprodurre in modo coerente il ciclo diurno delle variabili e dei flussi superficiali. Rispetto ad ECHAM4 (versione originale) inoltre, sembra estremamente ridotta la tendenza a posticipare alle ore pomeridiane le massime intensità dei flussi superficiali di calore latente e sensibile.

Il confronto dei campi globali di alcune importanti variabili atmosferiche superficiali mostra significativi impatti sul clima simulato da ECHAM4, derivanti dall'accoppiamento con ORCHIDEE. Le differenze si riscontrano su estese aree sia sui continenti che sugli oceani, ad esclusione della temperatura a due metri dalla superficie sull'oceano che risente del forzante imposto, uguale in tutte le simulazioni, costituito dalle SST climatologiche. In particolare, il presente lavoro costituisce un esempio di come il cambiamento delle caratteristiche delle superfici continentali possa apportare variazioni delle precipitazioni anche sulle aree continentali ed oceaniche tropicali ed intertropicali. A tale proposito, particolarmente rilevanti sono gli incrementi riscontrati, nella simulazione con ORCHIDEE, delle precipitazioni dovute al monsone estivo e lo spostamento verso nord del ITCZ nello stesso periodo.

Di particolare interesse sono le differenze nella simulazione delle temperature all'interfaccia Atmosfera-superficie sulle aree continentali; esse mostrano estese variazioni

sia nel periodo estivo che in quello invernale e le variazioni di maggiore entità mostrano una spiccata sovrapposibilità con quelle relative all'albedo superficiale, soprattutto nelle aree temperate dell'emisfero settentrionale. Queste ultime, a loro volta, dipendono fortemente dalle differenze nelle coperture nevose e dalla tipologia ed estensione delle coperture vegetali in ORCHIDEE.

Il ruolo chiave della vegetazione nella determinazione delle temperature superficiali di alcune aree è messo in evidenza dal confronto dei dati derivati dalla simulazione con il modello accoppiato con quelli ottenuti imponendo, sullo stesso, uno scenario deforestato nell'emisfero settentrionale (ORCHIDEE NF). Infatti, risulta evidente come l'abbattimento della foresta determini l'eliminazione dell'effetto schermante della chioma delle piante sempreverdi sulle coperture nevose invernali, determinando incrementi notevoli nell'albedo superficiale. Questi ultimi a loro volta, incidendo fortemente sul bilancio energetico alla superficie, determinano, sulle stesse aree, sensibili riduzioni delle temperature condizionando così il clima di estese regioni e contribuendo al ritardato ritiro primaverile ed estivo delle coperture nevose.

Sulla base dei risultati ottenuti, si ritiene opportuno indirizzare ulteriori studi sull'analisi degli impatti della differente parametrizzazione dell'idrologia in ORCHIDEE rispetto ad ECHAM4 e sugli effetti della vegetazione sui bilanci idrici su scala regionale. A tale scopo ed al fine di ottenere informazioni più dettagliate riguardo alle valutazioni già effettuate in questa tesi, si potrebbero ripetere le simulazioni ad una risoluzione maggiore. Attualmente, infatti, il modello ECHAM4 (di conseguenza anche il modello accoppiato ECHAM4-ORCHIDEE) qui utilizzato alla risoluzione orizzontale "T30", cioè con una griglia di circa $3.75^\circ \times 3.75^\circ$, è in grado di giungere alla risoluzione "T106" cioè di fornire dati definiti su una griglia di circa $1^\circ \times 1^\circ$, migliorando quindi la possibilità di osservare i fenomeni che si svolgono alle piccole scale.

Il lavoro svolto in questa tesi rappresenta un primo contributo verso l'inclusione di una più adeguata rappresentazione, all'interno degli attuali GCMs, degli effetti degli ecosistemi terrestri ed in particolare delle associazioni vegetali. Il passo successivo sarà quello di inserire, nel modello accoppiato, le parti al momento mancanti di ORCHIDEE, ovvero quelle concernenti la dinamica di vegetazione e la rappresentazione

dell'allocazione e della dinamica del carbonio nelle associazioni vegetali considerate. Ciò consentirà di approfondire, per mezzo di simulazioni climatiche di più lungo periodo, la conoscenza sulle interazioni e retroazioni tra biosfera e atmosfera. D'altra parte, l'inclusione della rappresentazione della dinamica del carbonio consentirà nei futuri GCMs la simulazione, sui continenti, dei flussi superficiali di composti carboniosi gassosi da e per l'atmosfera. In tal modo, si aprirà la strada, nell'ambito della modellistica climatica, verso la possibilità di "chiudere" il ciclo biogeochimico del carbonio che riveste particolare interesse per la futura evoluzione del clima in relazione al continuo aumento delle concentrazioni atmosferiche di "gas serra". Questo ulteriore passo sarà possibile solo attraverso modelli accoppiati Atmosfera-Biosfera-Oceano in grado di simulare adeguatamente gli scambi di composti carboniosi tra i suddetti compartimenti del sistema climatico. Tale obiettivo, grazie ai progressi nella modellistica e in particolare agli intensi sforzi tesi all'inclusione anche negli attuali modelli oceanici di un'adeguata rappresentazione dei processi biofisici ed ecologici, appare oramai non più così lontano dall'essere raggiunto.

Appendice A

La classificazione di Olson e i coefficienti di ripartizione per la distribuzione di vegetazione in ORCHIDEE

La classificazione degli ecosistemi di Olson (1994) distingue 94 classi di ecosistemi sulla base del diverso pattern di copertura vegetale, proprietà floristiche, clima e fisionomia. Nella tabella A.1 vengono riportate le tipologie considerate così come sono state modificate da Nicolas Viovy. La struttura di questa classificazione consente di convertire i dati relativi alle coperture ecosistemiche nelle corrispondenti coperture vegetali secondo le diverse classificazioni. Al fine di ottenere le estensioni delle diverse PFT considerate da ORCHIDEE sono stati utilizzati dei coefficienti per ognuna delle classi ecosistemiche; essi sono riportati nella tabella A.2 (Olson, 1994). Per ognuna delle 94 tipologie i 13 coefficienti ripartiscono le coperture nelle PFT considerate da ORCHIDEE ed al suolo nudo. Di seguito viene riportata la corrispondenza tra la numerazione riportata in tabella con le tipologie considerate in ORCHIDEE:

1. Suolo nudo
2. Latifoglie sempreverdi tropicali
3. Latifoglie pluviali tropicali

4. Aghifoglie sempreverdi temperate
5. Latifoglie sempreverdi temperate
6. Latifoglie decidue temperate
7. Aghifoglie boreali sempreverdi
8. Latifoglie boreali decidue
9. Aghifoglie boreali decidue
10. Erbacee C3
11. Erbacee C4
12. Agricoltura C3
13. Agricoltura C4

1	Aree urbane	48	Aree umide paludose calde
2	Praterie basse e sparse di aree semi-fredde	49	Aree umide paludose fredde
3	Foreste di conifere di aree fredde	50	Macchia mediterranea
4	Foreste di conifere decidue di aree fredde	51	Boscaglia di aree secche e semi-fredde
5	Foreste di latifoglie decidue di aree semi-fredde	52	Boschi sempreverdi di aree secche e calde
6	Foreste di latifoglie sempreverdi di aree semi-fredde	53	Rocce vulcaniche
7	Praterie alte e arbusti di aree semi-fredde	54	Deserto sabbioso
8	Praterie alte e arbusti C3 di aree calde	55	Aree arbustive calde semi-desertiche
9	Praterie alte e arbusti C4 di aree calde	56	Aree arbustive semi-fredde e semi-desertiche
10	Deserto	57	Vegetazione di aree semi-desertica con produzione di olii volatili
11	Tundra di altopiani freddi	58	Tundra arida
12	Praterie irrigate di aree semi-fredde	59	Foresta mista australe semi-fredda
13	Aree semi-desertiche	60	Macchia e coltivi di aree semi-fredde
14	Ghiacciai	61	Foreste e coltivi di aree calde
15	Aree umide con vegetazione prevalentemente arborea di aree calde	62	Foreste e coltivi di aree semi-fredde
16	Acque interne	63	Coltivi C3 e Savana di aree calde
17	Specchi d'acqua marini	64	Coltivi C4 e Savana di aree calde
18	Arbusti sempreverdi di aree semi-fredde	65	Coltivi e Savana di aree semi-fredde
19	Arbusti decidui di aree fredde	66	Succulente e boschi di rovi di aree calde
20	Foreste sempreverdi e coltivi di aree fredde	67	Boschi misti di aree fredde con foglie piccole
21	Foreste pluviali semi-fredde	68	Foreste decidue e miste boreali di aree fredde
22	Foreste di conifere boreali di aree fredde	69	Conifere di piccola taglia di aree fredde
23	Foreste di conifere di aree semi-fredde	70	Tundra boscosa di aree fredde
24	Foreste miste di aree calde	71	Macchia temperato-fredda
25	Foreste miste di aree semi-fredde	72	Deserto polare ed alpino
26	Foreste di latifoglie di aree semi-fredde	73	Mangrovie di aree calde
27	Foreste di latifoglie decidue di aree semi-fredde	74	Aree miste coltivi-specchi d'acqua
28	Foreste tropicali montane a clima caldo	75	Foresta mista australe di aree semi-fredde
29	Foreste tropicali calde stagionali	76	Eucalipti di aree umide e semi-fredde
30	Coltivi e città di aree semi-fredde	77	Foreste tropicali pluviali di aree calde
31	Coltivi e città di aree calde	78	Savana C3 boscosa di clima caldo
32	Coltivi e città di aree fredde	79	Savana boscosa C4 di clima caldo
33	Vegetazione arborea di aree tropicali secche	80	Savana boscosa di clima semi freddo
34	Foresta tropicale pluviale di clima caldo	81	Savana boscosa di clima freddo
35	Foresta tropicale degradata di clima caldo	82	Latifoglie coltivate di clima caldo
36	Aree calde coltivate a granoturco e leguminose	83	Piante erbacee coltivate C3 di clima caldo
37	Aree semi-fredde coltivate a granoturco e leguminose di aree	84	Piante erbacee coltivate C4 di clima caldo
38	Risaie di aree calde	85	Piante erbacee coltivate di clima semi-freddo
39	Coltivi di aree molto calde ed irrigate	86	Coltivi, erbacee e arbusti di tipo C3 di aree calde
40	Coltivi irrigati di aree semi-fredde	87	Coltivi, erbacee e arbusti di aree semi-fredde
41	Coltivi irrigati di aree fredde	88	Piante coltivate arboree sempreverdi di aree calde
42	Praterie e arbusti di aree semi-fredde	89	Piante coltivate arboree sempreverdi di aree semi-fredde
43	Praterie e arbusti di aree molto calde o miti	90	Piante coltivate arboree sempreverdi di aree fredde
44	Praterie di aree fredde	91	Piante coltivate arboree decidue di aree calde
45	Savana C3	92	Piante coltivate arboree decidue di aree semi-fredde
46	Savana C4	93	Piante coltivate arboree decidue di aree fredde
47	Paludi, acquitrini	94	Foreste sclerofille umide

Tabella A.1: Tabella rappresentante le 94 classi ecosistemiche considerate nella classificazione di Olson come modificata da Nicolas Viovy.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0
3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0
5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
6	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
7	0.1	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6	0.0	0.0	0.0
8	0.1	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6	0.0	0.0	0.0
9	0.1	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6	0.0	0.0
10	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
11	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.8	0.0	0.0	0.0
12	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0
13	0.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0
14	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
15	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
16	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
17	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
18	0.3	0.0	0.0	0.0	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
19	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
20	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0
21	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
22	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
23	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
24	0.0	0.5	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
25	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
26	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
27	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
28	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
29	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
30	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0
31	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0
32	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0
33	0.2	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0
34	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
35	0.3	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0
36	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0
37	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0
38	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0
39	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0
40	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0
41	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0
42	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.7	0.0	0.0	0.0
43	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6	0.0	0.0
44	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0
45	0.0	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0
46	0.0	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0
47	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
48	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0
49	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0
50	0.2	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0
51	0.2	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0
52	0.2	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
53	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

54	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
55	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0
56	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0
57	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0
58	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0
59	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
60	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0
61	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5
62	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0
63	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0
64	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5
65	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0
66	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0
67	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
68	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
69	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
70	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0
71	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0
72	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
73	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
74	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0
75	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
76	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
77	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
78	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0
79	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0
80	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0
81	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0
82	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0
83	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0
84	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0
85	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0
86	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0
87	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.5	0.0
88	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
89	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
90	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
91	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
92	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
93	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
94	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Tabella A.2: Tabella dei coefficienti di ripartizione delle superfici coperte dagli ecosistemi secondo la Classificazione di Olson alle PFT considerate da ORCHIDEE. La numerazione relativa agli ecosistemi corrisponde a quella riportata in A.1

Bibliografia

- [1] R. ASSELIN, *Frequency filter for time integrations*, Mon. Wea. Rev., 100 (1972), pp. 487–490.
- [2] J. BALL, I. WOODROW, AND J. BERRY, *A model predicting stomatal conductance and its contribution to the control of photosynthesis under different environmental conditions*, Progress in Photosynthesis, 4 (1987), pp. 221–224.
- [3] A. K. BLACKADAR, *The vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere*, J. Geophys. Res., 67 (1962), pp. 3095–3102.
- [4] A. BOTTA, N. VIOVY, P. CIAIS, AND P. FRIEDLINGSTEIN, *A global prognostic scheme of leaf onset using satellite data*, Global Change Biology, 6 (2000), pp. 709–726.
- [5] S. CHALITA AND H. LETREUT, *The albedo of temperate and boreal forest and the northern hemisphere climate: a sensitivity experiment using the LMD GCM*, Clim. Dyn., 10 (1994), pp. 231–240.
- [6] J. G. CHARNEY, W. J. QUIRK, S. H. CHOW, AND J. KORNFELD, *A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions*, J. Atmos. Sci., 34 (1977), pp. 1366–1385.
- [7] E. CHOISNEL, *Le bilan d'énergie et le bilan hydrique du sol*, La mtorologie, 6 (1977), pp. 103–133.
- [8] M. CLAUSSEN, U. LOHMANN, E. ROECKNER, AND U. SCHULZWEIDA, *A global data set of land surface parameter*. Max-Planck-Institut fr Meteorologie, Report No. 135, 1994.
- [9] G. COLLATZ, M. RIBAS-CARBO, AND J. BERRY, *Coupled photosynthesis-stomatal conductance model for leaves of C4 plants*, Aust. J. Plant. Physiol., 19 (1992), pp. 519–538.

- [10] P. A. DIRMEYER AND J. SHUKLA, *Albedo as a modulator of climate response to tropical deforestation*, J. Geophys. Res., 99 (1994), pp. 863–877.
- [11] N. I. DUCOUDRE, K. LAVAL, AND A. PERRIER, *SECHIBA, a New Set of Parameterizations of the Hydrologic Exchanges at the Land-Atmosphere Interface within the LMD Atmospheric General Circulation Model*, Journal of Climate, 6 (1992), pp. 248–273.
- [12] G. FARQUHAR AND T. SHARKEY, *Stomatal conductance and photosynthesis*, Ann. Rev. Plant Physiol., 33 (1982), pp. 317–345.
- [13] G. FARQUHAR, S. VON CAEMMENER, AND J. BERRY, *A biochemical model of photosynthesis co₂ fixation in leaves of c₃ species*, Planta, 149 (1980), pp. 78–90.
- [14] Y. FOUQUART AND B. BONNEL, *Computations of solar heating of the Earth's atmosphere: A new parameterization*, Beitr. Phys. Atmos., 53 (1980), pp. 35–62.
- [15] P. FRIEDLINGSTEIN, G. JOEL, C. B. FIELD, AND I. FUNG, *Toward an allocation scheme for global terrestrial carbon models*, Glob. Ch. Biol, 5 (1999), pp. 755–770.
- [16] A. HENDERSON-SELLERS, T. B. DURBIDGE, A. J. PITMAN, R. E. DICKINSON, P. J. KENNEDY, AND K. MCGUFFIE, *Tropical Deforestation: Modelling Local to Regional-Scale Climate Change*, J. Geophys. Res., 98 (1993), pp. 7289–7315.
- [17] J. R. HOLTON, *An Introduction to Dynamic Meteorology*, Academic press., 1992.
- [18] J. F. LOUIS, *A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere;*, Boundary Layer Meteorology, 17 (1979), pp. 187–202.
- [19] J. MAHFOUF AND J. NOILHAN, *Comparative study of various formulations of evaporation for bare soil using in situ data*, J. Appl. Meteorol., 30 (1991), pp. 1354–1365.
- [20] S. MANABE, *Climate and the ocean circulation I. the atmospheric circulation and the hydrology of the earths surface*, Mon. Wea. Rev., 97 (1969), pp. 739–774.
- [21] E. MATTHEWS, *Global vegetation and land use: New high-resolution data bases for climate studies*, J. Clim. Appl. Meteor., 22 (1983), pp. 474–487.

- [22] J. MCMURTRIE, D. ROCK, AND F. KELLIHER, *Modelling the yield of pinus radiata on a site limited by water and nitrogen*, For. Ecol. Manage, 30 (1990), pp. 381–413.
- [23] G. A. MEEHL AND W. M. WASHINGTON, *A Comparison of Soil-Moisture Sensitivity in Two Global Climate Models*, J. Atmos. Sci., 45 (1988), pp. 1476–1492.
- [24] G. L. MELLOR AND T. YAMADA, *Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems*, Rev. Geophys. Space Phys., 20 (1982), pp. 851–875.
- [25] Y. MINTZ, *The sensitivity of numerically simulated climates to land-surface conditions*, The Global Climate, (1984), pp. 79–105.
- [26] J.-J. MORCRETTE, L. SMITH, AND Y. FOUQUART, *Pressure and temperature dependence of the absorption in longwave radiation parameterizations*, Beitr. Phys. Atmos., 59 (1986), pp. 455–469.
- [27] A. NAVARRA, *Le previsioni del tempo*, Il saggiatore, 1996.
- [28] J. S. OLSON, *Global ecosystem framework-definitions: USGS EROS Data Center Internal Report*. 1994.
- [29] ———, *Global ecosystem framework-translation strategy: USGS EROS Data Center Internal Report*. 1994.
- [30] W. PARTON, J. STEWART, AND C. COLE, *Dynamics of C,N,P, and S in grassland soil: A model*, Biogeochemistry, 5 (1988), pp. 109–131.
- [31] P. PEYLIN, J. POLCHER, G. BONAN, D. L. WILLIAMSON, AND K. LAVAL, *Comparison of two complex land surface schemes coupled to the National Center for Atmospheric Research general circulation model*, J. Geophys. Res., 102 (1997), pp. 19413–19431.
- [32] J. POLCHER AND K. LAVAL, *A statistical study of the regional impact of deforestation on climate in the LMD GCM*, Clim. Dyn., 10 (1994), pp. 215–219.
- [33] J. POLCHER, B. MCAVANEY, P. VITERBO, M. GAERTNER, A. HAHMANN, J. MAHFOUF, J. NOILHAN, T. PHILLIPS, A. PITMAN, C. SCHLOSSER, J. SCHULZ, B. TIMBAL, D. VERSEGHY, AND Y. XUE, *A proposal for a general interface between land-surface schemes and general circulation models*, Global and Planetary Change, 19 (1998), pp. 261–276.

- [34] R. RICHTMEYER AND K. W. MORTON, *Difference Methods for Initial Value Problems*, 2d ed. Interscience Publishers, 1967.
- [35] E. ROECKNER, A. K. L. BENGTSSON, S. BRINKOP, L. DMENIL, M. ESCH, E. KIRK, F. LUNKEIT, M. PONATER, B. ROCKEL, R. SAUS, U. SCHLESE, S. SCHUBERT, AND M. WINDELBAND, *Simulation of the present-day climate with the ECHAM model: Impact of model physics and resolution*. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report No. 93, 1992.
- [36] A. RUIMY, G. DEDIEU, AND B. SAUGIER, *TURC: A diagnostic model of continental gross primary productivity and net primary productivity*, *Glob. Biogeochem. Cyc.*, 10 (1996), pp. 269–285.
- [37] J. SCHULZ, L. DUMENIL, AND J. POLCHER, *On the Land Surface-Atmosphere Coupling and Its Impact in a Single-Column Atmospheric Model*, *J. Appl. Meteor.*, 40 (2000), pp. 642–663.
- [38] J.-P. SCHULZ, L. DUMENIL, J. POLCHER, C. A. SCHLOSSER, AND Y. XUE, *Land Surface Energy Moisture Fluxes: Comparing Three Models*, *J. Appl. Meteor.*, 37 (1998), pp. 288–307.
- [39] P. J. SELLERS, *Vegetation type and catchment water balance: A simulation study*. Ph.D. Thesis Leeds University, 1981.
- [40] P. J. SELLERS AND J. G. LOCKWOOD, *A computer simulation of the effects of differing crop types on the water balance of small catchments over long time periods*, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 107 (1981), pp. 395–414.
- [41] J. SHUKLA AND Y. MINTZ, *Influence of land surface evapotranspiration on the Earth's climate*, *Science*, 215 (1982), pp. 1498–1501.
- [42] D. L. SPITTLEHOUSE AND T. A. BLACK, *A growing-season water balance model applied to two Douglas fir stands*, *Water Resour. Res.*, 17 (1981), pp. 1651–1656.
- [43] Y. C. SUD, J. SHUKLA, AND Y. MINTZ, *Influence of Land Surface Roughness on Atmospheric Circulation and Precipitation: A Sensitivity Study with a General Circulation Model*, *J. Appl. Meteor.*, 27 (1988), pp. 1036–1054.
- [44] K. THONICKE, S. VENEVSKY, S. SITCH, AND W. CRAMER, *The role of fire disturbance for global vegetation dynamics: coupling fire into a Dynamic Global Vegetation Model*, *Global Ecology and Biogeography*, 10 (2001), pp. 661–677.

[45] J. M. WALLACE AND P. V. HOBBS, *Atmospheric science: an introductory survey*, Academic press., 1977.