

UNIVERSITÀ DELLA CALABRIA  
POLITECNICO DI BARI  
UNIVERSITÀ DELLA BASILICATA  
UNIVERSITÀ DI LECCE

---

Dottorato di Ricerca in Ingegneria  
Idraulica per l'Ambiente e il Territorio  
XXII Ciclo (2006-2009)

DISSERTAZIONE PER IL CONSEGUIMENTO DEL TITOLO DI DOTTORE DI RICERCA

Modelli Ecolidrologici per la descrizione dei flussi  
energetici, di CO<sub>2</sub> e di dinamica della vegetazione in  
ambiente Mediterraneo

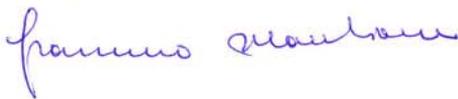
Settore Scientifico Disciplinare ICAR - 02

GIUSEPPE CERVAROLO



COORDINATORE

Prof. Ing. Francesco Macchione



RELATORI

Prof. Ing. Giuseppe Mendicino



Prof. Ing. Vito Telesca



---

Novembre, 2009

# Indice

<b>INTRODUZIONE .....</b>	<b>I</b>
 <b>CAPITOLO 1 – PROCESSI DI SCAMBI ENERGETICI E DI MASSA TRA SUOLO, VEGETAZIONE ED ATMOSFERA NEI MODELLI IDROLOGICI E CLIMATICI</b>	
<b>1.1 Introduzione .....</b>	<b>1</b>
<b>1.2 Modelli idrometeorologici .....</b>	<b>9</b>
1.2.1 Modelli di prima generazione .....	9
1.2.2 Modelli di seconda generazione .....	10
1.2.3 Modelli di terza generazione .....	12
1.2.3 Modelli di prossima generazione .....	13
<b>1.3 Prodotti satellitari .....</b>	<b>15</b>
1.3.1 Albedo superficiale .....	16
1.3.2 Copertura nivale .....	18
1.3.3 Temperatura superficiale .....	19
1.3.4 Classificazione dell'uso del suolo ed indici di vegetazione .....	21
1.3.5 Frazione della copertura vegetata .....	26
<b>1.4 Validazione dei modelli .....</b>	<b>28</b>
 <b>CAPITOLO 2 – IL PROCESSO FOTOSINTETICO</b>	
<b>2.1 La fotosintesi in natura .....</b>	<b>33</b>
2.1.1 Le piante e gli altri organismi autotrofi sono i produttori della biosfere .....	33
2.1.2 I cloroplasti sono i siti della fotosintesi nelle piante .....	34
<b>2.2 Le vie della fotosintesi .....</b>	<b>36</b>
2.2.1 L'evidenza che i cloroplasti decompongono le molecole di acqua ha permesso ai ricercatori di seguire il destino degli atomi nella fotosintesi .....	36
2.2.2 La decomposizione dell'acqua .....	37
2.2.3 La fotosintesi come processo redox .....	38

2.2.4 Le reazioni alla luce e il ciclo di Calvin collaborano nel trasformare l'energia luminosa in energia chimica degli alimenti: uno sguardo panoramico .....	38
2.2.5 Le reazioni alla luce convertono l'energia solare nell'energia chimica dell'ATP e del NADPH: uno sguardo ravvicinato .....	40
2.2.6 La natura della luce solare .....	41
2.2.7 I pigmenti foto sintetici: recettori della luce.....	42
2.2.8 L'eccitazione della clorofilla da parte della luce .....	43
2.2.9 I fotosistemi: complessi della membrana dei tilacoidi che raccolgono la luce .....	45
2.2.10 Il flusso non ciclico degli elettroni .....	47
2.2.11 Il flusso ciclico degli elettroni .....	50
2.2.12 Confronto fra la chemioosmosi nei cloroplasti e nei mitocondri.....	51
2.2.13 Il ciclo di Calvin utilizza l'ATP e il NADPH per convertire CO <sub>2</sub> in zuccheri: uno sguardo ravvicinato .....	54
2.2.14 Nei climi caldi e aridi si sono evoluti meccanismi di fissazione del carbonio alternativi .....	56
2.2.15 La fotorespirazione: un residuo dell'evoluzione? .....	57
2.2.15.1 Le piante C <sub>4</sub> .....	58
2.2.15.2 Le piante CAM .....	59
2.2.16 La fotosintesi è l'attività metabolica fondamentale della biosfera: una sintesi .....	60
<b>2.3 La fotosintesi in relazione alla densità del flusso quantico .....</b>	<b>63</b>
<b>2.4 Acclimatazione alla luce .....</b>	<b>65</b>
<b>2.5 La fotosintesi in funzione della temperatura .....</b>	<b>66</b>
<b>2.6 Interazioni luce – temperatura .....</b>	<b>67</b>
<b>2.7 La fotosintesi in relazione alla concentrazione di CO<sub>2</sub>.....</b>	<b>68</b>
<b>2.8 Effetti dell'incremento della concentrazione di CO<sub>2</sub> nell'aria sulla produttività e sull'efficienza nell'uso dell'acqua .....</b>	<b>69</b>
<b>2.9 La fotosintesi in relazione al fattore idrico .....</b>	<b>70</b>
<b>2.10 Influenza della siccità sull'attività fotosintetica .....</b>	<b>72</b>

### **CAPITOLO 3 – I PROCESSI FISICI REGOLANTI GLI SCAMBI ENERGETICI E DI MASSA TRA SUOLO, VEGETAZIONE ED ATMOSFERA**

<b>3.1 Il bilancio dell'energia .....</b>	<b>74</b>
3.1.1 Flussi radiativi .....	76
3.1.1.1 Radiazione Netta .....	76
3.1.1.2 Flusso di calore al suolo .....	78
3.1.2 Componenti turbolente .....	80
<b>3.2 Fenomeni di trasporto e stabilità atmosferica in prossimità della superficie .....</b>	<b>83</b>
<b>3.3 Flusso idrico nel suolo non saturo .....</b>	<b>91</b>
3.3.1 Relazioni tra i parametri che caratterizzano il suolo non saturo .....	95

**CAPITOLO 4 – MODELLI DI INTERAZIONE SUOLO –  
VEGETAZIONE – ATMOSFERA ACCOPPIATI A MODELLI DI  
DINAMICA DELLA VEGETAZIONE E DEI PROCESSI  
FOTOSINTETICI**

<b>4.1 Introduzione .....</b>	<b>100</b>
<b>4.2 Modello di interazione suolo – vegetazione – atmosfera (LSS) .....</b>	<b>102</b>
4.2.1 <i>Bilancio energetico ed idrologico superficiale .....</i>	105
4.2.1.1 <i>Equazioni di bilancio .....</i>	105
4.2.1.2 <i>Radiazione e flusso di calore al suolo .....</i>	107
4.2.1.3 <i>Flusso di calore latente e sensibile .....</i>	107
<b>4.3 Primo modello ecoidrologico .....</b>	<b>115</b>
4.3.1 <i>Biosfera Terrestre e parametrizzazione della dinamica della     vegetazione .....</i>	116
4.3.2 <i>Resistenza stomatale .....</i>	118
4.3.3 <i>Stima della biomassa e crescita della vegetazione .....</i>	119
4.3.4 <i>Fotosintesi .....</i>	120
4.3.5 <i>L'allocazione e la translocazione .....</i>	124
4.3.6 <i>La respirazione .....</i>	126
4.3.7 <i>La senescenza .....</i>	128
4.3.8 <i>La caduta della biomassa morta .....</i>	129
4.3.9 <i>L'indice areale delle foglie (LAI) .....</i>	129
4.3.10 <i>Frazione della copertura vegetata .....</i>	129
<b>4.4 Secondo modello eco idrologico: la concentrazione atmosferica di CO<sub>2</sub> come input al modello.....</b>	<b>130</b>
4.4.1 <i>Descrizione del secondo modello eco idrologico: la fotosintesi     lorda .....</i>	131

**CAPITOLO 5 – AUTOMI CELLULARI**

<b>5.1 Introduzione.....</b>	<b>139</b>
<b>5.2 Breve storia degli Automi Cellulari .....</b>	<b>140</b>
<b>5.3 Definizione informale di Automa Cellulare.....</b>	<b>142</b>
5.3.1 <i>Dimensione e geometria dell'Automa Cellulare .....</i>	142
5.3.2 <i>Numero di stati della cella .....</i>	143
5.3.3 <i>Relazione di vicinanza .....</i>	143
5.3.4 <i>Funzione di transizione di stato della cella .....</i>	144
<b>5.4 Definizione formale di Automa Cellulare .....</b>	<b>145</b>
5.4.1 <i>L'automa finito e l'automa elementare .....</i>	145
5.4.2 <i>L'Automa Cellulare Omogeneo Deterministico .....</i>	145

<b>5.5 Applicazioni degli Automi Cellulari nella fluidodinamica: Gas Reticolari e Modelli di Boltzmann su reticolo .....</b>	<b>147</b>
5.5.1 <i>Gas Reticolari</i> .....	145
5.5.1 <i>Modelli di Boltzmann su reticolo</i> .....	153
<b>5.6 Fenomeni macroscopici e Automi Cellulari.....</b>	<b>155</b>
5.6.1 <i>Modellazione con Automi Cellulari</i> .....	155
5.6.2 <i>Un metodo empirico per la modellazione di fenomeni macroscopici con Automi Cellulari</i> .....	156
5.6.2.1 <i>Estensione della definizione di Automa Cellulare per la modellazione di fenomeni macroscopici</i> .....	159
<b>5.7 Una forma discreta del flusso in un mezzo non saturo .....</b>	<b>160</b>
<b>5.8 Il modello AC per la simulazione del flusso in un mezzo non saturo ....</b>	<b>165</b>
5.8.1 <i>Aggiornamento delle proprietà idrauliche del suolo (<math>\sigma_1</math>)</i> .....	167
5.8.2 <i>Applicazione dell'equazione discreta del flusso (<math>\sigma_2</math>)</i> .....	168
<b>5.9 Quantizzazione dell'AC .....</b>	<b>170</b>
<b>5.10 L'ambiente CAMELOT per la simulazione del modello AC.....</b>	<b>172</b>

## **CAPITOLO 6 – IL SITO SPERIMENTALE PER IL MONITORAGGIO DELLE COMPONENTI DEL BILANCIO ENERGETICO, IDROLOGICO E DI CRESCITA DELLA VEGETAZIONE**

<b>6.1 Area di studio e strumenti di misura .....</b>	<b>173</b>
<b>6.2 Caratteristiche dei componenti della stazione eddy covariance di Paglialonga .....</b>	<b>177</b>
6.2.1 <i>Datalogger CR5000 (Campbell Sci.)</i> .....	177
6.2.2 <i>Analizzatore di gas a cella aperta LI-7500 (LI-COR)</i> .....	178
6.2.3 <i>Anemometro ad ultrasuoni CSAT-3 (Campbell sci.)</i> .....	179
6.2.4 <i>Termocoppia a filo sottile FW05 (Campbell sci.)</i> .....	180
6.2.5 <i>Termometro ad infrarosso IRTS-P (Apogee)</i> .....	181
6.2.6 <i>Piastra di flusso termico autocalibrante HFP01SC (Hukseflux)</i> .....	182
6.2.7 <i>Sensore di temperatura interrabile CS107 (Campbell sci.)</i> .....	183
6.2.8 <i>Radiometro netto CNR1 (Kipp &amp; Zonen)</i> .....	183
6.2.9 <i>Sensore di umidità Easy AG50 (Sentek sensor Tech.)</i> .....	184
6.2.10 <i>Datalogger CR200</i> .....	184
6.2.11 <i>Pluviometro ARG100 a vaschette oscillanti</i> .....	185
6.2.12 <i>Sensore Vaisala di temperatura e umidità relativa HMP45C</i> .....	185
6.2.13 <i>Ceptometro portatile AccuPAR LP-80 8 (Decagon)</i> .....	186
<b>6.3 Introduzione alla tecnica eddy covariance.....</b>	<b>187</b>
<b>6.4 Analisi delle misure presso la stazione di Paglialonga .....</b>	<b>189</b>
<b>6.5 Correzione dei dati acquisiti dalla stazione eddy – covariance mediante la tecnica di Webb .....</b>	<b>194</b>
<b>6.6 Misura delle proprietà idrauliche del suolo.....</b>	<b>201</b>
<b>6.7 Sito sperimentale nel “Vaira Ranch”- California (USA).....</b>	<b>204</b>

## CAPITOLO 7 – RISULTATI

<b>7.1</b>	<b>Introduzione .....</b>	<b>206</b>
<b>7.2</b>	<b>Modello LSS - Sito sperimentale di Paglialonga .....</b>	<b>209</b>
	7.2.1 <i>Modello LSS – Test case No. 1 (Paglialonga, 17 – 29 maggio 2006).....</i>	<i>211</i>
	7.2.2 <i>Modello LSS – Test case No. 2 (Paglialonga, 26 giugno – 11 luglio 2007).....</i>	<i>215</i>
<b>7.3</b>	<b>Primo modello ecoidrologico - Sito sperimentale di Paglialonga .....</b>	<b>218</b>
	7.3.1 <i>Primo modello ecoidrologico – Test case No. 1 (Paglialonga, 17 – 29 maggio 2006).....</i>	<i>219</i>
	7.3.2 <i>Primo modello ecoidrologico – Test case No. 2 (26 giugno – 11 luglio 2007).....</i>	<i>223</i>
	7.3.3 <i>Primo modello ecoidrologico – Test case No. 3 (10 – 29 luglio 2008).....</i>	<i>228</i>
	7.3.4 <i>Primo modello ecoidrologico – Test case No. 4 (27 giugno – 16 agosto 2009).....</i>	<i>234</i>
<b>7.4</b>	<b>Primo modello ecoidrologico - Sito sperimentale Californiano. Test case No.5 (26 aprile - 21 giugno 2001) .....</b>	<b>241</b>
<b>7.5</b>	<b>Secondo modello ecoidrologico - Sito sperimentale di Paglialonga.....</b>	<b>245</b>
	7.5.1 <i>Secondo modello ecoidrologico – Test case No. 1 (Paglialonga, 17 – 29 maggio 2006).....</i>	<i>246</i>
	7.5.2 <i>Secondo modello ecoidrologico – Test case No. 2 (26 giugno – 11 luglio 2007).....</i>	<i>250</i>
	7.5.3 <i>Secondo modello ecoidrologico – Test case No. 3 (27 giugno – 16 agosto 2009).....</i>	<i>254</i>
<b>7.6</b>	<b>Analisi di sensitività.....</b>	<b>260</b>
	7.6.1 <i>Analisi di sensitività sul modello LSS.....</i>	<i>260</i>
	7.6.2 <i>Analisi di sensitività sul secondo modello ecoidrologico .....</i>	<i>263</i>
<b>7.7</b>	<b>Flusso idrico nel suolo insaturo. Test case tridimensionale.....</b>	<b>273</b>
<b>7.8</b>	<b>Analisi di cambiamento climatico: Effetti del riscaldamento globale e dell’arricchimento di CO<sub>2</sub> in atmosfera sulla dinamica della vegetazione e sulla risorsa idrica nel suolo .....</b>	<b>277</b>
	<b>CONCLUSIONI .....</b>	<b>283</b>
	<b>BIBLIOGRAFIA .....</b>	<b>287</b>

# Introduzione

I massimi problemi del mondo moderno si identificano con una presa di coscienza: c'è una sola Terra e non la si può ingrandire a piacimento. E invece cosa accade? Il rapido aumento della popolazione che si congiunge ad un forte sviluppo industriale e ad uno smisurato avanzamento dell'urbanizzazione, determinano sfruttamenti imprudenti delle risorse non rinnovabili; alterazione dei suoli e della loro fertilità, insieme con un deterioramento delle risorse rinnovabili (acqua, suoli, prodotti vegetali ed animali) e con un'invasione caotica dello spazio. Sembra che si pensi solo all'oggi, ignorando le conseguenze che da questi eccessi ed abusi potrebbero derivare in futuro. Le risorse naturali non sono illimitate e, quale prima quale poi, esse rischiano di esaurirsi.

La poca conoscenza del funzionamento degli ecosistemi si unisce alle molteplici fonti di inquinamento atti a produrre effetti nocivi alla salute delle piante, degli animali e degli uomini. L'accumulo nell'ambiente di tante alterazioni può modificare i climi e i grandi cicli biogeochimici, da cui dipende la vita sul pianeta, e provocare squilibri irrimediabili.

In una visione ecologica del nostro pianeta, la biosfera (formata da piante, animali e virus, oltre che dall'uomo), si può considerare un sistema più aperto, l'epigeosfera (roccia, acqua, aria, energia) un sistema relativamente più chiuso. Infatti, mentre questa ultima riceve dal cosmo insignificanti quantità di materia sotto forma di meteoriti e di polvere cosmica, la biosfera riveste il ruolo di "transfert", cioè di veicolo dell'energia dal cosmo all'epigeosfera. Il legame energetico tra il cosmo e la Terra è costituito fondamentalmente dal sistema radiazioni solari-vegetali. Le piante verdi infatti, mediante la fotosintesi, combinano l'energia radiante proveniente dal sole con la sostanza inorganica della Terra, funzionando come accumulatori biogeochimici di energia. La relazione tra il cosmo e la biosfera è quindi di natura prevalentemente energetica.

L'energia radiante, proveniente dal sole, è determinante nel mantenimento della biosfera, cioè della vita sulla Terra. L'energia radiante si deve considerare un fattore esterno, inorganico e mobile della biosfera. Dalle componenti della biosfera essa è trasformabile in altre forme di energia: meccanica (potenziale e cinetica), chimica e termica.

Accanto ai flussi energetici, di fondamentale importanza è il ruolo del ciclo dell'acqua all'interno dell'ecosistema terrestre e della sua interazione con il mondo ecologico. In tal senso, lo studio del sistema che controlla la circolazione dell'acqua

tra atmosfera, suolo e vegetazione assume un peso consistente per poter comprendere il ciclo idrologico e i meccanismi con cui l'ecosistema interagisce con esso. All'interno della biosfera terrestre, la disponibilità di acqua regola la crescita delle piante, controllando l'assimilazione di azoto e carbonio. Difatti negli ultimi anni, la comunità idrologica, meteorologica ed ecologica è sempre più attenta alle problematiche e agli sviluppi riguardanti l'interazione tra ciclo idrologico e dinamica della vegetazione.

L'ecoidrologia, dunque, rappresenta una nuova disciplina emergente, che mira a combinare il ciclo idrologico e il bilancio energetico con i modelli di dinamica della vegetazione a diversi gradi di complessità. Questa nuova tendenza, che negli ultimi tempi è emersa come necessità, è stata confermata da molteplici esperimenti di campo. Essi, infatti, hanno evidenziato l'importanza di conoscere la risposta della pianta a diverse condizioni meteorologiche e di disponibilità idrica e i possibili fenomeni di retroazione che possono verificarsi, in relazione ai diversi scenari di cambiamento climatico, che negli ultimi anni si stanno prefigurando.

L'ultimo decennio ha visto una riformulazione delle discipline basate sull'idrologia, la quale se vista ad una scala spaziale e temporale più ampia, può rappresentare la chiave di volta nello studio di fenomeni più ampi, come la biocomplexità, la biodiversità e i fenomeni ambientali. L'ecoidrologia, quindi, è la componente chiave nell'interazione tra gli approcci biologici, geofisici e geochimici della comprensione del sistema terrestre.

Lo sviluppo e la densità della vegetazione influenzano gli scambi idrici ed energetici tra suolo ed atmosfera, controllando l'intercettazione della pioggia, l'infiltrazione, l'evapotraspirazione, lo scorrimento superficiale e la ricarica della falda acquifera. La vegetazione influenza, inoltre, la ripartizione della radiazione solare incidente in flussi di calore latente e sensibile (*Larcher* 1995; 1998; *Eagleson*, 2002). Le modifiche della vegetazione preesistente in una generica regione possono causare cambiamenti su larghe scale temporali, modificando il regime climatico sia a scala locale che globale, fatto che, come retroazione, a sua volta influenza lo sviluppo della vegetazione.

Nelle regioni a clima semi – arido, come quelle meridionali ed insulari italiane, questo può determinare lunghi periodi di siccità e l'inizio di un processo di desertificazione.

L'acqua diviene allora un fattore di controllo dell'ecosistema e la vegetazione assume un ruolo chiave nel bilancio idrico del suolo (*Rodriguez – Iturbe et al.*, 2001; *Montaldo et al.*, 2003). Generalmente gli idrologi trascurano la dinamica della vegetazione nei modelli di interazione tra suolo, vegetazione ed atmosfera e la fotosintesi è il principale termine produttivo della biomassa ed è un termine chiave del modello di crescita della vegetazione.

Cambiamenti della biomassa della vegetazione o dell'area fogliare potrebbero esercitare una significativa influenza sul ciclo dell'acqua, del carbonio e dell'intero clima a differenti scale spaziali e temporali. Il monitoraggio e la modellazione del flusso di carbonio (CO<sub>2</sub>), del vapore acqueo e dei flussi energetici sono alla base per una migliore comprensione degli elementi biofisici e fisiologici che controllano i meccanismi di interazione tra vegetazione e atmosfera.

Sulla base di misure in continuo dei flussi energetici e di carbonio, si sono sviluppati dei modelli di trasferimento di energia e massa tra suolo – vegetazione – atmosfera al fine di studiare l'interazione tra vegetazione ed atmosfera e i meccanismi di retroazione che ne derivano, implementandoli anche in modelli alla mesoscala e in modelli a circolazione globale (GCMs), con l'importante compito di predire eventuali cambiamenti climatici e la loro influenza sulla dinamica della vegetazione (Wang *et. al.*, 2007).

Il presente lavoro di tesi ha riguardato l'implementazione di modelli ecoidrologici con diversi livelli di dettaglio, per ciò che concerne lo scambio e il trasferimento di massa e di energia tra suolo, vegetazione ed atmosfera, la crescita della vegetazione e la descrizione dei processi biofisici e biochimici della fotosintesi e della conduttanza stomatale.

Nello specifico, inizialmente è stato implementato un modello di interazione tra suolo, vegetazione ed atmosfera (*Land Surface Scheme*, LSS), basato sulla soluzione delle classiche equazioni del bilancio energetico e della massa, secondo gli schemi proposti da *Noilhan & Planton* (1989) e *Mengelkamp et al.* (1999).

Tale modello è stato accoppiato ad un modulo sub-superficiale, che descrive in forma tridimensionale la circolazione idrica nel sottosuolo secondo lo schema proposto da *Mendicino et al.* (2006). La modellazione utilizza un approccio discreto, basato sull'estensione della definizione di Automa Cellulare per la modellazione di fenomeni macroscopici, la cui struttura è caratterizzata da funzionalità che ne accrescono la capacità computazionale grazie alla possibilità di implementazione su sistemi di calcolo parallelo.

Successivamente, al modello LSS è stato accoppiato un modello di dinamica della vegetazione realizzando un modello ecoidrologico in grado di includere gli effetti della vegetazione sia sui flussi energetici che sul contenuto idrico del suolo. Attraverso tale modello è stato possibile valutare il flusso di CO<sub>2</sub>, mediante una formula semplificata che descrive il processo fotosintetico in relazione alla radiazione fotosinteticamente attiva (PAR), alla resistenza aerodinamica ed alla resistenza stomatale.

Le caratteristiche principali del modello di dinamica della vegetazione (VDM) utilizzato seguono i modelli sviluppati da *Nuovellon et al.* (2000) e *Cayrol et al.* (2000), successivamente ripresi ed utilizzati da *Montaldo et al.* (2005). Questo modello di dinamica della vegetazione stima a livello giornaliero la quantità di

biomassa verde presente e il LAI, che è in seguito utilizzato dal modello LSS. Le variazioni di biomassa nel tempo sono quantificate mediante la differenza tra il tasso di produzione e di distruzione della stessa (Larcher, 1995; Cayrol et al., 2000). Successivamente il modello ecoidrologico è stato ulteriormente migliorato e reso maggiormente complesso, introducendo la concentrazione di CO<sub>2</sub> misurata in atmosfera come input nel modello, secondo l'approccio proposto da Cayrol et al. (2000).

Quello realizzato è quindi un modello ecoidrologico, in grado di descrivere il contenuto idrico del suolo, i flussi energetici, il flusso di CO<sub>2</sub>, la crescita della vegetazione e i fenomeni di interazione tra gli stessi e i possibili fenomeni di retroazione dovuti ad eventuali scenari di cambiamento climatico. In particolare, è stato verificato l'effetto sui flussi energetici e sulla dinamica della vegetazione, (in termini di leaf area index), di un incremento sostanziale della concentrazione di CO<sub>2</sub> in atmosfera, di un aumento della temperatura dell'aria ed infine del loro effetto combinato.

I modelli sviluppati sono stati verificati attraverso i dati registrati da una stazione basata sul sistema *eddy covariance* ubicata in località Paglialonga, nel comune di Bisignano (CS), non solo per quanto concerne le componenti turbolente, i flussi energetici e di CO<sub>2</sub>, ma misurando anche la temperatura dello strato superficiale del suolo, l'evoluzione del profilo di umidità nel suolo e la crescita della vegetazione in termini di leaf area index, mediante l'utilizzo di un ceptometro portatile.

Nonostante la difficoltà di applicazione e gli elevati costi, la tecnica basata sui sistemi *eddy covariance* è molto diffusa nel campo della ricerca, perché generalmente considerata come uno tra gli approcci più affidabili per l'analisi del fenomeno dell'evapotraspirazione (Kanda et al., 2004).

Il metodo *eddy covariance* consente la misura diretta della densità del flusso turbolento di uno scalare lungo linee di flusso del vento parallele ad un terreno pianeggiante (Swinbank, 1951, 1955). La tecnica si è andata affermando nel corso degli anni per la misura dei flussi energetici e di CO<sub>2</sub> (Baldocchi & Meyers, 1988; Baldocchi et al., 1996; Wilson et al., 2002; Valentini, 2003), grazie ad alcuni importanti vantaggi, tra i quali si menzionano i seguenti:

- (a) poiché le misure sono dirette, non c'è bisogno di alcuna calibrazione di parametri;
- (b) un sistema eddy è non distruttivo, cioè non disturba l'ambiente in cui è inserito;
- (c) la misura del flusso è spazialmente distribuita per un'area (*footprint*) di estensione pari anche a 200-800 m;
- (d) il sistema eddy può essere utilizzato per ottenere una registrazione del flusso sia a breve termine, sia continua ed a lungo termine, consentendo di analizzare i processi che regolano gli scambi di vapore, insieme alla sensibilità dell'ecosistema ai cambiamenti climatici;
- (e) è possibile una misurazione simultanea del flusso di vapore, calore e CO<sub>2</sub>.

Sono stati selezionati diversi periodi dal 2006 al 2009. In particolare, il primo periodo è compreso tra il 17 ed il 29 maggio 2006, il secondo dal 26 giugno al 11 luglio 2007, mentre per il 2008 è stato considerato un periodo di circa 20 giorni dal 10 al 20 luglio. Un'analisi su un periodo molto più lungo (circa 50 giorni) è stata effettuata nel 2009, in modo tale da verificare i diversi modelli su due cicli di crescita della vegetazione (erba medica) presente nel sito sperimentale, mostrando ottime prestazioni anche per periodi molto più lunghi. Infine, i modelli realizzati sono stati ulteriormente validati utilizzando alcuni dati registrati da una stazione eddy covariance sita in California, messi a disposizione dal database della rete fluxnet, <http://public.ornl.gov/americaflex> (Baldocchi *et al.*, 2004). Questi periodi sono stati scelti per la buona qualità dei dati misurati presso la stazione di Paglialonga e, soprattutto, perché compresi nella fase di crescita della vegetazione.

Il passo temporale del modello di interazione tra superficie ed atmosfera è pari a 30 minuti, quello del modello del suolo a 1.5 secondi, la risoluzione spaziale è pari a 3 cm. Rispetto alla complessità del modello e al numero dei risultati forniti in output, i dati necessari in ingresso sono piuttosto comuni e generalmente reperibili con facilità. Oltre ai dati cumulati di pioggia (ottenuti con un passo temporale pari a 30 minuti dalla vicina stazione meteorologica di Mongrassano e da maggio 2009 da un pluviometro installato direttamente in prossimità della stazione eddy), in input sono dati, sempre ad intervalli pari a 30 minuti, i valori medi di temperatura ed umidità dell'aria, velocità del vento, pressione atmosferica, radiazione solare globale, albedo e per il modello ecoidrologico più complesso anche la concentrazione atmosferica in ingresso.

Ovviamente, prima di effettuare le simulazioni è necessario introdurre anche i parametri relativi alla caratterizzazione idraulica del terreno, nonché le condizioni iniziali di umidità e le condizioni al contorno del plot che si accompagnano a quelle (flusso assegnato) dovute alle forzanti superficiali. In output, oltre alle componenti del bilancio energetico, al flusso di CO<sub>2</sub>, all'andamento del contenuto idrico del suolo e delle grandezze ad esso associate (pressione capillare e permeabilità) è possibile ottenere anche la stima di alcuni parametri, come i coefficienti di trasporto o i parametri di stabilità atmosferica. Inoltre, i due modelli ecoidrologici sviluppati nell'ambito del presente lavoro di tesi forniscono in output le componenti della biomassa della vegetazione ed, in sintesi, il valore del leaf area index che sintetizza la crescita della vegetazione.

Per valutare l'incertezza dei modelli proposti è stata eseguita infine un'analisi di sensibilità sui singoli parametri per identificare quelli più significativi. Più specificatamente, il periodo di riferimento su cui è stata fatta l'analisi è il 2007.

Seguendo l'approccio proposto da *Dufrène et al.* (2005), l'analisi di sensitività si è sviluppata secondo tre fasi. Nella prima fase sono stati valutati gli effetti sul flusso di calore latente e sensibile, sul flusso CO<sub>2</sub> e sul LAI, applicando una variazione di

+10% e -10% su 47 parametri e su 5 condizioni iniziali. Specificatamente, i parametri considerati sono: l'emissività superficiale, ovvero il parametro più importante per la determinazione di radiazione netta; i parametri che descrivono le proprietà termiche e idrauliche del suolo; i parametri relativi alla caratterizzazione della vegetazione utilizzati nel modello LSS (altezza della vegetazione, la lunghezza della quantità di moto, le temperature ottimali per la crescita della vegetazione e la resistenza stomatale minima) ed infine, i parametri riferiti solo al VDM. L'analisi di sensitività è stata ulteriormente applicata alle condizioni iniziali dell'umidità di suolo, della temperatura e della biomassa della vegetazione. I risultati ottenuti da questa prima fase, mostrano che i parametri maggiormente significativi sono quelli riguardanti le proprietà idrauliche del suolo, che influenzano significativamente i flussi di calore latente, sensibile ed umidità del suolo. Per ciò che concerne la crescita della vegetazione e la fotosintesi, è emerso inoltre che i parametri più significativi sono quelli legati all'efficienza fotochimica della foglia e al tasso di crescita della biomassa verde. Al termine di questa prima fase, sono stati individuati 14 parametri chiave, ovvero quelli che producono le variazioni più importanti su tutti i termini, è stato prefissato un intervallo di variazione di ognuno di questi parametri chiave. Successivamente sono state effettuate 14000 simulazioni (1000 x n, dove n è il numero dei parametri chiave), e i parametri sono stati fatti variare contemporaneamente, associando loro un valore casuale.

Il confronto con i dati osservati ha mostrato l'affidabilità sostanziale dei diversi modelli sviluppati, riproducendo in modo soddisfacente i flussi energetici, il flusso CO<sub>2</sub> e l'evoluzione del LAI. In entrambi i modelli ecoidrologici proposti, la simulazione del flusso di CO<sub>2</sub> ha mostrato buone prestazioni rispetto ai dati osservati. In particolare, è stata evidenziata la forte correlazione tra fotosintesi e radiazione solare incidente.

Nel secondo modello, utilizzando la concentrazione di CO<sub>2</sub> come dato di input, è stato possibile evidenziare gli effetti retroattivi dell'aumento incontrollato della concentrazione di CO<sub>2</sub> in atmosfera sulle dinamica della vegetazione e sulle componenti idrologiche più in generale.

È evidente che la caratteristica più innovativa del modello è rappresentata dall'accoppiamento del modello SVAT - VDM ad un modello tridimensionale molto dettagliato, di diffusione del flusso idrico in un mezzo non saturo. Ciò è scaturito mediante l'approccio degli automi cellulari, che consente di parallelizzare il calcolo e di ridurre in termini assoluti l'onere computazionale (grazie alla tecnica originale della quantizzazione), giungendo così ad una definizione rigorosa del ciclo idrologico su aree vaste e con un'alta risoluzione spaziale.

# Capitolo 1

## Processi di scambi energetici e di massa tra suolo, vegetazione ed atmosfera nei modelli idrologici e climatici

### 1.1 Introduzione

La vegetazione esercita un controllo sul clima attraverso le sue proprietà fisiologiche (leaf area index, resistenza stomatale, profondità della root zone), l'albedo, la scabrezza superficiale, e di conseguenza sul contenuto idrico del suolo. Una panoramica delle interazioni atmosfera – ecosistemi e degli effetti retroattivi tra la vegetazione e il clima sono discussi in *Foley et al. (2000)*, *Baldocchi et al. (2000)* e *Eugster et al. (2000)*, i quali hanno mostrato il modo in cui la vegetazione incide sui flussi energetici e sul bilancio idrico nelle regioni boreali e nella tundra artica. L'interesse crescente nell'esplorare le interazioni bidirezionali tra il clima e la vegetazione ha spinto numerosi ricercatori ad accoppiare modelli di dinamica della vegetazione con modelli climatici a circolazione globale (*Levis et al., 2000; Foley et al., 1998*). L'accoppiamento tra questi modelli e quindi il considerare l'effetto della vegetazione sul clima e viceversa spinge a interrogarsi su importanti questioni, quali: (1) come la vegetazione potrebbe rispondere ai cambiamenti climatici (dovuto ad esempio all'incremento della concentrazione dei gas in atmosfera) e (2) come le modifiche delle proprietà fisiologiche delle piante potrebbero incidere sull'evapotraspirazione, sul contenuto idrico del suolo e, conseguentemente, sugli effetti retroattivi del riscaldamento globale e dell'arricchimento di CO<sub>2</sub> in atmosfera. I modelli di dinamica della vegetazione, modellano la crescita, la riproduzione, e la competizione tra le diverse specie in relazione a diversi fattori limitanti quali nutrienti, acqua e luce, fortemente influenzati dal clima. Il link di vitale importanza tra clima e vegetazione è il contenuto idrico del suolo:

- (1) il clima, dipendendo dalla vegetazione, influenza il contenuto idrico del suolo attraverso l'evapotraspirazione;
- (2) l'umidità del suolo e il clima determinano il tipo di vegetazione che potrebbe crescere in una regione;

(3) la vegetazione, a seconda delle proprie caratteristiche (ad esempio C<sub>3</sub> o C<sub>4</sub>, sempreverdi o caducifoglie) e del clima, esercita un controllo diretto sul contenuto idrico del suolo.

Le interazione tra la biosfera e il clima sono rappresentati come già detto in precedenza, dai modelli di interazione suolo – vegetazione – atmosfera che generalmente vengono indicati con l'acronimo SVAT (Soil Vegetation Atmosphere Transfer). I modelli di scambio superficiale di energia e massa (dall'inglese *land surface parameterisation scheme* o, più semplicemente, *land surface scheme* – d'ora in avanti LSS) sono stati sviluppati inizialmente con lo scopo di fornire le condizioni al contorno dei flussi turbolenti e radiativi richiesti da modelli numerici atmosferici. Inizialmente sono stati sviluppati per simulare il ciclo idrologico, i cicli biogeochimici e la dinamica della vegetazione in modo che la terra e l'atmosfera venissero rappresentate come un unico sistema. Sebbene molti modelli LSS che includono moduli di dinamica della vegetazione (*Dickinson et al.*, 1998; *Sellers et al.*, 1996) sono in aumento, la rappresentazione della dinamica della vegetazione è estremamente semplificata, e molti dei modelli LSS esistenti non considerano la vegetazione come una componente dinamica. In molti modelli LSS attualmente utilizzati, l'evoluzione stagionale del LAI è fissata a priori e gli effetti della concentrazione di CO<sub>2</sub> sulla conduttanza stomatale non è presa in considerazione (tabella 1).

Tabella 1. Modelli LSS che attualmente non modellano la vegetazione come componente dinamica

<b>Land Surface Schem</b>	<b>Reference</b>
AMBETI	<i>Braden, 1995</i>
BASE	<i>Desborough and Pitman, 1998</i>
CAPS	<i>Pan and Mahrt, 1987</i>
CSIRO9	<i>Kowalczyk, 1991</i>
ECMWF	<i>Viterbo and Beljaars, 1995</i>
GISS	<i>Abramopoulos, 1988</i>
JMA	<i>Sato et al., 1989</i>
LSX	<i>Pollard and Thompson, 1995</i>
MOSAIC	<i>Koster and Suarez, 1992</i>
PLACE	<i>Wetzel and Boone, 1995</i>
SECHIBA	<i>Ducoudré et al., 1993</i>
SEWAB	<i>Mengelkamp et al., 1999</i>
SPONSOR	<i>Shmakin, 1998</i>
SSiB	<i>Xue et al., 1991</i>
SWAP	<i>Gusev and Nasanova, 1998</i>
UKMO	<i>Gregory and Smith, 1994</i>
VIC – 3L	<i>Liang et al., 1996</i>
WAVES	<i>Hatton et al., 1995</i>

Le abbreviazioni sono: AMBETI, Agrarmeteorologisches Modell zur Berechnung von Evaporation; BASE, Best Approximation of Surface Exchanges; CAPS, Coupled Atmosphere Plant Soil Model; CSIRO9, Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization 9; ECMWF, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts; GISS, Goddard Institute for Space Studies; JMA, Japanese Meteorological Agency; LSX, Land-Surface Exchange; PLACE, Parameterization for Land-Atmosphere-Cloud Exchange; SECHIBA, Schématisation des Exchanges Hydriques à L'Interface entre la Biosphere et L'Atmosphère; SEWAB, Surface Energy and Water Balance; SPONSOR, Semi-Distributed Parameterization of Orography-Induced Hydrology; SsiB, Simplified Simple Biosphere Model; VIC-3L, Variable Infiltration Capacity Model; SWAP, Surface Wave Process Program; and UKMO, UK Met Office.

La scala spazio – temporale considerata per applicazioni di tipo idrologico, è generalmente più piccola rispetto a quella dei modelli climatici, e le interazioni clima – vegetazione sono usualmente ignorate. L'interazione tra vegetazione e contenuto idrico del suolo, mediante il fenomeno dell'evapotraspirazione, non può certamente essere trascurato, così come la conoscenza del contenuto idrico antecedente agli eventi di piena (*Beven & Kirkby, 1979*). L'interazione tra la vegetazione, il clima ed il contenuto idrico del suolo, è anche stato evidenziato da *Rodriguez – Iturbe et al., (1999)*, *D'Odorico et al., (2000)*, e *Ridolfi et al., (2000)*, usando un semplice modello nel quale l'effetto della vegetazione è espresso in funzione di un tasso di evapotraspirazione prefissato. L'assenza di modelli di dinamica della vegetazione nei modelli LSS implica che l'effetto della variabilità del clima nella modifica delle caratteristiche fisiologiche della vegetazione non è considerato. Si suppone anche, ad esempio, che la precipitazione, non sia particolarmente influente nella stima della produttività (biomassa) e conseguentemente nella stima del LAI. E' noto, tuttavia, che la precipitazione, insieme alla temperatura ed all'umidità del suolo influenzano la fotosintesi (incremento di CO<sub>2</sub>) e di conseguenza la crescita della pianta. I modelli atmosferici che simulano scenari di cambiamento climatico con concentrazioni crescenti di CO<sub>2</sub>, che utilizzano schemi LSS privi di modelli VDM, trascurano implicitamente il ruolo della CO<sub>2</sub> nella modifica della struttura e delle proprietà fisiologiche delle piante. E' stato verificato, inoltre, che le piante esposte ad elevate concentrazioni di CO<sub>2</sub> aumentano il tasso di fotosintesi e quindi la relativa crescita. *Pritchard et al. (1999)* ha riassunto i risultati pubblicati da più di 80 studi, trovando un aumento medio in termini di leaf area index (LAI) del 24% nel caso di vegetazione cresciuta in un ambiente con arricchimento di CO<sub>2</sub>. *Curtis e Wang (1998)*, hanno analizzato statisticamente i risultati di 79 studi pubblicati su 59 specie di vegetazione differente, verificando un aumento del 31% della biomassa in condizioni ottimali, un aumento del 16% della biomassa in condizioni di deficit dei nutrienti e una diminuzione dell'11% in termini di conduttanza stomatale come risposta principale alle condizioni di arricchimento di CO<sub>2</sub>. Sebbene in molti studi sia stato riscontrato un aumento nella crescita delle piante su una scala temporale ridotta, a causa di elevate concentrazioni di CO<sub>2</sub>, i risultati ottenuti da modelli che operano a lungo termine, suggeriscono che tale tasso di crescita potrebbe non essere lo stesso in quanto si andrebbe incontro a condizioni limitanti in termini di nutrienti (*McMurtrie & Comins, 1996*). Una diminuzione della traspirazione e un aumento del tasso di fotosintesi (in condizioni elevate di CO<sub>2</sub>) implicano una diminuzione del contenuto idrico nel suolo. Tuttavia, i modelli idrologici utilizzati per studiare l'impatto dei cambiamenti climatici sul ciclo idrologico e sulle risorse idriche, raramente considerano gli effetti dei cambiamenti in termini di conduttanza stomatale e di LAI, e di conseguenza sull'umidità del suolo, sull'evapotraspirazione e sul deflusso superficiale. Del resto anche i modelli

prettamente ecologici presentano delle lacune dal punto di vista idrologico in quanto pur simulando i processi di fotosintesi e di crescita della vegetazione, non descrivono in maniera adeguata l'evolversi del contenuto idrico del suolo. Ad esempio, il modello ecologico Sim-CYCLE (Ito & Oikawa, 2000) utilizza il rapporto tra evapotraspirazione effettiva e potenziale per tenere in conto dell'effetto di umidità del suolo sui processi fotosintetici. Il Frankfurt Biosphere Model (FBM) (Ludeke et al., 1994) e il Carbon Exchange Between Vegetation, Soil and the Atmosphere (CEVSA) (Cao & Woodward, 1998), che utilizza un approccio simile, parametrizzano l'evapotraspirazione come prodotto tra l'evapotraspirazione potenziale e una funzione empirica dell'umidità del suolo, mentre il deflusso superficiale è stimato come surplus dell'umidità del suolo nel momento in cui raggiunge la capacità di campo. Tuttavia, ci sono modelli ecologici, come il BIOME – ciclo biogeochimico (BIOME-BGC) (Running & Hunt, 1993) e il Regional Ecosystem Simulation System (RESSys) (Running et al., 1989), che includono una descrizione più completa e relativamente più complessa dei processi idrologici tra cui l'intercettazione e la traspirazione. Versioni recenti di modelli idrologici come TOPOG (Vertessy et al., 1996; Silberstein et al., 1999) e Macaque (Watson et al., 1999a) simulano anche in maniera dettagliata la crescita della vegetazione e il bilancio del carbonio facendoli interagire con le componenti del bilancio idrologico. Salvo questi pochi modelli che includono una descrizione dettagliata di processi sia idrologici che di dinamica della vegetazione, la maggior parte dei modelli idrologici non rappresentano la vegetazione come una componente dinamica. L'accoppiamento di modelli ecologici che esplicitamente simulano la crescita della pianta con modelli idrologici e modelli di interazione di tipo LSS, offre un'importante opportunità per studiare le interazioni bidirezionali fra vegetazione e idrologia e fra vegetazione e clima.

Come già accennato, negli ultimi anni i modelli che descrivono i processi dell'ecosistema, della dinamica della vegetazione e della biogeografia globale sono stati accoppiati a modelli climatici per comprendere l'influenza degli ecosistemi terrestri sul clima. Un approccio, conosciuto come accoppiamento asincrono dell'equilibrio, ha il vantaggio della stretta correlazione interattiva tra la copertura vegetata e le condizioni climatiche (fig. 1.1).

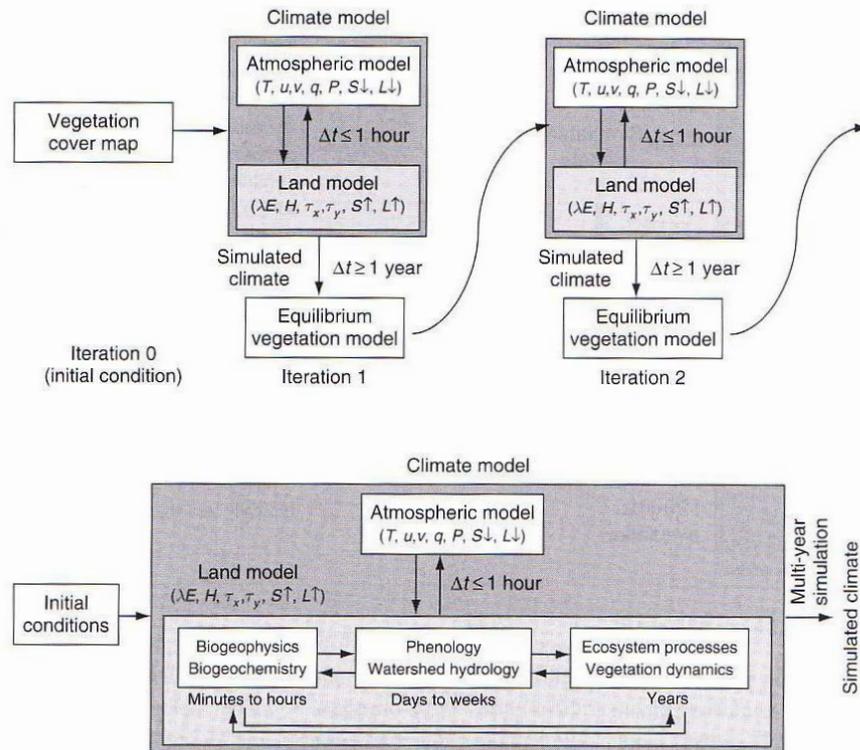


Figura 1.1. Metodi per comprendere la dinamica della vegetazione in modelli climatici: In alto: Accoppiamento dell'equilibrio asincrono. In basso: Accoppiamento sincrono integrato. Tratto da: *Foley et al. (1998)*.

I modelli climatici prevedono in input una copertura iniziale uniforme della vegetazione, e a loro volta i dati climatici in uscita sono utilizzati per simulare la distribuzione geografica della vegetazione. Questa mappa, quindi, è utilizzata come input nel modello climatico per ottenere in uscita un nuovo set di dati climatici. Clima e vegetazione sono iterati in questo modo più volte fino ad ottenere una configurazione stabile (*Henderson – Sellers, 1993; Henderson – Sellers & McGuffie, 1995*). Usualmente i modelli che descrivono gli ecosistemi come quello di *Prentice et al., (1992)* e *Haxeltine & Prentice, (1996)*, sono basati sulla risposta fisiologica del tipo di vegetazione (*plant – functional types*) al contenuto idrico, alla minima temperatura invernale ed a altre variabili ambientali. Un'alternativa consiste nell'accoppiare la scala a lungo termine della vegetazione con la scala a breve termine dei processi idrometeorologici (fig. 1.2). Questo approccio, conosciuto come accoppiamento sincrono integrato, combina gli obiettivi dei processi idrometeorologici trovati nei modelli LSS con i modelli geochimici e di dinamica della vegetazione per simulare la crescita e lo sviluppo delle varie tipologie di piante in risposta ai fattori climatici e turbolenti (*Foley et al., 1998, 2000*). Questi modelli usano i concetti di modelli globali di dinamica della vegetazione per simulare le

dinamiche della vegetazione (Foley et al., 1996, Kucharik et al., 2000, 2006; Cox, 2001; Bonan et al., 2003; Krinner et al., 2005). In questi modelli, gli output climatici determinano gli scambi energetici, la disponibilità idrica, e la produttività e la geografia degli ecosistemi terrestri. A loro volta, il tipo di pianta (es. alberi o erba, pini o abeti, sempreverdi o caduchi), la biomassa e l'area fogliare influenzano gli scambi di energia, vapore acqueo e CO<sub>2</sub>, in modo da modificare lo scenario climatico. Sono stati anche sviluppati modelli di crescita della pianta per la descrizione della crescita, dello sviluppo e della raccolta dei differenti tipi di pianta in relazione alle forzanti meteorologiche e alle pratiche colturali (Lu et al., 2001; Tsvetsinskaya et al., 2001; Kucharik, 2003; Gervois et al., 2004; Bondeau et al., 2007; Osborne et al., 2007). Tuttavia, la rappresentazione della distribuzione e eventualmente migrazioni delle piante rimane una sfida che richiede ai modelli di spostarsi oltre i semplici vincoli bioclimatici (Van Minnen et al., 2000; Neilson et al., 2005; Higgins & Harte, 2006). La figura 1.2 mostra lo scopo di uno di questi modelli globali di dinamica della vegetazione accoppiato ad un modello LSS e pensato per accoppiarlo ad un modello climatico (Bonan et al., 2003). La vegetazione è definita in termini di *plant functional types*. Ogni *plant functional type* è descritta mediante una singola pianta rappresentativa della sua popolazione, avente un valore medio di biomassa, larghezza, altezza e diametro dello stelo, attraverso inoltre il numero di individui e la frazione vegetata all'interno di una cella. Tre scale temporali governano il processo (minuti, giorni ed anni). I flussi energetici, di CO<sub>2</sub> e vapore acqueo sono scambiati tra suolo e atmosfera alla piccola scala temporale (dall'ordine dei minuti a quella delle ore). I processi fisici del suolo e fisiologici della pianta sono indipendenti e determinano i flussi superficiali influenzando sul microclima, regolando anche i flussi e gli scambi di CO<sub>2</sub>. I processi biogeofisici e biogeochimici interagiscono con la fisiologia della foglia che risponde ai cambiamenti in termini di temperatura e umidità del suolo in un periodo temporale che oscilla dai giorni alle settimane. Cambiamenti nella composizione e nella struttura della vegetazione si verificano in diversi anni in relazione alla produzione primaria lorda e alla respirazione, all'allocazione della produzione primaria netta per la crescita della pianta, alla biomassa delle radici, alla senescenza e mortalità (dovuta anche a fenomeni di incendio). Crescita ed allocazione sono collegate alla biogeochimica del suolo attraverso la lettiera composta dalle foglie cadute (*litterfall*), la decomposizione e la disponibilità di azoto. Sulla base di queste considerazioni, nel presente lavoro di tesi sono stati sviluppati diversi modelli in grado di riprodurre oltre ai flussi energetici, di CO<sub>2</sub> e contenuto idrico del suolo, anche la dinamica della vegetazione e scenari futuri di cambiamento climatico. In particolare inizialmente è stato realizzato un modello LSS, successivamente ampliato con un modulo di dinamica della vegetazione e del ciclo del carbonio, in modo da considerare l'interazione bidirezionale tra clima e vegetazione. In ultima analisi si è reso necessario modificare

ulteriormente il secondo modello, introducendo come variabile in input la concentrazione atmosferica di  $\text{CO}_2$  in modo da renderlo adatto ad analisi di cambiamento climatico che prevedono un arricchimento di  $\text{CO}_2$  in atmosfera. Questi modelli sono stati calibrati e validati su una scala temporale ridotta (dai minuti fino a qualche mese) e su una scala spaziale dell'ordine di  $1 \text{ km}^2$ . L'obiettivo del lavoro di tesi, non è esclusivamente lo sviluppo dei modelli, ma mostrare la potenzialità dell'approccio seguito, unitamente all'utilizzo di una schematizzazione tridimensionale del flusso idrico nel suolo, che permettendo una migliore distribuzione dell'umidità nel suolo, potrebbe rappresentare lo *start-up* per applicazioni di tipo idrologico quali, ad esempio, la previsione dei fenomeni di piena. In questo capitolo sarà esaminato lo sviluppo storico dei modelli LSS, in particolare la parametrizzazione dei processi, l'utilizzo di dati satellitari ed inoltre la validazione e l'applicazione di tali modelli.

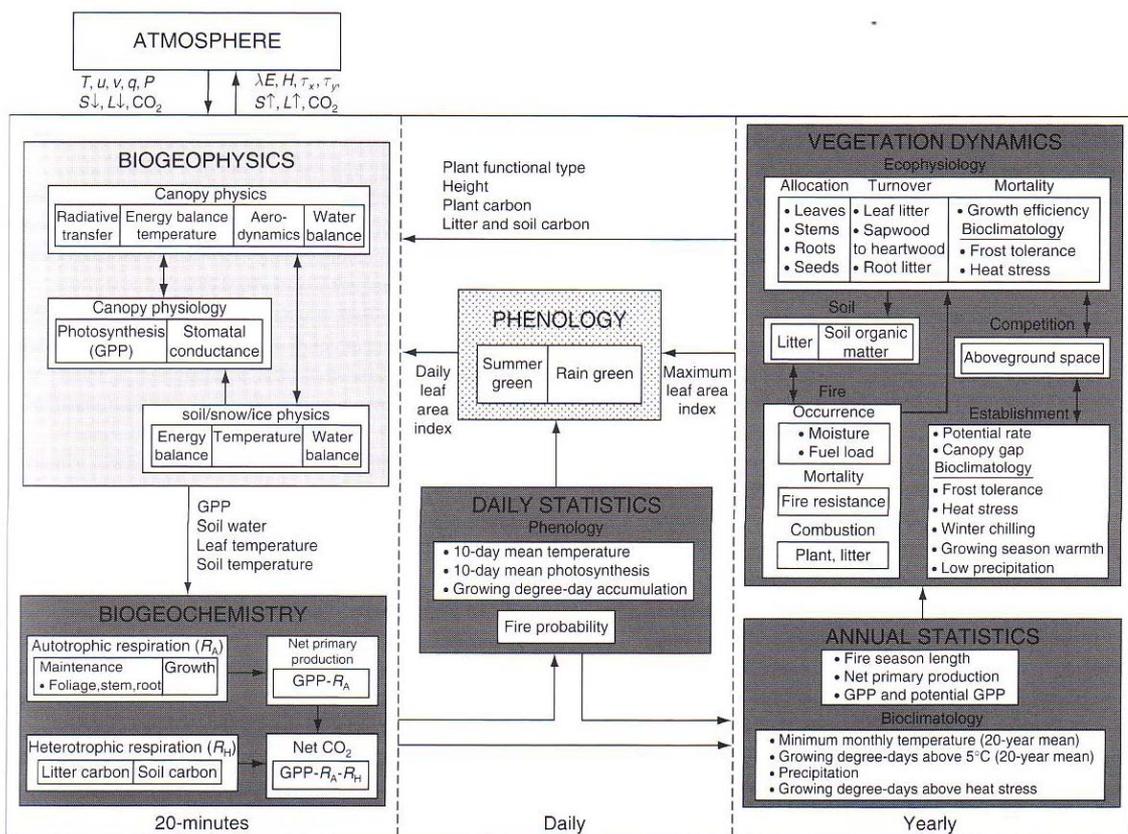


Figura 1.2. Scopo del modello globale di dinamica della vegetazione per uso accoppiato con i modelli idrometeorologici. Tratto da: *Bonan et al.*, 2003.

## 1.2 Modelli idrometeorologici

I modelli climatici globali rappresentano un insieme di equazioni numeriche che descrivono a larga scala la circolazione atmosferica e dell'oceano e il loro stato fisico, includendo le interazioni tra oceani, atmosfera, terra e ghiacciai che influiscono sul clima (Trenberth, 1992; McGuffie & Henderson, 2001, 2005; Washington & Parkinson, 2005; Randall et al., 2007). I flussi energetici superficiali, l'umidità del suolo, la quantità di moto e il ciclo idrologico associato che li regola sono stati a lungo rappresentati in modelli climatici globali. In questi modelli, la radiazione solare, i flussi di calore sensibile e latente, il flusso di calore al suolo e i fenomeni turbolenti influiscono sensibilmente sul clima. Sellers et al. (1997) e Pitman (2003) hanno esaminato la storia di modelli LSS classificandoli in tre generazioni.

### 1.2.1 Modelli di prima generazione

La prima generazione dei modelli LSS ha usato semplici equazioni per la descrizione dei fenomeni di trasferimento di massa ed energia mediante semplici formulazioni (ad esempio per l'albedo, l'umidità del suolo) senza considerare esplicitamente l'influenza della vegetazione o il ciclo idrologico (Manabe et al., 1965; Williamson et al. 1987). In questi modelli il bilancio energetico superficiale è tipicamente rappresentato:

$$(1 - a)S \downarrow + \varepsilon L \downarrow = \varepsilon \sigma (T_s + 237.15)^4 + H(T_s) + \lambda E(T_s) + G(T_s) \quad (1.1)$$

Il primo membro di tale equazione costituisce la forzante radiativa, la quale è somma rispettivamente della radiazione solare entrante ad onde corte e la radiazione solare entrante ad onde lunghe,  $a$  è l'albedo superficiale, ed  $\varepsilon$  è l'emissività superficiale. Il secondo membro dell'eq. (1.1) è composto dalla radiazione ad onde lunghe emessa, dal flusso di calore sensibile ( $H$ ), dal flusso di calore latente ( $\lambda E$ ), e dal flusso di calore al suolo ( $G$ ). L'equazione di bilancio energetico (1.1) è risolta iterativamente in funzione della temperatura superficiale ( $T_s$ ) in modo che sia soddisfatta l'equazione di bilancio. I modelli di prima generazione hanno fornito rappresentazioni semplificate degli scambi energetici superficiali. Alcuni modelli ad esempio non hanno considerato il flusso di calore al suolo, assumendo pari a zero la capacità di immagazzinamento di calore nel suolo. Una prima caratteristica di questi modelli consiste nel fatto che i flussi turbolenti sono stati determinati mediante formulazioni aerodinamiche di tipo *bulk*. Questi modelli hanno parametrizzato il flusso di calore sensibile e latente in termini di una singola resistenza: quella aerodinamica, tra la superficie e l'atmosfera (fig. 1.3).

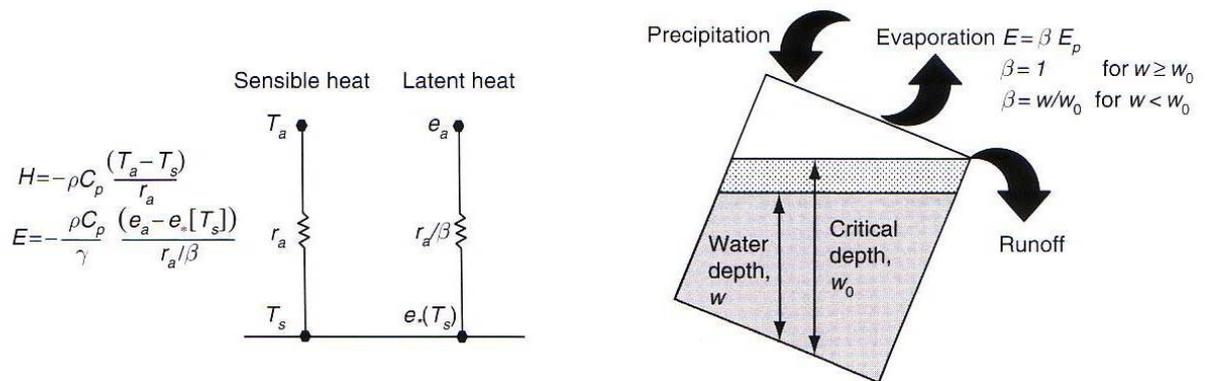


Figura 1.3. Caratteristiche dei modelli LSS di prima generazione: a sinistra la formulazione aerodinamica di tipo bulk per il flusso di calore sensibile e latente, mentre a destra il modello idrologico di tipo “bucket”. Tratto da *Bonan*, 2008.

Tali modelli hanno ignorato l’influenza della vegetazione sui flussi turbolenti, in particolare, la complessità della vegetazione sul flusso di calore latente non è stata inclusa esplicitamente in termini di conduttanza stomatale, ma piuttosto mediante il termine  $\beta$ . Questo è un fattore adimensionale scalato tra 0 (condizioni secche) e 1 (condizioni sature) che regola il flusso di calore latente potenziale a seconda della disponibilità di acqua nel suolo per l’evapotraspirazione (fig. 1.3). Inizialmente tale parametro veniva fissato con un valore costante poiché questi modelli non simulavano il flusso idrico nel suolo e il deflusso superficiale (*Manabe et al.*, 1965). Quando i modelli iniziarono a considerare anche il ciclo idrologico superficiale, allora il parametro  $\beta$  fu ipotizzato variabile secondo l’ipotesi semplificativa di *Manabe* (1969):

$$\beta = \begin{cases} 1 & \text{se } w \geq w_0 \\ w/w_0 & \text{se } w < w_0 \end{cases} \quad (1.2)$$

dove  $w$  è il contenuto idrico del suolo e  $w_0$  è un valore di umidità del suolo critico, posto pari al 75% del valore della capacità di campo. In tale modello, il deflusso superficiale non è altro che la differenza tra precipitazione ed evapotraspirazione se  $w \geq w_0$ , in caso contrario tale differenza determina la variazione di umidità nel suolo.

La prima generazione di modelli è stata usata per esaminare l’importanza del flusso di calore latente e dell’umidità del suolo sui modelli climatici. Le simulazioni di *Shukla & Mintz* (1982), che hanno confrontato l’effetto del suolo umido e secco sulla temperatura e sulla precipitazione, sono un’applicazione classica dei modelli della prima generazione.

### 1.2.2 Modelli di seconda generazione

*Deardoff* (1978) ha sviluppato le caratteristiche essenziali dei modelli LSS cosiddetti di seconda generazione. Il suo modello utilizza una schematizzazione a singolo strato

della vegetazione (single - layer), in modo da separare il calcolo della temperatura superficiale e della foglia. Egli suddivide il flusso di calore latente in flussi separati di evaporazione dell'acqua intercettata, di evaporazione dal suolo e, introducendo la conduttanza stomatale, di traspirazione. Nel suo modello, inoltre, sono valutati anche gli effetti dovuti alla luce ed al contenuto idrico nel suolo. Deardoff usa un approccio noto come metodo "force - restore" per stimare le temperature di un sottilissimo strato superficiale e di un più spesso substrato sottostante. A partire dagli anni '80, si svilupparono modelli di seconda generazione basati sul ciclo idrologico e sugli effetti della vegetazione e del suolo sui flussi energetici e sul contenuto idrico (*Dickinson*, 1983). Il modello Biosphere - Atmosphere - Transfer - Scheme (BATS) (*Dickinson et al.*, 1986, 1993) e il Simple Biosphere Model (SiB) (*Sellers et al.*, 1986) riassumono questa classe di modelli. I processi rappresentati in questi modelli (fig. 1.4) comprendono: i processi radiativi all'interno della vegetazione, la radiazione solare ad onde lunghe assorbita ed emessa, il trasporto della quantità di moto, compresi i fenomeni di turbolenza all'interno della vegetazione; lo scambio di calore sensibile dalle foglie e dal suolo, l'evaporazione dell'acqua intercettata dalla vegetazione, l'evaporazione dal suolo, e la traspirazione; in particolare il controllo della traspirazione attraverso gli stomi; e il trasferimento di calore dai diversi strati del suolo. Una delle caratteristiche principali dei modelli di seconda generazione è la rappresentazione dei controlli fisici e biologici della traspirazione. La traspirazione è regolata dagli stomi, i quali rispondono a differenti e distinti fattori ambientali. Nei modelli come BATS e SiB, la conduttanza stomatale è modellata usando un approccio simile a *Jarvis* (1976), nella quale la conduttanza stomatale dipende dalla radiazione fotosinteticamente attiva (PAR), dalla temperatura, dal deficit della pressione di vapore, attraverso delle relazioni di tipo empirico. Il ciclo idrologico è rappresentato in termini di intercettazione, flusso nello stelo, infiltrazione, accumulo e scioglimento nivale, contenuto idrico, evaporazione e traspirazione (fig. 1.4). Il flusso idrico del suolo è schematizzato mediante l'utilizzo della equazione di Richards o di qualche sua variante.

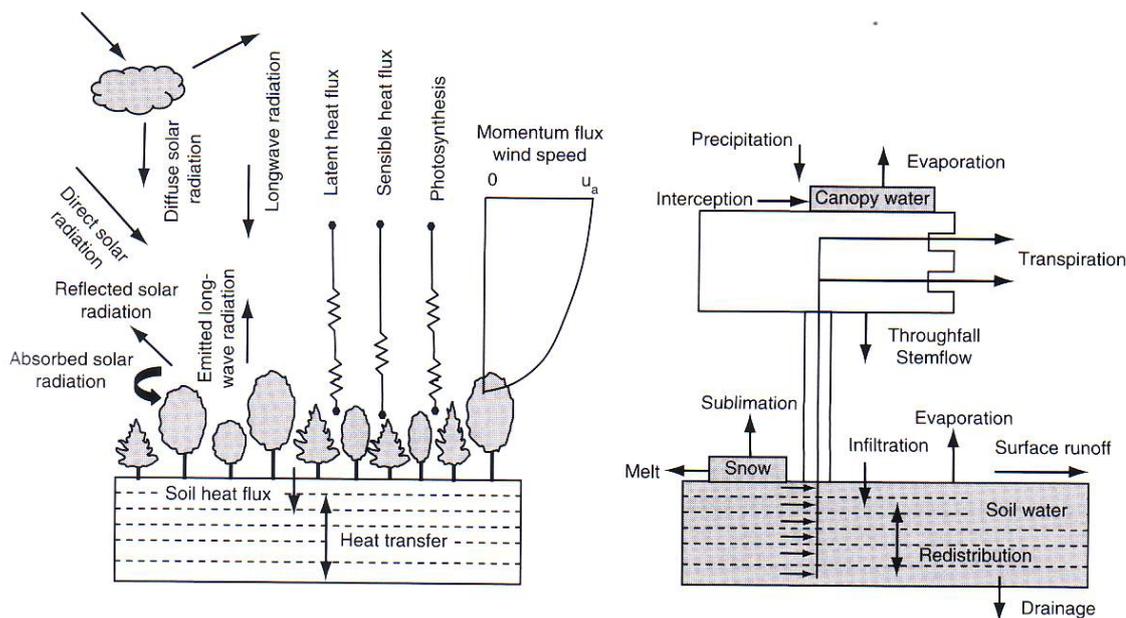


Figura 1.4. Processi fisici rappresentati nei modelli LSS e nei modelli climatici. Tratto da: *Bonan, 2008*.

I modelli di seconda generazione rappresentano la morfologia della vegetazione in termini di area orizzontale, rappresentata dalla frazione di copertura vegetata, altezza, leaf area index e profilo delle radici. Poiché i flussi energetici e il ciclo idrologico differiscono tra vegetazione e suolo, i modelli permettono la distinzione tra area vegetata ed area non vegetata. La superficie del suolo è caratterizzata da diversi tipi di vegetazione, o biomi, che variano in diverse proprietà fisiologiche e morfologiche. Il suolo è caratterizzato dalla propria tessitura che influenza le proprietà idrauliche come la porosità, conducibilità idraulica, e la suzione e da proprietà termiche quali la conducibilità termica. Analisi dell’impatto della degradazione dei suoli e della deforestazione tropicale sul clima, sono tipiche applicazioni dei modelli di seconda generazione .

### 1.2.3 Modelli di terza generazione

Al contrario dei modelli di seconda generazione che utilizzano una formulazione empirica per la definizione della risposta stomatale ai fattori ambientali (*Jarvis, 1976*), i modelli di terza generazione usano una parametrizzazione della fotosintesi quasi – meccanicistica (*Bonan 1995a; Sellers et al., 1996b; Cox et al., 1999, Friend & Kiang, 2005*). Un approccio usato in SiB2 e in altri modelli LSS collegano modelli biochimici della fotosintesi (*Farquar et al., 1980; Farquar & von Caemmerer, 1982; Farquar 1989*) con un modello semi – empirico di conduttanza stomatale (*Collatz et al., 1991, 1992*) che descrive la fisiologia degli stomi. Il modello tratta la fotosintesi come un processo diffusivo dall’aria alla superficie fogliare, regolata attraverso la conduttanza

aerodinamica, e dalla superficie della foglia allo spazio intercellulare, attraverso la conduttanza stomatale. Simultaneamente, la concentrazione intercellulare di CO<sub>2</sub> è usata nel modello per la determinazione del processo fotosintetico. Un esperimento tipico con i modelli di terza generazione è stato quello di investigare la riduzione della conduttanza stomatale per effetto del raddoppio della concentrazione di CO<sub>2</sub> (*Sellers et al.*, 1996c, *Bounoua et al.*, 1999). L'inserimento dei processi fotosintetici ha permesso quindi, anche ai modelli climatici di essere in grado di fare delle analisi su scenari di cambiamenti climatici (*Bonan*, 1995a; *Denning et al.*, 1995, 1996a,b; *Craig et al.*, 1998). In particolare è possibile valutare gli effetti che un aumento della concentrazione della CO<sub>2</sub> produce sui flussi radiativi, sul contenuto idrico del suolo e sugli effetti fisiologici indiretti associati alla conduttanza stomatale. Questi tipi di modelli richiedono quindi una conoscenza più dettagliata della fisiologia della pianta.

#### *1.2.4 Modelli di prossima generazione*

La modellazione della fotosintesi ha facilitato l'accoppiamento del ciclo del carbonio con i modelli di tipo LSS. Una nuova generazione di modelli simulano il ciclo del carbonio permettendo di variare la distribuzione delle specie vegetali e la loro struttura a seconda dei cambiamenti climatici. Questi modelli contengono la biogeochimica e l'ecologia collegando questi processi con l'esistente parametrizzazione idrologica e biogeofisica. Ciò estende l'ambito scientifico dei modelli LSS dal loro approccio idrometeorologico allo studio della biogeoscienza terrestre, maggiormente per ciò che concerne le interazioni tra i processi biologici e fisici in superficie e gli effetti retroattivi sul clima.

Un altro sviluppo dei modelli LSS è rappresentato dai processi "watershade" implementando un modello a scala di bacino (*Ducharne et al.*, 1999, 2000; *Koster et al.*, 2000; *Chen & Kumar*, 2001). Nell'approccio tradizionale, una griglia rettangolare che varia in latitudine e longitudine è sovrapposta alla superficie del suolo ed il modello è implementato su tale griglia spaziale (fig. 1.5).

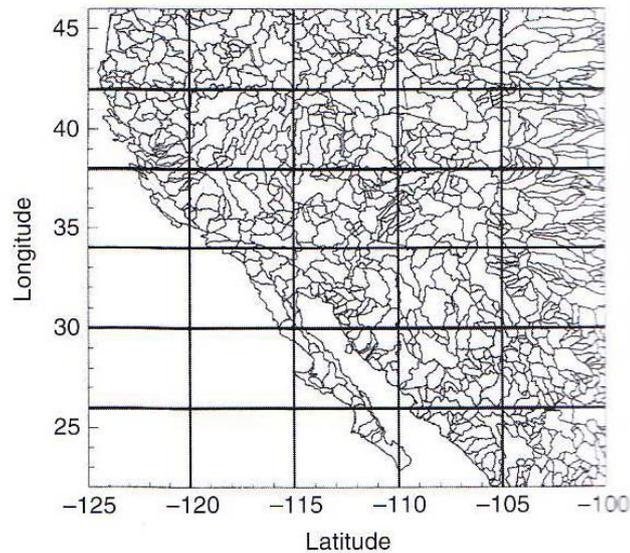


Figura 1.5. Rappresentazione mediante bacini della superficie terrestre nel nord-est America. Tratto da: *Koster et al. (2000)*.

Esso definisce il bacino come l'elemento di superficie fondamentale, tipicamente rappresentato ad una scala migliore rispetto alla risoluzione spaziale dei modelli atmosferici. Tali modelli includono una parametrizzazione mono – dimensionale dei laghi, includendo i flussi energetici, il profilo di temperatura basato sulla diffusione verticale e di mescolamento (*Hostetler & Bartlein, 1990; Hostetler, 1991; Pitman, 1991; Hostetler et al., 1993; Bonan, 1995b; Hostetler & Giorgi, 1995; Lofgren, 1997; Small et al., 1999; Krinner, 2003*). La struttura di questi modelli è in continua evoluzione considerando, oltre ai processi idrometeorologici, al fine di considerare anche i processi biogeochimici e biofisici e il loro effetto sul clima. In tal senso, il trasporto di particelle è una grossa fonte di aerosol nell'atmosfera (pulviscolo atmosferico) che influenza il bilancio radiativo atmosferico. Modelli di mobilizzazione di particelle sono stati sviluppati per essere accoppiati ai modelli climatici (*Tegen & Fung, 1994; Marticorena & Bergametti, 1995; Tegen & Miller, 1998; Woodward, 2001; Zender et al., 2003; Grini et al., 2005; Miller et al., 2006*).

### 1.3 Prodotti satellitari

Molti dei modelli che descrivono i processi di scambio tra suolo, vegetazione ed atmosfera hanno bisogno, come detto in precedenza, di numerose variabili distribuite spazialmente, quali ad esempio la temperatura superficiale, l'albedo, la copertura vegetata, etc. Per tale motivo l'utilizzo di nuovi strumenti e tecnologie quali l'utilizzo di immagini telerilevate, sta assumendo un ruolo sempre più importante.

Il telerilevamento (*remote sensing*) è l'insieme delle tecnologie che permettono di acquisire informazioni su un oggetto senza entrare in contatto diretto con esso. Tali tecnologie sono basate sulla misurazione, mediante sensori, della radiazione elettromagnetica che, generata da un'opportuna sorgente (o dall'oggetto stesso), interagisce con l'oggetto modificandosi. Analizzando e interpretando tali misure di campo elettromagnetico è possibile risalire a proprietà di interesse dell'oggetto. Se l'oggetto che emette e riflette le radiazioni elettromagnetiche è la superficie terrestre, allora dalle misure di campo è possibile risalire alla stima spazio-temporale di numerose grandezze idrologiche. Qualunque corpo, infatti, se caratterizzato da un valore di temperatura superiore allo zero assoluto, emette radiazioni elettromagnetiche proprie, che dipendono dalla sua temperatura e dalle caratteristiche fisiche, chimiche e geometriche della sua superficie, mentre riflette, assorbe o trasmette le radiazioni elettromagnetiche provenienti dalle sorgenti esterne.

Le tecniche di telerilevamento rappresentano una grande potenzialità per lo sviluppo dell'idrologia, soprattutto perché esse offrono l'opportunità di ottenere misure direttamente distribuite di diverse grandezze. Il rapido sviluppo delle tecniche di *remote sensing* ha condotto alla stima su vaste aree di numerose variabili idrologiche, alcune delle quali non sono generalmente misurabili tramite l'utilizzo di tecniche tradizionali.

A partire dalle caratteristiche radiative della superficie terrestre a diverse lunghezze d'onda, derivate dalle osservazioni dei sensori operanti a bordo di piattaforme satellitari, è possibile determinare i parametri d'interesse per la modellazione a larga scala del bilancio energetico alla superficie e dell'idrologia superficiale (ad esempio usi del suolo, indici di vegetazione, estensione della copertura nivale, temperatura superficiale, flussi radiativi e umidità superficiale). In particolare, nell'ultimo decennio molti metodi sono stati sviluppati per la modellazione distribuita delle componenti del bilancio energetico, con particolare riferimento all'evapotraspirazione, aprendo nuove prospettive anche rispetto al tema della gestione delle risorse idriche in condizioni di siccità.

Nonostante le grandi potenzialità offerte dal telerilevamento, l'idrologia applicata appare generalmente ancora restia all'utilizzo delle immagini da *remote sensing* come fonte affidabile di dati, sia perché le tecniche ed i dati già esistenti si sono rivelati soddisfacenti solo per applicazioni limitate, sia perché l'acquisizione ed il trattamento delle immagini non è ancora sufficientemente semplice ed economico,

sia infine perché nel telerilevamento applicato all'idrologia esistono allo stato dell'arte numerosi aspetti da approfondire, che tuttavia rendono questo campo di ricerca particolarmente affascinante. La maggior parte dei progressi nell'uso del telerilevamento è avvenuta in nuove aree di sviluppo dell'analisi idrologica, dove i metodi esistenti si sono rivelati non soddisfacenti o limitanti, o dove i dati a disposizione sono mal distribuiti e/o insufficienti (problema tipico dell'analisi del fenomeno siccitoso, che si sviluppa su superfici estese ed in tempi lunghi). La diffusione delle osservazioni satellitari ha permesso grossi miglioramenti nella stima delle variabili ambientali relative alla superficie terrestre. Tradizionalmente la modellazione idrometeorologica si è basata essenzialmente sulle osservazioni meteorologiche rilevate da stazioni a terra. L'utilizzo di sensori a bordo di satelliti, invece, ha permesso l'acquisizione di informazioni meteorologiche su tutta la superficie terrestre, interessando anche quelle aree poco accessibili, difficilmente monitorabili con stazioni a terra.

A seconda della tipologia di informazioni disponibili, è possibile stimare una serie di variabili di stato indispensabili ai fini di una corretta e dettagliata modellazione idrologica. In particolare, a partire dalle immagini nel dominio del visibile (VIS) e dell'infrarosso vicino (NIR), è possibile stimare la distribuzione spaziale dell'albedo superficiale e della copertura nivale, mentre per ottenere stime di temperatura superficiale occorre riferirsi ad immagini rilevate nel dominio dell'infrarosso termico. Accanto a queste, informazioni interessanti possono essere rilevate anche a partire da sensori che operano nel campo delle microonde.

Lo sviluppo dei modelli LSS ha proceduto di pari passo con lo sviluppo dei prodotti derivati da satellite. I modelli di prima e seconda generazione hanno utilizzato mappe e coperture del suolo preesistenti per ottenere la distribuzione della vegetazione richiesta (Matthews, 1983; Olson *et al.*, 1983; Wilson & Henderson – Sellers, 1985; Dorman & Sellers, 1989). Attualmente i dati di copertura del suolo, del leaf area index, e della frazione di copertura vegetata derivano da informazioni satellitari utilizzati frequentemente per la rappresentazione della vegetazione. Nei paragrafi seguenti saranno descritti alcuni metodi per la stima di variabili di interesse idrologico determinate mediante tecniche satellitari.

### *1.3.1 Albedo superficiale*

L'albedo superficiale è il rapporto tra la radiazione solare riflessa e quella incidente ad onde corte alla superficie terrestre ed è uno dei parametri fondamentali che influenzano il clima della terra (Cess, 1978; Dickinson, 1983; Kiehl *et al.*, 1996). Nelle regioni semiaride un incremento dell'albedo porta ad una riduzione sia dell'energia assorbita dalla superficie che del mescolamento convettivo in prossimità dell'interfaccia superficie-atmosfera. Come risultato la precipitazione si riduce e a lungo termine anche l'evaporazione potrebbe diminuire, inibendo ulteriormente la

precipitazione stessa. Simili riduzioni di precipitazione ed evapotraspirazione sono state osservate come conseguenza dell'incremento dell'albedo nell'Africa tropicale e nell'Amazzonia (*Dirmeyer & Shukla, 1994*).

Molti modelli meteorologici a circolazione generale (GCM - *General Circulation Model*), necessitano sia dell'albedo nel visibile (0.4–0.7  $\mu\text{m}$ ), che di quella nel vicino infrarosso (0.7–5.0  $\mu\text{m}$ ), mentre i modelli finalizzati alla definizione del bilancio energetico superficiale tipicamente richiedono l'albedo superficiale a banda larga ad onde corte (0.25–5.0  $\mu\text{m}$ ). Sebbene l'albedo superficiale sia stata costantemente rilevata per un lungo periodo e seguendo diversi approcci (*Walthall et al., 1985; Pinty & Ramond, 1987; Ranson et al., 1991; Kimes & Holben, 1992; Li & Garand, 1994*), ad oggi una mappa globale di tale variabile con un'elevata accuratezza non è facilmente ottenibile. La maggioranza dei GCM continuano, quindi, ad usare campi prestabiliti di albedo superficiale, spesso caratterizzati da un errore dell'ordine del 5-15%. I risultati ottenuti all'interno del progetto BOREAS (*Boreal Ecosystem-Atmosphere Study*) hanno mostrato che i campi di albedo invernale relativi ad aree boschive erano significativamente diversi da quelli usati nel modello di previsione meteorologica europeo. Tale differenza comportava una sistematica sottostima della temperatura dell'aria vicino la superficie (*Sellers et al., 1997*).

Il telerilevamento è l'unico strumento pratico per poter ottenere mappe globali di albedo superficiale. Il monitoraggio continuo dell'albedo superficiale è reso possibile da una vasta gamma di satelliti che con diverse frequenze di rivisitazione e strumentazioni più o meno sofisticate permettono di coprire l'intera superficie terrestre in tempi ragionevoli.

Nelle applicazioni ambientali finalizzate alla stima dei flussi energetici sulla superficie terrestre occorre conoscere l'albedo a banda larga per l'intera regione delle onde corte dello spettro elettromagnetico. Tale grandezza può essere quindi rilevata da sensori a banda larga, ma la stima accurata dalle osservazioni alla sommità dell'atmosfera (TOA - *Top Of Atmosphere*) richiede la conoscenza delle condizioni atmosferiche e delle caratteristiche superficiali. Queste ultime possono essere effettivamente monitorate solo da sensori multispettrali a banda stretta caratterizzati, inoltre, da una risoluzione spaziale migliore che permette di caratterizzare meglio l'eterogeneità atmosferica e superficiale. Diversi algoritmi sono stati messi a punto per poter ottenere l'albedo a banda larga a partire dai valori di riflettanza rilevati nei singoli canali a banda stretta (*Liang, 2001; Liang et al., 2003*).

Il satellite TERRA gestito dalla NASA, monta a bordo 5 diversi sensori: ASTER, CERES, MISR, MODIS e MOPITT. Tra questi sensori quelli che sono più idonei al monitoraggio continuo dell'albedo superficiale sono il MODIS (*Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer*) e il MISR (*Multiangle Imaging Spectroradiometer*). Gli algoritmi utilizzati per ottenere la riflettanza superficiale a partire dalle misurazioni alla sommità dell'atmosfera effettuate dai due sensori,

correggendole per effetto dell'atmosfera stessa, sono diversi. Il sensore MODIS ha il vantaggio di disporre di molte bande spettrali, che consentono di ottenere molti parametri critici utili ai fini della correzione atmosferica, come i profili di vapor d'acqua, informazioni sulla colonna di ozono e sullo spessore ottico dell'aerosol. D'altra parte il sensore MISR ha la potenzialità di effettuare osservazioni multi angolari che permettono di ottenere informazioni più dettagliate sulla dispersione angolare dell'aerosol, ma necessita di informazioni sui profili di vapor d'acqua e sulla colonna di ozono da fonti esterne. Altra differenza sostanziale risiede nel fatto che il sensore MODIS è caratterizzato da un'ampiezza di ripresa molto ampia, che permette di ottenere la copertura totale del globo terrestre ogni due giorni, mentre il sensore MISR necessita di nove giorni.

### *1.3.2 Copertura nivale*

La distribuzione spaziale delle informazioni relative alle aree ricoperte da neve rappresenta una variabile fondamentale di input dei modelli atmosferici utilizzati per simulare il clima e le condizioni meteorologiche (*Liston, 1999*). Il telerilevamento satellitare rappresenta uno strumento efficace per poter ottenere misurazioni della copertura nivale: in confronto alla maggioranza delle coperture superficiali, le aree ricoperte da neve sono caratterizzate da alta riflettanza nel visibile e bassa riflettanza nell'infrarosso ad onde corte (*short wave infrared*). La combinazione di queste due proprietà, quindi, permette l'identificazione delle superfici coperte da neve (*Hall et al., 1995; Riggs et al., 1996*). Grazie a questa caratteristica la copertura nivale è stata osservata efficacemente fin dal 1966, con il lancio del primo satellite TIROS-1, a cui sono seguiti tutti i satelliti polari della serie NOAA.

A partire dal 1978 i sensori passivi alle microonde a bordo dei satelliti Nimbus 5, 6 e 7 sono stati efficacemente utilizzati per il monitoraggio dell'estensione globale delle aree ricoperte da neve ad una risoluzione compresa tra 25 e 30 km (*Chang et al., 1987*), fornendo inoltre informazioni sullo spessore del manto nivale (*Foster et al., 1984*).

Anche i sensori a bordo dei satelliti tipo Landsat come il *Multispectral Scanner* (MSS), il *Thematic Mapper* (TM) e l'*Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+), con risoluzione compresa tra i 30 m e gli 80 m, sono utili per la misura della copertura nivale ad una scala di bacino (*Rango & Martinec, 1982*).

L'individuazione delle aree ricoperte da neve fresca è piuttosto semplice, soprattutto se essa è costituita da cristalli di grosse dimensioni. L'inquinamento dovuto alle immissioni di fumi ad opera dell'attività industriale nell'atmosfera, tuttavia, può ridurre sensibilmente la riflettanza della neve: la fuliggine viene, infatti, incorporata all'interno dei banchi di neve, rendendola meno riflettente nella banda del visibile. Tale riduzione, inoltre, si accentua man mano che i cristalli di neve si trasformano con il passare del tempo.

Mappe di copertura nivale di ultima generazione sono ottenibili a partire dalle immagini telerilevate mediante il sensore MODIS ad una risoluzione spaziale di 500 m.

### 1.3.3 Temperatura superficiale

La temperatura superficiale gioca un ruolo fondamentale sia direttamente nella stima della radiazione ad onde lunghe, sia indirettamente nella stima dei flussi di calore sensibile e latente al suolo. Molte applicazioni, inoltre, richiedono un'accurata conoscenza della temperatura superficiale a diverse scale spazio-temporali. Dato che risulta praticamente impossibile ottenere questo tipo di informazione a partire da misurazioni effettuate puntualmente a terra, quasi sempre si ricorre all'uso dei sensori satellitari operanti nel campo dell'infrarosso termico, regione dello spettro elettromagnetico compresa tra 8 e 14  $\mu\text{m}$ , caratterizzata da un basso assorbimento atmosferico.

Essi rilevano l'energia radiante intesa come l'insieme dell'energia emessa dalla superficie terrestre, a sua volta trasmessa dall'atmosfera, e dell'energia emessa dall'atmosfera stessa:

$$L = \int \varepsilon_{\lambda} B_{\lambda}(T_s) \tau_{\lambda} d\lambda + \int (1 - \tau_{\lambda}) B_{\lambda}(T_a) d\lambda \quad (1.3)$$

in cui  $L$  è la radianza misurata dal sensore,  $B_{\lambda}$  indica la radiazione di corpo nero dipendente dalla lunghezza d'onda, emessa da una superficie a temperatura  $T_s$ , mentre  $\varepsilon_{\lambda}$  e  $\tau_{\lambda}$  rappresentano rispettivamente l'emissività superficiale e la trasmittività dell'energia attraverso l'atmosfera, entrambe dipendenti dalla lunghezza d'onda. Il primo termine dell'equazione rappresenta la porzione della radiazione osservata non attenuata dall'atmosfera. Il secondo termine, invece, rappresenta l'emissione dell'atmosfera alla sua temperatura effettiva  $T_a$ : sebbene l'atmosfera sia piuttosto "trasparente" nel campo delle lunghezze d'onda in cui tali sensori operano, essa ha pur sempre un effetto di attenuazione non trascurabile.

In letteratura sono state messe a punto diverse tecniche finalizzate alla stima attendibile di temperatura superficiale a partire da dati telerilevati nell'infrarosso termico. Preliminarmente, occorre trasformare la radianza rilevata in temperatura di brillantezza alla sommità dell'atmosfera, intesa come la temperatura che dovrebbe avere un corpo nero affinché esso possa emettere il valore della suddetta radianza.

La relazione che sussiste tra radianza e temperatura di brillantezza è espressa mediante la legge di Planck:

$$B_{\lambda}(T_B) = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\frac{hc}{\lambda k T_B}} - 1} \quad (1.4)$$

dove  $h$  [J s] è la costante di Planck ( $6.626 \times 10^{-34}$  J s),  $c$  [m s<sup>-1</sup>] la velocità della luce ( $\sim 3 \times 10^8$  m s<sup>-1</sup>),  $k$  [J K<sup>-1</sup>] la costante di Boltzmann ( $1.3807 \times 10^{-23}$  J K<sup>-1</sup>), e  $T_B$  [K] la temperatura di brillantezza. Dal momento che il sensore rileva in un certo numero di porzioni discrete dello spettro elettromagnetico, si può ottenere il valore della radianza nel canale  $i$ -esimo, integrando l'equazione (1.4) nell'intervallo di lunghezza d'onda  $[\lambda_1, \lambda_2]$  che delimita il canale stesso:

$$B_i(T_{B,i}) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \frac{2hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\frac{hc}{\lambda k T_{B,i}}} - 1} d\lambda \quad (1.5)$$

La temperatura di brillantezza nel canale  $i$ -esimo  $T_{b,i}$  può essere, quindi, determinata dall'equazione (1.5) sia utilizzando una tabella di corrispondenza tra radianza e temperatura di brillantezza (*Look-up table*), sia individuando per ogni canale un valore centrale di lunghezza d'onda  $\lambda_i$  e invertendo la seguente equazione:

$$B_i(T_{B,i}) = \frac{2hc^2}{\lambda_i^5} \frac{1}{e^{\frac{hc}{\lambda_i k T_{B,i}}} - 1} \quad (1.6)$$

Una volta determinata la temperatura di brillantezza nei singoli canali termici, è possibile stimare la temperatura superficiale seguendo diverse procedure. Un primo approccio è basato sull'utilizzo di relazioni empiriche. A questa prima categoria appartengono i metodi che permettono di stimare la correzione atmosferica a partire dalla temperatura di un corpo piuttosto esteso, quale può essere un oceano, un corpo idrico, le calotte polari, ecc., correlando tale temperatura superficiale alla temperatura di brillantezza alla sommità dell'atmosfera. Successivamente, si estende tale relazione a tutti i pixel limitrofi all'oggetto preso come riferimento. Questo metodo non è applicabile ad una scala globale ed è ovviamente soggetto a grossi errori, dovuti all'accuratezza con cui viene stabilita la temperatura del corpo e alle differenze di emissività tra il corpo utilizzato per la calibrazione e i restanti pixel. Altra fonte di errore, inoltre, è l'ipotesi non sempre veritiera di attenuazione atmosferica sull'acqua o ghiaccio uguale a quella relativa alla superficie terrestre.

Un'altra metodologia, sempre di tipo empirico, permette di determinare la correzione atmosferica a partire dalla stima di temperatura ed umidità dell'atmosfera. Anche questo metodo, però, presenta dei limiti sia riguardo alla validità delle relazioni che alla disponibilità di coperture sufficientemente estese di temperatura ed umidità dell'aria. I metodi empirici, quindi, anche se permettono di ottenere risultati

soddisfacenti per un dato sito e in un certo istante, generalmente risultano difficilmente applicabili a scala globale e per lunghi periodi di tempo.

Un secondo approccio consiste nell'utilizzare procedure che simulano il trasferimento radiativo. Tali metodologie, molto più sofisticate rispetto ai metodi empirici, presentano comunque dei limiti: a parte la complessità di calcolo e la necessità di grosse risorse computazionali, richiedono un'approfondita conoscenza dell'emissività spettrale della superficie, spesso non disponibile ad una scala globale. Essi, inoltre, presuppongono una conoscenza accurata delle caratteristiche atmosferiche, derivate mediante radiosonde o sonde satellitari. Conseguentemente, anche tali metodi risultano difficilmente applicabili a casi pratici, anche se spesso sono utilizzati per la validazione di altri metodi.

Quando sono disponibili due o più canali termici corrispondenti a differenti livelli di attenuazione atmosferica, è possibile utilizzare il diverso assorbimento per stimare il contributo atmosferico al segnale. Questo metodo, che consiste semplicemente in una combinazione lineare delle temperature di brillantezza rilevate nei diversi canali termici, è comunemente denominato "*Split Window Technique*". Tale approccio, ideato da *Anding & Kauth* (1970) e posto nella forma classica da *Prabhakara et al.* (1974), è stato inizialmente messo a punto per la stima della temperatura superficiale del mare, ed è inoltre quello maggiormente utilizzato per elaborare le immagini rilevate dal sensore AVHRR.

Recentemente, numerosi autori hanno implementato una serie di procedure adattando quelle esistenti al caso della superficie terrestre, anche se le stime sono affette da incertezza relativa all'emissività misurata nei diversi canali termici (*Price*, 1984; *Lagouarde & Kerr*, 1985; *Cooper & Asrar*, 1989).

#### *1.3.4 Classificazione dell'uso del suolo ed indici di vegetazione*

La vegetazione influenza in modo sostanziale il clima di una determinata area modificando il bilancio energetico e gli scambi di vapore acqueo e anidride carbonica tra la superficie terrestre e l'atmosfera. Per tale motivo si ricorre a tecniche di telerilevamento satellitare per caratterizzare e monitorare la vegetazione. Tali tecniche sono essenzialmente basate sulla definizione di determinati indici, mediante i quali è possibile ricavare utili informazioni sullo stato fenologico della vegetazione e sulla sua densità. La definizione dei diversi indici si basa sulla particolare firma spettrale della vegetazione, caratterizzata da bassa riflettanza nella regione del visibile e alta riflettanza nella regione del vicino infrarosso. Nel visibile, infatti, i pigmenti delle piante, soprattutto la clorofilla, causano un forte assorbimento di energia per la fotosintesi, particolarmente accentuato nel rosso e nel blu, determinando il caratteristico colore verde delle foglie, mentre nel vicino infrarosso l'energia viene diffusa dalla struttura interna delle foglie causando un'alta riflettanza

in tale regione. Per le superfici non vegetate, invece, le caratteristiche di riflettività in queste due zone dello spettro sono comparabili.

Tali indici possono essere espressi da semplici rapporti tra le riflettanze nei diversi canali o mediante formule più complesse, che presuppongono la conoscenza di alcuni parametri caratteristici del suolo e della composizione atmosferica.

Una prima famiglia di indici di vegetazione proposta in letteratura è quella dei cosiddetti indici intrinseci i quali si basano solo sulla riflettanza spettrale misurata nelle varie bande. Appartengono a tale famiglia gli indici di vegetazione maggiormente diffusi nelle applicazioni di telerilevamento satellitare: il *Ratio Vegetation Index* – RVI (Jordan, 1969) e il *Normalized Difference Vegetation Index* – NDVI (Rouse et al., 1974).

L'indice RVI (detto anche *Simple Ratio*) è l'indice che rileva il contrasto di risposta spettrale della vegetazione tra le bande vicino infrarosso e rosso mediante un semplice rapporto:

$$RVI = \frac{NIR}{red} \quad (1.7)$$

Tale indice a volte è suscettibile di errori a causa di possibili divisioni per zero ed inoltre non è caratterizzato da una scala di valori lineare. Valori tipici per suoli scarsamente vegetati sono di poco inferiori all'unità, mentre per aree densamente vegetate si raggiungono valori maggiori di 20.

L'indice NDVI è quello più utilizzato in letteratura, in quanto permette di eliminare una considerevole quantità di rumori del segnale, derivanti dalle diverse condizioni di irraggiamento, legate a cambiamenti di topografia, angolo di incidenza solare, presenza di ombre e condizioni atmosferiche. Rispetto all'RVI, presenta il vantaggio di ridurre la probabilità di divisione per zero e di essere caratterizzato da un range teorico di valori lineari compresi tra -1 e 1. L'equazione che definisce tale indice è:

$$NDVI = \frac{NIR - red}{NIR + red} \quad (1.8)$$

Per il terreno nudo l'NDVI assume valori di poco superiori all'unità, raggiungendo valori tanto più elevati, quanto più esso è densamente vegetato. Per i corpi idrici, invece, si osservano valori di NDVI negativi.

A partire dall'NDVI è stato proposto l'indice *Fractional Vegetation Cover* – FVC che normalizza l'NDVI trasformandolo in un indice di copertura di vegetazione percentuale. Il valore dell'FVC è definito dalla seguente equazione:

$$FVC = \frac{NDVI - NDVI_{\min}}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}} \quad (1.9)$$

in cui  $NDVI_{\max}$  rappresenta l'NDVI relativo ad un'area con il 100% di copertura vegetale, mentre  $NDVI_{\min}$  rappresenta l'NDVI tipico del suolo nudo.

Gli indici intrinseci finora descritti non tengono conto né degli effetti di attenuazione atmosferica, né dell'influenza del suolo alla risposta spettrale della vegetazione. Per superare tali limitazioni, sono state proposte altre due categorie di indici di vegetazione: indici che minimizzano il contributo alla risposta del suolo e indici che minimizzano il disturbo atmosferico.

Con gli indici che appartengono alla prima famiglia si è cercato di correggere l'informazione spettrale derivante dalla composizione suolo-vegetazione, eliminando il contributo alla riflettanza derivante dal suolo, mediante fattori correttivi che tengono conto della densità della copertura vegetale.

Il *Soil Adjusted Vegetation Index* – SAVI, introdotto da *Huete* nel 1988, è probabilmente l'indice di vegetazione con una maggiore base teorica. La sua formulazione è la seguente:

$$SAVI = \frac{NIR - red}{NIR + red + L} (1 + L) \quad (1.10)$$

in cui  $L$  rappresenta il fattore di correzione finalizzato a minimizzare il contributo della riflettanza dei suoli sottostanti la vegetazione. I valori che tale parametro può assumere sono compresi tra 0, per le formazioni densamente vegetate, e 1 per le aree caratterizzate da bassa densità di vegetazione. Il valore tipicamente usato in molte applicazioni, soprattutto quando le caratteristiche della copertura vegetale investigata non sono note, è 0.5 che corrisponde a una densità intermedia.

Per poter studiare meglio il comportamento di superfici caratterizzate da vegetazione molto rada è stato formulato l'indice *Transformed Soil Adjusted Vegetation Index* – TSAVI. L'equazione che definisce tale indice si presenta nettamente più complessa rispetto a quella del SAVI, introducendo la dipendenza di parametri caratteristici del suolo. Il concetto che sta alla base della definizione di tale indice è che la risposta spettrale del suolo privo di vegetazione è rappresentata nel diagramma di dispersione rosso-vicino infrarosso da una linea retta, definita linea del suolo. La vegetazione, essendo caratterizzata da bassi valori di riflettanza nella banda del rosso e alti valori nella banda del vicino infrarosso, è rappresentata nello stesso diagramma da punti al di sopra della linea del suolo. In particolare, quanto più il punto rappresentativo di un'area elementare si dispone distante dalla linea del suolo, tanto più essa è densamente vegetata.

L'equazione che definisce il TSAVI è la seguente:

$$TSAVI = \frac{s(NIR - s \cdot red + a)}{a \cdot NIR + red - as + X(1 + s \cdot s)} \quad (1.11)$$

dove  $a$  è l'intercetta della linea del suolo,  $s$  la pendenza e  $X$  è un fattore di correzione da assegnare al fine di minimizzare il disturbo del suolo. Per quanto riguarda i valori caratteristici che tale parametro può assumere è noto che il suo valore tende a zero per i suoli privi di vegetazione mentre tende a 0.7 per le coperture densamente vegetate.

Per cercare di superare il problema dovuto alla stima del parametro  $L$  nel SAVI, *Qi et al.* nel 1994 hanno proposto l'indice *Modified Soil Adjusted Vegetation Index* – MSAVI:

$$MSAVI = \frac{NIR - red}{NIR + red + L} (1 + L) \quad (1.12)$$

in cui  $L$  questa volta è dato da:

$$L = 1 - 2s(NDVI)(NIR - s \cdot red) \quad (1.13)$$

dove  $s$  è la pendenza della linea del suolo.

Gli indici che minimizzano il disturbo atmosferico, tengono conto del fatto che la composizione dell'atmosfera cambia nel tempo e nello spazio, per cui il flusso radiante che attraversa l'atmosfera viene da questa attenuato e riflesso in maniera non costante.

Tra gli indici che appartengono a tale categoria sono da ricordare il *Global Environmental Monitoring Index* – GEMI (*Pinty & Verstrate*, 1992) e l'*Atmospherically Resistant Vegetation Index* – ARVI (*Kaufman & Tanré*, 1992).

Il primo, risulta indipendente dalle condizioni atmosferiche anche se presenta lo svantaggio di risentire molto del disturbo del suolo a basse coperture vegetali. La sua formulazione è la seguente:

$$GEMI = \eta(1 - 0.25\eta) - \frac{red - 0.125}{1 - red} \quad (1.14)$$

dove:

$$\eta = \frac{2(NIR^2 - red^2) + 1.5NIR + 0.5red}{NIR + red + 0.5} \quad (1.15)$$

L'ARVI, invece, ideato inizialmente per il sensore MODIS, deriva dalla formulazione dell'NDVI nella quale la riflettanza nel rosso viene sostituita dal termine  $rb$ , combinazione lineare delle bande blu e rosso:

$$ARVI = \frac{NIR - rb}{NIR + rb} \quad (1.16)$$

con:

$$rb = red - \gamma(blue - red) \quad (1.17)$$

in cui il parametro  $\gamma$  è utilizzato per minimizzare l'effetto dell'attenuazione atmosferica. Per applicazioni su scala globale esso può essere fissato pari ad 1.

Gli indici sopra descritti, seppur riescono a tenere in conto degli effetti atmosferici, presentano il limite di essere poco sensibili ai cambiamenti della vegetazione e, in condizioni di scarsa vegetazione, di risentire fortemente del contributo alla risposta del suolo.

*Liu & Huete* (1995) proposero un indice di vegetazione denominato *Enhanced Vegetation Index* – EVI, capace di rilevare la risposta della vegetazione annullando l'effetto di disturbo sia dell'atmosfera che del suolo:

$$EVI = 2 \frac{(NIR - red)}{(L + NIR + C_1 red + C_2 blue)} \quad (1.18)$$

in cui con  $L$  si è indicato il termine di correzione per il contributo alla risposta del suolo, con  $C_1$  e  $C_2$  i termini di correzione per la dispersione atmosferica.

Molto spesso è opportuno utilizzare l'indice EVI, in alternativa all'NDVI, soprattutto per lo studio di aree caratterizzate da forte presenza di fumo e di aerosol (ad esempio le aree intorno ai vulcani attivi, o interessate da vasti incendi) e di aree fortemente vegetate. Nel primo caso, l'utilizzo della banda blu permette di poter rilevare la vegetazione al di sotto dei banchi di fumo, altrimenti non desunta mediante l'NDVI. Quest'ultimo, inoltre, in corrispondenza di aree molto vegetate tende a saturare, cioè superata una certa soglia di NDVI, al variare della biomassa il valore dell'indice non varia significativamente. Piccole variazioni di biomassa in tali condizioni vengono, invece, perfettamente evidenziate dall'indice EVI.

A partire dalla metà degli anni '90, i dati provenienti da satelliti sono disponibili per l'uso dei modelli LSS. Una tipologia di dato utilizzato è la copertura del suolo. Il primo datasets di dati aveva una risoluzione grossolana di un grado (*DeFries & Townshend*, 1994) e successivamente una risoluzione di 8 km (*DeFries et al.*, 1998)

e 1 km (*Hansen et al.*, 2000; *Loveland et al.*, 2000; *Friedl et al.*, 2002). Questi prodotti di copertura del suolo sono stati utilizzati all'interno dei modelli LSS (*Zeng et al.*, 2002; *Masson et al.*, 2003). Allo stesso tempo, i datasates globali del LAI e del FPAR (frazione della radiazione fotosinteticamente attiva) sono diventati disponibili alla risoluzione spaziale di un grado (*Sellers et al.*, 1994, 1996a), 0.5 gradi (*Nemani et al.*, 1996), e 8 km (*Myeni et al.*, 1997, *Buermann et al.*, 2002). La seconda versione del modello SiB fu sviluppata specificatamente per utilizzare questi prodotti satellitari (*Sellers et al.*, 1996b), e sono stati utilizzati in modelli climatici con buoni risultati (*Chase et al.*, 1996; *Randall et al.*, 1996; *Bounoua et al.*, 2000; *Buermann et al.*, 2001; *Zeng et al.*, 2002; *Kang et al.*, 2007).

#### 1.3.5 Frazione della copertura vegetata

I modelli LSS considerano la frazione vegetata come la parte di area della cella di analisi coperta da vegetazione, al fine di rappresentare distintamente i flussi energetici e il bilancio idrologico della parte vegetata da quella occupata da suolo nudo. Il concetto di frazione vegetata fu introdotto da *Deardoff* (1978) e incluso nei modelli di seconda generazione come ad esempio i modelli BATS e SiB. I dataset globali della frazione vegetata sono stati sviluppati all'inizio ad una risoluzione di 1 km (*DeFries et al.*, 1999; *Zeng et al.*, 2000) 8 km (*Zeng et al.*, 2003), e 0.15 gradi (*Gutman & Ignatov*, 1998). L'inserimento di questi dati all'interno dei modelli LSS ha permesso un sensibile aumento delle capacità predittive dei modelli climatici (*Barlage & Zeng*, 2004). La rappresentazione della sparsa o parziale copertura vegetale nei modelli LSS è alquanto problematica, generalmente si sceglie tra due alternative. La prima consiste nel rappresentare la vegetazione sparsa uniformemente distribuita all'interno della cella della griglia del modello; mentre la seconda alternativa consiste nell'ipotizzare la vegetazione concentrata in una porzione di cella con la restante parte della cella completamente occupata solo da suolo nudo. La media della copertura vegetata della cella risulta identica in entrambi i casi, ma esiste una grossa differenza nella descrizione dei flussi energetici a seconda della via percorsa. A complicare ulteriormente il problema è il fatto che i primi modelli come BATS e SiB prevedevano una variabilità stagionale sia della frazione vegetata che del leaf area index, sebbene attualmente è di uso comune considerare costante la frazione vegetata durante il corso dell'anno e utilizzare il LAI per descrivere la variabilità stagionale della vegetazione. Il concetto di frazione vegetata non è necessariamente coerente tra prodotti satellitari e modelli LSS. La copertura delle foreste può avere un buco di piccola scala nell'ordine dei 100 – 1000 m<sup>2</sup>, ma allo stesso tempo si possono avere grosse aperture, nell'ordine di 10 – 100 km<sup>2</sup> dovuti a fenomeni conseguenti ad incendi o infestazione di insetti. L'approccio usato per modellare i flussi energetici ed il ciclo idrologico differisce notevolmente tra questi due estremi. Nel primo caso il suolo può essere modellato attraverso un modello di

tipo “big – leaf” rappresentativo della copertura omogenea della foresta. Il secondo tipo di suolo, invece, può essere rappresentato dividendo la griglia del modello in due frazioni, una coperta da vegetazione densa e l'altra da suolo nudo. La frazione vegetata prodotta da satellite non distingue tra questi due tipi di caratterizzazione della distribuzione della vegetazione (*Price, 1992*), ma la frazione vegetata è più bassa nei tipi di vegetazione con piante largamente spaziate come gli arbusti che nelle foreste.

#### 1.4 Validazione dei modelli

I processi fisiologici ed idrometeorologici simulati attraverso i modelli LSS possono essere validati con una grande varietà di dati dalla scala fogliare alla scala regionale. Per esempio, i modelli per il calcolo della fotosintesi e della conduttanza stomatale possono essere valutati con misure sulla foglia, come illustrati in uno studio di *Dang et al.*, (1998). In tale studio i dati si riferiscono ad alberi di pino (*Picea mariana*) e di abete rosso (*Pinus banksiana*) durante tre campagne di misura molto intense espletate durante la stagione di crescita, e opportunamente utilizzati per stimare e calibrare i parametri richiesti dai modelli. La figura 1.6 confronta la fotosintesi fogliare osservata e modellata in risposta alla radiazione fotosinteticamente attiva, la temperatura fogliare, e la concentrazione di CO<sub>2</sub>. Il modello concorda bene con i dati osservati quando i parametri sono derivati separatamente per ogni periodo di misura. La fotosintesi modellata è linearmente correlata in modo significativo con le misure in situ e la pendenza di questa relazione non è molto differente da uno. Allo stesso modo, la conduttanza stomatale modellata è linearmente correlata con i dati osservati come si evince dalla figura 1.6.

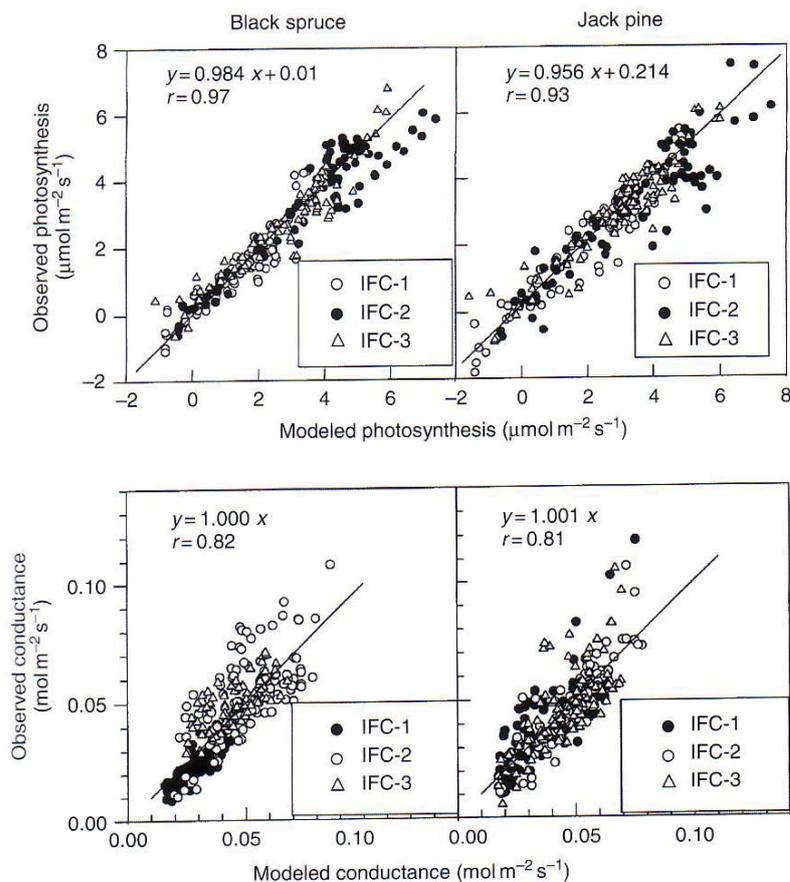


Figura 1.6. Confronto tra la fotosintesi netta (in alto) e la conduttanza stomatale (in basso) modellati e misurati per pini e abeti rossi. Tratto da: *Dang et al.*, 1998.

Non da meno le misure disponibili dalle *flux tower* (rete *Fluxnet*) posizionate in diverse località del globo forniscono la possibilità di testare i diversi modelli. Per esempio, *Bonan et al.* (1997) hanno confrontato le misure dei flussi di radiazione netta, calore sensibile, calore latente, e CO<sub>2</sub> con i risultati modellati, per una foresta di abeti rossi. Mediando i valori ottenuti per un periodo maggiore di 23 giorni, il modello riproduce in maniera soddisfacente il ciclo diurno dei flussi energetici (fig. 1.7).

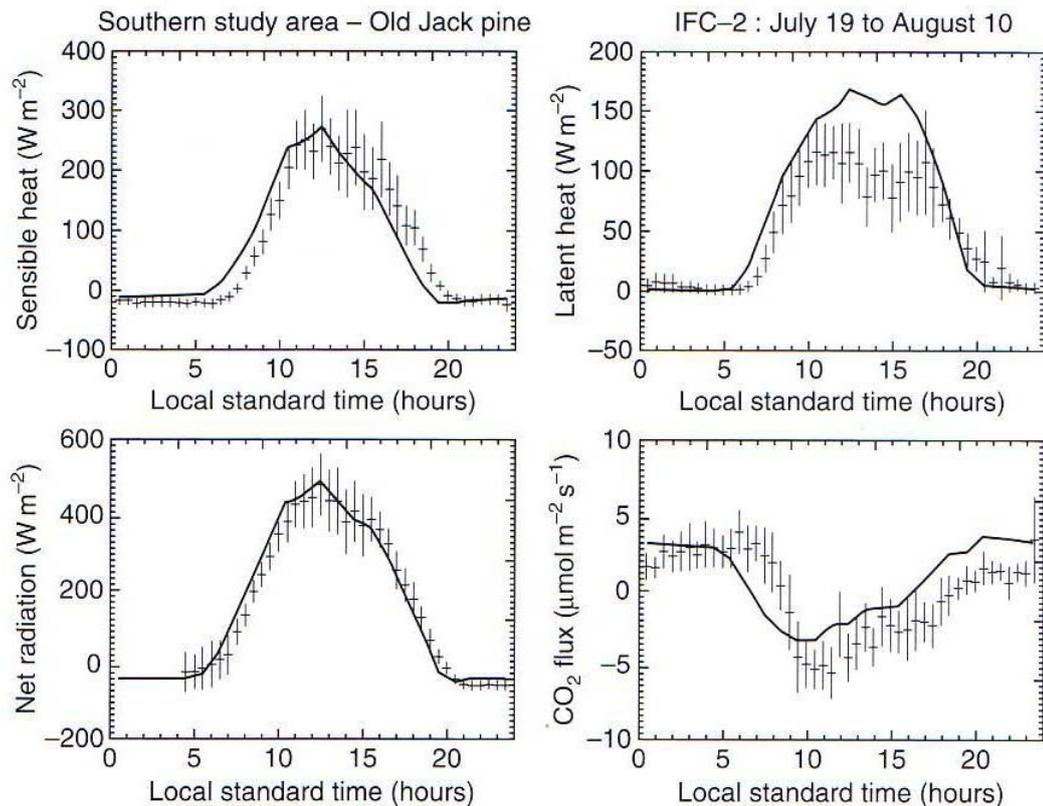


Figura 1.7. Confronto tra i valori osservati e misurati di flusso di calore sensibile, flusso di calore latente, radiazione netta, e flusso di CO<sub>2</sub>. La linea continua rappresenta il valore medio simulato.

La discrepanza più evidente con i dati osservati riguarda l'incapacità della modellazione a riprodurre la depressione del flusso di calore latente nelle ore intorno a mezzogiorno. I modelli LSS non sono modelli dettagliati per la descrizione della meteorologia forestale, ma piuttosto sono degli strumenti semplificati che riproducono a minimo costo computazionale le caratteristiche essenziali delle interazioni tra atmosfera - suolo - vegetazione, molto importante per i modelli climatici. I dati provenienti dalle torri meteorologiche sono altresì importanti per migliorare la parametrizzazione nella modellazione dei processi specifici. Per esempio la figura 1.8, confronta la radiazione netta, il flusso di calore sensibile e latente, osservati per una foresta pluviale in Amazzonia con i quelli simulati dal

Community Land Model (CLM3), descritto da *Dickinson et al.* (2006). I risultati mostrano che il modello sovrastima il flusso di calore sensibile e sottostima il flusso di calore latente, richiedendo pertanto una migliore parametrizzazione volta a ridurre l'evaporazione da suolo nudo ed aumentare il fenomeno della traspirazione.

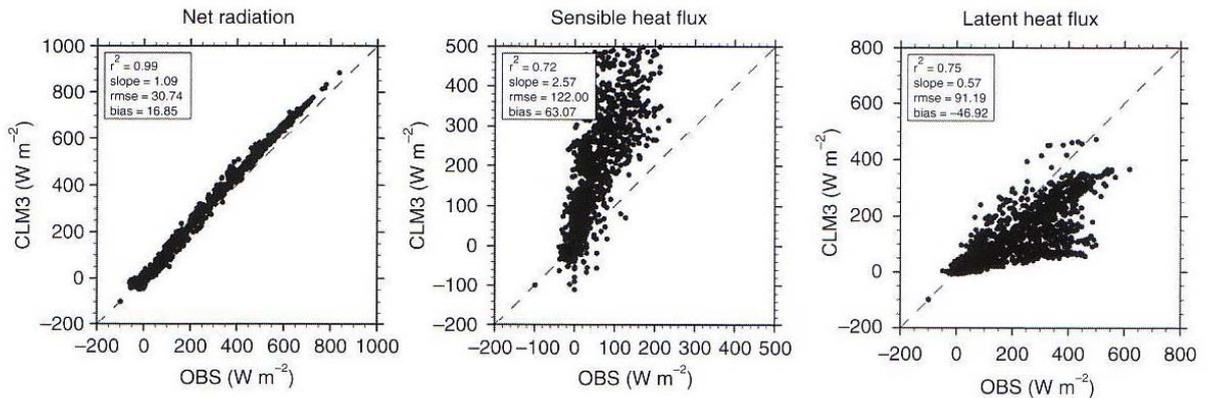


Figura 1.8. Confronto tra i valori osservati (OBS) e simulati (CLM3) di radiazione netta, flusso di calore sensibile, flusso di calore latente per foreste tropicali nel sud-ovest dell'Amazzonia per il periodo compreso tra il 4-13 aprile 1993. *Tratto da Bonan, 2008.*

Un altro confronto interessante riguarda i risultati ottenuti, per una regione dell'est del Canada (fig. 1.9), con il Community Climate System Model (CCSM3), un modello più complesso che accoppia al modello precedente (CLM3) anche i sistemi degli oceani, dei mari e dei ghiacciai. Tale modello riproduce in maniera accettabile il ciclo annuale della temperatura, della precipitazione, del deflusso superficiale, e lo spessore dei ghiacciai. Non tutte le regioni sono simulate perfettamente, in particolare il bacino dell'Amazzonia, il quale in molti mesi dell'anno presenta una temperatura sovrastimata e una precipitazione più bassa rispetto ai valori osservati (fig. 1.9). Le foreste Amazzoniche sono conosciute per traspirare durante la stagione secca, e ciò suggerisce quindi che il modello mostra della carenze nella simulazione del ciclo idrologico.

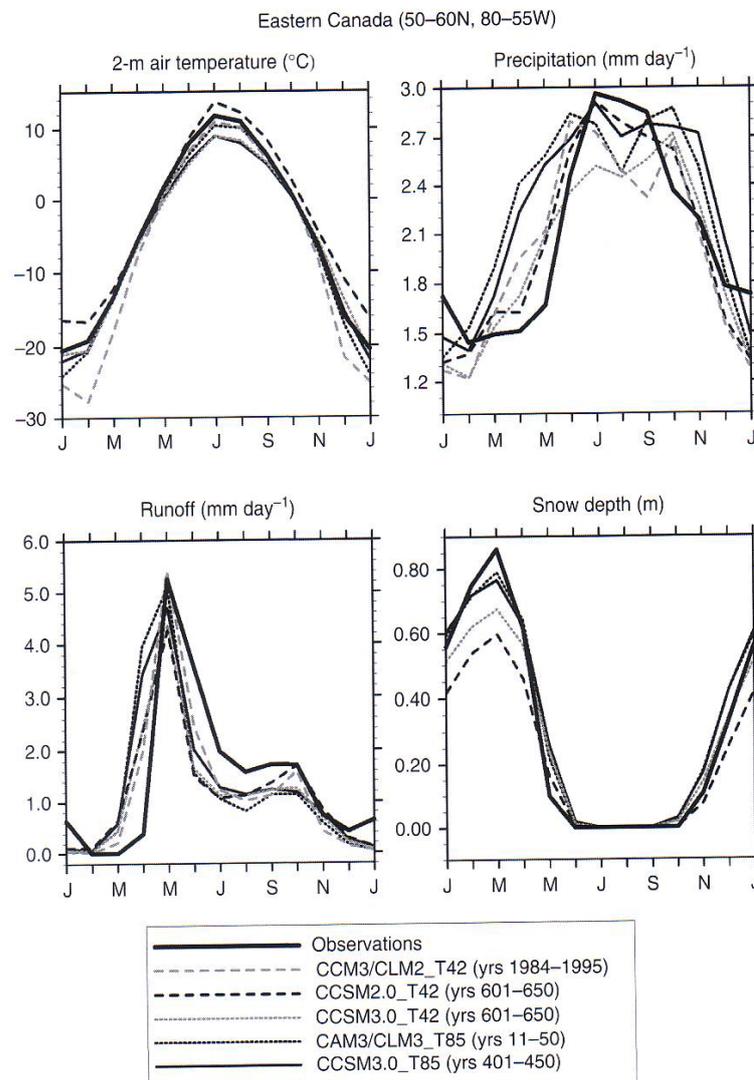


Figura 1.9. Media mensile di temperatura dell'aria, precipitazione, deflusso superficiale, spessore dei ghiacciai confrontati con i valori osservati per una regione dell'est del Canada. I dati sono mostrati per cinque modelli climatici che differiscono in risoluzione spaziale e schematizzazione fisica. Tratto da: Dickinson et al. (2006).

Il confronto tra diversi modelli è un modo molto importante per valutare lo stato della conoscenza. Il Progetto *Intercomparison of Land - surface Parametrization Schemes* (PILPS) ha confrontato i flussi energetici ed idrici simulati da numerosi modelli LSS (Henderson - Sellers et al., 1996).

L'estensione di questi modelli dal singolo punto (scala particellare) a scala di bacino, ha mostrato che i modelli LSS possono rappresentare in modo generale il bilancio energetico ed idrologico, anche per bacini di grandi dimensioni. Alcuni studi hanno riguardato, ad esempio, l'applicazione di tali modelli su bacini grandi, come ad il bacino del fiume Red - Arkansas (566.000 km<sup>2</sup>) nel sud del Great Plains, regione

degli Stati Uniti d'America (Liang et al., 1998; Lohmann et al., 1998, Wood et al., 1998); il bacino del fiume Torne – Kalix (58.000 km<sup>2</sup>) nel nord della Scandinavia (Bowling et al., 2003b).

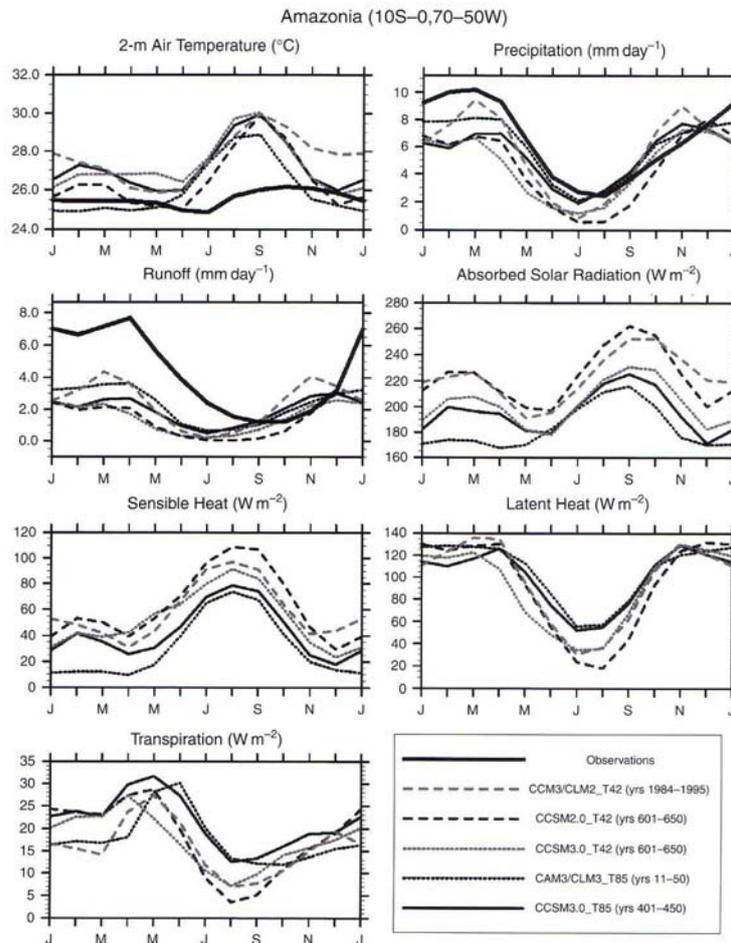


Figura 1.10 Media mensile di temperatura dell'aria, precipitazione, deflusso superficiale, spessore dei ghiacciai confrontati con i valori osservati per una bacino dell'Amazzonia. I dati sono mostrati per cinque modelli climatici che differiscono in risoluzione spaziale e fisica del modello. Sono mostrati anche radiazione solare, calore sensibile, calore latente, e traspirazione. Tratto da: Dickinson et al (2006).

Il confronto di questi modelli rivela che i modelli LSS accoppiati con modelli climatici possono differire enormemente nella caratterizzazione della vegetazione e nella parametrizzazione dei flussi energetici e del ciclo idrologico. Tuttavia, esiste una chiara distinzione nella performance tra i modelli di prima, seconda, e terza generazione; infatti i primi modelli semplificati hanno avuto dei risultati sensibilmente meno soddisfacenti rispetto ai modelli successivi più complessi (Pitman, 2003); anche se in molti casi la complessità non accresce necessariamente le performance tra i modelli successivi (Pitman & McAvaney, 2002; Fox et al., 2006).

# Capitolo 2

## Il processo fotosintetico

### 2.1 La fotosintesi in natura

#### 2.1.1 Le piante e gli altri organismi autotrofi sono i produttori della biosfera

Direttamente o indirettamente, la fotosintesi fornisce il nutrimento quasi a tutto il mondo vivente. Un organismo acquisisce i composti organici che utilizza a scopo energetico e gli scheletri carboniosi di cui necessita in uno di due modi principali: la nutrizione autotrofa e quella eterotrofa. A prima vista, il termine autotrofo (dal greco *autos*, da sé e *trofos*, nutrimento) può sembrare contraddire il principio che gli organismi sono sistemi aperti che assumono le risorse loro necessarie dall'ambiente, esterno. Tuttavia, gli organismi autotrofi non sono totalmente autosufficienti; essi sono capaci di autoalimentarsi solo nel senso che non hanno la necessità di cibarsi di altri organismi o di sostanze derivate da altri organismi. Gli autotrofi producono le proprie molecole organiche a partire dalla CO<sub>2</sub> e da altri materiali grezzi presenti nell'ambiente e rappresentano la fonte ultima di composti organici per tutti gli organismi non autotrofi. Per questo motivo i biologi indicano gli autotrofi come i *produttori* della biosfera (l'ecosistema globale). Le piante sono organismi autotrofi; le uniche sostanze nutritive di cui necessitano sono il biossido di carbonio dell'aria, e l'acqua e le sostanze minerali contenute nel terreno. Più esattamente, le piante sono organismi fotoautotrofi, che utilizzano la luce come fonte di energia per sintetizzare sostanze organiche. La fotosintesi avviene anche nelle alghe, compresi certi protisti e in alcuni procarioti (fig. 2.1). Una forma molto più rara di autoalimentazione è peculiare dei batteri *chemioautotrofi*, i quali producono i composti organici loro necessari senza l'aiuto della luce, ottenendo l'energia dall'ossidazione di sostanze inorganiche come zolfo o ammoniaca. Gli organismi eterotrofi ottengono il materiale organico loro necessario attraverso la seconda delle due principali modalità di alimentazione. Incapaci di sintetizzare le sostanze nutritive di cui hanno bisogno, essi vivono di composti prodotti da altri organismi; gli eterotrofi sono gli organismi *consumatori* della biosfera. La forma più comune di questo "nutrimento di altri" (*etero* significa altro, differente) avviene quando un animale si ciba di piante o di altri animali. Tuttavia, la nutrizione eterotrofa può essere anche più sottile. Certi eterotrofi consumano le spoglie di organismi morti, decompongono resti organici, quali carcasse, feci e foglie morte, alimentandosi di questi; questi organismi sono noti come decompositori. Molti funghi e numerosi tipi di batteri ottengono il loro nutrimento in questo modo. Quasi tutti gli eterotrofi, compreso

l'uomo, sono completamente dipendenti dai fotoautotrofi per il loro fabbisogno alimentare e di ossigeno, un prodotto di rifiuto della fotosintesi. Possiamo quindi fare risalire all'attività dei cloroplasti gli alimenti di cui ci cibiamo e l'ossigeno che respiriamo.

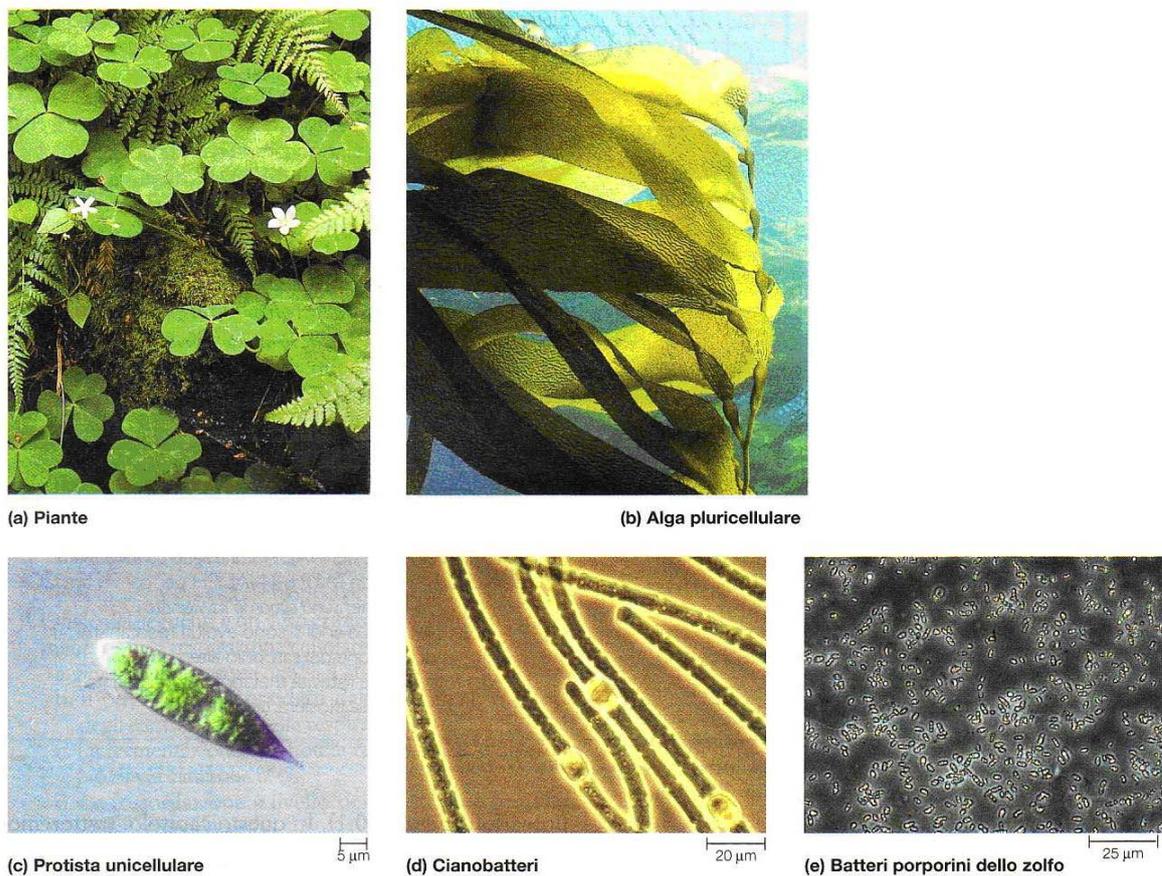


Figura 2.1. Organismi fotoautotrofi. Questi organismi utilizzano l'energia luminosa per alimentare la sintesi di molecole organiche a partire da biossido di carbonio e (in molti casi) acqua. Essi producono le sostanze nutritive necessarie non solo a se stessi ma anche all'intero mondo vivente. (a) sulla terraferma, le piante sono i principali produttori di alimenti. In questa immagine sono rappresentati i tre gruppi principali di piante terrestri – muschi, felci e piante con fiore. Negli oceani, negli stagni, nei laghi e in altri ambienti acquatici, gli organismi fotosintetici comprendono: (b) alghe pluricellulari come questo fuco; (c) certi protisti unicellulari come Euglena; (d) i procarioti come ciano batteri; (e) altri procarioti fotosintetici come questi batteri porporini dello zolfo.

### 2.1.2 I cloroplasti sono i siti della fotosintesi nelle piante

Tutte le parti verdi di una pianta, compresi i fusti verdi e i frutti non ancora maturi, possiedono cloroplasti, tuttavia, nella maggior parte delle piante, le foglie sono il sito principale della fotosintesi (fig. 2.2). I cloroplasti sono presenti in numero di circa mezzo milione per millimetro quadrato di superficie fogliare; inoltre, il colore delle foglie deriva da quello della clorofilla, il pigmento verde presente nei cloroplasti. E'

l'energia luminosa assorbita dalla clorofilla che permette la sintesi delle molecole alimentari nei cloroplasti. I cloroplasti sono particolarmente abbondanti nelle cellule del mesofillo, il tessuto presente all'interno della foglia.

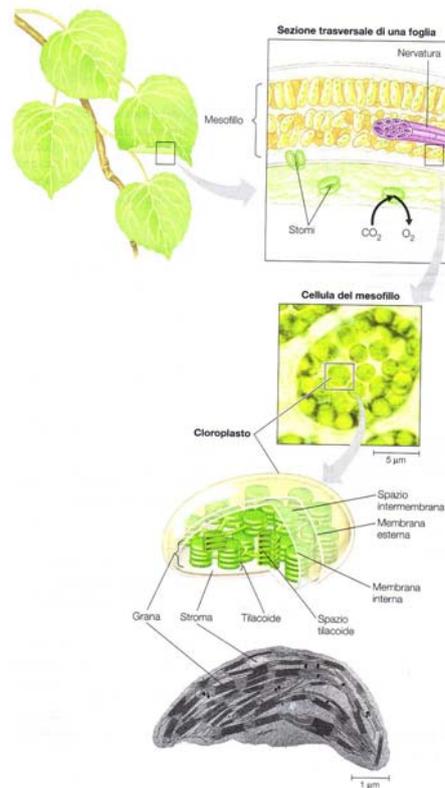


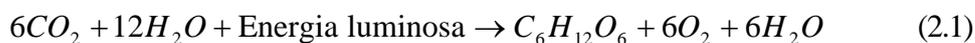
Figura 2.2 La localizzazione della fotosintesi in una pianta a ingrandimenti successivi. Le foglie sono i principali organi deputati alla fotosintesi nelle piante. Queste immagini ci portano all'interno di una foglia, quindi dentro una sua cellula e finalmente all'interno di un cloroplasto, l'organulo dove avviene la fotosintesi. Gli scambi di gas tra il tessuto del mesofillo della foglia e l'atmosfera avvengono attraverso microscopici pori, gli stomi. I cloroplasti, presenti soprattutto nel mesofillo, sono circondati da due membrane che racchiudono lo stroma, un denso liquido. Le membrane del sistema dei tilacoidi separano lo stroma dallo spazio entro i tilacoidi; questi sono concentrati in pile dette grane (al centro, LM; in basso, TEM).

Il biossido di carbonio penetra nella foglia, e l'ossigeno ne fuoriesce, attraverso microscopici pori detti stomi (da un termine greco che ha il significato di "bocca"). L'acqua assorbita dalle radici arriva alle foglie scorrendo nelle nervature; attraverso le stesse, le foglie esportano zuccheri fino alle radici e alle altre parti non fotosintetiche della pianta. Una tipica cellula del mesofillo contiene circa 30-40 cloroplasti, ognuno dei quali è un organulo della forma di un'anguria delle dimensioni di circa 2-4 µm x 4-7 µm. Dopo aver descritto i siti della fotosintesi nelle piante, sarà descritto il modo con cui questi organuli trasformano l'energia luminosa assorbita dalla clorofilla in energia chimica.

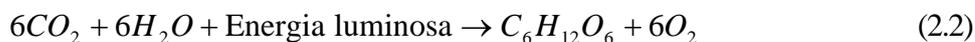
## 2.2 Le vie della fotosintesi

### 2.2.1 L'evidenza che i cloroplasti decompongono le molecole di acqua ha permesso ai ricercatori di seguire il destino degli atomi nella fotosintesi

Gli scienziati per secoli hanno cercato di ricostruire il processo attraverso cui le piante sintetizzano gli alimenti. Sebbene alcune delle tappe di questo non siano ancora oggi completamente comprese, l'equazione complessiva della fotosintesi è nota sino dal XIX secolo: in presenza di luce, le parti verdi delle piante producono composti organici e ossigeno a partire da biossido di carbonio e acqua. Utilizzando le formule chimiche, possiamo schematizzare la fotosintesi attraverso questa equazione chimica:



Il carboidrato indicato con la formula  $C_6H_{12}O_6$  è glucosio. L'acqua appare in entrambi i membri dell'equazione perché durante la fotosintesi, 12 molecole vengono consumate e 6 molecole sono sintetizzate *ex novo*. Possiamo semplificare l'equazione indicando soltanto il consumo netto di acqua:



Scrivendo l'equazione in questa forma, possiamo notare che la trasformazione chimica complessiva che accompagna la fotosintesi è l'inverso di quella che si verifica durante la respirazione. Nelle cellule vegetali si verificano entrambi questi processi metabolici; tuttavia, le piante non producono le molecole degli alimenti semplicemente facendo decorrere all'inverso le tappe della respirazione. Dividendo l'equazione della fotosintesi per 6 in modo da scriverla nella forma più elementare possibile:



In questo caso, quello che è indicato con la formula  $CH_2O$  non è un'effettiva molecola di zucchero, ma rappresenta la formula generale di un carboidrato. In altre parole, stiamo immaginando la sintesi di una molecola di zucchero un atomo di carbonio alla volta; questa, ripetuta per sei volte, produrrebbe una molecola di glucosio. E' possibile utilizzare questa formula semplificata per vedere in che modo i ricercatori hanno ricostruito il percorso degli elementi chimici (C, H ed O) dalle molecole dei reagenti a quelle dei prodotti della fotosintesi

### 2.2.2 La decomposizione dell'acqua

Una delle prime indicazioni del meccanismo della fotosintesi venne dalla scoperta che l'ossigeno emesso dalle piante è fornito dalle molecole di acqua e non da quelle di biossido di carbonio. I cloroplasti decompongono l'acqua in idrogeno e ossigeno; prima di questa scoperta, l'ipotesi prevalente era che la fotosintesi realizzasse la decomposizione del biossido di carbonio e quindi aggiungesse acqua al carbonio.

Tappa 1:  $\text{CO}_2 \longrightarrow \text{C} + \text{O}_2$

Tappa 2 :  $\text{C} + \text{H}_2\text{O} \longrightarrow \text{CH}_2\text{O}$

Questa ipotesi prevedeva che l' $\text{O}_2$  liberato durante la fotosintesi provenisse dalla  $\text{CO}_2$ . Questa idea fu smentita negli anni '30 da C.B. van Niel dell'Università di Stanford. Egli stava studiando la fotosintesi nei batteri che sintetizzano i propri carboidrati a partire dal  $\text{CO}_2$  ma non liberano ossigeno. Van Niel concluse che, almeno in questi batteri, il flusso di  $\text{CO}_2$  non viene decomposto in carbonio e ossigeno. Un gruppo di batteri per la fotosintesi utilizza acido solfidrico ( $\text{H}_2\text{S}$ ) anziché acqua, formando globuli gialli di zolfo come prodotto di rifiuto (fig 2.3). L'equazione chimica di questo processo è la seguente:



Van Niel pensò che i batteri decomponessero l' $\text{H}_2\text{S}$  utilizzandone l'idrogeno per sintetizzare le molecole di zucchero. Egli quindi generalizzò questa idea, proponendo che tutti gli organismi fotosintetici richiedessero una fonte di idrogeno ma che questa potesse variare:

Generale:  $\text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{X} \longrightarrow \text{CH}_2\text{O} + \text{H}_2\text{O} + 2\text{X}$

Batteri dello zolfo:  $\text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{S} \longrightarrow \text{CH}_2\text{O} + \text{H}_2\text{O} + 2\text{S}$

Piante:  $\text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} \longrightarrow \text{CH}_2\text{O} + \text{H}_2\text{O} + \text{O}_2$

Quindi, Van Niel ipotizzò che le piante decomponessero l'acqua, utilizzata come fonte di idrogeno, liberando ossigeno come prodotto di rifiuto.

Circa 20 anni dopo, l'ipotesi di Van Niel fu confermata sperimentalmente utilizzando ossigeno-18 ( $^{18}\text{O}$ ), un isotopo pesante dell'ossigeno, come tracciante per seguire il destino degli atomi di ossigeno durante la fotosintesi. Fu trovato che l'ossigeno proveniente dalla pianta era marcato con  $^{18}\text{O}$  soltanto se l'isotopo tracciante era contenuto nell'acqua; se invece l'isotopo era introdotto nella pianta attraverso la  $\text{CO}_2$  esso non compariva nell' $\text{O}_2$  liberato dalla pianta stessa. Nel seguente schema riassuntivo di questi esperimenti il colore rosso indica gli atomi di ossigeno marcati:

Esperimento 1:  $\text{CO}_2 + 2 \text{H}_2\text{O} \longrightarrow \text{CH}_2\text{O} + \text{H}_2\text{O} + \text{O}_2$

Esperimento 2:  $\text{C}\text{O}_2 + 2 \text{H}_2\text{O} \longrightarrow \text{CH}_2\text{O} + \text{H}_2\text{O} + \text{O}_2$

Il più importante risultato del rimescolamento di atomi durante la fotosintesi è l'estrazione dell'ossigeno dall'acqua e la sua incorporazione nello zucchero. Il prodotto di rifiuto della fotosintesi, l'ossigeno, restituisce l'ossigeno atmosferico consumato nella respirazione cellulare.

La figura 2.3 mostra il destino di tutti gli atomi nella fotosintesi.

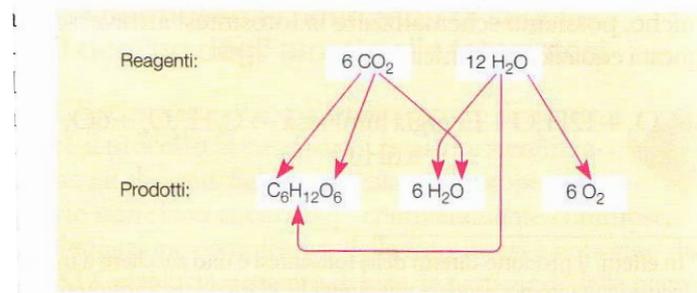


Figura 2.3. Il destino degli atomi nella fotosintesi

### 2.2.3 La fotosintesi come processo redox

Confrontiamo brevemente la fotosintesi con la respirazione cellulare. Durante la respirazione, viene liberata energia dalle molecole degli zuccheri allorché gli elettroni associati con l'idrogeno vengono trasportati da specifici trasportatori sull'ossigeno formando come prodotto di rifiuto acqua. Scorrendo lungo la catena di trasporto fino all'ossigeno, altamente elettronegativo, gli elettroni perdono energia potenziale e il mitocondrio utilizza tale energia per sintetizzare ATP. La fotosintesi, anch'essa un processo redox, inverte la direzione del flusso degli elettroni; le molecole di acqua vengono decomposte, e gli elettroni, insieme agli idrogenioni, trasferiti da queste al biossido di carbonio, che viene ridotto a molecole di zuccheri. Nel loro spostamento dall'acqua alle molecole di zucchero, gli elettroni aumentano il loro contenuto di energia potenziale; l'energia necessaria a tale scopo è fornita dalla luce.

### 2.2.4 Le reazioni alla luce e il ciclo di Calvin collaborano nel trasformare l'energia luminosa in energia chimica degli alimenti: uno sguardo panoramico

L'equazione della fotosintesi è una schematizzazione ingannevolmente semplice di un processo estremamente complicato. In effetti, la fotosintesi non è un singolo processo ma due processi, ognuno a più tappe. Questi due stadi della fotosintesi sono noti come **reazioni alla luce** (il prefisso *foto* del termine fotosintesi) e **ciclo di Calvin** (la parte *sintesi* del termine) (fig. 2.4).

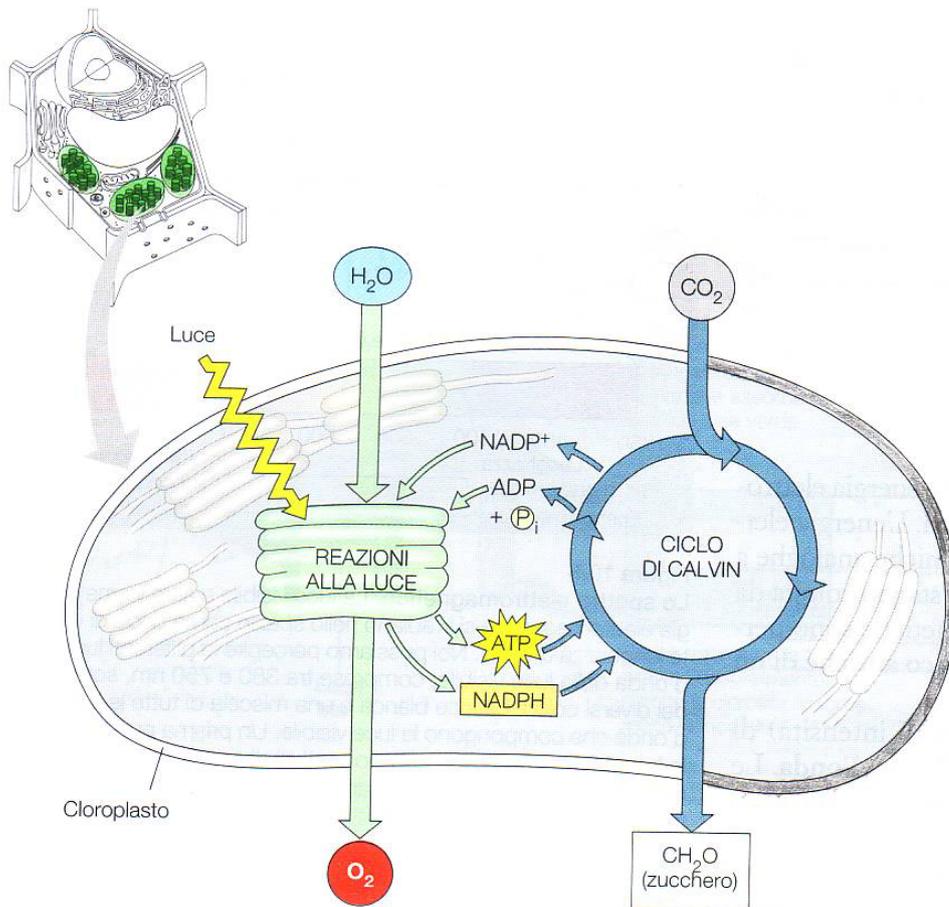


Figura 2.4. Rappresentazione schematica della fotosintesi: la cooperazione tra reazioni alla luce e ciclo di Calvin nel cloroplasto, le membrane dei tilacoidi sono i siti delle reazioni alla luce, mentre il ciclo di Calvin avviene nello stroma. Le reazioni alla luce utilizzano l'energia solare per sintetizzare ATP e NADPH, che nel ciclo di Calvin agiscono, rispettivamente, come fonte di energia chimica e di potere riducente. Il ciclo di Calvin incorpora  $\text{CO}_2$  in molecole organiche che vengono trasformate in molecole di zucchero.

Le reazioni alla luce comprendono le tappe della fotosintesi che trasformano l'energia solare in energia chimica. La luce assorbita dalla clorofilla causa un trasferimento di elettroni e di idrogeno dall'acqua a un accettore, il  $\text{NADP}^+$  (nicotinamide adenin dinucleotide fosfato), che immagazzina temporaneamente gli elettroni carichi di energia. In questo processo vengono decomposte le molecole di acqua; quindi sono le reazioni alla luce della fotosintesi le responsabili dell'eliminazione di ossigeno come prodotto di rifiuto. L'accettore di elettroni delle reazioni alla luce, il  $\text{NADP}^+$ , è strettamente affine al  $\text{NAD}^+$  che agisce da trasportatore di elettroni nella respirazione cellulare; le due molecole differiscono soltanto per la presenza, nel  $\text{NADP}^+$  di un ulteriore gruppo fosfato. Le reazioni alla luce utilizzano l'energia solare per ridurre il  $\text{NADP}^+$  a  $\text{NADPH}$  aggiungendovi una coppia di elettroni e un nucleo di idrogeno, o  $\text{H}^+$ . Le reazioni alla luce generano anche ATP, fornendo l'energia necessaria all'aggiunta di

un gruppo fosfato all'ADP, un processo noto come fotofosforilazione. Quindi, l'energia luminosa viene inizialmente convertita in energia chimica sotto forma di due composti, il NADPH, una fonte di elettroni arricchiti di energia ("potere riducente") e l'ATP, la moneta di scambio energetico della cellula. Si noti che le reazioni alla luce non producono zuccheri; ciò avviene nel secondo stadio della fotosintesi, il ciclo di Calvin. Il ciclo di Calvin prende il nome da Melvin Calvin, il quale, insieme ai propri collaboratori, iniziò a chiarire le tappe di questa via metabolica alla fine degli anni '40. Il ciclo inizia con l'incorporazione del CO<sub>2</sub> atmosferico in molecole organiche già presenti nel cloroplasto. Questa iniziale incorporazione di carbonio in composti organici prende il nome di **fissazione del carbonio**. Quindi, il ciclo di Calvin riduce il carbonio così fissato in carboidrati attraverso l'aggiunta di elettroni. Il potere riducente è fornito dal NADPH, che aveva acquisito elettroni arricchiti di energia nelle reazioni alla luce. Per trasformare il CO<sub>2</sub> in carboidrati, il ciclo di Calvin richiede anche energia chimica sotto forma di ATP, anch'esso prodotto nelle reazioni alla luce. Quindi è il ciclo di Calvin responsabile della sintesi degli zuccheri, che può avvenire soltanto con l'intervento del NADPH e dell'ATP prodotti dalle reazioni alla luce. Le tappe metaboliche del ciclo di Calvin sono talvolta indicate come reazioni al buio, o reazioni indipendenti dalla luce, perché nessuna delle tappe richiede direttamente la presenza di luce. Nondimeno, in molte piante il ciclo di Calvin avviene durante il giorno solo perché le reazioni alla luce rigenerano il NADPH e l'ATP spesi per la riduzione del CO<sub>2</sub> a zuccheri. Schematizzando, i cloroplasti utilizzano l'energia luminosa per sintetizzare zuccheri coordinando i due stadi della fotosintesi.

Come mostrato dalla figura 2.4, i tilacoidi del cloroplasto sono i siti delle reazioni alla luce, mentre il ciclo di Calvin avviene nello stroma. Quando collidono con la membrana dei tilacoidi, le molecole di NADP<sup>+</sup> e di ADP legano, rispettivamente, elettroni e fosfato per trasferire successivamente il loro carico ad alta energia nel ciclo di Calvin. Nella figura 2.4, due stadi della fotosintesi sono presentati come moduli metabolici che assumono ingredienti ed espellono prodotti. Il prossimo passo verso la comprensione della fotosintesi sarà quello di osservare più da vicino il funzionamento dei due stadi, cominciando con le reazioni alla luce.

### *2.2.5 Le reazioni alla luce convertono l'energia solare nell'energia chimica dell'ATP e del NADPH: uno sguardo ravvicinato*

I cloroplasti sono microscopiche fabbriche chimiche alimentate dal Sole; i loro tilacoidi trasformano l'energia luminosa nell'energia chimica dell'ATP e del NADPH. Per meglio comprendere questa trasformazione, è necessario avere una conoscenza di base di alcune importanti proprietà della luce.

### 2.2.6 La natura della luce solare

La luce è una forma di energia nota come energia elettromagnetica, o radiazione elettromagnetica. Un'energia elettromagnetica si propaga come onde ritmiche analoghe a quelle che si formano nell'acqua di uno stagno colpita da un sasso. Tuttavia, le onde elettromagnetiche sono perturbazioni dei campi elettrico e magnetico anziché di un mezzo materiale come l'acqua. La distanza tra due creste (o massimi di intensità) di un'onda elettromagnetica è detta lunghezza d'onda. Le lunghezze d'onda possono avere valori da meno di un nanometro (per i raggi gamma) a oltre un chilometro (per le radioonde). Un intero campo delle radiazioni è noto come spettro elettromagnetico (fig. 2.5); di questo, il segmento di maggiore importanza per la vita è una stretta banda compresa tra 380 e 750 nm di lunghezza d'onda. Questa radiazione è nota come luce visibile perché l'occhio umano è in grado di percepirla sotto forma dei diversi colori.

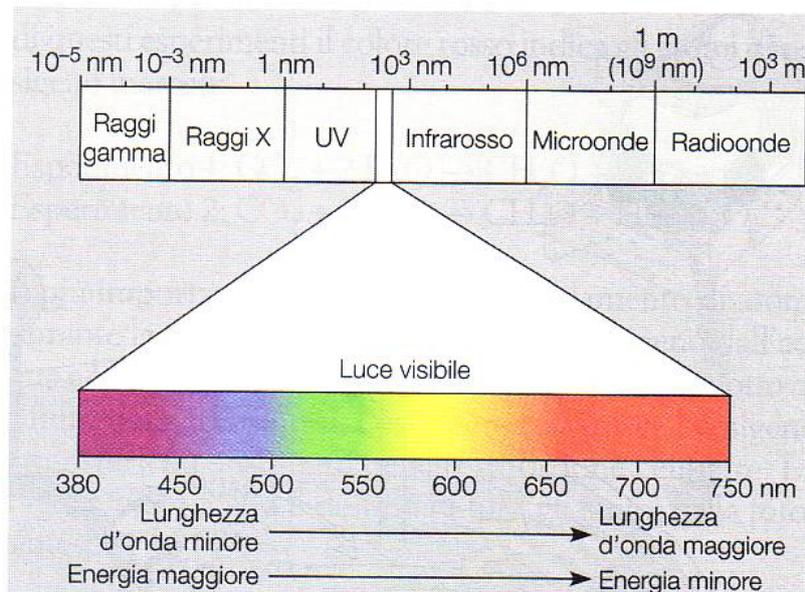


Figura 2.5. Lo spettro elettromagnetico

Il modello ondulatorio spiega molte delle proprietà della luce, tuttavia, per certi aspetti, la luce si comporta come se consistesse di particelle discrete, dette **fotoni**. I fotoni non sono oggetti tangibili, tuttavia essi si comportano come tali in quanto ognuno di essi possiede una quantità fissa di energia inversamente proporzionale alla lunghezza d'onda della luce; quanto più breve è la lunghezza d'onda, tanto maggiore è l'energia di ogni fotone che costituisce quella radiazione luminosa. Quindi, un fotone di luce contiene circa il doppio dell'energia contenuta in un fotone di luce rossa. Sebbene il Sole irradi l'intero spettro delle radiazioni elettromagnetiche l'atmosfera agisce come un filtro selettivo che permette il passaggio diretto della luce visibile mentre arresta una frazione rilevante delle restanti radiazioni. La parte dello spettro che possiamo vedere (la luce visibile) è anche l'insieme delle radiazioni che forniscono energia alla fotosintesi.

### 2.2.7 I pigmenti foto sintetici: recettori della luce

Quando la luce colpisce la materia, può essere trasmessa o assorbita: le sostanze che assorbono la luce visibile sono dette pigmenti. Pigmenti diversi assorbono luce di differente lunghezza d'onda che, una volta assorbita, scompare. Se un pigmento è illuminato con luce bianca, il colore che vediamo è quello maggiormente riflesso o trasmesso dal pigmento. (Se un pigmento assorbe tutte le lunghezze d'onda, esso appare nero.) Quando osserviamo una foglia, la vediamo di colore verde perché la clorofilla assorbe la luce rossa e blu mentre trasmette o riflette la luce verde (fig. 2.6).

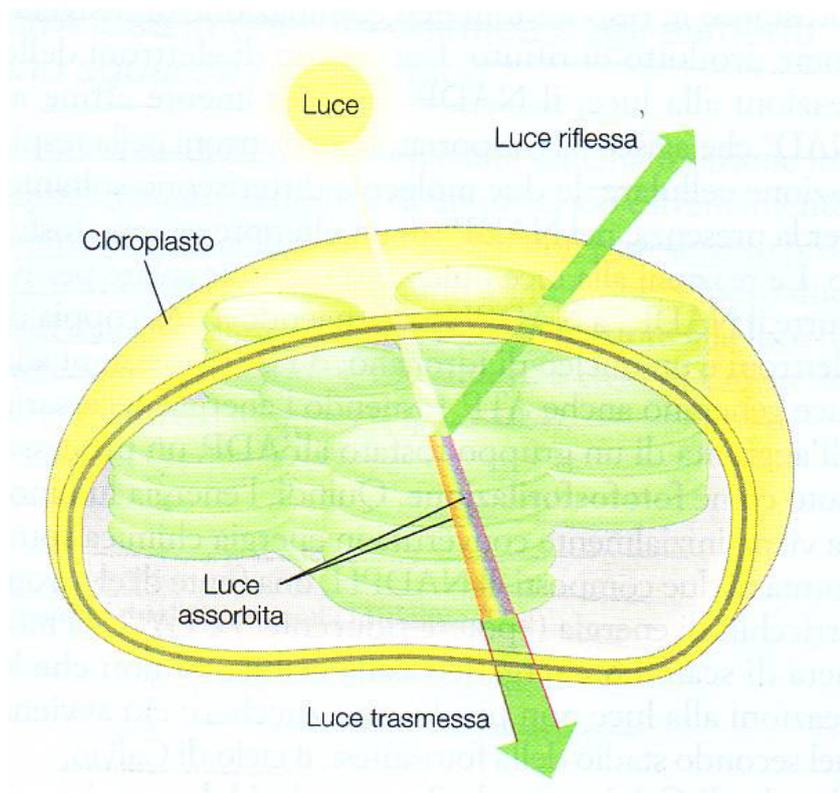


Figura 2.6. Perché le foglie sono verdi: l'interazione della luce con i cloroplasti. Le molecole dei pigmenti assorbono la luce blu e rossa mentre riflettono o trasmettono la luce verde. Ciò spiega perché le foglie appaiono di colore verde. Ne risulta che il blu e il rosso sono i colori della luce più efficaci per la fotosintesi

La capacità di un pigmento di assorbire luce di varie lunghezze d'onda può essere misurata con uno strumento detto **spettrofotometro**. Questo apparecchio dirige attraverso una soluzione del pigmento un fascio di luce la cui lunghezza d'onda viene variata e misura la frazione di luce trasmessa a ogni lunghezza d'onda (fig.2.7).

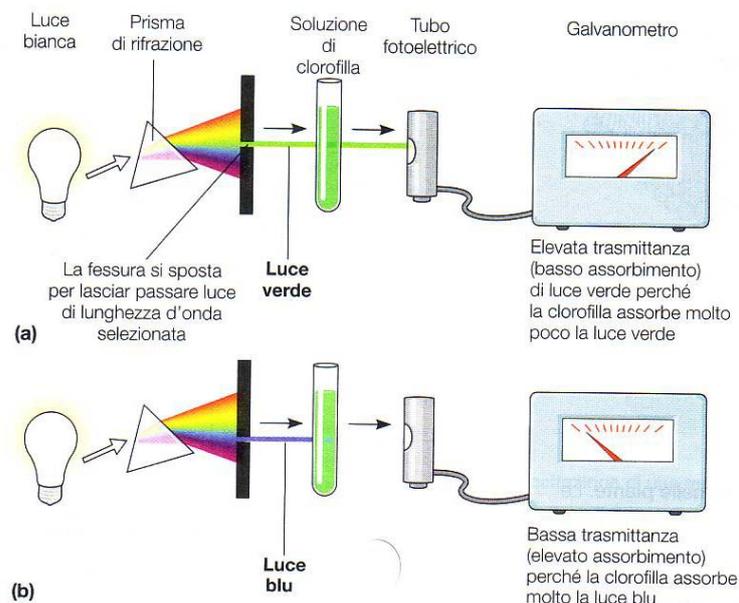


Figura 2.7. Determinazione di uno spettro di assorbimento. Uno spettrofotometro misura l'intensità relativa della luce di differenti lunghezze d'onda assorbita e trasmessa da una soluzione di un pigmento. All'interno dello spettrofotometro il raggio di luce bianca viene scomposto nelle varie componenti colorate (di differente lunghezza d'onda) ad opera di un prisma. Quindi, una per una, le componenti della luce di differente colore vengono fatte passare attraverso il campione. La luce trasmessa colpisce un tubo fotoelettrico che converte l'energia luminosa in energia elettrica la cui intensità viene misurata da un galvanometro. Ogni qual volta viene cambiata la lunghezza d'onda della luce incidente, il misuratore indica la frazione di luce trasmessa dopo l'attraversamento del campione (oppure la frazione di luce assorbita dal campione). La figura mostra la lettura dei valori di trasmittanza misurati dal galvanometro quando (a) luce verde e quindi (b) luce blu vengono fatte passare attraverso una soluzione di clorofilla.

Il grafico dell'assorbimento della luce da parte del pigmento (la frazione non trasmessa o riflessa) in funzione della lunghezza d'onda è detto **spettro di assorbimento**. Gli spettri di assorbimento dei pigmenti dei cloroplasti forniscono indizi sull'efficienza relativa delle differenti lunghezze d'onda nell'alimentare la fotosintesi, poiché la luce può compiere lavoro nei cloroplasti soltanto se viene assorbita.

### 2.2.8 L'eccitazione della clorofilla da parte della luce

Cosa accade esattamente quando la clorofilla e gli altri pigmenti assorbono fotoni? I colori corrispondenti alle lunghezze d'onda assorbite scompaiono dallo spettro della luce trasmessa e riflessa, ma l'energia non si annulla. Quando una molecola assorbe un fotone, uno degli elettroni della molecola si sposta in un orbitale a maggior contenuto di energia potenziale. Quando l'elettrone si trova nel suo orbitale normale, si dice che la molecola del pigmento si trova nello stato fondamentale; dopo che l'assorbimento di un fotone ha spinto un elettrone dall'orbitale normalmente occupato in uno a maggior contenuto energetico, la molecola del pigmento viene a trovarsi in uno stato eccitato.

Gli unici fotoni assorbiti sono quelli la cui energia è esattamente uguale alla differenza di energia tra lo stato eccitato e lo stato fondamentale; questa differenza varia da un tipo di atomo o di molecola all'altro. Così, un particolare composto può assorbire soltanto fotoni corrispondenti a specifiche lunghezze d'onda e ciò spiega perché ogni pigmento possiede un peculiare spettro di assorbimento.

I fotoni vengono assorbiti da gruppi di molecole di pigmento immerse nella membrana dei tilacoidi (fig. 2.8).

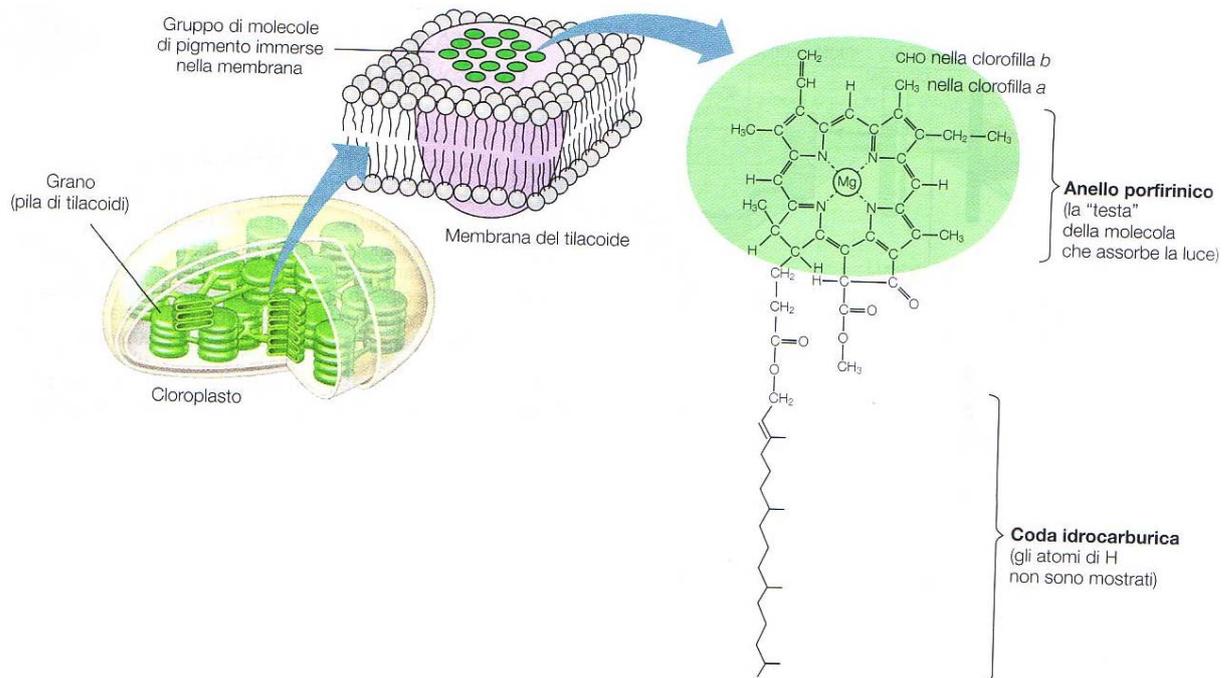


Figura 2.8. Localizzazione e struttura delle molecole di clorofilla nelle piante. Le molecole di clorofilla di una pianta sono immerse, insieme ai pigmenti accessori, nella membrana dei tilacoidi dei cloroplasti associate a proteine (in viola). La *clorofilla a*, il pigmento che partecipa direttamente alle reazioni alla luce della fotosintesi, possiede una "testa" rappresentata da un anello porfirinico contenente al centro un atomo di magnesio. Legata alla porfirina si trova una coda idrocarburica, che interagisce con le regioni idrofobe di proteine presenti nella membrana dei tilacoidi. La *clorofilla b* differisce dalla clorofilla a solo per uno dei gruppi funzionali legati all'anello porfirinico.

L'energia di un fotone assorbito viene convertita nell'energia potenziale posseduta dall'elettrone passato dallo stato fondamentale a quello eccitato. Tuttavia un elettrone non può rimanere a lungo nello stato eccitato che, come tutti gli stati a elevato contenuto di energia, è instabile. In genere, quando i pigmenti assorbono la luce, i loro elettroni eccitati tornano nell'orbitale corrispondente allo stato fondamentale in un milionesimo di secondo, rilasciando l'eccesso di energia come calore. La conversione di energia luminosa in calore è il fenomeno per cui la carrozzeria di un'automobile diventa così calda in un giorno soleggiato. (Le automobili bianche sono meno calde perché la

vernice di cui sono ricoperte riflette tutte le lunghezze d'onda della luce visibile, sebbene essa possa assorbire la luce ultravioletta e altre radiazioni non visibili dall'occhio umano). Certi pigmenti, compresa la clorofilla, dopo aver assorbito un fotone emettono luce oltre che calore. In questo caso l'elettrone salta in uno stato a maggior energia e quando ricade nello stato fondamentale emette un fotone e quindi una luminosità nota come fluorescenza. Illuminando una soluzione di molecole di clorofilla isolate dai cloroplasti si nota che le molecole, oltre a calore, emettono una fluorescenza la cui lunghezza d'onda cade nella parte rossa dello spettro (fig. 2.9).

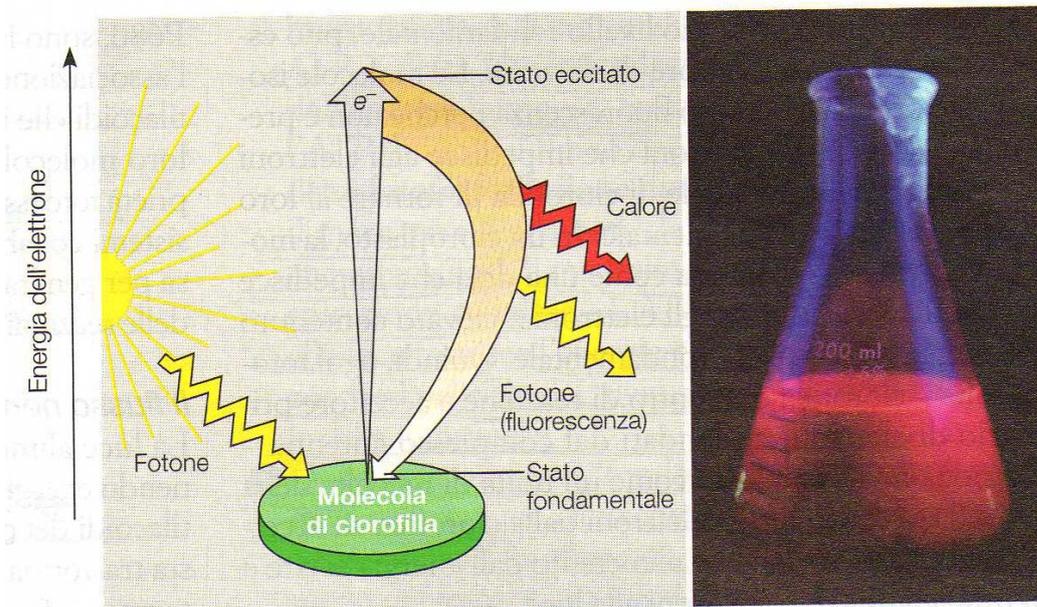


Figura 2.9. (a) Eccitazione di una molecola isolata di clorofilla (b) Fluorescenza

### 2.2.9 I fotosistemi: complessi della membrana dei tilacoidi che raccolgono la luce

L'eccitazione della clorofilla in seguito all'assorbimento dell'energia luminosa produce risultati molto differenti se il pigmento si trova in un cloroplasto intatto oppure isolato in soluzione. Nel normale ambiente della membrana dei tilacoidi, le molecole di clorofilla sono organizzate insieme a proteine e ad altri tipi di molecole organiche di minori dimensioni a formare **fotosistemi**. Un fotosistema è un "complesso antenna" raccoglitore di luce consistente in un raggruppamento di poche centinaia di molecole di *clorofilla a*, *clorofilla b* e *carotenoidi* (fig. 2.10).

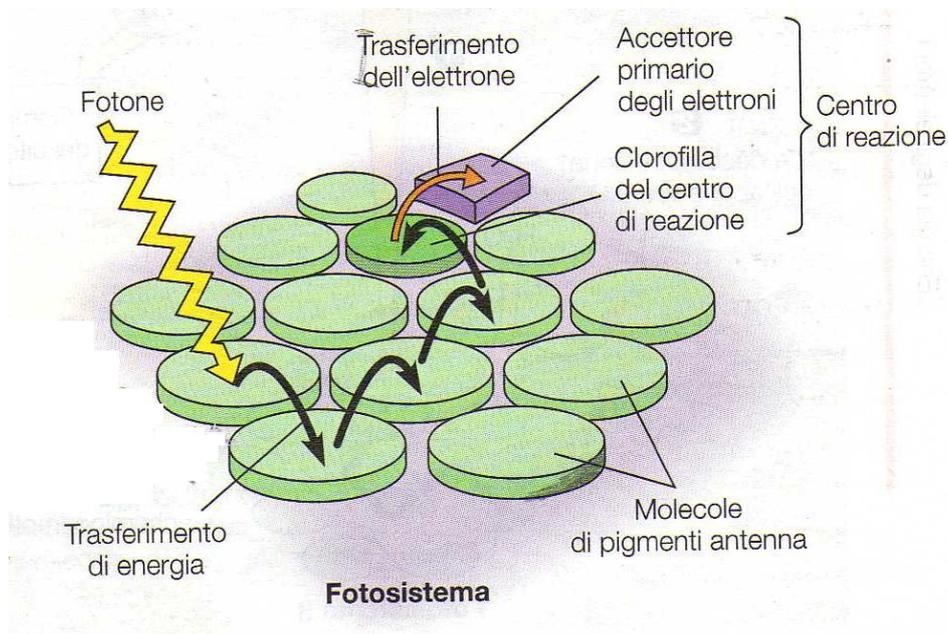


Figura 2.10. Come un foto sistema raccoglie l'energia luminosa. I fotosistemi sono le unità di raccolta della luce della membrana dei tilacoidi. Ogni fotosistema è un complesso di proteine e altri tipi di molecole e comprende un'antenna consistente di poche centinaia di pigmento, l'energia viene trasferita da molecola a molecola fino a raggiungere il centro di reazione. Qui, un elettrone eccitato proveniente dalla clorofilla viene catturato da una molecola specializzata detta accettore primario di elettroni.

Il numero e la varietà delle molecole dei pigmenti permettono a un fotosistema di raccogliere luce su una superficie più ampia e in un intervallo più vasto dello spettro elettromagnetico rispetto a quanto potrebbe fare ogni singola molecola di pigmento. Quando una molecola antenna assorbe un fotone, l'energia di questo viene trasmessa da una molecola di pigmento all'altra fino a raggiungere un particolare tipo di clorofilla *a*. La peculiarità di questo tipo di clorofilla *a* non risiede in una particolare struttura chimica ma nella posizione occupata. Infatti solo questa molecola di clorofilla è localizzata nella regione del fotosistema nota come **centro di reazione**, dove si verifica la prima reazione chimica della fotosintesi dipendente dalla luce.

Insieme alla molecola di clorofilla *a*, nel centro di reazione si trova una molecola specializzata nota come **accettore primario di elettroni**. In una reazione di ossidoriduzione, la molecola di clorofilla *a* presente nel centro di reazione perde uno dei propri elettroni cedendolo all'accettore primario di elettroni. Questa reazione redox si verifica quando la luce eccita un elettrone della clorofilla portandolo a un livello energetico più elevato dove, prima che torni al proprio livello fondamentale, può essere catturato dall'accettore di elettroni. Le molecole isolate di clorofilla emettono fluorescenza perché non è presente l'accettore di elettroni che impedisce agli elettroni fotoeccitati delle molecole di clorofilla di tornare al loro livello energetico fondamentale. In un cloroplasto, la molecola accettatrice funziona come una diga che

impedisce l'immediata ricaduta degli elettroni a elevato contenuto di energia nel loro stato fondamentale. Quindi, ogni fotosistema - clorofilla del centro di reazione e accettore primario di elettroni circondati dal complesso antenna - funziona nel cloroplasto come un'unità di raccolta della luce. Il trasferimento di elettroni dalla clorofilla all'accettore primario di elettroni alimentato dall'energia solare è la prima tappa delle reazioni alla luce. La membrana dei tilacoidi è popolata da due tipi di fotosistemi che cooperano nelle reazioni alla luce della fotosintesi. Essi sono detti **fotosistema I** e **fotosistema II**, in base all'ordine temporale in cui sono stati scoperti. Ognuno contiene un caratteristico centro di reazione - un particolare tipo di accettore primario di elettroni vicino a una molecola di clorofilla *a* associato a specifiche proteine. La clorofilla del centro di reazione del fotosistema I è nota come P700 perché questo pigmento è ottimale per l'assorbimento di luce della lunghezza d'onda di 700  $\mu\text{m}$  (la parte dello spettro che si trova nell'estremo rosso). La clorofilla che si trova nel centro di reazione II è detta P680 perché il suo spettro di assorbimento presenta un picco alla lunghezza d'onda di 680  $\mu\text{m}$  (anche questo nella parte dello spettro corrispondente al rosso). Questi due pigmenti, P700 e P680, sono in effetti molecole di clorofilla *a* identiche; è l'associazione con proteine differenti nella membrana dei tilacoidi che influenza la distribuzione degli elettroni nelle loro molecole causando le leggere differenze nelle proprietà fotoassorbenti. Di seguito sarà mostrato in che modo i due fotosistemi collaborano nell'utilizzazione dell'energia luminosa per generare ATP e NADPH, i due prodotti principali delle reazioni alla luce.

#### *2.2.10 Il flusso non ciclico degli elettroni*

La luce alimenta la sintesi del NADPH e dell'ATP fornendo energia ai due sistemi dei tilacoidi dei cloroplasti. L'elemento fondamentale di questa trasformazione energetica è il flusso degli elettroni attraverso i fotosistemi e altri componenti molecolari intessuti nella membrana dei tilacoidi. Durante le reazioni alla luce della fotosintesi il flusso degli elettroni può seguire due possibili vie: quella ciclica e quella non ciclica. Il flusso non ciclico degli elettroni, la via predominante, è mostrato nella figura 2.11. I numeri che compaiono nella descrizione nel testo corrispondono alle tappe numerate della figura.

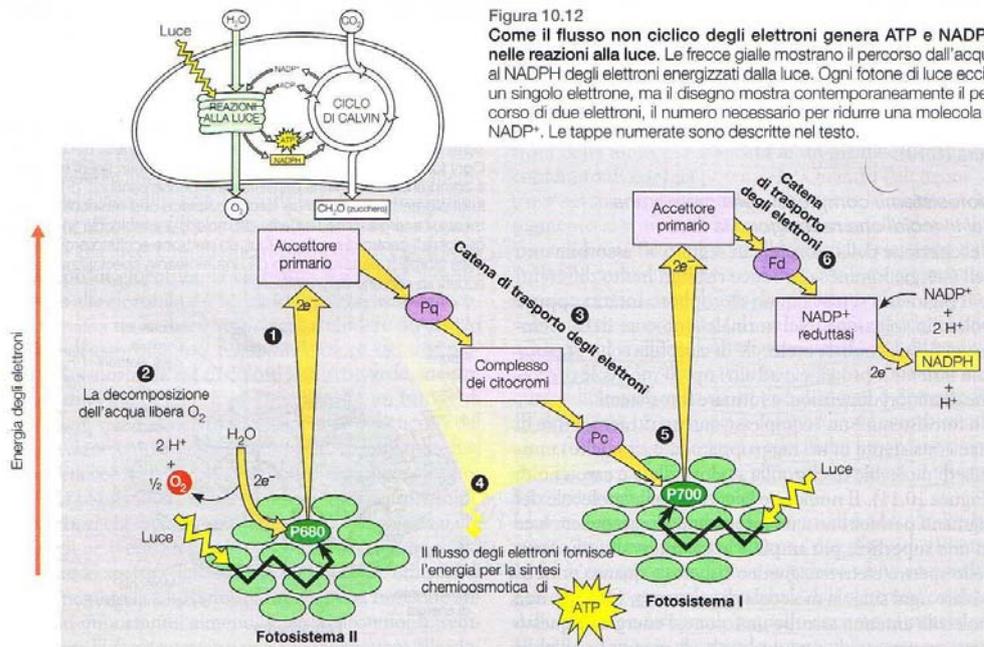


Figura 10.12  
**Come il flusso non ciclico degli elettroni genera ATP e NADPH nelle reazioni alla luce.** Le frecce gialle mostrano il percorso dall'acqua al NADPH degli elettroni energizzati dalla luce. Ogni fotone di luce eccita un singolo elettrone, ma il disegno mostra contemporaneamente il percorso di due elettroni, il numero necessario per ridurre una molecola di NADP<sup>+</sup>. Le tappe numerate sono descritte nel testo.

Figura 2.11 Come il flusso non ciclico degli elettroni genera ATP e NADPH nelle reazioni alla luce. Le frecce gialle mostrano il percorso dell'acqua al NADPH degli elettroni energizzati dalla luce. Ogni fotone di luce eccita un singolo elettrone, ma il disegno mostra contemporaneamente il percorso di due elettroni, il numero necessario per ridurre una molecola di NADP<sup>+</sup>. Le tappe numerate sono descritte nel testo.

1. Quando il fotosistema II assorbe luce, un elettrone della clorofilla del centro di reazione (P680) viene eccitato a un livello energetico superiore e catturato dall'accettore primario di elettroni. La clorofilla così ossidata diventa, a sua volta, un forte agente ossidante: il "posto vuoto" lasciato dall'elettrone perduto deve essere riempito.
2. Un enzima estrae elettroni dall'acqua fornendoli a P680, che così rimpiazza quello perduto dalla molecola di clorofilla dopo che questa aveva assorbito energia luminosa. Questa reazione decompone una molecola di acqua in due ioni idrogeno e un atomo di ossigeno, che immediatamente si combina con un altro atomo di ossigeno formando O<sub>2</sub>. Questa è la tappa di decomposizione dell'acqua della fotosintesi che libera O<sub>2</sub>.
3. Ogni elettrone fotoeccitato transita dall'accettore primario di elettroni del fotosistema II al fotosistema I attraverso una catena di trasporto degli elettroni simile a quella attiva nella respirazione cellulare. La versione della catena presente nei cloroplasti consta di un trasportatore di elettroni detto plastochinone (Pq), di un complesso di due citocromi (strettamente correlati ai citocromi mitocondriali) e di una proteina contenente rame, la plastocianina (Pc).
4. Nel loro percorso in discesa, esoergonico, attraverso la catena, gli elettroni "cadono" a un livello energetico minore e l'energia liberata viene utilizzata dalla membrana delle tilacoidi per produrre ATP. Questa sintesi di ATP è detta fotofosforilazione perché è alimentata dall'energia luminosa. Specificamente, la sintesi dell'ATP durante il flusso di

elettroni non ciclico viene detta **fotofosforilazione non ciclica**. L'ATP generato dalle reazioni alla luce fornisce l'energia chimica per la sintesi degli zuccheri nel ciclo di Calvin, il secondo stadio principale della fotosintesi.

5. Quando raggiunge il "fondo" della catena di trasporto degli elettroni, un elettrone riempie il "vuoto" creato dalla spinta di un elettrone da P700 all'accettore primario del fotosistema I prodotta dall'assorbimento di energia luminosa.

6. L'accettore primario di elettroni del fotosistema I trasferisce gli elettroni fotoeccitati a una seconda catena di trasporto, che li trasmette alla ferredossina (Fd), una proteina contenente ferro. Quindi un enzima detto  $\text{NADP}^+$  trasferisce gli elettroni dalla Fd al  $\text{NADP}^+$ . Questa è la reazione redox che deposita elettroni ad alto contenuto di energia nel NADPH, la molecola che fornisce il potere riducente per la sintesi dello zucchero nel ciclo di Calvin.

I cambiamenti di energia degli elettroni nel flusso di questi attraverso le reazioni alla luce sono analoghi al disegno della figura 2.12. Nonostante l'apparente complicatezza dello schema precedente, il suo punto chiave consiste nel fatto che le reazioni alla luce utilizzano l'energia solare per generare ATP e NADPH, che forniscono, rispettivamente l'energia chimica e il potere riducente alle reazioni del ciclo di Calvin responsabili della sintesi degli zuccheri.

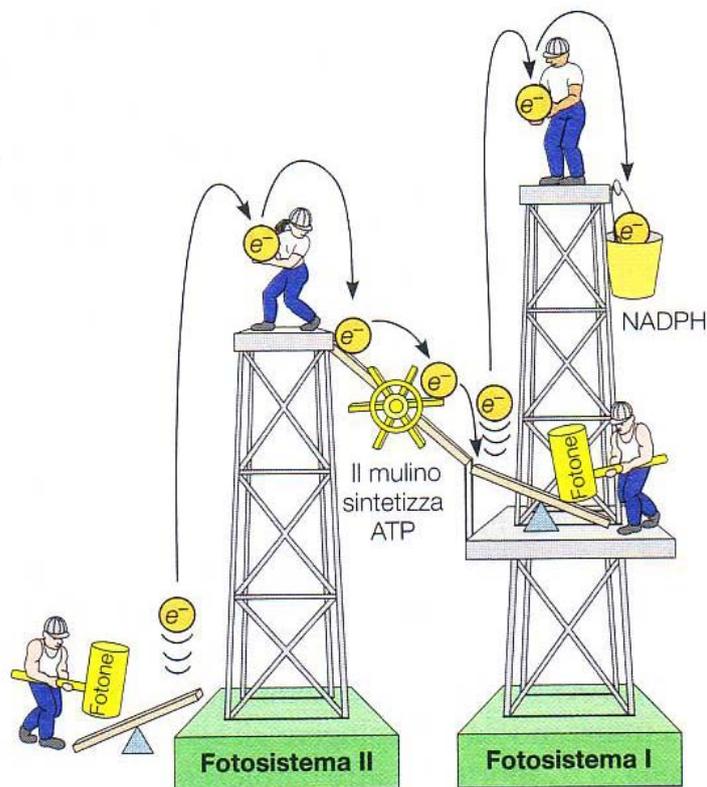


Figura 2.12 Una analogia di tipo meccanico per descrivere le reazioni alla luce.

### 2.2.11 Il flusso ciclico degli elettroni

In certe condizioni, gli elettroni fotoeccitati prendono una via alternativa, detta **flusso ciclico degli elettroni**, che utilizza il fotosistema I ma non il fotosistema II. Nella figura 2.13 si può vedere che il flusso ciclico è un cortocircuito: gli elettroni passano dalla ferredossina (Fd) al complesso dei citocromi e da lì continuano fino alla clorofilla P700. In questa via non c'è produzione di DPH né liberazione di ossigeno ma produzione di ATP: essa è detta **fotofosforilazione ciclica** per distinguerla dalla fotofosforilazione non ciclica. Quale è la funzione del flusso ciclico degli elettroni? Il flusso non ciclico degli elettroni produce ATP e NADPH pressoché nella stessa quantità, tuttavia il ciclo di Calvin consuma più ATP che NADPH; il flusso ciclico degli elettroni compensa la differenza. La concentrazione di NADPH nel cloroplasto può contribuire a regolare la scelta di quale delle due vie, quella ciclica o quella non ciclica, viene percorsa dagli elettroni nelle reazioni alla luce. Se il cloroplasto difetta di ATP per il ciclo di Calvin, il NADPH inizia ad accumularsi allorché questo rallenta. L'aumento dei livelli di ATP può stimolare una temporanea diversione dal flusso non ciclico a quello ciclico degli elettroni fintantoché i livelli di ATP soddisfano la domanda.

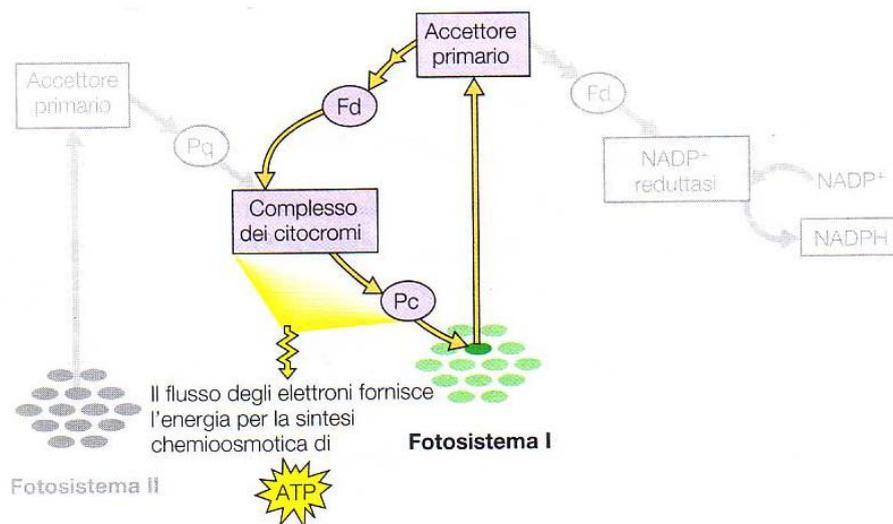


Figura 2.13. **Il flusso ciclico degli elettroni.** Gli elettroni fotoeccitati provenienti dal fotosistema I possono occasionalmente essere deviati a ritroso da ferredossina (Fd) alla clorofilla attraverso il complesso dei citocromi e la plastocianina (Pc). Questa deviazione del flusso degli elettroni incrementa la sintesi dell'ATP ma non produce NADPH. Nel disegno è aggiunto, rappresentato come un'ombra, il diagramma del flusso degli elettroni non ciclico per un migliore confronto col flusso ciclico. Le due molecole di ferredossina mostrate nel disegno sono in effetti una, la stessa – il trasportatore finale degli elettroni nella catena di trasporto degli elettroni del fotosistema I.

Il meccanismo effettivo di sintesi dell'ATP è il medesimo se la fotofosforilazione è alimentata dal flusso non ciclico oppure dal flusso ciclico degli elettroni.

### 2.2.12 Confronto fra la chemiosmosi nei cloroplasti e nei mitocondri

Cloroplasti e mitocondri generano ATP attraverso il medesimo meccanismo fondamentale: la chemiosmosi. Una catena di trasporto degli elettroni intessuta in una membrana pompa protoni attraverso la membrana stessa allorché gli elettroni vengono fatti scorrere attraverso una serie di trasportatori progressivamente più elettronegativi. In questo modo, le catene di trasporto degli elettroni trasformano energia redox in una forza protono-motrice, energia potenziale depositata sotto forma di gradiente di ioni  $H^+$  ai due lati della membrana. Intessuto nella medesima membrana, si trova il complesso della ATP sintasi, che accoppia la diffusione degli idrogenioni nella direzione del loro gradiente di concentrazione alla fosforilazione dell'ADP. Alcuni dei trasportatori di elettroni, tra cui le proteine contenenti ferro dette citocromi, sono molto simili nei cloroplasti e nei mitocondri. Anche i complessi della ATP sintasi dei due organuli sono assai simili. Tuttavia esistono importanti differenze tra la fosforilazione ossidativa dei mitocondri e la fotofosforilazione dei cloroplasti. Nei mitocondri, gli elettroni ad alta energia che hanno attraversato la catena di trasporto sono estratti dalle molecole degli alimenti (che vengono così ossidate); invece i cloroplasti non necessitano di alimenti per produrre ATP: i loro fotosistemi catturano l'energia luminosa utilizzandola per spingere gli elettroni all'apice della catena di trasporto. In altre parole, i mitocondri trasferiscono energia chimica dalle molecole degli alimenti all'ATP mentre i cloroplasti trasformano energia luminosa in energia chimica.

Anche l'organizzazione spaziale del macchinario molecolare della chemiosmosi è differente nei cloroplasti e nei mitocondri (fig. 2.14).

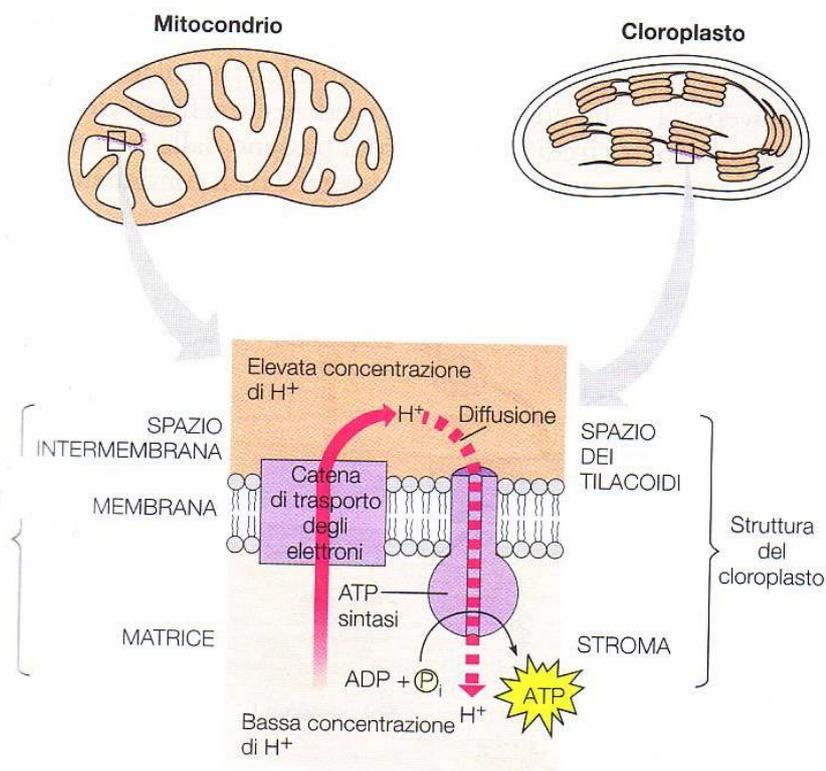


Figura 2.14. Confronto della chemiosmosi nei mitocondri e nei cloroplasti. In entrambi i tipi di organuli, le catene di trasporto degli elettroni pompano protoni ( $H^+$ ) attraverso una membrana da una regione a bassa concentrazione di  $H^+$  (in marrone chiaro nel disegno) ad una regione a concentrazione maggiore (in colore marrone più scuro). Quindi i protoni diffondono indietro attraverso la membrane passando per la ATP sintasi, permettendo col loro flusso la sintesi dell'ATP. Il disegno identifica le regioni ad alta e quelle a bassa concentrazione di ioni  $H^+$  nei due organuli.

La membrana interna dei mitocondri pompa protoni dalla matrice mitocondriale nello spazio intermembrana, che quindi serve da contenitore di idrogenioni che alimenta l'attività della ATP sintasi. La membrana dei tilacoidi del cloroplasto pompa protoni dallo stroma nello spazio dei tilacoidi, che funziona anch'esso da contenitore di ioni  $H^+$ . La membrana dei tilacoidi sintetizza ATP allorché gli idrogenioni diffondono dallo spazio dei tilacoidi nello stroma attraversando i complessi della ATP sintasi, le cui protuberanze catalitiche si trovano sul lato stroma tale della membrana. Così l'ATP si forma nello stroma, dove viene utilizzato per fornire energia alla sintesi degli zuccheri durante il ciclo di Calvin.

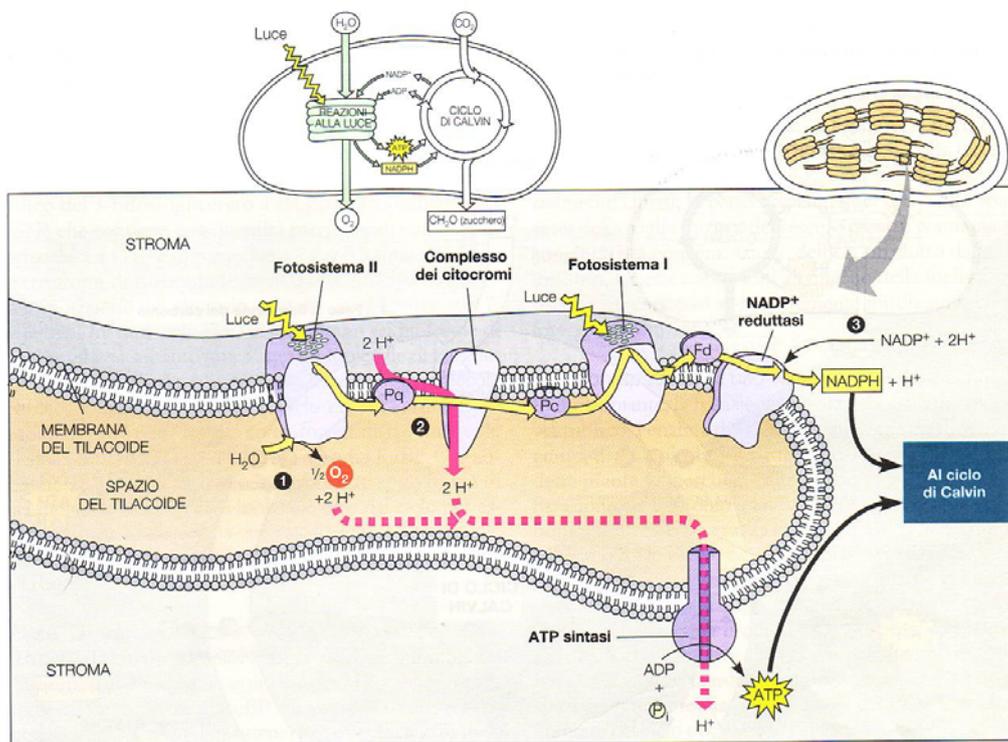


Figura 2.15. Reazioni alla luce e chemioosmosi: l'organizzazione della membrana dei tilacoidi. Questa figura mostra il modello dell'organizzazione della membrana dei tilacoidi attualmente accettato. Le frecce gialle mostrano il percorso del flusso non ciclico degli elettroni già evidenziato nella figura 2.12. Quando gli elettroni passano da un trasportatore all'altro nelle reazioni redox, ioni idrogeno vengono sottratti allo stroma e depositati nello spazio dei tilacoidi, depositando energia sotto forma di forza protono - motrice (gradiente di ioni  $H^+$ ). Almeno tre tappe delle reazioni alla luce contribuiscono alla generazione del gradiente protonico: **1.** L'acqua viene decomposta dal fotosistema II sul lato della membrana rivolto verso lo spazio dei tilacoidi; **2.** quando il plastochinone (Pq), un trasportatore mobile, trasferisce elettroni al complesso dei citocromi, i protoni vengono traslocati attraverso la membrana e **3.** uno ione idrogeno viene rimosso dallo stroma quando viene catturato, insieme a due elettroni, da una molecola di  $NADP^+$ . La diffusione degli ioni  $H^+$  dallo spazio dei tilacoidi allo stroma (seguendo il loro gradiente di concentrazione) fornisce energia alla ATP sintasi. Queste reazioni alimentate dalla luce depositano energia chimica nel NADPH e nell'ATP, che trasferiscono tale energia al ciclo di Calvin per la produzione di molecole di zucchero.

Il gradiente protonico, o gradiente di pH, ai due lati della membrana dei tilacoidi è sostanziale. Quando i cloroplasti vengono illuminati, il pH nello spazio dei tilacoidi cade a circa 5 mentre quello dello stroma sale a circa 8. Questo gradiente di tre unità pH corrisponde a una differenza di concentrazione degli ioni  $H^+$  pari a 1000 volte. Se in laboratorio vengono spente le luci, il gradiente di pH viene annullato ma può essere rapidamente ripristinato accendendo di nuovo la luce. Basata su studi effettuati in numerosi laboratori, la figura 2.15 mostra un modello recente dell'organizzazione del "macchinario" molecolare responsabile delle reazioni alla luce presente nella membrana dei tilacoidi. Ognuna delle molecole e dei complessi molecolari mostrati nella figura è

presente in numerose copie in ogni tilacoide. Si noti che il NADPH, come l'ATP, viene prodotto sul lato della membrana che guarda lo stroma, dove avvengono le reazioni del ciclo di Calvin.

Il flusso non ciclico degli elettroni spinge questi via dall'acqua, dove sono a un basso livello di energia potenziale, fino al NADPH, dove sono depositati a un livello elevato di energia potenziale. La corrente elettronica prodotta dalla luce genera anche ATP. Così, l'equipaggiamento molecolare della membrana dei tilacoidi trasforma energia luminosa nell'energia chimica depositata nelle molecole di NADPH e ATP. (L'ossigeno è un prodotto secondario). Nel prossimo paragrafo sarà descritto il modo in cui il ciclo di Calvin utilizza i prodotti delle reazioni alla luce per sintetizzare zuccheri dalla  $\text{CO}_2$ .

### *2.2.13 Il ciclo di Calvin utilizza l'ATP e il NADPH per convertire $\text{CO}_2$ in zuccheri: uno sguardo ravvicinato.*

Il ciclo di Calvin è una via metabolica simile al ciclo di Krebs per il fatto che una molecola accettatrice iniziale viene rigenerata dopo che le molecole entrate nel ciclo lo hanno abbandonato. Il carbonio entra nel ciclo di Calvin sotto forma di  $\text{CO}_2$  e lo lascia sotto forma di zucchero. Il ciclo spende ATP come fonte di energia e consuma NADPH che fornisce il potere riducente come elettroni ad elevato contenuto energetico alla sintesi dello zucchero. I carboidrati prodotti direttamente dal ciclo di Calvin in effetti non sono molecole di glucosio ma di uno zucchero a tre atomi di carbonio, la **gliceraldeide 3-fosfato (G3P)**. Per la sintesi netta di una molecola di questo zucchero, il ciclo deve verificarsi tre volte, fissando tre molecole di  $\text{CO}_2$  (per fissazione del carbonio si intende l'iniziale incorporazione del  $\text{CO}_2$  in materiale organico). Bisogna tenere presente che nel descrivere le tappe del ciclo, si sta seguendo il destino di tre molecole di  $\text{CO}_2$  attraverso le reazioni mostrate. La figura 2.16 divide il ciclo di Calvin in tre fasi.

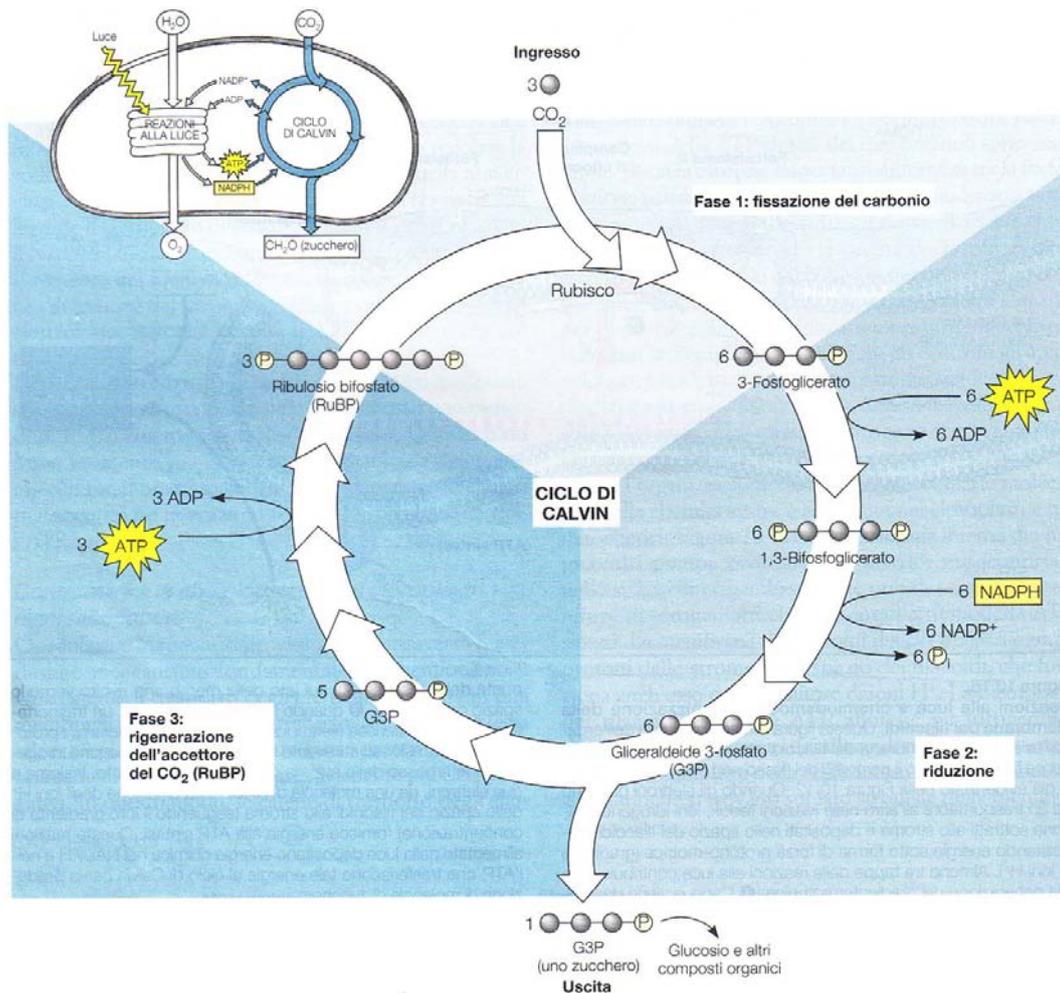


Figura 2.16. Il ciclo di Calvin. Questo schema mostra il destino degli atomi di carbonio (le sfere grigie) attraverso il ciclo. Le tre fasi del ciclo corrispondono alle fasi descritte nel testo. Ogni tre molecole di  $\text{CO}_2$  che entrano nel ciclo, la resa netta è di una molecola di gliceraleide 3-fosfato (G3P), uno zucchero a tre atomi di carbonio. Per ogni molecola di G3P sintetizzata, il ciclo spende nove molecole di ATP e sei molecole di NADPH. Le reazioni alla luce sostengono il ciclo di Calvin rigenerando continuamente ATP e NADPH.

*Fase 1: fissazione del carbonio.* Il ciclo di Calvin incorpora ogni molecola di  $\text{CO}_2$  legandola a un composto a cinque atomi di carbonio, il ribuloso bifosfato (abbreviato come RuBP). L'enzima che catalizza questa prima tappa è la RuBP carbossilasi, o **rubisco**. (Questa è la proteina più abbondante nei cloroplasti e probabilmente sulla Terra). Il prodotto della reazione è un intermedio a sei atomi di carbonio così instabile che immediatamente si decompone a metà formando due molecole di 3-fosfoglicerato (per ogni molecola di  $\text{CO}_2$ ).

*Fase 2: riduzione.* Ogni molecola di 3-fosfoglicerato riceve un gruppo fosfato addizionale dall'ATP trasformandosi in 1,3-bifosfoglicerato. Successivamente, una coppia di elettroni donati dal NADPH riduce il gruppo carbossilico del 3-

bifosfoglicerato a gruppo carbonilico della G3P, che contiene una quantità maggiore di energia potenziale. La G3P è uno zucchero - il medesimo zucchero a tre atomi di carbonio formato nella glicolisi dalla decomposizione del glucosio. Si noti, nella figura 2.16, che ogni tre molecole di CO<sub>2</sub> si formano sei molecole di G3P; tuttavia soltanto una di queste molecole di zucchero rappresenta un guadagno netto in termini di molecole di carboidrati sintetizzate. Il ciclo era iniziato con 15 atomi di carbonio forniti sotto forma di tre molecole dello zucchero a cinque atomi di carbonio RuBP. Ora abbiamo 18 atomi di carbonio in carboidrati sotto forma di sei molecole di G3P. Una molecola esce dal ciclo per essere utilizzata dalla cellula vegetale mentre le altre cinque molecole vengono riciclate per rigenerare le tre molecole di RuBP.

*Fase 3: rigenerazione dell'accettore della CO<sub>2</sub> (RuBP).* In una complessa serie di reazioni, gli scheletri carboniosi delle cinque molecole di G3P vengono ridisposti in tre molecole di RuBP attraverso le ultime reazioni del ciclo di Calvin. Per ottenere questo, il ciclo spende altre tre molecole di ATP. Ora il RuBP è pronto a ricevere di nuovo una molecola di CO<sub>2</sub> e il ciclo può continuare.

Per la sintesi netta di una molecola di G3P, il ciclo di Calvin consuma un totale di nove molecole di ATP e sei molecole di NADPH. Le reazioni alla luce rigenerano l'ATP e il NADPH. Il G3P uscito dal ciclo di Calvin diviene il materiale di partenza delle vie metaboliche che sintetizzano altri composti organici, tra cui glucosio e altri carboidrati. Né le reazioni alla luce né il ciclo di Calvin da soli possono produrre zuccheri dal CO<sub>2</sub>. La fotosintesi è una proprietà emergente del cloroplasto intatto, che integra i due stadi della fotosintesi.

#### *2.2.14 Nei climi caldi e aridi si sono evoluti meccanismi di fissazione del carbonio alternativi*

Fino da quando per la prima volta si spostarono sulla terraferma, circa 425 milioni di anni fa, le piante si sono dovute adattare ai problemi della vita terrestre, affrontando in particolare il problema della disidratazione. Un importante esempio di ciò è il compromesso tra fotosintesi e prevenzione della perdita eccessiva di acqua da parte della pianta. La CO<sub>2</sub> necessaria per la fotosintesi penetra nella foglia attraverso gli stomi, i pori presenti sulla superficie della foglia (fig. 2.2). Tuttavia, gli stomi sono anche le vie principali della traspirazione, la perdita di acqua dalle foglie per evaporazione. In un giorno caldo e secco, la maggior parte delle piante chiude i propri stomi, una risposta finalizzata a limitare le perdite di acqua. Questa risposta riduce anche la resa della fotosintesi limitando l'accesso della CO<sub>2</sub>. Con stomi anche parzialmente chiusi, la concentrazione della CO<sub>2</sub> negli spazi aerei della foglia inizia a decrescere mentre comincia ad aumentare la concentrazione dell'O<sub>2</sub> prodotto dalla

fotosintesi. Queste condizioni all'interno della foglia favoriscono un processo apparentemente inutile noto come fotorespirazione.

#### 2.2.15 La fotorespirazione: un residuo dell'evoluzione?

In molte piante, la fissazione iniziale del carbonio avviene via rubisco, l'enzima del ciclo di Calvin che catalizza l'aggiunta di CO<sub>2</sub> al ribulosio bifosfato. Queste piante sono dette **piante C<sub>3</sub>** perché il primo prodotto organico della fissazione del carbonio è un composto a tre atomi di carbonio, il 3 fosfoglicerato. Riso, grano e soia sono tra le piante C<sub>3</sub> più importanti in agricoltura; la resa di prodotti alimentari di queste piante è minore quando i loro stomi sono chiusi nelle giornate calde e secche. Il declino dei livelli di CO<sub>2</sub> nelle foglie rallenta il ciclo di Calvin; inoltre la rubisco può accettare O<sub>2</sub> al posto della CO<sub>2</sub>. Quando la concentrazione dell'O<sub>2</sub> negli spazi aerei della foglia supera quella della CO<sub>2</sub>, la rubisco immette nel ciclo di Calvin O<sub>2</sub> invece di CO<sub>2</sub>; ciò causa la decomposizione del prodotto del ciclo e un frammento a due atomi di carbonio viene esportato all'esterno del cloroplasto, dove mitocondri e perossisomi lo ossidano nuovamente a CO<sub>2</sub>. Il processo viene detto **fotorespirazione** perché si verifica alla luce (*foto*) e consuma O<sub>2</sub> (*respirazione*). Tuttavia, a differenza della normale respirazione cellulare, la fotorespirazione non genera ATP; inoltre, a differenza della fotosintesi, la fotorespirazione non produce sostanze alimentari. In effetti, la fotorespirazione *riduce* la resa fotosintetica allontanando materia organica dal ciclo di Calvin. Come possiamo spiegare l'esistenza di un processo metabolico che sembra essere controproducente per la pianta? Secondo una delle ipotesi formulate in proposito, la fotorespirazione sarebbe una zavorra evolutiva un relitto dell'evoluzione, di un tempo molto antico in cui il contenuto atmosferico di O<sub>2</sub> era molto minore e quello di CO<sub>2</sub> molto maggiore rispetto a quelli di oggi. Nell'antica atmosfera, quella presente al tempo in cui iniziò l'evoluzione della rubisco, l'incapacità dell'enzima di escludere l'O<sub>2</sub> dal sito attivo avrebbe fatto poca differenza.

Questa ipotesi considera che l'attuale rubisco mantenga in una certa misura l'ancestrale affinità per l'O<sub>2</sub>, i cui attuali livelli nell'atmosfera sono così elevati da rendere inevitabile un certo livello di fotorespirazione. Non si sa se la fotorespirazione sia utile in qualche modo alle piante; è noto che in molti tipi di piante - comprese alcune di importanza agricola come la soia - la fotorespirazione può arrivare a drenare il 50% del carbonio fissato attraverso il ciclo di Calvin. In quanto organismi eterotrofi dipendenti per i nostri alimenti dalla fissazione del carbonio nei cloroplasti, noi siamo naturalmente portati a considerare la fotorespirazione come un processo dannoso. In effetti se fosse possibile ridurre la fotorespirazione in certe specie vegetali senza modificare altrimenti la produttività fotosintetica, le rese dei raccolti e quindi i rifornimenti alimentari aumenterebbero. Le condizioni ambientali che attivano la fotorespirazione sono giornate calde, secche e luminose - condizioni che causano la chiusura degli stomi. In certe specie vegetali, si sono evoluti meccanismi alternativi di fissazione del carbonio che

riducono al minimo la fotorespirazione anche in climi caldi e secchi. I due più importanti adattamenti fotosintetici di questo tipo sono la fotosintesi  $C_4$  e CAM.

### 2.2.15.1 Le piante $C_4$

Le piante  $C_4$  hanno questo nome in quanto in esse il ciclo di Calvin è preceduto da una modalità alternativa di fissazione del carbonio che forma come primo prodotto un composto a quattro atomi di carbonio. La via  $C_4$  è utilizzata da alcune migliaia di specie vegetali appartenenti almeno a 19 famiglie di piante. Tra le piante  $C_4$  importanti per l'agricoltura ricordiamo la canna da zucchero e il mais, membri della famiglia delle graminacee.

Il meccanismo della fotosintesi  $C_4$  è legato a una peculiare anatomia della foglia (fig. 2.17; si confronti con la figura 2.2).

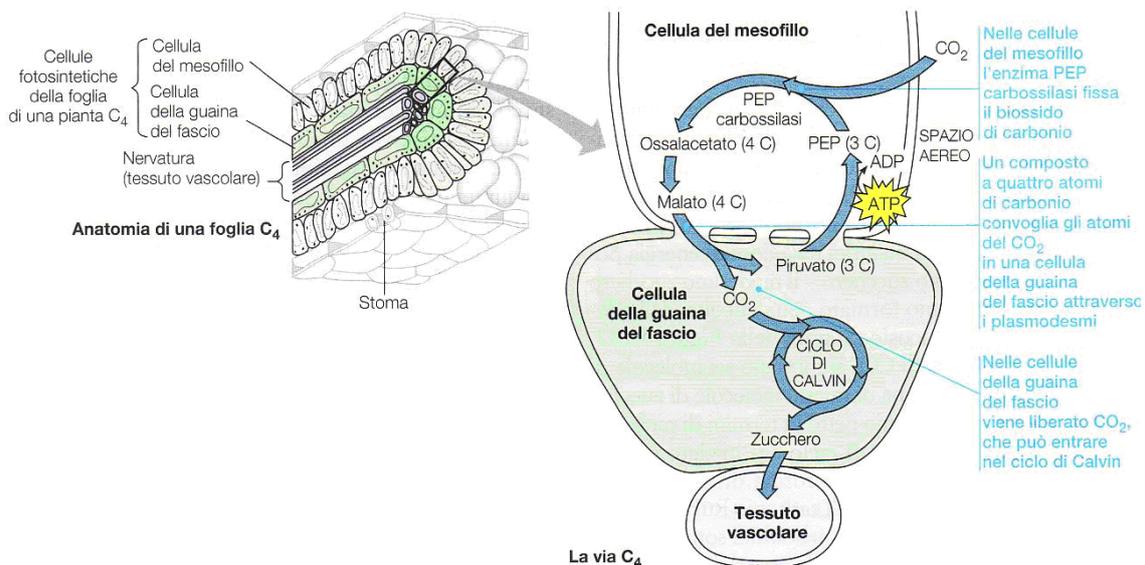


Figura 2.17. Anatomia della foglia di una pianta  $C_4$  e via  $C_4$ . La struttura e le funzioni biochimiche delle foglie delle piante  $C_4$  rappresentano adattamenti evolutivi a climi caldi e aridi. Tale adattamento mantiene una concentrazione della  $CO_2$  nella guaina del fascio tale da favorire la fotosintesi rispetto alla fotorespirazione.

Nelle piante  $C_4$ , si trovano due tipi distinti di cellule fotosintetiche: le cellule della guaina del fascio e le cellule del mesofillo. Le cellule della guaina del fascio sono disposte in strati compatti attorno alle nervature della foglia. Tra la guaina del fascio e la superficie della foglia si trovano le **cellule del mesofillo**, meno densamente impaccate. Il ciclo di Calvin è confinato nei cloroplasti delle cellule della guaina del fascio, tuttavia esso è preceduto dall'incorporazione del  $CO_2$ , in composti organici nelle cellule del *mesofillo*. La prima tappa di questa incorporazione è l'addizione di  $CO_2$  al

fosfoenolpiruvato (PEP) per formare il prodotto a quattro atomi di carbonio ossalacetato, una reazione catalizzata dall'enzima PEP carbossilasi. Rispetto alla rubisco, la PEP carbossilasi ha un'affinità molto più alta per la CO<sub>2</sub>; quindi la PEP carbossilasi può fissare efficientemente la CO<sub>2</sub> in condizioni in cui ciò non è possibile per la rubisco - cioè in condizioni calde e secche quando gli stomi sono parzialmente chiusi con la conseguente caduta della concentrazione della CO<sub>2</sub> e l'aumento dei livelli di O<sub>2</sub> nella foglia. Dopo che la pianta C<sub>4</sub> ha fissato la CO<sub>2</sub>, le cellule del mesofillo esportano i loro prodotti a quattro atomi di carbonio alle cellule della guaina del fascio attraverso i plasmodesmi. Nelle cellule della guaina del fascio, i composti a quattro atomi di carbonio perdono CO<sub>2</sub>, che viene riassorbito in materiale organico attraverso la rubisco e il ciclo di Calvin.

In effetti, le cellule del mesofillo di una pianta C<sub>4</sub> pompano CO<sub>2</sub> nelle cellule della guaina del fascio mantenendovi la concentrazione abbastanza elevata perché la rubisco legghi il biossido di carbonio anziché l'ossigeno. In questo modo, la fotosintesi C<sub>4</sub> riduce al minimo la fotorespirazione e massimizza la produzione di zuccheri. Questo adattamento è particolarmente vantaggioso nelle regioni calde con intensa illuminazione solare, l'ambiente in cui le piante C<sub>4</sub> si sono evolute e vivono attualmente.

#### 2.2.15.2 Le piante CAM

Un secondo adattamento della fotosintesi a condizioni aride si è evoluto nelle piante succulente (ricche di depositi di acqua), comprendenti l'erba cristallina, molti cactus, gli ananas e rappresentanti di molte altre famiglie. Queste piante aprono i loro stomi durante la notte mentre li chiudono durante il giorno, un comportamento esattamente opposto a quello di altre piante. La chiusura degli stomi durante il giorno aiuta le piante del deserto a conservare acqua ma impedisce anche alla CO<sub>2</sub> di penetrare nelle foglie. Durante la notte, quando i loro stomi sono aperti, queste piante assumono CO<sub>2</sub> incorporandolo in una varietà di composti organici. Questa modalità di fissazione del carbonio è detta **metabolismo acido delle crassulacee** o **CAM**, dal nome della famiglia di piante succulente (le Crassulaceae) in cui tale processo fu scoperto. Le cellule del mesofillo delle **piante CAM** conservano nei vacuoli fino al mattino successivo, quando gli stomi si chiudono nuovamente, gli acidi organici sintetizzati durante la notte. Durante il giorno, quando le reazioni alla luce possono fornire ATP e NADPH al ciclo di Calvin, la CO<sub>2</sub> viene liberato dalle molecole degli acidi organici in cui era stato incorporato durante la notte prima di essere utilizzato nei cloroplasti per la sintesi delle molecole di zuccheri.

Si noti, nella figura 2.18, che la via CAM è simile alla via C<sub>4</sub> per il fatto che il biossido di carbonio viene preliminarmente incorporato in molecole di intermedi organici prima di entrare nel ciclo di Calvin. La differenza consiste nel fatto che nelle piante C<sub>4</sub>, le reazioni iniziali della fissazione del carbonio sono strutturalmente separate da quelle del ciclo di Calvin mentre nelle piante CAM le due tappe si verificano in momenti distinti.

(Si tenga presente che le piante CAM, C<sub>4</sub> e C<sub>3</sub> finiscono tutte per utilizzare il ciclo di Calvin per la sintesi di zuccheri a partire dal biossido di carbonio).

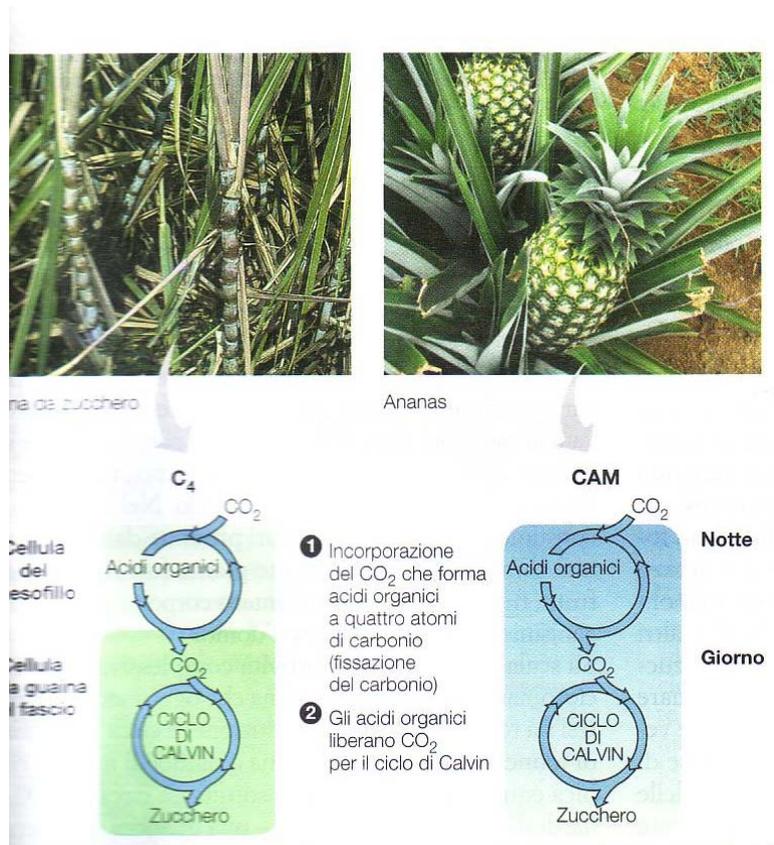


Figura 2.18. Fotosintesi C<sub>4</sub> e CAM a confronto. Entrambi gli adattamenti sono caratterizzati da: 1. incorporazione preliminare del CO<sub>2</sub> in acidi organici, seguita: 2. trasferimento della CO<sub>2</sub> al ciclo di Calvin. Le vie C<sub>4</sub> e CAM sono due soluzioni evolutive al problema di mantenere attiva la fotosintesi tenendo gli stomi parzialmente o completamente chiusi in giornate calde e secche.

### 2.2.16 La fotosintesi è l'attività metabolica fondamentale della biosfera: una sintesi

Le reazioni alla luce catturano l'energia solare utilizzandola per sintetizzare ATP e trasferire elettroni dall'acqua al NADP<sup>+</sup>. Il ciclo di Calvin utilizza ATP e NADPH per produrre zuccheri dal biossido di carbonio. L'energia che entra nei cloroplasti sotto forma di luce solare viene depositata come energia chimica in composti organici. Un riassunto schematico dell'intero processo è mostrato in figura 2.19.

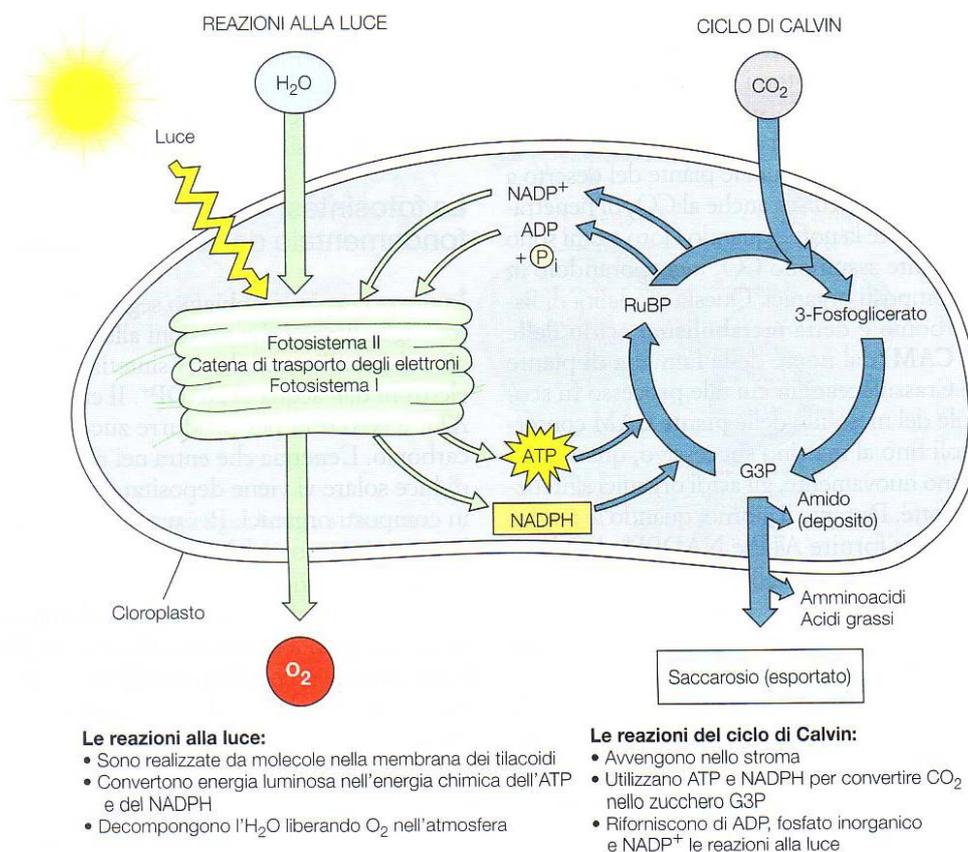


Figura 2.19. Schema riassuntivo della fotosintesi

Quale è il destino dei prodotti della fotosintesi? Le molecole di zucchero sintetizzate nei cloroplasti forniscono l'intera pianta di energia chimica e degli scheletri carboniosi necessari per la sintesi di tutte le principali molecole organiche della cellula. Circa il 50% del materiale organico prodotto attraverso la fotosintesi viene consumato nei mitocondri delle cellule vegetali come combustibile per la respirazione cellulare; talvolta si verifica una perdita di prodotti della fotosintesi in conseguenza della fotorespirazione. Tecnicamente, le cellule verdi sono le uniche parti autotrofi di una pianta; il resto del corpo vegetale dipende dalle molecole organiche esportate dalle foglie attraverso le nervature. In molte piante, i carboidrati vengono trasportati fuori dalle foglie sotto forma di saccarosio, un disaccaride. Dopo essere arrivato alle cellule non fotosintetiche, il saccarosio, fornisce il materiale grezzo per la respirazione cellulare e per molte altre vie anaboliche che provvedono alla sintesi delle proteine, lipidi ed altri prodotti. Una considerevole quantità di molecole di zucchero sotto forma di glucosio vengono unite per formare il polisaccaride cellulosa, in particolare nelle cellule vegetali che si trovano ancora in attiva crescita e in fase di maturazione. La cellulosa, il principale costituente delle pareti cellulari, è la molecola organica più abbondante in una pianta, e probabilmente sulla superficie del nostro pianeta.

Molte piante sono organizzate in modo da sintetizzare più materiale organico di quanto sia loro necessario come combustibile per la respirazione e come precursore nelle varie biosintesi. Questa quantità in eccesso viene conservata in gran parte in cellule specializzate per il deposito, presenti in radici, tuberi, semi e frutti, previa trasformazione in amido. Nel computo del consumo di molecole alimentari prodotte dalla fotosintesi non dimentichiamo che molte piante forniscono foglie, frutti, fusti, radici e talvolta l'intero corpo vegetale agli organismi autotrofi, compreso l'uomo. Su scala globale, la produttività complessiva dei piccoli cloroplasti è prodigiosa; si stima che ogni anno, la fotosintesi sia responsabile della produzione di circa 160 miliardi di tonnellate di carboidrati, una quantità di materia organica equivalente a una pila sufficiente a coprire 17 volte la distanza tra la Terra e il Sole. Nessun altro processo sulla Terra può eguagliare il livello produttivo della fotosintesi e nessun altro processo è altrettanto importante per il mantenimento della vita sulla Terra.

### 2.3 La fotosintesi in relazione alla densità del flusso quantico

La velocità di fotosintesi è strettamente dipendente dall'irradianza (densità di flusso quantico o, meno correttamente, intensità luminosa). L'analisi della curva di attività fotosintetica in funzione dell'irradianza (fig.2.20) mette in evidenza alcuni punti di grande interesse.

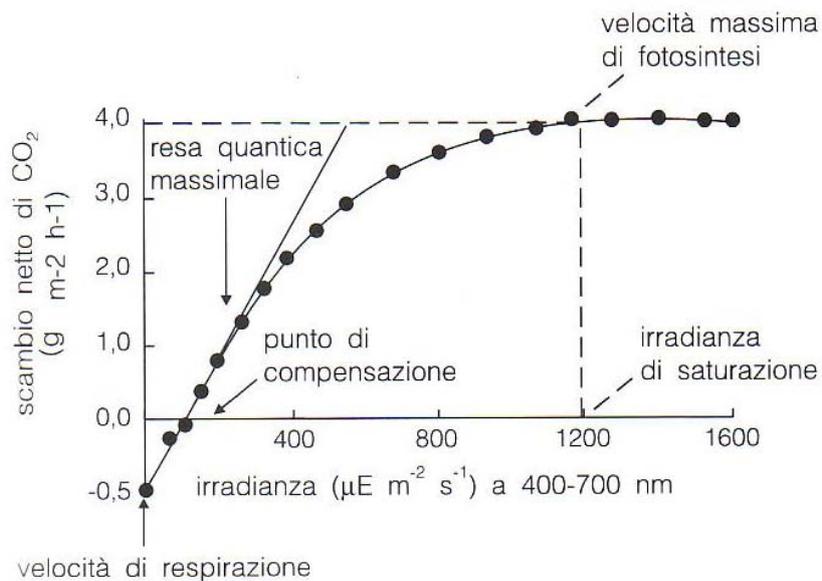


Figura 2.20. Fotosintesi in funzione dell'irradianza in una specie C<sub>3</sub>. L'irradianza di saturazione per le specie C<sub>4</sub> generalmente è più elevata di quella corrispondente al massimo della piena luce del giorno. Tuttavia in alcune piante C<sub>4</sub> l'irradianza di saturazione è molto bassa, mentre in alcune piante C<sub>3</sub> come il girasole è molto alta.

Come detto in precedenza, simultaneamente alla fissazione fotosintetica della CO<sub>2</sub> si ha liberazione di CO<sub>2</sub> per effetto della respirazione. Al *punto di compensazione per la luce*, che nella figura 2.20 corrisponde a 100 μE m<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>, la fissazione di CO<sub>2</sub> bilancia esattamente la perdita di CO<sub>2</sub> e la fotosintesi netta è uguale a 0. La pendenza iniziale della curva dà una misura della *resa quantica* ( $\epsilon$ ) che è espressa dal rapporto tra l'incremento della velocità di fotosintesi (P) e l'incremento dell'irradianza (I). Per fissare una molecola di CO<sub>2</sub> sono necessari 8 – 10 fotoni; a bassa irradianza a ogni incremento di 8 – 10 fotoni corrisponde un incremento di una molecola di CO<sub>2</sub> fissata, vale a dire che l'incremento della velocità di fotosintesi è proporzionale all'incremento dell'irradianza; a irradianza più elevata non c'è più proporzionalità tra i due parametri e l'efficienza dell'utilizzazione della luce diminuisce progressivamente fino ad arrivare a 0 quando per ulteriore aumento dell'irradianza non si osserva più alcun incremento della velocità di fotosintesi. Da quanto precede si ricava che il massimo di efficienza quantica

si ha a bassi valori d'irradianza, il minimo ad elevata irradianza. Il valore d'irradianza oltre il quale non si ha più aumento della velocità di fotosintesi è detto *irradianza di saturazione*. All'irradianza di saturazione si raggiunge quindi la *velocità massima di fotosintesi*.

## 2.4 Acclimatazione alla luce

La quantità di energia solare che arriva su una superficie perpendicolare ai raggi solari, fuori dall'atmosfera terrestre, è praticamente costante ( $1353 \pm 45 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ). L'irradianza al suolo è funzione dell'angolo di incidenza dei raggi solari e della lunghezza del loro percorso attraverso l'atmosfera e perciò varia con la latitudine, con la stagione, nel corso del giorno e con l'inclinazione topografica; notevoli variazioni sono inoltre causate dalla nuvolosità. La disponibilità di luce varia pertanto da un habitat all'altro e in uno stesso habitat è soggetta a variazioni temporali e spaziali. Per quanto riguarda le variazioni spaziali si ricorda che nell'ambito di una comunità vegetale la quantità di luce nei diversi strati, lungo il profilo verticale, varia grandemente ed è funzione dell'indice di area fogliare (LAI). Le piante sono capaci di rispondere in maniera adattativa alle variazioni della disponibilità di luce e questo fenomeno è detto *acclimatazione alla luce*. L'intervallo d'irradianza nell'ambito del quale si ha la risposta adattativa dipende dalle condizioni di luce prevalenti nell'habitat della specie. Le specie di habitat ombrosi sono capaci di acclimatazione fotosintetica entro un intervallo ristretto di densità del flusso quantico che va da luce molto debole a luce moderata, mentre per le specie di habitat soleggiati l'intervallo va da luce moderata a luce intensa; lo stesso si verifica a livello intraspecifico per gli ecotipi di ombra e sole. Il potenziale di acclimatazione alla luce è geneticamente determinato e può essere modificato entro certi limiti dal regime d'irradianza durante la crescita.

## **2.5 La fotosintesi in funzione della temperatura**

Le reazioni luminose della fotosintesi sono indipendenti dalla temperatura, almeno nei limiti entro i quali questo fattore non altera l'integrità funzionale delle membrane fotosintetiche. Le reazioni biochimiche della fotosintesi (trasporto di elettroni, fissazione e riduzione della  $\text{CO}_2$ ) dipendono invece strettamente dalla temperatura. L'incremento della temperatura determina un incremento della velocità di fotosintesi fino a che viene raggiunto un valore (optimum) oltre il quale si osserva un declino della velocità di fotosintesi. La temperatura ottimale per la fotosintesi varia per le diverse specie in relazione agli ambienti dei quali esse sono originarie. Le piante  $\text{C}_4$  hanno generalmente temperature ottimali più elevate delle piante  $\text{C}_3$  dello stesso ambiente a causa dell'incremento con la temperatura dell'effetto inibitorio dell'ossigeno nelle piante  $\text{C}_3$ : infatti con l'aumento della temperatura la solubilità della  $\text{CO}_2$  diminuisce in misura maggiore della solubilità dell' $\text{O}_2$ . Quando si parla di relazioni tra fotosintesi e temperatura molto spesso si fa riferimento alla temperatura dell'aria intorno alla pianta, tuttavia la temperatura della foglia può essere molto diversa da quella dell'aria. La temperatura della foglia può essere diversa da quell'aria non solo per effetto della traspirazione ma per una serie di meccanismi diversi che possono attenuare gli effetti di un regime termico sfavorevole. La tolleranza alle temperature elevate varia a seconda delle specie e, poiché la fotosintesi è uno dei processi fisiologici più sensibili, la distribuzione geografica delle specie è spesso correlata ai limiti di temperatura per la fotosintesi.

## **2.6 Interazioni luce – temperatura**

Il grado di attività fotosintetica in funzione della temperatura è la risultante degli effetti della temperatura sulle varie tappe del processo fotosintetico ma anche dell'interazione della temperatura con gli altri fattori che influenzano la fotosintesi, in primo luogo la luce e la concentrazione di CO<sub>2</sub>. Una determinata intensità luminosa può perciò essere saturante a bassa temperatura e limitante ad alta temperatura. Nelle piante C<sub>3</sub> su un ampio intervallo di temperatura la saturazione per la luce viene raggiunta a intensità luminose molto più basse della piena luce per il fatto che la fotosintesi nelle piante C<sub>3</sub> è limitata dalla concentrazione di CO<sub>2</sub> e inibita dall'ossigeno.

## 2.7 La fotosintesi in relazione alla concentrazione di CO<sub>2</sub>

La concentrazione di CO<sub>2</sub> nell'aria è molto bassa, in media circa 0.0325% con piccole fluttuazioni stagionali nelle regioni temperate dovute alla fissazione fotosintetica prevalente nei periodi di attiva crescita nelle piante e alla respirazione prevalente nella stagione della crescita. Gli scambi di CO<sub>2</sub> della pianta con l'aria avvengono in fase gassosa, tuttavia la CO<sub>2</sub> si muove in soluzione acquosa per entrare nel cloroplasto. Le foglie e gli organi fotosintetici si sono evoluti in modo da limitare al massimo il percorso della CO<sub>2</sub> in soluzione grazie ad un ampio sviluppo degli spazi intercellulari che favoriscono la rapida diffusione della CO<sub>2</sub> gassosa su lunghe distanze. La concentrazione di CO<sub>2</sub> in corrispondenza della quale la fotosintesi netta è uguale a 0 (fissazione fotosintetica = perdita respiratoria) è detto **punto di compensazione** per la CO<sub>2</sub>. Lo stress idrico, attraverso il controllo dell'apertura stomatica, e la temperatura, attraverso il controllo della solubilità della CO<sub>2</sub>, influenzano fortemente la disponibilità di CO<sub>2</sub> a livello dei tessuti fotosintetici. Nelle piante C<sub>3</sub> la velocità di fotosintesi è fortemente limitata dall'attuale bassa concentrazione di CO<sub>2</sub> nell'atmosfera anche in condizioni che consentono agli stomi di restare completamente aperti; nelle piante C<sub>4</sub>, grazie al meccanismo di concentrazione della CO<sub>2</sub> nelle cellule della guaina del fascio, la fotosintesi procede a velocità prossime alla saturazione per la CO<sub>2</sub> alla normale pressione atmosferica di CO<sub>2</sub>; tuttavia quando la conduttanza stomatica è bassa (stress idrico) la pressione di CO<sub>2</sub> negli spazi intercellulari si abbassa notevolmente e la velocità di fotosintesi risulta limitata dalla concentrazione di CO<sub>2</sub> anche nelle piante C<sub>4</sub>.

## **2.8 Effetti dell'incremento della concentrazione di CO<sub>2</sub> nell'aria sulla produttività e sull'efficienza nell'uso dell'acqua.**

E' noto che la concentrazione di CO<sub>2</sub> nell'aria è andata crescendo esponenzialmente dall'inizio della rivoluzione industriale ad oggi e potrebbe raggiungere livelli doppi di quelli dell'era preindustriale nella seconda metà del ventunesimo secolo. Ignorando gli effetti indiretti che questo aumento della concentrazione di CO<sub>2</sub> potrebbe avere sulla vegetazione attraverso l'incremento della temperatura e l'alterazione del regime pluviometrico, si accenna di seguito solo agli effetti diretti. Secondo stime recenti e sulla base di studi effettuati su piante coltivate, l'aumento della concentrazione di CO<sub>2</sub> nell'aria si tradurrebbe, in condizioni di buona disponibilità idrica, in un incremento della fotosintesi almeno del 15% nelle zone calde e tropicali per le piante C<sub>3</sub>, mentre le piante C<sub>4</sub> non sarebbero molto influenzate. Una serie di dati sperimentali indicano che la conduttanza stomatica diminuisce all'aumentare della concentrazione di CO<sub>2</sub> così da determinare un decremento della traspirazione e una maggiore efficienza nell'uso dell'acqua. Risultati simili si sono ottenuti per il cotone mentre per il mais (C<sub>4</sub>) e per altre piante C<sub>4</sub> la velocità di fotosintesi non aumentava significativamente, ma l'efficienza nell'uso dell'acqua raddoppiava.

Estrapolando questi risultati e ammettendo la loro validità per tutte le specie vegetali, l'incremento della CO<sub>2</sub> nell'aria dovrebbe: 1) permettere alle piante di occupare ambienti che, in mancanza di arricchimento in CO<sub>2</sub>, sarebbero troppo aridi per permettere la vita della pianta; 2) fare aumentare la densità della vegetazione nelle regioni semiaride; 3) allungare la durata della stagione di crescita nelle regioni caratterizzate da siccità stagionale.

## 2.9 La fotosintesi in relazione al fattore idrico

L'anidride carbonica necessaria al processo di fotosintesi muove dall'aria ambiente che è un mezzo molto povero di acqua, al cloroplasto che è immerso in una matrice acquosa, attraverso gli stomi e gli spazi del mesofillo in fase gassosa e attraverso la parete delle cellule del mesofillo e fino al cloroplasto in fase liquida. La diffusione della  $\text{CO}_2$  dall'aria al cloroplasto è accompagnata dal flusso in direzione opposta del vapore d'acqua dalle pareti delle cellule del mesofillo all'aria (traspirazione). Dal momento che la traspirazione rappresenta un inevitabile corollario della fotosintesi le piante terrestri nel corso della loro evoluzione hanno sviluppato una serie di adattamenti tendenti ad ottimizzare la fissazione di  $\text{CO}_2$  minimizzando la perdita di  $\text{H}_2\text{O}$  in modo da prevenire il disseccamento della foglia. Gli stomi rappresentano la più efficace via di controllo degli scambi gassosi; la loro apertura è regolata da complessi meccanismi che sono influenzati da fattori ambientali (luce, temperatura, umidità) e da fattori interni (regolazione ormonale del turgore delle cellule di guardia, pressione di  $\text{CO}_2$  negli spazi intercellulari). Gli scambi gassosi tra la foglia e l'aria sono condizionati dalla resistenza alla diffusione dello strato limite ( $\mathbf{R}_a$ ), dalla resistenza stomatica ( $\mathbf{R}_{ST}$ ) e dalla resistenza del mesofillo ( $\mathbf{R}_m$ ).

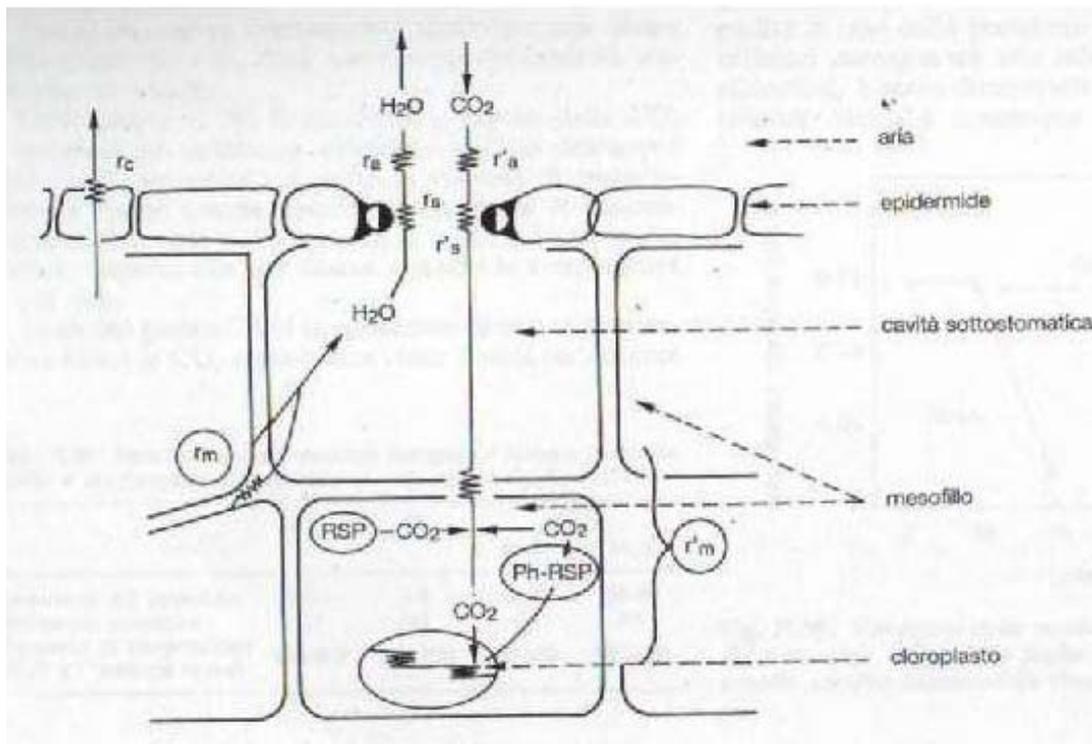


Figura 2.21. Schema rappresentante le resistenze della diffusione della  $\text{CO}_2$  e del vapore acqueo in una foglia.

La resistenza dello strato limite ( $\mathbf{R}_a$ ) dipende dalla grandezza e dalla forma della foglia e dalla velocità del vento ed è la resistenza più piccola. La resistenza stomatica ( $\mathbf{R}_{ST}$ )

rappresenta un punto cruciale di controllo sia del flusso di acqua che di quello di CO<sub>2</sub>; essa dipende dal numero degli stomi e dal loro grado di apertura, perciò può variare notevolmente nella stessa foglia per effetto dei fattori ambientali. La resistenza del mesofillo ( $R_m$ ) controlla essenzialmente il flusso di CO<sub>2</sub> ed è un termine collettivo che include componenti fisiche e componenti biologiche quali la resistenza di carbossilazione determinata dall'efficienza di carbossilazione.

## 2.10 Influenza della siccità sull'attività fotosintetica

Il potenziale idrico della foglia esercita un notevole controllo sull'apertura degli stomi. Generalmente nelle mesofite al diminuire del potenziale idrico la conduttanza stomatica non varia fino al raggiungimento di un valore soglia oltre il quale subisce una brusca diminuzione. Nelle specie di ambienti aridi la conduttanza stomatica subisce un lento e graduale declino prima che gli stomi si chiudano totalmente. Nella figura 2.22 sono confrontati gli andamenti giornalieri della fotosintesi, della traspirazione e della conduttanza stomatica in condizione di buona disponibilità idrica e in condizioni di siccità per una pianta CAM, una pianta C<sub>3</sub> e una pianta C<sub>4</sub> di ambienti aridi. E' evidente per tutti e tre i tipi di pianta la riduzione della conduttanza stomatica in condizioni di carenza di acqua e la concomitante riduzione della traspirazione e della fotosintesi. Dal momento che gli stomi controllano gli scambi gassosi, una riduzione della conduttanza stomatica avrà come conseguenza una riduzione della fotosintesi oltre che della traspirazione.

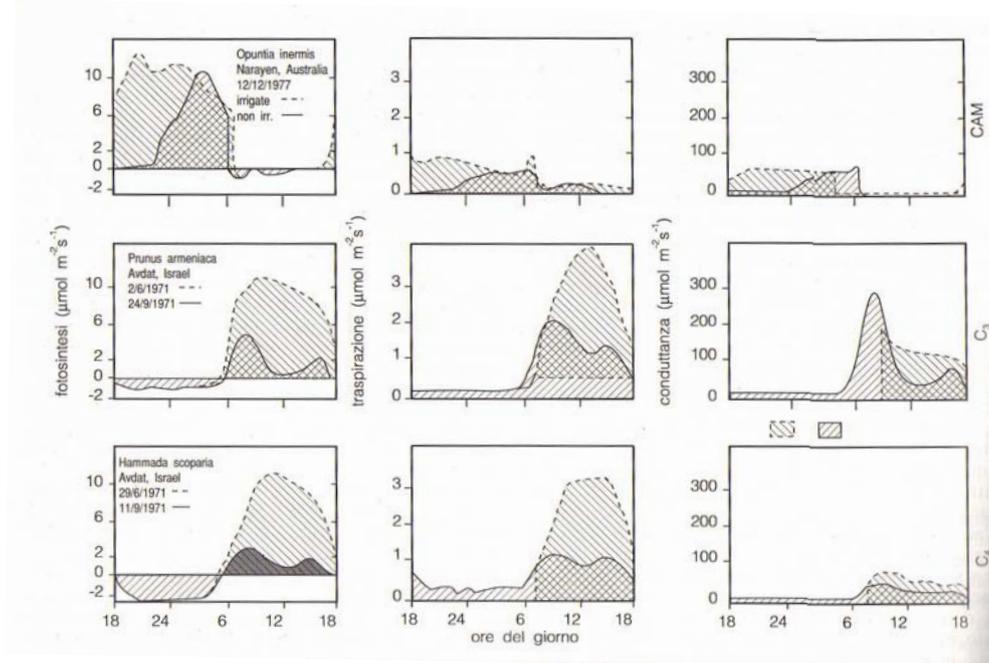


Figura 2.22. Andamento giornaliero della fotosintesi, della traspirazione e della conduttanza stomatica in una specie C<sub>3</sub>; una specie C<sub>4</sub> e una specie CAM di ambienti aridi in condizioni di buona disponibilità idrica (linea tratteggiata) e in seguito ad un periodo di siccità (linea intera). Per *Hammada scoparia* i dati si riferiscono ai rami verdi privi di foglie.

Anche se gli stomi hanno un ruolo importante nella risposta della fotosintesi alla siccità, essi non sono gli unici responsabili della riduzione della fotosintesi. Aumentando la pressione di CO<sub>2</sub> nell'aria in modo da impedire il calo della pressione di CO<sub>2</sub> negli spazi intercellulari conseguente alla riduzione della conduttanza stomatica, è stato dimostrato che al diminuire del potenziale idrico è comunque associata una riduzione della

fotosintesi che è da attribuire a fattori diversi da quelli stomatici. Non si sa ancora molto sui meccanismi d'inibizione dell'apparato fotosintetico in seguito a carenza di acqua. Tuttavia una serie di dati dimostrano che a bassi potenziali idrici la catena di trasporto degli elettroni e la foto fosforilazione sono inibite. In molte piante la carenza di acqua causa una riduzione del contenuto in complessi clorofilla – proteina e poiché questi sono i maggiori componenti delle membrane dei tilacoidi è probabile che ne derivi un'alterazione dell'organizzazione strutturale delle membrane con la conseguente inibizione delle reazioni fotochimiche. Gli studi ultrastrutturali dimostrano che lo stress idrico causa profonde alterazioni della struttura del cloroplasto. Come si è già detto il potenziale idrico che causa la chiusura degli stomi è molto diverso nelle mesofite e nelle xerofite; per quanto riguarda l'inibizione non stomatica della fotosintesi non si sa ancora molto, anche se è verosimile, e alcuni dati lo indicano, che nelle differenze debbano esistere. Si sa che alcune piante diventano più resistenti alla siccità quando durante lo sviluppo sono sottoposte a carenza di acqua; questo trattamento fa diminuire la sensibilità degli stomi ai bassi potenziali idrici ma non si conosce la sua influenza sui fattori non stomatici della riduzione della fotosintesi.

# Capitolo 3

## I processi fisici regolanti gli scambi energetici e di massa tra suolo, vegetazione ed atmosfera

### 3.1 Il bilancio dell'energia

L'evapotraspirazione ed il flusso di calore sensibile nell'atmosfera possono avvenire solo se la superficie da cui essi derivano dispone di un adeguato quantitativo di energia. La condizione al contorno fondamentale che regola i flussi energetici nell'interfaccia superficie-atmosfera è il bilancio tra l'energia disponibile e quella dissipata. La dipendenza del fenomeno evapotraspirativo dal bilancio energetico influisce anche sul bilancio idrologico, e quindi sulle interazioni tra suolo e superficie. La corretta definizione del bilancio energetico è quindi fondamentale per la conoscenza delle interazioni tra suolo, superficie ed atmosfera anche in termini di bilancio idrologico.

Nella definizione del bilancio energetico intervengono diversi termini, a seconda del volume di dimensioni finite che si esamina. Considerando uno strato infinitesimo di suolo privo di vegetazione a contatto con l'atmosfera (l'interfaccia superficie-atmosfera, fig. 3.1a), la conservazione dell'energia, sia istantanea che mediata nel tempo, richiede che sia:

$$R_n - G = \lambda E + H \quad (3.1)$$

dove  $R_n$  è la radiazione netta,  $G$  il flusso di calore al suolo,  $\lambda E$  ed  $H$  sono rispettivamente i flussi di calore latente e sensibile. Tutti i termini dell'equazione (3.1) sono espressi in  $\text{W m}^{-2}$ .

Il termine  $G$  deve essere considerato come il flusso di calore all'interfaccia. Per un sottile strato di suolo di spessore  $\Delta z'$ , trascurando i fenomeni di conduzione orizzontale del calore nel suolo, la variazione nel tempo della temperatura dipende dalla differenza tra il flusso entrante e quello uscente nello stesso strato. La relazione tra il flusso di calore all'interfaccia,  $G$ , ed il flusso alla profondità  $z'$ ,  $G_I$ , può essere ottenuta considerando la conservazione dell'energia nello strato di spessore  $\Delta z'$ :

$$C_s \partial T_s / \partial t = -\partial G / \partial z' \quad (3.2)$$

dove  $T_s$  è la temperatura del suolo, la coordinata verticale  $z'$  è considerata positiva verso il basso, e  $C_s = \rho_s c_s$  è la capacità termica dello strato di terreno [ $\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$ ], con  $\rho_s$  densità del suolo e  $c_s$  calore specifico del suolo. Discretizzando l'equazione (3.2) si ottiene:

$$\rho_s c_s \Delta z' \partial T_s / \partial t = G - G_1 \quad (3.3)$$

e quindi l'equazione di bilancio energetico, per un volume di suolo avente come limite superiore l'interfaccia superficie-atmosfera ed uno spessore  $z'$ , può essere riscritta come:

$$R_n - G_1 = \lambda E + H + \partial W_s / \partial t \quad (3.4)$$

dove  $W_s = \rho_s c_s \Delta z' T_s$  è il termine d'immagazzinamento energetico nel suolo, e  $\partial W_s / \partial t$  rappresenta la variazione dell'energia immagazzinata nel volume di suolo di riferimento.

Se il volume di riferimento è espanso anche verso l'alto, se cioè si considera anche uno strato al di sopra dell'interfaccia, e se si considera l'altezza di tale strato pari all'altezza  $h_c$  della vegetazione eventualmente presente (fig. 3.1b), ulteriori termini intervengono nella definizione del bilancio energetico:

$$R_n - G_1 = \lambda E + H + \partial W_s / \partial t + \partial W_c / \partial t + A_h + Q \quad (3.5)$$

Nell'equazione (3.5) il termine  $\partial W_c / \partial t$  rappresenta la variazione dell'energia immagazzinata nella vegetazione, con  $W_c = \rho_c c_c h_c T_c$  (dove  $\rho_c$  è la densità della vegetazione,  $c_c$  il calore specifico della vegetazione e  $T_c$  la temperatura della vegetazione),  $A_h$  è un flusso di energia dovuto all'avvezione, e  $Q$  è un termine indicante la somma di tutte le sorgenti e gli assorbitori energetici aggiuntivi.

Generalmente nella definizione del bilancio energetico il termine  $Q$  è trascurato perché di entità molto minore rispetto agli altri, ed anche il termine  $\partial W_c / \partial t$  non viene considerato, a meno che non ci si trovi in condizioni di vegetazione alta e fitta (ad esempio foreste). L'influenza del termine  $\partial W_s / \partial t$  è legata alla profondità della misura (o della stima) del flusso di calore al suolo, mentre l'avvezione può essere piuttosto significativa in alcuni casi particolari (ad esempio in prossimità dei bordi di campi coltivati o foreste, Thom, 1975, e nei casi di forte eterogeneità dell'area in analisi).

In molte situazioni pratiche, le componenti fondamentali del bilancio energetico tornano ad essere quelle presentate nell'equazione (3.1). Ad esse si farà riferimento in dettaglio nel seguito di questo capitolo.

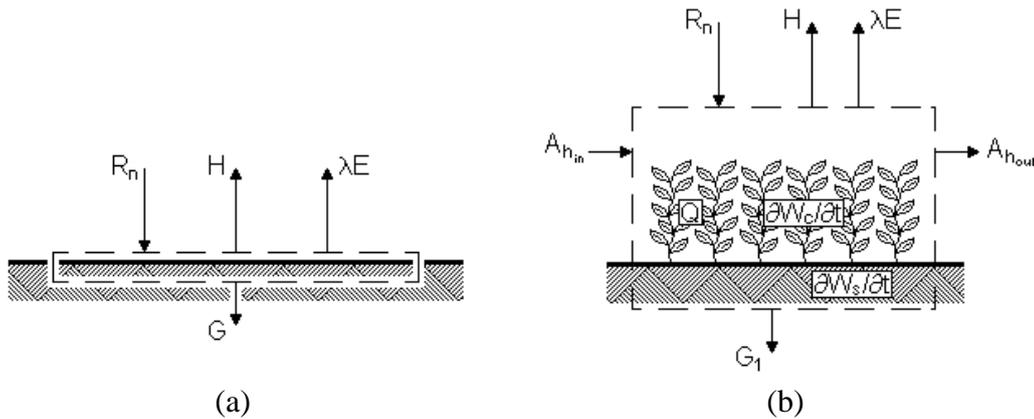


Figura 3.1. Bilancio dell'energia (a) in uno strato infinitesimo di suolo privo di vegetazione a contatto con l'atmosfera; (b) tra uno strato di suolo di spessore  $z'$  e uno strato al di sopra dell'interfaccia in presenza di vegetazione.

### 3.1.1 Flussi radiativi

Convenzionalmente la differenza tra radiazione netta e flusso di calore al suolo ( $R_n - G$ ) è definita come energia disponibile (*available energy*), perché proprio questo termine rappresenta l'indispensabile sorgente energetica di qualsiasi processo successivo.

#### 3.1.1.1 Radiazione Netta

La radiazione netta è ottenuta dal bilancio di tre flussi: uno entrante ad onde corte, uno entrante ad onde lunghe e uno uscente ad onde lunghe. Il flusso ad onde corte è rappresentato dalla radiazione solare globale, mentre i due flussi ad onde lunghe sono costituiti dalla radiazione termica dall'atmosfera e dalla radiazione termica del suolo. Il bilancio può essere espresso tramite la seguente equazione:

$$R_n = (1 - a)(R_{dir} + R_{dif} + R_{ref}) + \varepsilon_s L_{in} - L_{out} = (1 - a)R_t + L_n \quad (3.6)$$

nella quale  $\alpha$  rappresenta l'albedo,  $\varepsilon_s$  è l'emissività superficiale, mentre con  $R_{dir}$ ,  $R_{dif}$ ,  $R_{ref}$  sono state indicate rispettivamente le radiazioni ad onde corte diretta, diffusa e riflessa, la cui somma è pari alla radiazione solare globale  $R_t$ . Nella stessa equazione, la radiazione ad onde lunghe emessa dal suolo  $L_{out}$  deriva direttamente dalla legge di Planck sull'emissione del corpo nero, con l'approssimazione della superficie terrestre a corpo grigio, ed è definita dall'equazione:

$$L_{out} = \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (3.7)$$

dove  $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$  è la costante di Stefan-Boltzmann,  $T_s$  è indicata in Kelvin [K], ed  $\varepsilon_s$  rappresenta l'emissività superficiale. La radiazione dall'atmosfera ad onde lunghe  $L_{in}$  è approssimata invece dall'equazione:

$$L_{in} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (3.8)$$

dove  $T_a$  è la temperatura media dell'aria [K] ed  $\varepsilon_a$  l'emissività atmosferica, la quale può dipendere dalla temperatura atmosferica, dalla pressione di vapore dell'aria e dalla copertura nuvolosa. In letteratura sono proposte numerose espressioni per la determinazione di  $\varepsilon_a$ , sia empiriche che fisicamente basate. In particolare *Idso & Jakson* (1969) propongono la seguente equazione per condizioni di cielo sereno:

$$\varepsilon_{acls} = 1.08 - \log(\tau_s)^{0.265} \quad (3.9)$$

che, in relazione agli effetti prodotti dalla copertura nuvolosa, può essere modificata nel modo seguente:

$$\varepsilon_a = \varepsilon_{acls} + (1 - \varepsilon_{acls}) c_c \quad (3.10)$$

dove  $\varepsilon_{acls}$  è l'emissività atmosferica in condizioni di cielo sereno e con  $c_c$  si è indicato un parametro di nuvolosità che dipende dal rapporto tra le ore di insolazione effettiva  $n$  e le ore di insolazione potenziale  $N$ :

$$c_c = 1 - \left( 0.1 + 0.9 \frac{n}{N} \right) \quad (3.11)$$

Dall'ipotesi di cielo anisotropo, in cui la radiazione diffusa sul piano orizzontale è somma della componente isotropa e di quella circumsolare (*Hay & Davies*, 1980), deriva che la radiazione solare globale  $R_t$  è ottenuta dalla somma delle radiazioni ad onde corte diretta  $R_{dir}$ , diffusa  $R_{dif}$  e riflessa  $R_{ref}$ , che possono essere ricavate separatamente, secondo diversi livelli di precisione e considerando esplicitamente l'influenza di più elementi (ad esempio il fattore di vista, o la presenza di vapor d'acqua e polveri nell'atmosfera, *Mendicino & Versace*, 2002). Evitando un livello di dettaglio troppo spinto, la radiazione globale  $R_t$  può essere approssimata direttamente dalla seguente equazione:

$$R_t = \cos(\hat{\theta}) \frac{I}{r^2} \tau_{sw} \quad (3.12)$$

nella quale  $\hat{\theta}$  è l'angolo d'incidenza dei raggi solari con la normale alla superficie inclinata del terreno, il parametro  $I$  rappresenta la costante solare ( $1367 \text{ W m}^{-2}$ ),  $r$  è il fattore di correzione dovuto alla distanza Sole-Terra in funzione del giorno  $k$  dall'inizio dell'anno (giorno giuliano), ed infine  $\tau_{sw}$  rappresenta un coefficiente di trasmissione con cui si valuta l'attenuazione della radiazione ad onde corte attraverso l'atmosfera. I coefficienti di trasmissione possono essere derivati a partire da misure dirette di trasmittanza atmosferica, oppure possono essere ricavati da numerosi approcci empirici a diversi livelli di dettaglio (*Liu & Jordan*, 1960; *Idso*, 1969; *Hottel*, 1976; *Allen et al.*, 1998). Nel caso di presenza di copertura nuvolosa, inoltre, è necessario considerare dei fattori riduttivi ottenibili da misure dirette o da modelli teorici (*Mendicino & Versace*, 2002).

### 3.1.1.2 Flusso di calore al suolo

I valori del flusso di calore al suolo all'interfaccia o a piccole profondità dipendono da molti fattori, tra cui l'insolazione (e quindi l'ora del giorno), il tipo di suolo (le sue proprietà fisiche) ed il contenuto di umidità del suolo (*Garratt*, 1992). In generale, il flusso di calore al suolo  $G$  a qualsiasi livello  $z'$  può essere descritto dalla legge di Fourier per la conduzione del calore in un corpo omogeneo:

$$G(z') = -k_s \partial T_s / \partial z' \quad (3.13)$$

dove  $k_s = \rho_s c_s \kappa_s$  è la conducibilità termica, con  $\kappa_s$  diffusività termica. Anche se l'equazione (3.13) non considera la variazione di contenuto d'umidità lungo lo spessore  $\Delta z'$ , comunque i termini  $k_s$  e  $\kappa_s$  dipendono fortemente dal contenuto idrico del suolo, essendo l'acqua un conduttore migliore dell'aria. La conducibilità e la diffusività termica, dipendono dall'umidità di suolo e dal tipo di suolo. Numerosi autori (*Pielke*, 1984; *Garratt*, 1992) forniscono tre valori di riferimento per ogni grandezza: per suolo secco, per suolo saturo, e per un valore intermedio di contenuto idrico nel suolo (fig. 3.2). Nella presente tesi, questi sei valori di riferimento (tre per la conducibilità termica e tre per la diffusività termica) oltre che i due valori intermedi di umidità di suolo, sono stati calibrati (capitolo 7) in riferimento al flusso di calore sensibile, i cui dati osservati sono considerati più affidabili rispetto al flusso di calore al suolo (minore perdita di dati, strumento più preciso e affidabile).

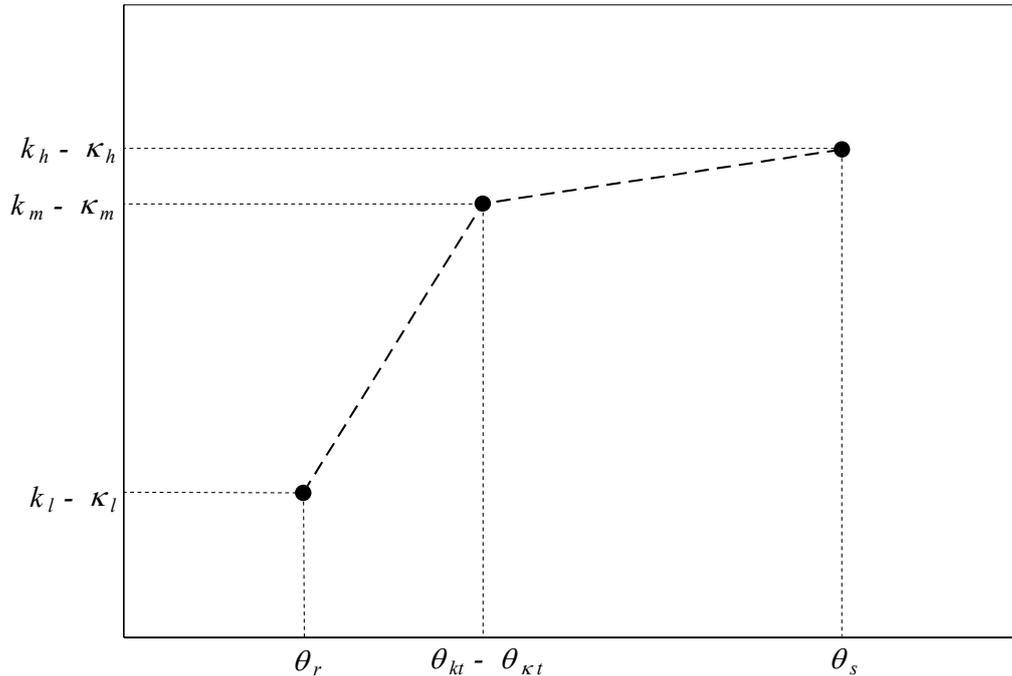


Figura 3.2. Schema della relazione tra contenuto idrico di umidità e la conducibilità e diffusività termica. Il valore di  $k_s$  e  $\kappa_s$  per il contenuto idrico residuo (rispettivamente  $k_l$  e  $\kappa_l$ ), per un valore di contenuto idrico intermedio (rispettivamente  $k_m$  e  $\kappa_m$ ), e per il contenuto idrico a saturazione (rispettivamente  $k_s$  e  $\kappa_s$ ), ed il valore del contenuto idrico intermedio ( $\theta_{kt}$  e  $\theta_{\kappa t}$ ) sono stati calibrati

Combinando l'equazione (3.13) con la (3.2) si ottiene:

$$\partial T_s(z',t)/\partial t = \kappa_s \partial^2 T_s(z',t)/\partial z'^2 \quad (3.14)$$

che può essere risolta in funzione di  $T_s$  e quindi di  $G$ . Considerando la soluzione dell'equazione (3.14) per una forzante descritta da una funzione di tipo sinusoidale ( $T_s(0,t) = T_{med} + A_0 \sin \Omega t$ , con  $T_{med}$  temperatura media superficiale giornaliera) che approssima il problema della penetrazione delle onde di temperatura diurne ed annue nel suolo (Hillel, 1982), per  $z'=0$  si ottiene:

$$G = -\rho_s c_s (\kappa_s \Omega)^{1/2} A_0 \sin(\Omega t + \pi/4) \quad (3.15)$$

con  $\Omega$  velocità angolare della rotazione terrestre ( $7.292 \times 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$ ) e  $2A_0$  ampiezza della variazione della temperatura giornaliera. Nell'equazione (3.15) il flusso di calore al suolo è fuori fase con l'onda di temperatura di  $\pi/4$  (cioè il valore massimo di  $G$  si ha tre ore prima del valore massimo di  $T_s$ ).

L'applicazione della teoria esposta incontra nell'applicazione pratica in misure di campo almeno due ostacoli. Il primo è che il valore del flusso di calore al suolo per  $z'=0$  è difficilmente misurabile: solitamente si preferisce misurare un valore di  $G_1$  ad una certa profondità (5÷10 cm) e poi risalire al valore di  $G$  applicando l'equazione (3.3), considerando che i valori massimi di  $\partial W_s/\partial t$  si raggiungono soprattutto nel corso del tardo pomeriggio ed intorno all'alba ed al tramonto, quando è maggiore  $\partial T_s/\partial t$ . Il secondo problema consiste nel fatto che la forzante a scala giornaliera non è in realtà sinusoidale, ma è piuttosto la somma di un set di armoniche. Una rappresentazione più appropriata della forzante sarebbe data da una serie di Fourier, con soluzioni dell'equazione (3.14) di tipo numerico. Come già accennato, inoltre, influiscono in modo netto sulla variazione del flusso di calore al suolo le condizioni di umidità del suolo stesso.

### 3.1.2 Componenti turbolente

La somma dei flussi di calore latente  $\lambda E$  e sensibile  $H$  è limitata dalla quantità di energia disponibile. Ai fini della definizione del flusso evapotraspirativo (e quindi della gestione della risorsa idrica) è fondamentale capire come tale energia è ripartita per generare le due forme di flusso turbolento, che possono anche essere considerate come il risultato di un'interazione tra la turbolenza ed i gradienti di temperatura ed umidità che si formano nello strato limite dell'atmosfera.

La stima del flusso di calore latente  $\lambda E$  è ottenuta partendo dall'equazione di conservazione della componente media del vapore acqueo:

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{q}}{\partial x_j} = - \frac{\partial \overline{u_j' q'}}{\partial x_j} + \kappa_v \frac{\partial^2 \bar{q}}{\partial x_j^2} \quad (3.16)$$

mentre la stima del calore sensibile  $H$  è data dalla rielaborazione dell'equazione di conservazione dell'entalpia rispetto alla componente media della temperatura potenziale:

$$\frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial x_j} = - \frac{\partial \overline{u_j' \Theta'}}{\partial x_j} + \kappa_T \frac{\partial^2 \bar{\Theta}}{\partial x_j^2} + \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial \bar{R}_j}{\partial x_j} \quad (3.17)$$

Nelle equazioni (3.16) e (3.17)  $q$  indica l'umidità specifica,  $\Theta$  la temperatura potenziale,  $\kappa_v$  la diffusività molecolare per il vapore acqueo in aria secca,  $\kappa_T$  la diffusività termica molecolare dell'aria secca,  $\rho$  la densità dell'aria,  $c_p$  il calore specifico a pressione costante,  $t$  è la variabile temporale, mentre  $u_j$ ,  $x_j$  e  $R_j$  sono rispettivamente la velocità del vento, la variabile spaziale e la componente del flusso

radiativo lungo le tre direzioni ortogonali  $j$ . La barra  $\bar{\quad}$  e l'apice  $\prime$  indicano infine la componente media e quella turbolenta della grandezza cui sono associati.

Le equazioni (3.16) e (3.17) hanno una struttura molto simile. In esse i due termini al primo membro rappresentano rispettivamente la variazione temporale dello scalare e la componente avvertiva, il primo termine al secondo membro la componente turbolenta, il secondo termine la componente associata alla diffusione molecolare, ed infine, per la sola equazione (3.17), l'ultimo termine al secondo membro rappresenta la divergenza del flusso radiativo.

Nell'atmosfera le variazioni maggiori della velocità del vento, della temperatura e dell'umidità usualmente hanno luogo lungo la direzione verticale ed in prossimità della superficie, che può essere considerata come uno *strato limite* (concetto storicamente introdotto da *Prandtl*, 1904). Se si accetta tale schematizzazione, ne deriva che la scala orizzontale della maggior parte dei problemi in prossimità della superficie è molto maggiore della scala verticale, e quindi i gradienti orizzontali delle grandezze considerate e le velocità verticali sono trascurabili rispetto ai gradienti verticali ed alle velocità orizzontali.

Lo strato limite atmosferico (*Atmospheric Boundary Layer*, ABL) può essere definito come la parte inferiore dell'atmosfera dove la natura e le proprietà della superficie influiscono in maniera diretta sulla turbolenza. Anche se in condizioni atmosferiche normali sono numerosi i fattori che influenzano i fenomeni di trasporto nell'ABL, per numerosi problemi conviene considerare tale porzione dell'atmosfera nelle condizioni più semplici, cioè moto uniforme, parallelo ad una superficie piana uniforme, ed intermedio tra il flusso ciclonico ed anticiclonico, governato da isobare rettilinee parallele ed equidistanti (*Brutsaert*, 1982).

In tale situazione le equazioni (3.16) e (3.17) possono essere semplificate di molto. L'equazione di conservazione della componente media del vapore acqueo diventa:

$$\kappa_v \frac{\partial^2 \bar{q}}{\partial z^2} - \frac{\partial \overline{w'q'}}{\partial z} = 0 \quad (3.18)$$

mentre l'equazione di conservazione dell'entalpia diventa:

$$-\frac{\partial \overline{w'\Theta'}}{\partial z} + \kappa_T \frac{\partial^2 \bar{\Theta}}{\partial z^2} + \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial \bar{R}_z}{\partial z} = 0 \quad (3.19)$$

Le equazioni (3.18) e (3.19) possono essere ulteriormente semplificate. L'ABL, infatti, può essere suddiviso in una regione esterna, in cui il flusso è quasi indipendente dalla natura della superficie e determinato soprattutto dalle variazioni nella pressione atmosferica e dalla forza di Coriolis, e da una regione interna (o *substrato superficiale*), in cui si assume che le condizioni del moto sono

assolutamente turbolente e che i flussi turbolenti verticali non cambiano in misura apprezzabile dal loro valore in superficie. Il substrato superficiale si estende ad altezze dal suolo dell'ordine di  $10^1$  m, ed in esso, conseguentemente all'assunzione di moto assolutamente turbolento, i termini di trasporto molecolare sono trascurabili. In tali condizioni, l'equazione (3.18) mostra che in assenza di condensazione il flusso è costante, e si ha:

$$\lambda E = \lambda \rho \overline{w'q'} \quad (3.20)$$

Similmente per il flusso di calore sensibile, in assenza di divergenza del flusso radiativo, si ha:

$$H = \rho c_p \overline{w'\Theta'} \quad (3.21)$$

dove  $\lambda$  [ $\text{J kg}^{-1}$ ] è il calore latente di vaporizzazione,  $w'$  [ $\text{m s}^{-1}$ ] è la componente turbolenta della velocità verticale del vento,  $\rho$  è espresso in  $\text{kg m}^{-3}$ ,  $c_p$  in  $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ ,  $\Theta$  in K e  $q$  è a-dimensionale. Il valore medio del prodotto delle componenti turbolente delle due variabili rappresenta la covarianza statistica, misurabile soltanto attraverso misure ad alta frequenza.

### 3.2 Fenomeni di trasporto e stabilità atmosferica in prossimità della superficie

La definizione dei profili di flusso e delle equazioni di trasporto associate delle grandezze d'interesse nel substrato superficiale è di fondamentale importanza per la comprensione dei meccanismi di trasferimento turbolento e per la successiva modellazione numerica dei fenomeni atmosferici, laddove si richiede di correlare flussi incogniti (momenti del secondo ordine) a variabili note del modello (momenti del primo ordine). Si potrebbe pensare di ottenere una relazione che descriva i profili di flusso del calore latente e del calore sensibile integrando lungo l'asse verticale le equazioni (3.16) e (3.17), tuttavia la presenza dei termini turbolenti incogniti (le covarianze) rende impossibile eseguire tale operazione.

Il problema della *chiusura* delle equazioni di trasporto può essere risolto in modo relativamente semplice con un approccio parametrico basato sulle diffusività  $K$  (seguendo Bussinesq), che correlano le componenti turbolente al gradiente medio della grandezza lungo l'asse  $z$ . In tal modo le equazioni (3.20) e (3.21) possono essere riscritte come:

$$\lambda E = \lambda \rho \overline{w'q'} = -\lambda \rho K_W \partial \bar{q} / \partial z \quad (3.22)$$

$$H = \rho c_p \overline{w'\Theta'} = -\rho c_p K_H \partial \bar{\Theta} / \partial z \quad (3.23)$$

con  $K_W$  diffusività per il vapore acqueo e  $K_H$  diffusività termica in condizioni assolutamente turbolente. L'approccio basato sulle diffusività può essere adottato anche per determinare il profilo di velocità del vento. La componente di sforzo tangenziale orizzontale  $\tau_o$ , direttamente derivata dalle equazioni di Navier-Stokes scritte in funzione della componente media della velocità orizzontale  $u_o$ , è data dalla seguente equazione:

$$\tau_o = -\rho \overline{u'_o w'} = \rho K_M \partial \bar{u}_o / \partial z \quad (3.24)$$

dove la diffusività  $K_M$  ha le dimensioni di una velocità per una lunghezza, così da poter porre  $K_M \sim u^* l$ , con  $l$  lunghezza di mescolamento, pari a  $kz$  (ipotesi di Prandtl), con  $k$  costante di von Karman. Il termine  $u^*$ , di fondamentale importanza per la definizione delle condizioni di turbolenza, è la velocità d'attrito, definita come:

$$u^{*2} = \tau_o / \rho = -\overline{u'_o w'} \quad (3.25)$$

Sostituendo l'equazione (3.25) nella (3.24) si ottiene  $\partial \bar{u}_o / \partial z = u^* / kz$ , da cui è immediatamente derivata l'equazione del profilo del vento logaritmico:

$$\bar{u}_2 - \bar{u}_1 = \frac{u^*}{k} \ln \left( \frac{z_2}{z_1} \right) \quad (3.26)$$

in cui i pedici si riferiscono alle due diverse quote  $z_1$  e  $z_2$  al di sopra della superficie. Alternativamente, si può scrivere:

$$\bar{u}_0 = \frac{u^*}{k} \ln \left( \frac{z}{z_{0m}} \right) \quad z \gg z_{0m} \quad (3.27)$$

dove  $z_{0m}$  è una costante d'integrazione la cui dimensione è una lunghezza, e può essere considerata come un parametro di attrito. Per superfici scabre tale parametro è comunemente definito come:

$$z_{0m} = z_0 \quad (3.28)$$

dove  $z_0$  è detta lunghezza d'attrito ed è teoricamente indipendente dal flusso, e funzione solo del tipo di superficie. La lunghezza d'attrito è un parametro che garantisce l'eguaglianza dei valori della velocità nella transizione dallo strato turbolento al sottostrato limite laminare (fig. 3.3), in cui la vicinanza della superficie (che funge da parete) fa sì che la distribuzione verticale della velocità sia dettata dagli sforzi viscosi di Newton.

Un'ulteriore osservazione è data dal fatto che nelle equazioni (3.26) e (3.27) la definizione dell'origine dell'asse  $z$  non può avvenire univocamente, per la presenza sulla superficie di scabrezze di dimensione non uniforme. Per tale motivo si introduce una traslazione  $d$  (*zero plane displacement*) incognita dell'asse  $z$ , funzione delle caratteristiche di scabrezza della superficie.

L'equazione del profilo del vento medio logaritmico può dunque essere riscritta nel modo seguente:

$$\bar{u}_o = \frac{u^*}{k} \ln \left( \frac{z-d}{z_0} \right) \quad (3.29)$$

Poiché anche le diffusività  $K_W$  e  $K_H$  hanno le dimensioni di una velocità per una lunghezza, anche per esse si può considerare una proporzionalità rispetto a  $u^* l$ . Così, ponendo i parametri di scala:

$$q^* = -\frac{E}{\rho u^*} \quad (3.30)$$

$$\Theta^* = -\frac{H}{\rho c_p u^*} \quad (3.31)$$

si possono ottenere le equazioni dei profili logaritmici dell'umidità specifica media e della temperatura potenziale media:

$$\overline{q_s} - \overline{q} = \frac{q^*}{a_v k} \ln\left(\frac{z-d}{z_{0v}}\right) = \frac{E}{a_v k \rho u^*} \ln\left(\frac{z-d}{z_{0v}}\right) \quad z \gg z_{0v} \quad (3.32)$$

$$\overline{\Theta_s} - \overline{\Theta} = \frac{\Theta^*}{a_h k} \ln\left(\frac{z-d}{z_{0h}}\right) = \frac{H}{a_h k \rho c_p u^*} \ln\left(\frac{z-d}{z_{0h}}\right) \quad z \gg z_{0h} \quad (3.33)$$

Nelle due equazioni precedenti  $\overline{q_s}$  e  $\overline{\Theta_s}$  indicano i valori dell'umidità specifica media e della temperatura potenziale media sulla superficie,  $a_v$  e  $a_h$  sono rispettivamente i rapporti tra la costante di Karman per il vapore acqueo  $k_v$  e per il calore sensibile  $k_h$  con la costante di Karman per la velocità  $k$ ,  $z_{0v}$  e  $z_{0h}$  infine sono le lunghezze d'attrito per il vapore acqueo e per il calore sensibile. I termini  $a_v$  e  $a_h$  possono generalmente essere posti pari a 1, mentre i valori dei termini  $z_{0v}$  e  $z_{0h}$  sono di più difficile determinazione. Talvolta si è posto  $z_{0v}=z_{0h}=z_{0m}$ , ma tale assunzione può condurre ad errori considerevoli (*Brutsaert*, 1982).

L'assunzione implicita nelle equazioni (3.29), (3.32) e (3.33) è che il trasporto verticale sia dovuto esclusivamente alla fluttuazione turbolenta, senza che vi siano componenti di trasporto convettivo. Ciò è vero nel cosiddetto *substrato dinamico* (fig. 3.3), in cui l'atmosfera è in condizioni di equilibrio indifferente o condizioni neutri. Il substrato dinamico può essere definito come quella regione dell'atmosfera abbastanza distante dalla superficie affinché il moto non sia in alcun modo affetto da fenomeni viscosi e dalla scabrezza di singoli elementi, ma non così lontano da subire gli effetti della forza di Coriolis e delle spinte di galleggiamento dovute alla stratificazione atmosferica.

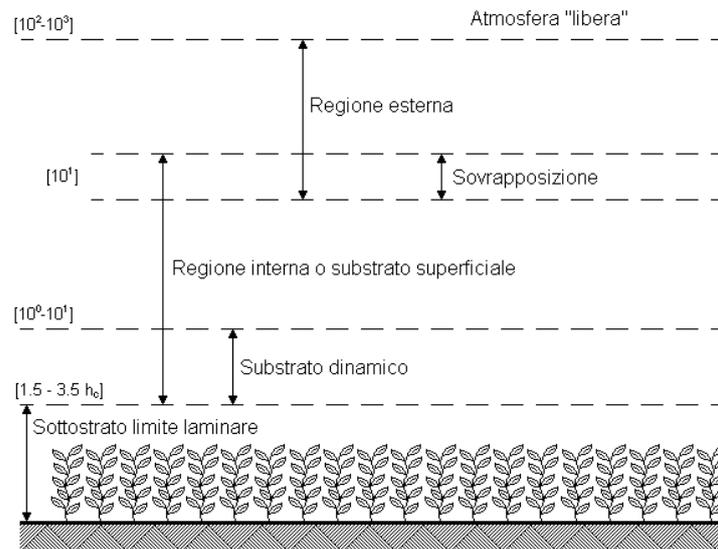


Figura 3.3. Schema dei diversi substrati che compongono lo strato limite atmosferico, con superficie piana e scabrezza data dalla sola presenza della vegetazione (rielaborato da: *Brutsaert*, 1982).

In condizioni dell'atmosfera neutrale il substrato dinamico si espande fino a coincidere con il substrato superficiale, ed i profili reali delle componenti medie della velocità del vento, dell'umidità specifica e della temperatura potenziale sono quelli logaritmici. Nelle condizioni generali di non-neutralità, nella parte del substrato superficiale non coincidente con il substrato dinamico si deve tenere conto anche delle spinte di galleggiamento risultanti dall'effettivo gradiente verticale di densità. Grazie alle analisi di similarità, è possibile formulare l'effetto dovuto al galleggiamento in termini di variabili adimensionali. In particolare *Monin & Obukhov* (1954) hanno ipotizzato che le condizioni di stabilità atmosferiche possano essere definite tramite una grandezza avente come unità di misura una lunghezza:

$$L = - \frac{\rho u_*^3}{\frac{kg}{c_p T} H} \quad (3.34)$$

Nell'equazione (3.34) il termine  $L$  è definito lunghezza di Monin-Obukhov. Se  $L < 0$ , si ha flusso di calore verso l'alto e quindi condizioni di instabilità, se  $L > 0$ , si ha flusso di calore verso il basso e quindi condizioni di stabilità, se infine  $L = \infty$ , si ha flusso di calore nullo ed equilibrio indifferente.

In condizioni generali di non-neutralità le equazioni differenziali da cui derivano le equazioni (3.29), (3.32) e (3.33) diventano:

$$\frac{k(z-d)}{u^*} \frac{\partial \bar{u}_o}{\partial z} = \phi_m(\zeta) \quad (3.35a)$$

$$\frac{k(z-d)}{q^*} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} = \phi_q(\zeta) \quad (3.35b)$$

$$\frac{k(z-d)}{\Theta^*} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} = \phi_\theta(\zeta) \quad (3.35c)$$

dove  $\zeta = z/L$  e le funzioni  $\phi_m(\zeta)$ ,  $\phi_q(\zeta)$  e  $\phi_\theta(\zeta)$  hanno forme diverse, essendo diverse le modalità di trasporto di quantità di moto, calore ed umidità, anche se, dovendosi ottenere per il caso di  $L=\infty$  atmosfera neutrale, sarà  $\phi_m(0)=1$ ,  $\phi_q(0)=a_v^{-1}$  e  $\phi_\theta(0)=a_h^{-1}$ . Integrando le equazioni (3.35) si ottengono:

$$\bar{u}_2 - \bar{u}_1 = \frac{u^*}{k} \int_{z_1/L}^{z_2/L} \phi_m(x) \frac{dx}{x} \quad (3.36a)$$

$$\bar{q}_1 - \bar{q}_2 = \frac{E}{\rho k u^*} \int_{z_1/L}^{z_2/L} \phi_q(x) \frac{dx}{x} \quad (3.36b)$$

$$\bar{\Theta}_1 - \bar{\Theta}_2 = \frac{H}{\rho c_p k u^*} \int_{z_1/L}^{z_2/L} \phi_\theta(x) \frac{dx}{x} \quad (3.36c)$$

Introducendo le definizioni:

$$\Psi_m(\zeta) = \int_0^\zeta [1 - \phi_m(x)] \frac{dx}{x} \quad (3.37a)$$

$$\Psi_q(\zeta) = \int_0^\zeta \left[ 1 - a_v \phi_q(x) \right] \frac{dx}{x} \quad (3.37b)$$

$$\Psi_\Theta(\zeta) = \int_0^\zeta \left[ 1 - a_h \phi_\Theta(x) \right] \frac{dx}{x} \quad (3.37c)$$

le equazioni (3.36) possono essere riscritte nella forma:

$$\bar{u}_o = \left[ \frac{u^*}{k} \ln \left( \frac{z-d}{z_0} \right) - \Psi_m(\zeta) \right] \quad (3.38a)$$

$$\bar{q}_s - \bar{q} = \frac{E}{a_v k u^* \rho} \left[ \ln \left( \frac{z-d}{z_{0v}} \right) - \Psi_q(\zeta) \right] \quad (3.38b)$$

$$\bar{\Theta}_s - \bar{\Theta} = \frac{H}{a_h k u^* \rho c_p} \left[ \ln \left( \frac{z-d}{z_{0h}} \right) - \Psi_\Theta(\zeta) \right] \quad (3.38c)$$

Le equazioni (3.38), insieme alla definizione della lunghezza di Monin-Obukhov, formano un sistema di quattro equazioni in quattro incognite ( $E$ ,  $H$ ,  $u^*$  e  $L$ ), risolvibile effettuando misure a due livelli di  $\bar{u}_o$ ,  $\bar{q}$  e  $\bar{\Theta}$ . La forma delle funzioni di correzione per la stabilità dell'atmosfera è ricavata sperimentalmente. In particolare, in condizioni di instabilità atmosferica si può porre:

$$\Psi_m(\zeta) = 2 \ln \left[ \frac{1+x}{2} \right] + \ln \left[ \frac{1+x^2}{2} \right] - 2 \arctan(x) + \frac{\pi}{2} \quad (3.39a)$$

$$\Psi_q(\zeta) = \Psi_\Theta(\zeta) = 2 \ln \left[ \frac{1+x^2}{2} \right] \quad (3.39b)$$

con  $x = (1 - 16\zeta)^{1/4}$ . In condizioni di stabilità si ha invece:

$$\Psi_m(\zeta) = -\beta_m (\zeta - \zeta_{0m}) \quad (3.40a)$$

$$\Psi_q(\zeta) = -\beta_q(\zeta - \zeta_{0v}) \quad (3.40b)$$

$$\Psi_\Theta(\zeta) = -\beta_\Theta(\zeta - \zeta_{0h}) \quad (3.40c)$$

dove i termini  $\zeta_{0m}$ ,  $\zeta_{0v}$  e  $\zeta_{0h}$  sono in genere trascurabili, e dove per  $0 < \zeta < 1$  e per  $k=0.41$  si può porre  $\beta_m = \beta_q = \beta_\Theta = 0.52$  (*Webb*, 1970).

In letteratura le funzioni  $\phi_x$  (eq. 3.35a-c) sono state calcolate anche in funzione di un parametro di stabilità alternativo, il numero di Richardson (*Richardson*, 1920), esprimibile, se si include anche l'effetto del vapore acqueo, attraverso la seguente equazione:

$$Ri = \frac{g}{T_a} \left[ \frac{(d\bar{\Theta}/dz) + 0.61T_a(d\bar{q}/dz)}{(d\bar{u}/dz)^2} \right] \quad (3.41)$$

Il numero di Richardson può essere ottenuto considerando il rapporto tra un termine indicativo della “produzione” delle spinte di galleggiamento e la componente di produzione meccanica nell'equazione dell'energia cinetica turbolenta (TKE), assumendo l'analogia di Reynolds così che le funzioni  $\phi_x$  (eq. 3.35a-c) siano assunte uguali tra loro (cosa non sempre aderente alla realtà). Quando le componenti di produzione sono considerate nella loro forma originale, ci si riferisce al cosiddetto *flux Richardson number*:

$$R_f = \frac{g}{T_a} \frac{\overline{w'(\Theta' + 0.61T_a q')}}{\overline{(u'w')}(d\bar{u}/dz)} \quad (3.42)$$

Le variabili adottate in  $\zeta$ ,  $Ri$  e  $R_f$  sono tutte correlate, ed ognuno dei tre parametri può teoricamente essere utilizzato per caratterizzare gli effetti della stabilità dell'atmosfera sulla turbolenza.  $Ri$  ha il vantaggio di contenere solo gradienti che possono essere determinati sperimentalmente, anche se varia rispetto alla quota.

Uno dei principali risultati applicativi ottenuti dallo sviluppo della teoria di similarità è stata la formulazione di coefficienti di trasporto di quantità di moto, calore e massa per l'intero ABL. I coefficienti di trasporto sono da lungo tempo adottati dagli ingegneri per problemi legati alla meccanica dei fluidi (ad esempio, problemi di attrito in canali a pelo libero). *Lettau* (1959), che considerò l'analogia tra l'attrito nello strato limite atmosferico ed il flusso idrico in condotte, fu probabilmente il primo ad introdurre il concetto dei coefficienti di trasporto atmosferici, basandosi su dati sperimentali. Il successivo interesse nei coefficienti di trasporto è dato dal

bisogno di metodi semplici per parametrizzare i flussi superficiali  $u^*$ ,  $H$  e  $\lambda E$  in modelli numerici nei termini delle cosiddette ‘variabili esterne’, che sono quelle variabili osservate all’estremità superiore dello strato limite ed in prossimità della superficie. Tale interesse è proseguito grazie alla sempre maggiore disponibilità di dati sperimentali utilizzabili per verificare le varie ipotesi di similarità.

Una definizione formale del coefficiente di trasporto per la quantità di moto  $C_D$  è data dall’equazione seguente:

$$u^{*2} = C_D \bar{u}_o^2 \quad (3.43)$$

Espressioni simili possono essere adottate per parametrizzare i flussi di umidità e di calore in superficie (*Stull*, 1988):

$$\overline{w'\Theta} = -C_H \bar{u}_o (\bar{\Theta} - \Theta_s) \quad (3.44)$$

$$\overline{w'q} = -C_Q \bar{u}_o (\bar{q} - q_s) \quad (3.45)$$

Nelle equazioni (3.44) e (3.45) le covarianze  $\overline{w'\Theta}$  e  $\overline{w'q}$  sono considerate rispetto all’altezza di riferimento (altezza di misura delle grandezze atmosferiche). I parametri  $C_H$  e  $C_Q$  sono i coefficienti di trasporto di tipo *bulk* per il calore e l’umidità, e sono conosciuti anche, rispettivamente, come numeri di Stanton e di Dalton. Per condizioni neutri, spesso si assume che:

$$C_{HN} = C_{QN} = C_{DN} \quad (3.46)$$

con valori tipici tra  $1 \times 10^{-3}$  e  $5 \times 10^{-3}$ . Come vedremo nel successivo capitolo 5 (nella fase di definizione del modello LSS adottato nel presente lavoro di tesi), in caso di condizioni non neutri il termine  $C_{DN}$  deve essere corretto con un adeguato fattore moltiplicativo che tenga conto delle condizioni di stabilità dell’atmosfera.

### 3.3 Flusso idrico nel suolo non saturo

Precedentemente si è affermato che il profilo di umidità del suolo ha un effetto determinante sul bilancio energetico perché condiziona la suddivisione dell'energia disponibile tra flusso di calore sensibile e latente, influenzando anche un eventuale modello atmosferico accoppiato. Le variazioni associate alle proprietà del suolo possono giocare un ruolo molto più significativo nel contesto del bilancio idrologico ed energetico rispetto alle variazioni associate alle proprietà della vegetazione.

La modellazione del flusso d'acqua nella parte superficiale del terreno (e quindi la modellazione del profilo di umidità nei primi strati di suolo) è piuttosto complessa, perché l'acqua presente in esso non sempre è sufficiente a riempire completamente i suoi pori, ed il movimento dell'acqua avviene sia nella fase liquida che di vapore.

Il suolo è definito generalmente proprio come quella parte del terreno interessata dai fenomeni dell'infiltrazione e dell'exfiltrazione. In un suolo non saturo il flusso idrico non dipende soltanto dai carichi gravitazionali e capillari, ma anche dalla concentrazione di vapore e dal gradiente della temperatura presenti nel suolo. Tuttavia, se si ammettono le seguenti ipotesi di partenza:

- isoterma, tale che il gradiente della concentrazione di vapore sia nullo, e quindi il flusso di umidità è presente solo nella fase liquida (si ritiene, cioè, che l'influenza del gradiente di temperatura sia non significativa);
- le sole forze agenti sono quelle di massa e capillari;
- gli effetti dovuti al fenomeno dell'isteresi sono trascurabili;
- il mezzo è inerte ed indeformabile;

è possibile pensare che il flusso di umidità segua la legge di Darcy secondo le conclusioni di *Buckingham* (1907):

$$\bar{q} = -K(\theta)\bar{\nabla}h \quad (3.47)$$

nella quale  $\bar{q}$  rappresenta il vettore corrispondente alla portata specifica,  $\bar{\nabla}h = (\partial h/\partial x, \partial h/\partial y, \partial h/\partial z)$  il vettore corrispondente al gradiente idraulico,  $h = z + \psi(\theta)$  il carico idraulico,  $\psi(\theta)$  il carico piezometrico (o capillare o matriciale),  $\theta$  il contenuto di umidità volumetrico del suolo e  $K(\theta)$  la conduttività idraulica. L'equazione (3.47), espressa in termini scalari, fornisce:

$$q_x = -K_x(\theta)\frac{\partial\psi(\theta)}{\partial x} \quad (3.48a)$$

$$q_y = -K_y(\theta)\frac{\partial\psi(\theta)}{\partial y} \quad (3.48b)$$

$$q_z = -K_z(\theta) \frac{\partial \psi(\theta)}{\partial z} - K_z(\theta) \quad (3.48c)$$

L'equazione (3.48c) mostra che nella direzione  $z$  (considerata positiva verso l'alto), oltre agli effetti molecolari (primo termine), devono considerarsi anche quelli gravitazionali (secondo termine). Infatti, a seconda che il primo termine risulti maggiore (o minore) del secondo, il flusso procede verso l'alto per capillarità (o verso il basso per gravità).

Con l'ipotesi di liquido incompressibile (densità  $\rho$  costante), si considera di seguito l'equazione di continuità in corrispondenza del centro di un volumetto di suolo nelle condizioni non sature (fig. 3.4):

$$-\left[ \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right] \rho \Delta V = \frac{\partial \theta}{\partial t} \rho \Delta V \quad (3.49)$$

con  $\Delta V = \Delta x \Delta y \Delta z$ , e  $q_x$ ,  $q_y$  e  $q_z$  pari rispettivamente alle portate specifiche perpendicolari alle facce  $\Delta y \Delta z$ ,  $\Delta x \Delta z$  e  $\Delta x \Delta y$ .

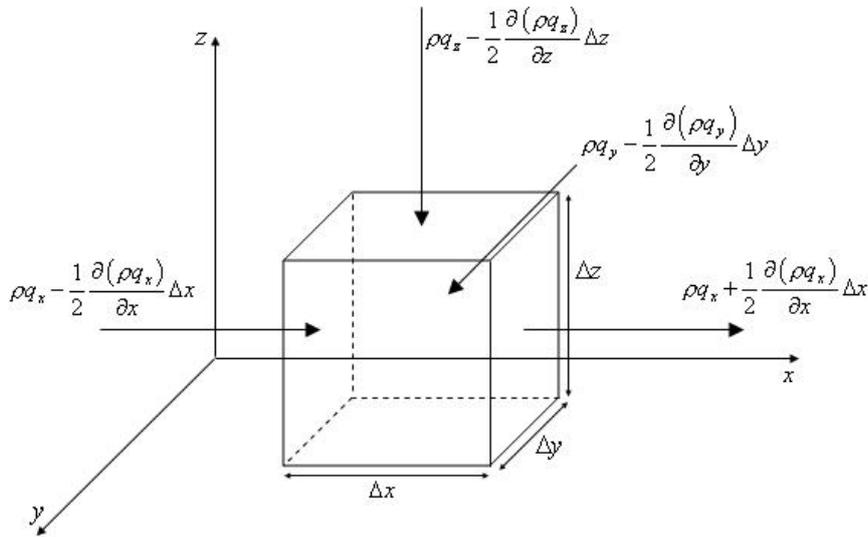


Figura 3.4. Flusso all'interno di un mezzo poroso nelle condizioni non sature.

Sostituendo nell'equazione (3.49) le equazioni del moto (4.48a-c), si ottiene:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[ K_x(\theta) \frac{\partial \psi(\theta)}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ K_y(\theta) \frac{\partial \psi(\theta)}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_z(\theta) \frac{\partial \psi(\theta)}{\partial z} \right] + \frac{\partial}{\partial z} K_z(\theta) = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (3.50)$$

L'equazione (3.50) può essere riscritta utilizzando come termine comune la variazione della  $\psi(\theta)$  rispetto a  $\theta$ , ovvero:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[ K_x(\theta) \frac{\partial \psi(\theta)}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ K_y(\theta) \frac{\partial \psi(\theta)}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_z(\theta) \frac{\partial \psi(\theta)}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] + \frac{\partial}{\partial z} K_z(\theta) = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (3.51)$$

da cui:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[ D_x(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ D_y(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[ D_z(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] + \frac{\partial}{\partial z} K_z(\theta) = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (3.52)$$

dove:

$$D_i(\theta) = K_i(\theta) \frac{\partial \psi(\theta)}{\partial \theta} \quad (3.53)$$

indica la diffusività [ $L^2T^{-1}$ ] nella  $i$ -esima direzione, introdotta da *Buckingham* (1907). Se si ipotizza il mezzo isotropo, la diffusività è identica nelle tre direzioni, pertanto risulta:

$$\nabla \left[ D_i(\theta) \cdot \nabla(\theta) \right] + \frac{\partial}{\partial z} K_z(\theta) = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (3.54)$$

che rappresenta l'equazione di bilancio non lineare di Fokker-Planck.

Se il secondo membro dell'equazione differenziale (3.54) è espresso in funzione del carico capillare, ovvero:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial \theta(\psi)}{\partial \psi} \frac{\partial \psi}{\partial t} = C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} \quad (3.55)$$

ne deriva una differente formulazione del movimento dell'acqua in un mezzo insaturo, non più funzione del contenuto d'acqua nel suolo  $\theta$  e delle relazioni  $K = K(\theta)$  e  $\psi = \psi(\theta)$ , ma dipendente dal carico capillare  $\psi$  e dalle relazioni  $K = K(\psi)$  e  $\theta = \theta(\psi)$ :

$$\nabla [K(\psi) \cdot \nabla(\psi)] + \frac{\partial}{\partial z} K_z(\psi) = C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} \quad (3.56)$$

Le equazioni (3.54) e (3.56) devono essere risolte numericamente. Esse, infatti, non ammettono soluzioni analitiche, salvo in condizioni caratterizzate da forme semplificate.

Ai fini delle soluzioni numeriche l'equazione differenziale (3.54) è da preferirsi alla (3.56) a causa dell'ordine di grandezza assunto dalle variazioni del contenuto d'acqua nel suolo  $\theta$  e della diffusività corrispondente  $D(\theta)$ . Tali variazioni, infatti, risultano circa due volte inferiori rispetto alle corrispondenti variazioni di  $\psi$  e  $d\theta/d\psi$ . Pertanto, gli errori numerici che ne conseguono appaiono in quest'ultimo caso sensibilmente maggiori rispetto a quelli derivanti dal primo approccio. Da evidenziare, però, che per valori di  $\theta$  prossimi alla saturazione il carico piezometrico diventa indipendente dal contenuto d'acqua presente nel suolo (fig. 3.5) e, pertanto, il valore assunto dalla diffusività  $D(\theta)$  tende ad infinito. Tale condizione può comportare, in taluni casi, delle divergenze numeriche nei calcoli. L'equazione (3.56) deve preferirsi, quindi, in quelle soluzioni che si sviluppano tra la zona insatura e quella satura. In quest'ultimo caso l'equazione (3.56) può ricondursi all'equazione di Laplace ( $\nabla^2 h = 0$ ) assumendo per  $K$  un valore costante e ponendo  $d\theta/d\psi$  uguale a zero (Mendicino, 1993).

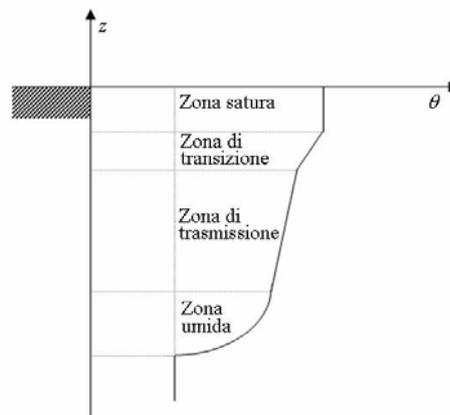


Figura 3.5. Profilo verticale del contenuto d'acqua nel suolo (tratto da Mendicino, 1993).

Il fenomeno dell'infiltrazione, dunque, è inteso come il movimento dell'acqua superficiale nella zona insatura, secondo le tre direzioni principali di moto. Tale fenomeno, tuttavia, può essere considerato lungo un'unica direzione e, pertanto, ricondotto ad un problema di tipo mono-dimensionale. Più specificatamente, se si considera come direzione principale quella verticale, ovvero l'asse  $z$ , le equazioni (3.54) e (3.56) diventano:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} + K_z(\theta) \right] \quad (3.57)$$

$$C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_z(\psi) \left( \frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right] \quad (3.58)$$

L'equazione (3.58) è conosciuta anche come equazione di Richards (*Richards*, 1931).

### 3.3.1 Relazioni tra i parametri che caratterizzano il suolo non saturo

Nel campo della modellistica dei flussi in zona non satura emerge la necessità di definire delle forme funzionali riguardo la relazione di ritenzione  $\psi(\theta)$ , che lega il potenziale matriciale della fase liquida al contenuto d'acqua volumetrico, e quella  $K(\theta)$  che riferisce a  $\theta$  la conducibilità idraulica del mezzo poroso, oppure ancora la relazione  $K(\psi)$ , che essendo più sensibile all'isteresi, potrebbe non essere preferibile qualora siano considerati successivi processi di inumidimento e di drenaggio. Tali legami, cui si dà il nome di *pedofunzioni*, possono essere di tipo deterministico o di natura stocastica.

Di recente l'interesse di alcuni autori è stato rivolto verso la possibilità di determinare tali legami da un'unica prova attraverso tecniche di stima dei parametri. Con questo approccio, di natura statistico-stocastica, è necessario rilevare nel tempo solo pochi parametri durante transitori ottenuti a partire da determinate condizioni iniziali ed imponendo opportune condizioni al contorno del mezzo poroso da caratterizzare. Per l'elaborazione dei dati rilevati si assume che le pedofunzioni siano ben descritte da prefissate e sufficientemente accurate espressioni analitiche, in cui compaiono un numero limitato di parametri, ed il problema della determinazione delle caratteristiche idrauliche è ridotto alla valutazione di questi parametri. Si procede partendo da una stima iniziale dei parametri per simulare il transitorio con appropriate tecniche analitiche o numeriche, e si perviene alla soluzione attraverso un algoritmo iterativo di ottimizzazione di una funzione obiettivo. Generalmente le simulazioni del transitorio sono ripetute con stime dei parametri sempre migliori finché gli scarti tra valori misurati e simulati non sono minimi. Una nota tecnica di simulazione è l'analisi *Monte Carlo*, costituita da una serie di simulazioni ripetitive, effettuate con un modello matematico ed un'associata analisi statistica. Nell'ambito del presente lavoro si esaminano solamente i modelli deterministici che, presentando una base fisica, si possono applicare anche in situazioni diverse da quelle in cui sono ricavati.

I modelli di tipo deterministico implicano che siano soddisfatte due condizioni:

- riconoscimento e definizione funzionale del ciclo isteretico per ogni funzione considerata;
- definizione esatta delle condizioni al contorno.

Nel caso delle relazioni deterministiche  $\psi(\theta)$ , *Campbell* (1974) propose la relazione:

$$\psi(\theta) = \psi_b \left( \frac{\theta}{\theta_s} \right)^{-b} \quad (3.59)$$

nella quale con  $\psi_b$  si è indicato il carico di gorgogliamento (*bubbling pressure* o *air entry water potential*), ovvero il valore assunto dal carico capillare non appena il più ampio quantitativo d'acqua accumulato nel mezzo poroso inizia la fase di drenaggio. Il coefficiente  $b$  rappresenta, invece, la pendenza della retta interpolatrice dei punti sperimentali di coordinate  $\log \theta - \log \psi$ . Il modello di *Campbell* non tiene conto, però, del contenuto d'acqua di ritenzione presente nel suolo.

Diversamente, il modello proposto da *Brooks & Corey* (1964, 1966) valuta l'umidità residua  $\theta_r$  [ $L^3 L^{-3}$ ] attraverso l'introduzione del grado di saturazione effettiva  $s_e$  nella seguente equazione:

$$\psi(s_e) = \psi_b \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{-1/m} = \psi(1) s_e^{-1/m} \quad (3.60)$$

nella quale  $\theta_s$  è l'umidità a saturazione e  $m$  (pari a  $1/b$ ) rappresenta un indice caratteristico della distribuzione delle dimensioni dei pori. Tale indice assume valori esigui in corrispondenza di ampie distribuzioni delle dimensioni dei pori; diversamente, per alti valori di  $m$  si rilevano ristrette distribuzioni. Sempre secondo *Brooks & Corey* (1966), il carico di gorgogliamento  $\psi_b$  è assunto pari al carico capillare  $\psi(1)$  presente nel mezzo poroso quando  $\theta = \theta_s$ , ovvero per valori di  $s_e$  uguali ad uno. Attraverso i dati forniti da *Talsma* (1974) e *Moore* (1939), *Eagleson* (1978) ha dimostrato la validità dell'equazione (3.60), sia per terreni coesivi che sciolti (fig. 3.6).

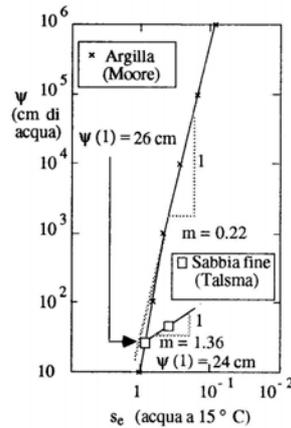


Figura 3.6 Legame funzionale tra il grado di saturazione effettiva ed il carico capillare. Tratto da Eagleson, 1978).

Nella figura 3.6 deve osservarsi, inoltre, che i valori di  $\psi(1)$  sono ottenuti attraverso l'estrapolazione della funzione di regressione che, diversamente, non produce buoni risultati per un grado di saturazione effettiva prossimo ad uno. Da evidenziare, infine, che a causa della legge di regressione adottata, il valore assunto da  $\psi(1)$  è diverso da zero. A tal proposito, diversi modelli risultano compatibili con il valore teorico di  $\psi(1) = 0$ . Tra questi, quello maggiormente usato è il modello proposto da *van Genuchten* (1980):

$$s_e = \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right) = \left[ \frac{1}{1 + (\alpha |\psi|)^n} \right]^{1 - \frac{1}{n}} \quad (3.61)$$

in cui  $n$  ed  $\alpha [L^{-1}]$  sono proprietà caratteristiche del suolo.

Anche per il legame  $K(\theta)$  sono disponibili in letteratura diversi modelli. In particolare, *Campbell* (1974) propose la seguente relazione:

$$K(\theta) = K_s \left( \frac{\theta}{\theta_s} \right)^{2b+3} \quad (3.62)$$

nella quale  $K_s$  rappresenta il valore del coefficiente di permeabilità a saturazione, mentre gli altri parametri assumono il significato visto in precedenza.

Attraverso l'uso della permeabilità intrinseca effettiva  $k(s_e)$ :

$$k(s_e) = \frac{\mu}{\gamma} K(s_e) \quad (3.63)$$

con  $\mu$  viscosità e  $\gamma$  peso specifico del fluido, *Brooks & Corey* (1966) dimostrano che durante la fase di umidificazione si stabilisce il seguente legame funzionale:

$$k(s_e) = k_s \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^c = k(1)(s_e)^c \quad (3.64)$$

nel quale  $k_s = k(1)$  rappresenta il valore assunto dalla permeabilità intrinseca effettiva in un mezzo saturo, ovvero quando risulta  $s_e = 1$ . L'equazione (3.64), inoltre, permette l'integrazione delle equazioni (semplificate) di *Burdine* (1953) relative al legame tra la permeabilità effettiva e la pressione capillare in una struttura irregolare di meati, se risulta:

$$c = \frac{2 + 3m}{m} \quad (3.65)$$

in cui  $c$  rappresenta un indice di sconessione dei pori, ovvero una misura della tortuosità dei meati presenti nel mezzo. In tal senso, infatti, combinando l'equazione (3.60) con l'equazione (3.64) si ha:

$$k(s_e) = k_s \left[ \frac{\psi_b}{\psi(s_e)} \right]^{2+3m} = k(1) \left[ \frac{\psi(1)}{\psi(s_e)} \right]^{2+3m} \quad (3.66)$$

idonea a rappresentare il legame funzionale esistente tra la permeabilità intrinseca effettiva e la pressione capillare. Per l'indice  $c$  esistono in letteratura diverse espressioni. Quelle più significative sono quelle di *Childs & Collis - George* (1950):

$$c = \frac{2 + 2m}{m} \quad (3.67)$$

e di *Mualem* (1976):

$$c = \frac{2 + 2.5m}{m} \quad (3.68)$$

Sempre *Eagleson* (1978), utilizzando i dati forniti da *Talsma* (1974) e *Moore* (1939), mise in risalto le buone prestazioni dell'equazione (3.64).

Da menzionare, infine, le relazioni proposte da *van Genuchten* (1980) riguardo ai modelli compatibili con il valore teorico di  $\psi(1) = 0$ . In particolare per il legame  $K(\theta)$  risulta:

$$\frac{K(\theta)}{K_s} = \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{0.5} \left[ 1 - \left( 1 - \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{n}{n-1}} \right)^{1 - \frac{1}{n}} \right]^2 \quad (3.69)$$

che in termini di  $K(\psi)$  si trasforma in:

$$\frac{K(\psi)}{K_s} = \frac{\left| 1 - (\alpha|\psi|)^{n-1} \left[ 1 + (\alpha|\psi|)^n \right]^{\frac{1}{n}-1} \right|^2}{\left| 1 + (\alpha|\psi|)^n \right|^{\frac{n-1}{2n}}} \quad (3.70)$$

Appare evidente che nell'equazione (3.70) il rapporto  $K(\psi)/K_s$  è uguale ad uno per  $\psi = 0$ , mentre tende a zero per valori di  $\psi$  tendenti ad infinito.

I legami finora osservati implicano la conoscenza di alcuni parametri caratteristici, determinabili sia con prove *in situ* che per mezzo di test di laboratorio. Molte volte, però, non disponendo di tali informazioni particolareggiate si applicano valori medi, rappresentativi del mezzo esaminato. A tal riguardo risultano estremamente utili gli studi compiuti da *Rawls et al.* (1982), nonché quelli di *Rawls & Brakensieck* (1988, 1989).

# Capitolo 4

## Modelli di interazione suolo - vegetazione - atmosfera accoppiati a modelli di dinamica della vegetazione e dei processi fotosintetici

### 4.1 Introduzione

Lo sviluppo e la densità della vegetazione influenzano gli scambi idrici ed energetici tra suolo ed atmosfera, controllando l'intercettazione della pioggia, l'infiltrazione, l'evapotraspirazione, lo scorrimento superficiale e la ricarica della falda acquifera. La vegetazione influenza inoltre la ripartizione della radiazione solare incidente in flussi di calore latente e sensibile (*Larcher, 1995; Lambers et al., 1998; Eagleson, 2002*). Le modifiche della vegetazione preesistente in una generica regione possono causare cambiamenti su larghe scale temporali, modificando il regime climatico sia a scala locale che globale, fatto che, come retroazione, a sua volta influenza lo sviluppo della vegetazione. Nelle regioni a clima semi - arido, come quelle meridionali ed insulari italiane, questo può determinare lunghi periodi di siccità e l'inizio di un processo di desertificazione. L'acqua diviene allora un fattore di controllo dell'ecosistema, e la vegetazione assume un ruolo chiave nel bilancio idrico del suolo (*Rodriguez - Iturbe et al., 2001; Montaldo et al., 2003*). Generalmente gli idrologi trascurano la dinamica della vegetazione nei modelli di interazione tra suolo, vegetazione ed atmosfera. La fotosintesi è il principale termine produttivo della biomassa, ed è un termine chiave del modello di crescita della vegetazione.

Cambiamenti della biomassa della vegetazione o dell'area fogliare potrebbero esercitare una significativa influenza sul ciclo dell'acqua, del carbonio e dell'intero clima a differenti scale spaziali e temporali (*Charney, 1975; Dickinson & Henderson - Sellers, 1988; Lean & Rowntree, 1993, 1997; Dirmeyer & Shukla, 1994; Bonan, 1995, Dickinson, 1995; Dolman et al., 1997; Xue, 1997*). Il monitoraggio e la modellazione del flusso di carbonio (CO<sub>2</sub>), del vapore acqueo e dei flussi energetici sono alla base per una migliore comprensione degli elementi biofisici e fisiologici che controllano i meccanismi di interazione tra vegetazione e atmosfera, per il quale la rete Fluxnet ha fornito una piattaforma straordinaria (*Baldocchi, 2003*). Sulla base di misure in continuo dei flussi energetici e di carbonio, si sono sviluppati dei modelli di trasferimento di energia e massa tra suolo - vegetazione - atmosfera ai

fini di studiare l'interazione tra vegetazione ed atmosfera e i meccanismi di retroazione che ne derivano, implementandoli anche in modelli alla mesoscala e in modelli a circolazione globale (GCMs), con l'importante compito di predire eventuali cambiamenti climatici e la loro influenza sulla dinamica della vegetazione (Wang et al., 2007).

Negli anni passati, numerosi modelli LSS sono stati sviluppati per descrivere lo scambio di massa ed energia tra suolo, vegetazione ed atmosfera (Deardoff, 1978, Sellers et al., 1986, 1996; Noilhan & Planton, 1989; Flerchinger et al., 1989, 1991; Dawes & Hatton, 1993; Famiglietti & Wood, 1994; Braden, 1995; Braud et al., 1995; Noilhan & Mahfouf, 1996; Dickinson et al., 1998). Ad esempio i modelli BATS (Dickinson, 1984) e SiB (Sellers et al., 1986), furono in grado di simulare con accuratezza gli cambi dei flussi di calore latente e sensibile tra vegetazione, suolo ed atmosfera, ma comunque non riuscirono ad includere i processi biochimici nel continuo suolo – vegetazione – atmosfera (Wang et al., 2007). Frequentemente la conduttanza stomatale è stata modellata attraverso relazioni empiriche funzioni dell'intensità della luce, della temperatura dell'aria, dell'umidità, della concentrazione di CO<sub>2</sub> e del contenuto idrico del suolo (Jarvis, 1976) o attraverso un valore di conduttanza fissato a seconda del tipo di vegetazione. Sebbene questo tipo di approccio alla Jarvis, è stato largamente utilizzato perché in grado effettivamente di simulare la conduttanza stomatale, i meccanismi di retroazione tra fotosintesi e conduttanza stomatale e la risposta della conduttanza stomatale alla concentrazione di CO<sub>2</sub> non è stata sviluppata in tali modelli. Ball et al. (1987) e Collatz et al. (1991) hanno relazionato la conduttanza stomatale con il tasso di fotosintesi netta e la concentrazione di CO<sub>2</sub>. Seguendo questo nuovo approccio di tipo fisiologico, sono stati sviluppati una serie di modelli che hanno accoppiato modelli di fotosintesi ai modelli di conduttanza stomatale (Harley & Baldocchi, 1995; Leuning, 1995; Jacob et al., 1996). Successivamente, sono stati apportati dei miglioramenti alla parametrizzazione della fotosintesi e della conduttanza stomatale, in modo da essere inclusi anche nei modelli LSS (Bonan, 1996, Sellers et al. 1996, Dickinson et al., 1998).

Inizialmente i modelli LSS trattarono la vegetazione ed il suolo come unico strato (Deardoff, 1978, Dickinson et al., 1986), tali modelli furono comunemente chiamati modelli “big leaf”, descritti essenzialmente dall'equazione di Penman – Monteith (Monteith, 1965). I modelli di tipo *big leaf* dipendono maggiormente da parametri concettuali rispetto agli altri. Essi sono scelti soprattutto per applicazioni a lungo termine o a larga scala, quando si pone la problematica del tempo di calcolo, o quando la stima degli scambi energetici non è un problema primario, come nei modelli di crescita o nei modelli biochimici. I modelli multi-strato pongono maggiore attenzione sulla comprensione dei processi su scale di dettaglio, e richiedono un maggiore numero di parametri stimati a priori. Anderson et al. (2005)

sostengono che i modelli *single - layer* sono troppo semplici per essere applicati a scenari complessi, nonostante il successo riscosso in numerose applicazioni pratiche. Negli anni recenti, i modelli LSS sono stati accoppiati con modelli di crescita della vegetazione (Cox *et al.*, 2000, Nouvellon *et al.*, 2000), ma molti di questi modelli calcolano separatamente la fotosintesi e l'evapotraspirazione, mentre devono essere accoppiate mediante la regolazione stomatale (Collatz *et al.*, 1991, Harley *et al.*, 1992, Leuning, 1995; Nikolov *et al.*, 1995). Il passo temporale dei modelli e la scala temporale delle variabili sono estremamente importanti per l'accuratezza dei risultati simulati e dell'efficienza dei modelli (Goudriaan & van Laar, 1994, Hoogenboom, 2000). Molti dei modelli di dinamica della vegetazione usano un passo temporale giornaliero, per la maggiore facilità nell'applicazione e nel reperimento dei dati di input. Tuttavia diversi processi fisici e biochimici sono estremamente variabili a scale molto più piccole, tipo quella oraria e sub – oraria, e la risposta tra i differenti processi non è lineare nel corso della giornata (Tazaki *et al.*, 1980, Puech-Suanzes *et al.*, 1989, Hirasawa & Hsiao, 1999, Trivedi *et al.*, 2000). Inoltre, molti di questi modelli non considerano la concentrazione di CO<sub>2</sub> come variabile in ingresso, non rendendoli di fatto utilizzabili per analisi di cambiamento climatico.

In questo capitolo saranno illustrati i modelli ecoidrologici sviluppati nell'ambito del presente lavoro di tesi, con diversi livelli di dettaglio per ciò che concerne lo scambio e il trasferimento di massa ed energia tra suolo, vegetazione ed atmosfera, la crescita della vegetazione e la descrizione dei processi biofisici e biochimici della fotosintesi e della conduttanza stomatale. Nello specifico inizialmente è stato implementato un modello di interazione tra suolo, vegetazione ed atmosfera LSS (par. 4.2), basato sulla soluzione delle classiche equazioni del bilancio energetico e di massa, secondo gli schemi proposti da Noilhan & Planton (1989) e Mengelkamp *et al.* (1999). Tale modello è stato accoppiato ad un modulo sub superficiale che descrive in forma tridimensionale la circolazione idrica nel sottosuolo secondo lo schema proposta da Mendicino *et al.* (2006). La modellazione utilizza un approccio discreto, basato sull'estensione della definizione di Automa Cellulare per la modellazione di fenomeni macroscopici, la cui struttura è caratterizzata da funzionalità che ne accrescono la capacità computazionale grazie alla possibilità di implementazione su sistemi di calcolo parallelo. Successivamente, a tale modello è stato accoppiato un modello di dinamica della vegetazione (VDM), in modo da realizzare un modello ecoidrologico completo (par. 4.3) in grado di includere gli effetti della vegetazione sui flussi energetici e sul contenuto idrico del suolo e i fenomeni retroattivi che conseguentemente ne derivano. Tale modello, inoltre, è in grado di valutare il flusso di CO<sub>2</sub> mediante un'equazione semplificata che descrive il processo fotosintetico in relazione alla radiazione fotosinteticamente attiva (PAR), alla resistenza aerodinamica e alla resistenza stomatale. Le caratteristiche principali del modello di dinamica della vegetazione (VDM) proposto si basa sui lavori di Nouvellon *et al.*

(2000) e *Cayrol et al.* (2000), successivamente ripresi ed utilizzati da *Montaldo et al.* (2005). Inoltre, in tale modello il tasso di fotosintesi lorda è stato determinato adattando a scala oraria un'equazione proposta con passo temporale giornaliero da *Montaldo et al.* (2005).

Ulteriori approfondimenti sono stati apportati, infine, introducendo come variabile in ingresso la concentrazione di CO<sub>2</sub> misurata in atmosfera (par. 4.4). In quest'ultima modellazione si è seguito, quindi, un approccio più propriamente biochimico nella stima dei processi fotosintetici, in quanto si rende necessario valutare anche le concentrazioni di CO<sub>2</sub> all'interno e superficialmente alla foglia. Si tratta sostanzialmente di valutare la fotosintesi a livello fogliare per poi successivamente attestarsi a livello della *canopy* mediante *upscaling*. L'ultimo modello realizzato, quindi, è un modello ecoidrologico in grado di descrivere il contenuto idrico del suolo, i flussi energetici, il flusso di CO<sub>2</sub>, la crescita della vegetazione e i fenomeni di interazione tra gli stessi e i possibili fenomeni di retroazione dovuti ad eventuali scenari di cambiamento climatico.

#### **4.2 Modello di interazione suolo – vegetazione – atmosfera (LSS)**

Lo schema generale del modello di interazione tra suolo, vegetazione ed atmosfera realizzato inizialmente segue la struttura del modello SEWAB (Surface Energy and Water Balance, *Mengelkamp et al.*, 1999).

SEWAB è simile a molti altri schemi *land-surface* per quanto riguarda il calcolo dei flussi turbolenti del calore sensibile e latente (quest'ultimo considera la presenza di un unico strato di vegetazione). Maggiore enfasi è posta nella descrizione dei processi di trasferimento nel suolo come elemento di congiunzione tra il sistema atmosferico e quello idrologico. Le equazioni di diffusione del flusso di calore e di umidità nel suolo sono applicate su griglie multi-strato, il deflusso superficiale ed il deflusso di base possono invece essere calcolati come dovuti ad un eccesso di saturazione, come avviene usualmente negli schemi di interazione superficie atmosfera inseriti nei modelli atmosferici, benché sia possibile seguire anche un approccio del tipo VIC (*variable infiltration capacity*). La validazione di SEWAB con i dati misurati durante l'esperimento FIFE ha indicato che i flussi di calore sensibile e latente possono essere ben riprodotti adattando il contenuto iniziale di umidità del suolo e la frazione vegetata entro intervalli ragionevoli. La partecipazione al progetto PILPS 2(a) ha mostrato un buon accordo tra flusso di calore sensibile osservato e calcolato lungo un periodo di tempo pari ad un anno mentre il flusso di calore latente è sottostimato durante l'estate. L'esperimento PILPS 2(c) ha invece posto l'attenzione soprattutto sulla produzione di deflusso degli schemi LSS. Le simulazioni che considerano l'eccesso di saturazione hanno mostrato che SEWAB produce un leggero esubero di deflusso nonostante l'assenza di contributo da parte della componente superficiale a risposta rapida. L'approccio VIC permette la produzione di deflusso e migliora i tempi di calcolo. Ad ogni modo, il deflusso simulato coincide abbastanza bene con i valori osservati nei bacini di riferimento. Rispetto allo schema originale di SEWAB, nel modello realizzato nel presente lavoro di tesi sono apportate diverse modifiche così come descritto in *Senatore* (2006), sia per quanto riguarda alcuni specifici parametri sia per quanto riguarda la struttura generale. Nello specifico, poiché la verifica delle prestazioni del modello è eseguita con i dati misurati da una stazione eddy correlation completa, le cui misure dei flussi energetici e di massa avvengono sostanzialmente lungo l'asse verticale, l'aspetto relativo al deflusso (superficiale e profondo) non è stato affrontato. Si è preferito invece soffermarsi maggiormente su un aspetto idrologico particolarmente problematico dal punto di vista della modellazione, quello relativo al moto dell'acqua nel suolo, e precisamente nel suolo insaturo. La scelta di riferirsi al modello SEWAB è dettata soprattutto dall'analogia tra la sua struttura e quella progettata per il modello proposto: SEWAB presenta uno schema dei processi di trasferimento tra interfaccia ed atmosfera che si potrebbe definire "standard", mentre pone maggiormente l'accento sull'aspetto prettamente idrologico del problema,

quello dei processi di trasferimento nel suolo. Il processo del moto nei mezzi insaturi presenta molti problemi nell'ambito della modellazione perché è fortemente non lineare. Nella simulazione delle dinamiche inerenti il suolo si amplificano le limitazioni di carattere computazionale, a causa delle rapide risposte di questa zona alle forzanti atmosferiche, le quali vincolano la modellazione a passi spaziali e temporali molto ridotti (Orlandini, 1999). Nella ricerca di soluzioni numeriche alternative, la modellazione basata sul modello di calcolo degli Automi Cellulari (AC) (von Neuman, 1966; Wolfram, 2002) rappresenta una valida alternativa ai metodi analitico-deduttivi classici, non solo a causa della naturale predisposizione degli AC all'implementazione su sistemi di calcolo paralleli, ma anche per la possibilità di introdurre tecniche di controllo delle interazioni tra i costituenti elementari (non attuabili con le tradizionali tecniche numeriche) in grado di migliorare ulteriormente le prestazioni del modello. Per tale motivo nel capitolo 5, sarà proposta un'ampia discussione relativa al modello di calcolo degli Automi Cellulari, sia rispetto al loro tipico utilizzo tradizionale (scala microscopica) che rispetto alla simulazione di fenomeni macroscopici. In seguito, sarà descritto un modello discreto per la simulazione del flusso in un mezzo non saturo e la sua applicazione all'interno di una struttura di calcolo basata sugli Automi Cellulari, e sarà proposta una tecnica originale, definita quantizzazione, in grado di ridurre (attraverso dei controlli basati sulla fisica del problema) lo scambio di informazioni non significative tra i singoli elementi in cui è suddiviso il sistema suolo, e di ridurre quindi l'onere computazionale della simulazione.

#### 4.2.1 Bilancio energetico ed idrologico superficiale

##### 4.2.1.1 Equazioni di bilancio

Alla base del modello SEWAB, come di tutti i modelli LSS, vi sono le due equazioni fondamentali di bilancio energetico ed idrologico (fig. 4.1). Assumendo che né energia né acqua siano immagazzinate nell'interfaccia tra superficie ed atmosfera, l'equazione di bilancio energetico è data dall'equazione (4.1), di seguito richiamata:

$$R_n = G - H - \lambda E \quad (4.1)$$

mentre il corrispondente bilancio di massa è dato da:

$$P - E - I = R \quad (4.2)$$

Nelle equazioni precedenti  $R_n$  è la radiazione netta,  $G$  il flusso di calore al suolo all'interfaccia,  $\lambda E$  ed  $H$  sono rispettivamente i flussi di calore latente e sensibile,  $P$  la precipitazione,  $I$  l'infiltrazione (la quantità di acqua che entra nel suolo),  $R$  il

deflusso superficiale,  $E$  l'evapotraspirazione. Tutti i termini dell'equazione (4.1) sono espressi in  $W m^{-2}$ , i termini dell'equazione (4.2) in  $kg m^{-2} s^{-1}$ . Riferendosi al bilancio energetico, i flussi verso l'alto sono d'ora in poi considerati positivi, quelli verso il basso negativi.

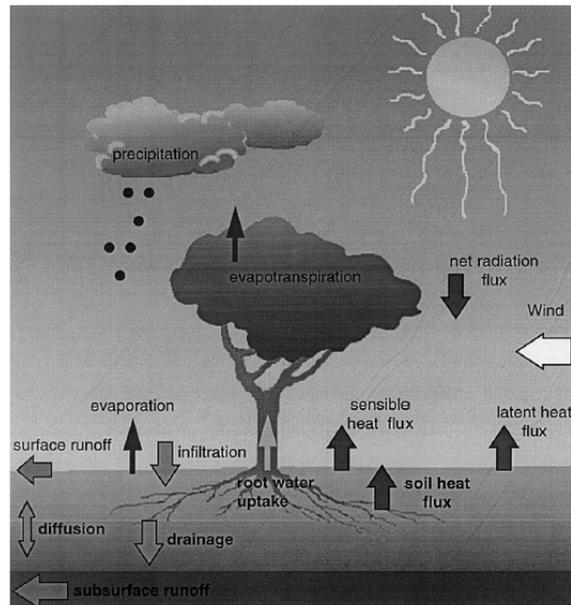


Figura 4.1. Le componenti del bilancio energetico ed idrologico descritte in SEWAB. Tratto da Mengelkamp et al., 1999.

L'equazione (4.1) è risolta rispetto alla temperatura dello strato superficiale del suolo  $T_s$ , attraverso il metodo iterativo di Newton-Raphson.

L'equazione di bilancio (4.2) è valida solo durante gli eventi di pioggia, poiché non permette l'immagazzinamento di acqua in superficie (previsto in SEWAB in un modulo a parte). Nel modello che si definisce in questo lavoro di tesi la quantità d'acqua che non è assorbita dal terreno (sia perché esso è saturo o impermeabile, sia perché l'intensità della precipitazione è superiore alla permeabilità dello strato superficiale del terreno stesso) può essere stimata ed introdotta in un modello di propagazione del deflusso superficiale.

Il flusso di calore latente  $\lambda E$  (dove  $\lambda [J kg^{-1}]$  è il calore latente di vaporizzazione) accoppia l'equazione di bilancio energetico a quella del bilancio di massa. Data la precipitazione  $P$  e stimata l'infiltrazione  $I$  come descritto nel seguito, la stima di  $\lambda E$  ottenuta dall'equazione (4.1) consente di calcolare tramite l'equazione (4.2) l'eccesso di acqua destinata al deflusso superficiale  $R$ .

#### 4.2.1.2 Radiazione e flusso di calore al suolo

La radiazione netta  $R_n$  è data dalla seguente equazione, ottenuta rielaborando l'equazione (3.6):

$$R_n = (1 - a)R_t + \varepsilon_s L_n + L_{out} \quad (4.3)$$

Nell'equazione (4.3) l'emissività superficiale  $\varepsilon_s$  è considerata costante e pari a 0.97, mentre gli altri termini sono ottenuti così come descritto nel precedente capitolo 3. I valori del flusso di calore al suolo dipendono, come anticipato, da molti fattori. La legge di Fourier per la conduzione del calore in un corpo omogeneo da cui derivare  $G$  a qualsiasi livello  $z'$  (equazione 3.13) può essere discretizzata nel modo seguente:

$$G(z') = -k_s \partial T_s / \partial z' \cong k_s \frac{T_s - T'}{\Delta z'} \quad (4.4)$$

Anche conoscendo il contenuto d'umidità nel suolo, oltre all'incognita  $T_s$  l'equazione (4.4) contiene un altro termine non noto, la temperatura  $T'$  relativa al livello  $z'$ . Tale termine può essere dato da un modello numerico di diffusione del calore nel suolo oppure, in modo più grossolano ma più semplice, parametrizzandolo rispetto a grandezze associate alla quantità di energia totale disponibile, o ancora assumendo il flusso di calore al suolo nullo (ipotesi verosimile per modelli che abbiano un passo temporale almeno giornaliero).

#### 4.2.1.3 Flusso di calore latente e sensibile

Il flusso turbolento di calore sensibile è dato dalla seguente formula aerodinamica di tipo *bulk*:

$$H = \rho c_p C_H u_a (\Theta_a - \Theta_s) \quad (4.5)$$

dove  $\rho$  [ $\text{kg m}^{-3}$ ] è la densità dell'aria,  $c_p$  [ $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ ] il calore specifico dell'aria a pressione costante,  $u_a$  [ $\text{m s}^{-1}$ ] la velocità del vento,  $\Theta_a$  e  $\Theta_s$  [K] la temperatura potenziale dell'aria e superficiale, ed infine  $C_H$  [-] il coefficiente di trasporto per il flusso di calore sensibile, presentato nel precedente capitolo (eq. 3.44).

Nell'equazione (4.5) il termine  $u_a$  è dato da misure di campo, i termini  $\rho$  e  $c_p$  sono calcolati seguendo la metodologia FIFE (Weaver, 1994):

$$\rho = 1.2929 \left( p - 0.3783 q_a \frac{T_a}{2164} \right) \frac{273.13}{101.323 T_a} \quad (4.6)$$

$$c_p = \frac{1004 + 1820.4M}{1 + M} \quad (4.7)$$

dove:

$$M = \frac{0.622q_a T_a}{2164 \left( p - q_a \frac{T_a}{2164} \right)} \quad (4.8)$$

e  $q_a$  [g m<sup>-3</sup>] è l'umidità specifica dell'aria. La temperatura potenziale è data dalla seguente equazione:

$$\Theta = T \left( \frac{p}{p_R} \right)^{-R_d/c_p} \quad (4.9)$$

con  $p_R = 1000$  hPa pressione di riferimento e  $R_d = 287.05$  J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup> costante dei gas per aria secca.

Il coefficiente di trasporto  $C_H$  è calcolato secondo la formulazione di *Louis* (1979) modificata al fine di considerare differenti valori di lunghezza d'attrito per il calore sensibile  $z_{0h}$  e per la quantità di moto  $z_{0m}$  (*Mascart et al.*, 1995):

$$C_H = C_{DN} F_h \quad (4.10)$$

Nell'equazione (4.10)  $C_{DN}$  è il coefficiente di trasporto in condizioni neutrali:

$$C_{DN} = \frac{k^2}{\left[ \ln(z/z_{0m}) \right]^2} \quad (4.11)$$

dove  $k$  è la costante di Von Karman e  $z$  l'altezza degli strumenti di misura (pari a 3 m). Fissata l'altezza della vegetazione  $h_c$  [m] si può porre (*Brutsaert*, 1975):

$$z_{0m} = 0.123h_c \quad (4.12)$$

$$z_{0h} = 0.1z_{0m} \quad (4.13)$$

dove le lunghezze d'attrito sono espresse in metri. Il termine  $F_h$  tiene conto delle condizioni di stabilità atmosferica:

$$F_h = \left[ 1 - \frac{15 Ri}{1 + C_h \sqrt{|Ri|}} \right] \times \left[ \frac{\ln(z/z_{0m})}{\ln(z/z_{0h})} \right] \quad Ri \leq 0 \quad (4.14)$$

$$F_h = \frac{1}{1 + 15 Ri \sqrt{1 + 5 Ri}} \times \left[ \frac{\ln(z/z_{0m})}{\ln(z/z_{0h})} \right] \quad Ri > 0 \quad (4.15)$$

dove il numero di Richardson  $Ri$  è dato da una formulazione tipo *bulk* (Garratt, 1992):

$$Ri = gz \frac{\Theta_{va} - \Theta_{vs}}{\Theta_{va} \cdot u_a^2} \quad (4.16)$$

con  $g$  [ $m s^{-2}$ ] accelerazione di gravità e  $\Theta_{va}$  e  $\Theta_{vs}$  [K] temperature potenziali virtuali rispettivamente dell'aria e del suolo. La temperatura potenziale virtuale è data da:

$$\Theta_v = T_v \left( \frac{p}{p_R} \right)^{-R_d/c_p} \quad (4.17)$$

dove  $T_v = T(1 + 0.61q)$  è la temperatura virtuale, con  $q$  espressa in  $kg m^{-3}$ .

Il coefficiente  $C_h$  del caso instabile è dato da:

$$C_h = 15 C_h^* C_{DN} (z/z_{0h})^{p_h} \times \left[ \frac{\ln(z/z_{0m})}{\ln(z/z_{0h})} \right] \quad (4.18)$$

dove  $C_h^*$  e  $p_h$  sono funzioni solo del parametro  $\mu = \ln(z_{0m}/z_{0h})$ :

$$C_h^* = 3.2165 + 4.3431\mu + 0.5360\mu^2 - 0.0781\mu^3 \quad (4.19)$$

$$p_h = 0.5802 - 0.1571\mu + 0.0327\mu^2 - 0.0026\mu^3 \quad (4.20)$$

Il procedimento per la stima dell'evapotraspirazione (e quindi del flusso di calore latente) segue in gran parte il modello ISBA (Interaction Soil Biosphere Atmosphere) del servizio meteorologico francese (Noilhan & Planton, 1989). Il flusso di calore latente totale è dato dalla somma del flusso di calore latente da suolo nudo  $\lambda E_g$  e da superfici vegetate  $\lambda E_f$ :

$$\lambda E = (1 - veg) \lambda E_g + veg \lambda E_f \quad (4.21)$$

dove  $veg$  è la frazione di una cella quadrata di terreno coperta da vegetazione.  
Il calore latente da suolo nudo è pari a:

$$\lambda E_g = \lambda C_Q \rho u_a [q_g - q_a] = \lambda C_Q \rho u_a [\alpha_{soil} q_{sat}(T_s) - q_a] \quad (4.22)$$

dove il coefficiente di trasporto  $C_Q$  è uguale a quello per il calore sensibile  $C_H$ , l'umidità specifica dell'aria  $q_a$  (data da misure di campagna) è espressa in  $\text{kg m}^{-3}$ , il calore latente di vaporizzazione  $\lambda$  è dato da:

$$\lambda = 1000(2501.3 - 2.366 \cdot T_a (\text{°C})) \quad (4.23)$$

L'umidità specifica a saturazione rispetto alla temperatura superficiale  $q_{sat}(T_s)$  è ottenuta da:

$$q_{sat}(T_s) = \frac{0.622 \varepsilon_{sat}}{p - 0.378 \varepsilon_{sat}} \quad (4.24)$$

dove la pressione di vapore a saturazione  $\varepsilon_{sat}$  è pari a:

$$\varepsilon_{sat} = 0.611 \exp\left(\frac{17.27 T_s (\text{°C})}{T_s (\text{°C}) + 237.3}\right) \quad (4.25)$$

L'umidità relativa dell'aria in corrispondenza della superficie  $\alpha_{soil}$  è stata soggetta a diverse investigazioni. Tale parametro rappresenta concretamente il legame tra il comparto superficie-atmosfera ed il comparto suolo, ed è determinante per la suddivisione dell'energia disponibile tra flusso di calore sensibile e latente. Il cosiddetto  $\alpha$ -method (Mahfouf & Noilhan, 1991) è uno dei due principali (l'altro è il  $\beta$ -method) per lo studio dell'evaporazione da suolo nudo, considerando il classico schema fisico proposto dalla figura 4.2.

Nel metodo  $\alpha$  l'evaporazione  $E_g$  è espressa tra due livelli  $z_{0q}$  e  $z_a$  attraverso equazioni del tipo della (4.22), ovvero:

$$q_g = \alpha_{soil} q_{sat}(T_s) \quad (4.26)$$

Nel metodo  $\beta$ , non adottato da SEWAB, l'intero processo evaporativo è descritto dal contenuto d'acqua nell'atmosfera:

$$E_g = \frac{\rho}{R_a + R_{soil}} (q_s - q_a) \quad (4.27)$$

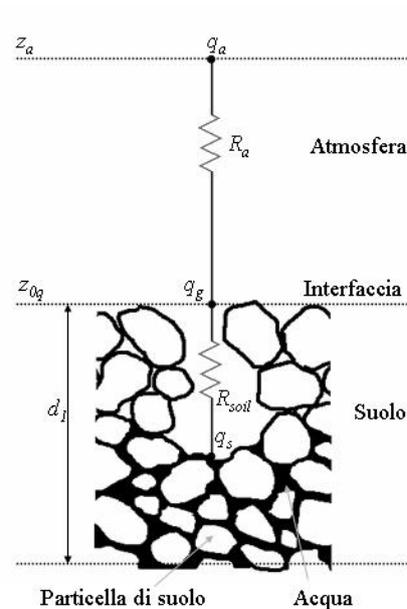


Figura 4.2. Descrizione schematica di uno strato superficiale di suolo di profondità  $d_l$  così come proposto da *Kondo et al.* (1990). Il vapore acqueo è diffuso attraverso i pori più larghi dal pelo libero dell'acqua verso la superficie del terreno che si interfacciano con l'atmosfera. Nello schema,  $z_{0q}$  è la lunghezza d'attrito per il calore latente (posta pari a  $z_{0h}$ ),  $q_g$  l'umidità specifica superficiale in corrispondenza di un'altezza pari a  $z_{0q}$ ,  $z_a$  l'altezza atmosferica di riferimento,  $q_a$  la corrispondente umidità specifica,  $q_s$  l'umidità specifica in prossimità del pelo libero dell'acqua nel suolo, ed  $R_a$  e  $R_{soil}$ , infine, la resistenza aerodinamica e la resistenza alla diffusione del vapore all'interno dei pori.

oppure:

$$E_g = \rho C_Q u_a \beta (q_s - q_a) \quad (4.28)$$

con:

$$\beta = \frac{1}{1 + C_Q u_a R_{soil}} \quad (4.29)$$

*Mihailovic et al.* (1995) e *Mahfouf & Noilhan* (1991) elencano diverse formulazioni per il parametro  $\alpha_{soil}$  che dipende dalla pressione capillare alla superficie o è basato

sul concetto della capacità di campo. *Noilhan & Planton* (1989) suggeriscono la seguente parametrizzazione, adottata in SEWAB:

$$\alpha_{soil} = \begin{cases} \frac{1}{2} \left[ 1 - \cos \left( \pi \frac{\theta}{\theta_{fc}} \right) \right] & \text{se } \theta < \theta_{fc} \\ 1 & \text{se } \theta \geq \theta_{fc} \end{cases} \quad (4.30)$$

Questa espressione richiede informazioni circa il contenuto di umidità volumetrica alla superficie  $\theta$ , dedotte dal modello del suolo. La capacità di campo è spesso correlata al contenuto d'acqua a saturazione  $\theta_{fc} \cong 0.75 \theta_{sat}$ .

L'evapotraspirazione da superfici vegetate è data invece dall'evaporazione dalla copertura fogliare umida  $E_r$  e dalla traspirazione dalla restante parte secca  $E_{tr}$ :

$$E_f = \delta_w E_r + (1 - \delta_w) E_{tr} \quad (4.31)$$

La frazione umida della copertura fogliare  $\delta_w$  è una funzione di potenza del contenuto idrico trattenuto dalla vegetazione (*Deardoff*, 1978):

$$\delta_w = \left( \frac{w_r}{w_{rmax}} \right)^{2/3} \quad (4.32)$$

con il contenuto idrico massimo  $w_{rmax} = 0.2 \text{ vegLAI}$ . Il LAI (*leaf area index*) è definito come l'area totale della copertura fogliare (relativa ad un solo lato della foglia) per l'area della regione in analisi. La variazione del contenuto idrico trattenuto dalla vegetazione è data da:

$$\frac{\partial w_r}{\partial t} \cong \text{veg} \cdot P - E_r \cdot \text{veg} \cdot \delta_w \quad \text{per } 0 \leq w_r \leq w_{rmax} \quad (4.33)$$

Se  $w_r$  eccede  $w_{rmax}$  lo sgocciolamento dalle foglie  $R_{ld}$  raggiunge il suolo. Su superfici vegetate ( $\text{veg} > 0$ ) si ha:

$$R_{ld} = \frac{w_r - w_{rmax}}{\Delta t} \quad (4.34)$$

L'evaporazione dalla copertura fogliare umida  $E_r$  è data da:

$$E_r = C_Q \rho u_a [q_s(T_s) - q_a] \quad (4.35)$$

e la traspirazione dalla parte secca:

$$E_{tr} = \frac{1}{R_a + R_{ST}} \rho [q_s(T_s) - q_a] \quad (4.36)$$

con la resistenza aerodinamica:

$$R_a = \frac{1}{C_Q u_a} \quad (4.37)$$

La resistenza stomatale della *canopy* è formulata da *Pinty et al.* (1989):

$$R_C = R_{ST\min} \left[ 1 + \left( \frac{\psi_f}{\psi_{fc}} \right)^{5.5} \right] \frac{1 + 0.0055 R_t}{R_{ST\min} / R_{ST\max} + 0.0055 R_t} \quad (4.38)$$

dove  $R_{ST\min}$  e  $R_{ST\max}$  sono le resistenze stomatali minime e massime che possono essere determinate per particolari tipi di vegetazione. Il termine tra parentesi rappresenta un fattore di umidità per la resistenza stomatale che limita la traspirazione in occasione di stress idrico. Esso è una funzione del potenziale capillare alla capacità di campo  $\psi_{fc}$  e di un potenziale legato all'umidità delle foglie  $\psi_f$  che dipende dal potenziale capillare nella *root zone*  $\psi_{sr}$ , dall'altezza media della vegetazione  $h_c$  e da un termine di resistenza alla traspirazione che tiene conto delle resistenze interne delle piante al flusso idrico  $R_f$  e della resistenza al flusso idrico attraverso il suolo verso l'area dove si sviluppa l'apparato radicale  $R_{root}$ . Il potenziale legato all'umidità delle foglie è dato da *Federer* (1982):

$$\psi_f = \psi_r - h_f - \frac{E_{tr}}{\rho_v} (R_f + R_{root}) \quad (4.39)$$

L'ultimo termine dell'equazione (4.39) rappresenta il fattore della resistenza stomatale dovuto alla radiazione solare (*Dickinson*, 1984).

La quantità di acqua necessaria per la traspirazione  $E_{tr}$  è estratta, nell'ambiente degli automi cellulari, da tutte le celle dell'intera *root zone*, proporzionalmente al loro

contenuto idrico. Per ogni cella  $i$  nella root zone, se il contenuto d'acqua  $\theta_i$  è più alto che il contenuto idrico residuo  $\theta_{wp}$ , il quantitativo d'acqua estratto per la traspirazione  $E_{tr}^i$  è:

$$E_{tr}^i = E_{tr} \frac{\theta_i - \theta_{wp}}{\sum_{i=1}^N (\theta_i - \theta_{wp})} \quad (4.40)$$

dove  $N$  è il numero di celle che compongono la root zone.

Il modello di interazione tra superficie ed atmosfera fin qui descritto consente la stima degli scambi energetici ed indirettamente, a causa della presenza del termine  $\lambda E$  relativo al flusso di calore latente, degli scambi di massa. Il valore della temperatura superficiale  $T_s$ , ottenuto attraverso iterazioni successive per soddisfare l'equazione (4.1), determina il valore di  $\lambda E$ , quindi del flusso d'acqua uscente dallo strato superficiale del suolo (l'evapotraspirazione). Il contenuto di umidità del suolo ha una notevole influenza nel determinare la ripartizione dell'energia disponibile in flusso di calore sensibile o latente: il parametro  $\alpha_{soil}$ , introdotto nell'equazione (4.26), esprime concretamente nel modello presentato il legame tra processi fisici superficiali e del suolo.

Adottando un altro punto di vista, che consideri primariamente i fenomeni di diffusione nel comparto suolo, si può invece affermare che i trasferimenti di massa tra superficie ed atmosfera rappresentano un'importante condizione al contorno per la definizione del moto nel suolo insaturo.

In sostanza, sia il modello di trasferimento tra superficie ed atmosfera, sia il modello di flusso idrico nel suolo insaturo, non devono essere considerati separatamente, ma come due componenti interagenti per la modellazione di un processo fisico globale. Il problema della modellazione tridimensionale dei flussi idrici nel suolo, nel contesto più ampio del modello LSS, è stato affrontato attraverso un approccio basato su un'estensione della definizione di Automa Cellulare per la modellazione di fenomeni macroscopici, che verrà descritto nel capitolo 5.

### 4.3 Primo modello ecoidrologico

Il modello LSS descritto nel paragrafo precedente è stato successivamente accoppiato con un modello di crescita della vegetazione (VDM), con lo scopo di includere gli effetti della vegetazione nei processi di trasferimento di massa ed energia tra suolo – vegetazione – atmosfera. L'accoppiamento tra modelli di dinamica della vegetazione e modelli di tipo idrologico o di tipo LSS può avvenire in diversi modi a seconda (1) dei processi descritti, (2) della scala temporale e (3) dallo scopo del modello.

Lo scopo principale di utilizzare all'interno di un modello idrologico o LSS, un modulo di dinamica della vegetazione, consiste nella stima di valori dinamici di leaf area index. Negli anni recenti sono stati sviluppati diversi modelli di dinamica della vegetazione, utilizzando per la modellazione della fotosintesi o il complesso approccio biochimico proposto da *Farquar et al.* (1980) o più o meno complesse versioni dell'assimilazione del carbonio, mediante il calcolo della fotosintesi, tramite fattori di riduzione del tasso massimo di assimilazione attraverso coefficienti che esprimono condizioni di stress ambientali sull'apertura stomatale della foglia, anche senza la necessità di fornire come dati in input la concentrazione atmosferica di CO<sub>2</sub> (*Nouvellon et al.*, 2000; *Montaldo et al.*, 2005).

Inoltre, *Maxwell et al.* (2007) hanno accentuato l'importanza nell'esplicitare le interazioni tra i modelli ecoidrologici ed i processi di distribuzione del contenuto idrico nel suolo. Sebbene i collegamenti tra i flussi di carbonio (CO<sub>2</sub>) e l'umidità del suolo non siano diretti come tra i flussi energetici (soprattutto flusso di calore latente) e l'umidità del suolo, i secondi possono influire significativamente sulla respirazione e sull'assimilazione di CO<sub>2</sub> (*Kurc & Small*, 2007). Molti studi collegano direttamente il flusso di CO<sub>2</sub> dal suolo al suo contenuto idrico (*Salimon et al.*, 2004; *Jabro et al.*, 2008). Anche se le interconnessioni fra flussi, crescita di vegetazione e umidità del suolo sono molto complesse, la schematizzazione del suolo in compartimenti è piuttosto comune (*Porporato et al.*, 2001; *Daly et al.*, 2004). Solamente pochi lavori hanno valutato gli effetti della distribuzione di umidità del suolo lungo il profilo di suolo verticale (*Varado et al.*, 2006; *Kurc & Small*, 2007), considerando in pochissimi casi il flusso idrico nel suolo tridimensionale (*Maneta et al.*, 2008).

Nel modello che sarà descritto in questo paragrafo, il modulo di crescita della vegetazione calcola a scala giornaliera la quantità di biomassa verde presente e il LAI, che viene poi utilizzato dal modello LSS per il calcolo sia della resistenza stomatale (approccio alla *Jarvis*, 1976) e sia della frazione di copertura vegetata. Le variazioni di biomassa nel tempo vengono quantificate mediante la differenza tra il tasso di produzione e di distruzione della stessa (*Larcher*, 1995; *Cayrol et al.*, 2000). I termini produttivi sono quelli che apportano biomassa verde, come la fotosintesi, mentre i termini distruttivi sono i responsabili della rimozione di biomassa, come ad esempio la respirazione e la senescenza. La figura che segue (fig. 4.3) mostra le

interconnessione tra i diversi processi che regolano l'interazione tra suolo – vegetazione – atmosfera.

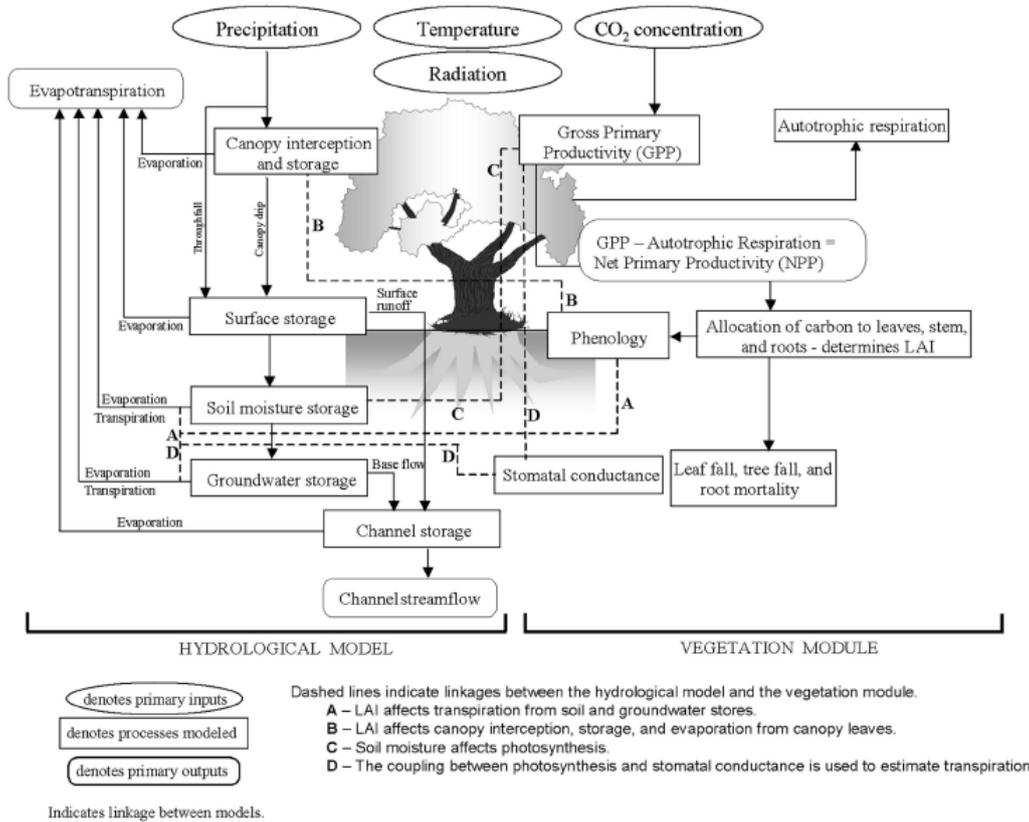


Figura 4.3. Descrizione schematica del modello LSS accoppiato con un modello di dinamica della vegetazione. Tratto da: *Arora*, 2002.

#### 4.3.1 Biosfera Terrestre e parametrizzazione della dinamica della vegetazione

La luce solare è la principale sorgente di energia ai fini dei processi di fotosintesi, essenziale per la fissazione della CO<sub>2</sub> nelle piante. A livello stomatale, le aperture microscopiche che sono generalmente più numerose sulla parte inferiore di foglie, consentono lo scambio tra CO<sub>2</sub> e acqua tra le piante e l'atmosfera. La quantità di carbonio assorbito per i processi fotosintetici viene definito "Gross Primary Productivity" (GPP). Poiché le superfici cellulari sono costantemente umide, esse causano l'evapotraspirazione attraverso le aperture stomatali. La resistenza stomatale, che limita il flusso d'acqua all'esterno della foglia, dipende fortemente dalle condizioni ambientali e dalla concentrazione atmosferica di CO<sub>2</sub>. La perdita d'acqua, il guadagno di carbonio, e il fatto che la carenza idrica è un fattore limitante per la crescita della pianta, definisce il concetto di efficienza d'uso dell'acqua (*water use efficiency*), definita come la quantità di carbonio assimilato per unità di acqua

persa. Come tutti gli altri organismi viventi, le piante hanno anche un fase di respirazione (rilascio di CO<sub>2</sub>). Nella biosfera, la respirazione può essere considerata separatamente come respirazione di crescita e di mantenimento. La respirazione di crescita è utilizzata per la sintesi del nuovo materiale della pianta ed è fortemente correlata con la crescita complessiva della pianta. La respirazione di mantenimento è utilizzata per mantenere il tessuto della pianta vivo e funzionante ed è legata delle condizioni di stress ambientali sulla vegetazione. Se il livello dello stress è alto, per esempio, a causa di temperatura elevata, il livello della respirazione di mantenimento aumenterà. Il rapporto tra respirazione di crescita e di mantenimento non è costante e dipende principalmente dall'età della pianta. Generalmente, quando le piante sono giovani e crescono rapidamente, la respirazione di crescita stagionale è più alta della respirazione di mantenimento. Come le piante invecchiano, la respirazione di mantenimento aumenta, a causa della crescita della biomassa causando quindi grosse perdite di carbonio. La somma tra respirazione di crescita e di mantenimento viene definita respirazione autotropa (RA). La differenza fra GPP e respirazione autotropa è la quantità di carbonio sequestrato al netto delle perdite per respirazione, ed è chiamata *Net Primary Productivity* (NPP), cioè,  $NPP = GPP - RA$ . Se l'ammontare di carbonio sequestrato (NPP) è positivo, allora vi è una crescita della pianta mediante allocazione del carbonio, mentre se NPP è negativo, la biomassa si riduce.

Per considerare la vegetazione come una componente dinamica nei modelli idrologici e LSS, è essenziale considerare i processi di fotosintesi, respirazione, allocazione e fenologia, anche in modo semplice. La disponibilità di sostanze nutrienti nel suolo influisce anche sulla produttività della pianta, in particolare, il ciclo dell'azoto dal suolo alla pianta e viceversa mediante la caduta delle foglie e la loro decomposizione, è molto importante dal momento che l'azoto è la sostanza nutriente più limitante per la crescita della pianta (*Field & Mooney*, 1986). Sia la *Gross Primary Productivity* (GPP) che la respirazione autotropa sono catalizzate dagli enzimi dell'azoto, e il tasso di questi processi dipende dal contenuto dell'azoto nella vegetazione. Inoltre, dal momento che la nascita di un nuovo tessuto vegetale richiede anche azoto oltre che carbonio, la GPP può dipendere anche dallo stato d'azoto della vegetazione (*McGuire et al.*, il 1992). Su una piccola scala temporale (dal giorno ad alcuni mesi), la disponibilità di azoto può essere ritenuta costante, e potrebbe non essere necessario modellare in modo dettagliato il ciclo di azoto nei modelli di dinamica della vegetazione. Tuttavia, su scale temporali più ampie, da alcuni anni ai decenni, (come nel caso dei modelli climatici atti a simulare condizioni di cambiamento climatico) è particolarmente importante considerare la dipendenza del funzionamento dell'ecosistema terrestre dalla disponibilità di azoto. Le applicazioni di modelli LSS accoppiati a moduli di dinamica della vegetazione, su scale temporale più lunghe, senza un esplicito ciclo di azoto, implica che l'effetto

della variabilità e della disponibilità di azoto sulla produttività della pianta (crescita del carbonio) non è modellato. L'utilizzo ad esempio, di un modello di vegetazione semplice, *Vukicevic et al.* (2001) mostra che la variabilità interannuale della concentrazione atmosferica di CO<sub>2</sub>, è modellata in modo migliore quando viene considerato un sottomodulo che tiene in conto dell'effetto della disponibilità di azoto sulla GPP. Come gli altri processi che regolano la vegetazione, il ciclo dell'azoto attraverso le piante e il suolo è fortemente regolato dalle condizioni ambientali, quali in particolare, la temperatura, la fornitura di ossigeno del contenuto idrico del suolo.

#### 4.3.2 Resistenza stomatale

Il modello ecoidrologico, inteso come l'evoluzione del modello LSS descritto nella sezione precedente (par. 4.2) si differenzia da esso, oltre che per la presenza di un modello accoppiato di crescita della vegetazione (VDM), anche per la stima della resistenza stomatale a livello della *canopy*, calcolata seguendo l'approccio suggerito da *Jarvis* (1976):

$$R_C = \frac{R_{ST,min}}{LAI} [f_1(\theta)f_2(T_a)f_3(VPD)]^{-1} \quad (4.41)$$

dove  $R_{ST,min}$  è la resistenza stomatale minima,  $f_1$ ,  $f_2$ ,  $f_3$  sono funzioni che tengono conto delle condizioni di stress ambientali quali l'umidità del suolo, la temperatura dell'aria ( $T_a$ ) e il deficit di pressione di vapore (VPD).

La funzione  $f_1$  rappresenta lo stress idrico sulla traspirazione e può essere espressa mediante (*Albertson and Kiely*, 2001; *Montaldo et al.*, 2003):

$$f_1(\theta) = \begin{cases} 0 & \text{if } \theta \leq \theta_r \\ \frac{\theta - \theta_{wp}}{\theta_{lim} - \theta_{wp}} & \text{if } \theta_r < \theta < \theta_{lim} \\ 1 & \text{if } \theta \geq \theta_{lim} \end{cases} \quad (4.42)$$

dove  $\theta_{lim}$  e  $\theta_{wp}$  sono parametri che definiscono rispettivamente le condizioni al di sotto delle quali l'acqua limita la traspirazione della pianta (valore soglia) e al di sotto delle quali la pianta appassisce (*wilting point*) e dunque la traspirazione cessa. Questi due parametri variano fortemente con il tipo di suolo e di vegetazione.

La funzione  $f_2$  traduce l'effetto della temperatura atmosferica sull'apertura degli stomi (*Nouvellon et al.*, 2000):

$$f_2(T_a) = \begin{cases} 0 & \text{if } T_a \leq T_{opt\ min} \\ 1 - \frac{T_{opt\ max} - T_a}{T_{opt\ max} - T_{opt\ min}} & \text{if } T_{opt\ min} < T_a < T_{opt\ max} \\ 1 & \text{if } T_a \geq T_{opt\ max} \end{cases} \quad (4.43)$$

dove  $T_{opt\ max}$  e  $T_{opt\ min}$  [°C] sono temperature caratteristiche del tipo di vegetazione (Larcher, 1995).

Infine  $f_3$  regola l'apertura degli stomi in funzione del deficit della pressione di vapore (VPD) secondo (Jarvis, 1976):

$$f_3(VPD) = 1 - \omega VPD \quad (4.44)$$

dove  $\omega$  [kg<sup>-1</sup> m<sup>3</sup>] definisce il grado di stress della pianta rispetto al deficit della pressione di vapore.

#### 4.3.3 Stima della biomassa e crescita della vegetazione

Nel modello vengono distinte tre componenti della vegetazione: biomassa verde ( $B_g$ ), biomassa delle radici ( $B_r$ ) e biomassa morta, non ancora caduta dalle piante ( $B_d$ ).

Le tre componenti della biomassa [g DM m<sup>-2</sup>, dove DM sta per *Dry Matter*] vengono simulate mediante equazioni differenziali, integrate con passo temporale giornaliero (Nouvellon, 2000; Cayrol et al., 2000):

$$\frac{\partial B_g}{\partial t} = a_a P_g - R_g - S_g \quad (4.45)$$

$$\frac{\partial B_r}{\partial t} = a_r P_g - R_r - S_r \quad (4.46)$$

$$\frac{\partial B_d}{\partial t} = S_g - L_a \quad (4.47)$$

dove  $a_a$  e  $a_r$  sono i coefficienti di allocazione dei prodotti della fotosintesi ai germogli e alle radici ( $a_a + a_r = 1$ ),  $P_g$  è la fotosintesi lorda,  $R_g$  e  $R_r$ , rappresentano rispettivamente la respirazione della biomassa verde e delle radici,  $S_g$  e  $S_r$  rappresentano la senescenza delle suddette componenti, e  $L_a$  è la quantità di biomassa morta che cade dalla pianta.

Delle tre componenti della biomassa espressi nelle equazioni differenziali (4.45 – 4.47), la biomassa della parte verde, è sicuramente predominante rispetto alle altre due quantità nel periodo di crescita.

#### 4.3.4 Fotosintesi

Il metabolismo delle piante è basato sulle reazioni fotosintetiche in cui la radiazione ad onde corte è utilizzata per combinare l'acqua e la CO<sub>2</sub> in zuccheri, amido e altri composti organici. La porzione di radiazione ad onde corte compresa nello spettro visibile (0.4 e 0.7 μm) è chiamata radiazione fotosinteticamente attiva (PAR) ed è la radiazione utilizzata dalle piante. Per la fotosintesi, le piante devono regolare il flusso di CO<sub>2</sub> attraverso gli stomi, ovvero l'apertura attraverso la quale avviene la perdita di acqua. La fotosintesi e le perdite traspirative che sono così fortemente collegate ed entrambe dipendono dalla quantità di energia disponibile. Se la fotosintesi è simulata con un passo temporale breve (20-60 min), tipico dei classici modelli LSS, l'accoppiamento tra il carbonio, l'acqua e i flussi di energia può essere relativamente rappresentato bene. Se, tuttavia, la fotosintesi è modellata su un'ampia scala temporale, come quella dei giorni o dei mesi, così come nel caso di molti modelli ecologici, non è possibile rappresentare esplicitamente questo accoppiamento. Tale differenza è usata come base per la classificazione di modelli che parametrizzano la fotosintesi in due categorie principali; (1) modelli che considerano in modo esplicito l'accoppiamento tra carbonio, acqua e flussi di energia e modelli fotosintetici all'interno di una struttura di schema LSS e (2) modelli che non rappresentano questo accoppiamento e il cui obiettivo principale è la modellazione della NPP (*Net Primary Productivity*). Sulla base dei metodi attualmente utilizzati, le parametrizzazioni dei processi fotosintetici possono essere classificate come: (1) approccio di tipo biochimico, (2) approccio Light – Use Efficiency o (3) approccio dell'assimilazione del carbonio.

La tabella 4.1 mostra 21 modelli diversi che parametrizzano la fotosintesi, in accordo con questi criteri.

Tabella 4.1. Sintesi dei modelli accoppiati che simulano la fotosintesi all'interno di modelli LSS o di modelli ecoidrologici.

<b>Biochemical Approach</b>	<b>Light – Use efficiency Approach</b>	<b>Carbon Assimilation Approach</b>
<i>Modelli che simulano la fotosintesi all'interno di un modello LSS</i>		
MOSES + TRIFFED [Cox et al., 1998,1999 ; Cox, 2001]	ALEX [Anderson et al., 2000]	
SiB2 [Sellers et al., 1996]	BETHY [Knorr, 2000]	
IBIS [Foley et al., 1996]		
BATS [Dickinson et al., 1998]		
Two –leaf model [Wang and Leuning, 1998]		
BETHY [Knorr, 2000]		
<i>Modelli che simulano la fotosintesi all'interno di un modello ecologico</i>		
BIOME3 [Haxeltine and Prentice, 1996b]	CASA [Potter et al., 1993]	FBM [Ludeke et al., 1994]
CARAIB [Warnant et al., 1994]	GLO – PEM [ Goetz et al., 2000]	PnET-DAY [Aber et al., 1996]
DOLY [Woodward et al., 1995]	BIOME2 [Haxeltine et al., 1996]	Sim-CYCLE [Ito and Oikawa, 2000]
Hybrid [ Friend et al., 1997]		Forest – BGC [Running and Coughlan, 1988]
BIOME – BGC [Running and Hunt, 1993]		CENTURY [Parton et al., 1993]
		TEM [McGuire et al., 1992]

<sup>a</sup>Il modello BETHY è stato sviluppato per utilizzare sia l'approccio biochimico che l'approccio LUE. Abbreviazioni, U.K., MOSES : Meteorological Office Surface Exchange Scheme; TRIFFID, Top – Down Representation of Interactive Foliage and Flora Inducing Dynamics; ALEX, Atmospheric Land Exchange; BETHY, Biosphere Energy Transfer Hydrology; SiB2, Simple Biosphere Model 2; IBIS, Integrated Biosphere Simulator; BATS, Biosphere – Atmosphere Transfer Scheme; BIOME3, Global Biome Model 3, CASA, Carnegie Ames Stanford Model; DOLY, Dynamic Global Phytogeography Model; Sim – CYCLE, Simulation Model of Carbon Cycle in Land Ecosystems; TEM, Terrestrial Ecosystem Model.

Nel modello ecoidrologico sviluppato nel presente lavoro di tesi, il flusso netto totale di CO<sub>2</sub> è definito in modo originale, in analogia con il flusso di calore latente, mediante l'equazione:

$$F_{CO_2} = f_v(F_{CO_2})_v + f_{bs}(F_{CO_2})_{bs} \quad (4.48)$$

come somma quindi, del flusso di CO<sub>2</sub> della componente vegetata e il flusso di CO<sub>2</sub> della parte relativa a suolo nudo. In particolare, il flusso di CO<sub>2</sub> della componente vegetata è stimato attraverso la relazione seguente:

$$(F_{CO_2})_v = P_g - R_r - R_g \quad (4.49)$$

dove con  $R_r$  e  $R_g$  sono indicate rispettivamente la respirazione totale delle foglie e delle radici composte in respirazione di mantenimento e di crescita della pianta, come mostrato nel paragrafo 4.3.6.

La fotosintesi relativa esclusivamente alla parte di suolo nudo è data esclusivamente dalla respirazione del suolo, ovvero:

$$(F_{CO_2})_{bs} = -R_{suolo} \quad (4.50)$$

dove  $R_{suolo}$  è il flusso di  $CO_2$  proveniente dal suolo.

Il flusso del diossido di carbonio proveniente dalla superficie del suolo in passato è stato misurato usando diversi metodi (*Anderson, 1982; Rolston, 1986; Nakayama, 1990*). In particolare Norman ha condotto diversi esperimenti per la determinazione del flusso di  $CO_2$  dal suolo in diversi siti attraverso l'esperimento FIFE (*Norman et al., 1992*). E' risaputo che la respirazione del suolo dipende fortemente dalla temperatura (*Kucera & Kirkham, 1971; Edwards & Sollins, 1973; Edwards, 1975*) e dal contenuto idrico del suolo (*Sharkov, 1987; Grammeter, 1989*). Sempre Norman ha condotto 906 misure di flusso di  $CO_2$  dal suolo al fine di ottenere dei legami funzionali di tipo empirico con la temperatura del suolo, il contenuto idrico, ed il LAI. Le equazioni ottenute sono del tipo:

$$R_{suolo} = (a_{rsoil} + b_{rsoil} \times LAI) \times \theta_{10} * Q_{10}^{0.1*(T_{s10}-25)} \quad (4.51)$$

dove  $a_{rsoil}$  e  $b_{rsoil}$  coefficienti opportunamente calibrati,  $\theta_{10}$  è l'umidità del suolo a 10 cm e  $T_{s10}$  è la temperatura del suolo a 10 cm, infine  $Q_{10}$  è un coefficiente di temperatura del processo respiratorio.

La fotosintesi lorda  $P_g$  rappresenta l'incremento giornaliero di carbonio per l'intero sistema, può essere stimato mediante una forma semplificata della legge di Fick, applicata agli scambi gassosi tra piante ed atmosfera (*Larcher, 1995*):

$$P_g = \frac{C_a - C_i}{1.37R_a + 1.6R_{ST}} \quad (4.52)$$

dove  $C_a$  è la concentrazione di  $CO_2$  misurata in atmosfera e  $C_i$  è la concentrazione di  $CO_2$  interna alla foglia. Il coefficiente 1.6 rappresenta il rapporto tra la diffusività del vapore acqueo e quella della  $CO_2$  nell'aria, mentre 1.37 rappresenta lo stesso rapporto nello strato limite atmosferico (*Lambers et al., 1998*). Dalla (4.50) si può

stimare la fotosintesi potenziale ( $P_{g,pot}$ ), che è quella che si verificherebbe in assenza di stress ambientali, mediante (Rambal & Cornet, 1982):

$$P_{g,pot} = \frac{C_a - C_i}{1.37R_a + 1.6R_{ST,min}} \quad (4.53)$$

dove  $R_{ST,min}$  è la minima resistenza stomatale della foglia. Dalla (4.50) e dalla (4.51)  $P_g$  può essere valutata come:

$$P_g = P_{g,pot} \frac{1.37R_a + 1.6R_{ST,min}}{1.37R_a + 1.6R_{ST}} \quad (4.54)$$

Tuttavia,  $P_{g,pot}$  può essere anche stimata a partire dalla radiazione attiva ai fini fotosintetici (PAR), come (Bonan, 2003):

$$P_{g,pot} = \varepsilon_p f_{PAR} PAR \quad (4.55)$$

dove  $f_{PAR}$  è la frazione del PAR assorbita dalla vegetazione (Charles – Edwards et al., 1986; Larcher, 1995), e  $\varepsilon_p$  è l'efficienza fotochimica della foglia, la quale stima la quantità di carbonio fissato (in  $g\ m^{-2}\ d^{-1}$ ) per unità di PAR intercettato. Considerando la legge di estinzione della luce di Lambert – Beer,  $f_{PAR}$  è stimata come una semplice funzione del LAI (Larcher, 1995):

$$f_{PAR} = 1 - e^{(-k_{PAR}LAI)} \quad (4.56)$$

dove  $k_{PAR}$  è funzione del tipo della pianta (Eagleson, 2005),  $\varepsilon_p$  è espressa come una funzione decrescente del PAR perché il processo fotosintetico satura ad elevate intensità luminose, specialmente per piante di tipo  $C_3$  (Larcher, 1995; Lambers et al., 1998, Eagleson, 2002). In particolare  $\varepsilon_p$  è valutata come:

$$\varepsilon_p = a_0 + a_1 PAR + a_2 PAR^2 \quad (4.57)$$

dove  $a_0$ ,  $a_1$  e  $a_2$  sono parametri opportunamente calibrati, mentre la radiazione fotosinteticamente attiva (PAR) è data dall'equazione seguente (Verhoef & Allen, 2000):

$$PAR = \frac{(1 - 0.15) \cdot 0.5R_t}{LAI} \quad (4.58)$$

dove  $R_t$  è la radiazione solare entrante.

Dunque, la fotosintesi lorda è stimata mediante:

$$P_g = \varepsilon_p (PAR) f_{PAR} PAR \frac{1.37R_a + 1.6R_{ST,\min}}{1.37R_a + 1.6R_{ST}} \quad (4.59)$$

Questa equazione è molto utile, perché  $P_g$  può essere stimata da grandezze ( $PAR$ ,  $u$ ,  $\theta$ ,  $T_a$ ,  $VPD$ ) che possono essere monitorate nelle stazioni idrometeorologiche.

In tale modello il tasso di fotosintesi lorda ( $P_g$ ) è stato valutato adattando una formulazione proposta con passo temporale giornaliero (*Montaldo et al.*, 2005) a scala sub-oraria (30 minuti); infatti, essa dipende dalla resistenza stomatale che è calcolata nel modello LSS ogni trenta minuti come già descritto in dettaglio nel paragrafo 4.3.2. la fotosintesi lorda ( $P_g$ ) calcolata ogni mezzora viene cumulato giornalmente per valutare il guadagno di carbonio giornaliero per la crescita della biomassa nelle equazioni (4.45) – (4.47).

#### 4.3.5 L'allocazione e la translocazione

La distribuzione del carbonio fissato attraverso la fotosintesi nelle foglie, nello stelo e nelle radici è mirata, almeno in teoria, ad ottenere una crescita massima (*Iwasa e Roughgarden*, 1984). Un pianta potrebbe allocare tutte le proprie risorse all'apparato fogliare per massimizzare la fotosintesi, ma è altrettanto essenziale l'allocazione allo stelo (il quale fornisce supporto all'assimilazione della luce) e alle radici (che forniscono le sostanze nutrienti). *Tilman* (1988) suggerisce che la luce e le sostanze nutrienti sono i fattori più importanti che influiscono sull'allocazione della biomassa, sebbene i fattori ambientali come lo stress idrico (*Chen e Reynolds* il 1997) e la concentrazione di  $CO_2$  elevata, sono in ugual modo importanti. Le relazioni che descrivono la struttura di allocazione sono comunemente chiamate relazioni allometriche. I modelli il cui obiettivo principale è la stima della fotosintesi e/o della NPP (*Net Primary Productivity*) e i quali non simulano la dinamica del LAI, non hanno necessità di modellare l'allocazione del carbonio (es, SiB2, ALEX, GLOPEM, BIOME2, PnET-DAY e TEM). I modelli che invece, simulano l'allocazione del carbonio possono essere classificati come (1) modelli in cui le frazioni di allocazione è fissata a seconda del tipo di vegetazione (es. IBSI, CASA, Sim-CYCLE e Forest-BGC), (2) quelli che allocano il carbonio sulla base di vincoli e relazioni allometriche (es. TRIFFID, BATS, CARAIB, Hybrid BIOME-BGC e FBM) e (3) quelli che esplicitamente calcolano l'allocazione in modo da ottimizzare la crescita in termini di LAI (e.s. BETHY, BIOME3 e DOLY). La maggior parte dei modelli non considera la variazione delle relazioni allometriche a secondo dei diversi stadi di crescita della pianta. Il modello CASA ad esempio, adotta un approccio più semplice

assegnando una quantità uguale di carbonio allocato alle foglie, allo stelo e alle radici cosicché ogni componente ottiene un terzo del carbonio totale fissato. I modelli che utilizzano le relazioni e i vincoli allometrici per stabilire la quantità di carbonio allocato tra le diverse parti della pianta, si diversificano a seconda delle diverse relazioni utilizzate. La terza categoria di schemi di allocazione utilizzati nei modelli ecologici, stima l'allocazione, come già detto in precedenza, in modo da ottimizzare la crescita in termini di LAI. I modelli BIOME3, DOLY e BETHY utilizzano il concetto di equilibrio tra vegetazione e disponibilità idrica per determinare il LAI. *Woodward* (1987), *Haxeltine & Prentice* (1996b) e *Kergoat* (1998) hanno mostrato che il LAI può essere predetto dal bilancio idrologico. In tale ottica, il problema di stimare l'indice di area fogliare è considerato come un problema di ottimizzazione nel quale i vantaggi nella crescita del LAI e quindi in termini di intercettazione della luce, sono controbilanciati dai costi in termini di traspirazione. Vengono utilizzati anche metodi più complessi basati sulla disponibilità idrica e dei nutrienti. Il modello ITEE di *Edinburgh* di *Thornley* (1991) utilizza un approccio meccanicistico per la stima dell'allocazione che è basata sul trasporto del carbonio e dell'azoto in funzione delle differenze delle resistenze e delle concentrazioni fra le diverse componenti della pianta. *Friedlingstein et al.* (1999) impiega uno schema di allocazione basato sulla disponibilità dell'azoto (N), dell'acqua (W) e della luce (L) espressi come scalari compresi tra 0.1 (severamente limitato) e 1.0 (massima disponibilità).

Riassumendo, l'allocazione nella maggior parte dei modelli di vegetazione è parametrizzata sulla base di (1) frazione di allocazione fissata, (2) relazioni allometriche (3) e massimizzazione del LAI. Esistono metodi più complessi basati sulla disponibilità delle risorse; tuttavia, dal momento che questi richiedono una modellazione più complessa (ciclo dell'azoto), non sono utilizzabili in modelli di dinamica della vegetazione accoppiati a modelli di tipo LSS. L'uso di frazioni di allocazione fissate può essere adatto ad analisi su una scala temporale breve, ma, com'è noto, le strutture di allocazione cambiano in funzione dell'età e delle risorse disponibili per la crescita della pianta (in particolare acqua, azoto e luce). Per gli studi a lungo termine, tra cui simulazioni di cambiamento climatico, quindi, l'utilizzo di frazioni costanti di allocazioni potrebbe non essere adatto. L'uso di rapporti allometrici fornisce un modo semplice per modellare le variazioni alle funzioni di allocazione a secondo dei cambiamenti della biomassa dei vari componenti della pianta.

La stima dell'allocazione basata sull'ottimizzazione del LAI è molto onerosa dal punto di vista computazionale, rendendola inadeguata per modelli utilizzati per simulare scenari di cambiamento climatico a lungo termine.

Nel modello ecoidrologico realizzato nel presente lavoro di tesi, per la stima dell'allocazione sono state utilizzate delle semplici relazioni allometriche che dipendono dalla disponibilità idrica e dal quantitativo di luce assorbita, oltre che da

parametri opportunamente calibrati. In particolare, poiché il terreno è coltivato esclusivamente da erba medica, il carbonio assimilato mediante la fotosintesi viene allocato nelle parti della pianta che si trovano rispettivamente al di sopra e al di sotto del terreno. I coefficienti di allocazione,  $a_a$  e  $a_r$ , che rappresentano rispettivamente l'allocazione della parte verde e delle radici, consentono di definire questa ripartizione ottenute attraverso le equazioni seguenti:

$$a_a = \frac{\xi_a + \Omega \lambda_s}{1 + \Omega[1 + \lambda - f_1(\theta)]} \quad (4.60)$$

$$a_r = \frac{\xi_r + \Omega(1 - f_1(\theta))}{1 + \Omega[1 + \lambda_s - f_1(\theta)]} \quad (4.61)$$

dove  $\Omega$  [-] è un parametro di allocazione e  $\lambda_s$  [-] è calcolata come:

$$\lambda_s = e^{-k_e LAI} \quad (4.62)$$

e  $\xi_a$  and  $\xi_r$  [-] sono parametri che rappresentano la traslocazione del carbonio dalle radici alla parte verde della biomassa. Il parametro  $k_e$  definisce il tasso di riduzione della luce assorbito dalla vegetazione.

In altri modelli la traslocazione dalle radici ai germogli viene stimata mediante:

$$T_{ra} = t_r B_r \quad (4.63)$$

Dove  $t_r$  è un coefficiente di traslocazione. La traslocazione ha luogo solamente quando si verificano tutte e tre le seguenti condizioni:

1. la temperatura media del suolo nei 10 giorni precedenti deve superare 12.5°C;
2. il potenziale idrico medio del suolo nei 5 giorni precedenti deve essere superiore a -1.2Mpa;
3.  $B_r > r_x B_g$ , dove  $r_x$  rappresenta il rapporto minimo tra radici e germogli.

Nel presente lavoro di tesi il termine di traslocazione ( $T_{ra}$ ) dai germogli alle radici, è stato omesso nelle equazioni (4.45) e (4.46) poiché trascurabile rispetto agli altri termini, così come è stato verificato da *Montaldo et al.*, (2005).

#### 4.3.6 La respirazione

La respirazione autotrofica delle piante è composta dalla somma della respirazione di crescita e di mantenimento ( $RA = R_g + R_m$ ). I tassi di respirazione di crescita e di mantenimento sono richiesti per stimare NPP. I modelli basati sull'approccio LUE che stimano direttamente NPP non necessitano di valutare la respirazione

separatamente. Dal momento che la respirazione di crescita è relazionata alla crescita totale della pianta, è espressa solitamente come una frazione della NPP,  $R_{growth} = f_g NPP$ , dove di solito  $f_g$  è compreso tra 0.2 e 0.3 (Ryan, 1991). La respirazione di mantenimento totale è la somma di respirazione delle foglie, degli steli (tra cui rami) e delle radici ( $R_m = R_{leaf} + R_{stem} + R_{root}$ ). E' stato osservato che i tassi della respirazione di mantenimento per ciò che concerne le foglie, lo stelo e le radici sono maggiormente correlati al ciclo dell'azoto che al loro contenuto del carbonio (Ryan, 1991; Reich et al., 1998). Tra i modelli che simulano la NPP, la respirazione di mantenimento  $R_m$  è stimata in quattro modi diversi, a seconda del livello di complessità, in particolare: (1)  $R_m$  è stimata separatamente tra foglie, stelo e radici (es. IBIS e BIOME-BGC); (2)  $R_m$  è stimato separatamente per le foglie e per il fusto (es. CARAIB, DOLY e FBM); (3)  $R_m$  è stimato per le foglie e tessuti di trasporto (steli e radici) (es. Hybrid e BIOME3); e (4)  $R_m$  è stimato senza alcun tipo di distinzione tra foglie, stelo e radice (es. BETHY, PnET-DAY, Sim-CYCLE e TEM). I modelli che non fanno alcun tipo di distinzione fra le diverse parti del tessuto della pianta (foglie, stelo, radici) assumono che la respirazione totale di mantenimento può essere approssimata ad un tasso di respirazione medio (es. da PnET-DAY, Sim-CYCLE e TEM) usando delle formulazioni simili a quelli utilizzati nel presente lavoro di tesi. In sintesi, nella maggior parte dei modelli, la respirazione di crescita è espressa come una frazione costante della NPP, mentre la respirazione di mantenimento è stimata separatamente per le diverse componenti della pianta. Ryan (1991) ha riassunto diverse formulazioni utilizzate per la respirazione di mantenimento in vari modelli ecologici, suggerendo che la concentrazione di azoto è il migliore predittore per la stima della respirazione di mantenimento rispetto alla biomassa totale. Tuttavia, egli indica che una delle principali lacune delle formulazioni proposte per la respirazione di mantenimento è loro incapacità di adattare il tasso di respirazione ai cambiamenti climatici. Se il tasso di mantenimento della pianta si adatterà ad una temperatura media che muterà lentamente, allora le formulazioni attualmente proposte produrranno una sovrastima dei costi di respirazione. Tuttavia, il modo con il quale la respirazione della pianta può adattarsi ai cambiamenti climatici, non è attualmente completamente compreso. Così benché le formulazioni utilizzate per la respirazione di mantenimento garantiscono un buon livello di affidabilità per le condizioni di clima attuali, rimane l'incertezza sull'effetto di un riscaldamento globale sulla respirazione di mantenimento. A differenza della fotosintesi, per la quale sono disponibili modelli biochimici complessi, per stimare la respirazione della pianta non vengono utilizzati modelli basati su approcci meccanicistici dei processi coinvolti. Cannell & Thornley (2000) rilevano che la maggior parte dei modelli stimano la respirazione della pianta utilizzando delle costanti piuttosto arbitrarie (ad esempio, la respirazione di crescita come frazione fissata di NPP) o rapporti basati su valori osservati ampiamente variabili. Essi

rimarcano anche, come non sia possibile discernere chiaramente tra respirazione di crescita e di mantenimento. *Thornley & Cannell* (2000) propongono una modellazione maggiormente meccanicistica in modo da ridurre il grado di empirismo nella modellizzazione di respirazione autotrofica, accoppiando quindi respirazione a fotosintesi. Questo avvicinamento, tuttavia, non è stato tuttavia utilizzato nel presente lavoro di tesi, in quanto come già detto in precedenza è stata utilizzata una formulazione proposta in letteratura nei modelli di dinamica della vegetazione. In particolare, nel modello viene distinta la respirazione totale della biomassa verde da quella delle radici. I due termini sono stimati mediante:

$$R_g = m_a f_4(T) B_g + g_a (a_a F_C) \quad (4.64)$$

$$R_r = m_r f_4(T) B_r + g_r (a_r F_C) \quad (4.65)$$

dove  $m_a$  e  $m_r$  sono i coefficienti della respirazione di mantenimento per la biomassa verde e per le radici,  $g_a$  e  $g_r$  sono i coefficienti della respirazione per la crescita delle due precedenti componenti della pianta,  $f_4(T)$  rappresenta l'effetto della temperatura sulla respirazione di mantenimento, in base alla classica relazione (*Cayrol et al.*, 2000):

$$f_4(T) = Q_{10}^{\frac{T_m}{10}} \quad (4.66)$$

In cui  $T_m$  è la temperatura media giornaliera e  $Q_{10}$  è un coefficiente di temperatura proposto da *Larcher*, 1995.

#### 4.3.7 La senescenza

L'ammontare giornaliero di biomassa che muore è stimato da:

$$S_g = d_a B_g \quad (4.67)$$

$$S_r = d_r B_r \quad (4.68)$$

dove  $d_a$  e  $d_r$  sono i tassi di mortalità, rispettivamente, della biomassa verde e delle radici. Sono stati considerati dei valori dei tassi di mortalità suggeriti in letteratura, poiché avendo condotto le analisi su un periodo di crescita della vegetazione, la senescenza è molto bassa rispetto ai termini produttivi. Eventuali errori, pertanto, nella definizione di tali parametri non influenzano significativamente i risultati.

#### 4.3.8 La caduta della biomassa morta

L'ammontare giornaliero di biomassa morta è data da:

$$L_a = k_a B_d \quad (4.69)$$

dove  $k_a$  è il tasso con cui la biomassa morta cade dalla pianta determinato secondo *Hanson et al.* (1988) mediante l'equazione seguente:

$$k_a = 0.25[1 - \exp(-0.025P)] \quad (4.70)$$

dove P è la precipitazione giornaliera.

#### 4.3.9 L'indice areale delle foglie (LAI)

I valori dell'indice areale delle foglie sono stimati a partire dalla biomassa attraverso una relazione lineare:

$$LAI_g = c_g B_g \quad (4.71)$$

$$LAI_d = c_d B_d \quad (4.72)$$

in cui  $LAI_g$  e  $LAI_d$  sono i valori di Leaf Area Index della biomassa verde e morta,  $c_g$  e  $c_d$  sono i rispettivi indici di superficie fogliare (tabellati o calibrati). Il leaf area index totale  $LAI_t$ , è quindi ottenuto dalla seguente equazione:

$$LAI = LAI_g + LAI_d \quad (4.73)$$

#### 4.3.10 Frazione della copertura vegetata

Il parametro *veg* (eq. 4.21) che determina la frazione della copertura vegetata può essere espresso secondo *Nouvellon* (2000):

$$veg = 1 - e^{-k_e LAI} \quad (4.74)$$

dove  $k_e$  è un coefficiente di estinzione della radiazione entrante, calibrato opportunamente per ogni tipo di vegetazione (*Nouvellon et al.* 2000). Tale parametro è molto importante perché influisce direttamente sulla suddivisione del flusso di calore latente sia del flusso di  $CO_2$ , dovuto alla vegetazione (evapotraspirazione) da quello proveniente esclusivamente da suolo nudo (evaporazione).

#### **4.4 Secondo modello eco idrologico: la concentrazione atmosferica di CO<sub>2</sub> come input al modello**

Fino a poco tempo fa i modelli LSS utilizzati alla mesoscala o nei modelli a circolazione globale (GCMs), sono stati spesso una semplice semplificazione della realtà (Deardoff, 1978, Sellers et al., 1986), trascurando soprattutto la risposta stomatale alle condizioni ambientali circostanti. Studi sia di campo che di laboratorio hanno mostrato che la risposta stomatale dipende da moltissimi fattori ambientali come l'intensità della luce, l'umidità dell'aria, la concentrazione atmosferica della CO<sub>2</sub> e il contenuto idrico del suolo e della pianta. Molti di questi modelli LSS o non rappresentano questo comportamento, usando un valore fisso di conduttanza stomatale per ogni tipo di vegetazione, oppure assegnano funzioni di tipo empirico (Sellers et al., 1986). In particolare, non viene considerata la risposta alla CO<sub>2</sub>, mentre la maggior parte degli esperimenti di campo dimostra esattamente il contrario (Rozema et al., 1993). Recenti misure e modelli fisiologici della vegetazione hanno dimostrato che all'aumentare della concentrazione di CO<sub>2</sub>, la vegetazione risponde con un incremento del flusso di CO<sub>2</sub> e una riduzione della traspirazione, incidendo sul bilancio energetico e quindi di conseguenza sul clima, attraverso mutamenti nella conduttanza stomatale superficiale e sul contenuto idrico del suolo. Trascurando questi effetti tutti i modelli di predizione dei cambiamenti climatici non possono godere di sufficiente credibilità. Negli ultimi anni è stato riscontrato un importante trend nel sostituire l'approccio empirico con quello di tipo biochimico, in particolare combinando i modelli di resistenza stomatale con i modelli di descrizione dei processi fotosintetici (Farquhar et al., 1980, Ball et al., 1987, Harley & Baldocchi, 1995; Leuning, 1995; Jacob et al., 1996, Calvet et al., 1998), permettendo in questo modo la descrizione dei processi retroattivi tra variabili ambientali e flussi energetici. Wong et al., (1979) ha evidenziato che gli stomi sono sensibili alla concentrazione intercellulare di CO<sub>2</sub> ( $C_i$ ) (una variabile che dipende dalla fotosintesi fogliare) poiché essi si aprono o si chiudono per mantenere costante il rapporto tra  $C_i$  e la concentrazione di CO<sub>2</sub> dell'ambiente circostante ( $C_a$ ). Sulla base di questo approccio, fu proposto un modello da Ball (1988), successivamente implementato da Leuning (1990) e da Collatz et al., (1991). Questi autori hanno modellato la conduttanza come funzione della fotosintesi fogliare e dell'umidità relativa della foglia (RH) e della concentrazione di CO<sub>2</sub> alla superficie della foglia ( $C_s$ ).

Nel seguito sarà mostrato l'approccio seguito per la realizzazione di questo secondo modello ecoidrologico che si differenzia sostanzialmente dal primo per il modo in cui è calcolata la fotosintesi lorda. In particolare tale modello oltre che riprodurre i flussi energetici e la dinamica della vegetazione in modo soddisfacente, è adatto anche ad analisi di scenari futuri di cambiamento climatico. Tale condizione necessita come variabile in input la concentrazione di CO<sub>2</sub> in atmosfera, che generalmente viene misurata da stazioni micrometeorologiche tipo *eddy covariance*.

In particolare tale modello segue l'approccio proposto da *Cayrol et al.*, (2000), il quale comporta un ulteriore appesantimento dal punto di vista matematico e parametrico, ma permette di valutare gli effetti retroattivi che una variazione sensibile della concentrazione atmosferica di CO<sub>2</sub> (in particolare un aumento) può avere sulla distribuzione della vegetazione, sui flussi energetici e sul contenuto idrico del suolo a diverse scale spaziali e temporali. Considerando, inoltre, una modellazione tridimensionale del flusso idrico come ampiamente descritto in precedenza, fa di questo modello ecoidrologico uno strumento completo per la predizione della risorsa idrica nel sottosuolo, per la descrizione dei flussi energetici e di CO<sub>2</sub>, e soprattutto per gli effetti che eventuali scenari di cambiamento climatico possono provocare sulla copertura vegetata e sulla risorsa idrica superficiale e sotterranea.

#### 4.4.1 Descrizione del secondo modello eco idrologico: la fotosintesi lorda

Il secondo modello ecoidrologico realizzato, come già detto in precedenza, si differenzia dal primo, per il modo in cui viene stimata la fotosintesi lorda. Più specificatamente, in tale modello i processi fotosintetici sono riprodotti a livello fogliare, per poi essere definiti a livello della copertura vegetata. La fotosintesi lorda, quindi, a livello fogliare è stimata attraverso l'equazione (Cayrol, 2000):

$$P_n = \frac{C_a - C_i}{R_a + R_{ST}} \quad (4.75)$$

dove  $C_a$  è la concentrazione di CO<sub>2</sub> in atmosfera,  $C_i$  (g m<sup>-3</sup>) è la concentrazione di CO<sub>2</sub> interna alla foglia (cloroplasto), mentre  $\overline{R_a}$  e  $\overline{R_{ST}}$  sono rispettivamente la resistenza aerodinamica e stomatale a livello fogliare. In particolare, tali resistenze sono determinate, in accordo a quanto suggerito da *Running & Coughlan*, (1988):

$$\overline{R_{ST}} = R_{ST \min} f_1(PAR) f_2(\theta) f_3(VPD) \quad (4.76)$$

$$\overline{R_a} = R_{a \min} g_1(PAR) f_4(T_a) \quad (4.77)$$

Le funzioni del contenuto idrico del suolo, della temperatura dell'aria e della pressione di vapore ( $f_2, f_3, f_4$ ) sono identiche a quelle utilizzate per la stima della resistenza stomatale della *canopy* (par. 4.3.1), mentre le funzioni che dipendono dalla radiazione fotosinteticamente attiva sono determinate attraverso le seguenti equazioni:

$$f_1(PAR) = \frac{PAR_s + PAR}{PAR} \quad (4.78)$$

$$g_1(PAR) = \frac{PAR_a + PAR}{PAR} \quad (4.79)$$

dove  $PAR_a$  è un parametro di calibrazione, mentre  $PAR_s$  è la radiazione fotosinteticamente attiva a livello stomatale (Saugier & Katery, 1991).

L'equazione (4.75) che stima la fotosintesi a livello fogliare, combinata con una classica legge di Beer per l'assorbimento della luce a livello della *canopy*, conduce ad un'equazione analitica del tipo:

$$P_g = \int_0^{LAI} P_n dL \quad (4.80)$$

che opportunamente integrata si traduce nell'equazione:

$$P_g = \frac{C_a - C_i}{k_e(R'_{ST} + R'_a)} \times \ln \frac{R'_{ST}PAR_s + R'_aPAR_r + k_ePAR(R'_{ST} + R'_a)}{R'_{ST}PAR_s + R'_aPAR_r + k_ePAR(R'_{ST} + R'_a)\exp(-k_eLAI)} \quad (4.81)$$

con

$$R'_{ST} = R_{ST\min} f_2(\theta) f_3(VPD) \quad (4.82)$$

$$R'_a = R_{a\min} f_4(T_a) \quad (4.83)$$

Come si evince dall'eq (4.83), per la stima della fotosintesi lorda è indispensabile determinare la concentrazione di  $CO_2$  all'interno del cloroplasto ( $C_i$ ). Per la stima di tale grandezza è necessario fare uso di equazioni più propriamente ecologiche, che rendono ancora più complesso il modello in termini di equazioni e parametrizzazione. La concentrazione di  $CO_2$  interna alla foglia  $C_i$  è valutata introducendo la concentrazione di  $CO_2$  alla superficie della foglia  $C_s$  ( $g\ m^{-3}$ ). Più in dettaglio, queste concentrazioni sono parametrizzate secondo il rapporto  $k$ :

$$\frac{C_i}{C_s} = k \quad (4.84)$$

con  $k$  (-) pari a:

$$k = f + (1 - f) \frac{\Gamma}{C_s} \quad (4.85)$$

dove  $\Gamma$  ( $\text{mg m}^{-3}$ ) è la concentrazione di compensazione di  $\text{CO}_2$ , che è parametrizzata come una funzione della temperatura:

$$\Gamma = \Gamma(@25) \cdot 1.5^{0.1(T_s - 25)} \quad (4.86)$$

dove  $\Gamma (@25)$  è la concentrazione di  $\text{CO}_2$  a  $25^\circ\text{C}$ , che può essere assunta 80 e 5  $\text{mg m}^{-3}$  rispettivamente per piante di tipo  $\text{C}_3$  e  $\text{C}_4$ .

Il calcolo della concentrazione di  $\text{CO}_2$  superficiale della foglia ( $C_s$ ) richiede in ingresso la concentrazione atmosferica ( $C_a$ ) e viene valutata secondo la seguente equazione (Bonan, 2003):

$$C_s = C_a - 1.37R_a \quad (4.87)$$

mentre  $f(-)$  è una funzione del deficit superficiale della pressione di vapore,  $D_s$ :

$$f = f_0 \left( 1 - \frac{D_s}{D_{s,\max}} \right) \quad (4.88)$$

Dove  $f_0 (-)$  è il valore di  $f$  per  $D_s = 0$  e  $D_{s,\max}$  è il valore di  $D_s$  quando gli stomi sono completamente chiusi. ( $f_0$  e  $D_{s,\max}$  sono tabellati a seconda del tipo di vegetazione).

Il deficit superficiale della pressione di vapore è definito mediante l'equazione che segue:

$$D_s = q_{sat}(T_s) - q_a \quad (4.89)$$

con  $q_{sat}$  valutato mediante l'equazione (4.24).

La fotosintesi lorda  $P_g$  determinata mediante l'equazione (4.81), con l'ausilio del set di equazioni (4.76 – 4.89), è quindi cumulata su scala temporale giornaliera per definire il quantitativo di guadagno di carbonio ai fini di valutare la crescita della pianta in termini di biomassa secondo le equazioni differenziali (4.45 – 4.47).

Come già detto in precedenza, il secondo modello ecoidrologico si differenzia dal primo solo per il modo con cui è stimata la fotosintesi lorda, poiché il modello di dinamica della vegetazione e la modalità con cui è valutato il flusso di fotosintesi netta (eq. 4.48) è identico al primo modello ecoidrologico. La necessità però di un ulteriore modello per il calcolo della fotosintesi lorda e anche l'appesantimento dal punto di vista parametrico e computazionale, scaturisce dal fatto che il primo modello ecoidrologico, sebbene adatto alla descrizione dei principali processi

idrologici ed energetici, non è in grado di essere utilizzato nell'ottica di analisi di cambiamento climatico. Il secondo modello, invece, utilizzando come variabile in ingresso, la concentrazione di CO<sub>2</sub> in atmosfera, permette un eventuale accoppiamento con modelli climatici globali che valutano gli effetti dei cambiamenti climatici (in particolare aumento della temperatura e CO<sub>2</sub> in atmosfera) sulla vegetazione e soprattutto sul contenuto idrico del suolo e i conseguenti effetti retroattivi che da essi ne derivano. Tali considerazioni sono supportate da alcune analisi effettuate nel presente lavoro di tesi considerando un aumento della temperatura dell'aria e della concentrazione di CO<sub>2</sub> in atmosfera, come sarà mostrato in seguito nel capitolo 7. Non è inutile sottolineare pertanto che il primo modello è più adatto ad applicazioni di tipo idrologiche, che mirano a valutare la disponibilità idrica del sottosuolo considerando l'effetto della vegetazione che su di esso produce; mentre il secondo oltre ad espletare nel migliore dei modi i medesimi obiettivi del primo può essere utilizzato come strumento predittivo per analisi di cambiamento climatico anche su scale spaziali e temporali più ampie.

Di seguito è riportata una tabella di sintesi di tutti i parametri e variabili presenti nei diversi modelli ecoidrologici sviluppati, con i relativi valori od equazioni di riferimento. C'è da precisare che i valori dei parametri calibrati o osservati sono riferiti al sito sperimentale di Paglialonga, poiché per il sito Californiano si è fatto riferimento a quanto suggerito da *Montaldo et al.* (2005), in particolare sia per i parametri del modello di dinamica della vegetazione, sia per le proprietà idrauliche e termiche del suolo.

Tabella 4.2. Parametri e variabili presenti all'interno dei modelli presentati

Parametro	Descrizione	Unità	Tipo	Valore	Riferimento <sup>a</sup>
$\alpha$	Coefficiente dell'equazioni di van Genuchten	$m^{-1}$	Parametro	0.00547	cal
$a$	albedo	[-]	Variabile		obs
$a_0$	parametro dell'efficienza fotochimica	[-]	Parametro	0.0135	cal
$a_1$	parametro dell'efficienza fotochimica	[-]	Parametro	-0.0205	cal
$a_2$	parametro dell'efficienza fotochimica	[-]	Parametro	0.02	cal
$a_a$	coefficiente di allocazione ai germogli	[-]	Variabile		eq. (4.60)
$a_r$	coefficiente di allocazione alle radici	[-]	Variabile		eq. (4.61)
$a_{rsoil}$	parametro della respirazione del suolo	$mg\ m^{-2}\ s^{-1}$		0.05	cal
$b_{rsoil}$	parametro della respirazione del suolo	$mg\ m^{-2}\ s^{-1}$		0.05	cal
$B_d$	biomassa morta	$g\ DM\ m^{-2}$	Variabile		eq. (4.47)
$B_g$	biomassa verde	$g\ DM\ m^{-2}$	Variabile		eq. (4.45)
$B_r$	biomassa delle radici	$g\ DM\ m^{-2}$	Variabile		eq. (4.46)
$c_d$	superficie fogliare specifica della biomassa morta	$m^2g\ DM^{-1}$	Parametro	0.06	cal
$c_g$	superficie fogliare specifica durante la stagione di crescita	$m^2g\ DM^{-1}$	Parametro	0.011	cal
$c_p$	calore specifico a pressione costante	$J\ m^{-3}\ K^{-1}$	Variabile		eq. (4.7)
$C_a$	concentrazione atmosferica di CO <sub>2</sub>	$mg/m^3$	Variabile		obs
$C_i$	concentrazione di CO <sub>2</sub> interna alla foglia	$mg/m^3$	Variabile		eq. (4.84)
$C_s$	Concentrazione di CO <sub>2</sub> superficiale alla foglia	$mg/m^3$	Variabile		eq. (4.87)
$C_{DN}$	coefficiente di trasporto in condizioni neutrali:	[-]	Variabile		eq. (4.11)
$C_H$	coefficiente di trasporto per il flusso di calore sensibile	[-]	Variabile		eq. (4.10)
$C_Q$	coefficiente di trasporto per l'umidità del suolo	[-]	Variabile		$C_H$
$d_a$	tasso di mortalità della biomassa verde	$d^{-1}$	Parametro	0.0023	2
$d_r$	tasso di mortalità delle radici	$d^{-1}$	Parametro	0.005	3
$D_s$	deficit superficiale della pressione di vapore	mbar	Variabile		eq. (4.89)
$D_{smax}$	deficit superficiale della pressione di vapore massimo	mbar	Variabile	60.0	cal
$\delta_w$	frazione bagnata della foglia	[-]	Variabile		eq. (4.32)

$\varepsilon_s$	emissività superficiale	[-]	Costante	0.97	cal
$\varepsilon_p$	efficienza fotochimica	$\text{d}^{-1} \text{g DM m}^{-2}$	Variabile		eq. (4.57)
$E$	evaporazione totale	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	Variabile		eq. (4.2)
$E_r$	evaporazione dalla copertura fogliare umida	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	Variabile		eq. (4.35)
$E_{tr}$	traspirazione della parte secca	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	Variabile		eq. (4.36)
$f_{PAR}$	frazione di PAR assorbita dalla vegetazione	[-]	Variabile		eq. (4.56)
$f$	funzione del deficit superficiale della pressione di vapore	[-]	Variabile		eq. (4.88)
$f_0$	valore di $f$ per $D_s = 0$	[-]	Parametro	0.9	cal
$F_{CO_2}$	flusso totale netto di $\text{CO}_2$	$\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$	Variabile		eq. (4.48)
$g_a$	coefficiente della respirazione di crescita per la biomassa verde	[-]	Parametro	0.25	2
$g_r$	coefficiente della respirazione di crescita per le radici	[-]	Parametro	0.1	2
$G$	flusso di calore al suolo	$\text{W m}^{-2}$	Variabile		eq. (4.3)
$\Gamma$	concentrazione di compensazione di $\text{CO}_2$	$\text{mg m}^{-3}$	Variabile		eq. (4.86)
$\Gamma(@25)$	concentrazione di $\text{CO}_2$ a $25^\circ\text{C}$	$\text{mg m}^{-3}$	Parametro	35.0	cal
$h_c$	altezza della vegetazione	m	Variabile		obs
$H$	flusso di calore sensibile	$\text{W m}^{-2}$	Variabile		eq. (4.4)
$k$	rapporto $C_i/C_s$	[-]	Variabile		eq. (4.85)
$k_a$	tasso di decadimento della biomassa morta	$\text{d}^{-1}$	Parametro	0.23	1
$k_e$	coefficiente di estinzione della luce	[-]	Parametro	0.4	cal
$k_{PAR}$	coefficiente di estinzione del PAR	[-]	Parametro	0.8	cal
$K_s$	permeabilità a saturazione	$\text{cm s}^{-1}$	Parametro	0.000165	obs
$I$	infiltrazione	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	Variabile		eq. (4.2)
$L$	coefficiente dell'equazione di van Genuchten	$\text{m}^{-1}$	Parametro	0.1	cal
$L_a$	caduta giornaliera di biomassa morta	$\text{d}^{-1} \text{g DM m}^{-2}$	Variabile		eq. (4.47)
$L_{in}$	radiazione ad onde lunghe entranti	$\text{W m}^{-2}$	Variabile		eq. (3.8)
$L_{out}$	radiazione ad onde lunghe uscenti	$\text{W m}^{-2}$	Variabile		eq. (3.7)
$\lambda$	calore latente di vaporizzazione	$\text{J kg}^{-1}$	Variabile		eq. (4.23)
$\lambda E$	flusso di calore latente	$\text{W m}^{-2}$	Variabile		eq. (4.21)
$\lambda E_f$	flusso di calore latente da superficie	$\text{W m}^{-2}$	Variabile		eq.(4.31)

vegetate					
$\lambda E_g$	flusso di calore latente da suolo nudo	$W m^{-2}$	Variabile		eq. (4.28)
$LAI$	Leaf Area Index totale	$m^2 m^{-2}$	Variabile		eq. (4.73)
$LAI_d$	LAI della vegetazione morta	$m^2 m^{-2}$	Variabile		eq. (4.72)
$LAI_g$	LAI della vegetazione verde	$m^2 m^{-2}$	Variabile		eq. (4.71)
$m_a$	coefficiente della respirazione di mantenimento per la biomassa verde	$d^{-1}$	Parametro	0.012	3
$m_r$	coefficiente della respirazione di mantenimento per la biomassa delle radici	$d^{-1}$	Parametro	0.07	2
$n$	coefficiente dell'equazione di van Genuchten	$m^{-1}$	Parametro	1.73734	cal
$P$	precipitazione	$kg m^{-2} s^{-1}$	Variabile		obs
$P_g$	fotosintesi lorda	$g m^{-2} s^{-1}$	Variabile		eq. (4.52)
$PAR$	radiazione fotosinteticamente attiva	$kW m^{-2}$	Variabile		eq. (4.58)
$PAR_s$	radiazione fotosinteticamente attiva a livello fogliare	$kW m^{-2}$	Parametro	0.25	6
$P_n$	fotosintesi lorda a livello fogliare	$g m^{-2} s^{-1}$	Variabile		eq.(4.75)
$q_a$	umidità specifica dell'aria	$kg m^{-3}$	Variabile		obs
$q_{sat}$	saturation specific humidity at surface temperature	$kg m^{-3}$	Variabile		eq. (4.24)
$Q_{10}$	coefficiente di temperature del processo respiratorio	[-]	Parametro	2.0	5
$\theta$	contenuto idrico del suolo	$m^3 m^{-3}$	Variabile		
$\theta_{fc}$	field capacity volumetric water content	$m^3 m^{-3}$	Parametro	0.750 <sub>s</sub>	
$\theta_{lim}$	contenuto idrico soglia per la traspirazione	$m^3 m^{-3}$	Parametro	0.30	obs
$\theta_r$	residual volumetric water content	$m^3 m^{-3}$	Parametro	0.07	obs
$\theta_{wp}$	wilting point	$m^3 m^{-3}$	Parametro	0.1	obs
$\theta_s$	saturation volumetric water content	$m^3 m^{-3}$	Parametro	0.43	obs
$\Theta_s$	temperatura potenziale virtuale superficiale	K	Variabile		eq. (4.17)
$\Theta_a$	temperatura potenziale virtuale dell'aria	K	Variabile		eq. (4.17)
$R$	deflusso superficiale	$kg m^{-2} s^{-1}$	Variabile		eq. (4.2)
$Rc$	resistenza stomatale della canopy	$s m^{-1}$	Variabile		eqq. (4.38), (4.42)
$R_{STmin}$	resistenza stomatale minima	$s m^{-1}$	Parametro	130	cal

$\overline{R_{ST}}$	resistenza stomatale a livello fogliare	$s\ m^{-1}$	Variabile		eq. (4.76)
$R_a$	resistenza aerodinamica	$s\ m^{-1}$	Variabile		eq. (4.37)
$\overline{R_a}$	resistenza aerodinamica a livello fogliare	$s\ m^{-1}$	Variabile		eq. (4.77)
$R_{amin}$	resistenza aerodinamica minima	$s\ m^{-1}$	Parametro	100	6
$R_g$	respirazione della biomassa verde	$d^{-1}g\ DM\ m^{-2}$	Variabile		eq. (4.64)
$R_n$	radiazione netta	$W\ m^{-2}$	Variabile		eq.(4.3)
$R_r$	respirazione delle radici	$d^{-1}g\ DM\ m^{-2}$	Variabile		eq.(4.65)
$R_{suolo}$	respirazione del suolo	$g\ m^{-2}\ s^{-1}$	Variabile		eq.(24)
$R_t$	radiazione solare entrante	$W\ m^{-2}$	Parametro		obs
$\rho$	densità dell'aria	$kg\ m^{-3}$	Variabile		eq.(4.6)
$S_g$	biomassa persa dai germogli	$d^{-1}g\ DM\ m^{-2}$	Variabile		eq.(4.67)
$S_r$	biomassa persa dalle radici	$d^{-1}g\ DM\ m^{-2}$	Variabile		eq.(4.68)
$T_m$	temperature media giornaliera	K	Variabile		obs
$T_{ra}$	translocazione dalle radici ai germogli	$d^{-1}g\ DM\ m^{-2}$	Variabile		eq. (4.63)
$T_s$	temperature superficiale	K	Variabile		eq.(4.1)
$T_{optmax}$	temperatura ottimale massima	K	Parametro	318.15	cal
$T_{optmin}$	temperatura ottimale minima	K	Parametro	280.15	cal
$u_a$	velocità del vento	$m\ s^{-1}$	Variabile		obs
$veg$	frazione della copertura vegetata	[-]	Variabile		eq.(4.74)
$VPD$	Deficit della pressione di vapore	$kg\ m^{-3}$	Variabile		
$\omega$	pendenza della relazione $f_3$	$kg^{-1}\ m^3$	Parametro	0.012	2
$\Omega$	parametri di allocazione	[-]	Parametro	0.8	2
$\xi_a$	coefficiente di translocazione	[-]	Parametro	0.4	cal
$\xi_r$	coefficiente di translocazione	[-]	Parametro	0.6	cal
$z_{0h}$	lunghezza d'attrito per il calore sensibile	(m)	Variabile	$0.1z_{0m}$	4
$z_{0m}$	lunghezza d'attrito per la quantità di moto	(m)	Variabile	$0.123h_c$	4

<sup>a</sup>Fonte: 1, *Nouvellon et al. (2000)*; 2, *Montaldo et al. (2005)*; 3, *Amthor (1984)*; 4, *Brutsaert (1975)*; 5, *Larcher (1995)*; 6 *Cayrol et al. (2000)*; cal, valore calibrato obs, valore misurato in campo.

# Capitolo 5

## Automi cellulari

### 5.1 Introduzione

Gli Automi Cellulari (AC) sono modelli di calcolo parallelo la cui evoluzione è regolata da leggi puramente locali. Nella sua definizione essenziale, un AC può essere descritto come uno spazio suddiviso in celle regolari, ognuna delle quali può trovarsi in un numero finito di stati. Ogni cella dell'AC ingloba, infatti, un automa finito, uno dei modelli di calcolo più semplici e noti in informatica. Al tempo  $t = 0$  le celle sono in uno stato arbitrario e l'AC evolve cambiando gli stati degli automi finiti a passi discreti di tempo applicando simultaneamente a ogni cella la stessa legge, o funzione, di transizione. L'input per ciascuna cella è dato dagli stati delle celle vicine e le condizioni di vicinato sono determinate da una relazione geometrica, invariante nel tempo e nello spazio. Si noti che l'AC, in alternativa, può essere visto come un reticolo regolare i cui nodi contengono l'automa finito.

A discapito della loro semplice definizione, gli AC possono dar luogo a comportamenti estremamente complessi (*Wolfran, 2002*). A livello microscopico, infatti, le leggi che regolano la dinamica del sistema sono perfettamente note, ma questo non significa che da esse si possa dedurre in ogni caso il comportamento del sistema a livello macroscopico (*Chopard & Droz, 1998; Succi, 1991*). In altri termini, la dinamica del sistema emerge in maniera non banale dalla mutua interazione delle sue componenti elementari e, anche a fronte di leggi d'interazione semplici, il comportamento macroscopico può risultare estremamente complesso.

L'equivalenza computazionale con la Macchina di Turing (*Codd, 1968, Thatcher, 1970*) colloca gli AC tra i modelli di calcolo universali. Questo rende teoricamente possibile risolvere con gli AC qualsiasi problema "computabile" dato che tutto ciò che è computabile è computabile tramite una Macchina di Turing (tesi di Church-Turing), quindi anche tramite un AC.

Nello specifico, gli AC si prestano particolarmente bene alla modellazione e simulazione di quei sistemi caratterizzati da numerosi costituenti elementari in mutua interazione. Un esempio particolarmente esplicativo è rappresentato dallo studio del comportamento dei fluidi (considerati a livello microscopico come sistemi di particelle) tramite modelli computazionali noti con il nome di Gas Reticolari (*Succi, 1991*). Non meno importanti sono gli studi teorici che vedono gli AC come sistemi di calcolo parallelo (*Toffoli & Margolus, 1987; Crutchfield et al., 2002*).

## 5.2 Breve storia degli Automi Cellulari

Nel '47 John von Neumann, matematico americano di origine ungherese, aveva intrapreso lo studio su quali fossero le caratteristiche e la complessità di un sistema che lo rendano capace di autoriproduzione. von Neumann morì prematuramente nel '57 e non ebbe tempo di completare il suo *Theory of self reproducing automata*, uscito comunque postumo nel '66 a cura di A. W. Burks (*von Neumann*, 1966). La strada inizialmente intrapresa fu quella di un modello continuo, basato su un sistema di equazioni differenziali, per descrivere uno spazio in cui fluttuavano liberamente una sorta di robot assemblatore e innumerevoli copie dei pezzi di cui egli stesso era composto; il robot era programmato per “agganciare” i pezzi nello spazio ed assemblarli opportunamente per costruire una copia di se stesso. Le difficoltà a gestire un modello talmente complesso portarono von Neumann nel '51, su suggerimento di Stanislaw Ulam, a cambiare radicalmente approccio: una scacchiera infinita, le cui celle quadrate inglobavano un automa finito (detto poi automa elementare), sostituì lo spazio tridimensionale continuo con uno bidimensionale discreto; il tempo divenne anch'esso discreto nel senso che le celle cambiavano stato in maniera sincrona in un “passo di calcolo”, in relazione al proprio stato e a quello delle celle “vicine”, dove la “vicinanza” era definita da una relazione geometrica fissa nello spazio e nel tempo (una vicinanza a croce fu quella scelta da von Neumann). Lo stato della cella individuava lo stato funzionale di un pezzo dell'assemblatore oppure era “quiescente”, cioè individuava una porzione di spazio inattiva che poteva assumere una funzionalità (passare dallo stato quiescente a uno diverso) solo se “stimolata” da una o più celle vicine non in stato quiescente; le funzioni di transizione degli automi finiti erano le stesse dappertutto nello spazio e non variavano nel tempo. A questo punto l'assemblatore diventava un modificatore degli stati quiescenti delle celle, da cui era circondato, fino a costruire una copia di sé stesso. Successivamente agli studi di von Neumann sull'autoriproduzione, *Codd* (1968) e *Thatcher* (1970) hanno studiato le proprietà computazionali degli AC, dimostrandone, tra l'altro, l'equivalenza con la Macchina di Turing.

Grande interesse intorno agli AC si ebbe negli anni '70 grazie al Gioco della Vita (*Life*) di John Horton Conway (*Gardner*, 1970). Si tratta di un AC bidimensionale con celle quadrate e vicinato della cella costituito dalla cella stessa e dalle 8 celle che la circondano. Ogni cella può assumere solo due stati: lo stato morto (stato 0) e lo stato vivo (stato 1). La funzione di transizione è data dalle seguenti regole: 1) una cella nello stato vivo passa allo stato morto se è in contatto con meno di due celle nello stato vivo (muore per isolamento), oppure se è in contatto con più di tre celle in stato vivo (muore per sovrappopolazione); 2) una cella nello stato morto passa allo stato vivo (nasce) se è in contatto con esattamente tre celle nello stato vivo. Applicando queste semplici regole la popolazione di celle vive evolve continuamente assumendo configurazioni imprevedibili: in qualche caso la popolazione si estingue, in altri raggiunge configurazioni stabili o oscillanti, in altri ancora dà vita a strutture, i *glider*, in grado di

muoversi nello spazio cellulare e interagire, in modo anche molto complesso, con altri *glider* o con altre strutture stabili o oscillanti. L'emergenza di comportamenti tanto complessi e imprevedibili in un sistema estremamente semplice come *Life* misero in luce le enormi potenzialità degli AC.

### 5.3 Definizione informale di Automa Cellulare

Una prima definizione informale di Automa Cellulare, quale si può dedurre dal primo lavoro di von Neumann, può essere data elencandone le proprietà fondamentali:

- Un Automa Cellulare è formato da uno spazio d-dimensionale suddiviso in celle regolari (triangoli, quadrati, esagoni, cubi, ecc.) o, equivalentemente, da un reticolo regolare d-dimensionale;
- il numero di stati della cella è finito;
- l'evoluzione avviene a passi discreti;
- ogni cella cambia di stato simultaneamente a tutte le altre in accordo alla stessa regola di transizione;
- la regola di transizione dipende dallo stato della cella stessa e dallo stato delle celle vicine;
- la relazione di vicinanza è locale, uniforme e invariante nel tempo.

#### 5.3.1 Dimensione e geometria dell'Automa Cellulare

La definizione di Automa Cellulare richiede, dunque, la discretizzazione dello spazio in celle. Per gli Automi Cellulari unidimensionali l'unica possibilità è una sequenza di celle allineate una a fianco all'altra, ovvero un reticolo unidimensionale. Per Automi Cellulari di dimensioni superiori esistono diverse alternative; per Automi Cellulari bidimensionali, per esempio, si possono adottare spazi cellulari con celle triangolari, quadrate o esagonali, mentre per Automi Cellulari tridimensionali si scelgono, solitamente, celle cubiche. La figura 5.1 illustra alcuni esempi di spazi cellulari in una, due e tre dimensioni.

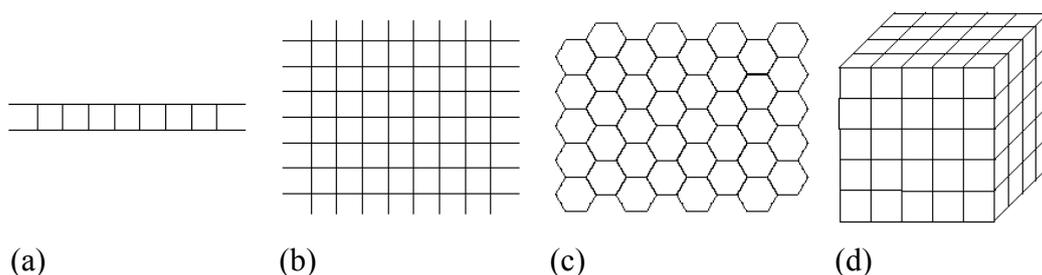


Figura 5.1. Esempi di spazi cellulari (a) unidimensionale, (b) bidimensionale con celle quadrate, (c) bidimensionali con celle esagonali e (d) tridimensionale con celle cubiche. Tratto da *D'Ambrosio*, 2003.

Per quanto riguarda gli Automi Cellulari bidimensionali, sebbene la tassellazione quadrata sia facilmente rappresentabile attraverso una matrice e non presenti problemi nella rappresentazione grafica (per esempio ogni elemento della matrice può essere visualizzato utilizzando un pixel della matrice dello schermo), in alcune applicazioni

può presentare problemi di anisotropia. Quando questo si verifica si preferisce adottare una tassellazione esagonale che, per AC bidimensionali, è quella con anisotropia più bassa (Wolfram, 1986), può rendere le simulazioni più realistiche e, in alcuni casi, è indispensabile per modellare correttamente alcuni fenomeni (Weimar, 1997). Purtroppo non esiste un equivalente tridimensionale dello spazio cellulare esagonale; come si vedrà questo può richiedere il ricorso a spazi di dimensione quattro.

### 5.3.2 Numero di stati della cella

Il numero di stati della cella deve essere finito ed è determinato in relazione al particolare contesto di studio o d'applicazione. Nei primi studi teorici successivi a von Neumann che hanno visto gli AC come modelli computazionali astratti (Codd, 1968; Thatcher, 1970) il numero di stati della cella era, solitamente, abbastanza piccolo. Con soli due stati, per esempio, è possibile rappresentare, nella configurazione iniziale (specificazione dello stato, in questo caso 0 o 1, di tutte le celle dello spazio cellulare al tempo  $t = 0$ ), l'informazione che l'AC deve elaborare.

Anche quando l'Automa Cellulare è utilizzato per descrivere sistemi di particelle e modellarne le interazioni, il numero di stati è abbastanza contenuto (Succi, 1991; Weimar, 1997).

Al contrario, quando si studiano sistemi che possono trovarsi in un continuum di possibili stati, può essere necessario un numero di stati della cella abbastanza grande perché il modello sia significativo (Di Gregorio & Serra, 1999).

### 5.3.3 Relazione di vicinanza

La relazione di vicinanza della cella, cui ci si riferirà con il nome di cella centrale, dipende dalla geometria delle celle. Secondo la definizione data, deve godere delle seguenti proprietà: 1) deve essere locale, cioè deve coinvolgere solo un numero limitato di celle in prossimità della cella centrale; 2) deve essere omogenea, cioè la stessa per ogni cella dello spazio cellulare; 3) deve essere invariante nel tempo.

Per AC unidimensionali si è soliti riferirsi al vicinato in termini di raggio,  $r$ , che definisce un vicinato composto da  $n = 2r + 1$  celle (Wolfram, 1983). Per esempio, un raggio  $r = 1$  identifica un vicinato di  $n = 2r + 1 = 3$  celle: la cella centrale, la cella adiacente a sinistra e la cella adiacente a destra. La figura 5.2 illustra due esempi di vicinato con raggio  $r = 1$  ed  $r = 2$  per un Automa Cellulare unidimensionale.

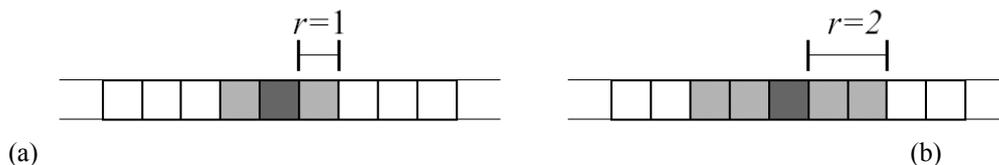


Figura 5.2. Esempio di vicinato con raggio (a)  $r = 1$  e (b)  $r = 2$  per un Automa Cellulare uni-dimensionale. Le celle in grigio scuro identificano la cella centrale, quelle in grigio chiaro le vicine. Tratto da: D'Ambrosio, 2003).

Nel caso di AC bidimensionali con tassellazione quadrata i vicinati più utilizzati sono quello di von Neumann e quello di Moore. Il primo è composto dalla cella centrale e dalle celle a nord, est, ovest e sud, mentre il secondo contiene anche quelle di nord-ovest, nord-est, sud-ovest e sud-est. Un tipico vicinato per Automi Cellulari bidimensionali esagonali è, invece, composto dalle celle a nord, nord-est, sud-est, sud, sud-ovest e nord-ovest. La figura 5.3 illustra (a) il vicinato di von Neumann e (b) quello di Moore per Automi Cellulari con tassellazione quadrata e (c) il tipico vicinato per Automi Cellulari con tassellazione esagonale. Ovviamente è possibile definire relazioni di vicinanza differenti da quelle illustrate. Nella simulazione della diffusione di gas in un ambiente, ad esempio, è possibile utilizzare la relazione di vicinanza di Margolus<sup>1</sup> (Toffoli & Margolus, 1987).

### 5.3.4 Funzione di transizione di stato della cella

A ogni passo dell'AC, la funzione di transizione è applicata simultaneamente a tutte le celle dello spazio cellulare, determinando il nuovo stato di ognuna in funzione dello stato delle celle del vicinato. In tal modo la computazione dell'AC assume caratteristiche di parallelismo e di decentralizzazione.

Quando il numero di stati è piccolo, si è soliti definire la regola di transizione tramite una tabella (*look-up table*) che specifica il nuovo stato della cella centrale per ogni possibile configurazione del vicinato (Wolfram, 2002). Al contrario, quando il numero di stati dell'AC è troppo grande, la funzione di transizione viene solitamente definita tramite l'esplicitazione di un algoritmo (Di Gregorio & Serra, 1999).

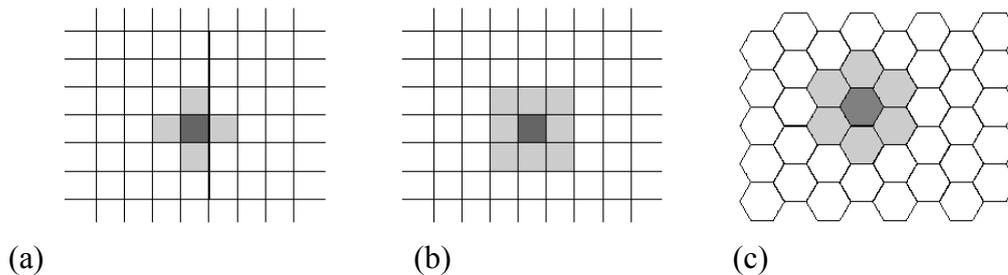


Figura 5.3. Vicinati di von Neumann (a) e di Moore (b) per un Automa Cellulare bidimensionale con tassellazione quadrata e vicinato esagonale (c) per un Automa Cellulare bidimensionale con tassellazione esagonale. Le celle in grigio scuro identificano la cella centrale, quelle in grigio chiaro le vicine. Tratto da: D'Ambrosio, 2003.

<sup>1</sup> La relazione di vicinanza di Margolus non gode della proprietà d'invarianza temporale. Infatti il vicinato della cella cambia a seconda del passo, pari o dispari, dell'AC. Ai passi dispari il vicinato è formato dalla cella centrale e dalle celle a nord, est, e nord-est; ai passi pari, invece, il vicinato è formato dalla cella centrale e dalle celle a sud, ovest, e sud-ovest. Si noti, tuttavia, che un AC che utilizzi tale relazione di vicinanza è perfettamente "legale". E' infatti possibile dimostrare che, dato un AC con relazione di vicinanza di Margolus, si può costruire un AC perfettamente equivalente che soddisfi tutte le proprietà richieste dalla definizione.

## 5.4 Definizione formale di Automa Cellulare

In letteratura è possibile incontrare numerose definizioni di AC, ognuna delle quali si adatta meglio delle altre ai particolari contesti d'applicazione. La definizione formale presentata in questo paragrafo coincide con la definizione di AC omogeneo deterministico. Questo, del resto, non è limitativo poiché la maggior parte delle altre definizioni possono essere a essa ricondotte.

Come accennato in precedenza, ogni cella dell'AC ingloba un identico automa finito. Nel caso specifico dell'AC omogeneo deterministico, si tratta di un automa finito anch'esso omogeneo e deterministico. E' opportuno, quindi, premetterne la definizione.

### 5.4.1 L'automata finito e l'automata elementare

L'automata finito (*af*), o automa a stati finiti, è probabilmente il modello di calcolo più semplice in informatica. Intuitivamente, un *af* è un sistema che può trovarsi in un numero finito di stati differenti e, come conseguenza di qualche ingresso, può effettuare una transizione da uno stato a un altro.

Come nel caso degli AC, in letteratura è possibile incontrare numerose definizioni di *af*. L'*af* presentato di seguito corrisponde alla definizione di *af* come riconoscitore (accettore) di linguaggi (Ghezzi & Mandrioli, 1989). Il modello di *af* utilizzato negli AC, presentato subito dopo, è un modello ulteriormente semplificato che prende il nome di automa elementare.

Un automa finito deterministico come riconoscitore di linguaggi è formalmente definito come una quintupla:

$$af = \langle Q, I, \sigma, q_0, F \rangle \quad (5.1)$$

dove  $Q$  è l'insieme finito degli stati dell'*af*;  $I$  è l'insieme finito dei simboli d'ingresso (input);  $\sigma : I \times Q \rightarrow Q$  è la funzione di transizione che modifica gli stati in funzione dell'input;  $q_0 \in Q$  è lo stato iniziale dell'*af*;  $F \subset Q$  è l'insieme degli stati finali dell'*af*.

L'automata elementare è invece formalmente definito come una tripla:

$$ae = \langle Q, I, \sigma \rangle \quad (5.2)$$

dove  $Q$  è l'insieme finito degli stati dell'*ae*;  $I \equiv Q^n$  è l'insieme finito dei simboli d'ingresso, essendo  $n$  il numero di celle del vicinato;  $\sigma : I \rightarrow Q$  è la funzione di transizione che modifica gli stati in funzione dell'input.

### 5.4.2 L'Automa Cellulare Omogeneo Deterministico

A questo punto, dopo aver premesso le definizioni di automa finito e di automa elementare, si può definire formalmente l'AC omogeneo deterministico come una quadrupla:

$$AC = \langle \square^d, Q, X, \sigma \rangle \quad (5.3)$$

dove:

- $\square^d = \{i \equiv (i_1, i_2, \dots, i_d) \mid i_k \in \square \ \forall k = 1, 2, \dots, d\}$  è l'insieme dei punti del reticolo d-dimensionale che definisce lo spazio cellulare dell'AC;  $Z$  è l'insieme dei numeri interi;
- $Q$  è l'insieme finito degli stati dell'automa elementare;
- $X = \{\xi_0, \xi_1, \dots, \xi_{m-1}\}$  è l'insieme finito degli  $m$  vettori d-dimensionali  $\xi_j = \{\xi_{j1}, \xi_{j2}, \dots, \xi_{jd}\}$  che definiscono  $V(X, i) = \{i + \xi_0, i + \xi_1, \dots, i + \xi_{m-1}\}$ , l'insieme delle coordinate delle celle vicine alla generica cella  $i$  di coordinate  $(i_1, i_2, \dots, i_d)$ ;  $X$  è detto indice o relazione di vicinanza<sup>2</sup>;
- $\sigma : Q^m \rightarrow Q$  è la funzione di transizione deterministica dell'automa elementare.

È opportuno esplicitare il concetto di vicinato attraverso un esempio. Si consideri un Automa Cellulare bidimensionale con vicinato di von Neumann (figura 5.3 a) e la cella  $i$  di coordinate  $(7,7)$ . La relazione di vicinanza che definisce il vicinato di von Neumann è:

$$X = \{\xi_0, \xi_1, \xi_2, \xi_3, \xi_4\} = \{(0,0), (0,-1), (1,0), (0,1), (-1,0)\}$$

Pertanto, l'insieme delle coordinate delle celle vicine alla cella  $i$  è definito dall'insieme:

$$\begin{aligned} V(X, i) &= \{i + \xi_0, i + \xi_1, i + \xi_2, i + \xi_3, i + \xi_4\} \\ &= \{(7,7) + (0,0), (7,7) + (0,-1), (7,7) + (1,0), (7,7) + (0,1), (7,7) + (-1,0)\} \\ &= \{(7,7), (7,6), (8,7), (7,8), (6,7)\} \end{aligned}$$

---

<sup>2</sup> Per il seguito si pone che  $\xi_0$  sia il vettore nullo e, di conseguenza, che ogni cella appartenga al proprio vicinato. Ci si riferirà a tale cella con il nome di cella centrale. Tuttavia è senz'altro pensabile un AC in cui la cella non faccia parte del proprio vicinato.

## **5.5 Applicazioni degli Automi Cellulari nella fluidodinamica: Gas Reticolari e Modelli di Boltzmann su reticolo**

In campo applicativo, gli AC si prestano particolarmente bene alla modellazione e simulazione di alcune classi di sistemi complessi, caratterizzati dall'interazione di numerosi componenti "elementari". L'ipotesi, largamente diffusa nella scienza tradizionale, secondo cui se il comportamento di un sistema è complesso il modello che lo descrive deve essere necessariamente di pari complessità, lascia il posto all'idea secondo cui il suo comportamento possa essere descritto, almeno in certi casi, in termini estremamente semplici, attraverso la specificazione delle leggi che definiscono le interazioni locali tra le componenti base del sistema (*Wolfram, 2002*).

In alcuni settori l'applicazione degli AC ha dato risultati paragonabili, se non superiori, a quelli ottenuti tramite approcci più tradizionali. L'esempio più noto è forse dato dalla cosiddetta "Vita Artificiale", disciplina che si occupa dello studio della vita e del comportamento nei sistemi naturali e artificiali, che ha prodotto ipotesi di lavoro e risultati originali e di estremo interesse, sia dal punto di vista teorico che da quello delle possibili applicazioni. La Vita Artificiale può essere definita come la disciplina che si occupa della vita e del comportamento di sistemi artificiali che "vivono" in ambienti artificiali. Chris Langton, uno dei suoi padri fondatori, definisce il nuovo settore di ricerca come: "[...] lo studio di sistemi manufatti che esibiscono comportamenti caratteristici dei sistemi viventi. La Vita Artificiale amplia la Biologia classica, che si occupa dell'analisi degli organismi viventi, tentando di sintetizzare comportamenti simili alla vita (*like-life behaviors*) nei computer o in altri media artificiali. [...] la Vita Artificiale può contribuire in Biologia Teorica nell'inquadrare la vita così come la conosciamo nel più ampio contesto della vita come potrebbe essere" (*Langton, 1998*).

Un altro esempio, forse non altrettanto famoso come la Vita Artificiale ma particolarmente significativo per chi si occupa di fluidodinamica, è l'applicazione degli AC alla modellazione del comportamento dei fluidi turbolenti attraverso modelli noti con il nome di Gas Reticolari e di modelli di Boltzmann su reticolo, di seguito brevemente descritti.

### *5.5.1 Gas Reticolari*

La fluidodinamica classica si fonda sulle equazioni di Navier-Stokes che formalizzano le leggi di conservazione della massa e dell'impulso. Considerando la forma bidimensionale:

$$\begin{aligned}\frac{\partial \rho u}{\partial t} &= -\frac{\partial \rho u u}{\partial x} - \frac{\partial \rho u v}{\partial y} - \frac{\partial p}{\partial x} + \mu \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) \\ \frac{\partial \rho v}{\partial t} &= -\frac{\partial \rho u v}{\partial x} - \frac{\partial \rho v v}{\partial y} - \frac{\partial p}{\partial y} + \mu \left( \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right)\end{aligned}\tag{5.4}$$

Nell'equazione (5.4)  $u$  e  $v$  sono le velocità del fluido nelle direzioni  $x$  e  $y$  di un sistema di riferimento cartesiano ortogonale,  $\rho$  la densità del fluido,  $p$  la pressione esercitata sul fluido e  $t$  il tempo. Il primo membro rappresenta la variazione rispetto al tempo della quantità di moto per unità di volume. Tale variazione è dovuta a tre effetti: il flusso dovuto al campo di moto del fluido (i primi due termini al secondo membro), detto termine di convezione, le forze di pressione (terzo termine) e la dissipazione (quarto e quinto termine). La non linearità (dovuta al termine di convezione), causa principale della difficoltà di risoluzione per casi non idealizzati, ha spinto alcuni ricercatori a tentare un approccio alternativo allo studio della fluidodinamica basato sugli AC che ha preso il nome di Gas Reticolari.

L'idea base dei Gas Reticolari è modellare un fluido attraverso un sistema di particelle, ognuna delle quali è vincolata a muoversi, con velocità costante, solo lungo le direzioni di un reticolo discreto. Le leggi locali sono definite in modo da garantire l'invarianza del numero di particelle (conservazione della massa) e la conservazione della quantità di moto.

I primi a proporre un approccio di questo tipo sono stati *Hardy, Pomeau & de Pazzis* (1976). Il modello HPP (dalle iniziali dei tre ricercatori) è basato su una griglia quadrata in cui ciascun nodo è collegato a quattro vicini (vicinato di von Neumann, figura 5.3 a). Ogni nodo può contenere da un minimo di zero a un massimo di quattro particelle di massa unitaria, ognuna delle quali può spostarsi soltanto lungo una delle direzioni del reticolo con velocità costante, pari a 1 (cioè, ogni particella può spostarsi in un passo dell'AC dalla cella in cui si trova in una cella adiacente). Poiché si sono supposte sia la massa che la velocità unitarie, la quantità di moto di una particella può essere definita semplicemente dal verso (i versi consentiti sono Sud, Ovest, Nord ed Est). Pertanto, le possibili configurazioni per ogni nodo dell'HPP sono  $2^4=16$ . Per esempio la configurazione 0000 indica l'assenza di particelle, la configurazione 0001 indica la presenza di una particella che si sta spostando verso Est, la configurazione 0010 indica la presenza di una particella che si sta spostando verso Nord, e così via.

Quando due particelle con velocità opposte si trovano nella stessa cella (configurazioni 0101 e 1010), avviene un urto e le particelle sono deviate di un angolo retto. In tutti gli altri casi, compresi i casi in cui i cammini si incrociano (per esempio nella configurazione 1111), le particelle proseguono il loro cammino senza deviazioni.

Quando il numero di particelle è sufficientemente grande, su scala macroscopica l'impressione è quella di un fluido continuo. L'AC HPP si è dimostrato capace di

modellare correttamente fenomeni fluidodinamici come la propagazione di un'onda, ma il suo comportamento risulta poco realistico nella simulazione di fluidi turbolenti. Il problema principale è dovuto al vincolo reticolare. Quest'ultimo è, infatti, responsabile dei cosiddetti invarianti spuri (SUCCI, 1991), cioè invarianti che non hanno corrispondenti nel continuo. In pratica l'HPP, oltre a conservare la massa e la quantità di moto, conserva anche la quantità di moto lungo le righe e le colonne del reticolo, come si può dedurre facilmente dall'analisi delle regole di transizione. A causa di questo eccesso d'invarianti, il moto delle particelle risulta fortemente anisotropo e il fluido non è sufficientemente libero di muoversi e diffondere la sua quantità di moto in tutte le direzioni.

In seguito però *Frish, Hasslacher & Pomeau* (1986), intuirono che l'impiego di un reticolo a maglia esagonale regolare (figura 5.1c), in sostituzione di quello a maglia quadrata, potesse bastare a ristabilire l'isotropia perduta. Nel modello FHP (ancora dalle iniziali dei tre ricercatori), ogni cella è collegata alle sei celle vicine secondo angoli di 60 gradi (figura 5.3c). Potendo le particelle muoversi lungo tre direzioni invece che due, il numero di possibili stati della cella passa da  $2^4$  a  $2^6$ , pur rimanendo le leggi di transizione sostanzialmente equivalenti a quelle del modello HPP, con la differenza però che nel modello FHP sono possibili anche urti che coinvolgono contemporaneamente tre particelle.

Sia  $n_i(\vec{r}, t)$  il numero di particelle (0 o 1) entranti nella cella, individuata dal vettore  $\vec{r}$  al passo  $t$  lungo la direzione  $\vec{c}_i$  ( $i = 1, 2, \dots, 6$ ) (figura 5.4). Sia, inoltre,  $\tau$  il tempo corrispondente a un passo di calcolo del modello FHP e  $\lambda$  la distanza tra due celle vicine del reticolo esagonale. Le velocità  $\vec{v}_i$  delle particelle lungo le direzioni  $\vec{c}_i$  sono definite nel seguente modo:

$$\vec{v}_i = \frac{\lambda}{\tau} \vec{c}_i \quad (5.5)$$

La funzione di transizione della cella può essere dedotta dalle regole di collisione, illustrate in figura 5.4, considerando il caso in cui non si verificano urti e i due casi in cui, invece, hanno luogo collisioni tra due o tre particelle:

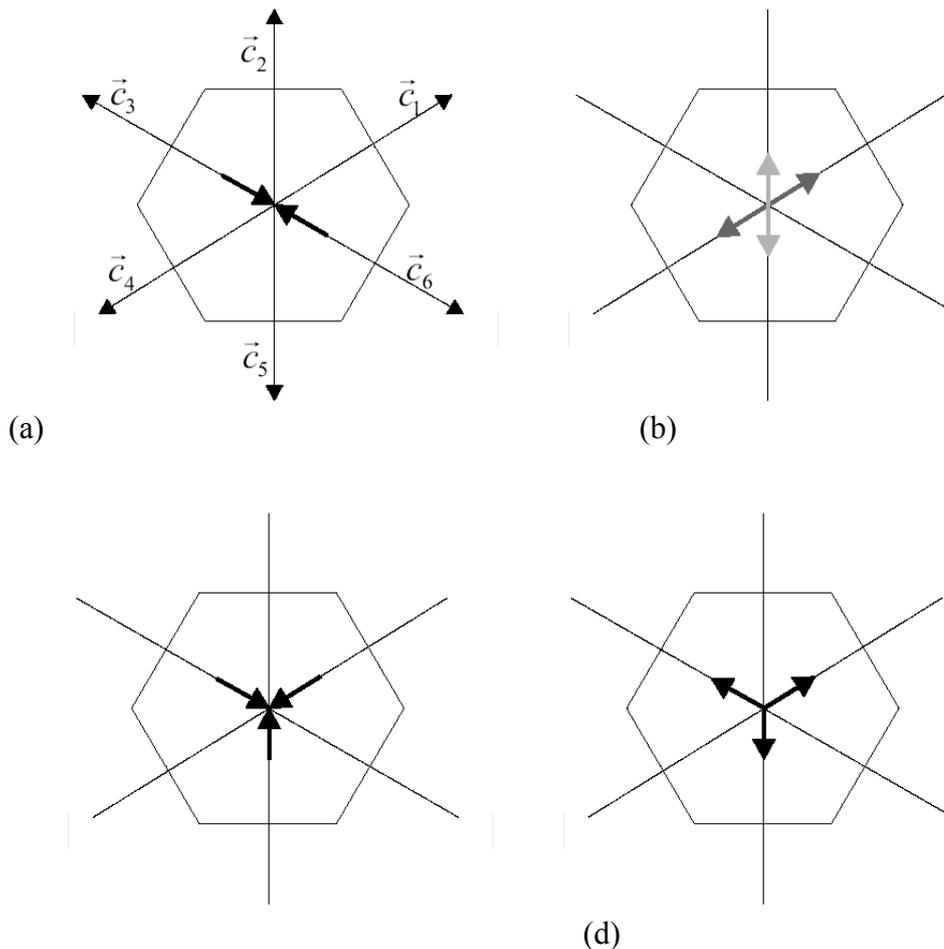


Figura 5.4. Regole di collisione del modello FHP. (a) e (b) descrivono, rispettivamente, la configurazione della cella prima e dopo l'urto nel caso di due particelle; si noti che in questo caso la regola di transizione è probabilistica: le particelle possono, cioè, deviare verso destra (configurazione in grigio chiaro) o sinistra (configurazione in grigio scuro) con la stessa probabilità. (c) e (d) descrivono, rispettivamente, la configurazione della cella prima e dopo l'urto nel caso di tre particelle. Le sei possibili direzioni delle particelle,  $c_1, c_2, \dots, c_6$ , sono evidenziate in (a). Tratto da: *D'Ambrosio, 2003*).

*Nessuna collisione.* Se non si verifica alcuna collisione le particelle proseguono il loro cammino lungo l'originaria direzione reticolare, senza alcuna deviazione.

Pertanto vale la seguente regola d'aggiornamento:

$$n_i(\vec{r} + \lambda \vec{c}_i, t + \tau) = n_i(\vec{r}, t) \quad (5.6)$$

cioè, ogni particella che al tempo  $t$  si trovi nella cella individuata dal vettore  $\vec{r}$ , al passo successivo,  $t + \tau$ , sarà nella cella adiacente, lungo la stessa direzione, individuata dal vettore  $\vec{r} + \lambda \vec{c}_i$ .

*Collisione tra due particelle.* Se solo  $n_i$  ed  $n_{i+3}$  valgono 1 nella cella  $\vec{r}$ , come illustrato in figura 3.6a-b, si verifica una collisione. La condizione:

$$D_i = n_i n_{i+3} (1 - n_{i+1}) (1 - n_{i+2}) (1 - n_{i+4}) (1 - n_{i+5}) = 1 \quad (5.7)$$

identifica tale urto. Pertanto il numero di particelle che permangono lungo la direzione  $\vec{c}_i$  dopo l'urto è dato da:

$$n_i - D_i \quad (5.8)$$

Tuttavia, una nuova particella può comparire nella direzione  $\vec{c}_i$  per effetto delle collisioni tra  $n_{i+1}$  ed  $n_{i+2}$  oppure tra  $n_{i+1}$  ed  $n_{i+4}$ . Il numero di particelle create nella direzione  $\vec{c}_i$  può essere, pertanto, dedotto dalla seguente formula:

$$qD_{i-1} + (1 - q)D_{i+1} \quad (5.9)$$

essendo  $q = q(\vec{r}, t)$  una variabile booleana random che vale 0 se dopo l'urto le particelle deviano verso sinistra, 1 se deviano verso destra. Pertanto, il numero complessivo di particelle lungo  $\vec{c}_i$  è dato da:

$$n_i - D_i + qD_{i-1} + (1 - q)D_{i+1} \quad (5.10)$$

*Collisione tra tre particelle.* La condizione:

$$T_i = n_i n_{i+2} n_{i+4} (1 - n_{i+1}) (1 - n_{i+3}) (1 - n_{i+5}) = 1 \quad (5.11)$$

identifica un urto tra tre particelle (figura 5.6c-d). L'effetto è quello di deviare le particelle di un angolo di 180 gradi. Pertanto il numero di particelle che rimangono lungo la direzione  $\vec{c}_i$  dopo l'urto è dato da:

$$n_i - T_i \quad (5.12)$$

Tuttavia, un urto tra le particelle  $n_{i+1}$ ,  $n_{i+3}$  ed  $n_{i+5}$  determina la comparsa di una nuova particella lungo la direzione  $\vec{c}_i$ , condizione che si esprime nel seguente modo:

$$T_{i+3} \quad (5.13)$$

Il numero complessivo di particelle nella direzione  $\vec{c}_i$  per effetto di collisioni tra tre particelle è dato, dunque, da:

$$n_i - T_i + T_{i+3} \quad (5.14)$$

Pertanto la dinamica del modello FHP lungo ogni direzione del reticolo è definita dalla seguente legge:

$$n_i(\vec{r} + \lambda\vec{c}_i, t + \tau) = n_i(\vec{r}, t) + \Omega_i(\vec{r}, t) \quad (5.15)$$

in cui il termine  $\Omega_i(\vec{r}, t) = -D_i + qD_{i-1} + (1-q)D_{i+1} - T_i + T_{i+3}$  rappresenta gli effetti delle collisioni tra le particelle;  $\Omega_i$  è detto, infatti, termine di collisione.

Con queste poche e, tutto sommato, semplici modifiche (l'introduzione del reticolo esagonale e le nuove regole di collisione), l'FHP ha risolto il problema degli invarianti spuri e si è dimostrato capace di riprodurre correttamente fenomeni fluidodinamici complessi. Inoltre, *Chopard & Droz* (1998) hanno dimostrato che l'introduzione di particelle con velocità nulla nelle versioni successive del modello FHP (*Doolen*, 1990) consente di derivare dalle regole di collisione le equazioni di Navier-Stokes per fluidi non comprimibili. La figura 5.5 illustra un'applicazione del modello FHP.

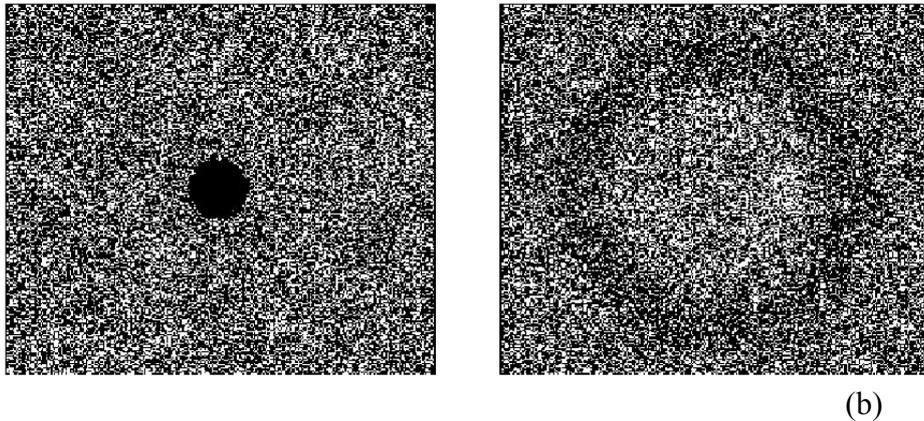


Figura 5.5. Dinamica di un'onda (b) nel modello FHP dovuta alla diffusione di una concentrazione di particelle nella zona centrale del reticolo (a).

L'isotropia, cioè l'equivalenza di tutte le direzioni del reticolo, gioca dunque un ruolo estremamente importante nella modellazione del comportamento delle particelle del fluido. Questo aspetto costituì un problema apparentemente insormontabile nel passaggio alla terza dimensione, che maggiormente interessa sul piano delle applicazioni pratiche. Infatti non esiste alcun solido elementare in grado di riempire in maniera congruente (cioè senza buchi) lo spazio, garantendo al tempo stesso l'isotropia. *Frish, d'Humières & Lallemand* (1987) notarono però che nello spazio a quattro dimensioni un solido con le proprietà richieste esiste. Si tratta di un ipercubo (la generalizzazione di un cubo) a facce centrate, su cui si è basata la costruzione del reticolo FCHC (*Face Centered Hyper Cube*). Il passaggio alla terza dimensione, benché ineccepibile dal punto di vista teorico, pose tuttavia pesanti problemi in termini computazionali. Nell'FCHC si hanno 12 possibili direzioni e, di conseguenza, il numero di possibili stati diventa  $2^{24}$  (oltre 16 milioni). Così, la tabella di transizione che definisce l'esito di tutte le possibili configurazioni della cella veniva a essere di ben 48 Mbyte. Pur non considerando il fatto che nel 1987 una tale quantità era considerata decisamente alta, il problema più pesante era che una tabella di transizione così grande richiedeva tempi d'accesso inaccettabili e, per questo, molti studi si occuparono di ridurre le dimensioni.

### 5.5.2 Modelli di Boltzmann su reticolo

Contemporaneamente alla ricerca di tavole di collisione ridotte, si è sviluppata una soluzione alternativa, oggi nota come metodo di Boltzmann su reticolo, proposta per la prima volta da *McNamara & Zanetti* (1988) dell'Università di Chicago e, contemporaneamente, da *Higuera & Jimenez* del Politecnico di Madrid (1989).

Un vantaggio non trascurabile dei modelli di Boltzmann su reticolo, rispetto ai Gas Reticolari, è la più elevata efficienza computazionale, visto che le quantità d'interesse non sono più le singole particelle ma la loro densità. Così, il numero di componenti del sistema si riduce sensibilmente e non è più necessaria la fase del calcolo di medie spazio-temporali per la determinazione delle quantità fisiche d'interesse del sistema: la densità del fluido  $\rho$  e la quantità di moto  $\rho\vec{u}$  sono note in ogni cella del reticolo.

Nella sua forma più semplice (*Qiam et al.*, 1992; *Che et al.*, 1992), la dinamica di un modello di Boltzmann su reticolo può essere descritta nel seguente modo:

$$f_i(\vec{r} + \tau\vec{v}_i, t + \tau) - f_i(\vec{r}, t) = \Omega_i(f_i(\vec{r}, t)) = \frac{1}{\xi} \left( f_i^{(eq)}(\vec{r}, t) - f_i(\vec{r}, t) \right) \quad (5.16)$$

dove  $f_i(\vec{r}, t)$  rappresenta la densità di particelle che al tempo  $t$  si trovano nella cella  $\vec{r}$  con velocità  $\vec{v}_i$ ;  $f_i^{(eq)}(\vec{r}, t)$  rappresenta la cosiddetta distribuzione d'equilibrio locale;  $\xi$ ,

detto termine di rilassamento, rappresenta il numero di passi di calcolo necessari affinché si raggiunga l'equilibrio nel contesto locale del vicinato.

Le leggi che determinano la dinamica nei modelli di Boltzmann su reticolo riducono, dunque, le condizioni di non equilibrio nel contesto locale del vicinato. La funzione  $f_i^{(eq)}(\vec{r}, t)$  specifica le condizioni d'equilibrio locale del sistema in funzione della densità,  $\rho = \sum f_i$ , e della quantità di moto,  $\rho \vec{u} = \sum f_i \vec{v}_i$ , del fluido nella cella. Il parametro  $\xi$  esprime, invece, la dipendenza del sistema dalla viscosità,  $\nu$ , del fluido. Vale infatti la seguente relazione:  $\nu = K(\xi - 1/2)$ , dove  $K$  è una costante che dipende dalla geometria del reticolo (Chopard *et al.*, 2002). In tal modo la viscosità diviene un parametro esplicito del modello, a differenza di quanto accade nei Gas Reticolari in cui essa dipende implicitamente dalla specificazione delle leggi che regolano gli urti tra le particelle.

I modelli di Boltzmann su reticolo coinvolgono, dunque, quantità esprimibili non più come numeri interi (come nel caso delle singole particelle nei Gas Reticolari) ma come numeri reali. Se da una parte questo può rappresentare un problema dal punto di vista della stabilità numerica (intesa come propagazione dell'errore, tipica dei modelli basati sull'elaborazione di valori in virgola mobile), dall'altra offre una maggiore flessibilità nella calibratura del modello dato che è possibile esplicitare, come nel caso della viscosità, alcuni importanti parametri del sistema. Inoltre, come per il modello FHP, anche per i modelli di Boltzmann su reticolo è stata dimostrata l'equivalenza con le equazioni di Navier-Stokes per fluidi incompressibili (Chopard & Droz, 1998). La figura 5.6 illustra la dinamica del modello BKG (Qian *et al.*, 1992) nella simulazione di un flusso intorno a una lamina.

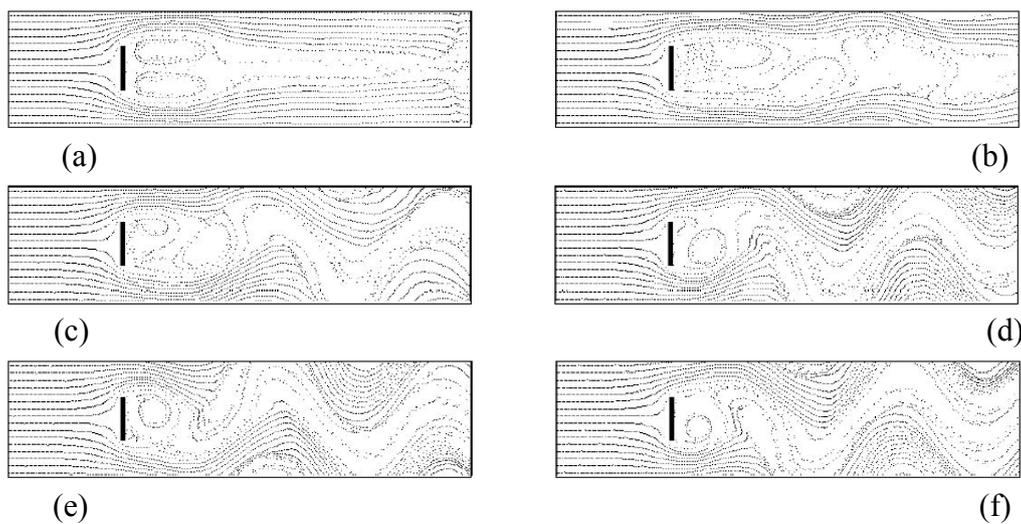


Figura 5.6. Simulazione di un flusso intorno a una lamina in un modello di Boltzmann su reticolo di  $512 \times 128$  celle e  $\xi = 1$ . Le figure da (a) ad (f) illustrano l'evoluzione del sistema.

## 5.6 Fenomeni macroscopici e Automi Cellulari

Le leggi della Fisica sono, in ultima istanza, fondate su principi di conservazione, quali la conservazione della massa, della quantità di moto e dell'energia. Nel passato, sino all'avvento degli elaboratori elettronici, la possibilità di descrivere i fenomeni in termini di equazioni differenziali, le cui soluzioni analitiche forniscono lo stato del sistema in ogni punto del continuum spazio-temporale, ha segnato la differenza tra scienza forte (altamente predittiva) e scienza debole (puramente descrittiva). Purtroppo, però, come nel caso delle equazioni di Navier-Stokes in fluidodinamica, è stato possibile risolvere analiticamente solo sistemi semplificati mentre, in generale, è necessario ricorrere a metodi numerici approssimati.

Tentativi di modellazione quantitativa di fenomeni naturali complessi attraverso metodi numerici approssimati (comunemente basati sulla discretizzazione dello spazio e del tempo) si sono principalmente sviluppati grazie alla crescita della potenza dei calcolatori elettronici. Questi metodi hanno permesso di estendere la classe di problemi che possono essere risolti in termini di sistemi di equazioni differenziali. Tuttavia, alcuni di essi risultano ancora difficilmente trattabili, altri addirittura non lo sono affatto.

Per studiare e risolvere tali problemi, la comunità scientifica internazionale ha dovuto superare le difficoltà inerenti la risoluzione dei sistemi di equazioni differenziali tramite varie tecniche alternative (*Toffoli*, 1984). Contemporaneamente allo sviluppo di metodi approssimati per la risoluzione numerica di sistemi di equazioni differenziali (*Quarteroni & Valli*, 1997), si sono infatti sviluppati e consolidati nuovi metodi numerici che si fondano sui principi del calcolo parallelo. Entrambi gli approcci, quello basato sulle equazioni differenziali e quello basato sui nuovi modelli di calcolo parallelo, si fondano, tuttavia, sui concetti comuni di modellazione e simulazione.

### 5.6.1 Modellazione con Automi Cellulari

Gli Automi Cellulari hanno introdotto un approccio radicalmente nuovo nella modellazione di fenomeni complessi che evolvono sulla base di leggi locali. I Gas Reticolari e i modelli di Boltzmann su reticolo per primi hanno evidenziato le potenzialità degli AC nella modellazione e simulazione di sistemi fisici complessi.

Mentre i Gas Reticolari sono stati sempre considerati AC a tutti gli effetti (reticolo discreto, numero finito di stati per la cella, funzione di transizione esprimibile in termini di *look-up table*), i modelli di Boltzmann su reticolo sono stati visti, per un certo periodo, come “quasi automi” (*Succi*, 1991). Infatti, nei modelli di Boltzmann su reticolo lo stato della cella rappresenta la densità delle particelle nella corrispondente regione di spazio e quindi può variare in un intervallo continuo di valori. Tuttavia la continuità è un problema solo dal punto di vista formale; nei casi pratici le variabili reali hanno un numero finito di cifre significative e, di conseguenza, un insieme finito di valori permessi. In altri termini l'insieme dei valori permessi può essere estremamente

grande ma in ogni caso è finito. Così i modelli di Boltzmann su reticolo possono essere considerati AC a tutti gli effetti.

Sia i Gas Reticolari che i modelli di Boltzmann su reticolo sono stati applicati alla simulazione della turbolenza dei fluidi. Tuttavia il loro ambito d'applicabilità non include, in generale, fenomeni macroscopici, come l'evoluzione di frane, di colate laviche o detritiche, dei fenomeni di infiltrazione di acqua e/o contaminanti nel suolo, che evolvono in contesti puramente tridimensionali (anche se *Rothman*, 1988, e *Di Pietro*, 1993, hanno mostrato che questi metodi si applicano al flusso macroscopico di tipo Darcy nel saturo).

Negli ultimi decenni sono stati proposti numerosi modelli empirici basati sugli AC per la simulazione di fenomeni macroscopici complessi, ad esempio per la simulazione dell'erosione del suolo (*Smith*, 1991; *Murray & Paola*, 1994; *D'Ambrosio et al.*, 2001), dei flussi lavici (*Barca et al.*, 1994; *Miyamoto & Sasaki*, 1997; *Crisci et al.*, 2003), dei flussi detritici (*Segre & Deangeli*, 1995; *Malamud & Turcotte*, 1999; *Di Gregorio et al.*, 1999a). Non molti studi sono stati proposti ad oggi per la modellazione a livello macroscopico del flusso d'acqua in mezzi insaturi tramite Automi Cellulari. Dall'analisi di tali studi emerge che le funzioni di transizione che regolano i flussi d'acqua tra le celle non sono espresse tramite schemi riconducibili a concetti classici della fluidodinamica. Ad esempio, *Di Pietro et al.* (1994) nella descrizione del flusso attraverso strutture caratterizzate dalla presenza di macropori, adottano il classico modello dei Gas Reticolari; *Aitkenhead et al.* (1999) usano gli Automi Cellulari per definire lo stato di celle elementari nel suolo (presenza di materia solida, acqua o aria) considerando per le stesse celle dimensioni molto ridotte (1  $\mu\text{m}$ ) ed applicando una funzione di transizione sotto forma di *look up table*; *Di Gregorio et al.*, *Di Gregorio* (1999b) infine, che si interessano alla diffusione di contaminanti nel suolo, per descrivere il moto dell'acqua ricorrono ad una funzione iterativa di minimizzazione dello stato energetico tra la cella centrale e le sue vicine.

### *5.6.2 Un metodo empirico per la modellazione di fenomeni macroscopici con Automi Cellulari*

In generale, i fenomeni macroscopici si esplicano su scale spaziali decisamente più grandi di quelle che caratterizzano le applicazioni dei Gas Reticolari e dei modelli di Boltzmann su reticolo. In molti casi l'approccio microscopico fallisce banalmente per l'insufficiente qualità dei dati.

Anche se in linea di principio l'AC, così come definito nel paragrafo 5.1, è senz'altro sufficiente alla modellazione e simulazione di fenomeni naturali che evolvono su scala macroscopica, la loro complessità suggerisce un'estensione dell'originario paradigma. Le considerazioni che seguono introducono un'estensione della definizione di AC che meglio si adatta alla modellazione di fenomeni macroscopici complessi.

### *Parametri*

Innanzitutto, deve essere univocamente determinata una corrispondenza spaziale tra le celle dell'AC e la regione in cui evolve il fenomeno; allo stesso modo, deve essere fissato il tempo equivalente a un passo di calcolo dell'AC. Una volta determinati, la dimensione della cella e il *clock* dell'AC sono definiti come "parametri", dato che i loro valori sono assunti costanti per tutto l'arco della simulazione. Essi costituiscono, insieme ad altri eventuali parametri solitamente necessari ai fini della simulazione, l'insieme  $P$  dei parametri dell'AC.

### *Sottostati*

Lo stato della cella deve tenere in considerazione tutte le caratteristiche che sono ritenute rilevanti per l'evoluzione del sistema. Per comodità e maggior chiarezza, nell'approccio considerato ogni caratteristica corrisponde a un "sottostato", i cui valori devono formare un insieme finito;  $S = \{Q_1, Q_2, \dots, Q_n\}$  è l'insieme dei sottostati dell'AC. Come nel caso dei modelli di Boltzmann su reticolo, la necessità di modellare proprietà caratterizzate da valori continui non pone sostanziali problemi. L'insieme  $Q$  di tutti i possibili valori dello stato della cella è, dunque, espresso come prodotto cartesiano degli elementi di  $S$ :

$$Q = Q_1 \times Q_2 \times \dots \times Q_n \quad (5.17)$$

Il valore di un sottostato è sempre considerato costante all'interno della cella; tale valore è cioè rappresentativo di tutta la corrispondente porzione di spazio.

### *Processi elementari*

La funzione di transizione  $\sigma$  dell'AC deve tenere in considerazione tutti i processi (fisici, chimici, ecc.) responsabili del cambiamento dei valori dello stato della cella, che sono ritenuti rilevanti per l'evoluzione del sistema. Così come l'insieme degli stati  $Q$  è stato decomposto nei sottostati  $Q_1, Q_2, \dots, Q_n$ , anche la funzione di transizione  $\sigma$  è decomposta in "processi elementari". A loro volta, i processi elementari si suddividono in "trasformazioni interne",  $T_1, T_2, \dots, T_p$ , e "interazioni locali",  $I_1, I_2, \dots, I_q$ .

Le trasformazioni interne determinano il cambiamento dei valori dei sottostati della cella dovuti esclusivamente alle interazioni tra i sottostati della cella stessa oppure semplicemente allo scorrere del tempo. In altri termini le trasformazioni interne non dipendono dallo stato delle celle del vicinato ma solo dallo stato della cella centrale. Le interazioni locali determinano, invece, il cambiamento dei valori dei sottostati della cella dovuti all'interazione con le celle del vicinato.

Per ogni trasformazione interna  $T_i$  ( $i = 1, 2, \dots, p$ ) è definita una funzione:

$$\sigma_{T_i} : Q_{T_i} \rightarrow Q'_{T_i} \quad (5.18)$$

dove  $Q_{T_i}$  e  $Q'_{T_i}$  sono prodotti cartesiani di elementi di  $S$ .

Allo stesso modo, per ogni interazione locale  $I_j$  ( $i = 1, 2, \dots, q$ ) è definita una funzione

$$\sigma_{I_j} : Q_{I_j}^m \rightarrow Q'_{I_j} \quad (5.19)$$

dove  $Q_{I_j}$  e  $Q'_{I_j}$  sono prodotti cartesiani di elementi di  $S$  ed  $m$  è il numero di celle del vicinato.

L'evoluzione del sistema è ottenuta applicando, secondo un ordine che dipende dalle caratteristiche del fenomeno modellato, le trasformazioni interne e le interazioni locali a ogni cella dell'AC. Questa assunzione, tuttavia, non è giustificabile a priori e deve essere verificata empiricamente nella fase di simulazione.

#### *Influenze esterne*

In alcuni casi è necessario considerare qualche tipo di input dal “mondo esterno” che tenga conto di influenze non descrivibili in termini di leggi locali dell'AC. Di conseguenza la definizione del modello può prevedere la definizione di una o più funzioni speciali e/o addizionali. Tipici esempi di influenze esterne sono l'innescio di fenomeni franosi in modelli di simulazione di flussi detritici, o l'afflusso meteorico alla superficie in modelli di infiltrazione nel suolo.

#### *Dimensione della cella, passo temporale e relazione di vicinanza*

La scelta del passo temporale e spaziale deve essere fatta in relazione ai processi elementari considerati. Nell'operare tale scelta, a causa dell'elevata complessità dei fenomeni considerati, è possibile incorrere in alcuni problemi: la dimensione più opportuna per la cella potrebbe essere diversa per diversi processi elementari; inoltre alcune interazioni locali potrebbero richiedere *clock* più piccoli rispetto ad altri processi elementari; infine la relazione di vicinanza potrebbe variare da un'interazione locale all'altra. In questi casi si procede nel seguente modo: la dimensione della cella e il *clock* dell'AC sono scelti tra i valori più piccoli tra quelli considerati e, nel caso siano definiti più vicinati, la loro unione è scelta come vicinato dell'AC.

### 5.6.2.1 Estensione della definizione di Automa Cellulare per la modellazione di fenomeni macroscopici

Un Automa Cellulare per la modellazione di fenomeni macroscopici complessi è formalmente definito nel seguente modo (*Di Gregorio & Serra, 1999, D'AMBROSIO, 2003*):

$$AC = \langle \square^d, Q, P, X, \sigma, E, \gamma \rangle \quad (5.20)$$

dove:

- $\square^d = \{i \equiv (i_1, i_2, \dots, i_d) \mid i_k \in \square \ \forall k = 1, 2, \dots, d\}$  è l'insieme dei punti del reticolo d-dimensionale che definisce lo spazio cellulare dell'AC;  $\square$  è l'insieme dei numeri interi;
- $Q = Q_1 \times Q_2 \times \dots \times Q_n$  è l'insieme finito degli stati dell'automa elementare, espresso come prodotto cartesiano dei sottostati  $Q_1, Q_2, \dots, Q_n$ ;
- $P = \{p_1, p_2, \dots, p_l\}$  è l'insieme finito dei parametri dell'AC;
- $X = \{\xi_0, \xi_1, \dots, \xi_{m-1}\}$  è l'insieme finito degli  $m$  vettori d-dimensionali  $\xi_j = \{\xi_{j1}, \xi_{j2}, \dots, \xi_{jd}\}$  che definiscono  $V(X, i) = \{i + \xi_0, i + \xi_1, \dots, i + \xi_{m-1}\}$ , l'insieme delle coordinate delle celle vicine alla generica cella  $i$  di coordinate  $(i_1, i_2, \dots, i_d)$ ;  $X$  è detto indice o relazione di vicinanza;
- $\sigma : Q^m \rightarrow Q$  è la funzione di transizione deterministica dell'automa elementare. Essa è decomposta nelle trasformazioni interne,  $\sigma_{T_1}, \sigma_{T_2}, \dots, \sigma_{T_p}$  e nelle interazioni locali,  $\sigma_{I_1}, \sigma_{I_2}, \dots, \sigma_{I_q}$ . Per ogni interazione locale  $\sigma_{I_k}$  può essere definita una particolare relazione di vicinanza  $X_{I_k}$  ( $k = 1, 2, \dots, q$ ). In tal caso vale  $X = X_{I_1} \cup X_{I_2} \cup \dots \cup X_{I_q}$ ;
- $E = E_1 \cup E_2 \cup \dots \cup E_s \subseteq \square^d$  è l'insieme delle celle di  $\square^d$  soggette a influenze esterne;
- $\gamma = \{\gamma_1, \gamma_2, \dots, \gamma_s\}$  è l'insieme finito delle funzioni che definiscono gli input esterni per l'AC;  $\gamma_i : \square \times E_i \times Q \rightarrow Q$  ( $i = 1, 2, \dots, s$ ), essendo  $\square$  l'insieme dei numeri naturali, rappresentanti i passi dell'AC.

### 5.7 Una forma discreta del flusso in un mezzo non saturo

Nel presente paragrafo è descritto un nuovo modello tridimensionale *physically-based* che simula il comportamento del suolo non saturo in forma discreta, e ben si adatta ad essere implementato attraverso gli Automi Cellulari, nella loro definizione estesa per la modellazione di fenomeni macroscopici.

L'equazione di Richards (3.54) può essere riscritta introducendo un termine generale di immagazzinamento  $\eta(\psi)$  per valutare il flusso di ambedue i mezzi, saturo e non saturo:

$$\eta(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_s K_r(\psi) \left( \frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right) \quad (5.21)$$

dove

$$\eta(\psi) \equiv \left( \frac{d\theta}{d\psi} \right) + \left( \frac{\theta}{\phi} \right) S_s \quad (5.22)$$

in cui  $S_s$  è il coefficiente di immagazzinamento specifico:

$$S_s = \rho g \phi (c_w + c_f) \quad (5.23)$$

con  $\phi$  porosità,  $c_f$  compressibilità dello scheletro solido e  $c_w$  comprimibilità dell'acqua. Nell'equazione (5.21) la permeabilità è espressa come  $K(\psi) = K_s K_r(\psi)$ , prodotto della permeabilità a saturazione e quella relativa.

L'equazione di Richards è fortemente non lineare per effetto delle dipendenze del carico piezometrico rispetto sia al contenuto idrico del suolo che alla permeabilità relativa; quest'ultima, più specificatamente, contribuisce alla non linearità della componente della diffusione tipo,  $\partial/\partial z(K(\psi)\partial\psi/\partial z)$ , e del termine del gradiente gravitazionale,  $\partial K(\psi)/\partial z$ .

In generale, le procedure numeriche per la soluzione di problemi con valori iniziali e al contorno consistono in una combinazione di discretizzazioni spazio-temporali. Quando, in un primo *step*, è utilizzata una discretizzazione spaziale (i.e. elementi finiti), l'equazione differenziale parziale continua si trasforma in un sistema semidiscreto di equazioni differenziali ordinarie con grandezze funzioni del tempo che rappresentano i valori della soluzione a un numero finito di punti nodali. Successivamente, il sistema di equazioni differenziali viene trasformato in un sistema algebrico di equazioni utilizzando gli schemi di discretizzazione del tempo.

Se l'equazione differenziale parziale originale non è lineare, a meno che non sia usata una discretizzazione del tempo esplicita o un'altra discretizzazione lineare del tempo, anche il sistema algebrico non sarà lineare e occorrerà qualche passo intermedio prima che lo stesso possa essere risolto. Generalmente questo passo intermedio consiste

nell'impiego di algoritmi di tipo iterativo. Il più semplice approccio per risolvere numericamente l'equazione non lineare di Richards è quello di usare una discretizzazione esplicita a due livelli. Questo approccio produce un sistema lineare di equazioni, che, valutato ad un passo temporale, rappresenta un'opzione con il minimo costo computazionale. Tuttavia, per ragioni di stabilità, con i metodi espliciti è necessario utilizzare passi temporali molto piccoli, e perciò per simulazioni lunghe o per problemi che richiedono una risoluzione spaziale molto fine (come l'infiltrazione che coinvolge un fronte di umidità discontinuo) il costo computazionale diventa eccessivo. Se si considera un complesso di celle discrete caratterizzate da dimensioni più piccole laddove l'ipotesi di uniformità è meno rispettata, è possibile tuttavia utilizzare le stesse equazioni costitutive usate nel contesto differenziale come un'approssimazione discreta. Alla luce delle considerazioni suesposte segue che per ottenere una formulazione discreta dell'equazione fondamentale di una teoria fisica, non è necessario scendere giù alla forma differenziale per poi risalire alla forma discreta: è sufficiente applicare le leggi elementari della fisica in piccole regioni in cui l'uniformità del campo è ottenuta con un grado sufficiente di approssimazione compatibile con quello imposto dai dati di ingresso e richiesto alla soluzione.

L'equazione del flusso idrico sotterraneo, la cui soluzione fornisce le variabili di configurazione del fenomeno, è il risultato finale della composizione di equazioni elementari che esprimono leggi fisiche note: essa è ottenuta infatti dalla combinazione di un'equazione di bilancio di massa e un'equazione costitutiva (Legge di Darcy).

L'equazione del bilancio di massa, scritta in forma discreta, è la seguente (Straface, 1998):

$$\sum_{\alpha} \Phi_{\alpha} + \frac{1}{\rho_o} \frac{\Delta m_o}{\Delta t} = Q_o \quad (5.24)$$

dove il pedice  $o$  indica la cella su cui si effettua il bilancio di massa idrica,  $\alpha$  è la generica direzione ottenuta dalla congiungente il baricentro della cella  $o$  con quello della cella attigua (in figura 6.7a è dato un esempio per il caso bidimensionale),  $\Phi_{\alpha}$  è il flusso di massa [ $L^3T^{-1}$ ],  $m_o$  è la massa contenuta in una singola cella  $o$  [M],  $\rho_o$  è la densità del fluido [ $ML^{-3}$ ],  $\Delta t$  è l'intervallo di tempo [T] e  $Q_o$  è il termine sorgente di massa [ $L^3T^{-1}$ ]. L'equazione (6.24) è valida sia per i nodi interni del dominio discreto sia per i nodi che ne costituiscono il bordo: in questo modo, si evita la innaturale separazione tra equazioni differenziali e condizioni al contorno, che è tipica della formulazione differenziale. Il flusso di massa è fornito dall'equazione di Darcy, che in termini discreti diventa:

$$\Phi_{\alpha} = -K_{\alpha o} \left( \frac{h_{\alpha} - h_o}{l_{\alpha}} \right) A_{\alpha} = -K_{\alpha o} I_{\alpha} A_{\alpha} \quad (5.25)$$

dove  $K_{\alpha o}$  è la media della conducibilità idraulica fra la cella  $o$  e quella contigua, essa è costante in un mezzo poroso saturo mentre è funzione della pressione capillare nel mezzo non saturo,  $I_{\alpha}$  è il gradiente idraulico che risulta funzione del carico idraulico e la cui formulazione dipende dal tipo di interpolazione utilizzata, mentre  $A_{\alpha}$  è l'area della superficie attraverso cui transita il flusso  $\Phi_{\alpha}$  (fig. 5.7b). Come si può osservare, la legge di Darcy può essere scritta in maniera molto semplice nell'ipotesi che la faccia delle celle attigue sia ortogonale alla congiungente i due baricentri delle stesse celle.

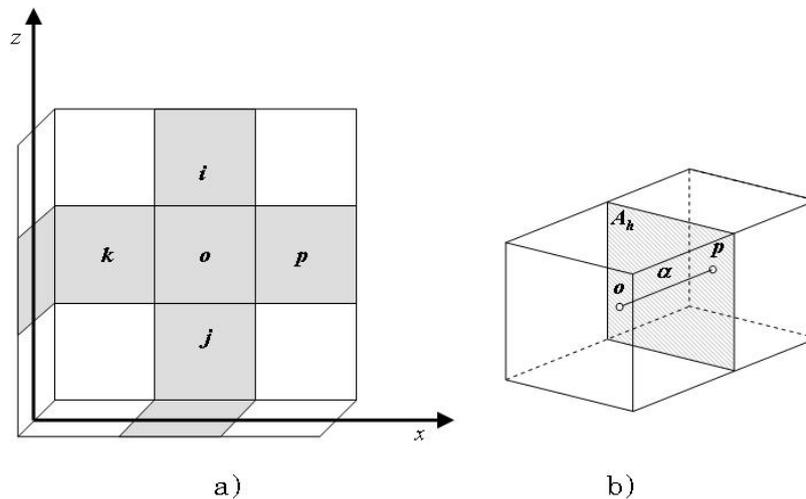


Figura 5.7. a) schema di un complesso di celle bidimensionali quadrate; b) rappresentazione del flusso attraverso la faccia di due celle attigue.

Per quanto riguarda la variazione temporale del contenuto di massa, essa è funzione del tipo di moto che si vuole descrivere. Per quanto riguarda il flusso in un dominio non saturo, assumendo il fluido incomprimibile ed indipendente dalla densità, la variazione di massa nel tempo diventa:

$$\frac{\Delta m_o}{\Delta t} = V_o \rho_o \frac{\Delta \theta_o}{\Delta t} \quad (5.26)$$

nella quale  $\theta$  è il contenuto idrico. Indicando con  $\psi_o = p_o / \gamma_w$  il carico capillare, con  $C_o(\psi)$  la capacità specifica di ritenzione (Bear, 1972) ed applicando la *chain rule* all'equazione (5.26) si perviene al seguente legame funzionale:

$$\frac{\Delta\theta_o}{\Delta t} = \frac{\Delta\theta_o}{\Delta h_o} \frac{\Delta h_o}{\Delta t} = C_o \frac{\Delta h_o}{\Delta t} \quad (5.27)$$

da cui segue l'equazione del flusso idrico in un mezzo non saturo nella sua forma completa:

$$\sum_{\alpha} -K_{\alpha o}(\psi_o) \left( \frac{h_{\alpha} - h_o}{l_{\alpha}} \right) A_{\alpha} + V_o C_o \frac{\Delta h_o}{\Delta t} = Q_o \quad (5.28)$$

L'equazione (5.28) può essere rielaborata al fine di dimostrare che essa rappresenta la formulazione discreta dell'equazione di Richards tridimensionale. Considerando per semplicità il termine sorgente  $Q_o$  nullo, ipotizzando il flusso lungo la sola direzione verticale (rispetto alla figura 6.7a, le celle interessate sono la  $i$ , la  $o$  e la  $j$ ), e ponendo il lato delle celle quadrate pari a  $l_{\alpha}$ , si ottiene:

$$C_o \frac{\Delta h_o}{\Delta t} = \frac{K_i(\psi) + K_o(\psi)}{2} \frac{h_i - h_o}{l_{\alpha}^2} + \frac{K_j(\psi) + K_o(\psi)}{2} \frac{h_j - h_o}{l_{\alpha}^2} \quad (5.29)$$

la quale, attraverso una serie di semplici passaggi algebrici, conduce all'equazione di seguito mostrata:

$$C_o \frac{\Delta h_o}{\Delta t} = \frac{\frac{K_i(\psi) - K_o(\psi)}{l_{\alpha}} \frac{h_i - h_o}{l_{\alpha}} + \frac{K_o(\psi) - K_j(\psi)}{l_{\alpha}} \frac{h_o - h_j}{l_{\alpha}}}{2} + K_o(\psi) \frac{h_i - 2h_o + h_j}{l_{\alpha}^2} \quad (5.30)$$

l'equazione (6.30), al tendere di  $\Delta t$  e  $l_{\alpha}$  a 0, è del tutto analoga alla seguente equazione differenziale:

$$\frac{d\theta}{dh} \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{dK(\psi)}{dz} \frac{\partial h}{\partial z} + K(\psi) \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \quad (5.31)$$

che costituisce una *Richards-type equation*. Infatti, se nell'equazione (5.21) si considera il carico piezometrico nella forma  $h = \psi + z$ , e quindi  $\partial h/\partial z = \partial \psi/\partial z + 1$  e  $\partial h/\partial \psi = 1$ , si ottiene:

$$\eta(\psi) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K(\psi) \frac{\partial h}{\partial z} \right) = \frac{\partial K(\psi)}{\partial z} \frac{\partial h}{\partial z} + K(\psi) \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \quad (5.32)$$

Le osservazioni effettuate in merito all'equazione (5.30) mostrano come essa, al limite, tenda all'equazione (5.32), a meno del termine  $S_s$  (che però può essere reintegrato considerando in ogni caso la capacità di ritenzione in termini differenziali, ponendo cioè  $C_o \equiv \eta(\psi)$ ).

L'equazione (5.30), ed in termini più generali l'equazione (5.28), possono essere applicate su ogni cella del dominio alla stregua di legami di tipo esplicito, con  $\Delta h_o$  unica incognita al passo temporale successivo. Tale approccio, come descritto in seguito, risulta particolarmente adatto all'implementazione nei modelli ad Automi Cellulari, ma pone il problema della determinazione delle condizioni di stabilità (*Mitchell & Griffiths*, 1980).

## 5.8 Il modello AC per la simulazione del flusso in un mezzo non saturo

Il modello AC proposto è costituito da un dominio tridimensionale, partizionato in celle cubiche di ampiezza uniforme, descritte dalla seguente struttura funzionale:

$$AC = \langle E^d, Q, P, X, \sigma \rangle \quad (5.33)$$

dove:

- $E^d = \{(x, y, z) \mid x, y, z \in \mathbb{N}, 0 \leq x \leq l_x, 0 \leq y \leq l_y, 0 \leq z \leq l_z\}$  è l'insieme delle celle identificate dai punti con coordinate intere dove il fenomeno evolve.  $\mathbb{N}$  è l'insieme dei numeri naturali,  $l_x$ ,  $l_y$  e  $l_z$  rappresentano i limiti della regione;
- $Q$  è l'insieme finito degli stati per una cella, dato dal prodotto cartesiano dell'insieme dei sottostati:

$$Q = Q_h \times Q_\psi \times Q_\theta \times Q_K \times Q_\delta \quad (5.34)$$

dove  $Q_h$  è il sottostato che descrive il carico totale della cella,  $Q_\psi$  è il sottostato che descrive il carico piezometrico,  $Q_\theta$  descrive il contenuto idrico (può indicare quindi il valore del contenuto di umidità in volume  $\theta$  o, a seconda delle equazioni caratteristiche adottate, la *water saturation*  $S_w$  o la *effective saturation*  $S_e$ ),  $Q_K$  descrive il valore della permeabilità, ed infine  $Q_\delta$  indica, nel caso di analisi in condizioni transitorie, il valore di un parametro necessario alla definizione di un criterio di stabilità del sistema (generalmente associato al termine generale di immagazzinamento);

- $P$  è l'insieme dei parametri globali dell'AC, costanti nello spazio (ma passibili di variazione nel tempo), che influiscono nella funzione di transizione, ed è costituito dalle dimensioni del lato dell'automa  $l_\alpha$ , dal passo temporale  $\Delta t$  (in condizioni transitorie), dalla permeabilità a saturazione  $K_s$ , da una serie di parametri associati alle equazioni caratteristiche (come il contenuto idrico residuo nella cella,  $\theta_r$ , il contenuto idrico a saturazione,  $\theta_s$ , il carico capillare alla saturazione,  $\psi_s$ , l'indice di distribuzione dei pori,  $n$ , un parametro di continuità relativo al carico capillare,  $\psi_0$ , il carico di gorgogliamento  $\psi_b$ );

$$X = \{(0, 0, 0), (-1, 0, 0), (0, 1, 0), (0, 0, -1), (0, 0, 1), (0, -1, 0), (1, 0, 0)\}$$

identifica il vicinato di von Neumann tridimensionale (fig. 5.8) che influenza il cambiamento di stato nella cella centrale;

- $\sigma: Q^7 \rightarrow Q$  è la funzione di transizione deterministica dell'automa elementare che, una volta fissate le condizioni iniziali (valori del carico idraulico e piezometrico, della permeabilità e del contenuto idrico delle celle) e le condizioni al contorno del problema in analisi, si basa su due passi elementari:

- $\sigma_1$  (*trasformazione interna*): l'aggiornamento delle proprietà idrauliche del suolo (ovvero la conducibilità idraulica,  $K$ , il contenuto idrico,  $\theta_o$ , e la capacità specifica di ritenzione,  $C_o$ ), dipendenti tramite le equazioni caratteristiche dal carico idraulico  $h$ . Tale aggiornamento non è necessario solo ai fini dell'evoluzione della simulazione, ma anche per la determinazione delle condizioni di stabilità;
- $\sigma_2$  (*interazione locale*): l'applicazione dell'equazione di bilancio (5.28), per la determinazione del nuovo valore del carico idraulico  $h$  e del carico capillare  $\psi$  nella cella.

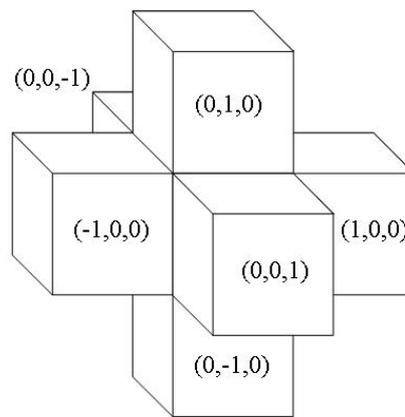


Figura 5.8. Vicinato di von Neumann tridimensionale.

All'inizio della simulazione, le condizioni di tutti gli stati del sistema dipendono dal valore iniziale assegnato al carico idraulico  $h$ , mentre le condizioni al contorno possono essere assegnate sia in termini di flusso idrico entrante (infiltrazione) o uscente (exfiltrazione) dal sistema (in questo caso si parla di condizioni al contorno di Neuman), sia ponendo determinati valori di carico idraulico o capillare (e quindi di contenuto idrico) su alcune celle del sistema (condizioni al contorno di *Dirichlet*).

Una volta definite le condizioni iniziali ed al contorno del problema, ed una volta inizializzati i parametri globali, la funzione di transizione può finalmente essere applicata alle celle del sistema. Di seguito saranno analizzati in dettaglio i due passi elementari che consentono l'evoluzione della configurazione del sistema nel tempo, schematizzati in figura 6.9.

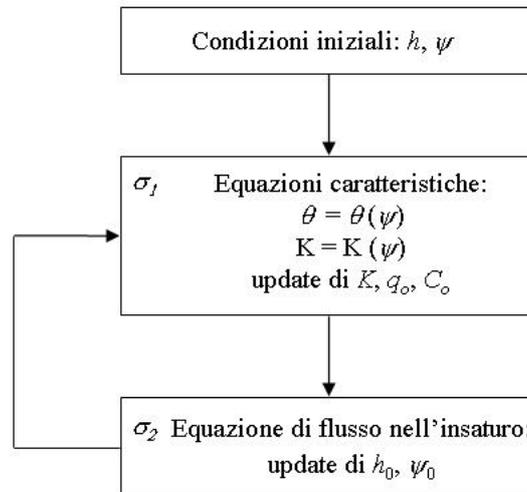


Figura 5.9. Schematizzazione dei due passi elementari su cui si basa l'evoluzione dell'AC.

### 5.8.1 Aggiornamento delle proprietà idrauliche del suolo ( $\sigma_1$ )

Come discusso nel paragrafo 3.3.1, per la soluzione dell'equazione di Richards è necessario specificare le dipendenze non lineari tra la variabile assunta come indipendente, il carico idraulico  $h$ , ed i termini che rappresentano le proprietà idrauliche del particolare suolo considerato, ovvero il contenuto idrico,  $\theta_o$ , la capacità specifica di ritenzione,  $C_o$ , e la conducibilità idraulica,  $K(\psi)$ . Tali relazioni possono essere espresse in forma tabulare o, più comunemente, attraverso relazioni empiriche per adattamento del modello teorico con i dati sperimentali ottenuti in laboratorio o sul campo. Tra i numerosi modelli teorici disponibili in letteratura e presentati nel precedente capitolo, nell'applicazione del modello proposto saranno prese a riferimento le equazioni di *van Genichten & Nielsen* (1985), comunemente scritte nella forma:

$$\begin{aligned} \theta(\psi) &= \theta_r + (\theta_s - \theta_r)[1 + \beta]^{-m} & \psi < 0 \\ \theta(\psi) &= \theta_s & \psi \geq 0 \end{aligned} \quad (5.35)$$

$$\begin{aligned} K_r(\psi) &= (1 + \beta)^{-5m/2} \left[ (1 + \beta)^m - \beta^m \right]^2 & \psi < 0 \\ K_r(\psi) &= 1 & \psi \geq 0 \end{aligned} \quad (5.36)$$

dove  $\theta_r$  è il contenuto idrico residuo,  $\theta_s$  il contenuto idrico a saturazione,  $\beta = (\psi/\psi_s)^n$ ,  $\psi_s$  il carico capillare alla saturazione ed  $n$  un indice di distribuzione della dimensione dei pori, legato al parametro  $m$  dalla relazione  $m = 1 - 1/n$ , con  $n$  compreso tra 1.25 e 6. I modelli teorici proposti non considerano il fenomeno dell'isteresi nelle dipendenze  $\theta = \theta(\psi)$  e  $K_r = K_r(\psi)$ .

È da sottolineare che l'aggiornamento delle proprietà idrauliche del suolo non è necessaria solo ai fini dell'evoluzione della simulazione, ma anche per la determinazione delle condizioni di stabilità.

### 5.8.2 Applicazione dell'equazione discreta del flusso ( $\sigma_2$ )

Una volta aggiornate le proprietà idrauliche del suolo, si è pronti all'applicazione dell'equazione di bilancio (5.28), da cui sarà possibile ottenere per la singola cella il nuovo valore della variabile indipendente, il carico idraulico  $h$ , da cui dipendono i valori di tutti gli stati.

Il termine incognito dell'equazione di bilancio è  $\Delta h_o$ , indicante la variazione di carico nella cella in analisi tra l'istante  $t$  e l'istante  $t+\Delta t$ . Tale termine è dato dall'interazione della cella in analisi con tutte le celle del vicinato, per tutte le possibili direzioni. Considerando la generica direzione  $\alpha$ , si avrà che la variazione di carico  $\Delta h_{\alpha o}$  nella cella in analisi, dovuta solo all'interazione con la cella vicina nella direzione  $\alpha$ , è pari a:

$$\Delta h_{\alpha o} = \frac{\Delta t}{V_o C_o} \left[ Q_o + K_{\alpha o} (\psi_o) \left( \frac{h_\alpha - h_o}{l_\alpha} \right) A_\alpha \right] \quad (5.37)$$

La variazione del carico idraulico  $\Delta h_o$  nella cella è però dovuta all'interazione con tutto il vicinato, per cui:

$$\Delta h_o = \sum_{\alpha} \Delta h_{\alpha o} \quad (5.38)$$

Il nuovo valore del carico idraulico all'istante  $t+\Delta t$  nella cella  $o$  sarà dunque pari a:

$$h_o = h_o + \Delta h_o = h_o + \sum_{\alpha} \Delta h_{\alpha o} \quad (5.39)$$

A partire da questo nuovo valore sarà possibile ricavare il carico capillare ( $\psi = h - z$ ), aggiornare nuovamente le proprietà idrauliche del suolo e riapplicare l'equazione di bilancio (5.28) per un nuovo intervallo temporale.

La procedura per l'applicazione della funzione di transizione è schematizzata in figura 5.10 per un semplice caso bidimensionale, dove per semplicità non è stato considerato alcun termine sorgente ed i termini legati alle dimensioni spaziali sono stati semplificati considerando la struttura cubica delle celle dell'automa.

$$\Delta h_{io} = \frac{\Delta t}{C_o} \frac{K_i + K_o}{2} \frac{h_i - h_o}{l_\alpha^2}$$

$$\Delta h_{ko} = \frac{\Delta t}{C_o} \frac{K_o + K_o}{2} \frac{h_k - h_o}{l_\alpha^2}$$

$$\Delta h_{po} = \frac{\Delta t}{C_o} \frac{K_p + K_o}{2} \frac{h_p - h_o}{l_\alpha^2}$$

$$\Delta h_{jo} = \frac{\Delta t}{C_o} \frac{K_j + K_o}{2} \frac{h_j - h_o}{l_\alpha^2}$$

Figura 5.10. Funzione di transizione applicata alla cella o in un caso di infiltrazione bidimensionale, dove  $h_i, h_k > h_o$  e  $h_j, h_p < h_o$ .

## 5.9 Quantizzazione dell'AC

Tra le molteplici condizioni che diversificano la natura dell'AC, quella basata sulla teoria dei sistemi quantizzati (Ziegler, 1998) è stata applicata al modello proposto al fine di ridurre, tramite il processo denominato "quantizzazione", lo scambio di messaggi tra i singoli elementi dell'automa, e di ridurre quindi l'onere computazionale della simulazione.

Nella formulazione originale, il processo della quantizzazione a partire dalla discretizzazione degli stati di un processo continuo ne fissa l'evoluzione solo attraverso valori multipli di un definito valore, detto *quantum size*. Più specificatamente, le interazioni con il vicinato, definite dalle funzioni di transizione, determinano le variazioni nel tempo dello stato di una singola cella: se tra un passo temporale ed il successivo l'applicazione delle funzioni di transizione non consente alla cella di evolvere dallo stato  $D$  almeno allo stato  $D\pm 1$  (dove la differenza tra i due stati è data dal *quantum size*), essa rimane quiescente, e non scambia informazioni con il vicinato. La quantizzazione rende l'Automa Cellulare *asincrono*, poiché ogni cella ad ogni iterazione decide, in base al valore del suo stato e di quello delle celle adiacenti, se essere aggiornata al passo temporale di calcolo oppure se restare "congelata" al passo temporale precedente.

Nel presente lavoro di tesi il concetto di quantizzazione è inteso in modo leggermente diverso rispetto alla formulazione originale. Infatti, mentre in Ziegler (1998) la cella può evolvere dallo stato  $D$  solo verso gli stati  $D\pm 1$ ,  $D\pm 2$ ,  $D\pm 3$ , e così via, potendo assumere solo alcuni valori ben definiti (è come se lo stato della cella potesse evolvere solo a scatti, o meglio a gradini), nel nostro caso l'evoluzione della cella è condizionata solo da un valore soglia, che considera per la cella in analisi e per il suo vicinato le differenze tra i sottostati che, attraverso le interazioni locali della funzione di transizione, determinano l'evoluzione della cella stessa. Se le differenze tra questi sottostati sono superiori al valore soglia, le interazioni con il vicinato sono consentite, e lo stato della cella può assumere qualsiasi valore numerico nel campo dei numeri reali.

Dal punto di vista fisico, tramite la quantizzazione si evita di considerare gli scambi di massa meno significativi tra le celle. Dal punto di vista computazionale, si introduce una tecnica di controllo delle interazioni tra i costituenti elementari in grado di ridurre lo scambio di informazioni tra le celle dell'automa, e quindi di migliorare le prestazioni del modello, al di là dell'implementazione dello stesso in sistemi di calcolo parallelo.

Per il modello in esame la procedura di quantizzazione è stata applicata sul principale parametro che determina il moto, ovvero il gradiente del carico idraulico. Se la differenza di carico tra la cella  $o$  e la sua vicina  $j$  non è superiore ad una certa soglia, si ipotizza la quiescenza tra le stesse. La soglia (che rappresenta il *quantum size*) può essere di tipo statico, cioè determinata da un parametro costante  $Q$  su tutto l'automa, oppure di tipo dinamico, cioè dipendente dallo stato delle celle nel tempo. In quest'ultimo caso, adottando un metodo euristico basato sull'analisi delle curve di

ritenzione  $\theta = \theta(\psi)$ , la soglia può essere considerata inversamente proporzionale al grado di saturazione della cella:

$$quantum = k \frac{\theta_{sat}}{\theta} \quad (5.40)$$

L'uso della quantizzazione dinamica introduce un'ulteriore estensione del modello AC, che diventa oltre che asincrono *non uniforme*: la funzione di transizione varia infatti da cella a cella, perché in ogni cella la soglia dipende da un fattore locale, rappresentato dal grado di saturazione. In un certo senso si può affermare che sia la cella stessa a decidere di volta in volta, in relazione al suo grado di saturazione, quale deve essere il valore della soglia a lei associato.

All'aumentare del valore della soglia applicata alle differenze di carico tra due celle contigue, si ottengono due effetti contrapposti: da un lato il numero di messaggi scambiati diminuisce, dall'altro aumenta l'errore, inteso come differenza tra la soluzione dello schema quantizzato e quella dello schema non quantizzato.

### 5.10 L'ambiente CAMELOT per la simulazione del modello AC

La simulazione del modello proposto è avvenuta all'interno di un ambiente ad alte prestazioni appositamente sviluppato per la simulazione di Automi Cellulari denominato CAMELOT (Dattilo & Spezzano, 2003). In CAMELOT ogni funzione di transizione generalmente usa la stessa regola locale, ma è possibile definire alcune celle con differenti funzioni di transizione (Automi Cellulari eterogenei). Diversamente dagli approcci cellulari che fanno riferimento al modello di base, in cui lo stato di ogni cella è definito come un singolo bit o un insieme di bit, lo stato di una cella è definito come un insieme di sottostati. Questo permette di estendere il *range* delle applicazioni che possono essere simulate attraverso algoritmi cellulari. È stato introdotto un vicinato logico che può rappresentare un ampio *range* di differenti vicinati all'interno dello stesso raggio e che può essere dipendente dal tempo.

Tra le componenti dell'ambiente di simulazione CAMELOT vi sono procedure di *load balancing* basate sulla tecnica di decomposizione di tipo *scatter* che consente di distribuire in maniera bilanciata la computazione fra i processori di una macchina parallela. Tutte le comunicazioni sono eseguite tramite la libreria *Message Passing Interface* (MPI) standard che consente a CAMELOT di essere eseguito attraverso diverse piattaforme hardware. Più specificatamente, l'ambiente utilizzato è in grado di determinare per un assegnato sistema di AC il numero ottimo di nodi nella macchina parallela che rende minimo l'*overhead* dovuto alle comunicazioni remote tra i singoli processori. Tale processo, che identifica la "scalabilità computazionale" del sistema di AC, diventa sempre più efficiente quanto maggiore è la dimensione del problema da analizzare. Pertanto, il passaggio dalla micro alla meso-scala avviene senza alterare le regole locali dell'AC e, nel contempo, l'efficienza computazionale è migliorata dall'ambiente di lavoro.

Infine, il linguaggio di programmazione ad alto livello utilizzato per la scrittura degli algoritmi cellulari, denominato CARPET (Spezzano & Talia, 1998), oltre a garantire la possibilità di usare procedure di *steering*, che sovrintendono ad operazioni di tipo globale e non applicate alle singole celle, permette anche di utilizzare l'AC come un sistema quantizzato (Zeigler, 1998), al fine di ridurre lo *state update transmission*, cioè il tempo dedicato dal processore a trasmettere le informazioni relative agli stati delle singole celle tra tutti gli elementi dell'AC.

# Capitolo 6

## Il sito sperimentale per il monitoraggio delle componenti del bilancio energetico, idrologico e di crescita della vegetazione

### 6.1 Area di studio e strumenti di misura

I modelli descritti nelle precedenti sezioni sono stati testati mediante le misure acquisite da una stazione completa “*eddy – covariance*” gestita dal Dipartimento di Difesa del Suolo dell’Università della Calabria. La stazione è stata ubicata in due siti con caratteristiche pedologiche e climatiche differenti (Sibari e Paglialonga); in particolare è stata installata nell’aprile del 2004 nel primo sito (Sibari) dove ha funzionato fino a marzo 2006, successivamente è stata spostata nel secondo sito (Paglialonga) dove continua a funzionare dall’aprile 2006.

Nel primo sito (Sibari) la stazione era ubicata al centro di un campo di forma rettangolare di dimensioni pari a circa  $250 \times 150$  m<sup>2</sup> e distante dal mare 4 km, generalmente coltivato ad ortaggi di vario tipo e grano, ma a riposo per lunghi periodi di tempo nel corso del periodo di effettuazione delle misure, per cui l’area poteva essere considerata come caratterizzata da scarsa vegetazione. La caratterizzazione pedologica ha condotto alla definizione di un suolo argilloso-limoso. Dal punto di vista bio-climatico la Piana di Sibari è caratterizzata da un clima da sub-umido a semiarido (*Iovino*, 2003). La stazione meteorologica di Villapiana gestita dal Centro Funzionale Meteo - Idrologico Regionale (CFS-MIDMAR) in prossimità della stazione eddy, indica valori medi annui di temperatura pari a 21.5 °C e di pioggia pari a circa 500 mm.

Attualmente la stazione si trova in località Paglialonga (fig. 6.1) al centro di un campo di circa 60 ha, generalmente coltivato da erba medica e grano. La caratterizzazione pedologica ha condotto alla definizione di un suolo limoso. Il clima è tipicamente mediterraneo, caratterizzato da lunghi periodi di siccità durante l’estate con temperature molto elevate e da inverni piovosi. Le stazioni meteorologiche di Torano Scalo e Mongrassano, in prossimità della stazione eddy, gestite dal Centro Funzionale MeteoIdrologico Regionale, indicano i valori medi annui di temperatura di 21.2 °C e di pioggia pari a circa 850 mm.

I modelli sviluppati nel presente lavoro di tesi sono stati testati esclusivamente sui dati acquisiti nel sito di Paglialonga nel periodo compreso tra il 2006 ed il 2009, poiché il primo sito era caratterizzato dall'assenza di vegetazione e quindi non particolarmente adatto agli obiettivi dei modelli sviluppati.



Figura 6.1. Localizzazione geografica della stazione eddy covariance.

La stazione di misura è composta da più sensori, alcuni per la misura dei flussi eddy covariance, altri di supporto per la misura delle altre componenti del bilancio energetico e di grandezze utili per la definizione del bilancio idrologico.

Nello specifico, per quanto riguarda i flussi eddy:

- la misura delle fluttuazioni della velocità del vento e della temperatura sonora è ottenuta attraverso un anemometro sonico CSAT-3 (Campbell Scientific, Logan, Utah – USA);

- la misura delle fluttuazioni del vapore acqueo e dell'anidride carbonica è ottenuta tramite un analizzatore CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O ad infrarossi a circuito aperto (IRGA) Li-7500 (LiCor, Lincoln, Nebraska – USA);
- le fluttuazioni di temperatura sono misurate anche tramite una termocoppia a filo sottile FW05 (Campbell Sci.).
- I flussi di calore latente e sensibile sono ottenuti tramite la stima della covarianza statistica delle componenti turbolente acquisite ad alta frequenza (20 Hz), e mediati su periodi variabili da 5 a 60 minuti tramite un data-logger CR5000 (Campbell Sci.).

Il datalogger è programmato anche per la raccolta e l'elaborazione statistica dei dati micrometeorologici misurati a bassa frequenza (1 Hz). In particolare, sono acquisite anche le seguenti grandezze:

- radiazione solare, con un radiometro netto CNR1 (Kipp&Zonen, Delft, Paesi Bassi), composto da due pireliometri e due pirgeometri;
- temperatura superficiale del suolo, con due sensori di temperatura ad infrarosso IRTS-P (Apogee Instruments Inc., Logan, Utah – USA);
- flusso di calore al suolo, con tre piastre di flusso termico autocalibranti HFP01SC (Hukseflux, Delft, Paesi Bassi) poste a tre profondità diverse (circa 2, 5 e 8 cm);
- temperatura del suolo, a profondità variabile in corrispondenza delle piastre tramite tre coppie di sensori di temperatura interrabili CS107 (Campbell Sci.);
- contenuto idrico del suolo a 0.10, 0.20, 0.30 e 0.50 m, misurato in continuo in prossimità della stazione eddy covariance da un sensore di umidità Easy AG50 (Sentek Sensor Technologies, Stepney, Australia).

Inoltre la stazione è stata ulteriormente completata mediante:

- un pluviometro ARG100 a vaschette oscillanti;
- un sensore Vaisala di temperatura e umidità relativa HMP45C;
- un Datalogger CR200 per l'acquisizione dei dati registrati dal pluviometro e dal sensore di temperatura e umidità dell'aria;
- un ceptometro portatile AccuPAR LP-80 (Decagon), per la misura in situ del leaf area index (LAI);



Figura 6.2. La stazione eddy covariance di Paglialonga.

Il sistema di alimentazione consiste in 2 pannelli solari da 100 W con regolatori di ricarica della batteria e da due batterie stazionarie a elettrodo tubolare 105 Ah/12V collegate in parallelo, e consente una completa autonomia energetica della stazione per quasi tutto l'arco dell'anno.

L'acquisizione dei dati misurati dalla stazione eddy covariance è ottenuta tramite la programmazione di un codice personalizzato e memorizzato all'interno del data-logger, scritto in linguaggio CR-Basic, che consente non solo di acquisire i dati grezzi, ma anche dati mediati su diversi intervalli temporali o anche combinazioni di singoli dati (ad esempio le covarianze).

Di seguito sono descritte le principali caratteristiche dei singoli componenti della stazione eddy covariance.

## **6.2 Caratteristiche dei componenti della stazione eddy covariance di Paglialonga**

La stazione di misura di Paglialonga è composta da più moduli, alcuni per la misura dei flussi eddy covariance, altri di supporto per la misura delle altre componenti del bilancio energetico e di grandezze utili per la definizione del bilancio idrologico o per l'integrazione dei dati misurati a terra con quelli ottenuti da satellite.

Nei paragrafi successivi sono descritte nel dettaglio le principali caratteristiche dei componenti della stazione.

### *6.2.1 Datalogger CR5000 (Campbell Sci.)*

Il CR5000 è un datalogger in grado di leggere fino a 20 canali analogici differenziali (o 40 a singolo filo) con una risoluzione digitale di 16 bit ed un fondo scala regolabile via software tra  $\pm 20$  e  $\pm 5000$  mV, oltre ad 8 canali digitali e tre contatori di impulso. La presenza di porte di comunicazione digitali e di canali di eccitazione configurabili permette la lettura di sensori di tipo attivo e passivo. Alcuni esempi includono misure in tensione, trasmettitori 4–20mA, *strain gage* resistivi, termistori, termocoppie, pluviometri, sensori digitali SDI-12 e SDM (protocollo proprietario).

La sua frequenza di acquisizione può raggiungere i 5 kHz mentre la memoria è in grado di conservare fino a 1MB di dati; una interfaccia integrata per schede PCMCIA di tipo I, II o III permette il salvataggio ed il recupero in situ di maggiori quantità di dati (attualmente fino a 5GB).

Il CR5000 possiede un tastierino ed un display LCD integrati attraverso i quali può essere configurato e programmato e che consentono la visualizzazione di dati e grafici in tempo reale. Il datalogger è accompagnato da un programma di gestione in ambiente Windows che consente la programmazione in linguaggio CR-Basic e lo scarico dei dati, sia in maniera diretta che utilizzando le schede PCMCIA.



Figura 6.3. Il datalogger CR5000

### 6.2.2 Analizzatore di gas a cella aperta LI-7500 (LI-COR)

Il LI-7500 è un analizzatore di gas a cella aperta (*open path*) funzionante con il principio NDIR (infrarosso non dispersivo). Un raggio infrarosso attraversa uno spazio aperto tra emettitore e ricevitore e viene filtrato a 4 lunghezze d'onda diverse, rispettivamente al centro ed a lato del picco di assorbimento di CO<sub>2</sub> ed acqua. Questo consente di misurare con precisione le concentrazioni dei gas (in mol m<sup>-3</sup>) sopprimendo il rumore dovuto alle impurità che si incontrano naturalmente in aria libera. Lo strumento misura la pressione per poter restituire anche valori di concentrazione (mol mol<sup>-1</sup>).

L'assenza di un percorso chiuso elimina la necessità di una pompa e di un sistema di filtraggio rendendo inoltre il tempo di risposta del sistema molto più rapido. Il LI-7500 ha una frequenza di uscita configurabile fino a 40 Hz, necessaria per applicazioni di micrometeorologia, e può comunicare attraverso il protocollo SDM con i datalogger Campbell Scientific.



Figura 6.4. L'analizzatore di gas a cella aperta LI-7500.

### *6.2.3 Anemometro ad ultrasuoni CSAT-3 (Campbell sci.)*

Il CSAT-3 è un anemometro privo di parti in movimento, funzionante secondo il principio del tempo di viaggio del suono. Attraverso tre coppie di emettitore/ricevitore ad ultrasuoni, opportunamente angolate, il CSAT-3 emette treni di impulsi ultrasonici registrando il tempo necessario ai treni di impulsi per effettuare il percorso. Ciò permette di calcolare la velocità del vento nei tre assi x, y e z ortogonali tra loro, essendo z l'asse verticale.

Le uscite dell'anemometro possono essere analogiche, RS-232 ed SDM. La frequenza di acquisizione può arrivare a 60Hz, necessari per le applicazioni di micrometeorologia. Il CSAT-3 può ricavare la temperatura dell'aria dalle misure di tempo di percorrenza ("temperatura sonica") e presenta un punto di fissaggio per termocoppie FW05.



Figura 6.5. L'anemometro ad ultrasuoni CSAT-3.

Il CSAT-3 è un anemometro privo di parti in movimento, funzionante secondo il principio del tempo di viaggio del suono. Attraverso tre coppie di emettitore/ricevitore ad ultrasuoni, opportunamente angolate, il CSAT-3 emette treni di impulsi ultrasuonici registrando il tempo necessario ai treni di impulsi per effettuare il percorso. Ciò permette di calcolare la velocità del vento nei tre assi x, y e z ortogonali tra loro, essendo z l'asse verticale.

Le uscite dell'anemometro possono essere analogiche, RS-232 ed SDM. La frequenza di acquisizione può arrivare a 60Hz, necessari per le applicazioni di micrometeorologia. Il CSAT-3 può ricavare la temperatura dell'aria dalle misure di tempo di percorrenza ("temperatura sonica") e presenta un punto di fissaggio per termocoppie FW05.

#### *6.2.4 Termocoppia a filo sottile FW05 (Campbell sci.)*

La FW05 è una termocoppia che nel punto di unione delle leghe presenta uno spessore di 0.5 millesimi di pollice (1.27  $\mu\text{m}$ ). Adatta ad essere montata a fianco dell'anemometro CSAT-3 è dimensionata in modo da misurare la temperatura dell'aria nel punto in cui l'anemometro misura la velocità del vento. Le dimensioni della FW05 la rendono in grado di rispondere rapidamente alle variazioni di temperatura dell'aria, caratteristica indispensabile per le misure micrometeorologiche. La precisione di misura di una termocoppia è generalmente maggiore della misura di temperatura sonica effettuata dal CSAT-3 e per questo la FW05 viene generalmente utilizzata come sensore principale di temperatura dell'aria.

Questo strumento tuttavia è estremamente delicato, e necessita di controllo costante, nonchè di una scorta di eventuali pezzi di ricambio.



Figura 6.6. La termocoppia a filo sottile FW05 in primo piano ed installata insieme all'analizzatore di gas e all'anemometro sonico.

#### *6.2.5 Termometro ad infrarosso IRTS-P (Apogee)*

Lo IRTS-P è un sensore di temperatura privo di contatto. Il sensore raccoglie gli infrarossi attraverso una lente al silicio e li converte in una misura paragonabile ad una termocoppia di tipo K. Una seconda termocoppia riporta la temperatura del corpo del sensore, necessaria per la correzione del segnale. Il cono di misura del sensore ha un angolo di apertura di circa 15 gradi ed il tempo di risposta è di 1 secondo. Lo IRTS-P è utilizzabile per la misura della temperatura superficiale dei corpi, anche a grande distanza.

Nel sito di Paglialonga sono utilizzati due termometri ad infrarosso.



Figura 6.7. I due termometri ad infrarosso IRTS-P appena installati.

#### 6.2.6 Piastra di flusso termico autocalibrante HFP01SC (Hukseflux)

La HFP01SC è un misuratore del flusso di calore. Il principio di misura si basa su di una cella Peltier (termopila), che genera un voltaggio ai suoi capi proporzionale alla quantità di calore che la attraversa. La piastra di flusso è adatta all'interramento o all'incorporazione in altri materiali (asfalto, calcestruzzo) ed ha una sensibilità superiore al  $W m^{-2}$ . Un resistore integrato consente di misurare la risposta dello strumento al passaggio di una quantità di energia misurabile, permettendo quindi una calibrazione in situ ad intervalli regolari, senza rimuovere la sonda.

Nel sito di Paglialonga sono utilizzate tre piastre di flusso termico.



Figura 6.8. La piastra di flusso termico autocalibrante HFP01SC (vista fronte e retro).

### 6.2.7 Sensore di temperatura interrabile CS107 (Campbell sci.)

Il sensore CS107 ospita un termistore che varia la sua resistenza elettrica a seconda della temperatura. Integrate nel sensore sono resistenze di riferimento ad alta precisione ed a basso coefficiente termico, che permettono una misura affidabile del termistore. La precisione del sensore è di 0.3 °C tra -20 e +48 °C. Questo sensore è incluso in un puntale di acciaio inox ed è dotato di un cavo adatto all'interramento.

Nel sito di Paglialonga sono utilizzati sei sensori di temperatura interrabili.

### 6.2.8 Radiometro netto CNR1 (Kipp & Zonen)

Il CNR1 è un radiometro netto composto da due piroeliometri (misuratori di radiazione ad onda corta) e due pirgeometri (misuratori di radiazione ad onda lunga, ovvero infrarosso termico). Un piroeliometro ed un pirgeometro sono rivolti verso l'alto per misurare la radiazione incidente mentre gli altri due strumenti sono rivolti verso il basso per la misura della radiazione emessa o riflessa. Un sensore di temperatura misura la temperatura del corpo dello strumento mentre un riscaldatore può opzionalmente essere attivato per prevenire la formazione di condensa sullo strumento. I sensori di radiazione sono termopile con uscita in mV mentre il sensore di temperatura è una resistenza al platino (Pt-100), leggibile tramite un ponte resistivo.

I quattro sensori vengono misurati indipendentemente. Queste misure, unite alla misura della temperatura, consentono di calcolare i flussi di radiazione ad onda lunga e corta nelle due direzioni ed i loro bilanci parziali, l'albedo (riflessività della superficie alle onde corte), la temperatura di corpo nero di suolo ed atmosfera ed infine il flusso netto di energia radiante.



Figura 6.9. Il radiometro netto CNR1.

### 6.2.9 Sensore di umidità Easy AG50 (Sentek sensor Tech.)

Easy AG 50 è un misuratore plurilivello dell'umidità del suolo basato sulla tecnica *time domain reflectometry* (TDR). Rispetto a prodotti simili esso ha un diametro ridotto (26 mm) facilitando grandemente le operazioni di installazione. La lunghezza è di 50 cm ed è dotato di 4 sensori posti a 10, 20, 30 e 50 cm di profondità. Le uscite consentono il collegamento al sistema di acquisizione proprietario o l'interfacciamento a sistemi di monitoraggio o di irrigazione già esistenti.

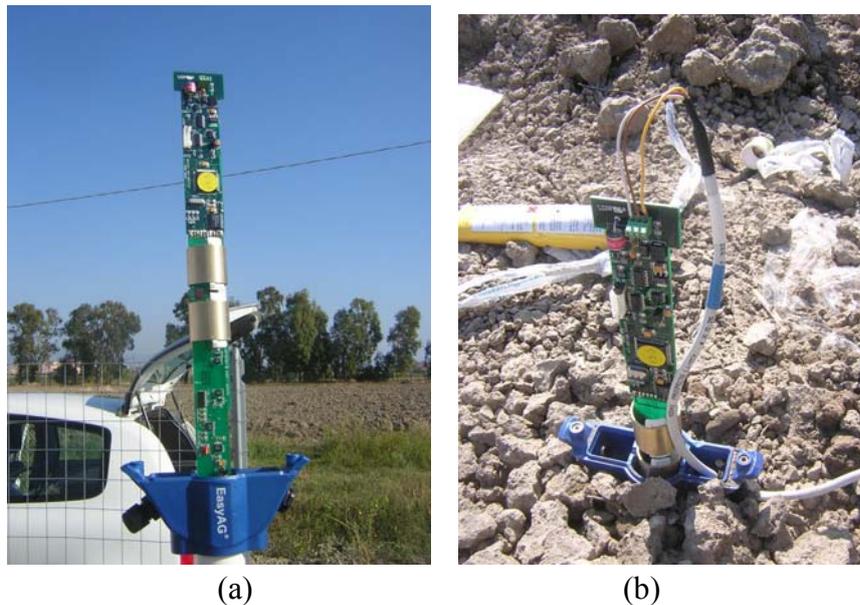


Figura 6.10. (a) Particolare dell'elettronica dell'Easy AG50;; (b) inserimento dei componenti elettronici dell'Easy AG50 nel contenitore infisso nel suolo.

### 6.2.10 Datalogger CR200

Il CR200 è il nuovo datalogger della Campbell Scientific, offre 5 ingressi programmabili per voltaggi a singolo filo o I/O digitali, 4 ingressi addizionali disponibili per I/O digitali, contatori di impulsi, chiusure di contatti, interfaccia SDI 12.. La memoria dati è di 128 K, la programmazione può avvenire tramite il software gratuito PakCom. Il datalogger CR200 non avendo un alimentatore interno, è dotato di connessione per una batteria esterna, e di un regolatore di carica interno, per batterie al piombo da 12 V da un alimentatore esterno. La ricarica può essere fornita da una fonte 12-16 VDC, come un pannello solare così come avviene nella stazione di Paglialonga. Nel sito sperimentale il datalogger CR200 è stato utilizzato per acquisire i dati misurati dal pluviometro ARG100 e dal sensore Vaisala di temperatura e umidità relativa HMP45C, descritti nei paragrafi successivi.

### 6.2.11 Pluviometro ARG100 a vaschette oscillanti

Il pluviometro è realizzato in materiale plastico resistente agli UV ed è caratterizzato da una forma aerodinamica studiata al fine di minimizzare l'interferenza sui flussi causata dai pluviometri convenzionali, e responsabile per una ridotta captazione delle precipitazioni. Il sistema di misura è a vaschette oscillanti (chiusura di contatti). Il diametro dell'area di captazione è di mm 254. La risoluzione è di 0.2 mm.

### 6.3.12 Sensore Vaisala di temperatura e umidità relativa HMP45C

Il sensore di umidità relativa e temperatura installato si basa sul sensore Vaisala HMP45C fornito con un cavo e un connettore speciale. Alle misure di umidità provvede il sensore Vaisala HUMICAP®, che è altamente accurato e offre eccellente stabilità a lungo termine in un ampio campo di ambienti. Le misure di temperatura sono eseguite da un sensore PT100 accurato, IEC 751, 1/3 Classe B. La calibrazione sul campo è facile con uno o due riferimenti. La sonda è installata in uno schermo a ventilazione naturale fabbricato in plastica stabilizzata UV. Lo schermo ha un disegno a piastre multiple che fornisce il riparo necessario da radiazione solare e precipitazioni.

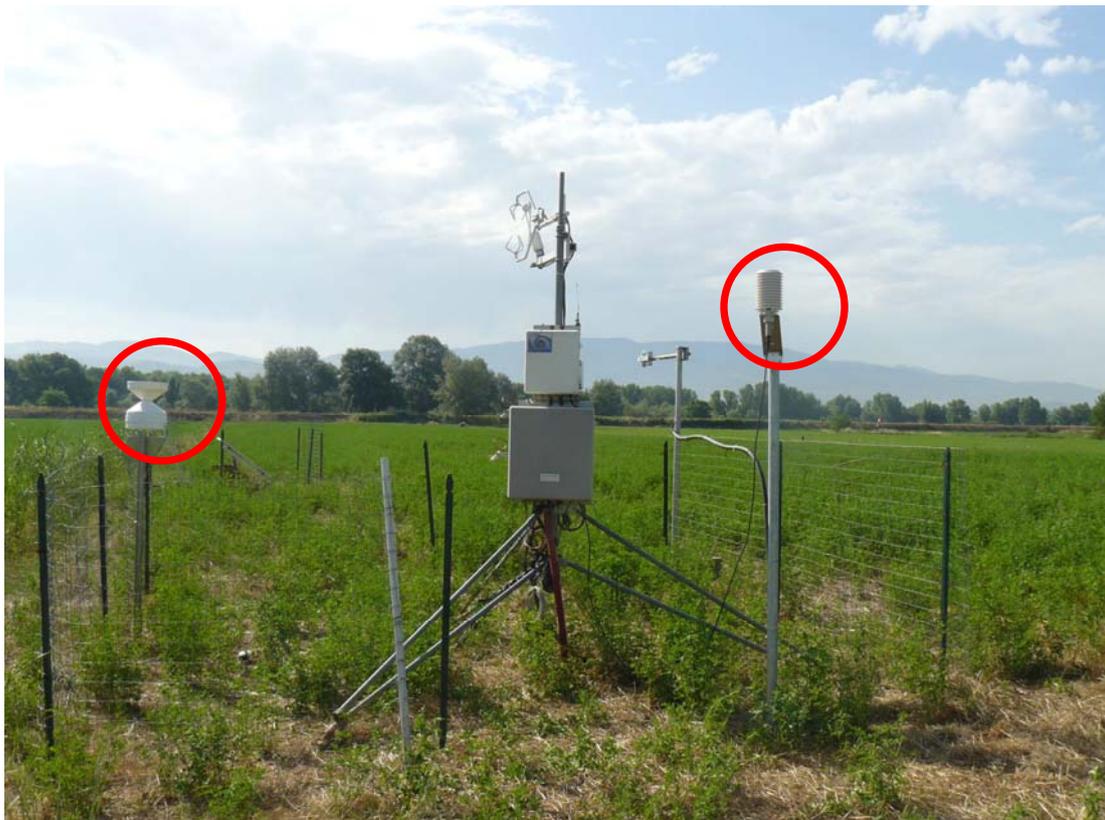


Figura 6.11. Pluviometro ARG100 e sensore Sensore Vaisala di temperatura e umidità relativa HMP45C installato alla stazione eddy-covariance di Paglialonga.

### 6.2.13 Ceptometro portatile AccuPAR LP-80 8 (Decagon)

Il ceptometro Decagon AccuPar è una sonda che consiste di 80 sensori quantici posizionati a distanza di 1 cm su un'asta inclusa nello strumento. Tali sensori misurano la radiazione nell'intervallo spettrale "fotosinteticamente attivo": 400 - 700  $\mu\text{m}$ . Dalle misure del ceptometro non si possono trarre informazioni sulla funzione di distribuzione degli angoli delle foglie della pianta, poiché queste non sono acquisite in funzione dell'angolo zenitale. Le caratteristiche strutturali della *canopy* sono incluse nel coefficiente di estinzione  $K$ , che è necessario impostare in funzione della coltura sulla quale si effettua la misura; esso risulta dunque una sorta di "parametro di calibrazione". La scarsa letteratura disponibile su colture agrarie mostra che il ceptometro permette di ottenere stime sufficientemente attendibili di LAI anche in assenza di calibrazione sito-specifica. Le misurazioni con tale strumento hanno il vantaggio di poter essere condotte anche in condizioni di luce diretta.

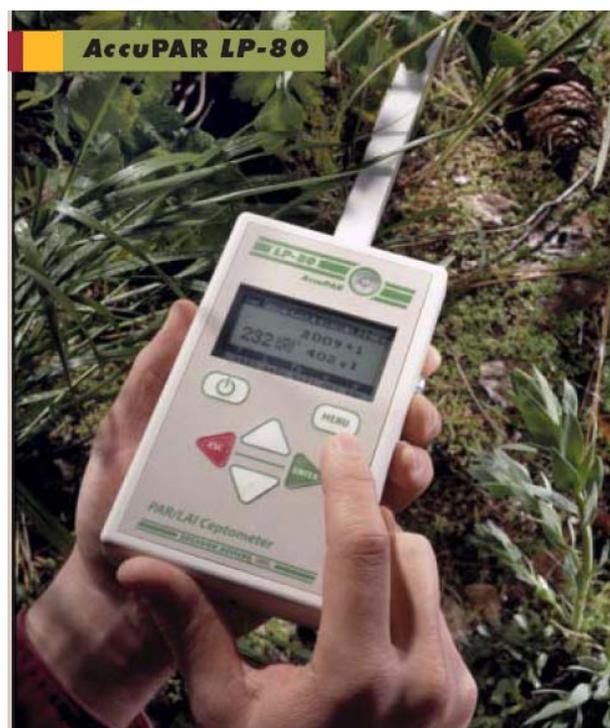


Figura 6.12. Ceptometro portatile AccuPAR LP-80 8 (Decagon)

### 6.3 Introduzione alla tecnica eddy covariance

La tecnica eddy covariance per la stima dei flussi turbolenti di calore latente e sensibile si basa sull'utilizzo delle equazioni (3.20) e (3.21). Come descritto nel paragrafo 3.1.2, tali equazioni sono ottenute per particolari condizioni dell'ABL: il numero di Reynolds deve essere elevato ( $Re \sim 10^7$ ), così da poter trascurare i termini molecolari rispetto a quelli turbolenti; non devono esistere gradienti lungo il piano orizzontale della grandezza in analisi (cioè l'ABL deve essere orizzontalmente omogeneo); si suppone inoltre la stazionarietà atmosferica, per cui possono essere trascurati i termini avvevativi e quelli legati alla variabile temporale; si pone infine nulla la divergenza del flusso radiativo.

Nella pratica, la temperatura potenziale  $\Theta$  nell'equazione (3.21) è spesso sostituita dalla temperatura reale misurata. *T. Wilson et al.* (2002) suggeriscono di utilizzare la temperatura sonica (ottenuta dall'anemometro sonico) nel calcolo del flusso di calore sensibile per tenere conto della perdita di energia dovuta all'espansione dell'aria durante l'evaporazione a pressione costante (*Paw et al.*, 2000).

Il valore medio del prodotto delle componenti turbolente delle due variabili rappresenta la covarianza statistica, calcolabile attraverso misure ad alta frequenza (generalmente 10-20 Hz) di un anemometro sonico e di un analizzatore di flussi di vapore. Dal punto di vista statistico la rappresentatività della stima del flusso è tanto maggiore quanto maggiore è il numero di fluttuazioni in un dato intervallo temporale. Quando il livello di turbolenza, misurato attraverso la velocità d'attrito  $u^*$ , si approssima allo zero, la misura dei flussi diventa meno attendibile: sia la *K-theory* che la teoria di similarità di Monin-Obukhov indicano, ad esempio, che i valori di  $\lambda E$  e di  $H$  sono direttamente proporzionali rispettivamente a  $u^* \partial \bar{q} / \partial z$  e a  $u^* \partial \bar{\Theta} / \partial z$ .

La frequenza di campionamento può incidere sulla stima della componente media del flusso turbolento a causa delle perdite ad alta frequenza (per cui lo strumento agisce da filtro passa-basso). D'altro canto la scelta della lunghezza del periodo su cui mediare i valori delle covarianze può eliminare significativi contributi dovuti alle basse frequenze (filtro passa-alto) (*Moore*, 1986; *Aubinet et al.*, 2000). La scelta della finestra temporale su cui eseguire la media delle covarianze è fondamentale per giustificare l'ipotesi di stazionarietà atmosferica. I processi di trasporto turbolento nell'atmosfera sono generalmente considerati stazionari nell'intervallo temporale variabile da 15 minuti ad un'ora (*Rana & Katerji*, 2000), ed i flussi stimati con la tecnica eddy covariance si riferiscono usualmente ad intervalli di 30 minuti (ad esempio nella rete FLUXNET, *Aubinet et al.*, 2000), anche se *Sakai et al.* (2001) hanno mostrato l'importanza dei contributi a bassa frequenza utilizzando valori mediati su 30 minuti applicati a periodi di tre ore intorno al mezzogiorno astronomico.

L'ipotesi di omogeneità orizzontale dell'ABL è verificata se le sorgenti e gli assorbitori energetici aggiuntivi e gli elementi fisici che determinano la rugosità del

sito sono distribuiti uniformemente nel piano orizzontale, e se esiste un *fetch* adeguato (almeno pari a cento volte la distanza dello strumento dal terreno, secondo *Wieringa*, 1993).

Se generalmente l'ipotesi di stazionarietà è rispettata, non sempre, soprattutto in aree fortemente antropizzate, è possibile soddisfare in pieno la condizione di omogeneità. L'esigenza di analizzare situazioni complesse, caratterizzate da una particolare orografia o dall'effetto non trascurabile dell'avvezione e della diffusione molecolare, associato a valori bassi di turbolenza (per esempio nei periodi notturni), ha spinto allo studio di procedure per correggere le misure ottenute dalla tecnica eddy covariance (*Webb et al.*, 1980; *Foken & Wichura*, 1996; *Lee*, 1998; *Paw et al.*, 2000; *Aubinet et al.*, 2000; *Massman, & Lee*, 2002; *Thomas & Foken*, 2002; *Aubinet et al.*, 2003; *Kanda et al.*, 2004; *Gu et al.*, 2005).

#### 6.4 Analisi delle misure presso la stazione di Paglialonga

Le misure effettuate sul sito sperimentale di Paglialonga, per ciò che concerne i flussi energetici (flusso di calore sensibile, calore latente, calore al suolo e radiazione netta), contenuto idrico del suolo, e dinamica della vegetazione in termini di leaf area index, hanno riguardato un periodo compreso tra aprile 2006 e settembre 2009. Inoltre da maggio 2009 la stazione è stata opportunamente integrata con un pluviometro a vaschette oscillanti e un sensore di temperatura ed umidità dell'aria, come mostrato nei paragrafi precedenti. Le analisi mostrate sono eseguite sui valori dei flussi mediati su 30 minuti. La frequenza di acquisizione dei dati grezzi (20 Hz) è generalmente accettata per ragioni pratiche e tecniche (Mitsuta, 1966; Foken & Wichura, 1996).

L'acquisizione dei dati è avvenuta in continuo senza alcuna perdita di informazioni o interruzione del funzionamento della stazione. I periodi utilizzati per la calibrazione e la validazione dei modelli sviluppati, hanno riguardato il periodo della stagione di crescita (maggio – settembre), la discreta chiusura del bilancio energetico sui dati misurati, e in condizioni climatiche buone generalmente caratterizzati dall'assenza di pioggia, ad eccezione per il 2009 dove è stata registrata una piccola precipitazione dell'ordine dei pochi millimetri. I periodi analizzati sono stati i seguenti: 17 – 29 maggio 2006, 26 giugno – 11 luglio 2007, 10 – 29 luglio 2008, 27 giugno – 16 agosto 2009. Nelle figure che seguono (figg. 6.13 – 6.16), sono riportati, la chiusura del bilancio energetico, per i quattro periodi utilizzati per la calibrazione e validazione dei modelli proposti.

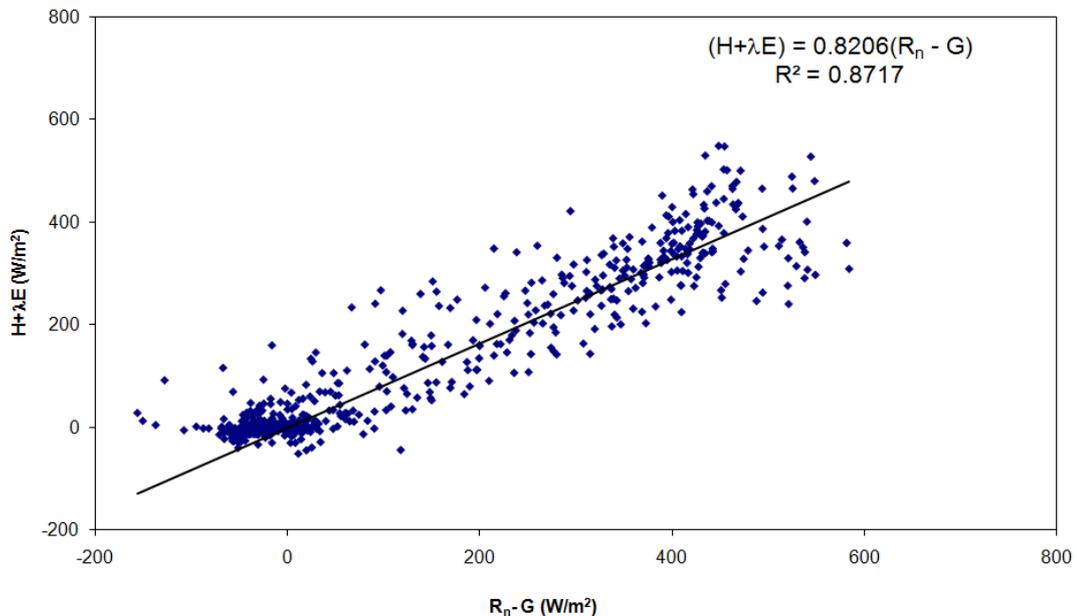


Figura 6.13. Misure del bilancio energetico nel periodo 17 – 29 maggio 2006.

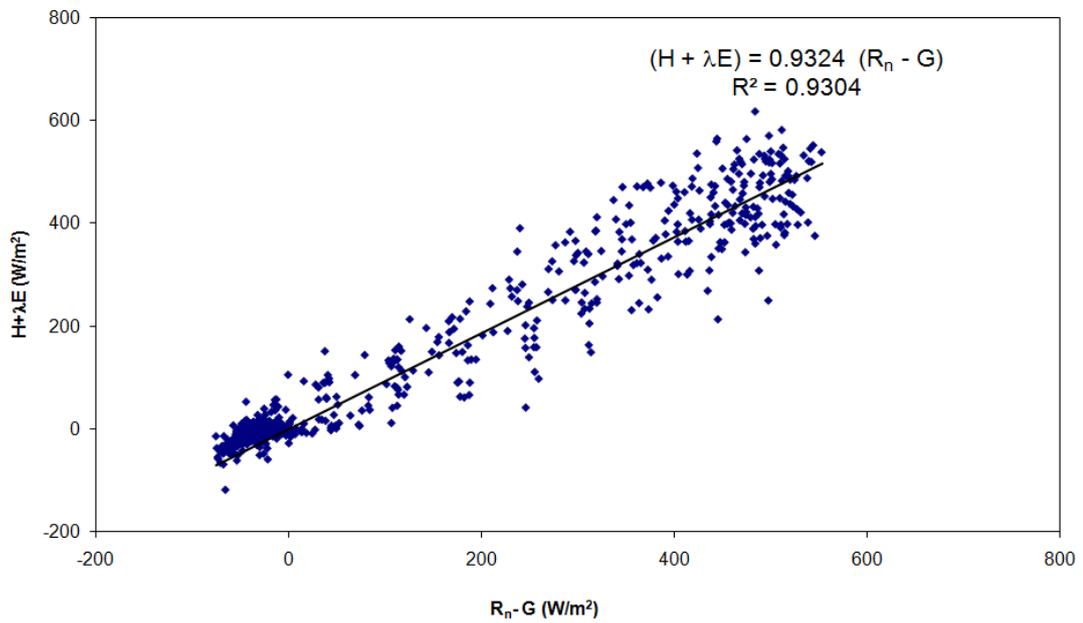


Figura 6.14. Misure del bilancio energetico nel periodo 26 giugno – 11 luglio 2007.

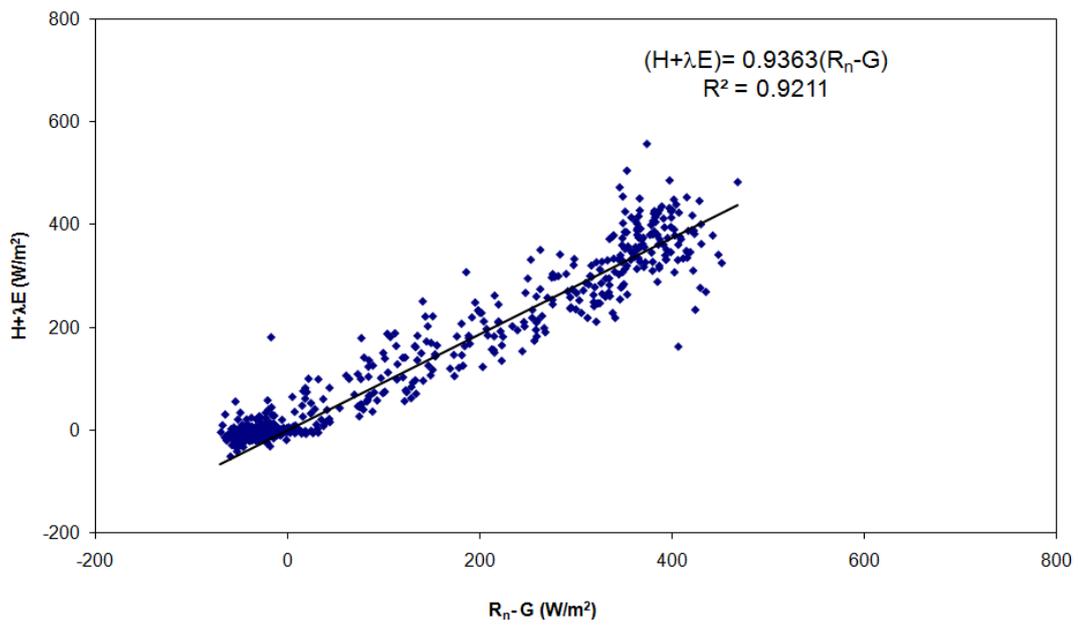


Figura 6.15. Misure del bilancio energetico nel periodo 10 – 29 luglio 2008.

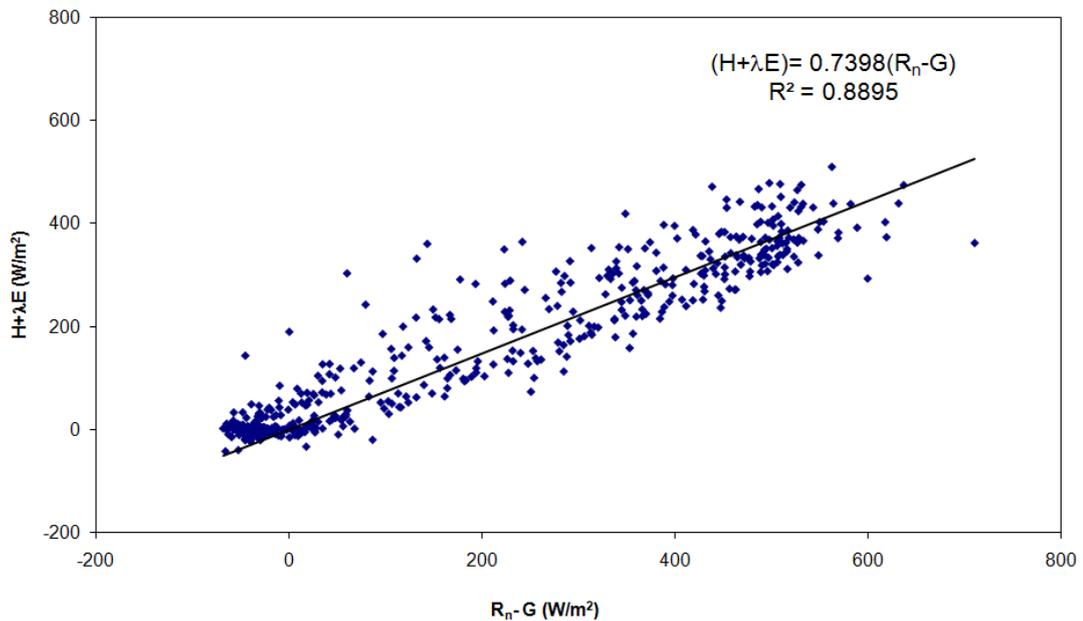


Figura 6.16. Misure del bilancio energetico nel periodo 26 giugno – 16 agosto 2009.

Come si evince dai grafici mostrati nelle figure precedenti, i periodi scelti si sono distinti per una buona chiusura del bilancio energetico, in particolare la correlazione maggiore è stata osservata nel periodo 26 giugno – 11 luglio 2007 (93%) che pertanto, è stato utilizzato per la calibrazione dei diversi modelli sviluppati.

I dati acquisiti in continuo dalla stazione sono stati analizzati a scala giornaliera, in modo da verificare in maniera più accurata eventuali problemi di funzionamento degli strumenti di misura, e conseguentemente di chiusura di bilancio energetico. A titolo di esempio si riportano di seguito nelle figg. 6.17-6.18 la chiusura del bilancio giornaliero e la caratterizzazione dei flussi energetici per il giorno 7 luglio 2009.

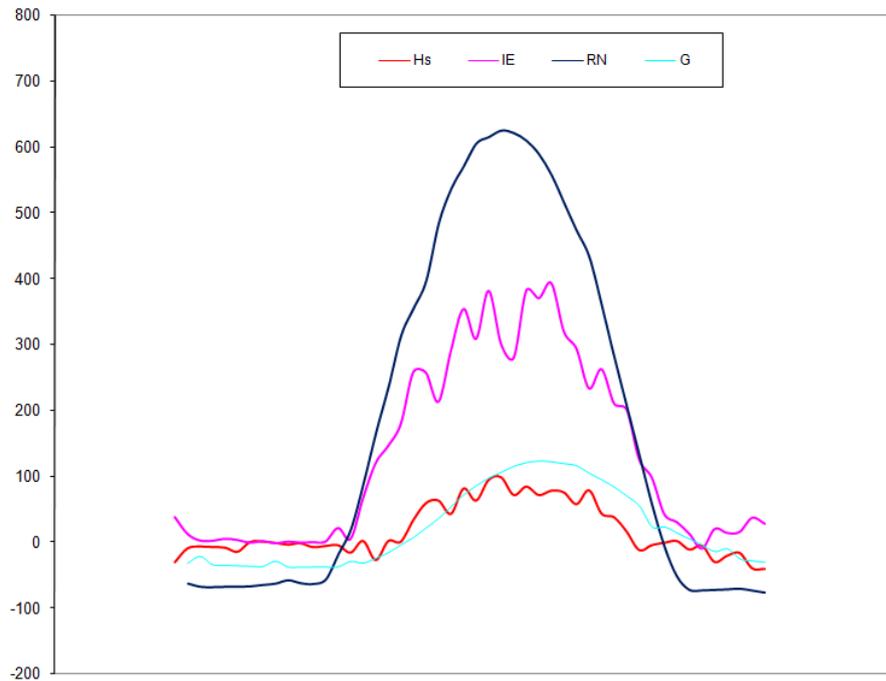


Figura 6.17. Flussi energetici giornalieri ( 7 luglio 2009).

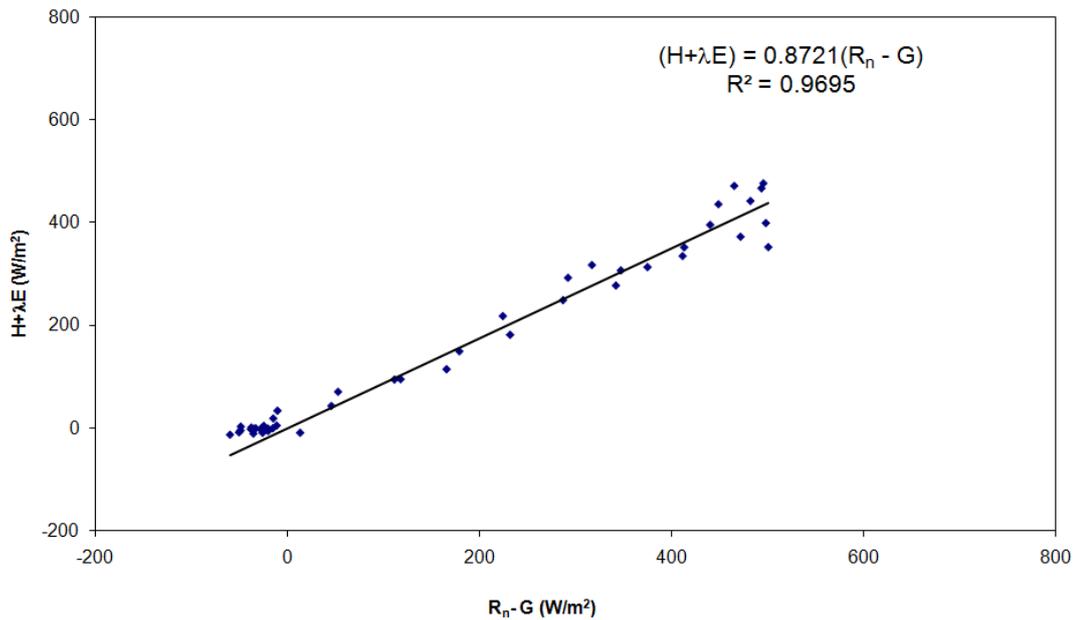


Figura 6.18. Misure del bilancio energetico del 7 luglio 2009.

I motivi da cui può dipendere una non corretta chiusura del bilancio energetico sono molteplici, e legati sia alle semplificazioni teoriche poste dalla tecnica eddy covariance sulle equazioni di conservazione delle grandezze in analisi, sia alle limitazioni intrinseche del sistema (disturbo creato dall'ingombro dello strumento, sensibilità,

diversità delle aree analizzate dai singoli sensori). La tecnica eddy covariance contiene dunque delle limitazioni intrinseche (ad esempio in presenza di fenomeni avvevativi). A patto di tenere nel giusto conto tali limitazioni (peraltro ben note), ed a patto di provvedere ad una corretta (anche se non sempre facile) gestione degli strumenti, una stazione eddy covariance è tuttavia in grado di fornire dati del flusso di calore tra superficie ed atmosfera molto attendibili ed in modo continuativo. I dati registrati nella stazione di Paglialonga, opportunamente depurati e validati, costituiscono il principale banco di prova per la verifica dei modelli ecoidrologici di trasferimento del flusso di massa e di energia tra suolo, vegetazione ed atmosfera, descritti nel capitolo 4.

## 6.5 Correzione dei dati acquisiti dalla stazione eddy – covariance mediante la tecnica di Webb

Preliminarmente alla fase di utilizzo dei dati misurati alla stazione eddy – covariance, si è resa necessaria una fase di correzione dei dati stessi dovuta al fatto che la velocità verticale media è diversa da zero e che, pertanto, bisogna aggiungere dei termini correttivi ai flussi energetici per tenerne conto. In particolare, nel presente lavoro di tesi, si è fatto riferimento alle “correzioni di flusso” proposte da *Webb* (1980). Tali correzioni sono state applicate, così come suggerito dall’autore, al flusso di calore sensibile, latente e al flusso di CO<sub>2</sub>.

Le nuove espressioni dei flussi energetici e di CO<sub>2</sub>, a valle delle correzioni suggerite da WEBB, hanno le seguenti strutture:

$$\lambda E [W m^{-2}] = \lambda(1 + \mu\sigma) \left[ \overline{w' \rho'_v} + \frac{\overline{\rho_v}}{T} \overline{w'T'} \right] \quad (6.1)$$

$$H [W m^{-2}] = C \overline{\rho_a w'T'} - 0.61 \overline{\rho_v T} \frac{\lambda E}{\lambda} \quad (6.2)$$

$$CO_2 [g m^{-2} s^{-1}] = \overline{w' \rho'_c} + \mu \frac{\overline{\rho_c}}{\rho_a} \overline{w' \rho'_v} + (1 + \mu\sigma) \frac{\overline{\rho_c}}{T} \overline{w'T'} \quad (6.3)$$

dove i termini delle equazioni (6.1) – (6.3) sono riportati di seguito:

- $\mu = \frac{M_a}{M_v} = \frac{1}{0.622}$ , con  $M_a$  e  $M_v$  sono indicati rispettivamente la massa molare dell’aria secca e la massa molare del vapore acqueo;
- $\lambda \approx 2440 J g^{-1}$  è il calore latente di vaporizzazione;
- $\sigma = \frac{\rho_v}{\rho_a}$ , con  $\rho_a$  e  $\rho_v$  sono indicati rispettivamente la densità media dell’aria secca ( $\overline{\rho_a} \approx 1200 g m^{-3}$ ) e la densità del vapore acqueo ( $\overline{\rho_v} [g m^{-3}]$  misurato dalla stazione eddy);
- la temperatura dell’aria  $T$  è espressa in °K;
- il calore specifico a pressione costante  $\overline{C_p}$ , è assunto costante e pari a circa  $1 J g^{-1} K^{-1}$
- la concentrazione di CO<sub>2</sub> in atmosfera  $\overline{\rho_c} [g m^{-3}]$  è misurata dalla stazione *eddy covariance*;
- i termini  $\overline{w' \rho'_v} [g m^{-2} s^{-1}]$ ,  $\overline{w'T'} [°C m s^{-1}]$ ,  $\overline{w' \rho'_c} [g m^{-2} s^{-1}]$  sono direttamente misurati dalla stazione *eddy covariance*.

C’è comunque da sottolineare che le correzioni sui flussi di calore sensibile e latente sono molto più importanti, quanto più il flusso di calore sensibile è maggiore di quello latente. Sui periodi analizzati sul sito sperimentale di Paglialonga è stata

effettuata la correzione di Webb, ma poiché il calore latente misurato è sensibilmente più alto di quello sensibile, le correzioni apportate non hanno prodotto sostanziali modifiche. Variazioni di una certa rilevanza sono stati riscontrati invece per ciò che concerne il flusso di CO<sub>2</sub>. Nelle figure che seguono sono riportati dei grafici che evidenziano le differenze tra i dati grezzi misurati dalla stazione e i dati corretti dopo aver effettuato le correzioni proposte da Webb, per i periodi 2007 e 2008.

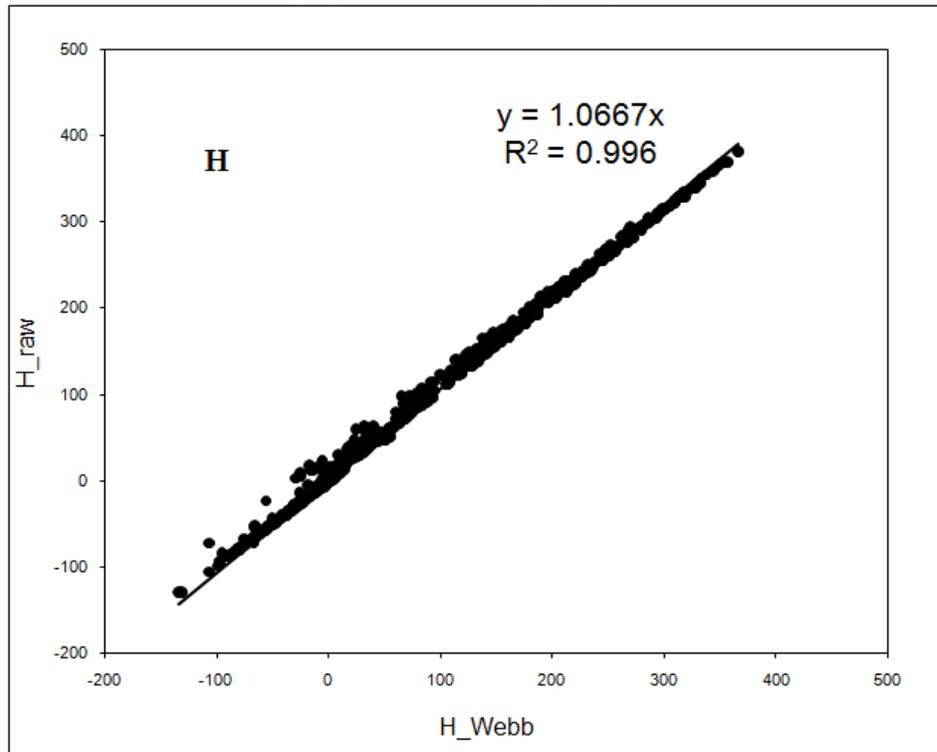


Figura 6.19 Scatter plot dei dati di flusso di calore sensibile grezzi e corretti per il periodo 26 giugno - 11 luglio 2007.

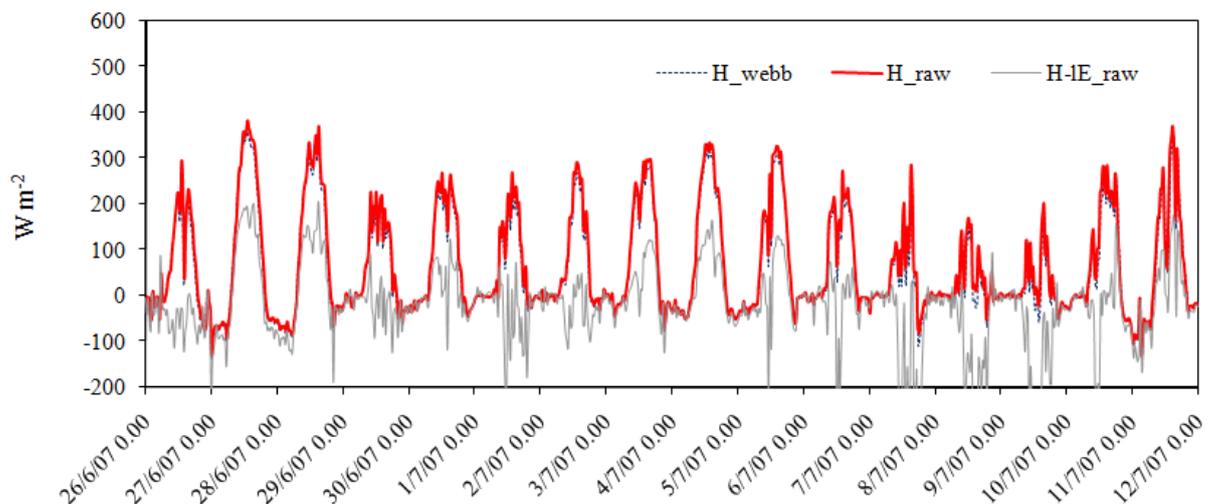


Figura 6.20 Confronto tra dati di flusso di calore sensibile grezzi e corretti per il periodo 26 giugno - 11 luglio 2007.

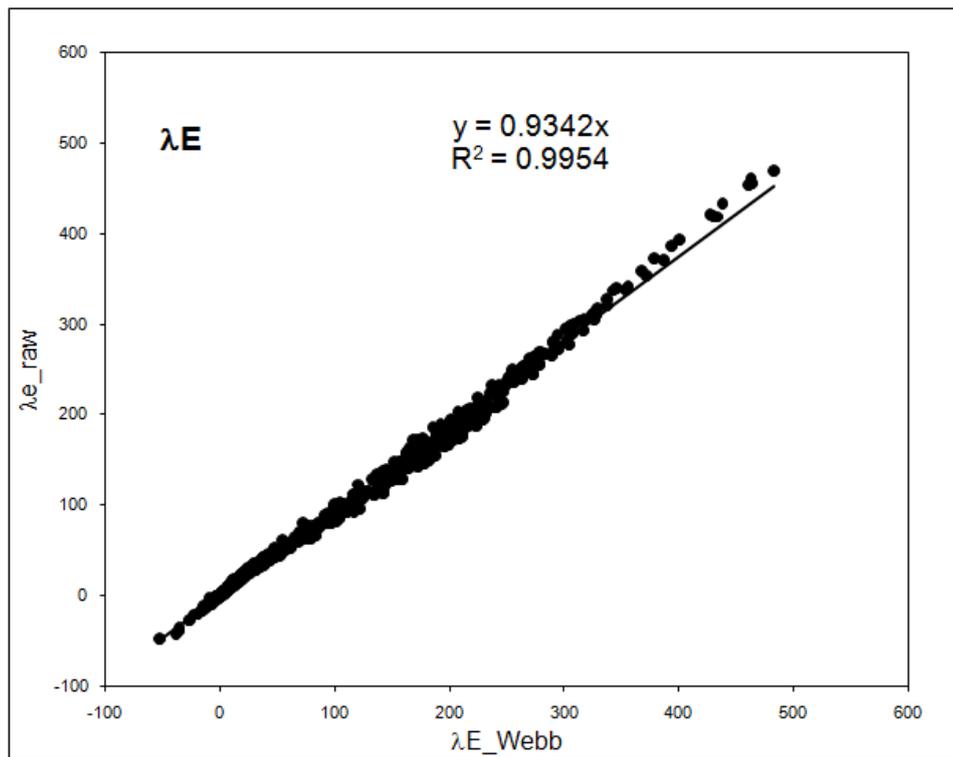


Figura 6.21. Scatter plot dei dati di flusso di calore latente grezzi e corretti per il periodo 26 giugno - 11 luglio 2007.

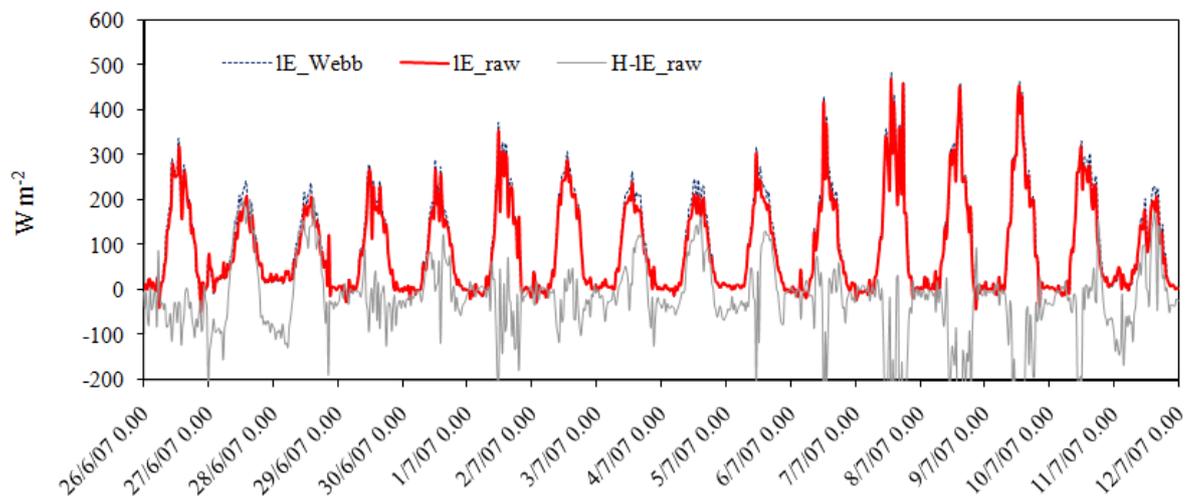


Figura 6.22 Confronto tra dati di flusso di calore latente grezzi e corretti per il periodo 26 giugno - 11 luglio 2007.

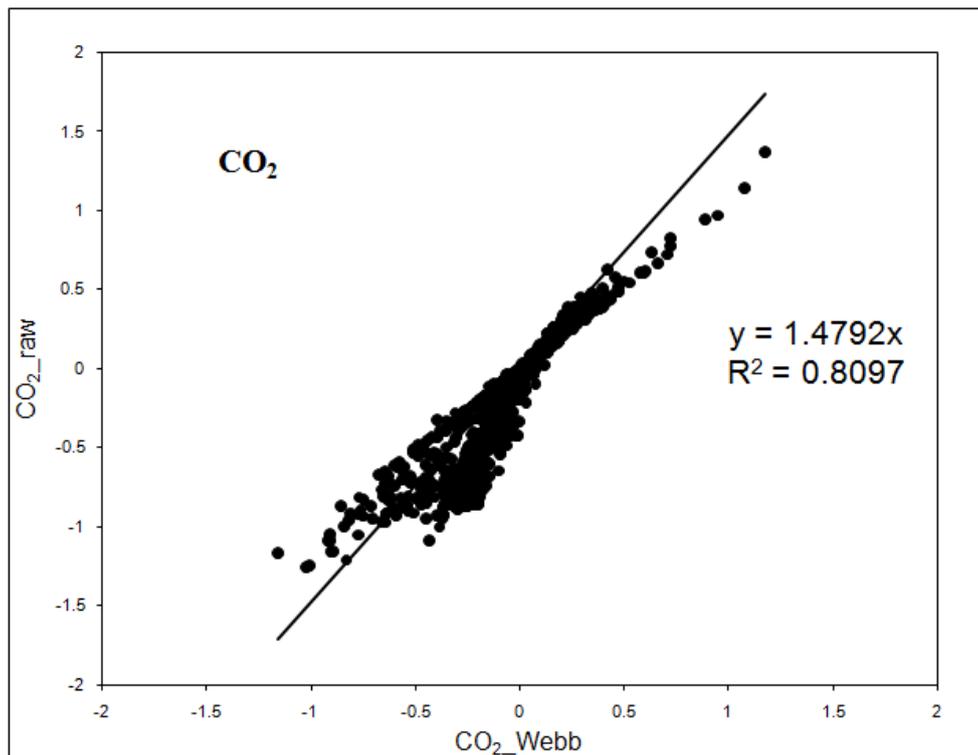


Figura 6.23. Scatter plot dei dati di flusso di CO<sub>2</sub> latente grezzi e corretti per il periodo 26 giugno - 11 luglio 2007.

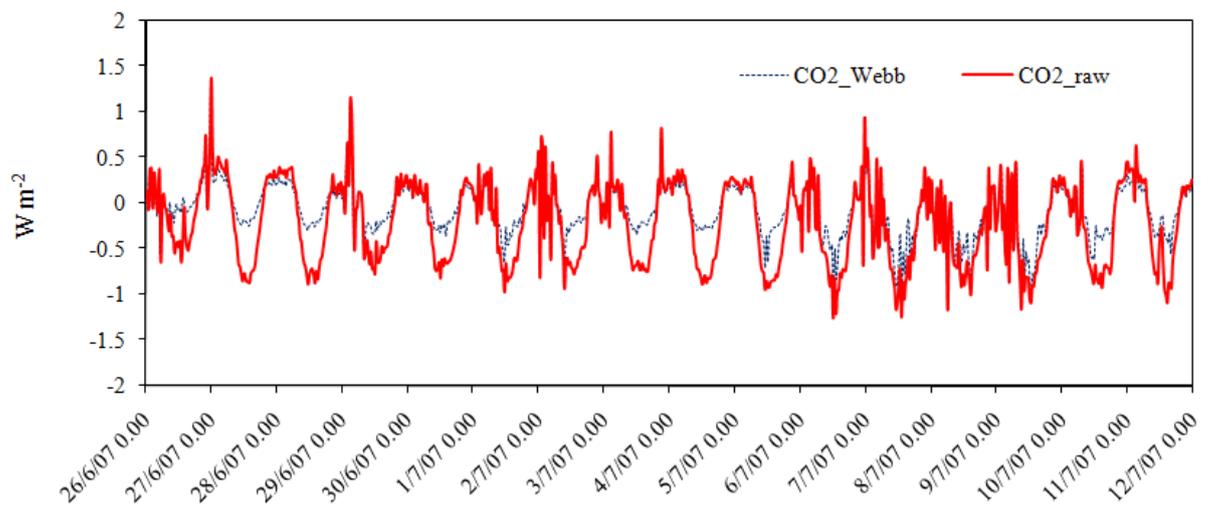


Figura 6.24 Confronto tra dati di flusso di CO<sub>2</sub> grezzi e corretti per il periodo 26 giugno - 11 luglio 2007.

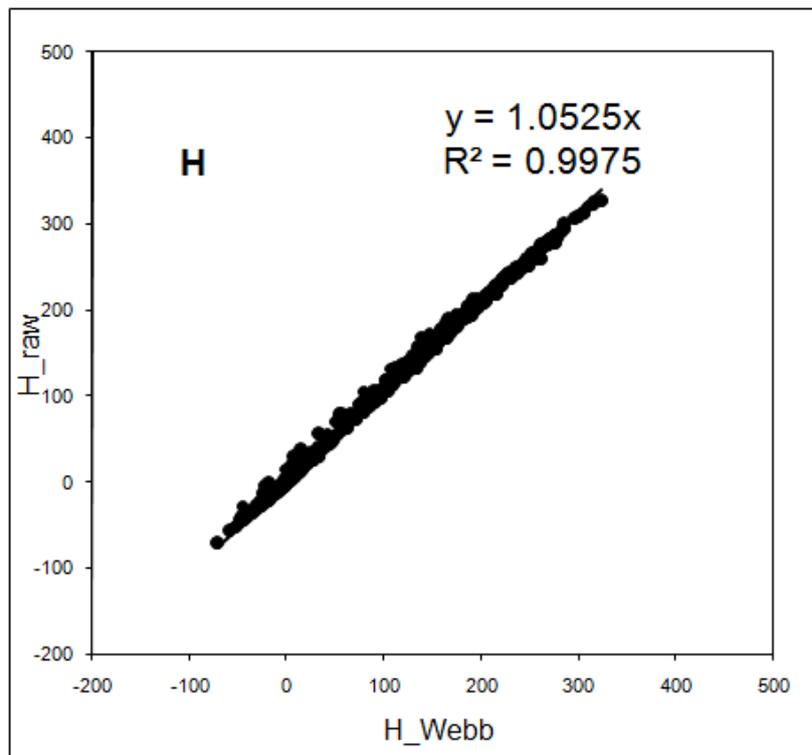


Figura 6.25. Scatter plot dei dati di flusso di calore sensibile grezzi e corretti per il periodo 10-29 luglio 2008

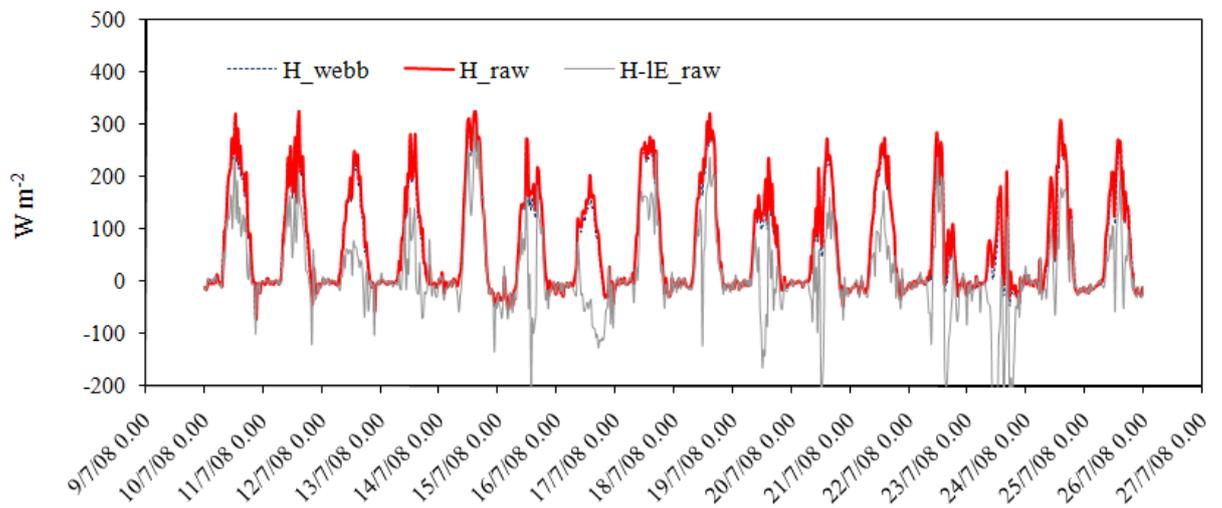


Figura 6.26 Confronto tra i dati di flusso di calore sensibile grezzi e corretti per il periodo 10-29 luglio 2008.

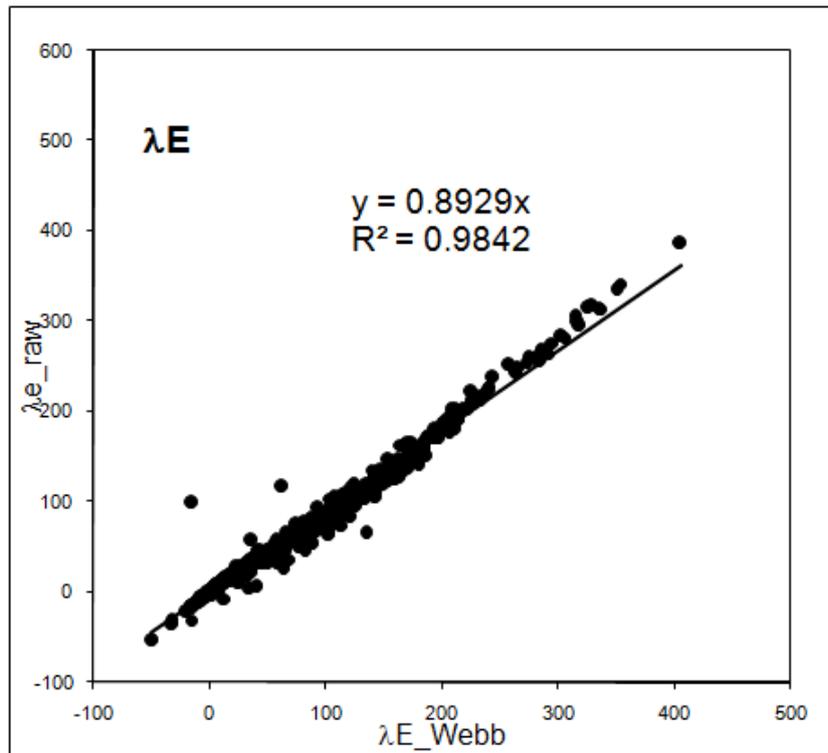


Figura 6.27. Scatter plot dei dati di flusso di calore latente grezzi e corretti per il periodo 10-29 luglio 2008.

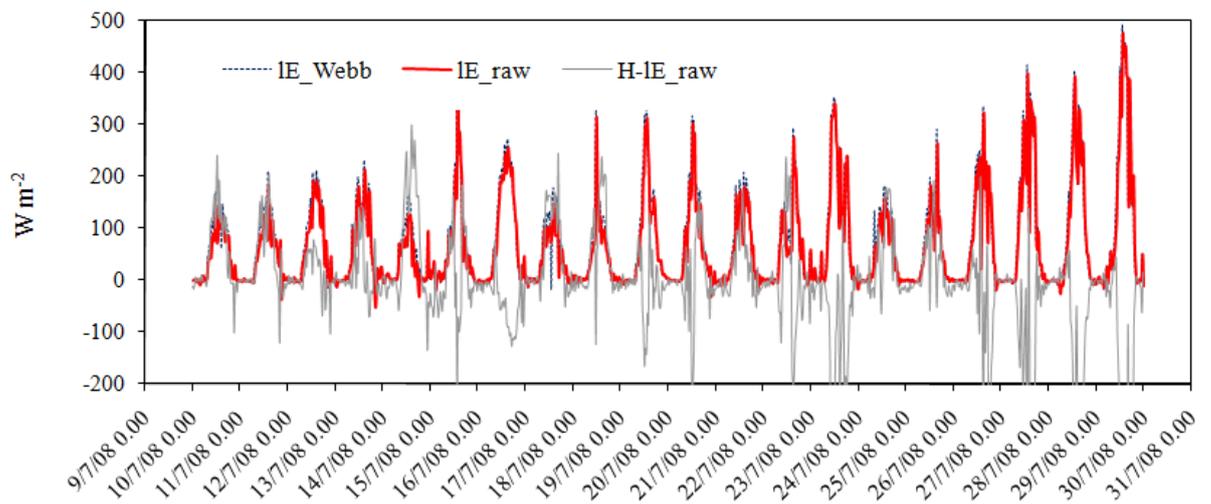


Figura 6.28 Confronto tra i dati di flusso di calore latente grezzi e corretti per il periodo 10-29 luglio 2008.

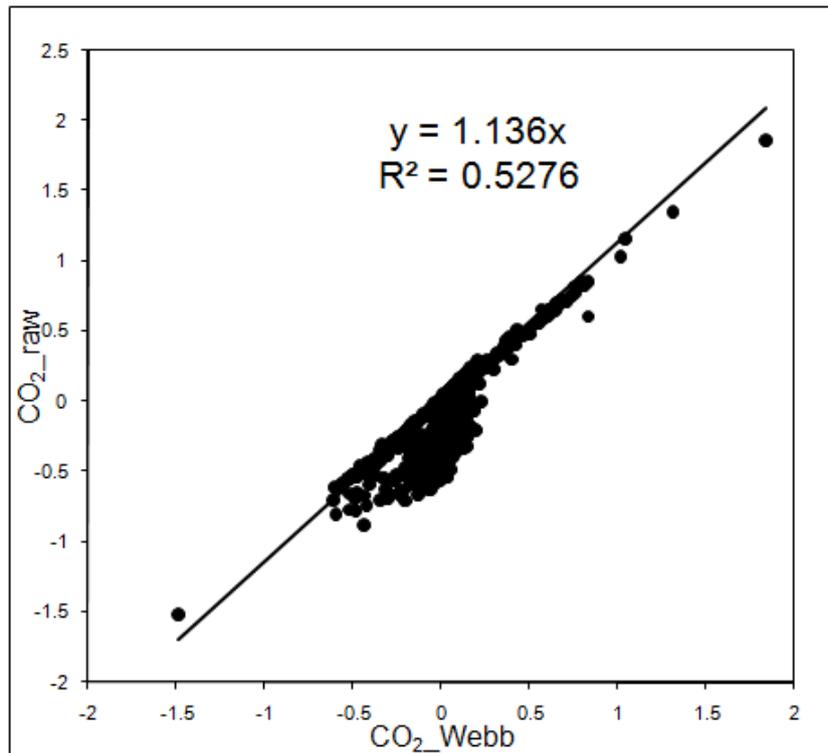


Figura 6.29. Scatter plot dei dati di flusso di CO<sub>2</sub> latente grezzi e corretti per il periodo 10-29 luglio 2008.

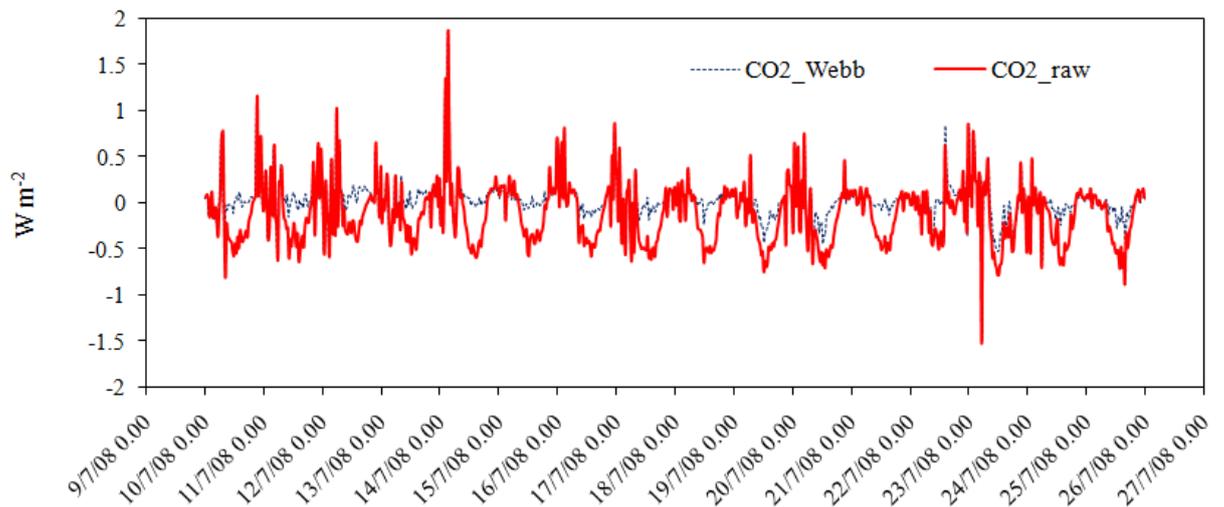


Figura 6.30 Confronto tra i dati di flusso di CO<sub>2</sub> grezzi e corretti per il periodo 10-29 luglio 2008.

## 6.6 Misura delle proprietà idrauliche del suolo

La misura della ritenzione idrica del suolo è stata eseguita in pieno campo utilizzando contemporaneamente due strumenti per la misura del potenziale matriciale  $\psi$  e del contenuto d'acqua volumetrico corrispondente  $\theta$  (Senatore, 2006). Per la misura del potenziale matriciale sono stati utilizzati due tensiometri, di lunghezza pari a 0.45 e 0.90 m, ognuno dei quali costituito da una capsula porosa di materiale ceramico collegata ad un tubo pieno d'acqua che presenta una presa per il manometro di alcuni centimetri sotto la sommità. Per la misura del contenuto d'acqua si è adoperato il modello di sonda TDR, dotato di due conduttori di 15 cm di lunghezza, di un oscilloscopio che evidenzia con immediatezza l'andamento dell'onda riflessa e di un display digitale che fornisce direttamente il valore del contenuto d'acqua e della permittività dielettrica apparente del suolo in esame.

Le misure della conducibilità idraulica, invece, sono state effettuate impiegando l'infiltrometro a tensione a disco con diametro di 20 cm, in corrispondenza di due carichi di pressione imposti  $\psi_1 = -5$  cm e  $\psi_2 = -15$  cm.

I parametri idraulici del suolo sono caratterizzati da elevata variabilità, non solo con la profondità, ma anche per spostamenti sulla superficie del suolo, per cui è necessario effettuare numerose misure in diversi punti e a diverse profondità.

Nel presente lavoro di tesi le misure sono state eseguite nell'ambito del solo strato superficiale del suolo, e precisamente fino alla profondità di 15 cm, su quattro punti situati nelle vicinanze della stazione eddy covariance.

Al fine di ottenere misure della ritenzione idrica del suolo, per ogni punto si è individuata una superficie di circa 1 m<sup>2</sup> su cui effettuare le misure, e la si è delimitata con un arginello di terra, che ha consentito il suo allagamento ed il mantenimento di un tirante d'acqua di circa 2 cm al di sopra della superficie del terreno (Mazzuca, 2002), finché non si sono raggiunte condizioni stazionarie di infiltrazione. In queste condizioni le letture ai tensiometri sono risultate molto vicine allo 0, e si sono raggiunti valori massimi del contenuto d'acqua (condizione di saturazione). Al fine di impedire l'evaporazione, la superficie di misura è stata ricoperta con un telo di plastica. Seguendo l'evoluzione nel tempo del processo di essiccazione (o drenaggio) sono state quindi effettuate, al centro della parcella delimitata ed alla profondità di 15 cm, misure periodiche e contemporanee di contenuto d'acqua  $\theta$  e di potenziale matriciale  $\psi$ , sospendendo la prova quando i valori delle grandezze indicavano che il processo di essiccazione stava evolvendo così lentamente da rendere poco proficuo il proseguimento.

Per quanto riguarda la misura della conducibilità idraulica del suolo, l'utilizzo dell'infiltrometro a tensione a disco prevede come risultato l'ottenimento dei parametri  $K_s$  ed  $\alpha$  della relazione proposta da Gardner (1958), ed assunta da Wooding (1968) per l'elaborazione delle misure ottenute dall'infiltrometro:

$$K(\psi) = K_s \exp(\alpha\psi) \quad (6.4)$$

Per analizzare i dati dell'infiltrazione è necessario raggiungere lo stato d'infiltrazione stazionaria; pertanto, assegnato un determinato valore di carico, è necessario effettuare le letture dell'abbassamento del livello dell'acqua nella torre di infiltrazione dello strumento, sull'apposita scala graduata, ad intervalli di tempo di un minuto, per un periodo di tempo adeguato a raggiungere tale condizione di stazionarietà. Purtroppo le misure eseguite in campo hanno fornito sempre esiti negativi: a causa della presenza di macroporosità l'infiltrazione d'acqua nel terreno è stata troppo rapida e non ha consentito la stima dei parametri dell'equazione (6.4). L'analisi granulometrica del terreno in analisi ha condotto alla classificazione di limo così come mostrato in figura 6.31.

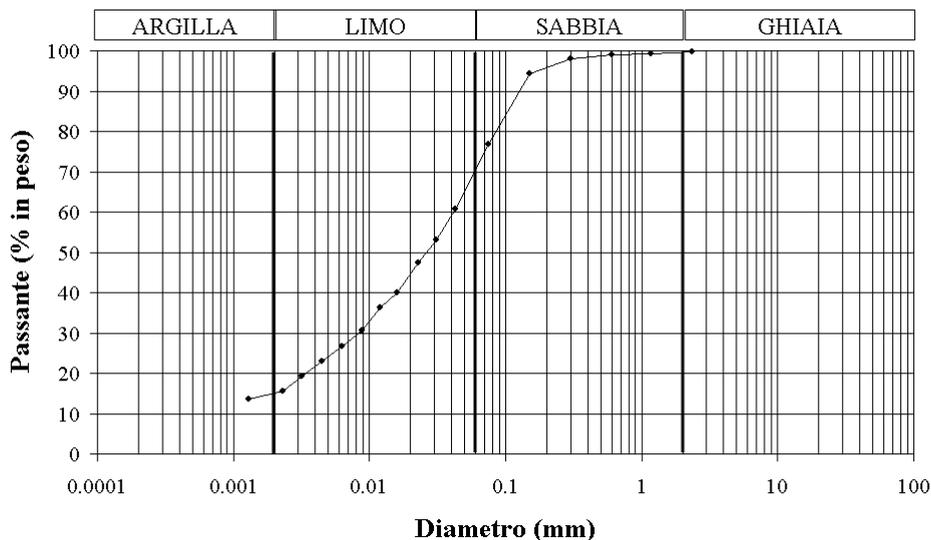


Figura 6.31. Curva granulometrica relativa ad un campione di terreno prelevato nel campo di Paglialonga. La classificazione granulometrica indica limo.

Al fine di ottenere indicazioni attendibili circa la conducibilità idraulica del suolo, avendo a disposizione i dati dell'analisi granulometrica ed una serie di coppie di valori di  $\psi$  e  $\theta$ , si è utilizzato il pacchetto software HYDRUS-1D (Simunek et al., 1998), che include un modello ad elementi finiti che simula il flusso monodimensionale dell'acqua, l'altezza di trasporto ed il movimento dei soluti nei mezzi porosi a diverso grado di saturazione. In particolare, la versione di HYDRUS adoperata permette di ottimizzare i parametri idraulici del suolo a partire da precisi dati misurati. Anche se nel presente studio HYDRUS-1D è adoperato al fine di rilevare le proprietà idrauliche del suolo, quindi per simulare tramite l'equazione di Richards un problema di flusso (con l'opzione della stima inversa), in realtà il

programma è un utile strumento per predire il movimento dell'acqua e dei soluti nell'insaturo, per analizzare esperimenti di laboratorio o di campo, ed ancora per estrapolare informazioni da un numero limitato di esperimenti di campo su differenti terreni e condizioni climatiche.

L'inserimento dei dati misurati su campo nel software HYDRUS-1D (percentuali di sabbia, limo ed argilla, densità secca ed una serie di coppie di valori di  $\psi$  e  $\theta$ ) ha condotto alla definizione di una curva di ritenzione molto simile a quella ricavata dai soli dati sperimentali, basata sul modello di Van Genuchten (eq. 3.61), ed alla proposta di una curva di conducibilità anch'essa basata sul modello di Van Genuchten (eq. 3.69), dove però al posto dell'esponente 0.5 è presente, sempre come esponente, il parametro  $L$ . I parametri delle due curve caratteristiche ottenute per il terreno in analisi, sono indicati nella parte superiore della tabella 6.1.

Tabella 6.1. Parametri delle curve caratteristiche ottenute per il terreno del campo di Paglialonga (CS)

$\theta_r$	0.07
$\theta_s$	0.43
$n$	1.75
$\alpha$ (cm <sup>-1</sup> )	0.00547
$L$	0.1
$K_s$ , cm s <sup>-1</sup>	0.000165
$\psi_0$ , cm	-20
$S_s$ , cm <sup>-1</sup>	0.000125494
$\psi_{min}$ , cm	-30000

Nella parte inferiore della tabella 6.1 sono dati tre ulteriori parametri. I primi due ( $S_s$  e  $\psi_0$ ) sono necessari per consentire la stabilità del modello del suolo considerando un passo temporale pari ad 1.5 s. La variazione di tali parametri entro intervalli ragionevoli del valore della soglia  $\psi_0$  (e quindi del parametro  $S_s$ ), è dettata da considerazioni di tipo numerico più che da aspetti di tipo fisico, non ha in pratica alcuna incidenza sul risultato finale. L'ultimo parametro è un valore minimo consentito di pressione capillare, definito per evitare nella fase di essiccamento valori eccessivamente bassi di potenziale matriciale, inevitabili se si segue l'equazione proposta da van Genuchten anche quando il contenuto di umidità del suolo è prossimo ai valori di umidità residua.

### 6.7 Sito sperimentale nel “Vaira Ranch”- California (USA)

Oltre ai dati della stazione di Paglialonga sono state utilizzate delle serie più lunghe desunte dal database “Fluxnet” (<http://public.ornl.gov/americaflex>), promosso dal “Global Change Research Program” (USGCRP). In particolare, è stato considerato un sito sperimentale nel “Vaira Ranch”, a Ione, CA (USA). La vegetazione predominante in questa prateria è costituita da pascolo di tipo C3, la stagione vegetativa si colloca tra novembre e maggio, ed il terreno è di tipo argilloso, estremamente compatto. Il clima è tipicamente mediterraneo, caratterizzato da lunghi periodi di siccità durante l’estate e da inverni piovosi. I dati meteorologici sono disponibili a partire dal 1 Gennaio 2001 fino al 5 Aprile 2002 con una risoluzione temporale semi – oraria: precipitazione, velocità del vento, umidità relativa, temperatura atmosferica, temperatura del suolo, radiazione netta, flusso di calore al suolo, PAR, misure di umidità del suolo a 20 cm di profondità, e flussi di calore latente e sensibile valutati mediante il metodo dell’”eddy – correlation” (Brutsaert, 1982). La temperatura massima, minima e media dell’intero periodo risulta rispettivamente pari a 43.6, -3.5 e 16 °C. L’umidità media del suolo è pari a 0.19, e la precipitazione totale dell’anno 2001 ammonta a 587. Per l’anno 2001, inoltre, sono disponibili misure di altezza della vegetazione, e valori di leaf area index (LAI). Il periodo considerato per la validazione del modello ecoidrologico realizzato è compreso tra il 26 aprile e il 21 maggio 2001. Per tale periodo si riporta nella figura 6.32 la chiusura del bilancio energetico.

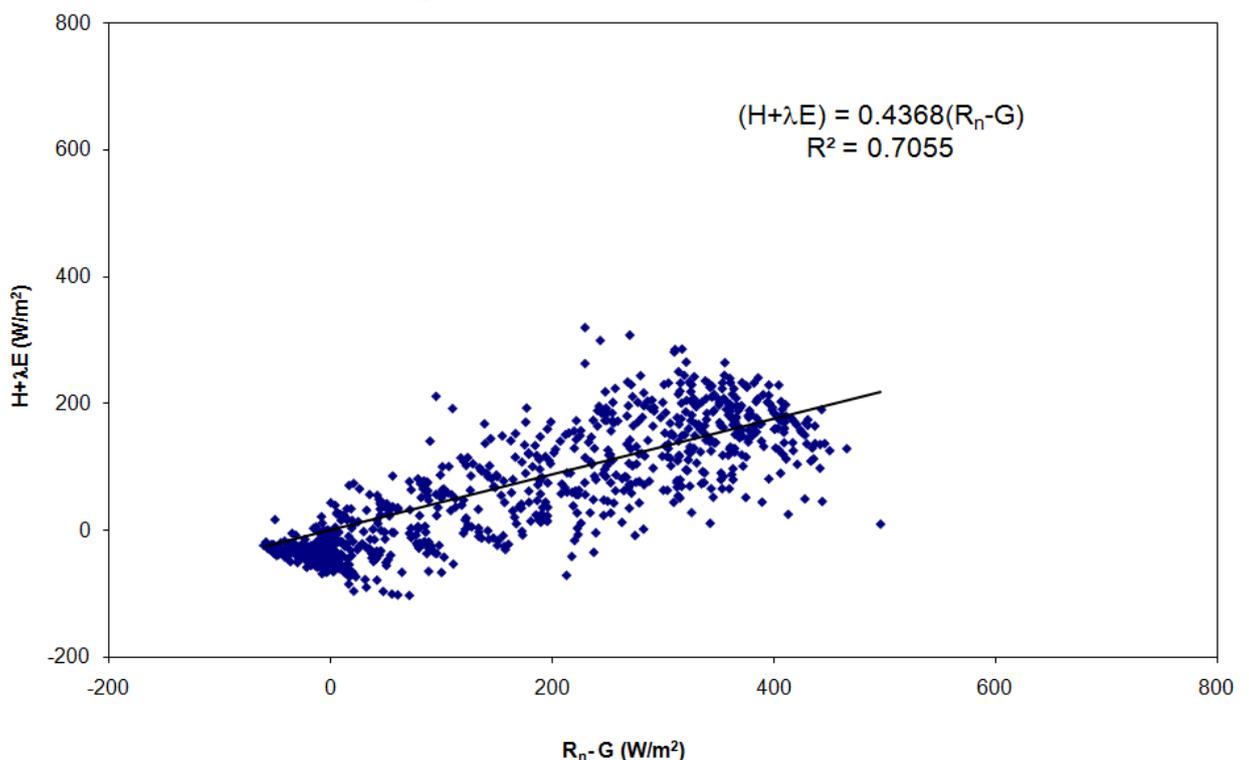


Figura 6.32. Misure del bilancio energetico nel periodo 26 aprile – 21 maggio 2001.

L'analisi su tale periodo e soprattutto su tale sito è stata particolarmente interessante in quanto compreso nella fase di senescenza della vegetazione, e quindi con un decremento del LAI, a differenza di tutti gli altri periodi analizzati sul sito di Paglialonga, dove i modelli hanno riprodotto esclusivamente la fase di crescita della vegetazione.

# Capitolo 7

## Risultati

### 7.1 Introduzione

Il modello LSS e i modelli ecoidrologici descritti nel quarto capitolo, consentono la stima dei flussi energetici tra superficie ed atmosfera, il flusso di CO<sub>2</sub>, la modellazione del flusso idrico nel suolo e la crescita della vegetazione in termini di crescita dell'indice di area fogliare (LAI), accoppiando le equazioni del bilancio idrologico, energetico, del carbonio e di dinamica della vegetazione.

Il flusso idrico nel suolo è modellato in termini tridimensionali: in dipendenza delle condizioni iniziali, delle condizioni al contorno (soprattutto quelle alla superficie, dove può aversi un flusso entrante –precipitazione– o uscente –evapotraspirazione), ed in dipendenza delle caratteristiche del suolo (che può essere sia omogeneo che eterogeneo), l'acqua può diffondersi in tutte e tre le direzioni dello spazio come descritto in *Mendicino et al.* (2006).

La figura 7.1 mostra uno schema generale del modello LSS proposto, in cui oltre agli aspetti sottolineati si evidenzia anche il fatto che il modello del comparto suolo prevede la suddivisione in più strati. Poiché il modello è realizzato attraverso un approccio basato sugli Automi Cellulari, considerando una singola colonna di suolo ogni strato può essere fatto corrispondere ad una cella dell'automa. Le celle vicine possono scambiare tra loro acqua sia lungo l'asse verticale che lungo gli assi orizzontali (lo scambio è dettato dalla funzione di transizione), mentre la condizione al contorno superficiale è data dal modello di interazione superficie-atmosfera, che agisce solo sulle celle nell'interfaccia, e per il quale non è prevista alcuna interazione tra celle vicine (in virtù del fatto che i processi di trasferimento sono considerati solo in termini di flussi verticali).

La figura 7.1 suggerisce anche che, considerando il plot in analisi come formato da più colonne di suolo tra loro affiancate, l'onere di calcolo relativo a singole colonne od a gruppi di colonne di suolo può essere suddiviso tra più processori, grazie all'implementazione del modello nell'ambiente di simulazione CAMELOT, che consente di distribuire in maniera bilanciata la computazione fra i processori di una macchina parallela.

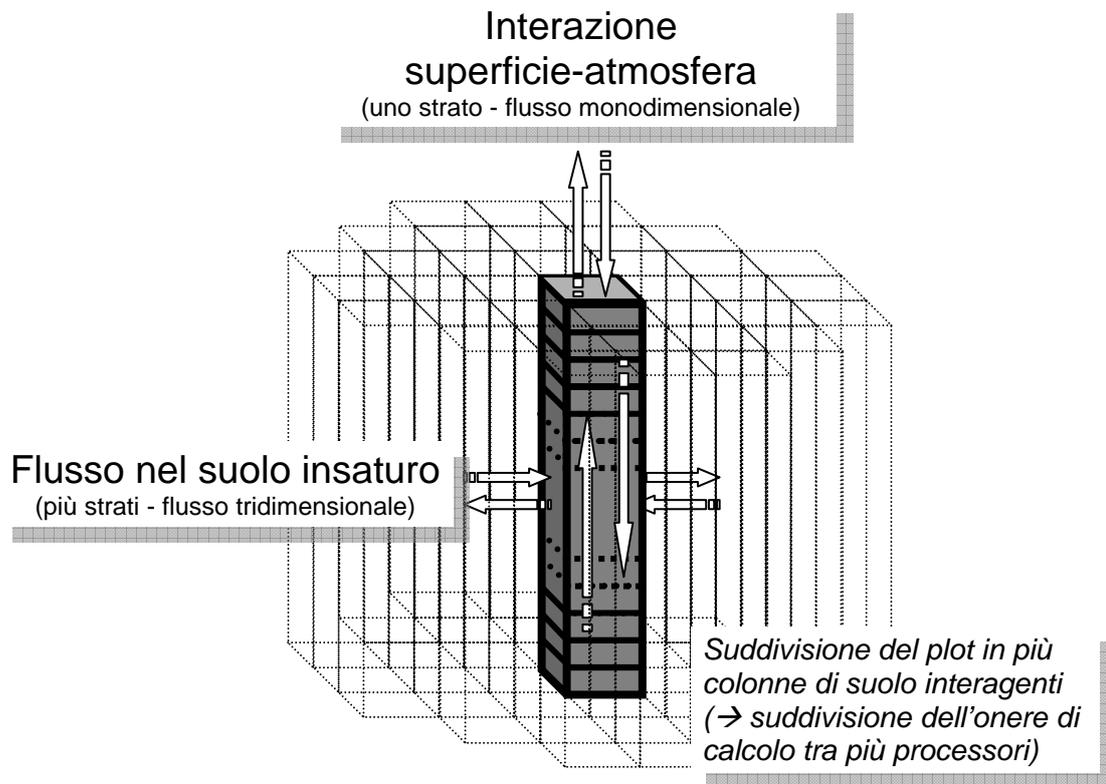


Figura 7.1. Schema generale dell'accoppiamento tra i modelli ecoidrologici e il flusso idrico nel suolo.

Nei paragrafi successivi saranno mostrati i risultati della calibrazione e validazione dei diversi modelli realizzati sia sul sito sperimentale di Paglialonga che sul sito sperimentale di “Vaira Ranch” in California (USA). Successivamente, saranno evidenziati i risultati prodotti dalle analisi di sensitività sia sul modello LSS che sul primo modello ecoidrologico, in modo da evidenziare i parametri più significativi dei due modelli. In seguito sarà presentato un test case tridimensionale per verificare l'importanza di utilizzare un modello tridimensionale del suolo, soprattutto per la stima distribuita del contenuto idrico. Infine, saranno esposti i risultati prodotti dal secondo modello ecoidrologico (concentrazione di  $CO_2$  in input), scaturiti da un'analisi di cambiamento climatico ipotizzando scenari di variazione della  $CO_2$  in ingresso ed aumento della temperatura dell'aria per effetto del riscaldamento globale. Per meglio comprendere la successione dei risultati che saranno mostrati nel seguito della tesi, si riporta un elenco sintetico dei test case e delle diverse analisi prodotte:

**7.2. Modello LSS - Sito sperimentale di Paglialonga (CS)**

7.2.1 17 - 29 maggio 2006

7.2.2 26 giugno – 11 luglio 2007

**7.3. Primo modello ecidrologico - Sito sperimentale di Paglialonga (CS)**

7.3.1 17 - 29 maggio 2006

7.3.2 26 giugno – 11 luglio 2007

7.3.3 10 – 29 luglio 2008

7.3.4 27 giugno – 16 agosto 2009

**7.4. Primo modello ecidrologico - Sito sperimentale California (USA)**

7.4.1 26 aprile - 21 maggio 2001

**7.5 Secondo modello ecidrologico - Sito sperimentale di Paglialonga (CS)**

7.5.1 17 - 29 maggio 2006

7.5.2 26 giugno – 11 luglio 2007

7.5.3 27 giugno – 16 agosto 2009

**7.6. Analisi di sensitività**

7.6.1 Analisi di sensitività - modello LSS

7.6.2 Analisi di sensitività - primo modello ecidrologico

**7.7. Test case 3D**

**7.8. Scenari di cambiamento climatico**

## 7.2 Modello LSS - Sito sperimentale di Paglialonga

Il primo modello LSS sviluppato è stato calibrato e validato sulla base dei dati osservati e simulati per ciò che concerne i flussi energetici quali radiazione netta, flusso di calore sensibile e flusso di calore latente. In particolare, tale analisi è stata condotta su due periodi diversi: dal 17 al 29 maggio 2006 e dal 26 giugno all'11 luglio 2007. I periodi analizzati sono caratterizzati dal fatto che comprendono la fase di crescita della pianta (in questo caso erba medica), poiché in entrambi i casi il taglio della vegetazione è avvenuto un paio di giorni prima dell'inizio dei due periodi (15 maggio 2006 e 23 giugno 2007).

Per quanto riguarda i parametri legati alla vegetazione, frazione vegetata (*veg*) e LAI, poiché questo primo modello è privo di un submoduleo di dinamica della vegetazione, si è proceduto come segue. La copertura vegetata è stata stimata, valutando la percentuale di suolo coperto da vegetazione su campioni di area di 1 m<sup>2</sup>. Le misure sono state realizzate a varie distanze dalla stazione eddy (5 m, 10 m, 25 m e 50 m) lungo le direzioni cardinali.

Mentre per la stima del LAI sono stati fissati dei valori minimi e massimi, pari rispettivamente a 0.5 e 2.5. La variazione tra il valore minimo e massimo è stata ipotizzata lineare. I valori minimi e massimi e il tipo di crescita sono state dedotte da quando suggerito nel rapporto FAO 1998 da *Allen et al.*, per il tipo di vegetazione presente nel sito sperimentale (erba medica).

Una descrizione corretta dei flussi termici attraverso suolo, vegetazione e atmosfera richiede anche la valutazione delle proprietà termiche di suolo, che influiscono maggiormente sui valori di flusso di calore al suolo (*G*) e di flusso di calore sensibile (*H*). La conducibilità e la diffusività termica, dipendono dall'umidità del suolo e dal tipo di suolo. Numerosi autori (*Pielke*, 1984; *Garratt*, 1992) forniscono tre valori di riferimento per ogni grandezza: per suolo secco, per suolo saturo, e per un valore intermedio di contenuto idrico nel suolo (fig. 7.2). Questi sei valori di riferimento (tre per la conducibilità termica e tre per la diffusività termica) oltre che i due valori intermedi di umidità di suolo, sono stati calibrati in riferimento al flusso di calore sensibile, i cui dati osservati sono considerati più affidabili rispetto al flusso di calore al suolo (minore perdita di dati, strumento più preciso e affidabile).

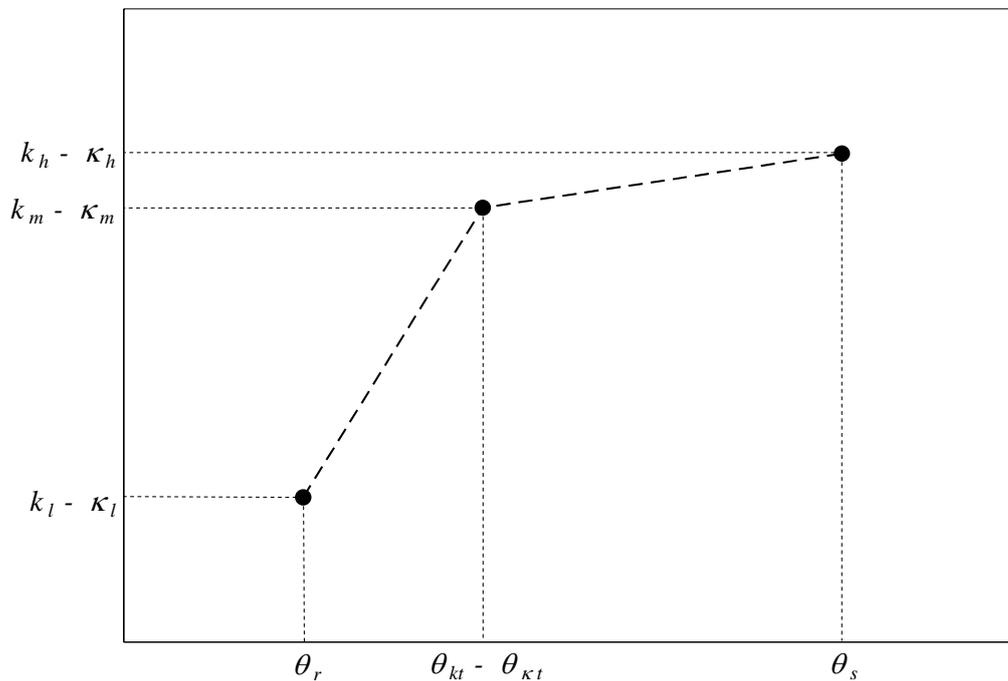


Figura 7.2. Schema della relazione tra contenuto idrico di umidità e la conducibilità e diffusività termica. Il valore di  $k_s$  e  $\kappa_s$  per il contenuto idrico residuo (rispettivamente  $k_l$  e  $\kappa_l$ ), per un valore di contenuto idrico intermedio (rispettivamente  $k_m$  e  $\kappa_m$ ), e per il contenuto idrico a saturazione (rispettivamente  $k_s$  e  $\kappa_s$ ), ed il valore del contenuto idrico intermedio ( $\theta_{kt}$  e  $\theta_{\kappa t}$ ) sono stati calibrati.

La scelta dei due periodi per la calibrazione e la validazione del modello, è scaturita principalmente da due fattori quali, la presenza del ciclo di crescita della pianta e la una buona chiusura del bilancio energetico sui dati misurati. In particolare, poiché la chiusura del bilancio energetico nel 2007 è stata più che soddisfacente (circa il 93%), si è utilizzato tale periodo per la calibrazione dei parametri, verificandoli successivamente nel 2006. I risultati quindi, come sarà mostrato nei due paragrafi successivi, saranno lievemente migliori nel 2007, ma è stato verificato che il modello riesce a riprodurre in modo soddisfacente i fenomeni descritti.

L'accuratezza del modello LSS nel riprodurre i flussi radiativi e turbolenti è stata stimata utilizzando due indici statistici. Il primo è la Media dell'Errore Assoluto (Mean Absolute Error, MAE):

$$MAE = \frac{\sum_{t=1}^N |\hat{y}_t - y_t|}{N} \quad (7.1)$$

dove  $\hat{y}_t$  è il valore osservato e  $y_t$  è il valore simulato al tempo  $t$ ;

il secondo è il coefficiente di efficienza di Nash & Sutcliffe (1970)  $E^2$ :

$$E^2 = 1 - \frac{\sum_{t=1}^N (\hat{y}_t - y_t)^2}{\sum_{t=1}^N (\hat{y}_t - \bar{\hat{y}})^2} \quad -\infty < E^2 \leq 1 \quad (7.2)$$

dove  $\bar{\hat{y}}$  è il valore medio dei dati osservati, e  $E^2$  indica un'alta efficienza per valore prossimi ad 1. Il  $MAE$  è utile per valutare in termini assoluti l'accuratezza della prova, mentre  $E^2$  permette di comparare l'efficienza dei modelli in differenti contesti.

### 7.2.1 Modello LSS – Test case No. 1 (Paglialonga, 17 – 29 maggio 2006)

Il periodo analizzato, così come i periodi successivi, è stato caratterizzato da assenza di pioggia. La temperatura media è stata di 24.1 °C con una escursione media giornaliera di 18.0 °C (valore massimo = 37.9 °C e valore minimo = 11.5°C). Il volume di suolo considerato è di 1.50 m (root zone) e le misure del contenuto idrico nel suolo sono state eseguite su una profondità di 0.50 m dove sono stati osservati i valori della capacità di campo. Per l'intero periodo considerato è stata supposta una condizione iniziale di suolo saturo sul fondo del volume e una diminuzione lineare del potenziale matriciale dell'acqua fino alla profondità  $z = -0.50$  m e, successivamente sono state considerate le misure effettuate con il TDR. In tale periodo si è avuta anche una buona chiusura del bilancio energetico, infatti  $H + E$  ha spiegato l'89% dell'energia disponibile misurata  $R_n - G$ . I risultati ottenuti mostrano la capacità del modello nel riprodurre la crescita della vegetazione in termini del parametro  $veg$  (fig. 7.3a e b) e i relativi effetti sui flussi energetici e sul contenuto idrico del suolo. Nelle figg. 7.4 – 7.7 sono mostrati i confronti tra i valori osservati e simulati del flusso di calore sensibile, flusso di calore latente, radiazione netta e flusso di calore al suolo.



Figura 7.3. Il sito di Paglialonga intorno alla stazione eddy covariance: a) 18 Maggio 2006 e b) 25 Mggio 2006.

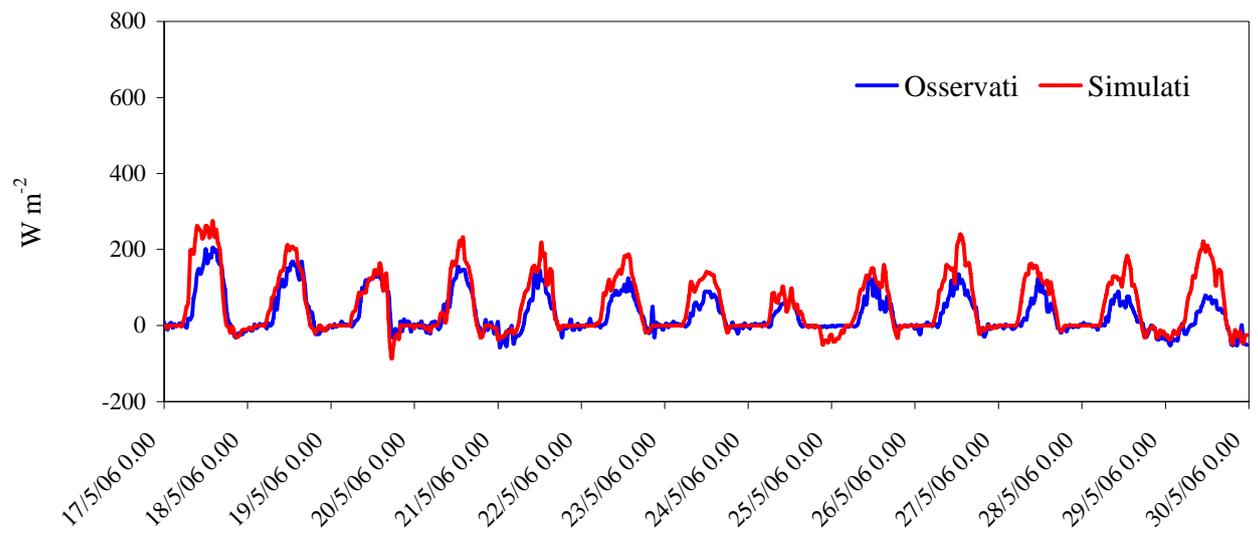


Figura 7.4. Confronto tra i valori di flusso di calore sensibile H misurati e osservati nel periodo 17-29 maggio 2006.

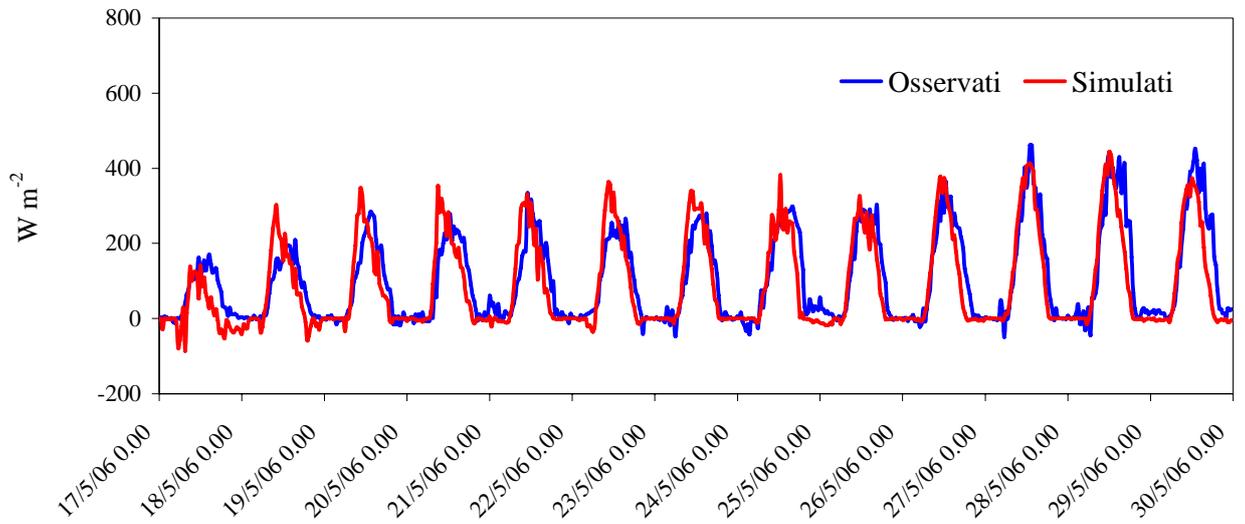


Figura 7.5. Confronto tra i valori di flusso di calore latente  $\lambda E$  misurati e osservati nel periodo 17-29 maggio 2006.

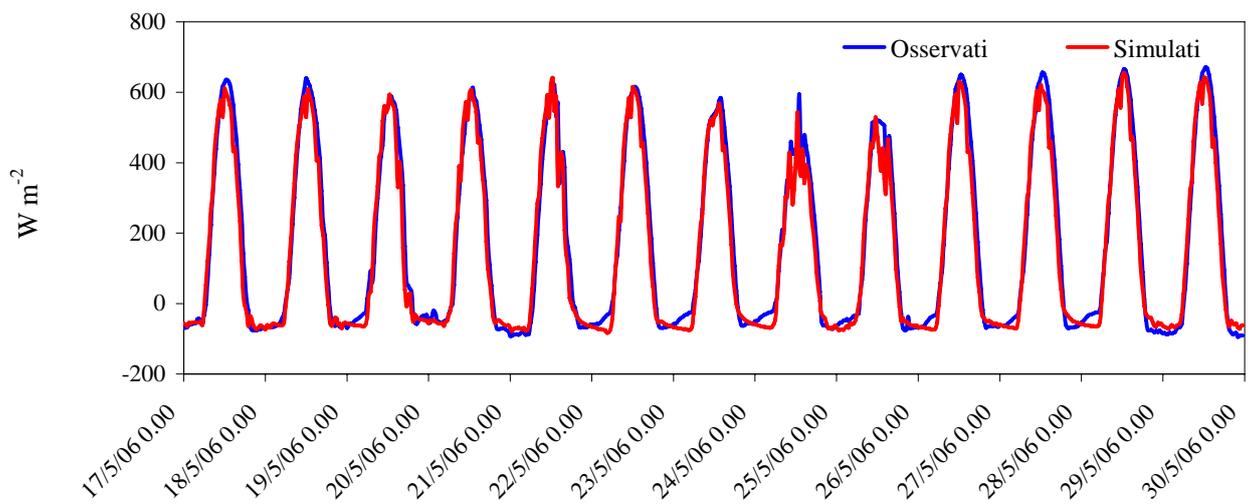


Figura 7.6. Confronto tra i valori di radiazione netta  $R_n$  misurati e osservati nel periodo 17-29 maggio 2006.

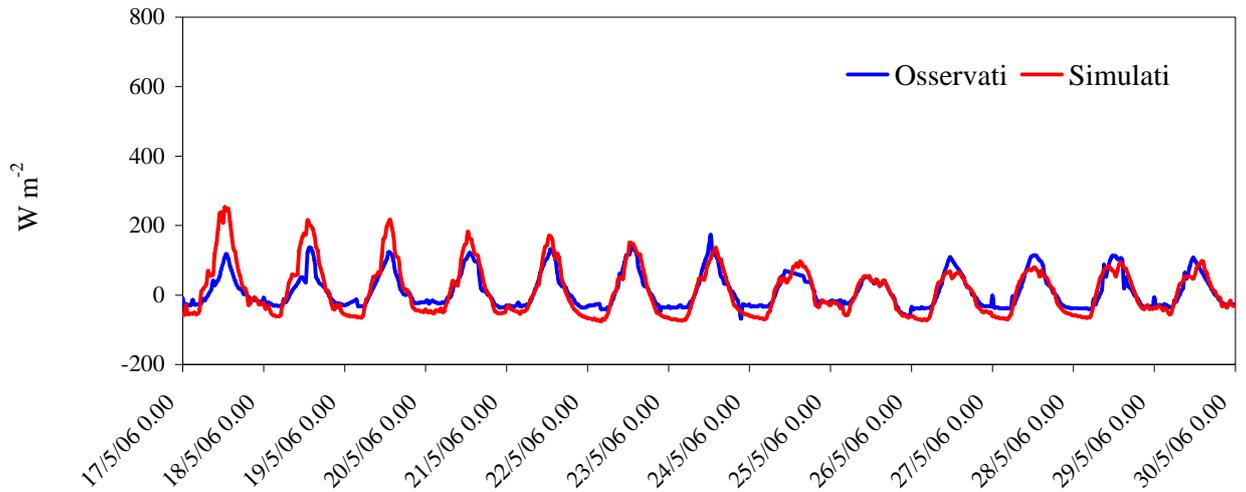


Figura 7.7. Confronto tra i valori di flusso di calore al suolo  $G$  misurati e osservati nel periodo 17-29 maggio 2006.

Le figg. 7.4 – 7.7 mostrano che il modello LSS riproduce in maniera soddisfacente i flussi energetici, per l'intero periodo di simulazione, come confermato anche dai valori degli indici statistici utilizzati per il confronto i cui valori sono riportati in tabella 7.1

Tabella 7.1. Valori degli indici statistici utilizzati per il confronto tra valori osservati e valori simulati.

	MAE	$E^2$
$H$ ( $W\ m^{-2}$ )	30.44	0.21
$\lambda E$ ( $W\ m^{-2}$ )	43.48	0.72
$R_n$ ( $W\ m^{-2}$ )	36.26	0.96
$G$ ( $W\ m^{-2}$ )	24.70	0.51

Il periodo analizzato seppur relativamente breve (13 giorni) ha evidenziato che ipotizzando una corretta legge di crescita della vegetazione in termini di LAI e di copertura vegetata, si riesce a simulare in modo corretto i flussi energetici ed, in particolare, il calore latente e quindi l'evapotraspirazione come confermato ulteriormente dagli indici statistici.

### 7.2.2 Modello LSS – Test case No. 2 (Paglialonga, 26 giugno – 11 luglio 2007)

Un'ulteriore analisi sull'efficienza e l'attendibilità del modello LSS sviluppato, è stata ripetuta sullo stesso sito (Paglialonga) nel periodo compreso tra il 26 giugno e l'11 luglio 2007. Questo periodo è stato caratterizzato da assenza di pioggia e da una temperatura media dell'aria di 26.4 °C con un'escursione media giornaliera di 17.5 °C (valore massimo = 41.5 °C e valore minimo = 9.3 °C). Lo stesso periodo è stato interessato dai primi giorni molto caldi (dal 26 al 28 giugno), con una temperatura alta anche durante le ore notturne (superiore sempre ai 25 °C). La chiusura del bilancio energetico è stata molto alta, in particolare è stato verificato che i flussi turbolenti hanno raggiunto il 93% dell'energia disponibile misurata ( $R_n - G$ ). Il valore più alto di chiusura del bilancio energetico ha spinto ad utilizzare questo periodo, per la calibrazione del modello LSS ed in particolare i valori delle conducibilità e diffusività termiche come spiegato in precedenza. I valori ottenuti, in relazione ai valori osservati di H, sono stati: per  $k_l$  e  $\kappa_l$  0.54  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  e  $0.31 \cdot 10^{-7} \text{m}^2\text{s}^{-1}$ ; per  $k_m$  e  $\kappa_m$  0.10  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  e  $0.25 \cdot 10^{-8} \text{m}^2\text{s}^{-1}$ ; per  $k_h$  e  $\kappa_h$  0.36  $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  e  $0.10 \cdot 10^{-7} \text{m}^2\text{s}^{-1}$ ; e infine per  $\theta_{kt}$  e  $\theta_{\kappa t}$  0.18 per entrambi. Le componenti del bilancio energetico riprodotte (figg. 7.8 – 7.11) mostrano una buona affidabilità del modello così come confermato dai valori degli indici statistici riportati in tabella 7.2. Tuttavia è stato riscontrato, maggiormente per il flusso di calore sensibile H, un leggero ritardo nella simulazione della crescita del flusso da parte del modello. Ciò può essere imputabile ad una non perfetta riproduzione dei fenomeni di diffusività termica all'interno del suolo, nonostante i parametri che regolano tale processo siano stati opportunamente calibrati. Questo fenomeno è più evidente quando l'altezza della vegetazione è bassa, ovvero nei primi giorni di crescita. C'è da notare inoltre che il modello sia nel 2007 che nel 2006 non riesce a simulare correttamente il flusso di calore al suolo G nelle ore notturne (fig. 7.11).

Tabella 7.2. Valori degli indici statistici utilizzati per il confronto tra valori osservati e valori simulati.

	MAE	E <sup>2</sup>
H ( $\text{W m}^{-2}$ )	33.3	0.83
$\lambda E$ ( $\text{W m}^{-2}$ )	43.6	0.62
$R_n$ ( $\text{W m}^{-2}$ )	28.5	0.97
G ( $\text{W m}^{-2}$ )	39.8	0.48

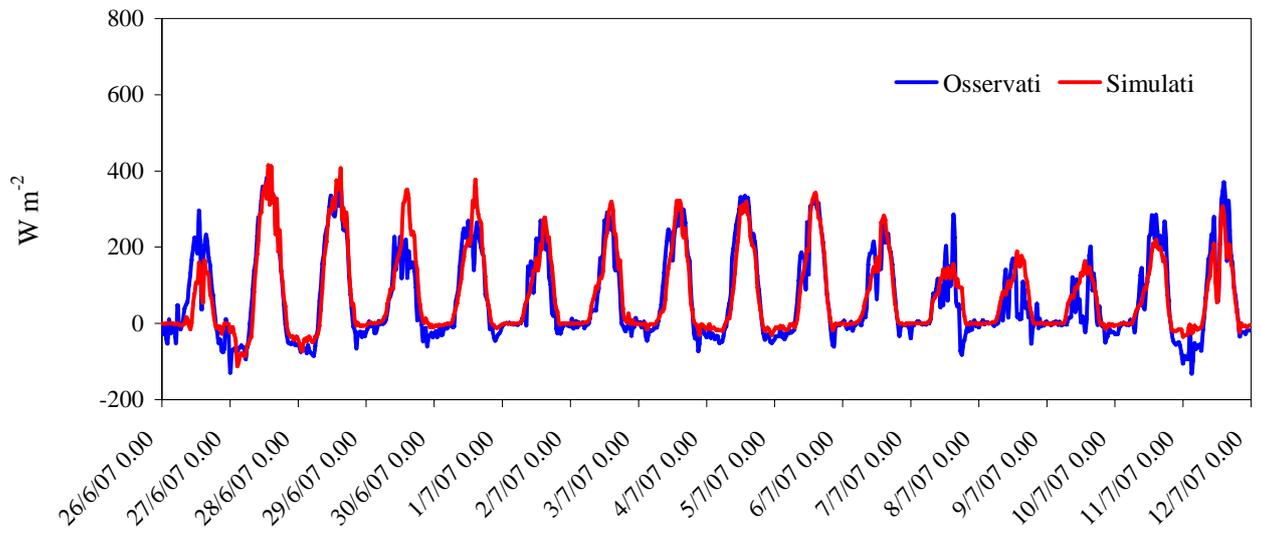


Figura 7.8. Confronto tra i valori di flusso di calore sensibile  $H$  misurati e osservati nel periodo 26 giugno – 11 luglio 2007.

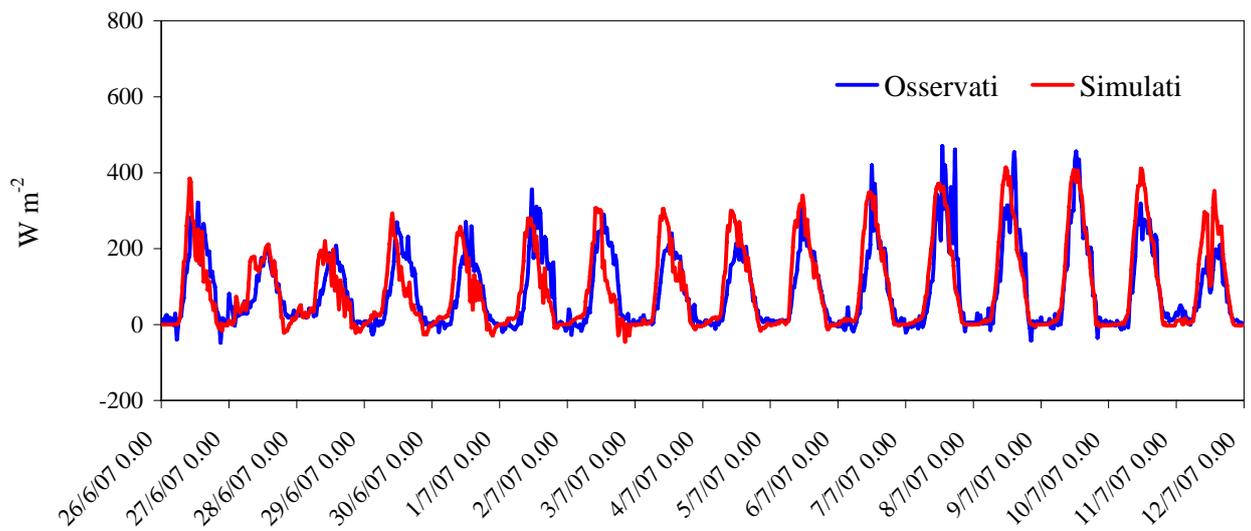


Figura 7.9. Confronto tra i valori di flusso di calore latente  $\lambda E$  misurati e osservati nel periodo 26 giugno – 11 luglio 2007.

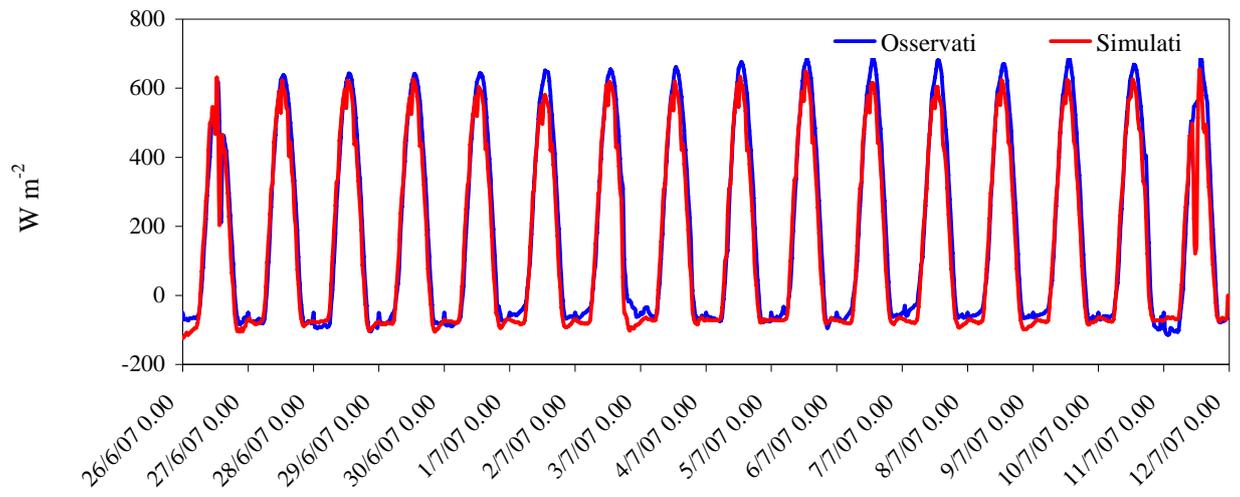


Figura 7.10. Confronto tra i valori di radiazione netta  $R_n$  misurati e osservati nel periodo 26 giugno – 11 luglio 2007.

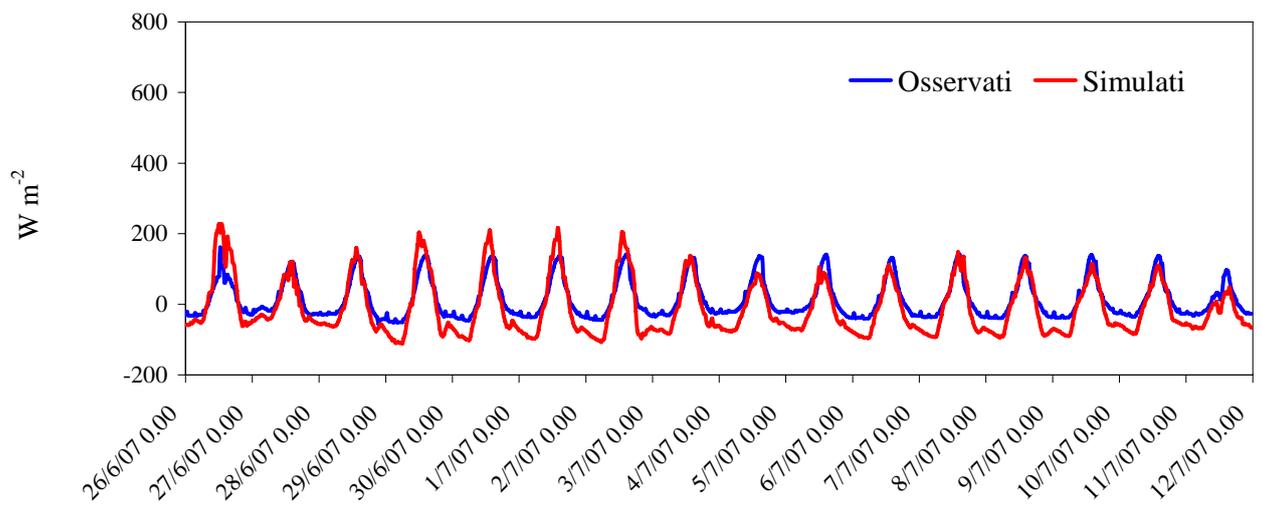


Figura 7.11. Confronto tra i valori di flusso di calore al suolo  $G$  misurati e osservati nel periodo 26 giugno – 11 luglio 2007.

### 7.3 Primo modello ecoidrologico - Sito sperimentale di Paglialonga

Il modello LSS calibrato e validato, come mostrato nella sezione precedente, è stato accoppiato ad un modulo in grado di simulare la crescita della vegetazione, sintetizzata attraverso la stima dell'indice di area fogliare (LAI). Come già ampiamente descritto nel quarto capitolo, questo primo modello ecoidrologico è in grado di riprodurre accanto ai flussi energetici anche il flusso di CO<sub>2</sub>. Sebbene usualmente non si presta molta attenzione agli scambi di CO<sub>2</sub> per questo tipo di vegetazione, è stato dimostrato che questi possono rappresentare un importante termine di perdita o sorgente per la concentrazione di CO<sub>2</sub> in atmosfera (Novick *et al.*, il 2004) e, in ogni caso, è molto alto il livello di incertezza relativo al ruolo di questo tipo di vegetazione nel bilancio globale del carbonio (Kjelgaard *et al.*, 2008). Questo modello è stato, così come il precedente, calibrato per il periodo 2007 e successivamente validato in altri tre periodi quali: 17 – 29 maggio 2006, 10 – 29 luglio 2008 e, infine, per un periodo di 51 giorni compreso tra il 26 giugno e il 16 agosto 2009. Tali periodi, oltre che essere caratterizzati da una buona chiusura del bilancio energetico, hanno coinciso con periodi di crescita del tipo di vegetazione presente nel sito sperimentale (erba medica). Poiché il modello ecoidrologico sviluppato contiene un modulo che stima la vegetazione in modo dinamico in termini di LAI, è molto importante disporre di misure *in situ* di leaf area index. Una campagna di misura del LAI è stata condotta su tutto il periodo di analisi sia per il 2008 che per il 2009, mediante l'utilizzo di un ceptometro portatile, il quale ha permesso di poter calibrare e validare anche i parametri relativi al modello di dinamica della vegetazione. Queste misure hanno permesso di valutare i valori di LAI per i periodi del 2006 e 2007, per i quali si disponeva solo di misure della frazione vegetata, mediante l'utilizzo della relazione (4.74), la quale lega il parametro *veg* all'indice di area fogliare. I parametri caratteristici del suolo sono stati determinati così come spiegato ampiamente nel capitolo 6. Così come per il modello LSS, anche in questo caso è stato considerato un volume di suolo pari a 1.5 metri (formato da 51 celle con dimensioni uguali a distribuzione  $0.3 \times 0.03 \times 0.3 \text{ m}^3$  lungo la colonna verticale).

I parametri che caratterizzano la diffusività e la conduttività termica del suolo sono stati opportunamente calibrati e validati per il modello LSS come descritto nella sezione precedente e pertanto in tale modello sono rimasti invariati. La bontà del modello ecoidrologico è stata valutata utilizzando i due indici statistici *Mean Absolute Error* (MAE) e l'Indice di Efficienza di *Nash & Sutcliffe* (1970) espressi mediante le eqq. (7.1) e (7.2).

Nei paragrafi che seguono sono mostrati i risultati ottenuti per il primo modello ecoidrologico. In questo caso, saranno mostrati il confronto tra i valori osservati e i valori simulati per i flussi energetici, per il flusso di CO<sub>2</sub> e per l'indice di area fogliare (LAI). Non sarà mostrato nessun grafico circa il contenuto idrico del suolo

dal momento che i periodi di analisi sono stati caratterizzati da assenza di pioggia e le condizioni di umidità di suolo non sono mutate, mostrando solo alcune piccole differenze nei primi strati tra la notte e il giorno, a causa della diversa temperatura ed umidità dell'aria.

### 7.3.1 Primo modello ecoidrologico – Test case No. 1 (17 – 29 maggio 2006)

Il primo modello ecoidrologico descritto nel capitolo 4 (par. 4.3), dopo essere stato calibrato sul periodo del 2007 è stato validato anche nel periodo compreso tra il 17 e il 29 maggio 2006. I risultati mostrati nelle figure 7.12 – 7.18 evidenziano la capacità del modello nel riprodurre le diverse grandezze (flussi energetici, flusso di CO<sub>2</sub>, LAI) senza alcuna modifica nei valori dei parametri. Inoltre, a differenza del modello LSS, precedentemente mostrato, tale modello è in grado di simulare in modo soddisfacente il flusso di CO<sub>2</sub> e la dinamica della vegetazione sotto forma del parametro più importante quale l'indice di area fogliare (LAI).

Per ciò che concerne le componenti turbolente (figg. 7.12 – 7.13) si evidenziano tuttavia gli stessi problemi riscontrati con il modello LSS, anche se per il flusso di calore sensibile H si ha un leggero miglioramento dell'indice statistico E<sup>2</sup>. In particolare, si ha, come già mostrato nei test case del modello LSS, un anticipo nella crescita del flusso giornaliero, legato probabilmente ad una non perfetta parametrizzazione dei termini legati alla conducibilità e diffusività termica nel suolo. Tuttavia questo fenomeno non pregiudica l'attendibilità sulla stima dell'evapotraspirazione, come si può vedere dalla figura 7.18, che mostra l'evoluzione dell'evapotraspirazione cumulata durante l'intero periodo. Non appaiono migliori, rispetto al modello LSS, le prestazioni sul flusso di calore al suolo G, poiché i primi giorni si evidenzia una netta sovrastima rispetto ai valori osservati, dovuta verosimilmente alle condizioni iniziali della temperatura superficiale.

Sono molto soddisfacenti invece i risultati ottenuti circa il flusso di CO<sub>2</sub>, con il MAE pari a 0.1 mg m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>, ed E<sup>2</sup> pari a 0.79. Questo risultato induce ad avere ottime prestazioni del modello anche sulla crescita della vegetazione come mostrato dalla figura 7.17, nella quale è riportato l'evoluzione temporale del *leaf area index*. A seguire, sono riportati i grafici che mostrano tutti i risultati ottenuti (figg. 7.12 – 7.18) e la tabella riassuntiva con i valori degli indici statistici calcolati per ogni grandezza (tabella 7.3).

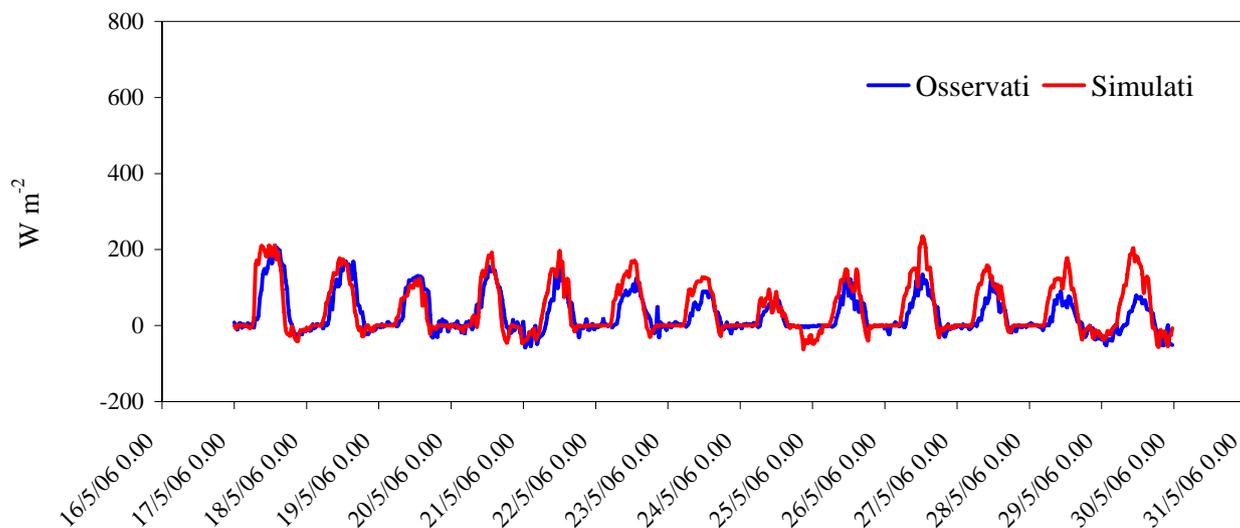


Figura 7.12. Confronto tra i valori di flusso di calore sensibile H misurati e osservati nel periodo 17 - 29 maggio 2006.

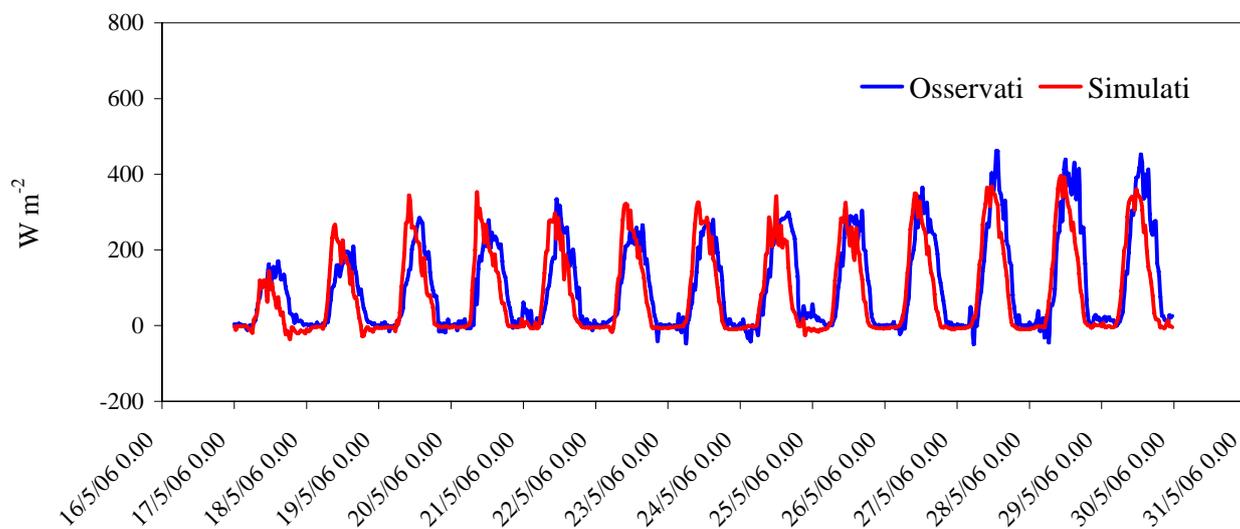


Figura 7.13. Confronto tra i valori di flusso di calore latente  $\lambda E$  misurati e osservati nel periodo 17-29 maggio 2006.

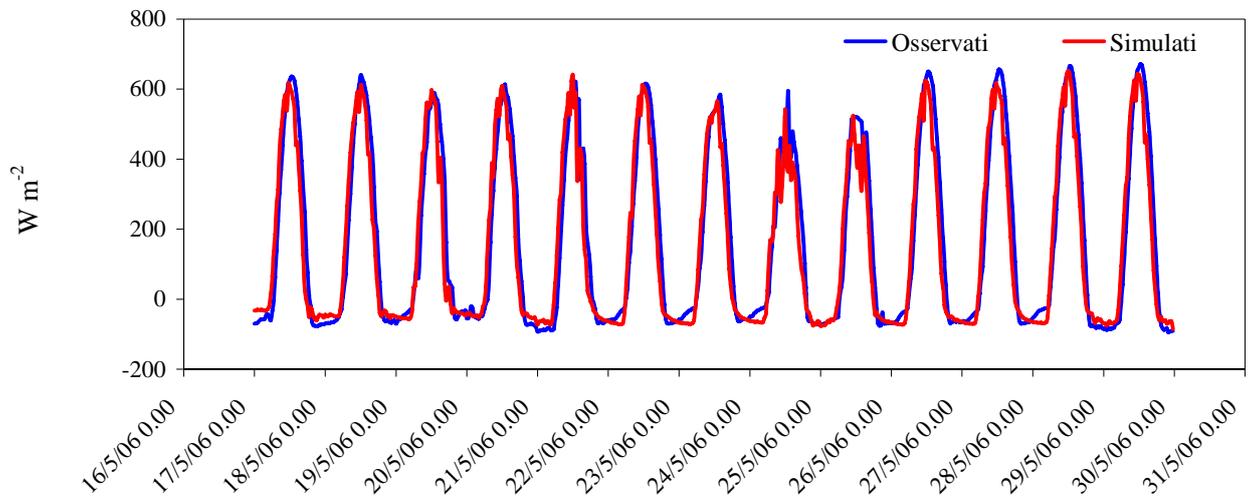


Figura 7.14. Confronto tra i valori di radiazione netta  $R_n$  misurati e osservati nel periodo 17-29 maggio 2006.

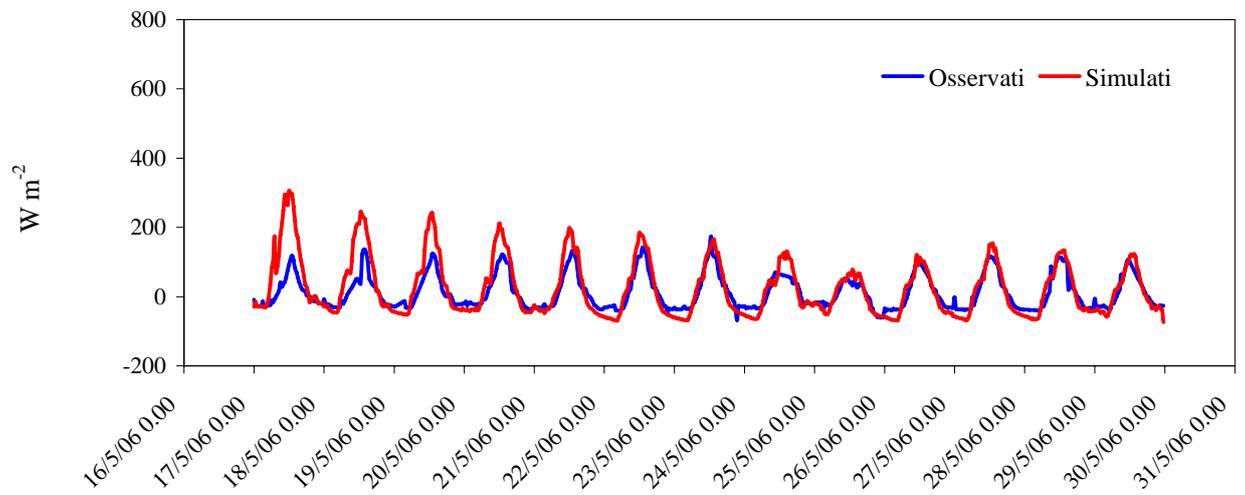


Figura 7.15. Confronto tra i valori di flusso di calore al suolo  $G$  misurati e osservati nel periodo 17-29 maggio 2006.

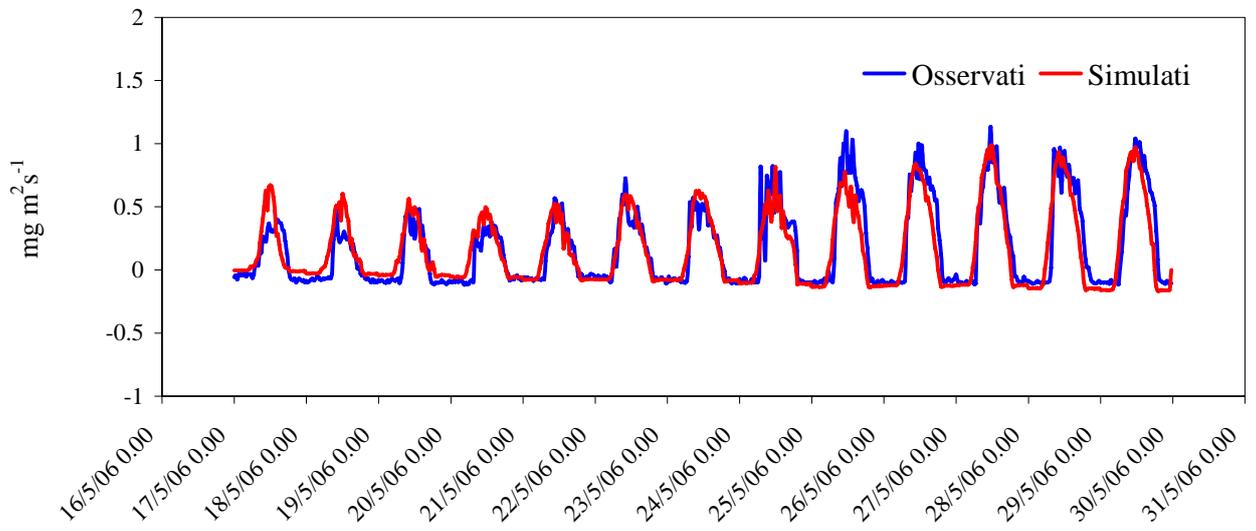


Figura 7.16. Confronto tra i valori di flusso di CO<sub>2</sub> misurati e osservati nel periodo 17-29 maggio 2006.

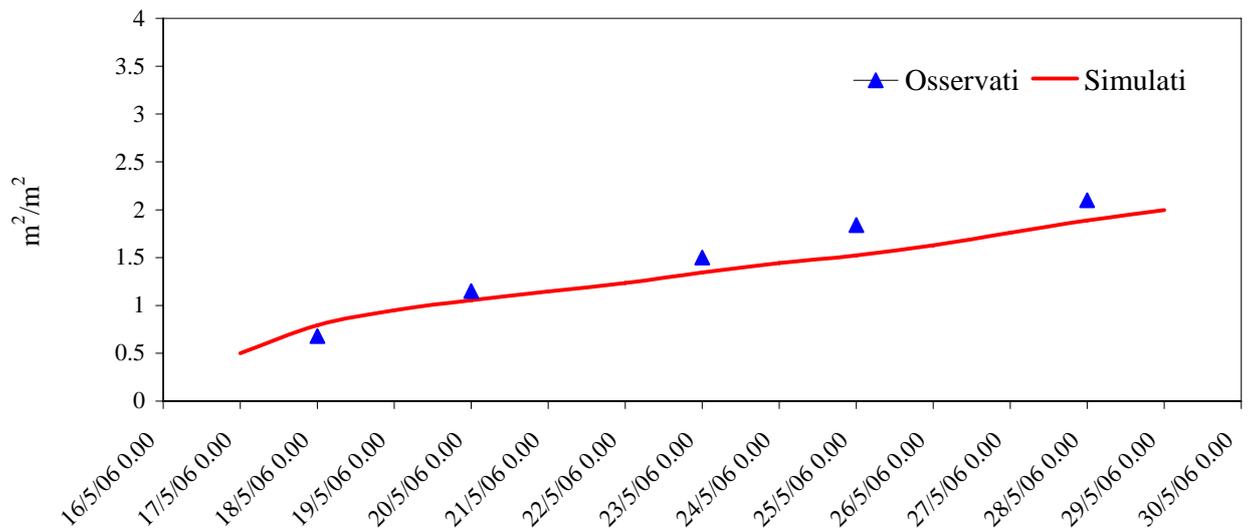


Figura 7.17. Confronto tra i valori di LAI misurati e osservati nel periodo 17-29 maggio 2006.

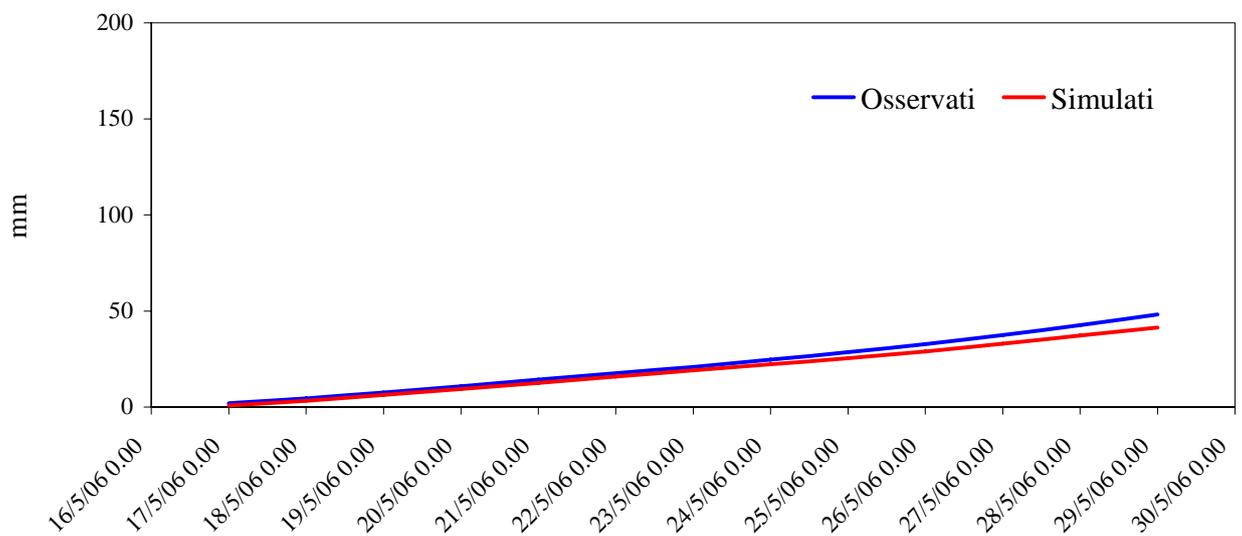


Figura 7.18. Confronto tra i valori di evapotraspirazione cumulata misurata e osservata nel periodo 17-29 maggio 2006.

Tabella 7.3. Valori degli indici statistici utilizzati per il confronto tra valori osservati e valori simulati.

	MAE	E <sup>2</sup>
H (W m <sup>-2</sup> )	29.2	0.28
λE(W m <sup>-2</sup> )	53.5	0.60
R <sub>n</sub> (W m <sup>-2</sup> )	58.5	0.90
G (W m <sup>-2</sup> )	31.4	0.45
CO <sub>2</sub> (mg m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup> )	0.1	0.79

### 7.3.2 Primo modello ecoidrologico – Test case No. 2 (26 giugno – 11 luglio 2007)

Tale periodo come già osservato nel par. 7.2.2 è caratterizzato da un'ottima chiusura del bilancio energetico (93%). Questo dato può essere considerato anche come indicazione di una buona stima del flusso di CO<sub>2</sub> (Wilson *et al.*, 2002). Le figg. 7.19 – 7.25 mostrano il confronto tra valori osservati e simulati del flusso di calore sensibile, flusso di calore latente, flusso di CO<sub>2</sub> e indice di area fogliare (LAI). Dal momento che i parametri che descrivono le proprietà idrauliche e termiche del suolo sono assegnate, poiché in precedenza calibrate (par. 7.2), una preliminare analisi di sensibilità ha suggerito di calibrare solo alcuni parametri del VDM, come ad esempio il tasso di crescita della biomassa verde  $c_g$  ed i coefficienti che determinano l'efficienza fotochimica della foglia. Le componenti del bilancio energetico sono riprodotti dal modello ecoidrologico in maniera soddisfacente. I valori di radiazione

netta simulati sono prossimi a quelli osservati (  $MAE = 45.2 \text{ W m}^{-2}$ ,  $E^2 = 0.95$  ), mentre le prestazioni sul flusso di calore al suolo  $G$  sono migliori durante il giorno che nella notte, dove si osserva una costante sottostima dei valori osservati. Sebbene questo comportamento (forse a causa di una parametrizzazione non perfetta delle proprietà termiche di suolo) produce degli indici statistici bassi ( $MAE = 48.4 \text{ W m}^{-2}$ ,  $E^2 = 0.35$  ), non influisce sui risultati degli altri flussi, poiché i valori assoluti di questa quantità sono molto bassi. Anche i flussi turbolenti sono riprodotti correttamente come si può notare dalle figg. 7.19 – 7.20 e come è confermato dai relativi indici statistici (tabella 7.4) . In alcuni casi le differenze sembrano essere dovuti ad errori nei dati misurati (per esempio il quart'ultimo giorno, dove sono stati registrati valori abbastanza bassi di velocità di attrito); tuttavia nel grafico  $\lambda E$  (fig. 7.20) si osserva un anticipo costante nella crescita dei flussi simulati durante la mattina, producendo una leggera sovrastima dell'evapotraspirazione come si può vedere dalla figura 7.23 dove è riportata l'evapotraspirazione cumulata simulata ed osservata. Questo comportamento, che è enfatizzato nei primi giorni, può essere riferito all'utilizzo del modello di evaporazione del suolo nudo, che considera uno strato superficiale profondo solo 0.03 m, tuttavia la reale dimensione di questo tipo di errore non può essere valutata precisamente, a causa della non perfetta chiusura del bilancio energetico. Anche per ciò che concerne il flusso di  $CO_2$ , il confronto tra i valori osservati e quelli simulati è soddisfacente. Il modello riesce a riprodurre molto bene tale flusso in condizioni di vegetazione maggiormente sviluppata, in particolare negli ultimi giorni del periodo di crescita (fig. 7.24). Il MAE per questa quantità è uguale a  $0.07 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ , mentre  $E^2$  è pari a 0.77. Il modello si è dimostrato capace anche di riprodurre i flussi notturni, dovuti essenzialmente alla respirazione del suolo. Infine, nella figura 7.25 è mostrato l'indice di area fogliare simulato che interpola quasi perfettamente le sei misure effettuate *in situ* mediante ceptometro. Tale modello ecoidrologico pertanto si dimostra idoneo a rappresentare bene i flussi energetici, il flusso del carbonio e la dinamica della vegetazione, in termini di LAI.

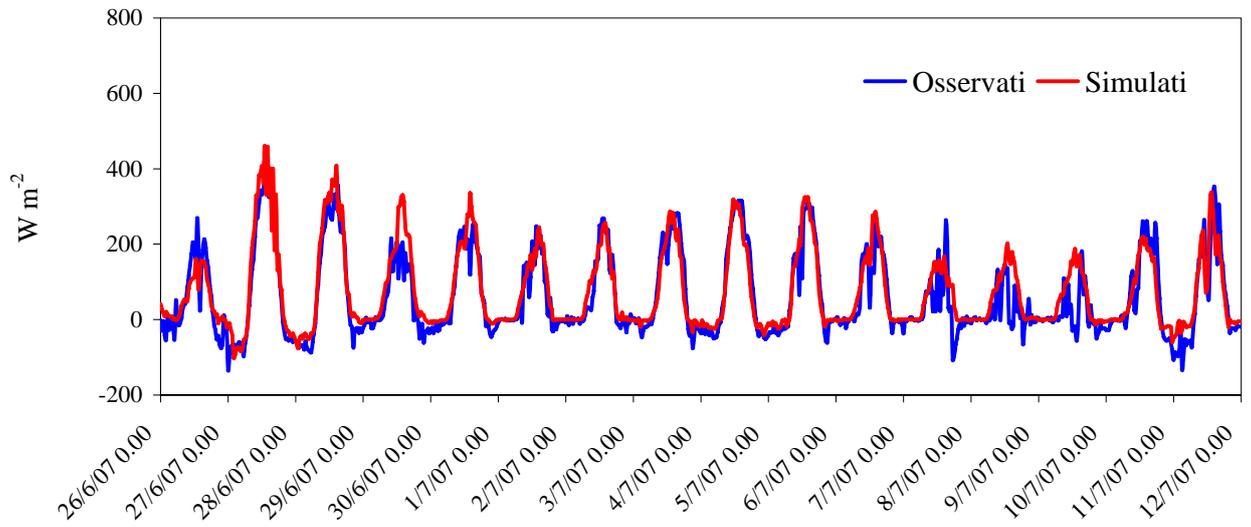


Figura 7.19. Confronto tra i valori di flusso di calore sensibile  $H$  misurati e osservati nel periodo 26 giugno – 11 luglio 2007.

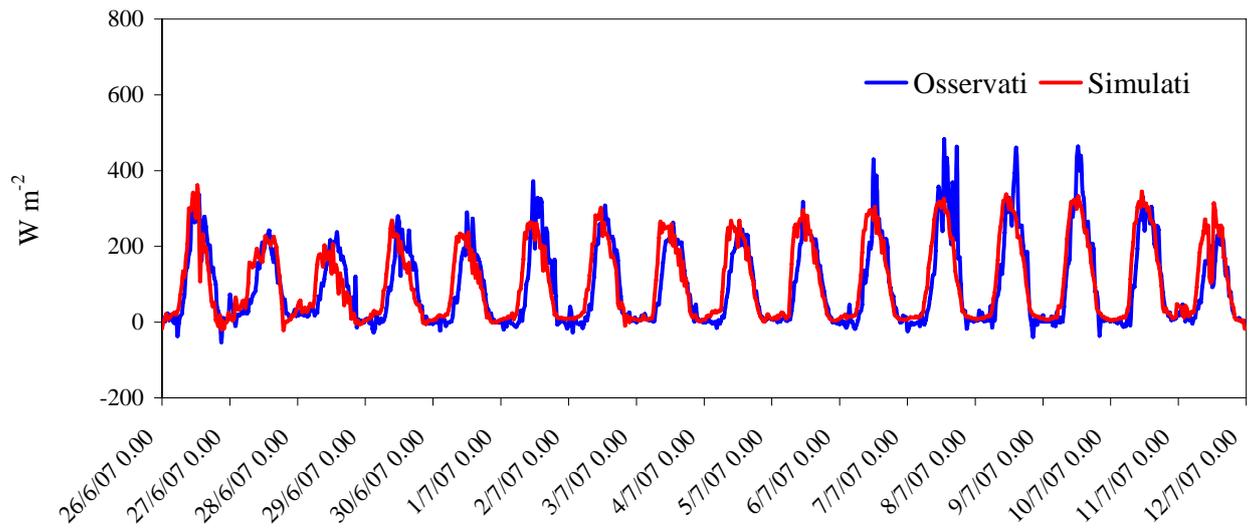


Figura 7.20. Confronto tra i valori di flusso di calore latente  $\lambda E$  misurati e osservati nel periodo 26 giugno – 11 luglio 2007.

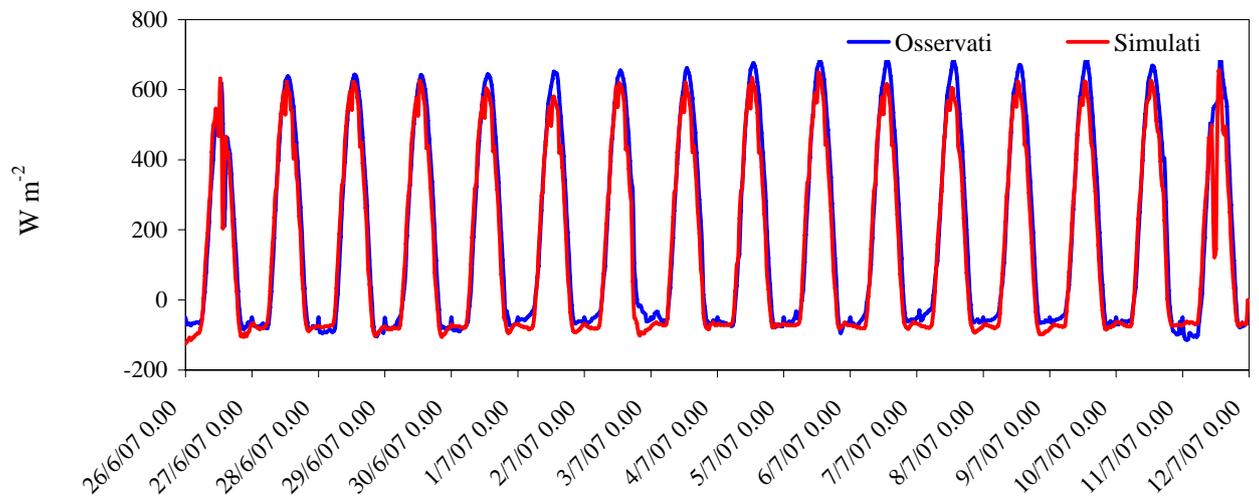


Figura 7.21. Confronto tra i valori di radiazione netta  $R_n$  misurati e osservati nel periodo 26 giugno – 11 luglio 2007.

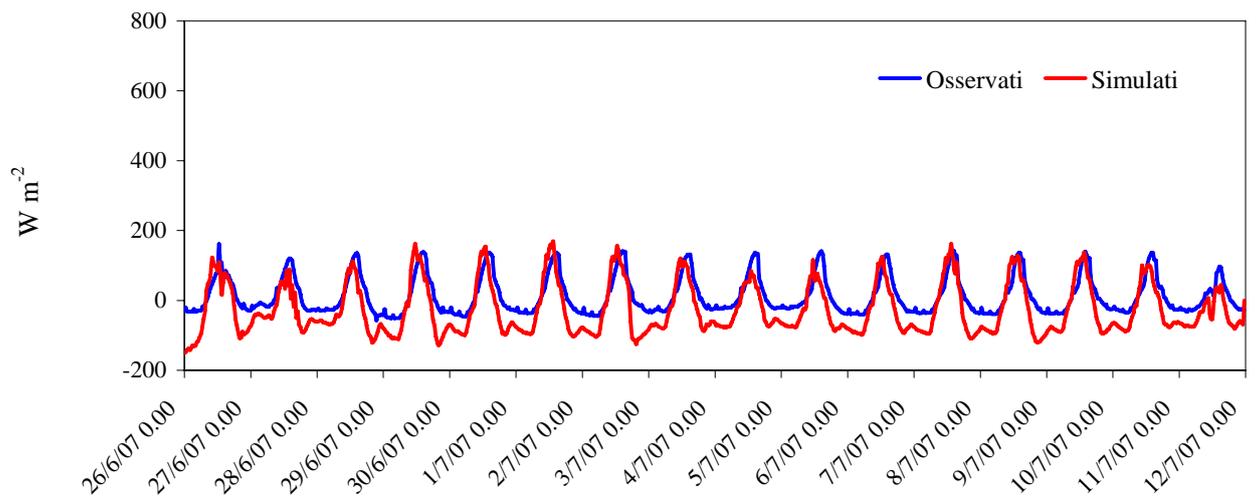


Figura 7.22. Confronto tra i valori di flusso di calore al suolo  $G$  misurati e osservati nel periodo 26 giugno – 11 luglio 2007.

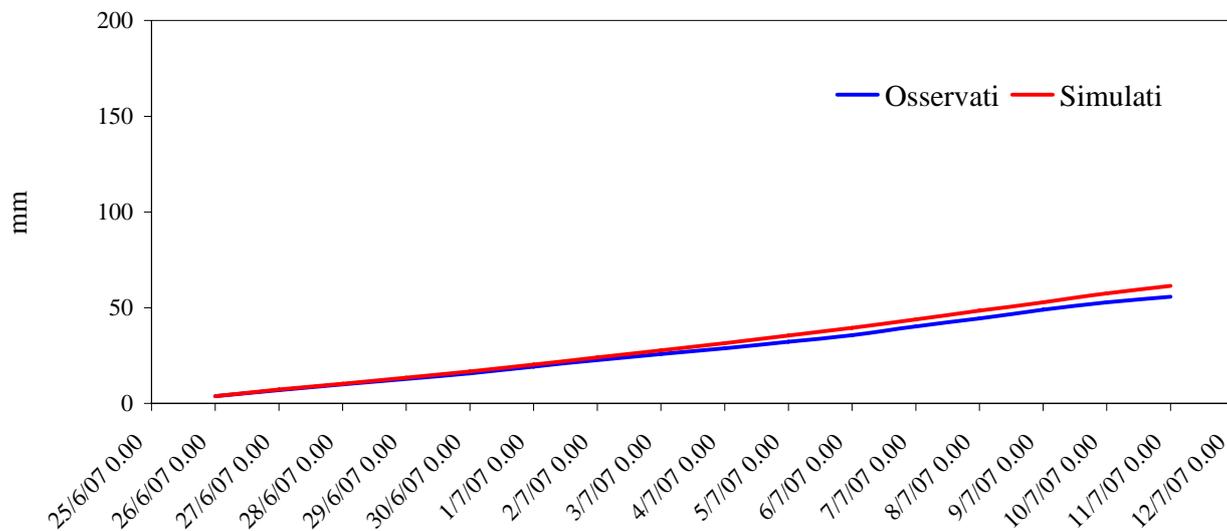


Figura 7.23. Confronto tra i valori di evapotraspirazione cumulata misurata e osservata nel periodo 26 giugno – 11 luglio 2007.

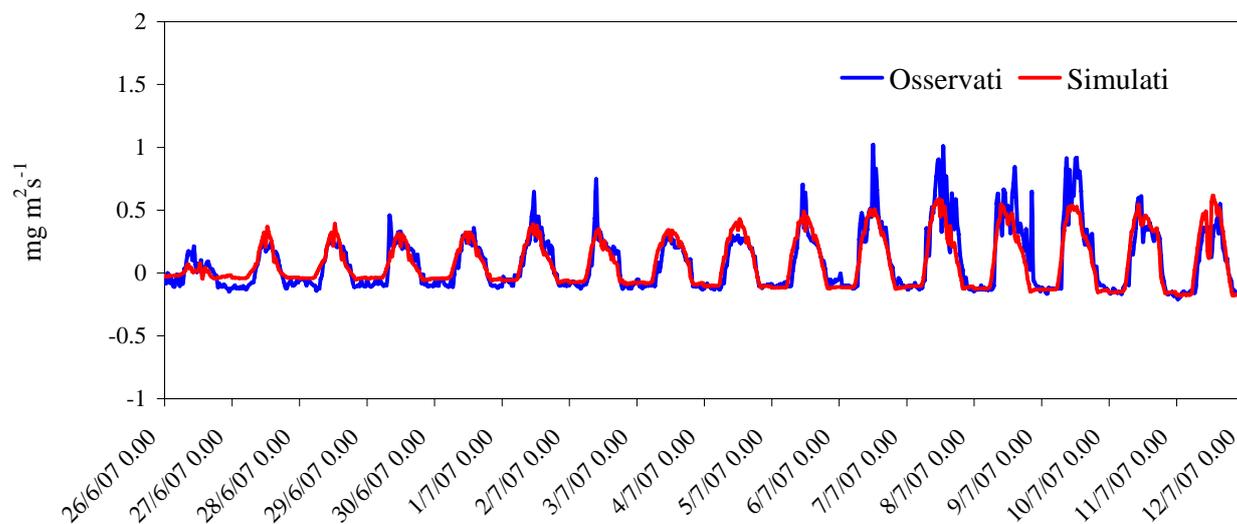


Figura 7.24. Confronto tra i valori di flusso di CO<sub>2</sub> misurati e osservati nel periodo 26 giugno – 11 luglio 2007.

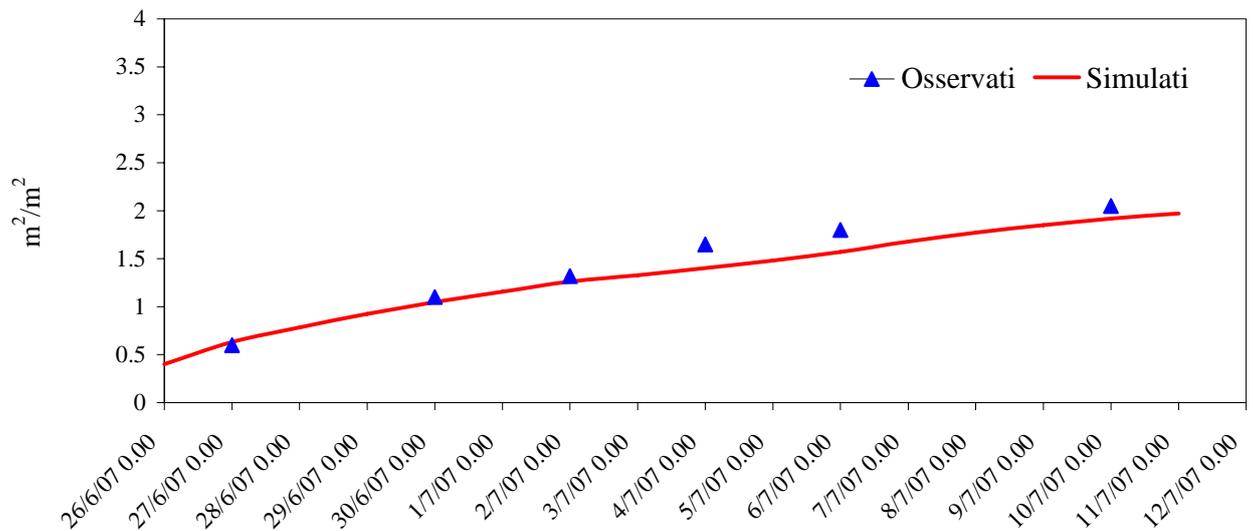


Figura 7.25. Confronto tra i valori di flusso di LAI misurati e osservati nel periodo 26 giugno – 11 luglio 2007.

Nella tabella che segue sono sintetizzati i valori degli indici statistici (MAE,  $E^2$ ) utilizzato per il confronto tra i valori osservati e simulati dal modello ecoidrologico.

Tabella 7.4. Valori degli indici statistici utilizzati per il confronto tra valori osservati e valori simulati.

	MAE	$E^2$
H ( $W m^{-2}$ )	34.3	0.79
$\lambda E (W m^{-2})$	43.6	0.66
$R_n (W m^{-2})$	45.2	0.95
G ( $W m^{-2}$ )	48.4	0.35
CO <sub>2</sub> ( $mg m^{-2} s^{-1}$ )	0.07	0.77

### 7.3.3 Primo modello ecoidrologico – Test case No. 3 (10 – 29 luglio 2008)

Nel periodo compreso tra il 10 e il 29 luglio 2008 è stata registrata una temperatura media dell'aria di 27.3°C ed un'escursione media giornaliera di 17.6°C (valore massimo = 40.8°C e valore minimo = 13.9°C). La chiusura del bilancio energetico registrato per tale periodo è stato di circa il 92%. Questo periodo, di durata di 20 giorni, comprende quasi interamente un periodo di crescita dell'erba medica. Tuttavia, durante questo periodo solo un lato del campo dov'è ubicata la stazione eddy, quello settentrionale, è stato coltivato da erba medica; mentre il lato meridionale, si trovava in una condizione di suolo nudo, in quanto coltivato da mais

ma già mietuto durante il periodo di analisi. Quindi la stazione eddy si trovava ubicata perfettamente al centro tra una parte del campo coltivata e una parte del campo non coltivata (fig. 7.26).



Figura 7.26. Ubicazione della stazione eddy (punto rosso) tra il campo coltivato e il campo non coltivato.

Poiché il periodo del 2008 è stato utilizzato solo come validazione del modello ecoidrologico, senza modificare i parametri opportunamente calibrati (periodo 2007), la non omogeneità del campo di osservazione ha influito notevolmente sulla riproducibilità dei flussi energetici simulati dal modello. Mentre i flussi radiativi (figg. 7.27 - 7.28) hanno mostrato prestazioni simili all'anno precedente (per  $R_n$ :  $MAE = 40.2 \text{ W m}^{-2}$ ,  $E^2 = 0.94$ ; per  $G$ :  $MAE = 44.1 \text{ W m}^{-2}$ ,  $E^2 = 0.28$ ), il confronto dei flussi turbolenti dipende fortemente dal *fetch*, ovvero dalla direzione del vento. E' stato verificato che nei giorni in cui i venti provenivano da Nord-Est, Nord e Nord-Ovest (cioè dal campo di erba medica), i flussi simulati riproducevano molto bene quelli osservati, mentre nel caso in cui la direzione prevalente del vento era Sud - Est, Sud e Sud - Ovest, il modello forniva risultati poco performanti. Per questo motivo è stata introdotta una funzione di correzione attraverso cui è stato possibile simulare al meglio i flussi in funzione della variazione della direzione del vento,

seguendo l'approccio suggerito da *Detto et al.*, 2006. In tal senso, i flussi energetici ricalcolati possono assumere la seguente forma:

$$\Phi = \sum_{k=1}^n \hat{S}_{\Phi,k} F_{fp,k} \quad (7.3)$$

in cui la funzione di correzione F, che tiene conto della direzione del vento è espressa secondo l'equazione:

$$F = \frac{1}{k_v^2} D_{z_u}^p |L|^{1-P} e^{\frac{D_{z_u}^p |L|^{1-P}}{k_v^2 x}} \quad (7.4)$$

dove L è la lunghezza di *Monin – Obukhov*,  $k_v = 0.4$  è la costante di *von Karman*, D e P sono costanti che cambiano a seconda del tipo di condizioni (stabile, instabile, neutrale) come suggerito da *Hsieh et al.* (2000).

Le figure 7.27, 7.28 e 7.31 mostrano come i risultati ottenuti con l'adozione di tale correzione sono sensibilmente migliori, come si evince dal confronto tra i flussi ottenuti con la correzione e i flussi senza correzione. Più specificatamente, si ha una stima ottimale dell'evapotraspirazione come è mostrato in fig. 7.33, dove le curve che rappresentano l'evapotraspirazione cumulata simulata ed osservata praticamente coincidono. Inoltre tale funzione correttiva ha permesso anche un notevole miglioramento circa i flussi di CO<sub>2</sub>, come mostrato dalla figura 7.31. La stessa correzione si è mostrata decisiva nella stima dell'accumulo di carbonio e, conseguentemente, ha consentito di riprodurre molto bene la variazione giornaliera dell'indice di area fogliare, così come mostrato in figura 7.32. Questo ulteriore miglioramento apportato al modello lo rende uno strumento ancora migliore per la predizione dei flussi energetici, del ciclo del carbonio e della dinamica della vegetazione, anche in condizioni di copertura di suolo non omogeneo e/o in presenza di diverse specie in competizione tra loro. Questo è molto importante anche ai fini di un eventuale utilizzo su scale spaziali molto più ampie, caratterizzate da diverse coperture vegetali e da diverse condizioni climatiche.

Nella tabella che segue sono sintetizzati i valori degli indici statistici (MAE, E<sup>2</sup>) utilizzato per il confronto tra i valori osservati e simulati dal modello ecoidrologico.

Tabella 7.5. Valori degli indici statistici utilizzati per il confronto tra valori osservati e valori simulati.

	MAE	E <sup>2</sup>
H (W m <sup>-2</sup> )	31.6	0.70
λE(W m <sup>-2</sup> )	46.9	0.40
R <sub>n</sub> (W m <sup>-2</sup> )	40.2	0.94
G (W m <sup>-2</sup> )	44.1	0.28
CO <sub>2</sub> (mg m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup> )	0.09	0.51

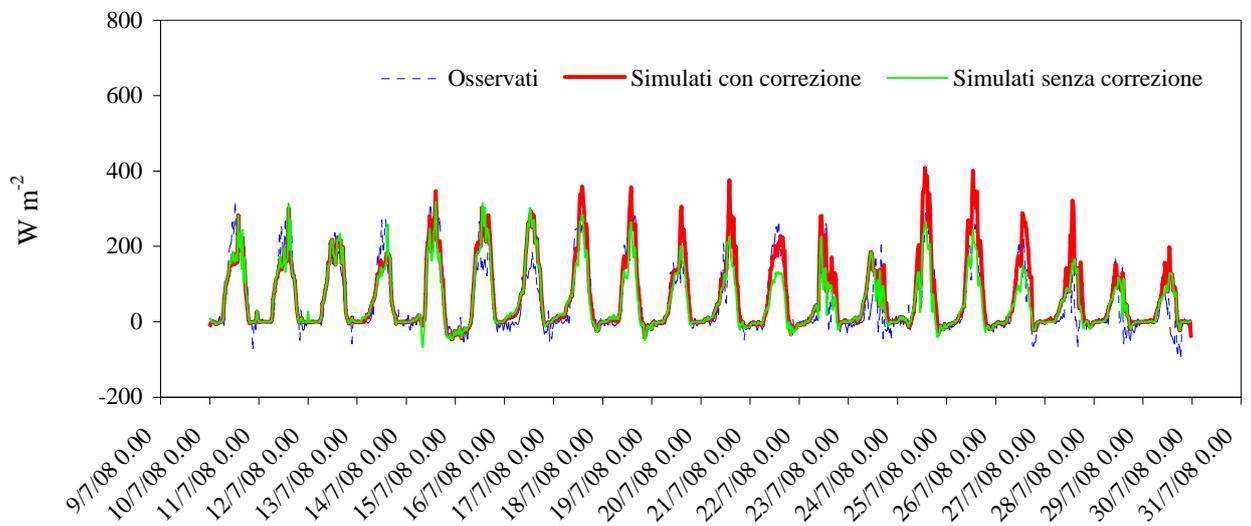


Figura 7.27. Confronto tra i valori di flusso di calore sensibile H misurati e osservati nel periodo 10 - 29 luglio 2008.

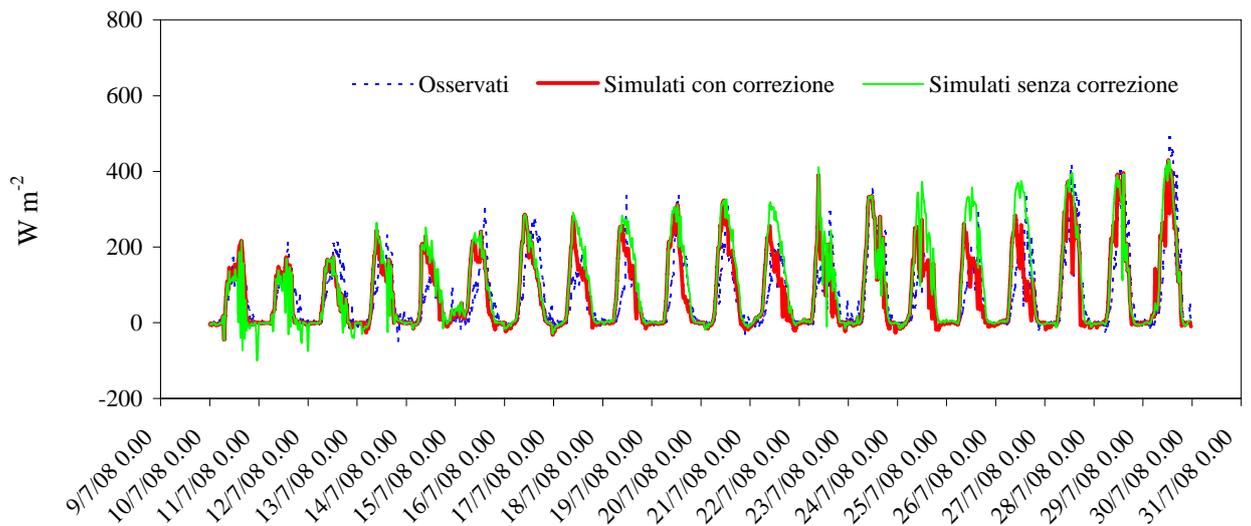


Figura 7.28. Confronto tra i valori di flusso di calore latente λE misurati e osservati nel periodo 10 - 29 luglio 2008.

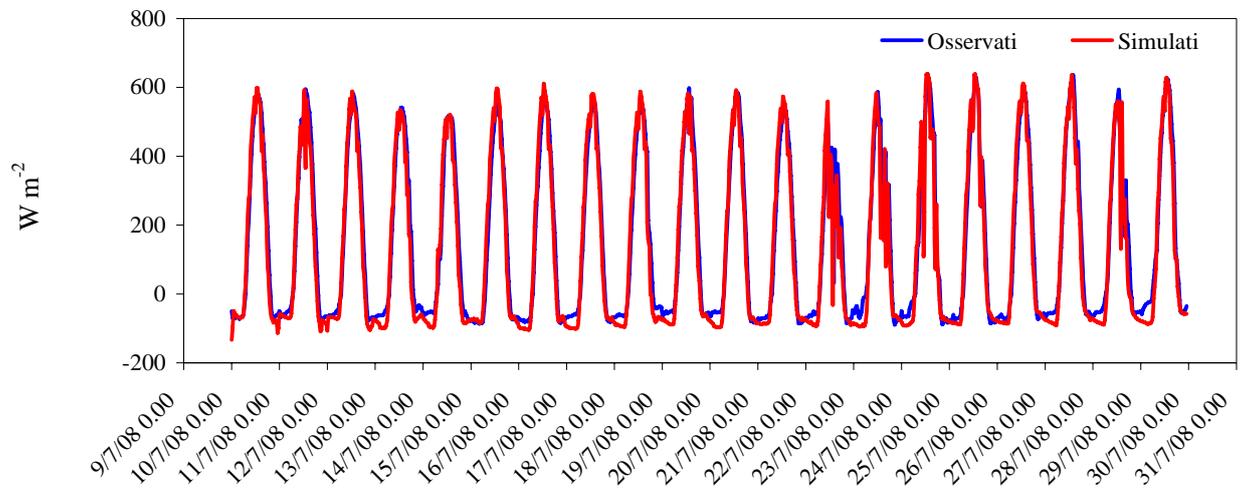


Figura 7.29. Confronto tra i valori della radiazione netta  $R_n$  misurati e osservati nel periodo 10 - 29 luglio 2008.

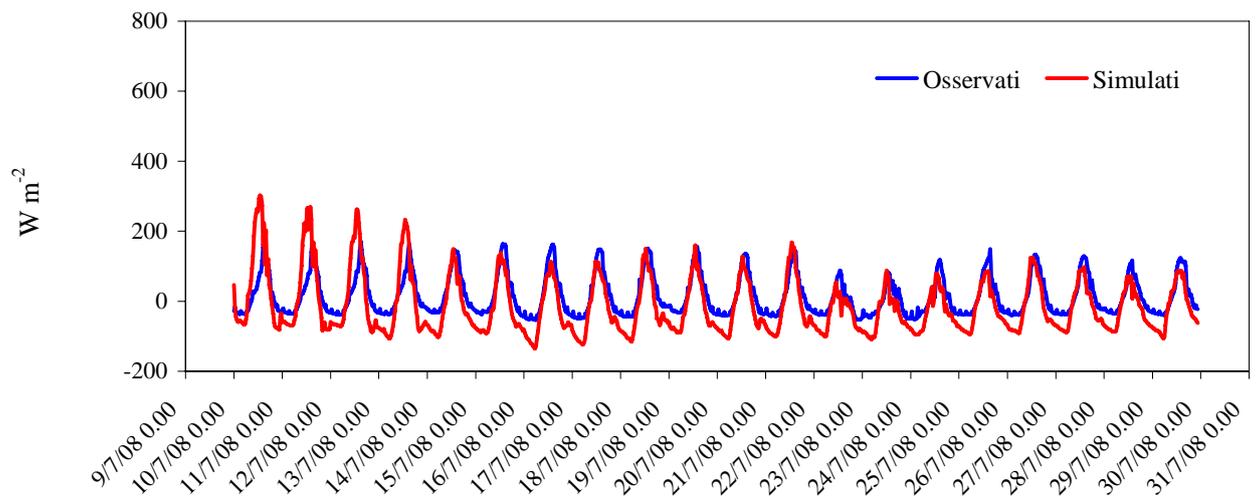


Figura 7.30. Confronto tra i valori di flusso di calore al suolo  $G$  misurati e osservati nel periodo 10 - 29 luglio 2008

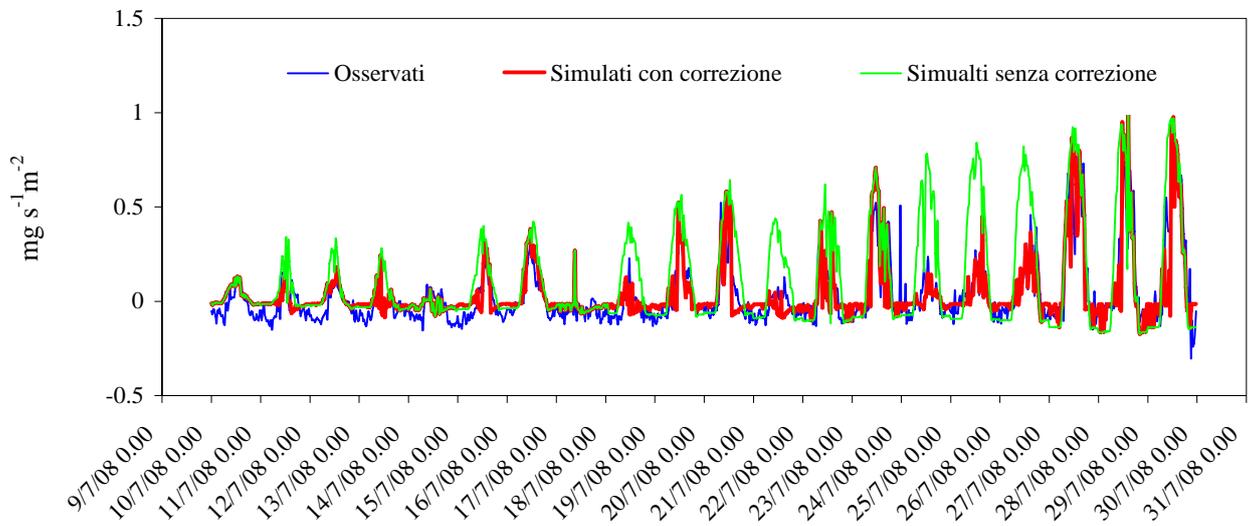


Figura 7.31. Confronto tra i valori di flusso di CO<sub>2</sub> misurati e osservati nel periodo 10 - 29 luglio 2008.

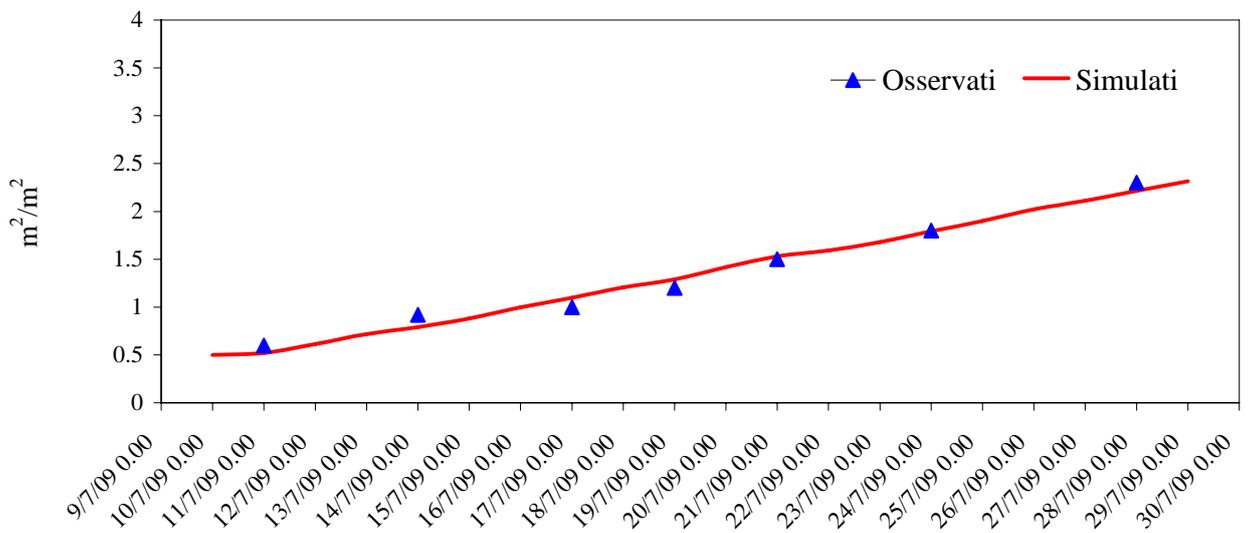


Figura 7.32. Confronto tra i valori di flusso di LAI misurati e osservati nel periodo 10 - 29 luglio 2008.

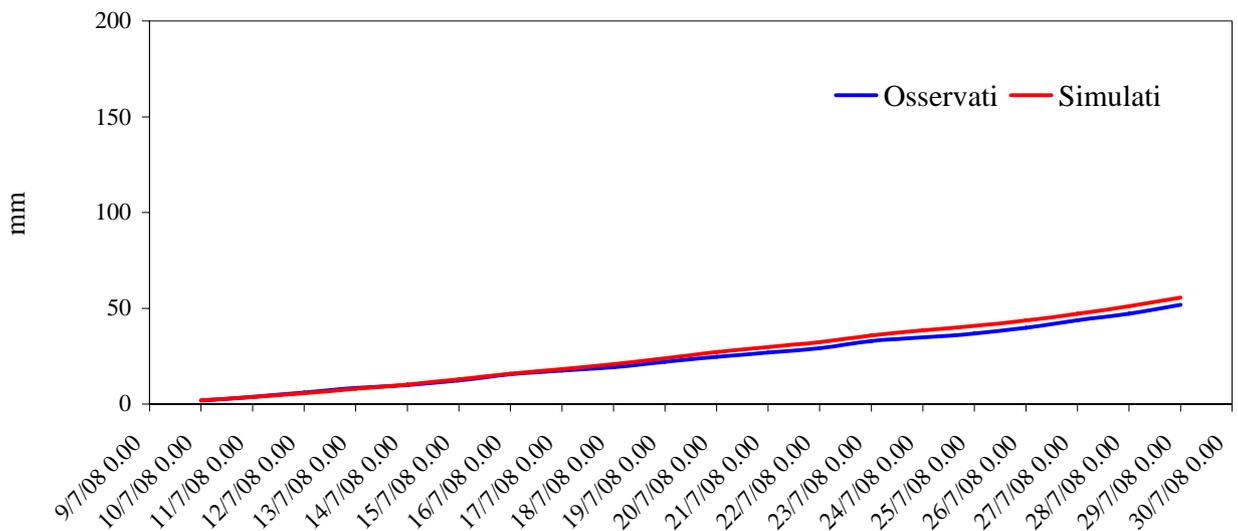


Figura 7.33. Confronto tra i valori di evapotraspirazione cumulata misurata e osservata nel periodo 10 - 29 luglio 2008.

#### 7.3.4 Primo modello ecoidrologico – Test case No. 4 (27 giugno – 16 agosto 2009)

L'ultimo periodo utilizzato per la validazione del primo modello ecoidrologico ha compreso due cicli di crescita dell'erba medica, per una durata complessiva di 51 giorni. La chiusura del bilancio energetico è stata del 75%, tutto sommato accettabile per un periodo così lungo. La temperatura media registrata è stata di 27°C, con temperature massime anche al di sopra dei 40°C (24 – 26 luglio 2006). Il primo taglio è avvenuto il 25 giugno 2009 (fig. 7.34), mentre il successivo il 20 luglio 2009 (fig. 7.35). La crescita della vegetazione è stata costantemente monitorata mediante misure di leaf area index con il ceptometro portatile. L'intero periodo è stato caratterizzato dalla quasi totale assenza di pioggia, ad eccezione per un paio di brevissime precipitazioni di pochi millimetri.



Figura 7.34. Campo sperimentale di Paglialonga, 25 giugno 2009.



Figura 7.35. Campo sperimentale di Paglialonga, 20 luglio 2009.

Le figg. 7.36 – 7.41 mostrano il confronto tra valori osservati e simulati dei flussi energetici, del flusso di  $\text{CO}_2$  e dell'indice di area fogliare (LAI). I risultati ottenuti mostrano che, anche su un periodo più lungo, le componenti del bilancio energetico sono riprodotte dal modello ecoidrologico in maniera soddisfacente. I valori di radiazione netta simulati sono vicinissimi a quelli osservati ( $\text{MAE} = 37.6 \text{ W m}^{-2}$ ,  $E^2 = 0.96$ ), mentre le prestazioni sul flusso di calore al suolo  $G$ , anche in questo caso, sono migliori durante il giorno rispetto a quelli notturni, dove si osserva una costante sottostima dei valori osservati. Come già detto in precedenza questo comportamento non influisce sui risultati degli altri flussi, poiché i valori assoluti di questa quantità

sono molto bassi. Le figg. 7.36 – 7.37 mostrano i flussi turbolenti ( $H$  e  $\lambda E$ ), i quali sono riprodotti molto bene per entrambi i cicli di crescita. E' molto interessante osservare i giorni appena dopo il secondo taglio (21 luglio 2009), i quali coincidono con una diminuzione del flusso di calore latente che successivamente inizia a ricrescere con l'aumento della vegetazione in campo. Analogo comportamento è ancora più evidente per il flusso di  $CO_2$  (fig. 7.40) per il quale in corrispondenza del taglio si verifica un abbattimento del flusso di carbonio. Ciò dimostra come tale modello è idoneo ad essere utilizzato anche su scale temporali molto più lunghe, in quanto il modulo di dinamica della vegetazione, a differenza dei modelli LSS, permette di simulare al meglio anche i flussi energetici, e più specificatamente l'evapotraspirazione come mostrato in figura 7.42. Tale grafico evidenzia una leggera sovrastima del modello solo nel secondo ciclo di crescita. Ciò può essere imputato al fatto che, essendo il taglio avvenuto in modo forzato ed a cause esterne (raccolto dal contadino), le condizioni iniziali che descrivono il quantitativo di biomassa presente non siano state ottimali e, pertanto, abbiano in qualche modo provocato una leggera sovrastima. Questa circostanza evidenzia in modo palese che su periodi molto più lunghi, è quindi, indispensabile accoppiare ai classici modelli LSS un modulo di dinamica della vegetazione, poiché la vegetazione influenza notevolmente i flussi energetici e le componenti del ciclo idrologico. Di seguito, in tabella 7.6 sono riportati i valori degli indici statistici delle diverse grandezze simulate.

Tabella 7.6. Valori degli indici statistici utilizzati per il confronto tra valori osservati e valori simulati.

	MAE	$E^2$
$H (W m^{-2})$	25.32	0.76
$\lambda E (W m^{-2})$	48.8	0.70
$R_n (W m^{-2})$	37.66	0.96
$G (W m^{-2})$	32.13	0.20
$CO_2 (mg m^{-2} s^{-1})$	0.12	0.61

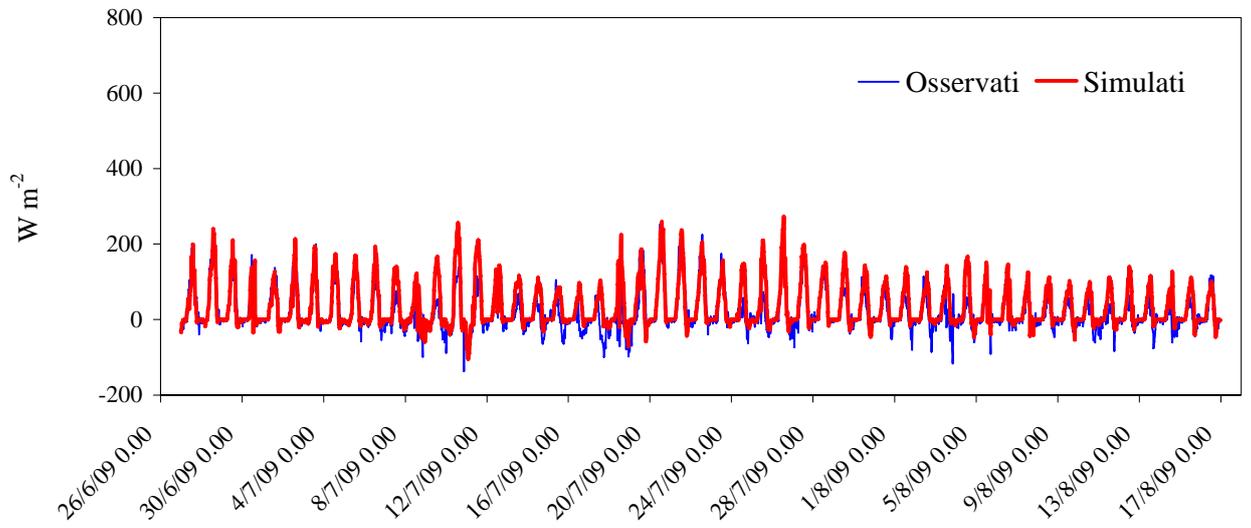


Figura 7.36. Confronto tra i valori di flusso di calore sensibile  $H$  misurati e osservati nel periodo 27 giugno – 16 agosto 2009.

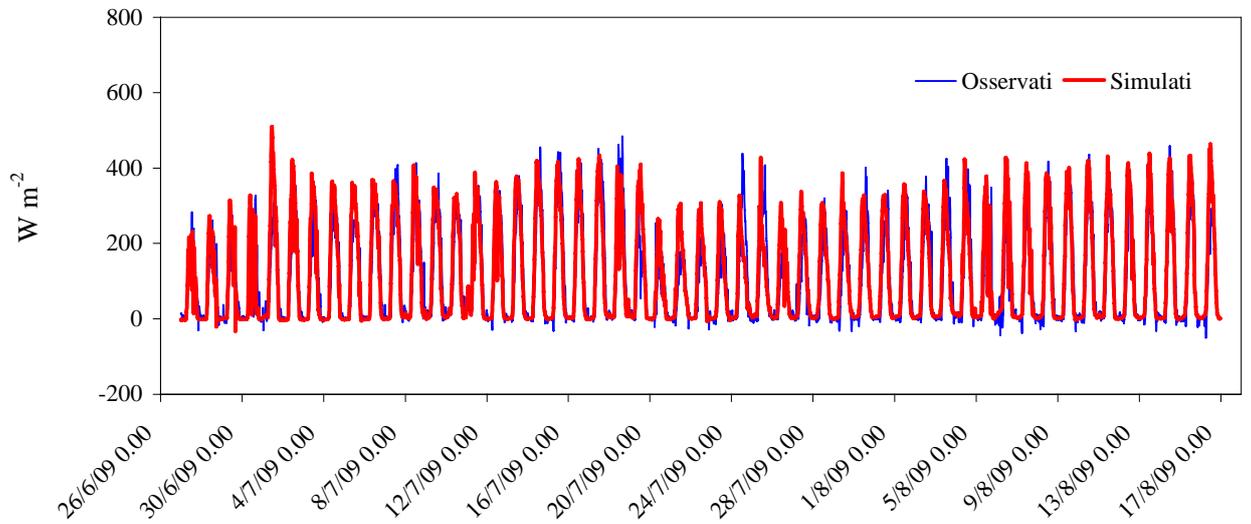


Figura 7.37. Confronto tra i valori di flusso di calore latente  $\lambda E$  misurati e osservati nel periodo 27 giugno – 16 agosto 2009.

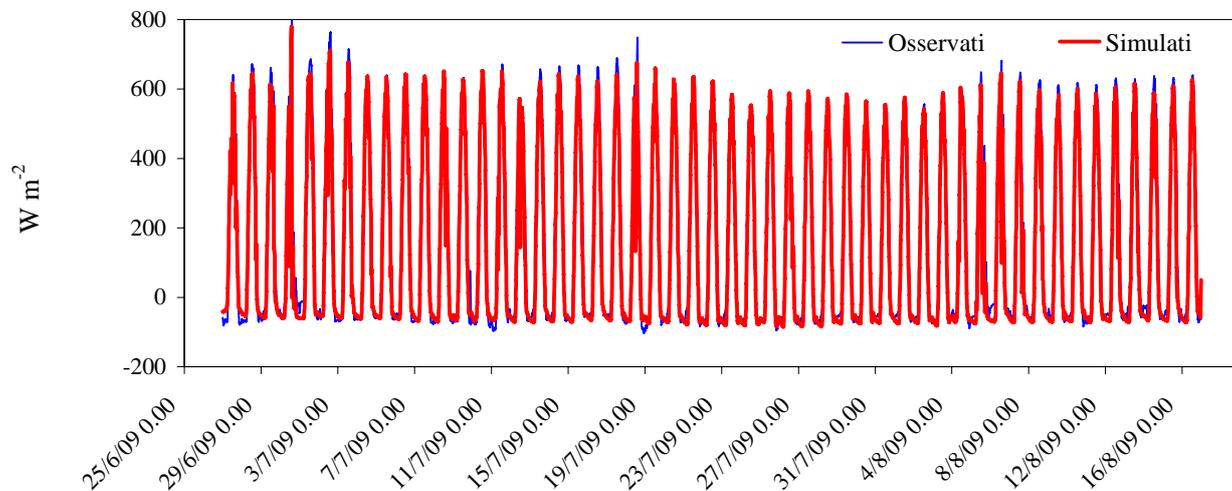


Figura 7.38. Confronto tra i valori di flusso di radiazione netta  $R_n$  misurati e osservati nel periodo 27 giugno – 16 agosto 2009.

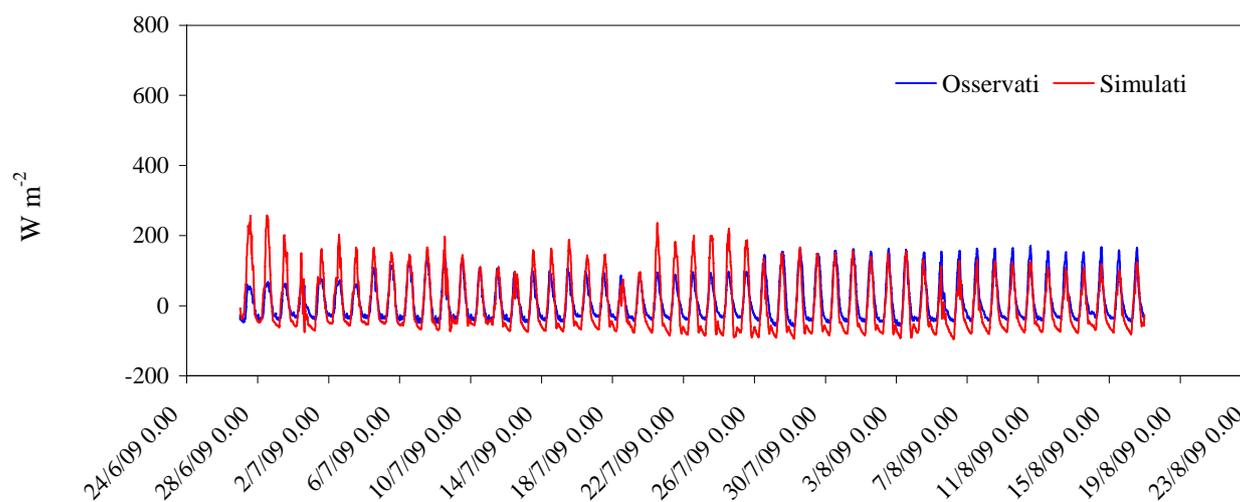


Figura 7.39. Confronto tra i valori di flusso di calore al suolo  $G$  misurati e osservati nel periodo 27 giugno – 16 agosto 2009.

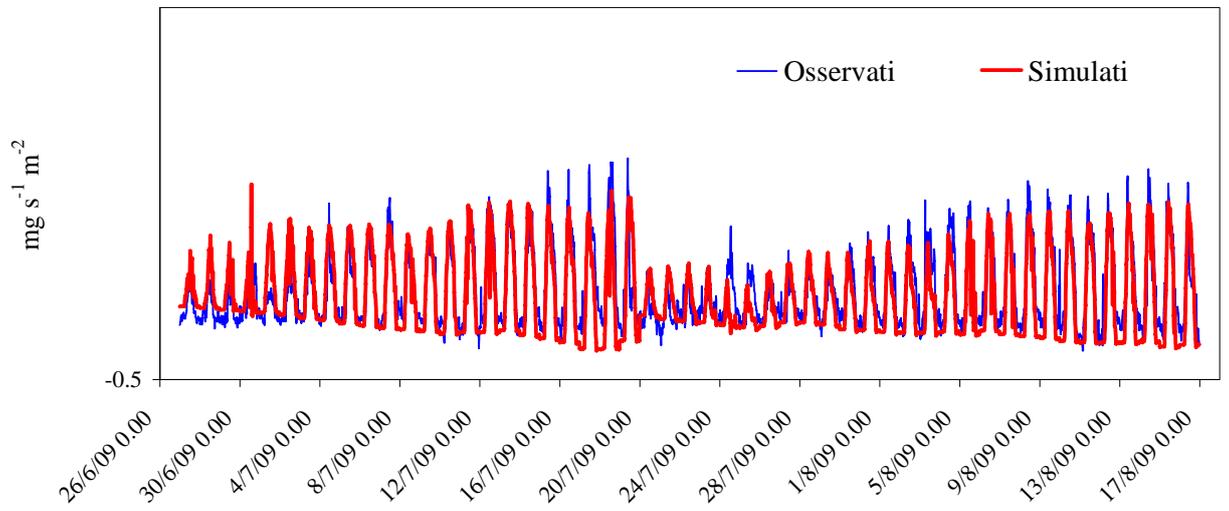


Figura 7.40. Confronto tra i valori di flusso di CO<sub>2</sub> misurati e osservati nel periodo 27 giugno – 16 agosto 2009.

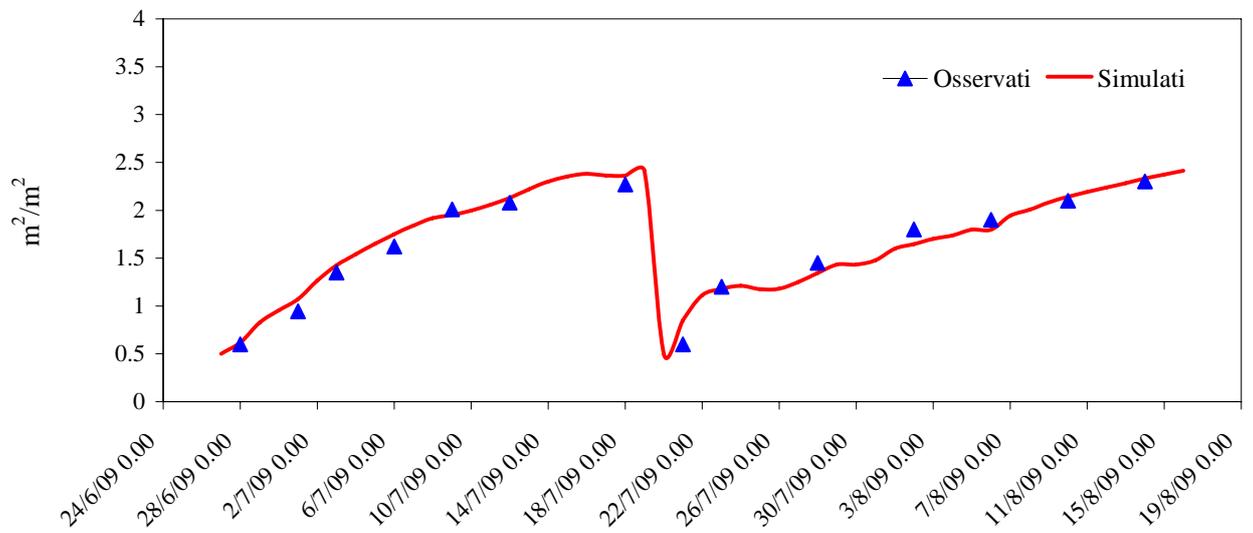


Figura 7.41. Confronto tra i valori di flusso di LAI misurati e osservati nel periodo 27 giugno – 16 agosto 2009.

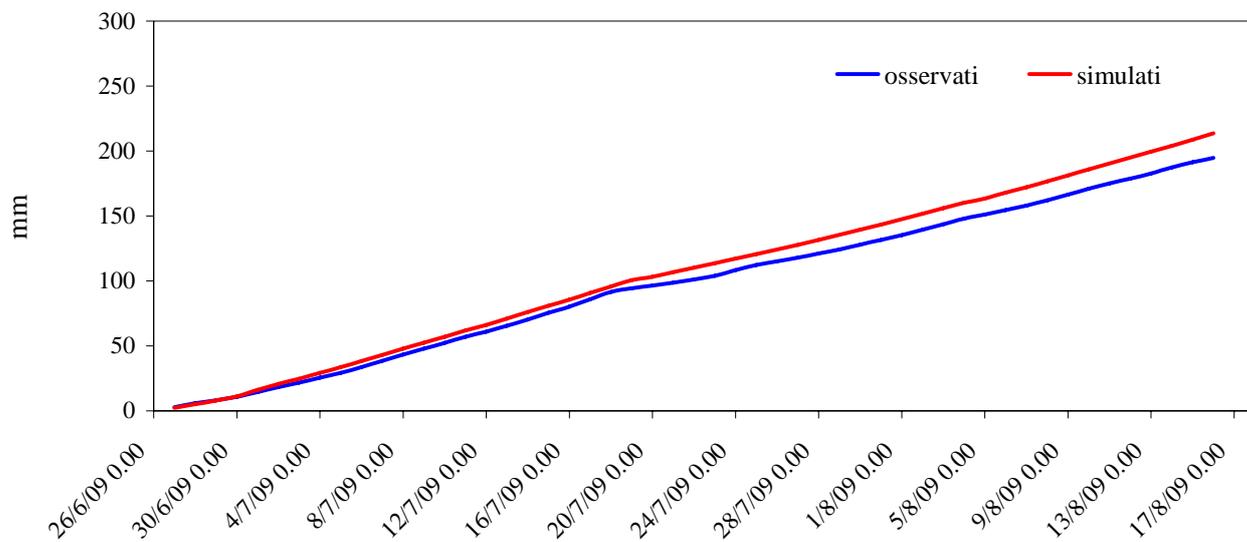


Figura 7.42. Confronto tra i valori di evapotraspirazione cumulata misurati e osservati nel periodo 27 giugno – 16 agosto 2009.

#### **7.4 Primo modello ecoidrologico - Sito sperimentale Californiano. Test case No.5 (26 aprile - 21 giugno 2001)**

Questo sito sperimentale, come già descritto nel capitolo 6, è una prateria situata nel “Vaira Ranch”, a Ione, CA (USA). I dati fanno parte del database “Fluxnet” (<http://public.ornl.gov/americaflex>), promosso dal “Global Change Research Program” (USGCRP). Il modello ecoidrologico sviluppato è stato validato su un periodo compreso tra il 26 aprile ed il 21 maggio 2001. Il periodo analizzato è stato caratterizzato da assenza di pioggia, da una temperatura media giornaliera di 20°C, con una escursione media giornaliera di circa 20.0°C. Per la definizione dei parametri caratteristici del suolo e la profondità della root zone (0.50 m), si è fatto riferimento al lavoro di *Montaldo et al.* (2005), nel quale sono stati utilizzati un set di parametri riferiti allo stesso sito sperimentale. Si è disposto, inoltre, dei valori osservati di radiazione fotosinteticamente attiva (PAR), pertanto non si è reso necessario l'utilizzo dell'eq.(4.58). L'aspetto maggiormente interessante di questo test case consiste nel fatto che, a differenza di tutte le altre prove effettuate sul sito di Paglialonga, la vegetazione presente si trova in una fase di senescenza con conseguente diminuzione della biomassa e quindi del leaf area index (LAI). Pertanto, si è voluto principalmente verificare la capacità del modello di riprodurre anche la fase di senescenza, in un sito peraltro con caratteristiche del suolo e vegetazione differenti.

I risultati mostrano complessivamente che questo primo modello ecoidrologico sviluppato, è in grado di riprodurre nel migliore dei modi i flussi energetici (figg. 7.43 – 7.46) e soprattutto il leaf area index (fig. 7.47). Più specificatamente, i valori di flusso di calore latente simulati sono prossimi a quelli osservati, come evidenziato oltre che dal grafico di figura 7.44, anche dai valori dell'indice statistico di *Nash – Sutcliffe*  $E^2$  pari a 0.84. Anche il flusso di calore sensibile (fig. 7.43) è riprodotto molto bene con rispettivi coefficienti statistici pari a MAE = 28.7 ed  $E^2=0.74$ . Solo per tre giorni si evidenzia una sovrastima rispetto ai valori osservati del flusso di calore sensibile ( 2 – 5 maggio), ma è stato verificato che per questi tre giorni non si ha una buona chiusura del bilancio energetico misurato. Quindi l'errore che si osserva su tale grandezza è presumibilmente imputabile ai valori misurati. Come nei casi precedenti, la radiazione netta simulata è molto prossima a quella osservata (fig. 7.45) mentre il comportamento anomalo durante la notte del flusso di calore al suolo G, è confermato anche in questa prova su un sito con caratteristiche differenti. Il risultato senza dubbio più importante, come detto in precedenza, riguarda il leaf area index. In particolare la figura 7.47 mostra come la fase di decrescita del modello è ben rappresentata dal modello. Ciò conferma che il modello è adatto ad essere utilizzato su periodi temporali lunghi, ovvero per l'intero ciclo di crescita e senescenza della vegetazione. Circa la CO<sub>2</sub> non sarà mostrato nessun grafico, poiché i dati misurati di tale grandezza non erano disponibili, ma

indirettamente si può dedurre che tale grandezza è ben riprodotta dal modello poiché fortemente correlata al LAI. Di seguito, saranno mostrati i risultati ottenuti in forma grafica e la tabella riassuntiva contenente i valori degli indici statistici utilizzati per le grandezze di interesse (tabella 7.7).

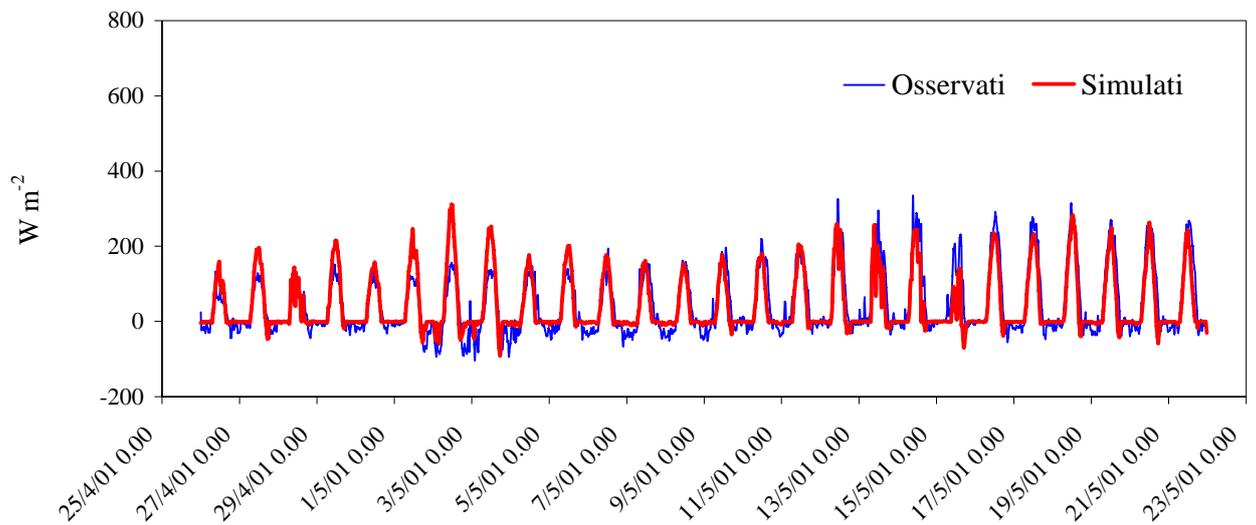


Figura 7.43. Confronto tra i valori di flusso di calore sensibile  $H$  misurati e osservati nel periodo 26 aprile – 21 maggio 2001.

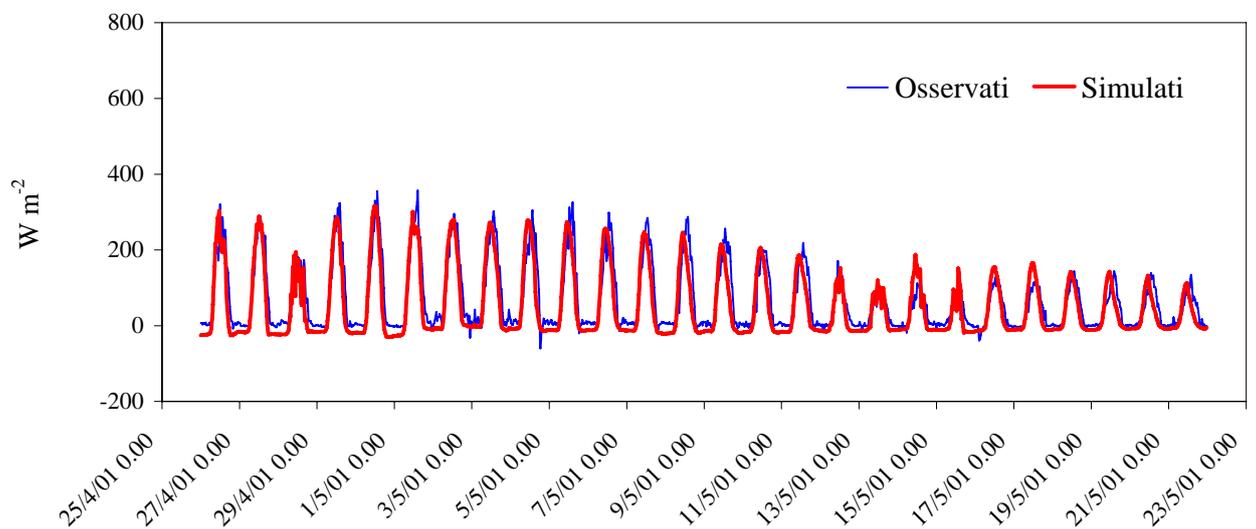


Figura 7.44. Confronto tra i valori di flusso di calore sensibile  $\lambda E$  misurati e osservati nel periodo 26 aprile – 21 maggio 2001.

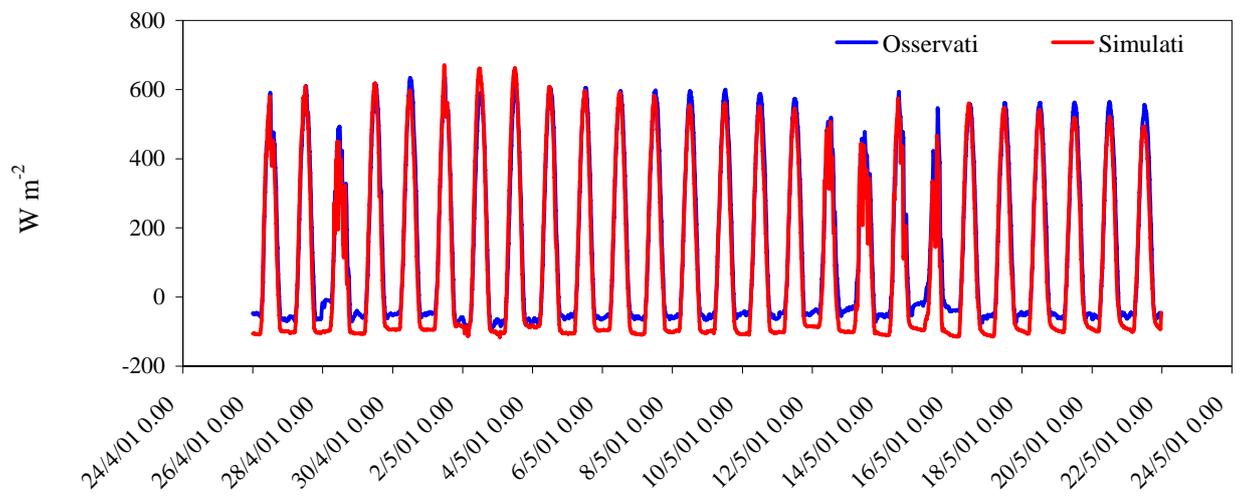


Figura 7.45. Confronto tra i valori di radiazione netta  $R_n$  misurati e osservati nel periodo 26 aprile – 21 maggio 2001.

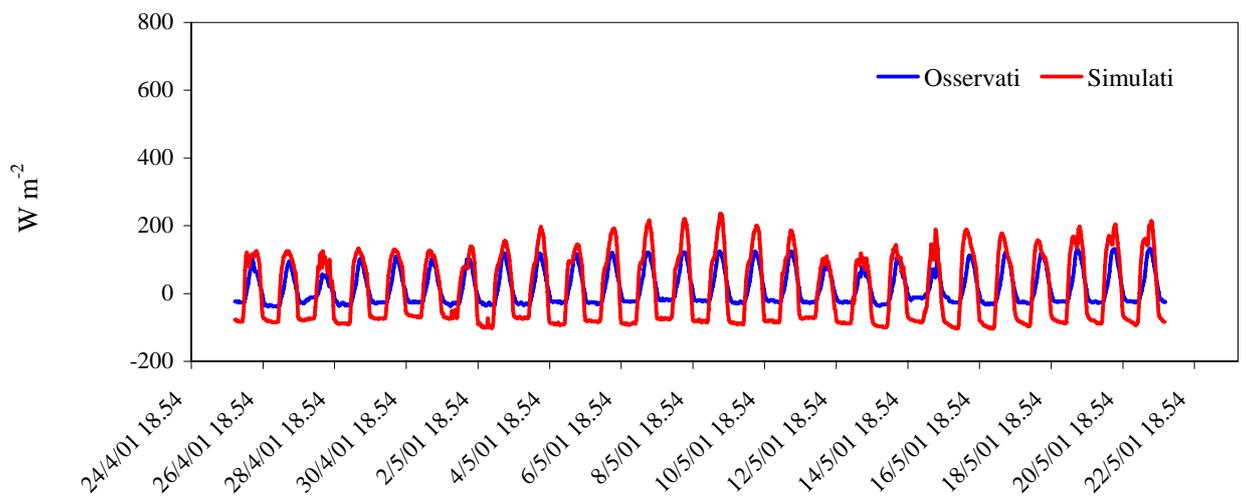


Figura 7.46. Confronto tra i valori di flusso di calore al suolo  $G$  misurati e osservati nel periodo 26 aprile – 21 maggio 2001.

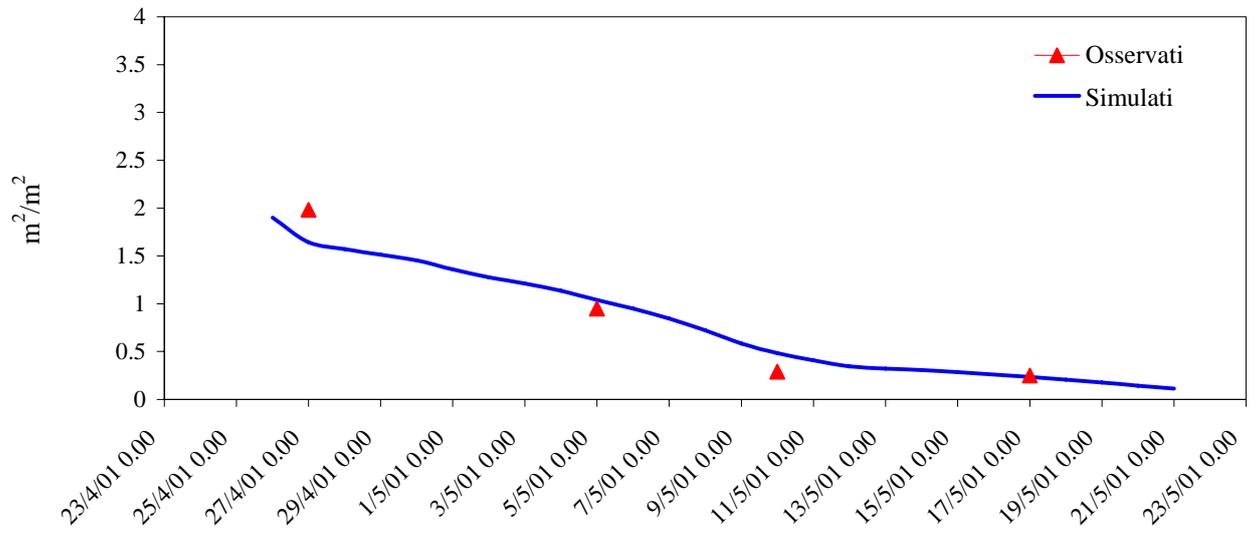


Figura 7.47. Confronto tra i valori di LAI misurati e osservati nel periodo 26 aprile – 21 maggio 2001.

Tabella 7.7. Valori degli indici statistici utilizzati per il confronto tra valori osservati e valori simulati.

	MAE	E <sup>2</sup>
H (W m <sup>-2</sup> )	28.7	0.74
λE(W m <sup>-2</sup> )	52.6	0.84
R <sub>n</sub> (W m <sup>-2</sup> )	47.0	0.94
G (W m <sup>-2</sup> )	53.0	-0.39

### **7.5 Secondo modello ecoidrologico - Sito sperimentale di Paglialonga (CS)**

Il secondo modello ecoidrologico sviluppato si differenzia dal primo esclusivamente dal modo in cui vengono parametrizzati i processi fotosintetici, come ampiamente discusso nel capitolo 4. La capacità del primo modello ecoidrologico nel riprodurre i flussi energetici, il flusso di CO<sub>2</sub>, e la dinamica della vegetazione (LAI), come si evince dai risultati mostrati nelle sezioni precedenti (par. 7.3 – 7.4), porterebbe a dedurre che esso potrebbe essere uno strumento sufficiente per la descrizione dei processi idrologici e di interazione tra suolo, vegetazione ed atmosfera.

La necessità crescente di sviluppare modelli climatici in grado di fare analisi su scenari di cambiamento climatico, spinge a realizzare modelli ecoidrologici che siano in grado di tenere in conto degli effetti che tali cambiamenti potrebbero produrre sull'intero sistema clima – vegetazione. Per tale scopo è stato quindi modificato il primo modello ecoidrologico, introducendo come variabile in ingresso la concentrazione atmosferica di CO<sub>2</sub>, nelle equazioni che descrivono i processi fotosintetici.

Questo modello è stato, così come i precedenti, calibrato per il periodo 2007 e successivamente validato in altri due periodi quali: 17 – 29 maggio 2006 e 27 giugno – 16 agosto 2009. I risultati che saranno mostrati nei paragrafi successivi sono finalizzati alla validazione di tale modello, evidenziando la buona capacità nel riprodurre i flussi energetici, di CO<sub>2</sub> ed il LAI. La validazione di tale modello è propedeutica all'analisi che sarà mostrata nella sezione conclusiva di questo capitolo (par. 7.8), dove questo secondo modello ecoidrologico sarà utilizzato per un'analisi su diversi scenari di cambiamento climatico ipotizzati. In particolare, saranno considerati i casi di un aumento della temperatura e della concentrazione atmosferica di CO<sub>2</sub> in ingresso (pari a due ed a quattro volte la concentrazione attuale). I risultati ottenuti con questo secondo modello ecoidrologico nei periodi sopra specificati, sono del tutto confrontabili con quelli ottenuti mediante il primo modello ecoidrologico.

Pertanto per applicazioni idrologiche classiche è consigliabile utilizzare un modello più semplice in grado di riprodurre in maniera soddisfacente le grandezze di interesse, utilizzando ad esempio, per la descrizione del ciclo del carbonio, variabili facilmente misurabili e reperibili come il PAR. Del resto un approccio più propriamente biochimico permette di inglobare tali modelli ecoidrologici in modelli climatici operanti a scale spaziali molto vaste, allo scopo di studiare gli effetti che eventuali scenari di cambiamento climatico potrebbero produrre sul ciclo idrologico e sulla vegetazione, e gli effetti retroattivi che da essi ne potrebbero scaturire.

Per tale modello sono stati opportunamente calibrati esclusivamente i parametri del submodule della fotosintesi, mentre tutti i rimanenti parametri sono rimasti invariati rispetto al modello precedente.

### 7.5.1 Secondo modello ecoidrologico – Test case No. 1 (17 – 29 maggio 2006)

La parametrizzazione dei processi fotosintetici mediante un approccio più propriamente biochimico ha permesso di migliorare, anche se di poco, i risultati inerenti il flusso di CO<sub>2</sub>, e in modo maggiormente sensibili i flussi di calore latente e sensibile. Si può osservare dalle figure 7.48 - 7.49, i flussi turbolenti sono simulati in modo ancora migliore rispetto al precedente modello, come confermato dai valori degli indici statistici ottenuti. Infatti per il flusso di calore sensibile il valore dell'indice E<sup>2</sup> è passato da 0.28 (modello ecoidrologico precedente) a 0.39, mentre il valore di E<sup>2</sup> per il flusso di calore latente è aumentato da 0.6 a 0.65. Il fatto di modellare il processo fotosintetico utilizzando come variabile in ingresso la concentrazione atmosferica di CO<sub>2</sub> misurata dalla stazione micrometeorologica *eddy covariance* permette di descrivere maggiormente le fluttuazioni orarie del flusso di CO<sub>2</sub> misurato, il quale dipende fortemente dal gradiente di concentrazione di CO<sub>2</sub> tra l'atmosfera e il cloroplasto. La figura 7.52 mostra che il flusso di CO<sub>2</sub> nei primi due giorni è fortemente sottostimato. Probabilmente questo tipo di errore è dovuto a problemi sui dati acquisiti dalla stazione o sulla concentrazione atmosferica di CO<sub>2</sub> o direttamente sul flusso di fotosintesi netta misurata. In ogni caso il guadagno di carbonio accumulato giornalmente sembra, tutto sommato, essere stimato correttamente poiché il modello riproduce bene la crescita della vegetazione in termini di LAI (fig. 7.53). Il confronto tra l'evapotraspirazione cumulata simulata ed osservata (fig. 7.54), evidenzia che il modello simula in maniera ottimale una grandezza di enorme importanza idrologica quale l'evapotraspirazione.

Non appaiono migliori, rispetto ai modelli precedenti, le prestazioni sul flusso di calore al suolo G, poiché nei primi giorni si evidenzia una sovrastima rispetto ai valori osservati. Questo tipo di errori nella stima del flusso di calore al suolo non provoca sensibili problemi sulla stima degli altri flussi, data la piccola entità assunta da questa grandezza.

Di seguito sono riportati i grafici che mostrano tutti i risultati ottenuti (figg. 7.48 – 7.54), e la tabella riassuntiva con i valori degli indici statistici calcolati per ogni grandezza (tabella 7.8).

Tabella 7.8. Valori degli indici statistici utilizzati per il confronto tra valori osservati e valori simulati.

	MAE	E <sup>2</sup>
H (W m <sup>-2</sup> )	27.4	0.39
λE(W m <sup>-2</sup> )	51.13	0.64
R <sub>n</sub> (W m <sup>-2</sup> )	57.8	0.90
G (W m <sup>-2</sup> )	27.0	0.32
CO <sub>2</sub> (mg m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup> )	0.80	0.09

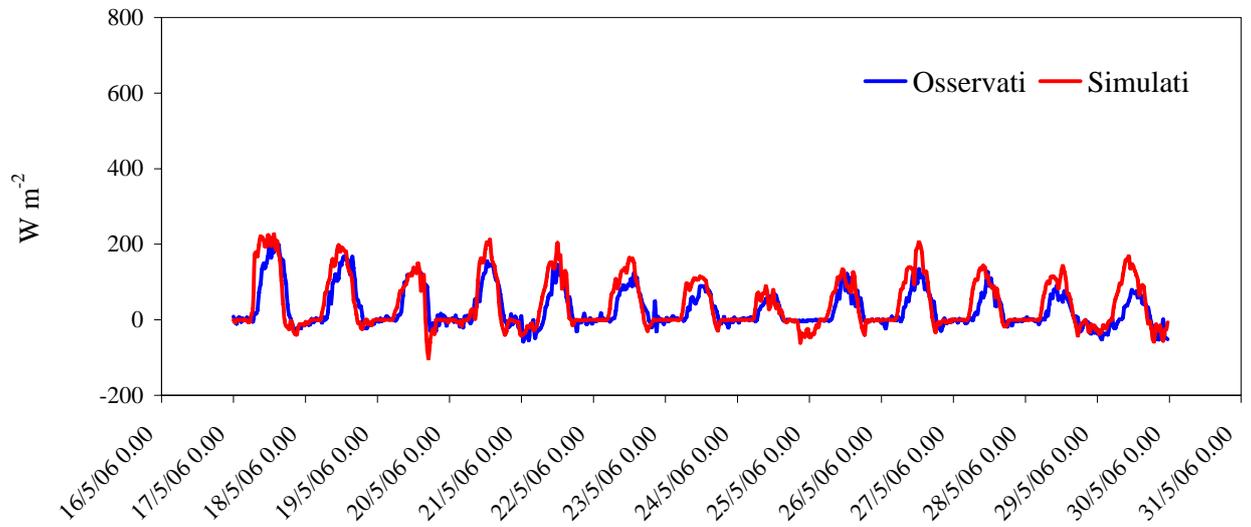


Figura 7.48. Confronto tra i valori di flusso di calore sensibile H misurati e osservati nel periodo 17-29 maggio 2006.

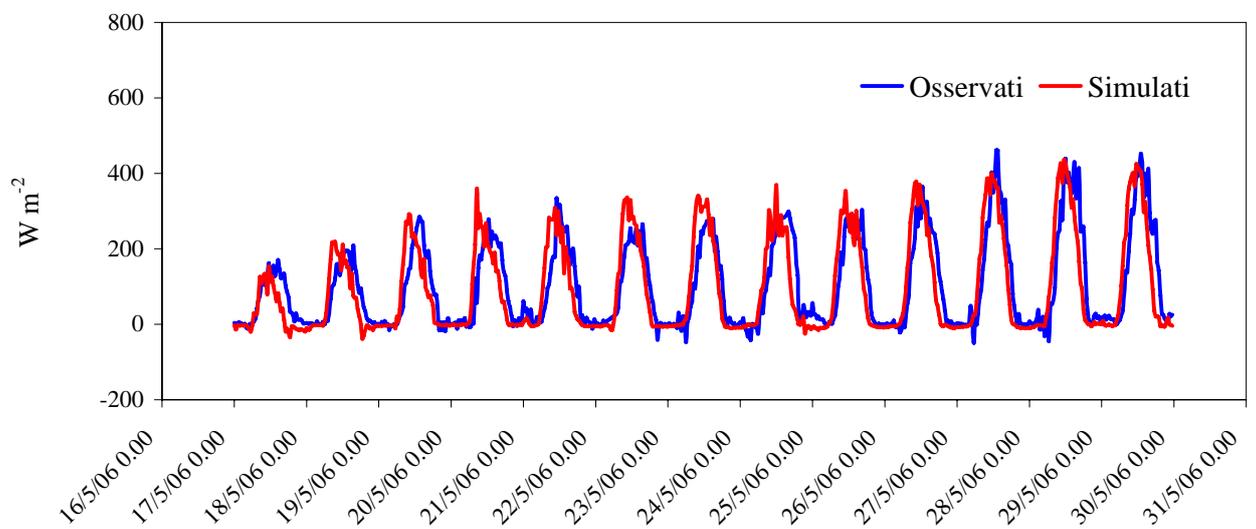


Figura 7.49. Confronto tra i valori di flusso di calore latente  $\lambda E$  misurati e osservati nel periodo 17-29 maggio 2006.

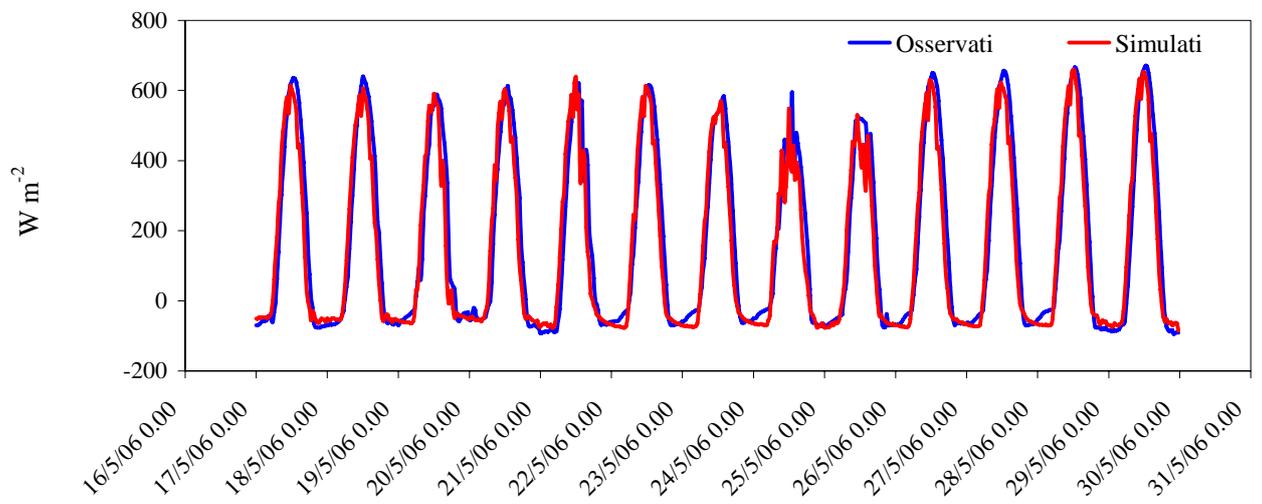


Figura 7.50. Confronto tra i valori di radiazione netta  $R_n$  misurati e osservati nel periodo 17-29 maggio 2006.

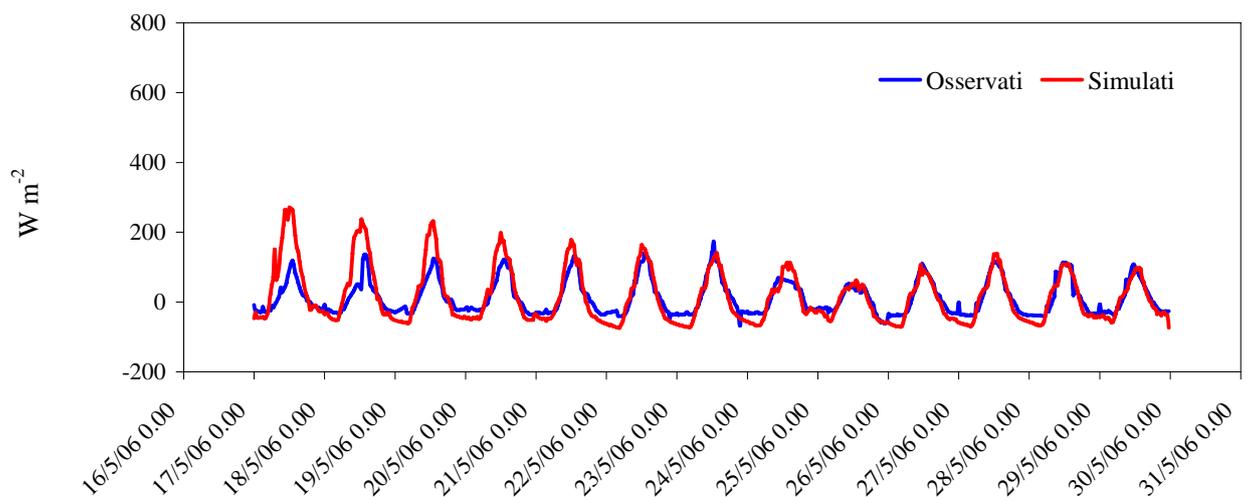


Figura 7.51. Confronto tra i valori di flusso di calore al suolo  $G$  misurati e osservati nel periodo 17-29 maggio 2006.

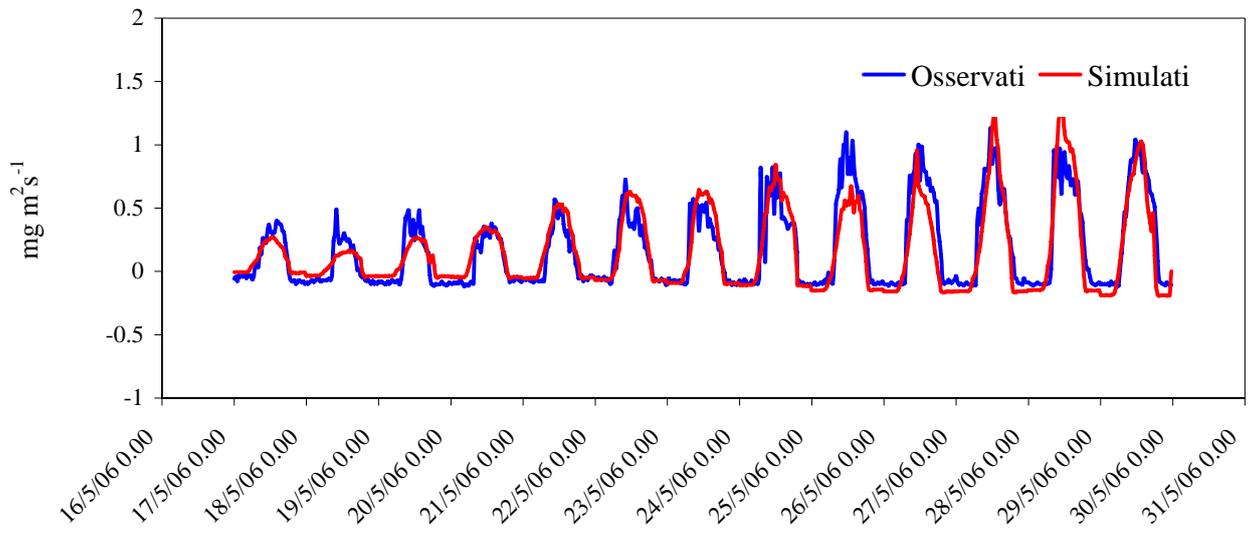


Figura 7.52. Confronto tra i valori di flusso di CO<sub>2</sub> misurati e osservati nel periodo 17-29 maggio 2006.

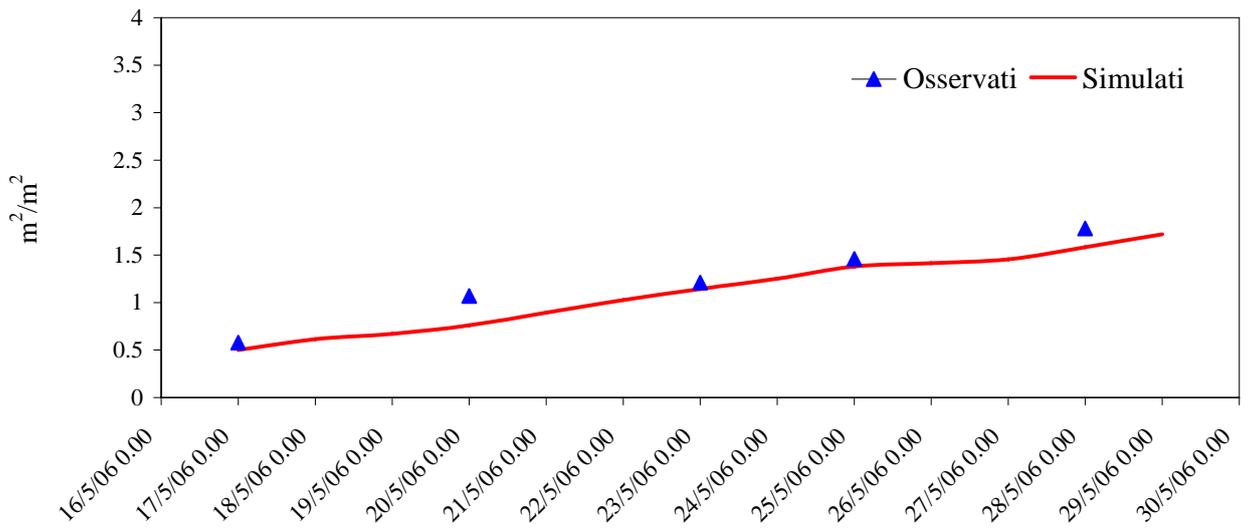


Figura 7.53. Confronto tra i valori di LAI misurati e osservati nel periodo 17-29 maggio 2006.

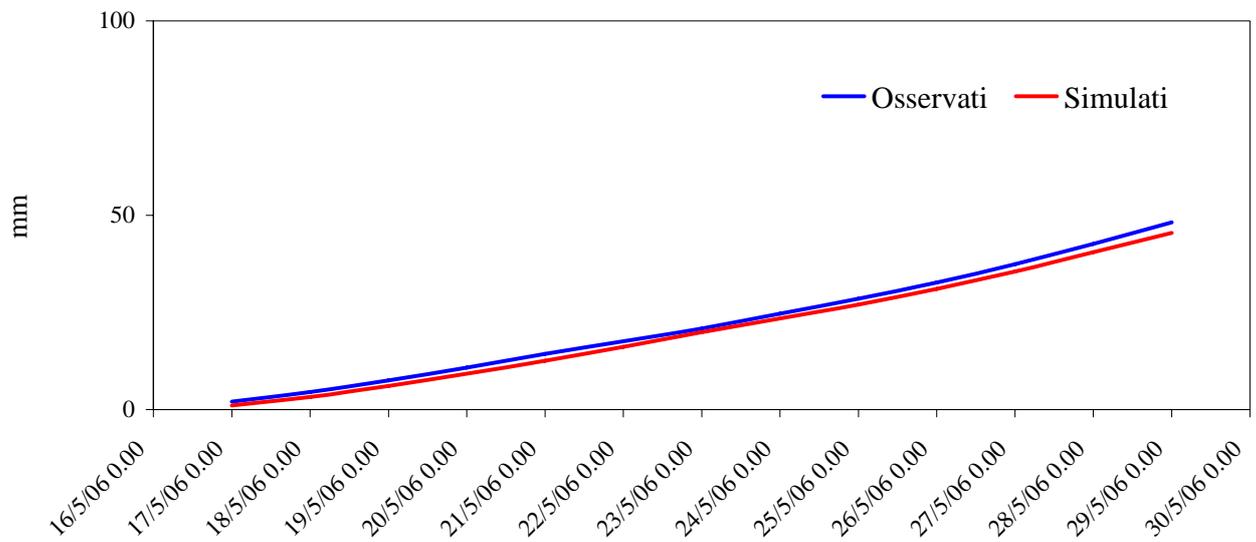


Figura 7.54. Confronto tra i valori di evapotraspirazione cumulata misurata e osservata nel periodo 17-29 maggio 2006.

#### 7.5.2 Secondo modello ecoidrologico – Test case No.2 (26 giugno – 11 luglio 2007)

I risultati ottenuti per il periodo 2007, utilizzato come calibrazione, sono vicinissimi a quelli ottenuti con il modello precedente. Qualche leggera differenza si nota nella stima del flusso di calore al suolo, dove nei primi giorni si osserva una leggera sottostima dovuta essenzialmente a valori bassi di concentrazione di  $\text{CO}_2$  in atmosfera.

Le figg. 7.55 – 7.60 mostrano il confronto tra valori osservati e simulati dei flussi energetici, del flusso di  $\text{CO}_2$  e del leaf area index (LAI).

Una preliminare analisi di sensibilità ha suggerito di calibrare, per la stima della fotosintesi netta, alcuni parametri quali la resistenza aerodinamica minima e i parametri legati ai processi biochimici per la determinazione delle concentrazioni di  $\text{CO}_2$  alla superficie ed interna alla foglia (cloroplasto).

I valori degli indici statistici (tabella 7.9) ottenuti per tale modello sono esattamente identici, a meno di qualche cifra decimale, a quelli ottenuti per il primo modello ecoidrologico, a conferma del fatto che nella riproduzione delle grandezze di interesse idrologico i due modelli sono del tutto equiparabili. Un miglioramento apprezzabile ottenuto mediante questo secondo modello rispetto al primo, ha riguardato la stima dell'evapotraspirazione cumulata. Infatti, in figura 7.61 le due curve rappresentanti rispettivamente l'evapotraspirazione cumulata simulata ed osservata sono praticamente coincidenti. Anche il tasso di crescita della vegetazione e il valore massimo del LAI raggiunto l'ultimo giorno del periodo di crescita è praticamente identico tra i due modelli.

Tabella 7.9. Valori degli indici statistici utilizzati per il confronto tra valori osservati e valori simulati.

	MAE	E <sup>2</sup>
H (W m <sup>-2</sup> )	34.3	0.79
λE(W m <sup>-2</sup> )	43.65	0.67
R <sub>n</sub> (W m <sup>-2</sup> )	45.2	0.95
G (W m <sup>-2</sup> )	48.5	0.25
CO <sub>2</sub> (mg m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup> )	0.07	0.78

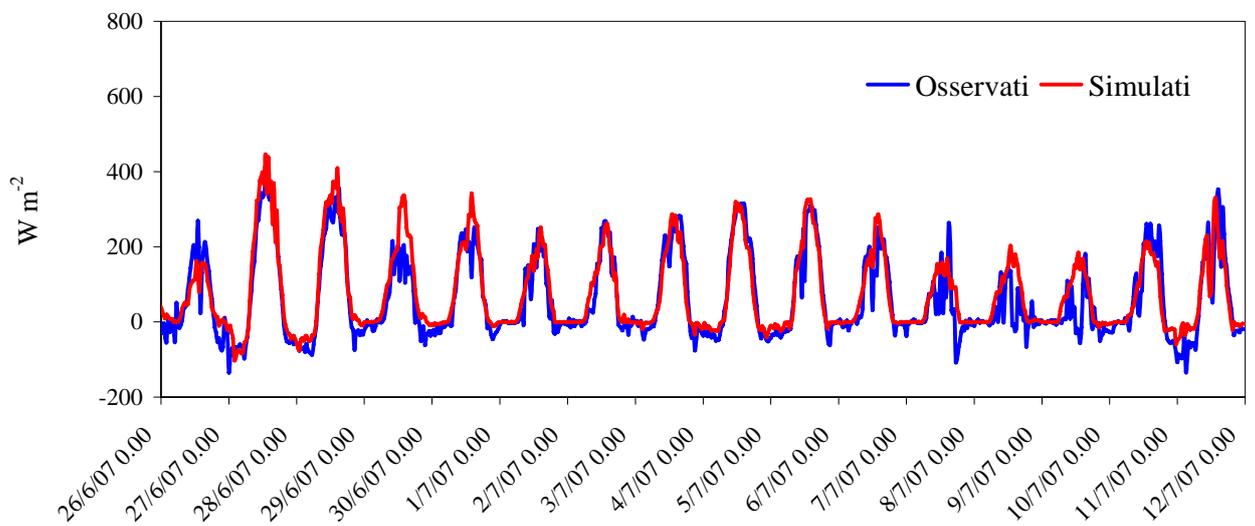


Figura 7.55. Confronto tra i valori di flusso di calore sensibile H misurati e osservati nel periodo 26 giugno – 11 luglio 2007.

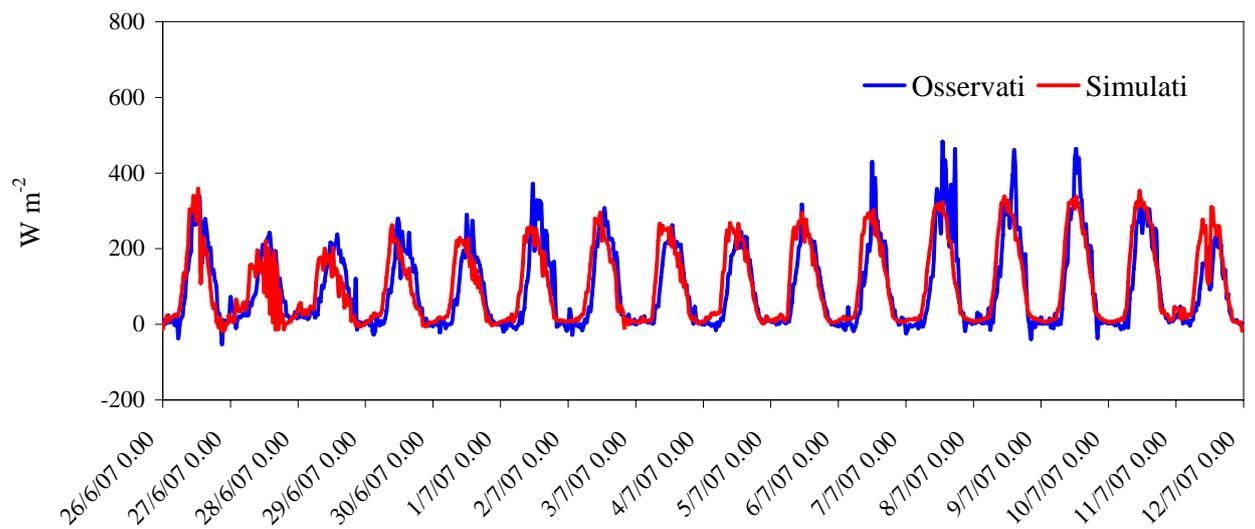


Figura 7.56. Confronto tra i valori di flusso di calore latente λE misurati e osservati nel periodo 26 giugno – 11 luglio 2007.

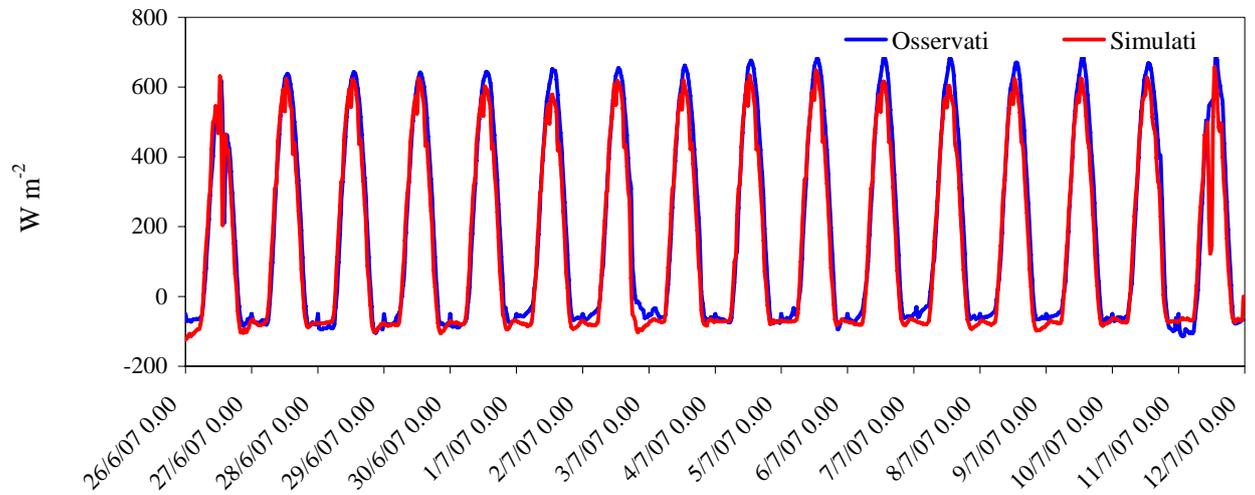


Figura 7.57. Confronto tra i valori di flusso di radiazione netta  $R_n$  misurati e osservati nel periodo 26 giugno – 11 luglio 2007.

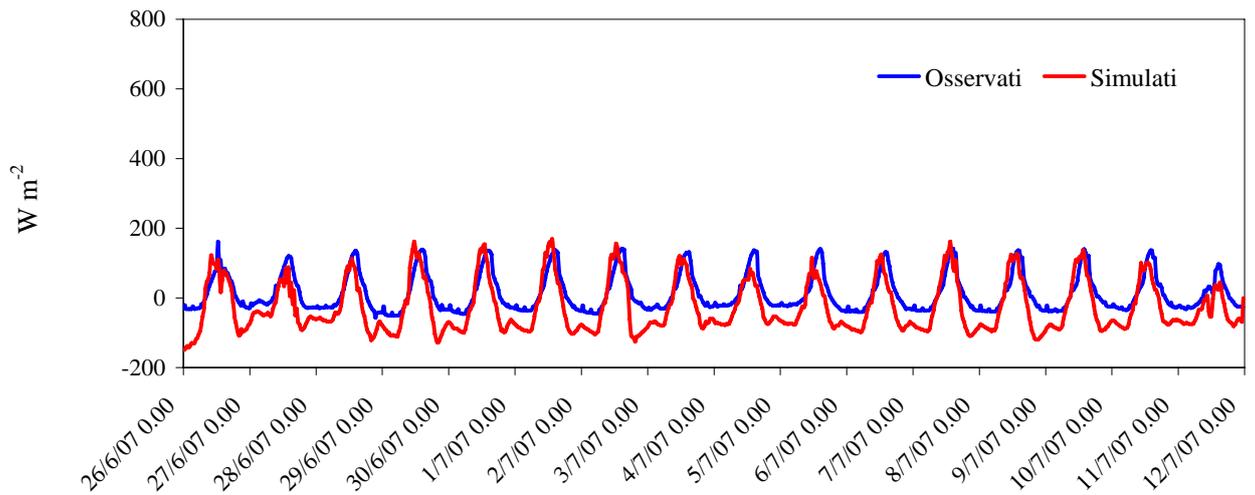


Figura 7.58. Confronto tra i valori di flusso di calore al suolo  $G$  misurati e osservati nel periodo 26 giugno – 11 luglio 2007.

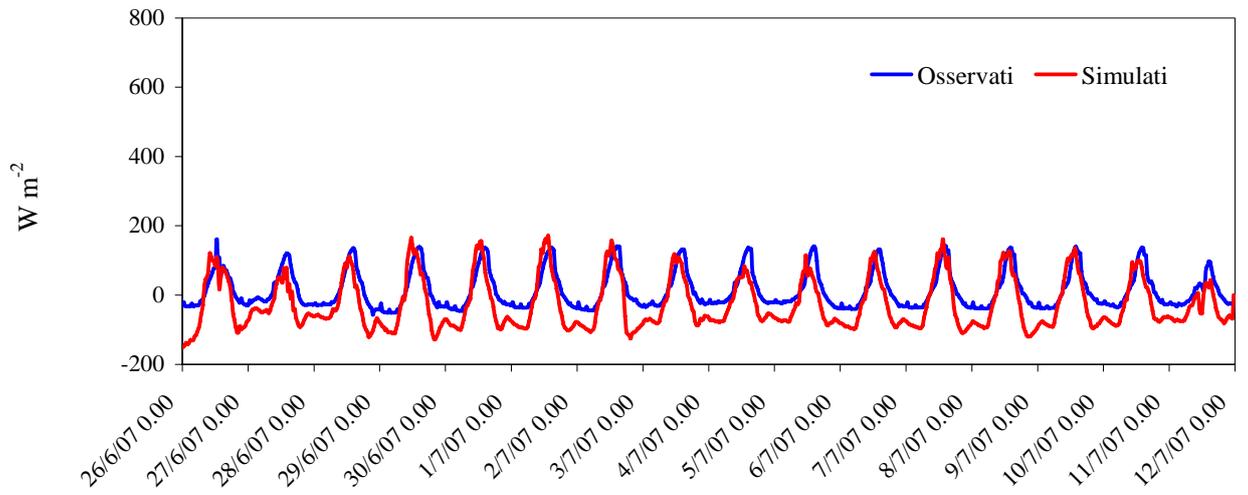


Figura 7.59. Confronto tra i valori di flusso di CO<sub>2</sub> misurati e osservati nel periodo 26 giugno – 11 luglio 2007.

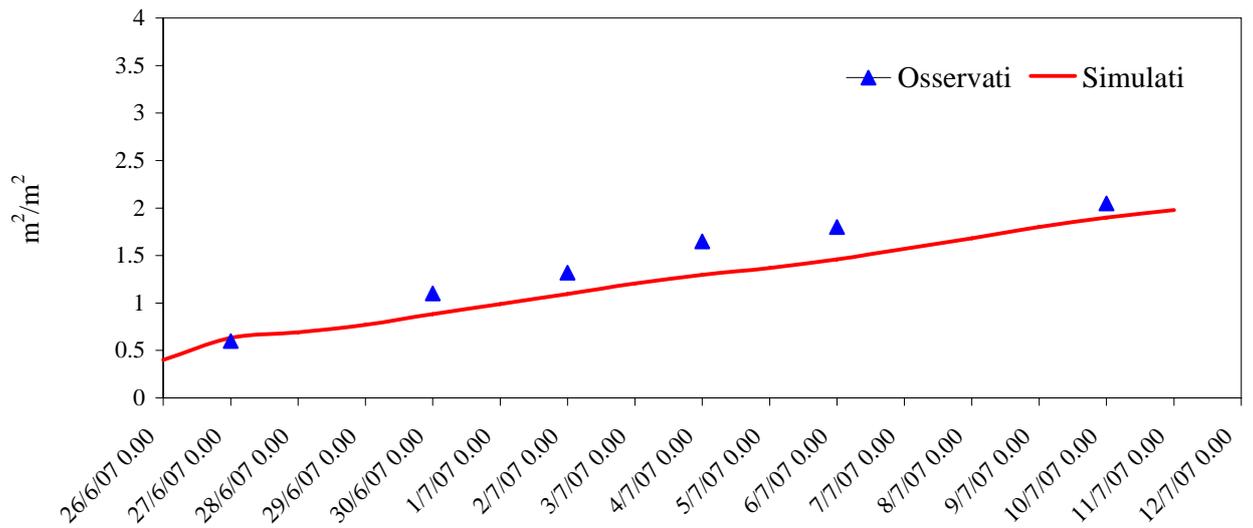


Figura 7.60. Confronto tra i valori di flusso di LAI misurati e osservati nel periodo 26 giugno – 11 luglio 2007.

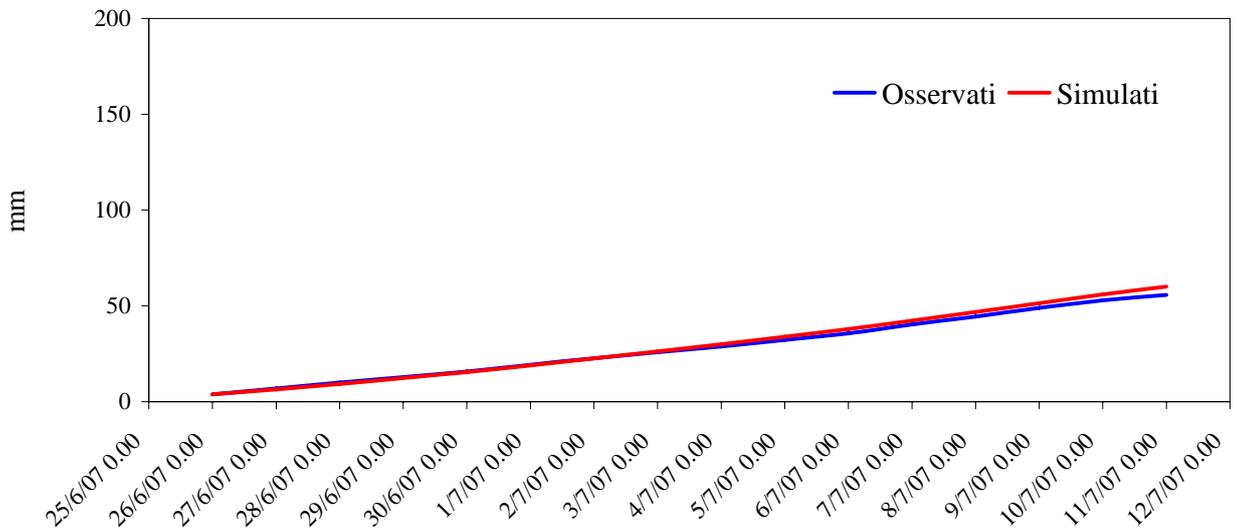


Figura 7.61. Confronto tra i valori di evapotraspirazione cumulata misurata e osservata nel periodo 26 giugno – 11 luglio 2007.

### 7.5.3 Secondo modello ecoidrologico – Test case No. 3 (27 giugno – 16 agosto 2009)

Come descritto in precedenza, l'ultimo periodo utilizzato per la validazione del secondo modello ecoidrologico ha compreso due cicli di crescita dell'erba medica, per una durata complessiva di 51 giorni, e l'intero periodo è stato caratterizzato dalla quasi totale assenza di pioggia, ad eccezione di alcune di brevissime precipitazioni di pochi millimetri. Come già per i due test case precedenti, i flussi energetici simulati da questo secondo modello ecoidrologico sono analoghi a quelli simulati dal primo, riproducendo in maniera soddisfacente i dati osservati. Più specificatamente il flusso di calore sensibile produce una leggera sottostima nei primi giorni della simulazione rispetto ai valori osservati (fig. 7.62), diversamente ai risultati ottenuti con il primo modello ecoidrologico (fig. 7.36). Il flusso di calore latente, invece, è leggermente sottostimato durante il secondo ciclo di crescita, in quanto per alcuni giorni non sono ben riprodotti i valori di picco (fig. 7.63). Il fatto che queste differenze tra i due modelli ecoidrologici siano minime è confermato dal fatto che gli indici statistici per le due grandezze sono molto simili (tabella 7.10). I valori simulati per la radiazione netta sono prossimi a quelli osservati, per i quali si registra un coefficiente di Nash – Sutcliffe pari a 0.96, perfettamente in linea con quello ottenuto nelle prove precedenti. Il flusso di CO<sub>2</sub> simulato con il secondo modello ecoidrologico è riprodotto in modo migliore rispetto al primo modello ecoidrologico, grazie ad una migliore rappresentazione delle oscillazioni giornaliere del flusso, dovuto all'utilizzo della concentrazione atmosferica di CO<sub>2</sub> in ingresso. Il coefficiente E<sup>2</sup> infatti vale 0.65 rispetto al valore di 0.6 per il modello ecoidrologico descritto nella sezione

precedente. Infine, si può notare dalla figura 7.67 che il secondo modello ecoidrologico simula meglio l'andamento della crescita della vegetazione in termini di LAI, poiché i valori osservati durante il secondo ciclo di crescita sono meglio interpretati dal modello. Ciò è imputabile al fatto che il guadagno del carbonio è meglio simulato, anche se di poco, dal secondo modello rispetto al primo. Di seguito è riportata la tabella contenente i valori degli indici statistici ottenuti per le diverse grandezze e i grafici che mostrano l'andamento temporale dei flussi energetici, del flusso del carbonio, e della crescita della vegetazione (LAI).

Tabella 7.10. Valori degli indici statistici utilizzati per il confronto tra valori osservati e valori simulati.

	MAE	E <sup>2</sup>
H (W m <sup>-2</sup> )	26.5	0.75
λE(W m <sup>-2</sup> )	49.9	0.70
R <sub>n</sub> (W m <sup>-2</sup> )	42.6	0.96
G (W m <sup>-2</sup> )	58.6	0.1
CO <sub>2</sub> (mg m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup> )	0.12	0.65

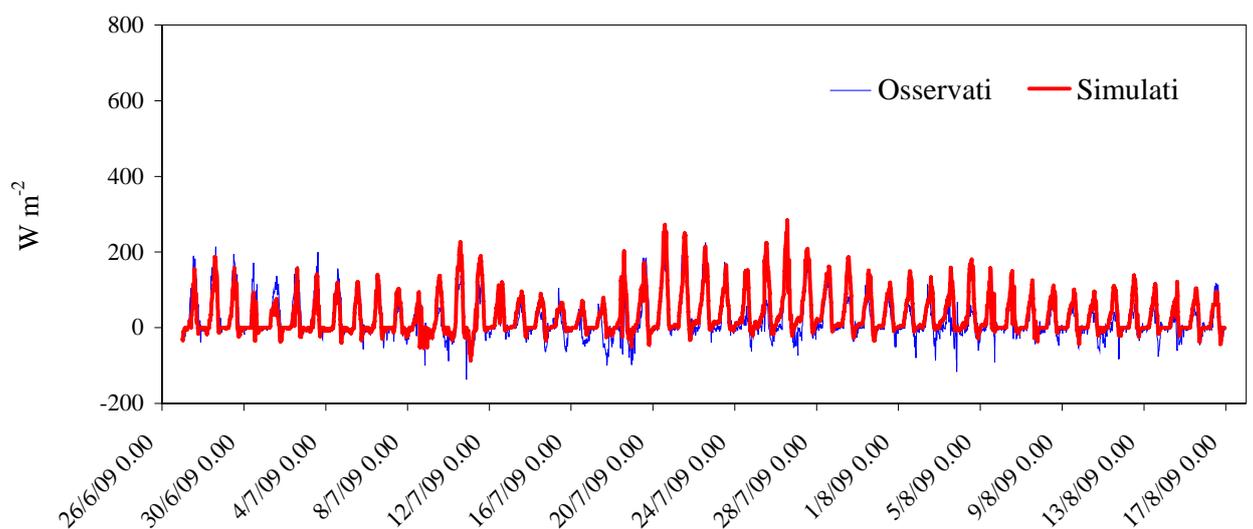


Figura 7.62. Confronto tra i valori di flusso di calore sensibile H misurati e osservati nel periodo 27 giugno – 16 agosto 2009.

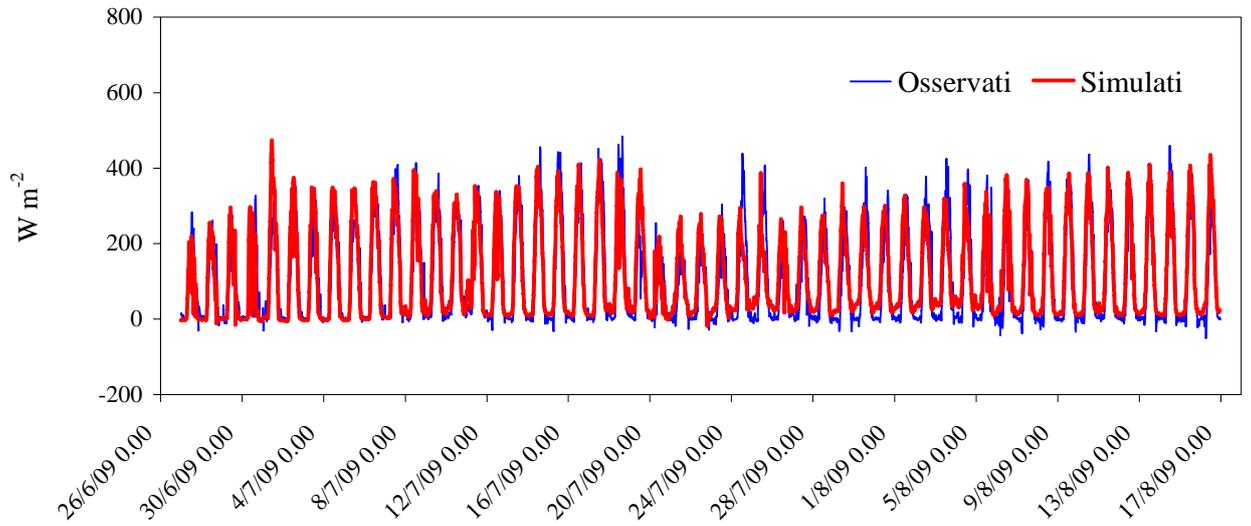


Figura 7.63. Confronto tra i valori di flusso di calore latente  $\lambda E$  misurati e osservati nel periodo 27 giugno – 16 agosto 2009.

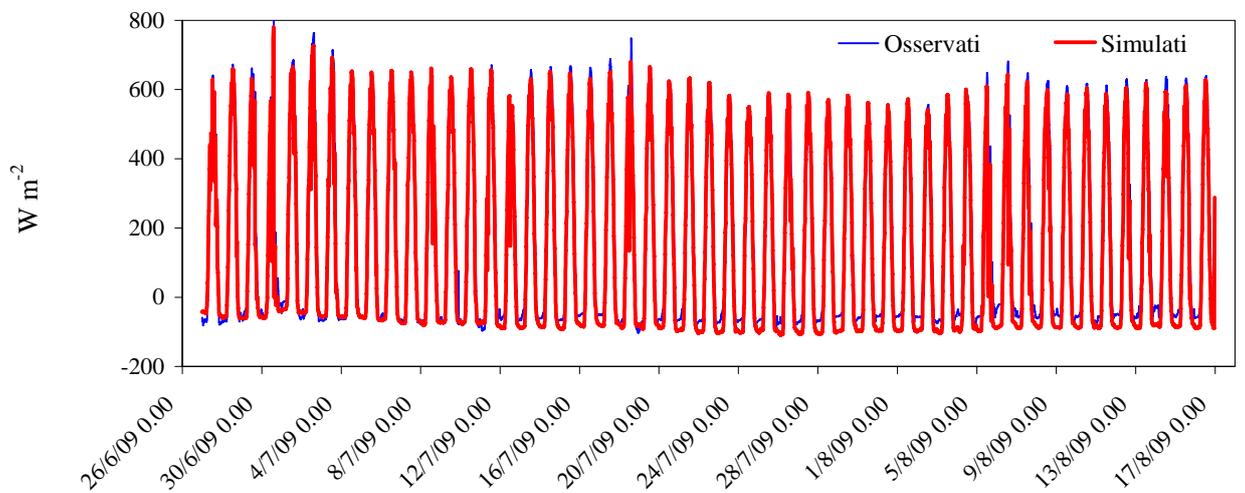


Figura 7.64. Confronto tra i valori di flusso di radiazione netta  $R_n$  misurati e osservati nel periodo 27 giugno – 16 agosto 2009.

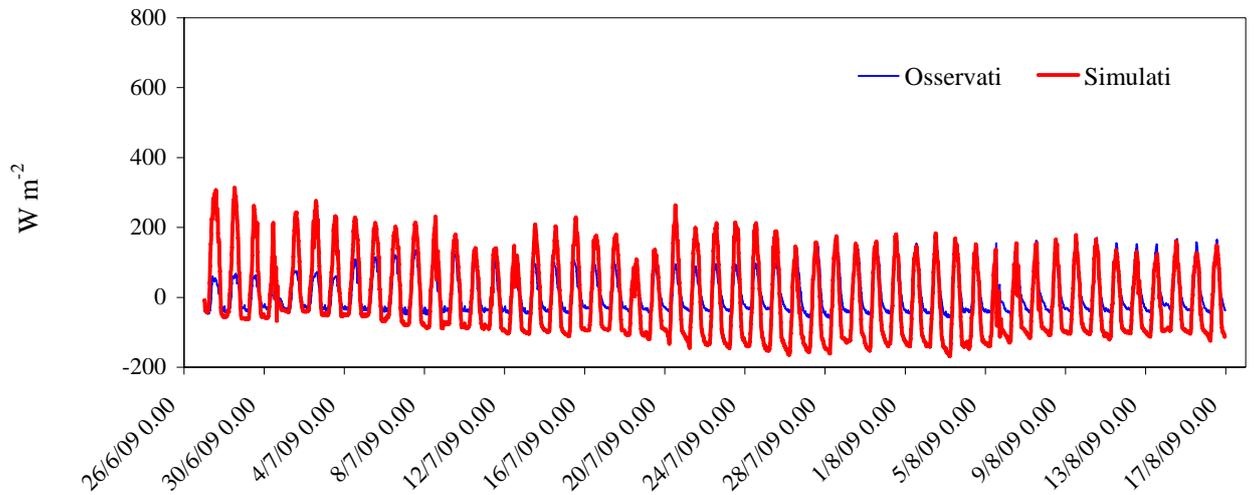


Figura 7.65. Confronto tra i valori di flusso di calore al suolo  $G$  misurati e osservati nel periodo 27 giugno – 16 agosto 2009.

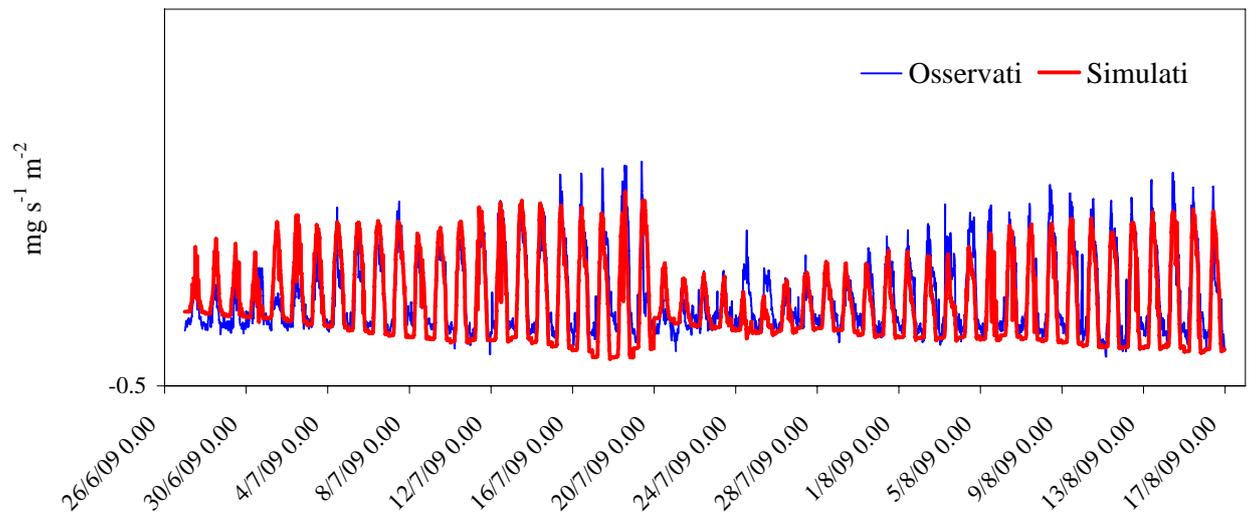


Figura 7.66. Confronto tra i valori di flusso di  $\text{CO}_2$  misurati e osservati nel periodo 27 giugno – 16 agosto 2009.

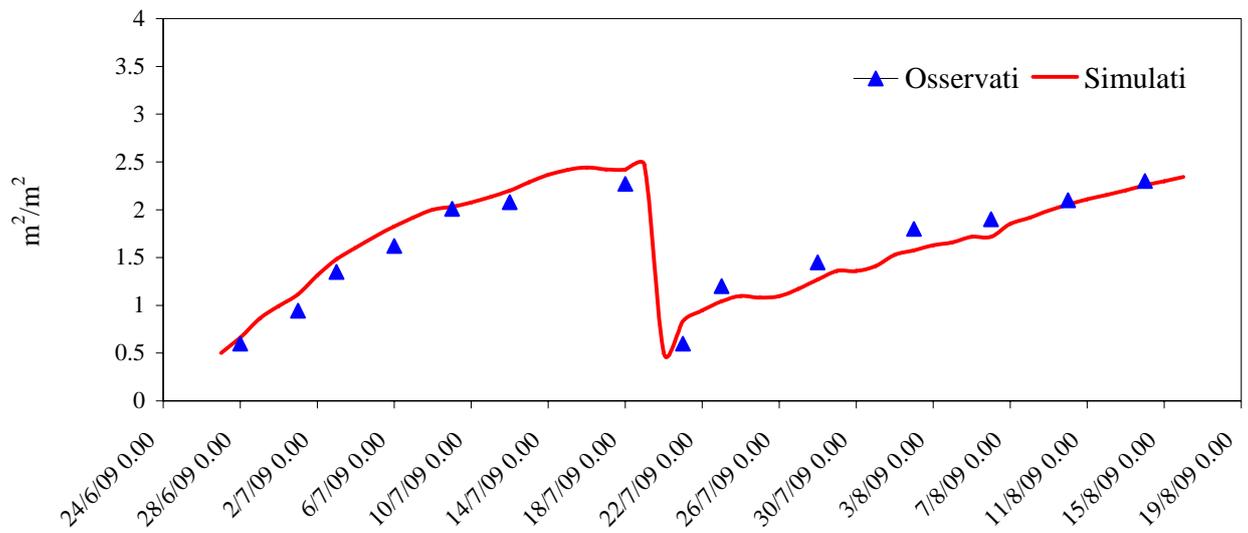


Figura 7.67. Confronto tra i valori di LAI misurati e osservati nel periodo 27 giugno – 16 agosto 2009.

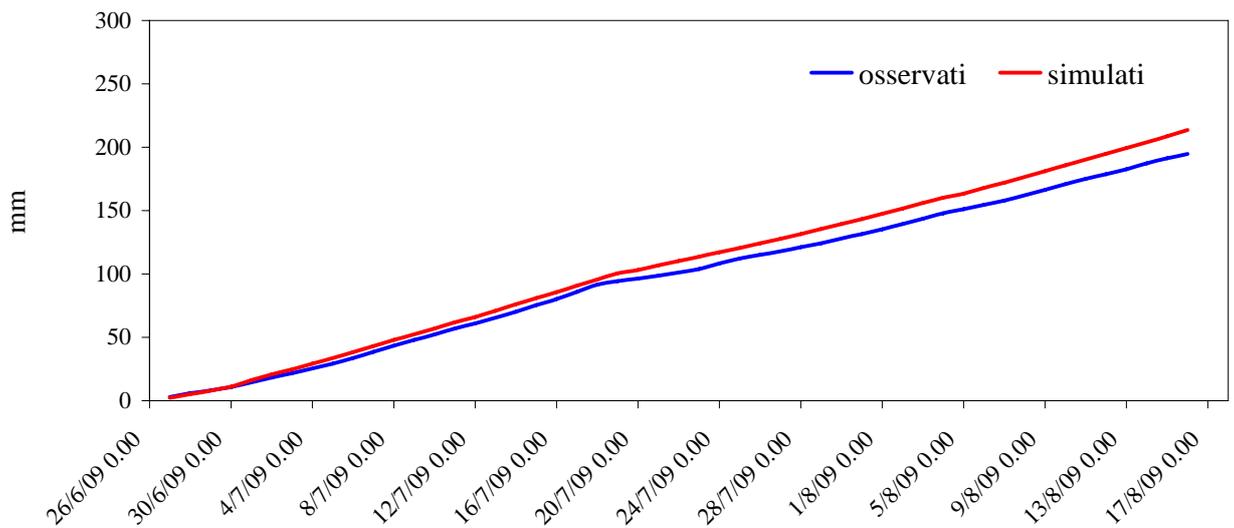


Figura 7.68. Confronto tra i valori di evapotraspirazione cumulata misurata e osservata nel periodo 27 giugno – 16 agosto 2009.

Dall'analisi dei risultati sui tre test case proposti per la calibrazione e la validazione del secondo modello ecoidrologico, emerge che i due modelli ecoidrologici producono risultati analoghi e soddisfacenti. La finalità di questo secondo modello è quella di essere in grado di simulare gli effetti di un arricchimento di CO<sub>2</sub> in atmosfera, sia sulla vegetazione che sulle grandezze più importanti del bilancio idrologico. Nella sezione finale di questo capitolo (par.7.8) saranno mostrati i risultati ottenuti ipotizzando scenari di cambiamento climatico in termini di aumento di temperatura dell'aria ed incremento della concentrazione atmosferica di CO<sub>2</sub>.

## 7.6 Analisi di sensitività

L'analisi di sensitività è uno strumento molto importante per la determinazione dei parametri più importanti che caratterizzano un modello, tanto che una loro variazione produce delle modifiche sostanziali ai risultati forniti in uscita. Dopo aver mostrato nella sezione precedente (par. 7.2 - 7.5) la calibrazione e la validazione dei diversi modelli realizzati (LSS, primo e secondo modello ecoidrologico), in questa sezione saranno mostrati i risultati ottenuti da due analisi di sensitività realizzate sui modelli LSS e sul primo ecoidrologico, entrambe condotte nel periodo utilizzato per la calibrazione degli stessi modelli, ovvero quello compreso tra il 26 giugno e l'11 luglio 2007.

Più specificatamente, sul primo modello di interazione suolo – vegetazione – atmosfera (LSS), l'analisi di sensitività è stata condotta sui parametri caratteristici del suolo, ovvero la permeabilità a saturazione  $K_s$ , il valore del contenuto idrico alla capacità di campo  $\theta_{fc}$  e i parametri della curva di van Genuchten  $n$  ed  $\alpha$ . Questa scelta è stata dettata dal fatto che questi parametri possono essere affetti da errori importanti sia nelle misure eseguite *in situ*, sia nell'utilizzare valori di letteratura per diversi tipi di terreni.

Successivamente, sul secondo modello ecoidrologico è stata condotta un'analisi di sensitività globale più dettagliata, coinvolgendo 47 parametri e 5 condizioni iniziali. Come sarà illustrato più dettagliatamente (par. 7.6.2), l'analisi di sensitività sul primo modello ecoidrologico è stata condotta in tre fasi successive. La prima fase è stata finalizzata all'individuazione dei parametri più importanti (parametri chiave), assumendo una variazione rispetto ai valori di riferimento assunti nella modellazione di  $\pm 10\%$ . La seconda è servita a definire un *range* di variazione dei parametri chiave (deviazione standard intorno al valore di riferimento), per poi nella fase finale effettuare un'analisi di tipo Montecarlo facendo variare i parametri casualmente e contemporaneamente all'interno dell'intervallo definito nella fase precedente. Sono stati individuati nove parametri chiave, e facendoli variare contemporaneamente, sono state eseguite un totale di 14000 simulazioni ( $1000 \times n$ , dove  $n$  è il numero dei parametri chiave).

I risultati delle due analisi di sensitività effettuate sono mostrate nei paragrafi che seguono.

### 7.6.1 Analisi di sensitività sul modello LSS

L'analisi di sensitività effettuata per il modello LSS ha sottolineato l'importanza delle proprietà del suolo nella modellazione dei fenomeni di interazione suolo vegetazione ed atmosfera. A tale scopo è stata condotta un'analisi di sensitività sulla permeabilità a saturazione  $K_s$ , il valore del contenuto idrico alla capacità di campo  $\theta_{fc}$  e i parametri della curva di van Genuchten  $n$  ed  $\alpha$ . Questi parametri sono stati scelti sulla base di un'analisi di sensitività preliminare eseguita sui parametri più

importanti che descrivono le caratteristiche del suolo. Il grafico riportato in figura 7.69 mostra il comportamento della variazione di H e  $\lambda E$ , per diversi valori di  $K_s$ ,  $\alpha$ ,  $n$  e  $\theta_{fc}$ . Per ogni combinazione proposta non viene mai superata una variazione maggiore del 150%, e ad un aumento di  $\lambda E$  corrisponde una diminuzione di H e viceversa così come ci si aspetterebbe. Il confronto tra i tre grafici di H e i tre grafici di  $\lambda E$  mostrano che tuttavia il parametro  $\theta_{fc}$  non è molto significativo, in quanto non si evidenziano apprezzabili variazioni tra i diversi casi proposti (a, b e c). Le tre sezioni mostrate in ogni grafico permettono di apprezzare la variabilità di H e  $\lambda E$  in relazione alla variazione della permeabilità a saturazione  $K_s$ . Più specificatamente, aumentando il valore della permeabilità, il flusso di calore latente aumenta, mentre il flusso di calore sensibile diminuisce a causa dell'aumento della disponibilità idrica, poiché comunque abbiamo posto delle condizioni di saturazione sul fondo del volume di analisi, non verificandosi quindi mai una condizione di deficit idrico. Nel caso in cui la permeabilità diminuisce il flusso di calore latente diminuisce sensibilmente con conseguente aumento del flusso di calore sensibile.

Per un fissato valore di  $K_s$ , ponendoci quindi all'altezza di una sezione, si può notare che per valori di permeabilità alta (sezione più in alto), è il parametro  $\alpha$  che regola maggiormente la variazione dei flussi turbolenti, mentre per valori di permeabilità bassi (sezione più in basso), le variazioni più significative si hanno per la variazione del parametro  $n$ . Questo risultato è molto importante poiché evidenzia due aspetti fondamentali. Il primo riguarda ancora una volta la necessità di caratterizzare in modo corretto il suolo, per non incorrere in errori sensibili nella riproduzione dei flussi energetici. Il secondo aspetto, invece, mostra che i coefficienti della curva di van Genuchten ( $\alpha$  e  $n$ ) dipendono fortemente dalle caratteristiche della permeabilità del suolo. Pertanto si può asserire che questi parametri, ai quali molto spesso con leggerezza si attribuiscono valori di letteratura, sono fondamentali per la corretta definizione dei processi che regolano i fenomeni di interazione tra suolo, vegetazione ed atmosfera.

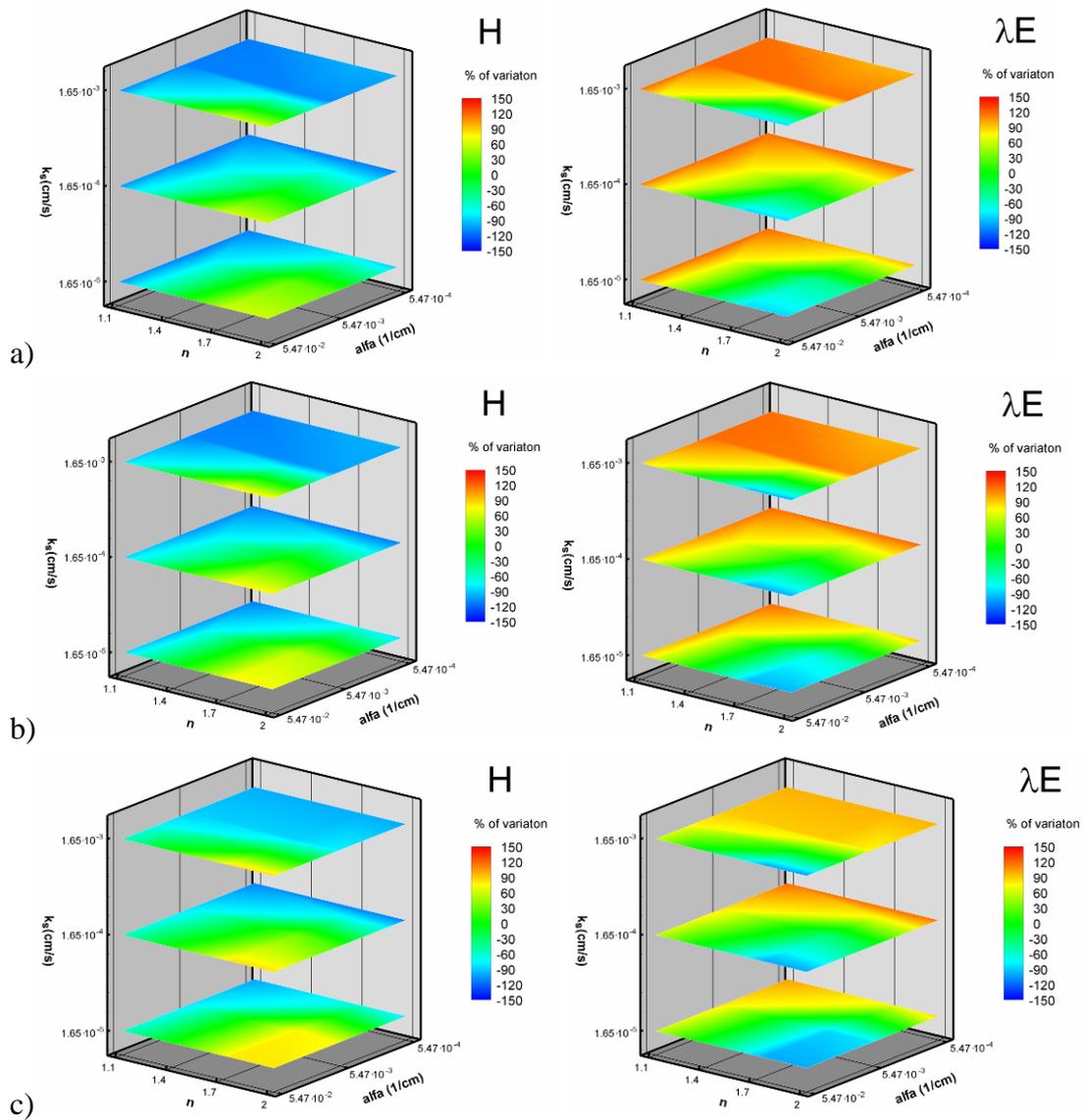


Figura 7.69. Variazione nei valori medi del flusso di calore sensibile e latente variando i parametri  $K_s$ ,  $n$ ,  $\alpha$  e  $\theta_{fc}$ . Variazioni di  $K_s$ ,  $n$ , e  $\alpha$  sono mostrati esplicitamente nei grafici,, i valori di  $\theta_{fc}$  sono a) 80% del valore stimato, b) il valore stimato, c) 120% del valore stimato

### 7.6.2 Analisi di sensitività sul secondo modello ecoidrologico

Il primo modello ecoidrologico sviluppato utilizza molti parametri in input, dei quali per alcuni si è fatto riferimento a valori di letteratura, mentre altri sono stati opportunamente calibrati o fissati. E' fondamentale per tutti i modelli identificare quelli che sono i parametri più importanti e che incidono maggiormente sulla capacità predittiva del modello, in modo da quantificare l'incertezza del modello stesso, dovuta anche agli effetti combinati delle incertezze presenti nel set dei parametri in ingresso. L'analisi di sensitività presentata in questo paragrafo, così come quella mostrata nel paragrafo precedente (par. 7.6.1) è stata condotta sulle variabili più importanti del modello, quali il flusso di calore latente, il flusso di calore sensibile, il flusso di CO<sub>2</sub> e il LAI. In particolare, è stato seguito l'approccio suggerito da *Dufrene et al.* (2005) nel quale l'analisi di sensitività e lo studio successivo sulle incertezze dei parametri sono basati su un approccio di tipo Montecarlo. Nel caso specifico, l'analisi di sensitività è stata svolta secondo tre passi successivi: (1) identificazione dei parametri chiave attraverso un'analisi di sensibilità valutando tutti i parametri del modello, (2) determinazione della reale incertezza dei parametri del modello secondo riferimenti di letteratura o sulla base di analisi preliminari eseguite sul modello e (3) valutare l'incertezza (in termini di coefficiente di variazione  $\sigma/\mu$ ) del modello combinando contemporaneamente tutti i parametri chiave facendoli variare all'interno del *range* prefissato al punto (2). C'è da notare che i risultati dell'analisi proposta in questo paragrafo potrebbero dipendere dalle caratteristiche del sito e dal tipo di clima interessato. In particolare è stato scelto come periodo su cui effettuare l'analisi, quello compreso tra il 26 giugno e l'11 luglio 2007, caratterizzato da un'ottima chiusura del bilancio energetico ed utilizzato come periodo per la calibrazione dei diversi modelli sviluppati. Il primo passo è stato quello, quindi, di identificare i parametri chiave del modello, cioè i parametri la cui variazione provoca gli effetti più grandi sulle variabili in uscita dal modello. A questo scopo è stata applicata una variazione del +10% o -10% ad ognuno dei 47 parametri e alle 5 condizioni iniziali individuati per l'analisi di sensitività. Per ogni parametro e condizione iniziale è stata calcolata la differenza tra i valori delle variabili considerate (H,  $\lambda E$ , CO<sub>2</sub>, LAI) determinata con il +10% (o -10%) del parametro scelto e il valore della grandezza stimata con i valori dei parametri di riferimento. Pertanto, la variazione percentuale è stata stimata così come segue:

$$\%VAR_{\pm 10\%} = 100 \times \frac{|\bar{q}_{no\ bias} - \bar{q}_{\pm 10\% \ bias}|}{\bar{q}_{no\ bias}} \quad (7.5)$$

dove il termine  $\bar{q}$  rappresenta il valore medio delle variabili di interesse (H,  $\lambda E$ , CO<sub>2</sub>, LAI), determinato ad ogni simulazione.

Specificatamente, i parametri considerati per l'analisi di sensitività sono: l'emissività superficiale, che rappresenta il parametro più importante per la determinazione della radiazione netta, gli 8 parametri che descrivono le proprietà termiche del suolo ( $k_l$ ,  $k_m$ ,  $k_h$ ,  $\theta_{kt}$ ,  $\kappa_l$ ,  $\kappa_m$ ,  $\kappa_h$  e  $\theta_{\kappa l}$ ) e i 2 parametri che li raggruppano insieme ( $k_{tot}$  e  $\kappa_{tot}$ , nel senso che il bias è stato applicato contemporaneamente ai parametri che definiscono la conducibilità e la diffusività), i 7 parametri che rappresentano le proprietà idrauliche del suolo (la conducibilità a saturazione  $k_s$ , parametri della curva di Van Genuchten  $L$ ,  $n$  ed  $\alpha$ , il contenuto idrico residuo  $\theta_r$ , a saturazione  $\theta_s$  e il valore di field capacity  $\theta_{fc}$ ), e 4 parametri relativi alle caratteristiche della vegetazione (altezza della pianta  $h_c$ , la lunghezza di trasporto per la quantità di moto  $z_{om}$ , e le temperature ottime massime e minime per la crescita della pianta ( $T_{optmax}$ ,  $T_{optmin}$ ), altri 2 parametri riferiti alle proprietà della vegetazione ed utilizzati sia nel modello di dinamica della vegetazione che nel modello LSS (la resistenza stomatale minima  $R_{STmin}$  e il coefficiente di estinzione della luce  $k_e$ ), i parametri legati alla resistenza stomatale ( $\theta_{lim}$  e  $\omega$ ), infine, i parametri riferiti solo al VDM. Inoltre, analoga variazione è stata applicata anche alle condizioni iniziali della temperatura e dell'umidità del suolo e ai valori iniziali della biomassa verde, morta e delle radici. E' evidente che la variazione del 10% non ha lo stesso significato per tutti i parametri. Ad esempio per l'emissività superficiale l'aumento del 10% è una variazione molto importante (significa che questo parametro diventa maggiore di 1), invece il valore di  $K_s$  può variare anche lungo la stessa colonna di suolo di più ordini di grandezza. Lo scopo di questa prima analisi è, come spiegato precedentemente, individuare i parametri più importanti, cosiddetti chiave, per poi successivamente effettuare su tali parametri un'analisi di tipo Montecarlo. In tabella 7.11 sono riportati i parametri che hanno prodotto una variazione media su H,  $\lambda E$ ,  $CO_2$  e LAI, maggiore del 4%. Tali parametri sono stati scelti come parametri chiave per la fase successiva dell'analisi di sensitività. In particolare, i risultati hanno evidenziato una forte sensibilità del modello rispetto al contenuto idrico del suolo che limita la traspirazione della vegetazione ( $\theta_{lim}$ ). Inoltre è stato verificato che il flusso di calore sensibile è fortemente influenzato dalla emissività superficiale  $\varepsilon_s$  ( %VAR  $\pm$  il 10% da -31.5% al 38.7% ), dovuto probabilmente al fatto che una variazione del 10% su tale parametro è troppo alta in relazione alla tipologia del parametro stesso (supera il valore di 1). I parametri caratteristici del suolo, quali la permeabilità a saturazione  $K_s$  ed i parametri  $\alpha$  ed  $n$  della curva di van Genuchten fanno registrare delle variazioni abbastanza sensibili. Tra i parametri utilizzati all'interno del modello LSS, abbastanza importanti sono la temperatura ottimale massima  $T_{optmax}$  (che influisce sulla resistenza stomatale), il parametro  $\omega$  che descrive l'effetto della pressione di vapore sulla resistenza stomatale, ed i coefficienti di estinzione della luce  $k_e$  e  $k_{PAR}$ . I parametri più importanti che caratterizzano il modello VDM sono il tasso di crescita

della biomassa  $c_g$ ;  $a_o$  che rappresenta un coefficiente per la stima dell'efficienza fotochimica della foglia; ed il parametro che descrive i processi respiratori  $Q_{10}$ .

Le condizioni iniziali non influiscono sensibilmente sulle simulazioni effettuate, ad eccezione per la quantità iniziale di biomassa verde  $B_{gin}$ , legata comunque al valore iniziale di LAI. Sebbene gli intervalli di variazione siano differenti per il flusso di calore latente, i parametri che influiscono maggiormente sono praticamente gli stessi. Nel caso specifico, l'emissività superficiale è meno significativa, ma i parametri  $T_{optmax}$  e  $c_g$  assumono un ruolo molto importante, unitamente ai parametri legati alle proprietà idrauliche del suolo ( $K_s$ ,  $\alpha$  ed  $n$ ). Per ciò che riguarda invece il flusso di  $CO_2$  e il LAI, i parametri maggiormente significativi sono quelli legati al modello di dinamica della vegetazione (VDM), a discapito dei parametri tipici del LSS. In particolare i parametri  $a_o$ ,  $k_e$ ,  $c_g$  e  $Q_{10}$  sono quelli più significativi, insieme al parametro  $\xi_a$  che regola la translocazione dai germogli alle radici. Solo le condizioni iniziali della biomassa verde producono delle variazioni degne di nota. La prima fase di questa analisi di sensitività dimostra che i parametri che influiscono maggiormente sulla modellazione sono relativamente pochi. Infatti 15 parametri non superano il  $\pm$  l'1% di variazione, mentre altri 19 di  $\pm$  il 2%, pertanto si può assegnare loro un valore di letteratura senza influenzare particolarmente i risultati.

Tabella 7.11. Lista dei parametri che hanno mostrato l'effetto più significativo (media > 4%) su H,  $\lambda E$ ,  $CO_2$  e LAI.

Parameter	H	$\lambda E$	Fc	LAI	Mean
$\theta_l$	9.13%	9.71%	39.10%	12.07%	<b>17.50%</b>
$\varepsilon_s$	38.72%	6.26%	5.42%	4.02%	<b>13.61%</b>
$a_0$	5.30%	5.07%	29.51%	11.13%	<b>12.75%</b>
$T_{optmax}$	8.24%	7.64%	27.64%	5.32%	<b>12.21%</b>
$\alpha$	14.44%	14.03%	7.08%	5.44%	<b>10.25%</b>
$c_g$	7.14%	6.79%	11.68%	14.01%	<b>9.91%</b>
$Q_{10}$	6.06%	5.14%	9.19%	16.77%	<b>9.29%</b>
$\omega$	4.28%	4.45%	17.55%	5.36%	<b>7.91%</b>
$k_e$	5.12%	4.39%	16.24%	5.13%	<b>7.72%</b>
$k_{PAR}$	2.38%	2.59%	16.59%	5.08%	<b>6.66%</b>
$n$	4.07%	5.31%	9.68%	2.12%	<b>5.30%</b>
$B_{gin}$	3.25%	3.13%	6.20%	6.24%	<b>4.71%</b>
$K_s$	6.53%	6.71%	2.21%	2.36%	<b>4.45%</b>
$\xi_a$	3.53%	3.44%	4.54%	6.16%	<b>4.42%</b>

I risultati ottenuti dalla prima fase dell'analisi di sensitività ha permesso quindi di determinare i parametri chiave sulla base delle considerazioni appena esposte. In particolare nella tabella che segue sono riportati i parametri scelti e le relative variazioni percentuali, scelti sulla base di misure effettuate in sito (parametri legati alle caratteristiche del suolo) e da valori di letteratura.

Tabella 7.12. Tabella contenente i parametri chiave per l'analisi di sensitività e le relative variazioni percentuali

	<b>Min</b>	<b>Ref</b>	<b>Max</b>	<b>±%</b>
$\theta_{lim}$	0.25	0.3	0.35	0.16
$c_g$	0.006	0.011	0.016	45%
$T_{optmax}$	40	45	50	11%
$Q_{10}$	1.5	2	2.5	25%
$a_0$	0.01	0.014	0.018	29%
$K$	0.00003	0.000165	0.0003	82%
$\alpha$	0.0048	0.00547	0.00612	12%
$\varepsilon_s$	0.95	0.97	0.99	2%
$n$	1.56	1.73	1.9	10%
$k_e$	0.2	0.4	0.6	50%
$B_{gin}$	40	50	60	20%
$k_{PAR}$	0.6	0.8	1.0	25%
$\omega$	0.1	0.13	0.16	23%
$\xi_a$	0.2	0.4	0.6	50%

L'ultima fase dell'analisi di sensitività ha riguardato la generazione di valori casuali dei parametri chiavi all'interno della variazione riportata in tabella 7.12.

Il confronto tra i risultati ottenuti dalla simulazione di riferimento e l'insieme delle 14000 simulazioni (1000 x n, dove n è il numero dei parametri chiave) sono riportati in tabella 7.13 e in figura 7.70. L'incertezza maggiore ( $\sigma/\mu$ ) si ha per il flusso di CO<sub>2</sub> (89%) e per il valore massimo di LAI (41%), essendo queste due grandezze fra loro correlate. Le variazioni sui flussi di calore sensibile e latente è dell'ordine del 25% con una deviazione standard rispettivamente di circa 19 e 30 Wm<sup>-2</sup>. Questi risultati dimostrano che i parametri legati al modello di dinamica della vegetazione incidono sensibilmente sul guadagno di carbonio e sulla crescita della vegetazione. Questi parametri sono legati fortemente dal tipo di piante e dalle caratteristiche del sito sperimentale. Inoltre, alcuni parametri quali ad esempio  $T_{optmax}$ , dipende oltre che dal tipo di vegetazione anche dalle condizioni climatiche del periodo di analisi (alte o basse temperature). L'incertezza, in termini di coefficiente di variazione ( $\sigma/\mu$ ), sul valore massimo attribuito al LAI è abbastanza accettabile, poiché anche in altri periodi sullo stesso sito sono stati misurati valori prossimi a 2.5 (periodo 27 giugno – 16 agosto 2009).

Tabella 7.13. Confronto tra i valori medi della simulazione di riferimento con i valori media dell'insieme delle 14000 simulazioni, la deviazione standard dell'insieme e l'incertezza totale.

	Simulazione di riferimento	Media Ensemble	D.S. Ensemble	Incertezza( $\sigma/\mu$ ) (%)
H	75.95	73.85	18.83	26%
$\lambda E$	106.64	110.25	30.24	27%
CO <sub>2</sub>	0.0826	0.0870	0.08	89%
LAI mean	1.36	1.31	0.42	32%
LAI max	2.06	1.92	0.79	41%

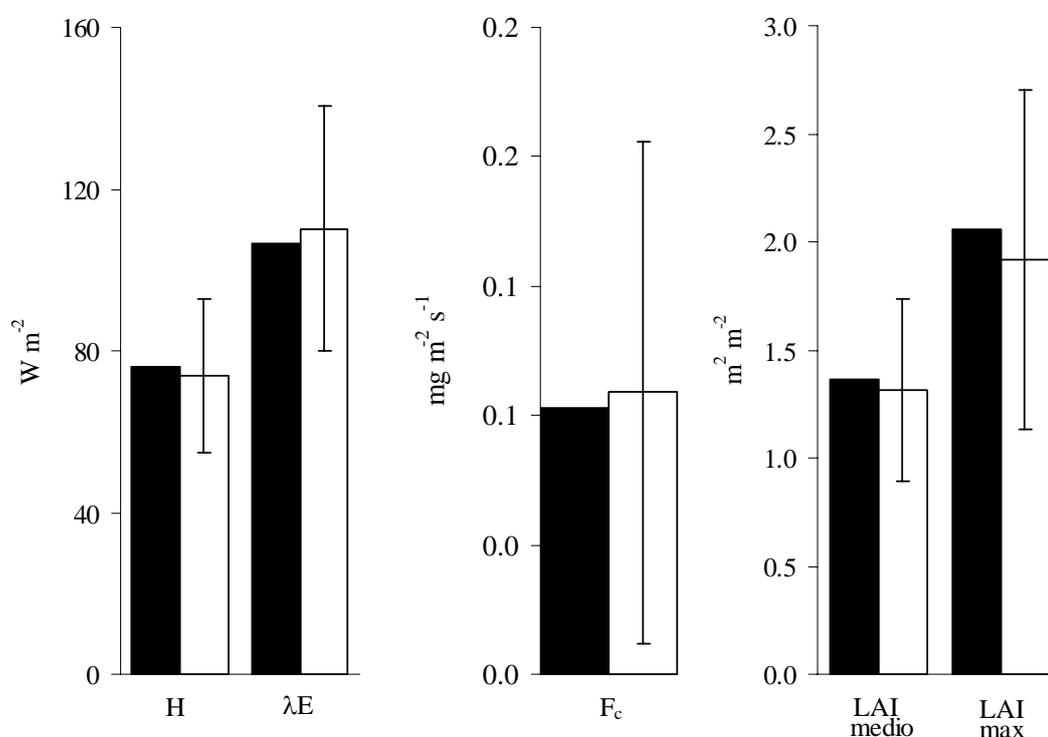


Figura 7.70. Confronto tra i valori medi della simulazioni di riferimento e il valore medio dell'insieme delle 14000 simulazioni. In nero il valore medio della simulazione di riferimento, in bianco il valore medio dei valori dell'insieme.

Nelle figure 7.71 – 7.74 sono mostrati i confronti tra le simulazioni di riferimento delle grandezze di interesse (H,  $\lambda E$ , CO<sub>2</sub>, LAI) e la fascia dell'insieme delle 14000 simulazioni ottenute facendo variare casualmente i parametri chiave all'interno dell'intervallo prefissato (tabella 7.12).

Dalle figure emerge che le variazioni del flusso di calore sensibile non sono sensibilmente elevate, soprattutto nei primi giorni di simulazione. Ciò scaturisce dal

fatto che i parametri che maggiormente causano le variazioni di calore sensibile sono quelli legati alle caratteristiche del suolo ( $K_s$ ,  $\alpha$ ), e quindi di conseguenza alla disponibilità idrica nel suolo. In particolare, dopo i primi giorni, la vegetazione comincia a crescere, aumentando quindi la richiesta idrica da parte delle piante favorendo l'aumentare dei processi traspirativi. Il fatto di non trovarsi in condizioni idriche limitanti, in quanto è stato ipotizzato una condizione di saturazione sul fondo del volume considerato, consegue che la permeabilità del suolo determina in modo decisivo i processi di scambio superficiali tra il suolo e la vegetazione. Più in dettaglio, l'aumento di  $\alpha$  provoca un aumento del flusso di calore sensibile, mentre un aumento di  $K_s$  comporta una diminuzione di H. Come già verificato precedentemente una diminuzione dell'emissività superficiale implica un aumento di H, anche se con differenze non molto grandi poiché è stato scelto un range di variazione di tale parametro abbastanza ridotto (2%). Dei parametri caratteristici del modello di dinamica della vegetazione, solo il parametro che concorre alla stima dell'efficienza fotochimica della foglia  $a_0$ , causa delle variazioni in H, infatti ad un suo aumento segue una diminuzione nel flusso di calore sensibile.

Le considerazioni circa i parametri legati alle caratteristiche del suolo ( $K_s$ ,  $\alpha$ ) sono confermate anche per il flusso di calore sensibile, unitamente ai parametri legati alla resistenza stomatale. Le indicazioni sono l'opposto rispetto ad H. Specificatamente, un aumento della permeabilità a saturazione garantisce una disponibilità idrica maggiore e quindi un'evapotraspirazione superiore rispetto al valore di riferimento. Analogamente il flusso di calore latente diminuisce all'aumentare di  $\alpha$ . L'emissività superficiale, con l'intervallo di variazione stabilito, non influisce sui valori di calore latente simulati. In particolare un aumento del tasso di crescita  $c_g$  e una diminuzione del parametro che regola i processi respirativi nella pianta  $Q_{10}$ , determinano un aumento nel flusso di calore latente. Questo risultato è congruente con la fisica del problema, in quanto un aumento della crescita e una diminuzione della respirazione della pianta comporta un aumento dell'evapotraspirazione. Infine, valori di  $\lambda E$  bassi sono dovuti ad una diminuzione del parametro  $a_0$  ed un aumento della temperatura ottimale di crescita della pianta  $T_{optmax}$ . Dalle analisi sui risultati ottenuti sui flussi di calore sensibile e latente, emerge l'importanza di una idonea caratterizzazione spaziale delle caratteristiche del suolo. Tale esigenza sarà meglio messa in rilievo nella sezione successiva dove sarà mostrato un caso tridimensionale, evidenziando quindi oltre all'importanza di utilizzare un modello tridimensionale di flusso idrico nel suolo, anche le enormi potenzialità del modello ecoidrologico proposto.

Per quanto concerne il flusso di  $CO_2$  e il leaf area index, i parametri maggiormente sensibili sono quelli relativi al modello di dinamica della vegetazione, com'era lecito aspettarsi. I parametri che incidono fortemente sul flusso di  $CO_2$  sono il tasso di crescita  $c_g$  e il parametro dell'efficienza fotochimica  $a_0$ , il tasso di estinzione del PAR  $k_{PAR}$ ; infatti un loro incremento produce un guadagno di carbonio nettamente

superiore rispetto a quello di riferimento. Un aumento dei processi respiratori tramite il suo parametro caratteristico  $Q_{10}$  induce una comprensibile diminuzione del flusso netto di  $\text{CO}_2$ , mentre un valore più alto del coefficiente di estinzione della luce  $k_e$  e del valore di temperatura ottimale della crescita della vegetazione  $T_{optmax}$ , implica rispettivamente un aumento e una diminuzione del guadagno in termini di carbonio. I parametri legati al suolo, come accennato prima, non sono particolarmente significativi su questa grandezza. In particolare  $\alpha$  non produce effetti significativi, mentre l'effetto della permeabilità a saturazione è molto debole, una sua diminuzione genera anche una diminuzione nella  $\text{CO}_2$ .

Infine, l'analisi sulla dinamica della vegetazione in termini di LAI, ha fatto emergere l'analogia con i risultati ottenuti per il flusso di  $\text{CO}_2$ . Le stesse considerazioni fatte per il carbonio valgono similmente per il LAI, in quanto esso dipende principalmente dal guadagno giornaliero di carbonio e quindi, anche se con intensità differenti, gli effetti sono i medesimi.

In sintesi l'analisi di sensitività condotta in questo lavoro di tesi ha fatto emergere che, per ciò che riguarda i flussi turbolenti, è molto importante una corretta definizione delle caratteristiche del suolo, rendendo quindi necessario una modellazione tridimensionale del flusso idrico nel suolo, come mostrato nella sezione successiva. I parametri relativi al modello di dinamica della vegetazione sono maggiormente influenti sulle grandezze quali il flusso di  $\text{CO}_2$  e l'indice di area fogliare (LAI).

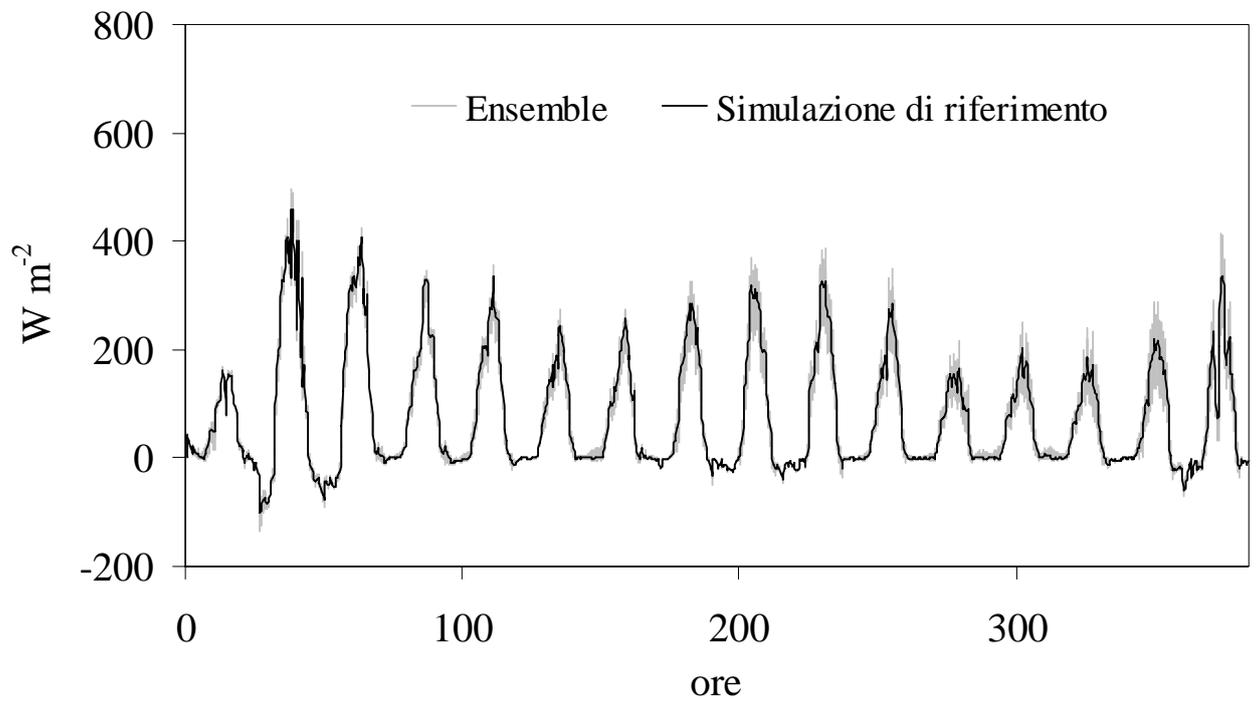


Figura 7.71. Confronto tra flusso di calore sensibile ottenuto dalla simulazione di riferimento e dalle 14000 simulazioni dell'analisi di sensitività. La fascia grigia indica i valori medi ottenuti per l'ensemble  $\pm$  la deviazione standard.

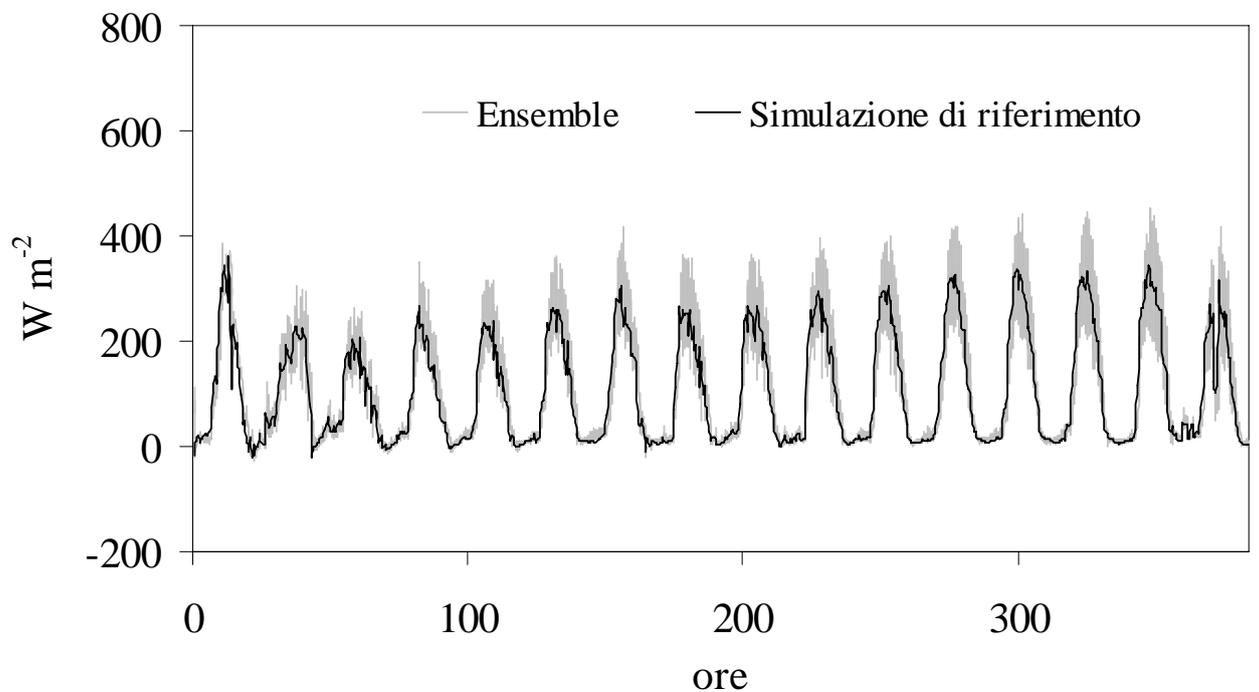


Figura 7.72. Confronto tra flusso di calore latente ottenuto dalla simulazione di riferimento e dalle 14000 simulazioni dell'analisi di sensitività. La fascia grigia indica i valori medi ottenuti per l'ensemble  $\pm$  la deviazione standard.

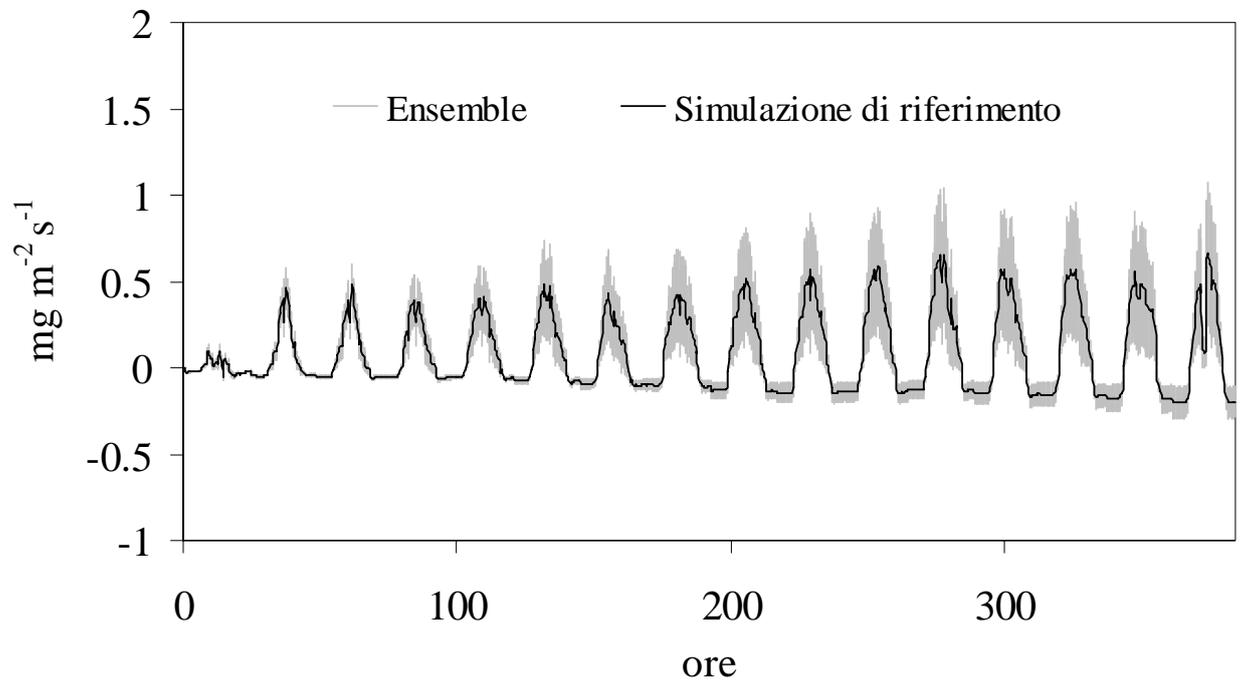


Figura 7.73. Confronto tra flusso di  $\text{CO}_2$  ottenuto dalla simulazione di riferimento e dalle 14000 simulazioni dell'analisi di sensitività. La fascia grigia indica i valori medi ottenuti per l'ensemble  $\pm$  la deviazione standard.

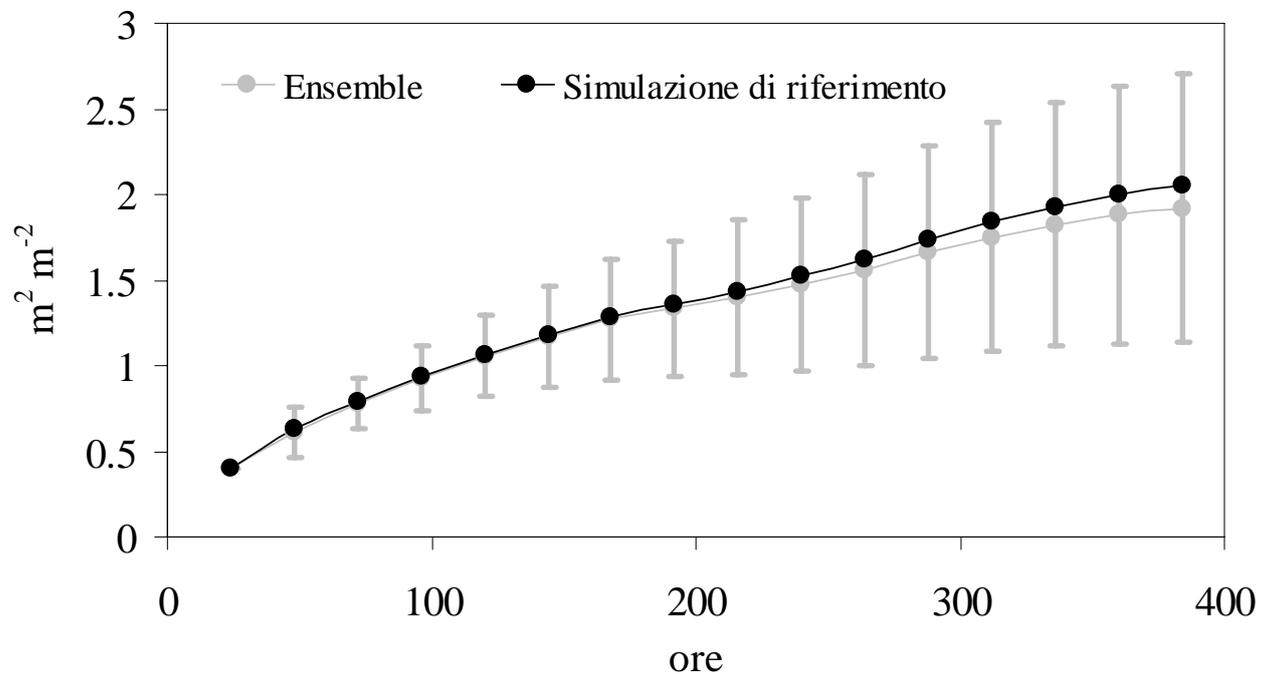


Figura 7.74. Confronto tra il LAI ottenuto dalla simulazione di riferimento e dalle 14000 simulazioni dell'analisi di sensitività. Le barre in grigio indicano i valori medi ottenuti per l'ensemble  $\pm$  la deviazione standard.

### **7.7 Flusso idrico nel suolo insaturo. Test case tridimensionale**

Nelle sezioni precedenti (par. 7.2 – 7.4) è stata valutata l'affidabilità del primo modello ecoidrologico sviluppato, mediante una serie di test case sul sito sperimentale di Paglialonga e sul sito Californiano di “*Vaira Ranch*”.

Dal momento che le variazioni dell'umidità del suolo e della vegetazione sono omogenee, i dati misurati non appaiono idonei a simulare i flussi energetici, il contenuto idrico, il flusso di CO<sub>2</sub> e il LAI in modo tridimensionale. La necessità evidenziata anche dall'analisi di sensitività di descrivere nel miglior modo possibile le proprietà del suolo, ha giustificato l'utilizzo di un modello molto più complesso sia matematicamente che computazionalmente, ma in grado di fornire prestazioni molto più elevate rispetto ad un classico schema di flusso monodimensionale.

In questa sezione è presentato un test case tridimensionale, realizzato con il primo modello ecoidrologico, allo scopo di mostrare la necessità di considerare il processo tridimensionale del flusso idrico nel suolo insaturo e l'enorme potenzialità che sono proprie dei metodi di calcolo parallelo quale quello degli automi cellulari. L'analisi è stata fatta per il periodo compreso tra il 26 giugno e l'11 luglio 2007 per il sito sperimentale di Paglialonga, utilizzando, quindi, in ingresso i dati meteorologici di tale periodo.

Il plot 3D è schematizzato in figura 7.75; le sue dimensioni sono 9 m lungo la direzione x, 6 m lungo la direzione y e 1.5 lungo l'asse z. Le dimensioni di ogni cella sono pari a  $0.3 \times 0.3 \times 0.03 \text{ m}^3$ . Il fondo e le facce laterali del plot sono considerate impermeabili quindi non è consentito nessun flusso attraverso le superfici laterali ed inferiore. Sulla faccia in direzione y è stato posto una sorgente esterna in modo tale che le celle sono completamente sature per una larghezza di 0.9 m lungo y e 1.5 m lungo z (fig. 7.75, segnato in ciano).

L'umidità del suolo iniziale è posta pari a 0.212 sul fondo e a 0.193 in superficie con una variazione lineare lungo l'asse z del plot.

Le proprietà idrauliche e termiche del suolo sono considerate omogenee per tutta l'area di analisi.

Sono state considerate due condizioni differenti per ciò che riguarda la copertura superficiale del plot, ossia è stato considerato un plot completamente vegetato e un plot invece privo di vegetazione, quindi in condizioni di suolo nudo (fig. 7.75).

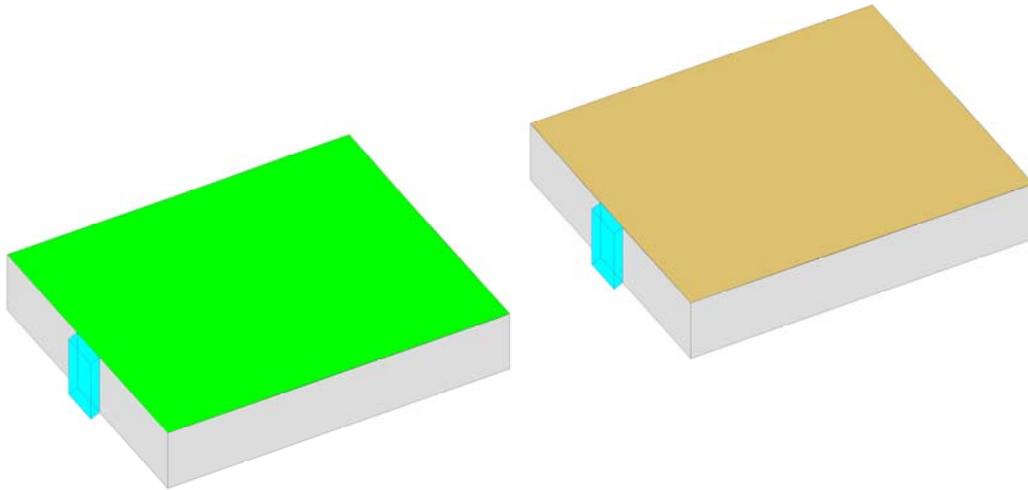
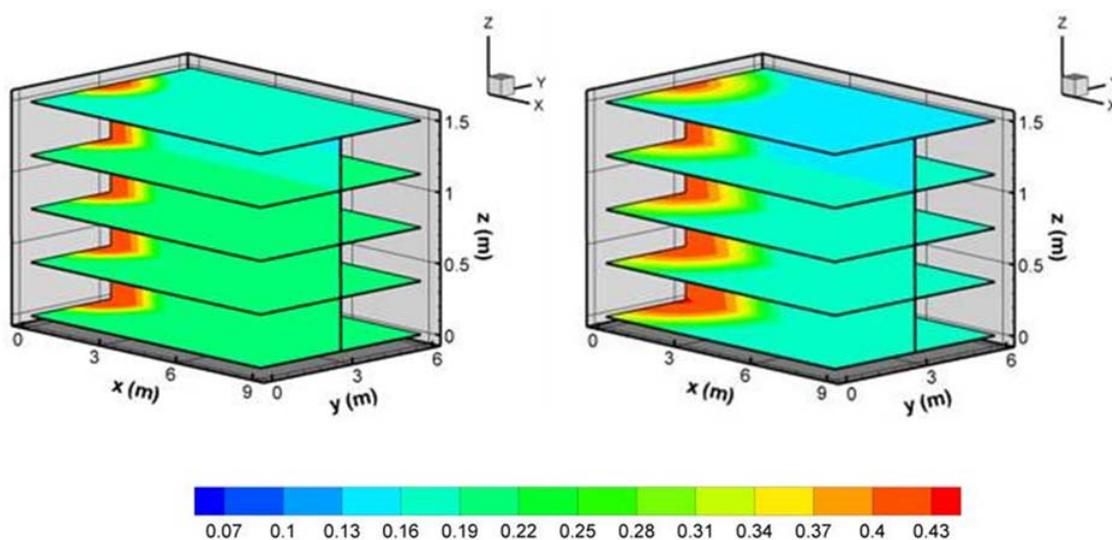


Figura 7.75. Schematizzazione del plot tridimensionale. In verde il plot ricoperto da vegetazione. In marrone il plot completamente non vegetato (suolo nudo).

La figura 7.76 mostra la variazione nel tempo (a 3 e a 15 giorni) del contenuto idrico del suolo per cinque sezioni orizzontali ed una verticale del plot tridimensionale. Questa prima analisi è stata condotta sul plot completamente vegetato.

Poiché il periodo è caratterizzato da completa assenza di pioggia, l'unica sorgente di acqua è rappresentata dal carico esterno posto al centro lungo il bordo in direzione  $y$ , come mostrato precedentemente in figura 7.75 (colonna d'acqua segnata in ciano). I risultati evidenziano, come era naturale attendersi, che i valori più alti del contenuto idrico del suolo, riguardano l'intorno del carico saturo posto sulla faccia lungo la direzione  $y$ , assumendo una forma circolare nell'intorno del carico esterno e per tutta la profondità del plot. Si nota dalla figura 7.76, che dopo 15 giorni, il fronte di umidità si è propagato maggiormente in profondità sia per il fenomeno della redistribuzione, sia perché negli strati vicini alla superficie si risente maggiormente l'effetto dell'evaporazione superficiale.



a)  $t = 3$  giorni

b)  $t = 15$  giorni

Figura 7.76. Evoluzione temporale del fronte di contenuto idrico nel suolo dopo a) 3 giorni e dopo b) quindici giorni. Suolo completamente vegetato

La figura 7.77 mostra invece, il confronto tra il caso relativo al plot completamente vegetato ed il plot in condizione di suolo nudo, al tempo  $t = 15$  giorni. Il risultato ottenuto è di particolare interesse perché mostra, anche per un volume di suolo non molto esteso ( $9 \times 6 \times 1.5$  m), che ci sono delle differenze sostanziali tra il caso vegetato e quello con suolo nudo. In particolare, negli strati più profondi si può notare una differenza di poco superiore al 10% tra i due casi. Ciò è dovuto al fatto che la presenza della vegetazione, mediante l'apparato radicale, sottrae un quantitativo d'acqua maggiore al sottosuolo rispetto al terreno non vegetato. Il fatto di utilizzare un approccio di tipo tridimensionale permette di tenere conto di questi aspetti che una modellazione monodimensionale non potrebbe in nessun modo rappresentare. Inoltre, ciò conferma la necessità di utilizzare modelli che predicono lo sviluppo della vegetazione, poiché l'azione che essa esercita sulla disponibilità idrica è di fondamentale importanza ai fini della descrizione dei processi fisici di interazione suolo – vegetazione – atmosfera. L'approccio degli automi cellulari, inoltre, permette di ottimizzare le procedure di calcolo, mediante il calcolo parallelo, in modo da ridurre fortemente i tempi di elaborazioni richiesti da modelli con un grado di complessità molto spinto. L'aspetto che emerge quindi, da questa semplice applicazione tridimensionale, è che un modello ecoidrologico di questo tipo, può rappresentare un innovativo e validissimo strumento per applicazioni di tipo idrologiche, come la previsione di eventi estremi (piene o siccità), anche su scale spaziali e temporali molto più ampie, poiché è in grado di rappresentare in modo migliore una variabile molto importante dal punto di vista idrologico quale il contenuto idrico del suolo. Le variazioni percentuali mostrate in figura 7.77 sono una

palese dimostrazione che la modellazione monodimensionale può essere affetta da errori rilevanti anche per studi a scala particellare, amplificandosi notevolmente a scala di versante o di bacino. Sicuramente in futuro questo aspetto andrà ulteriormente investigato, considerando oltre che variazioni sulla copertura del suolo, anche variando le caratteristiche del suolo e le condizioni morfologiche e planimetriche delle aree di analisi.

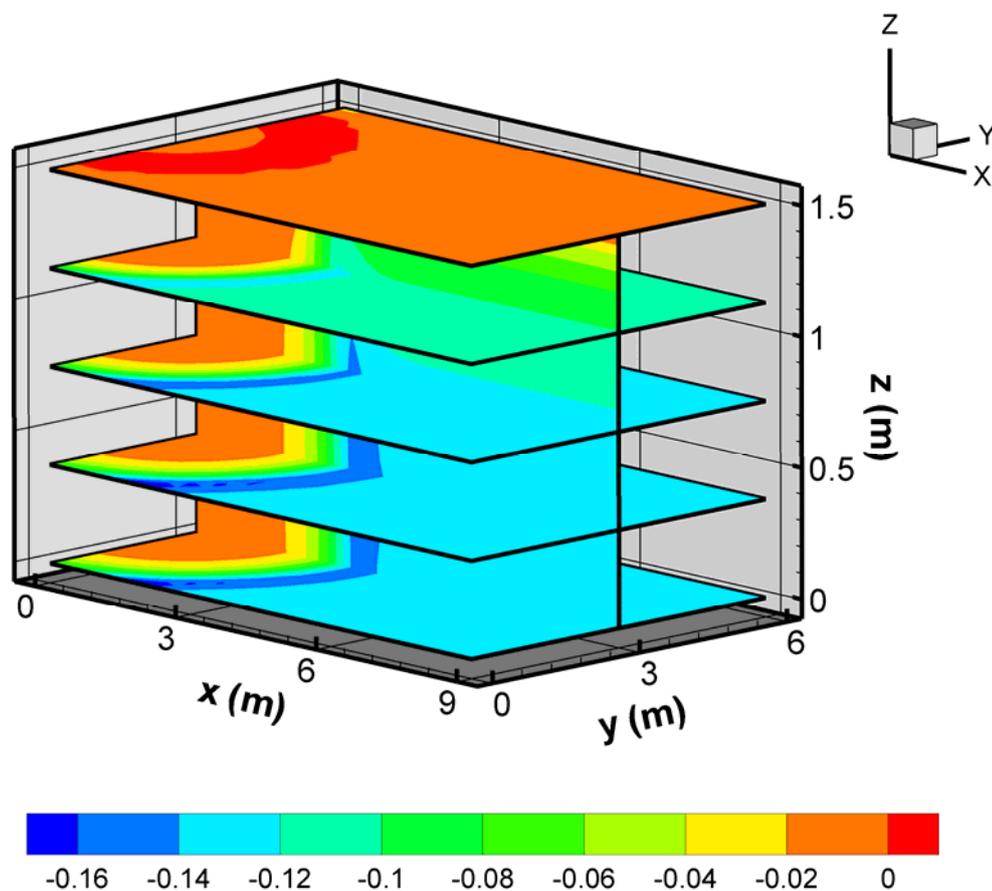


Figura 7.77. Differenza percentuale tra l'umidità del suolo per il plot completamente ricoperto da vegetazione e il plot 3D non vegetato (suolo nudo) al tempo  $t = 15$  giorni.

## **7.8 Analisi di cambiamento climatico: Effetti del riscaldamento globale e dell'arricchimento di CO<sub>2</sub> in atmosfera sulla dinamica della vegetazione e sulla risorsa idrica nel suolo**

Molte delle conseguenze che i cambiamenti climatici avranno sul nostro pianeta sono direttamente o indirettamente connesse al riscaldamento globale. Il riscaldamento è prodotto prevalentemente dai gas serra tra i quali spicca soprattutto l'anidride carbonica. L'interesse degli scienziati non è rivolto esclusivamente alla quantità di anidride carbonica emessa dalle attività antropogeniche ma anche a quanta ne rimane in atmosfera. Le concentrazioni di carbonio immagazzinate dalla terra e dagli oceani sono molto più elevate rispetto a quelle presenti nell'atmosfera. Gli oceani e la terra, infatti, si caratterizzano per un'elevata capacità di scambio di anidride carbonica con l'atmosfera e assorbono una cospicua frazione dell'anidride carbonica aggiuntiva emessa dalle attività antropogeniche. Lo scambio netto annuale di CO<sub>2</sub> tra la terra e l'atmosfera è pari a circa otto volte le emissioni annue rilasciate dalle attività antropogeniche. Questo dato, tuttavia, ci dimostra che una eventuale alterazione di modeste proporzioni nello scambio "in entrata" e "in uscita" tra la terra, gli oceani e l'atmosfera, può produrre variazioni significative nelle concentrazioni atmosferiche di CO<sub>2</sub> e comportare un impatto sul riscaldamento globale. I modelli climatici vengono sottoposti a continui miglioramenti tecnici e presentano un livello tecnologico sempre più avanzato grazie alle capacità informatiche in costante evoluzione. Fino a pochi anni orsono, ad esempio, i modelli non erano ancora in grado di fornire i feedback tra sistema climatico e ciclo del carbonio. Tutti gli studi condotti negli ultimi anni sono giunti alla conclusione che in un mondo caratterizzato da temperature più elevate, la capacità di assorbimento della CO<sub>2</sub> da parte della terra e degli oceani diminuirà rispetto alla situazione attuale. Oggi la terra rappresenta un piccolo pozzo naturale di CO<sub>2</sub> ma, a causa dei crescenti fenomeni di siccità e della riduzione della superficie coperta da vegetazione, potrebbe trasformarsi in una vera e propria sorgente. Questo particolare tipo di feedback è stato incluso per la prima volta nel quarto rapporto IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) ampliando leggermente il margine di incertezza delle previsioni sul riscaldamento per il 2100 ed in particolare per gli scenari che prevedono emissioni elevate. Gli effetti diretti che tali cambiamenti potrebbero produrre sono ad esempio un aumento della frequenza degli eventi estremi e dei fenomeni di siccità. Dagli anni '70 ad oggi si è registrato un aumento dell'attività dei cicloni nell'area dell'Atlantico del Nord a cui è corrisposto un rialzo delle temperature della superficie marina. Tale tendenza, tuttavia, mostra un andamento più marcato rispetto alle previsioni stilate dai modelli climatici. Fino ad ora non esistono prove che confermino l'aumento del numero di precipitazioni a carattere temporalesco. Le previsioni per il futuro delineano un quadro caratterizzato da un'intensificazione dei fenomeni temporaleschi e da un aumento dei picchi di vento e delle precipitazioni. Analogamente negli ultimi anni la

concentrazione d'acqua presente nell'aria, è aumentata sopra la terra, sugli oceani ed anche nell'alta troposfera. Tale incremento aumenta il rischio di precipitazioni intense e le conseguenti inondazioni. Le previsioni indicano un aumento estremamente accentuato delle precipitazioni piovose. La distribuzione delle precipitazioni, tuttavia, non presenta un andamento uniforme. Nella regione del Sahel, nell'area del Mediterraneo e nell'Asia meridionale, negli ultimi decenni, si è registrata una maggiore intensificazione dei fenomeni di siccità. Il rischio siccità aumenta a causa della maggiore evaporazione. Nelle regioni orientali delle Americhe, nel Nord Europa e nell'Asia centrosettentrionale si è osservato un aumento delle precipitazioni. Inoltre, non si dispone di dati certi sull'eventuale intensificazione di tali fenomeni in queste stesse regioni. In ogni caso, l'accentuazione del ciclo dell'acqua comporta effetti negativi per l'uomo. Le previsioni desunte dai modelli climatici indicano che le aree interessate dai fenomeni di siccità saranno più numerose e gli eventi meteorologici estremi (comprese precipitazioni intense e inondazioni) diventeranno fenomeni sempre più diffusi.

Ci sono ancora molte incertezze nella determinazione dei danni di un aumento dell'anidride carbonica e degli altri gas nell'atmosfera del pianeta Terra, ma gli effetti finali avranno conseguenze importanti in termini economici, sociali e politici, anche se i cambiamenti ambientali che ne deriveranno saranno impercettibili, nel breve tempo, alle popolazioni.

Sulla base di queste considerazioni, è stato sviluppato il secondo modello ecoidrologico, il quale stima i processi fotosintetici utilizzando come variabile in input la concentrazione atmosferica di CO<sub>2</sub>, prestandosi quindi ad essere utilizzato nei modelli climatici che si pongono come obiettivo la descrizione degli effetti retroattivi che eventuali variazioni nel clima possano apportare all'intero ecosistema. Nelle sezioni precedenti (par. 7.2 – 7.5) è stato evidenziato che su una scala spaziale ridotta (particellare) e su una scala temporale non molto lunga (dai giorni a qualche mese), i due modelli ecoidrologici sono stati caratterizzati da risultati simili. Il secondo modello ecoidrologico, però, è in grado di mostrare gli effetti che può produrre un arricchimento di CO<sub>2</sub> in atmosfera, sulla distribuzione della vegetazione e sul ciclo idrologico più in generale. Nelle figure che seguono saranno mostrati i risultati ottenuti, ipotizzando un aumento della temperatura dell'aria di 3°C ed un aumento della concentrazione atmosferica di anidride carbonica (pari a due e quattro volte quella attuale). L'analisi ha riguardato il periodo compreso tra il 26 giugno e l'11 luglio 2007 sul sito sperimentale di Paglialonga. Un'analisi preventiva ha mostrato come sia molto più importante la variazione di CO<sub>2</sub> rispetto all'aumento di temperatura dell'aria. Per tale motivo la maggior parte dei risultati mostrati si riferiscono all'accoppiamento dei due singoli effetti. In particolare le figg. 7.78 – 7.79 mostrano come l'effetto sui flussi turbolenti (H e λE) siano molto evidenti. Il flusso di calore sensibile diminuisce notevolmente, mentre il flusso di calore latente

aumenta sensibilmente per effetto di una maggiore disponibilità di carbonio per la crescita della pianta, e quindi un aumento dei fenomeni evapotraspirativi. C'è da evidenziare comunque che in percentuale le differenze maggiori si hanno tra i valori di riferimento e i valori ottenuti con il raddoppio di CO<sub>2</sub>. Il quadruplicare tale concentrazione, sembrerebbe non incidere con lo stesso tasso sui flussi energetici, poiché è come se venisse raggiunta una condizione di saturazione. Tali risultati sono ancora più evidenti per ciò che riguarda il flusso di CO<sub>2</sub> e il LAI. La previsione del modello è quella di un raddoppio del LAI rispetto al valore di riferimento con un raddoppio di CO<sub>2</sub> e un valore massimo pari a 3 volte quello di riferimento nelle condizioni peggiori. Queste differenze così marcate sono da attribuire al fatto che il periodo analizzato e il sito sperimentale non si trovano in condizioni idriche limitanti, e soprattutto perché riferite ad una scala temporale molto piccola (16 giorni). Osservando le figure 7.82 – 7.83, si evince che questa crescita eccezionale della vegetazione, che potrebbe sembrare un fenomeno molto positivo, provoca un impoverimento sostanziale della risorsa idrica nel suolo. Si può immaginare quindi, che ad una scala spaziale molto più ampia e ad una scala temporale molto più lunga, un aumento così importante della concentrazione di CO<sub>2</sub>, può determinare un rapido consumo della risorsa idrica e quindi anche i tassi di crescita sarebbero destinati a ridursi sensibilmente, andando incontro a condizioni di stress idrico. Inoltre è evidente che l'effetto del raddoppio della concentrazione di CO<sub>2</sub> sia predominante rispetto al singolo effetto dell'aumento della temperatura dell'aria. Questi aspetti fanno emergere l'esigenza di investigare questi processi su altre scale spazio – temporali, ma sicuramente il grado di incertezza allo stato attuale è ancora molto elevato. La natura nel corso dei millenni si è sempre adattata alle diverse condizioni climatiche, modificando l'equilibrio del proprio ecosistema. L'obiettivo di questa analisi non è tanto la volontà di dare indicazioni quantitative sugli effetti che un raddoppio di CO<sub>2</sub> potrebbe avere sulla vegetazione e sulla risorsa idrica, ma dare delle indicazioni di tipo qualitativo su quelli che potrebbero essere gli effetti su di essi. Inoltre, è importante rimarcare come sia estremamente necessario, ai fini di analisi dei cambiamenti climatici, ricorrere a modelli che siano in grado di descrivere il ciclo del carbonio secondo approcci tipicamente biochimici. Il primo modello ecoidrologico sviluppato, invece, utilizzando un approccio molto semplice per la stima dei processi fotosintetici, è adatto per applicazioni idrologiche che non abbiano come obiettivo la rappresentazione di scenari futuri di distribuzione e di competizione delle diverse specie vegetative. A proprio favore gioca il fatto che essi sono molto più semplici da utilizzare in quanto hanno una minore complessità matematica ed utilizzano variabili in ingresso reperibili con maggiore semplicità. Appare evidente, quindi, che l'aspetto più importante da tenere presente nella scelta del modello da utilizzare, è l'obiettivo che si vuole perseguire, tenendo sempre in conto che il modello è uno strumento atto a riprodurre la realtà, ma il modo con cui

la natura può reagire alla modifica dei fattori climatici esterni, è allo stato attuale di difficile interpretazione anche per i modelli più sofisticati.

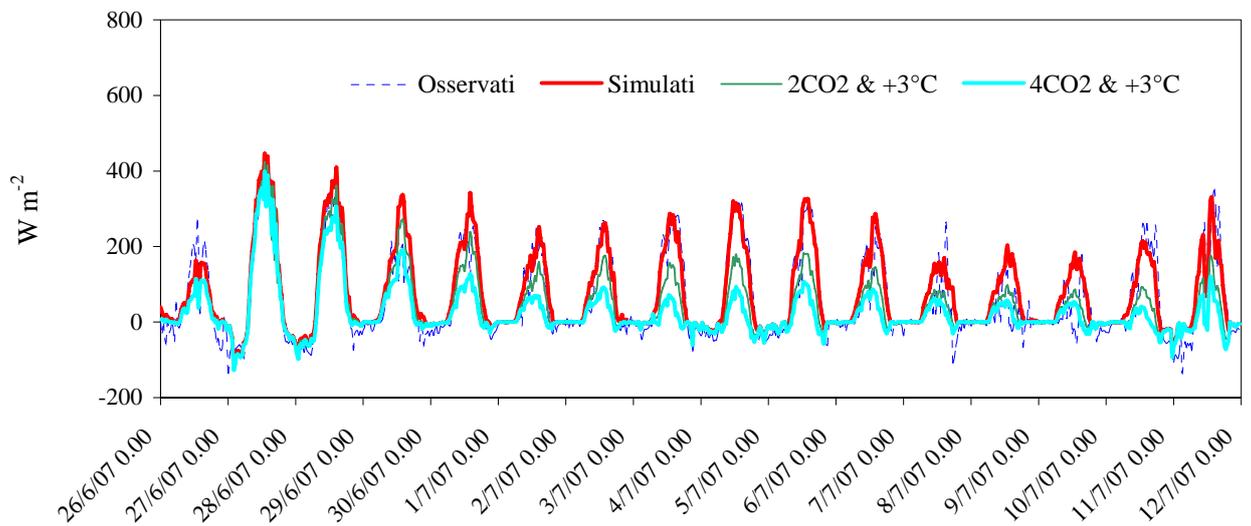


Figura 7.78. Confronto tra i valori simulati e quelli ottenuti dai diversi scenari di cambiamento climatico per il flusso di calore sensibile.

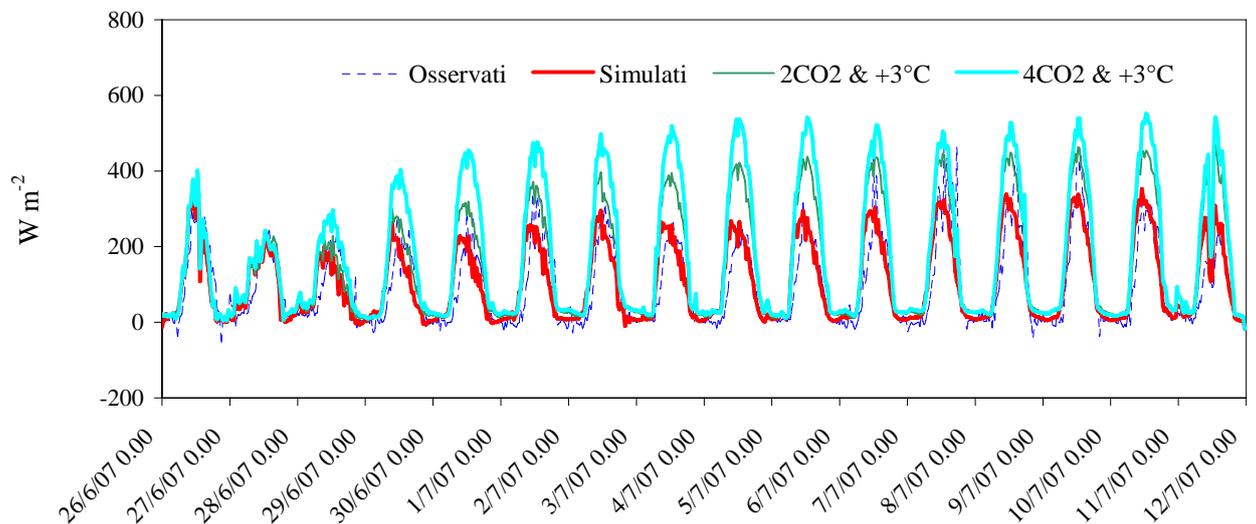


Figura 7.79. Confronto tra i valori simulati e quelli ottenuti dai diversi scenari di cambiamento climatico per il flusso di calore latente.

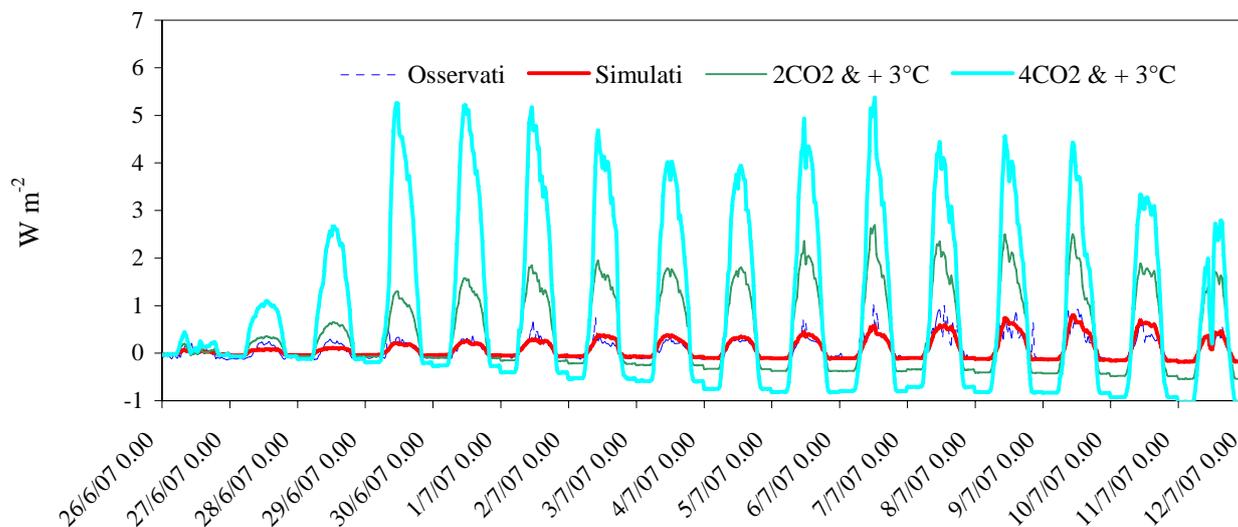


Figura 7.80. Confronto tra i valori simulati e quelli ottenuti dai diversi scenari di cambiamento climatico per il flusso di CO<sub>2</sub>.

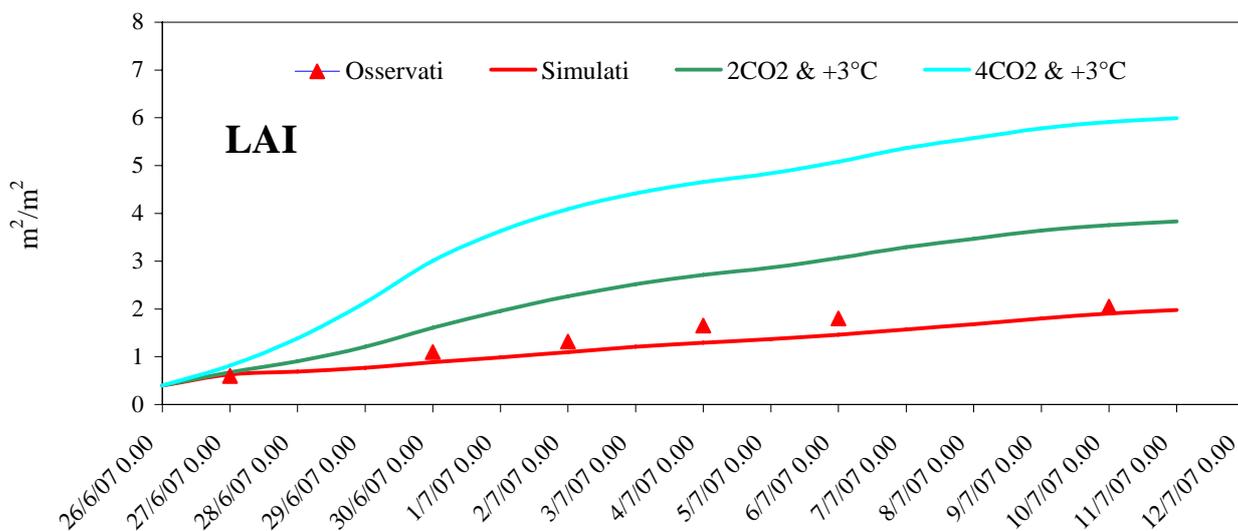


Figura 7.81. Confronto tra i valori simulati e quelli ottenuti dai diversi scenari di cambiamento climatico per il LAI.

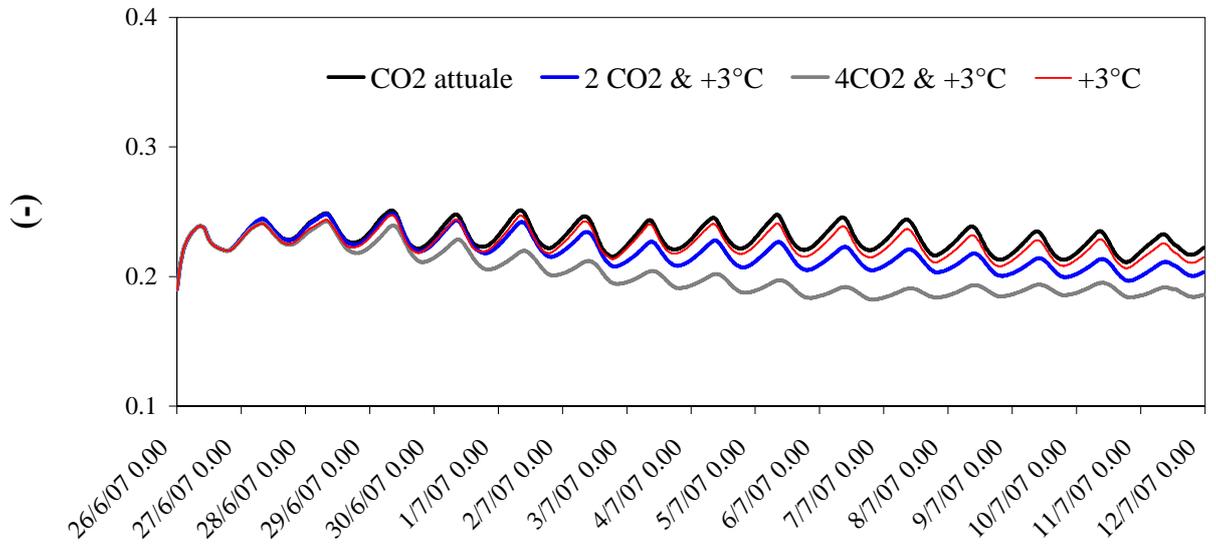


Figura 7.82. Confronto tra i valori simulati e quelli ottenuti dai diversi scenari di cambiamento climatico per il contenuto di umidità nel suolo a 10 cm di profondità.

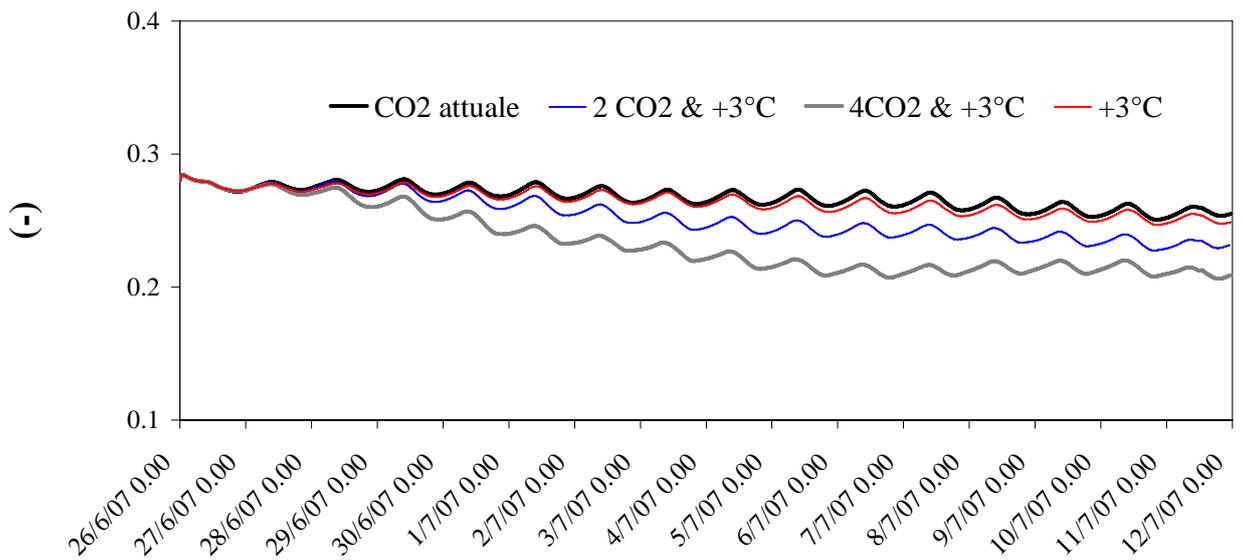


Figura 7.83. Confronto tra i valori simulati e quelli ottenuti dai diversi scenari di cambiamento climatico per il contenuto di umidità nel suolo a 20 cm di profondità.

# Conclusioni

Nel presente lavoro di tesi sono stati presentati tre modelli per la valutazione degli scambi di massa e di energia tra suolo – vegetazione – atmosfera, e per la descrizione del ciclo del carbonio e della dinamica della vegetazione. Tale modelli sono stati accoppiati ad un modulo sub-superficiale, che descrive in forma tridimensionale la circolazione idrica nel sottosuolo secondo lo schema proposto da *Mendicino et al.* (2006). In particolare il primo modello LSS sviluppato si è basato sulla soluzione delle classiche equazioni del bilancio energetico e della massa, secondo gli schemi proposti da *Noilhan & Planton* (1989) e *Mengelkamp et al.* (1999). Il secondo modello proposto invece, permette la descrizione della crescita della vegetazione e il flusso di CO<sub>2</sub> secondo gli approcci suggeriti da *Nouvellon et al.* (2000) e da *Montaldo et al.* (2005), definendo quindi il primo modello ecoidrologico completo. Il terzo ed ultimo modello (secondo modello ecoidrologico), invece, ha consentito di attuare delle analisi su scenari di cambiamento climatico, poiché i processi fotosintetici sono stati sviluppati secondo un approccio di tipo biochimico, introducendo come variabile in ingresso la concentrazione atmosferica di CO<sub>2</sub> e formalizzando le equazioni per la stima delle concentrazioni di CO<sub>2</sub> alla superficie della foglia e nel cloroplasto. I modelli proposti sono stati validati sui dati misurati da una stazione micrometeorologica di tipo *eddy – covariance* ubicata nel sito sperimentale di Paglialonga, nel comune di Bisignano (CS). Le campagne di misure hanno riguardato un periodo compreso tra l’aprile 2006 e settembre 2009. La strumentazione di misura è stata opportunamente integrata mediante un ceptometro portatile per le misure del LAI *in situ*, parametro fondamentale per la calibrazione del modulo di dinamica della vegetazione (VDM). Il primo modello ecoidrologico sviluppato è stato validato anche su un sito sperimentale Californiano, e precisamente utilizzando i dati forniti dalla piattaforma FLUXNET (*Baldocchi*, 2003), riferiti ad una stazione *eddy covariance* posizionata in una prateria del “Vaira Ranch”, nello stato del *Ione* (USA).

Il confronto tra i dati misurati e i dati simulati, ha evidenziato come questi modelli rappresentano degli ottimi strumenti per la predizione dei flussi energetici, della crescita della vegetazione e per la descrizione del ciclo del carbonio. Piccoli problemi si sono avuti maggiormente nei primi giorni di simulazione nei periodi 2006 e 2007, dove è stato riscontrato un anticipo nella simulazione dei flussi turbolenti giornalieri. Ciò necessita una migliore investigazione dei fenomeni

diffusivi all'interno del suolo, valutando anche altri aspetti quali la risoluzione del modello, pari in questo caso a 3 cm per lo strato superficiale.

I modelli ecoidrologici proposti hanno simulato in modo ottimale l'evoluzione del LAI per tutti i cicli di crescita esaminati. Particolarmente interessante, è stato il test case effettuato sui dati della California, in quanto il periodo di riferimento interessava una fase di senescenza della vegetazione, con quindi un decremento del LAI. Anche in questo caso il primo modello ecoidrologico è riuscito a simulare correttamente tale situazione.

C'è da sottolineare inoltre l'importanza della fase di calibrazione e validazione dei parametri. Il primo modello LSS, è servito soprattutto per la calibrazione e validazione dei parametri caratteristici del suolo, quali parametri termici ed idraulici. Questi ultimi come è stato visto nell'analisi di sensitività effettuata, sono molto importanti ai fini di una corretta stima dei processi di scambi di massa e di energia.

Il primo modello ecoidrologico, invece, ha permesso la calibrazione di alcuni parametri relativi al modello di dinamica della vegetazione, mentre per altri si è fatto riferimento a valori di letteratura, poco influenti sui risultati come confermato dall'analisi di sensitività. I parametri legati alla stima della fotosintesi mediante l'approccio di tipo biochimico, sono stati opportunamente calibrati con il secondo modello ecoidrologico.

Un'attenzione maggiore merita il confronto tra i due modelli ecoidrologici proposti. Entrambi hanno mostrato un'ottima capacità nel riprodurre le variabili energetiche e idrologiche di interesse, ottenendo risultati analoghi con ottime prestazioni. L'esigenza di realizzare un modello che sia in grado anche di predire gli effetti conseguenti da un aumento di CO<sub>2</sub> in atmosfera, sulla distribuzione spaziale della vegetazione. La maggiore complessità del modello quindi, è giustificata dal fatto che esso può rappresentare un valido strumento utilizzabile nei modelli climatici globali, finalizzati all'analisi di scenari futuri di cambiamento climatico.

Un aspetto molto interessante di questo lavoro di tesi ha riguardato l'analisi di sensitività. Specificatamente sul modello LSS è stata condotta un'analisi sui parametri idraulici del suolo più importanti. E' emerso che la permeabilità a saturazione  $K_s$ , ed i coefficienti  $\alpha$  ed  $n$  della curva di *van Genuchten* sono di fondamentale importanza. L'aspetto più interessante che è emerso, riguarda il fatto che la propagazione dell'errore sui flussi turbolenti ( $H$  e  $\lambda E$ ), causata da errori nella stima di  $\alpha$  ed  $n$ , dipende fortemente delle caratteristiche del suolo. Infatti per terreni poco permeabili ( $K_s$  più basso) le variazioni più significative si hanno in relazione al parametro  $n$ , mentre per terreni più permeabili ( $K_s$  più alto), il parametro  $\alpha$  è quello che incide maggiormente.

L'analisi di sensitività globale, condotta sul primo modello ecoidrologico, ha interessato 47 parametri e 5 condizioni iniziali. Essa, oltre a confermare l'importanza dei parametri idraulici del suolo, ha indicato che i parametri più significativi sono

quelli legati alla radiazione netta (emissività superficiale  $\epsilon_s$ ) e al modulo di dinamica della vegetazione, quali: il tasso di crescita  $c_g$ , il parametro legato all'efficienza fotochimica della foglia  $a_0$ , il tasso di estinzione della luce  $k_e$  e  $k_{PAR}$ , la temperatura ottimale per la crescita della piante  $T_{optmax}$ , la translocazione alla parte verde  $\xi_a$ , ed infine, il parametro che definisce i processi respiratori della pianta  $Q_{10}$ .

L'importanza di una descrizione accurata dei parametri caratteristici delle proprietà idrauliche del suolo, ha confermato l'importanza di utilizzare una modellazione tridimensionale del flusso idrico nel suolo. In particolare, è stato mostrato un test case tridimensionale, applicando il primo modello ecoidrologico ad un plot di dimensione 9 m lungo l'asse x, 6 m lungo l'asse y e 1.5 m di profondità. Inoltre in tale circostanza, sono stati simulati due casi differenti a seconda del tipo di copertura vegetata (suolo completamente vegetato e suolo nudo). L'aspetto di maggiore interesse è emerso dalla differenza tra il caso di suolo completamente vegetato e il caso di suolo nudo. Il risultato ottenuto, ha mostrato che a causa della presenza della vegetazione, negli strati più profondi, il contenuto idrico nel plot completamente vegetato, era sostanzialmente inferiore al caso di suolo nudo, raggiungendo differenze dell'ordine del 10%. Se si considera che l'analisi è stata condotta su un periodo di 15 giorni e su una scala spaziale ridotta, si può dedurre che a scala di versante o di bacino e su un periodo più lungo, le differenze potrebbero amplificarsi notevolmente. Ciò significa che la classica modellazione monodimensionale, per la descrizione del flusso idrico nel sottosuolo, non è idonea ad essere utilizzata su una scala spaziale molto ampia caratterizzata anche, dell'eterogeneità della copertura del suolo e delle caratteristiche termiche ed idrauliche del suolo. La complessità di un modello tridimensionale, può essere supportata, come nel lavoro presentato, dall'utilizzo degli automi cellulari che grazie alla possibilità di parallelizzare il calcolo, e di ridurre in termini assoluti l'onere computazionale grazie alla tecnica originale della quantizzazione, consente in prospettiva una definizione rigorosa del ciclo idrologico su aree vaste e con un'alta risoluzione spaziale.

Inoltre, un'analisi condotta con l'ausilio del secondo modello ecoidrologico, ipotizzando un aumento della temperatura dell'aria e della concentrazione di  $CO_2$  in atmosfera, ha dimostrato che gli effetti retroattivi sulla vegetazione e sulla risorsa idrica del suolo sarebbero notevolissimi. Infatti, se da un lato è stata simulata una crescita eccezionale della vegetazione, con un raddoppio dei valori di LAI in un periodo di soli 15 giorni, dall'altro lato è emerso un rapido impoverimento del contenuto idrico del suolo, che non potrebbe garantire, su una scala temporale molto più lunga, il quantitativo di acqua necessario per la crescita della vegetazione presente in superficie.

In sintesi si può asserire che i modelli ecoidrologici sviluppati rappresentano degli strumenti dalle enormi potenzialità ai fini della descrizione dei processi idrologici e degli effetti dell'interazione clima – vegetazione. Se il primo modello ecoidrologico,

di più semplice parametrizzazione, è utile per le classiche applicazioni di tipo idrologico, quali ad esempio la previsione dei fenomeni estremi (piene e siccità), il secondo modello ecoidrologico è maggiormente idoneo alle analisi future, come parte integrante di modelli climatici globali.

L'obiettivo di questo lavoro di tesi è stato principalmente rivolto alla definizione di modelli in grado, secondo vari gradi di complessità, di fornire un importante contributo alla gestione della risorsa idrica e della distribuzione della vegetazione mediante anche la descrizione dei processi fotosintetici.

# Bibliografia

- [1] Abbot, M. B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E. & Rasmussen, J. (1986a) An introduction to the European Hydrological System – Systeme Hydrologique Europeen, SHE. 1 History and philosophy of a physically-based distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, Volume 87 pp. 45-59.
- [2] Abbot, M. B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E. & Rasmussen, J. (1986b) An introduction to the European Hydrological System – Systeme Hydrologique Europeen, SHE. 2 Structure of a physically-based distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, Volume 87 pp. 61-77.
- [3] Aber, J.D., Reich, P.B., Goulden, M. L. (1996) Extrapolating leaf CO<sub>2</sub> exchange to the canopy: A generalized model of forest photosynthesis compared with measurements by eddy correlation. *Oecologia* 106, 257–265.
- [4] Aboukhaled, A., Alfaro, A. & Smith, M. (1982) Lysimeters. *FAO Irrigation and Drainage Paper No. 39*, p.69. *Irrig. Sci.* 14, 105–115.
- [5] Acs, F. & Hantel, M. (1998) The land surface flux model PROGSURF. *Global and Planetary Change* 19, 19-34.
- [6] Aitkenhead, M.J., Foster, A.R., Fitzpatrick, E.A. & Townend, J. (1999) Modeling water release and absorption in soils using cellular automata. *J. Hydrol.* 220,104-112.
- [7] Albertson JD, Kiely G. (2001). On the structure of soil moisture time series in the context of land surfaces models. *J. Hydrol.* 243(1-2): 101 - 119.
- [8] Allen, R., Pereira, L.S., Raes, D. & Smith, M. (1998) *Crop Evapotranspiration - Guidelines for Computing Crop Water Requirements*. *FAO Irrigation and Drainage Paper no 56*, FAO, Rome.
- [9] Allen, R.G. & Pruitt, W.O. (1991) *FAO-24 reference evapotranspiration factors*. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, vol. 117, no. 5.
- [10] Amthor, J.S., Chen, J.M., Clein, J.S., Frolking, S.E., Goulden, M.L., Grant, R.F., Kimball, J.S., King, A.W., McGuire, A.D., Nikolov, N.T., Potter, C.S., Wang, S. & Wofsy, S.C. (2001) Boreal forest CO<sub>2</sub> exchange and evapotranspiration predicted by nine ecosystem process models: intermodel comparisons and relationships to field measurements. *J. Geophys. Res.* 106, 33623–33648.
- [11] Anderson, J.P.E. (1982) Soil respiration, in *Methods of Soil Analysis*, 2, chemical and microbiological properties. Edited by S.L. Page, Miller, R.H., and Keeney, D.R. *Am. Soc. Agron. Monogr.* 9, 831-871.

- [12] Anderson, D.E., Verma, S.B. & Rosenberg, N.J. (1984) Eddy covariance measurements of CO<sub>2</sub>, latent heat and sensible heat fluxes over a crop surface. *Bound.-Lay. Meteorol.* 29, 263–272.
- [13] Anderson, M. C., Norman, J. M., Meyers, T. P., Diak, G. R. (2000) An analytical model for estimating canopy transpiration and carbon assimilation fluxes based on canopy light-use efficiency. *Agric. For. Meteorol.* 101, 265–289.
- [14] Anderson, M.C., Norman, J.M. & Kustas, W.P. (2005) are single-source, remote sensing surface-flux models too simple? *Proceedings of the International Conference on Earth Observation for Vegetation Monitoring and Water Management, Naples, November 10-11, 2005.*
- [15] Anding, D. and Kauth, R. (1970) Estimation of sea surface temperature from space. *Remote Sens. Environ.* 60, 195-216.
- [16] Arora V. (2002). Modeling vegetation as a dynamic component in soil-vegetation-atmosphere transfer schemes and hydrological models. *Reviews of Geophysics* 40(2): 1006.
- [17] Aubinet, M., Grelle, A., Ibrom, A., Rannik, Ü., Moncrieff, J., Foken, T., Kowalski, A.S., Martin, P.H., Berbigier, P., Bernhofer, Ch., Clement, R., Elbers, J., Granier, A., Grünwald, T., Morgenstern, K., Pilegaard, K., Rebmann, C., Snijders, W., Valentini, R. & Vesala, T. (2000) Estimates of the annual net carbon and water exchange of European forests: the EUROFLUX methodology. *Adv. Ecol. Res.* 30, 114–175.
- [18] Aubinet, M., Heinesch, B. & Yernaux, M. (2003) Horizontal and vertical CO<sub>2</sub> advection in a sloping forest. *Boundary-Layer Meteorol.* 108, 397-417.
- [19] Avissar, R. & Mahrer, Y. (1988) Mapping frost-sensitive areas with a three-dimensional local scale model. Part I: Physical and numerical aspects. *J. Appl. Meteorol.*, 27, 400-413.
- [20] Baldocchi, D.D. & Harley, P.C. (1995) Scaling carbon dioxide and water vapor exchange from leaf to canopy in a deciduous forest: model testing and application. *Plant Cell Environ.* 18, 1157–1173.
- [21] Baldocchi, D.D. & Meyers T.D. (1988) A Spectral and Lag-covariance Analysis of Turbulence in a Deciduous Forest Canopy. *Boundary-Layer Meteorology* 45: 31-58.
- [22] Baldocchi, D., Kelliher, F.M., Black, T.A. and Jarvis, P. (2000) Climate change and vegetation controls on boreal zone energy exchange. *Global Change Biol.* 6, 69-83.
- [23] Baldocchi, D.D. & Wilson, K.B. (2001) Modeling CO<sub>2</sub> and water vapor exchange of a temperate broadleaved forest across hourly to decadal time scales. *Ecol. Model.* 142, 155–184.
- [24] Baldocchi, D.D., Valentini, R., Running, S., Oechel, W. & Dahlman, R. (1996) Strategies for measuring and modelling carbon dioxide and water vapour fluxes over terrestrial ecosystem. *Global Change Biology* 2, 159-168.
- [25] Baldocchi, D., Kelliher, F.M., Black, T.A. and Jarvis, P. (2003) Climate change and vegetation controls on boreal zone energy exchange. *Global Change Biol.* 6, 69-83.
- [26] Baldocchi, D. (2003) Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. *Global Change Biol.* 9, 479-492.
- [27] Ball, J.T., Woodrow I.E., Berry, J.A. (1987) A model predicting stomatal conductance and its contribution to the control of photosynthesis under different environmental conditions. *Progress in Photosynthesis Research* , 221-224.
- [28] Barca, D., Crisci, G.M., Di Gregorio, S. & Nicoletta, F.P. (1994) Cellular automata for simulating lava flows: a method and examples of the Aetnean eruptions. *Transport Theory and Statistical Physics* 23, 195-232.

- [29] Barlange, M., and Zeng, X. (2004) The effect of observed fractional vegetation cover on the land surface climatology of the Community Land Model. *Journal of Hydrometeorology* 5, 822 - 30.
- [30] Bastiaanssen, W.G.M. (2000) SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *J. Hydrol.* 229, 87-100.
- [31] Bastiaanssen, W.G.M., Menenti, M., Feddes, R.A. & Holtslag, A.A.M. (1998) A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. *J. Hydrol.* 212-213, 198-212.
- [32] Belmans, C., Wesseling, J.G. & Feddes, R.A. (1983) Simulation model of the water balance of a cropped soil: SWATRE. *Journal of Hydrology*, 63, pp. 271-286.
- [33] Beran, M. & Rodier, J.A. (1985) Hydrological aspects of drought. Studies and reports in hydrology no. 39, UNESCO-WMO, Paris, France.
- [34] Betts, A., Ball, J., Belijaar, A., Miller, M., and Viterbo, P.: The land surface-atmosphere interaction: a review based on observational and global modeling perspectives, *J. Geophys. Res.*, 101, 7209-25, 1996.
- [35] Betts, A.K., Viterbo, P., Beljaars, A., Pan, H.-L., Hong, S.-Y., Goulden, M. & Wofsy, S. (1998) Evaluation of land-surface interaction in ECMWF and NCEP/NCAR reanalysis models over grassland (FIFE) and boreal forest (BOREAS). *J. of Geophys. Res.*, 103 (D18), 23079-23085, 1998.
- [36] Beven, K.J., and Kirkby, M.J. (1979) A physically-based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci.* 24, 43-69.
- [37] Beven, K., Calver, A. & Morris, E.M. (1987). Institute of hydrology distributed model. Internal Report, Institute of Hydrology, Wallingford.
- [38] Beyrich, F., De Bruin, H.A.R., Meijninger, W.M.L., Schipper, J.W. & Lohse, H. (2002) Results from One-Year Continuous Operation of a Large Aperture Scintillometer over a Heterogeneous Land Surface. *Boundary-layer Meteorol.* 105, 85-97.
- [39] Black, T.A., Chen, W.J., Barr, A.G., Arain, M.A., Chen, Z., Nescic, Z., Hogg, E.H., Neumann, H.H. & Yang, P.C. (2000) Increased carbon sequestration by a boreal deciduous forest in years with a warm spring. *Geophys. Res. Lett.* 27, 1271-1274.
- [40] Boegh, E., Thorsen, M., Butts, M.B., Hansen, S., Christiansen, J.S., Abrahamsen, P., Hasager, C.B., Jensen, N.O., van der Keur, P., Refsgaard, J.C., Schelde, K., Soegaard, H., and Thomsen, A.: Incorporating remote sensing data in physically based distributed agro-hydrological modelling. *J. Hydrol.*, 287, 279-299, 2004.
- [41] Bonaccorso, B., Bordi, I., Cancelliere, A., Rossi, G. & Sutera, A. (2003) Spatial Variability of drought: an analysis of the SPI in Sicily. *Water Resources Management*, 17: 273-296.
- [42] Bonan, G.B. (1994) Comparison of two land surface process models using prescribed forcings. *Journal of Geophysical Research* 99:25803-25818.
- [43] Bonan, G.B. (1995a) Land-atmosphere CO<sub>2</sub> exchange simulated by a land surface process model coupled to an atmospheric general circulation model. *Journal of Geophysical Research* 100D, 2817-31.
- [44] Bonan, G.B. (1995b) Sensitivity of a GCM simulation to inclusion of inland water surface. *Journal of Climate* 8, 2691-704.
- [45] Bonan, G.B. (1996) Sensitivity of a GCM simulation to subgrid infiltration and surface runoff. *Climatic Dynamics* 12 (4), 279-285.
- [46] Bonan, G.B., Davis, K.J., Baldocchi, D., Fitzjarrald, D., and Neumann, H. (1997) Comparison of the NCAR LSM1 land surface model with BOREAS aspen and jack pine tower fluxes. *Journal of Geophysical Research* 102D, 29065-75.

- [47] Bonan, G.B., Levis, S., Sitch, S., Vertenstein, M and. Oleson, K.W (2003) A dynamic global vegetation model for use with climate model: concepts and description of simulated vegetation dynamics. *Global Change Biology* 9, 1543-66.
- [48] Bonan, G.B. (2008) *Ecological climatology: concepts and applications*. Cambridge Press pp.550.
- [49] Bondeau, A., Smith, P.C., Zaehle, S., et al. (2007) Modelling the role of agriculture for the 20th century global terrestrial carbon balance. *Global Change Biology* 13, 679-706.
- [50] Boone, A. & Wetzel, P.J. (1996) Issues related to low resolution modeling of soil moisture: experience with the PLACE model, *Global and Planetary Change* (13)1-4, 161-181.
- [51] Bounoua, L., Collatz, G.J., Sellers, P.J, et al. (1999) Interactions between vegetation and climate: radiative and physiological effects of doubled atmospheric CO<sub>2</sub>. *Journal of Climate* 12, 309-24.
- [52] Bounoua, L., Collatz, G.J., Los, S.O. et al. (2000) Sensitivity of climate change in NDVI. *Journal of Climate* 13, 2277 - 92.
- [53] Bowling, L.C., Lettenmaier, D.P., Nijssen, B., et al. (2003b) Simulation of high – latitude hydrological processes in the Torne – Kalix basin: PILPS Phase 2(e). 3: Equivalent model representation and sensitivity experiment. *Global and Planetary Change* 38, 55 – 71.
- [54] Braud, I., Dantas-Antonino, A.C., Vauclin, M., Thoony, J.L., and Ruelle, P.: A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification, *J. Hydrol.*, 166, 213-250, 1995.
- [55] Brooks, R.H. & Corey, A.T. (1964) Hydraulic properties of porous media. *Hydrology papers*, no. 3, Colorado State Univ., Fort Collins, Colorado.
- [56] Brooks, R.H. & Corey, A.T. (1966) Properties of porous media affecting fluid flow. *Journal Irr. Drain. Div., ASCE, IR2*, 61-88.
- [57] Brunetti, M., Buffoni, L., Mangianti, F., Maugeri, M. & Nanni, T. (2004) Temperature, precipitation and extreme events during the last century in Italy. *Global Planet. Change* 40, 141-149.
- [58] Brutsaert, W.(1975) The roughness length for water vapor, sensible heat and other scalars, *J. Atm. Sci.*, 32, 2028-2031.
- [59] Brutsaert, W. (1982) *Evaporation into the atmosphere: Theory, history, and applications*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, 299 pp.
- [60] Buckingham, E. (1907) *Studies on the movement of soil moisture*. U.S. Dept. Agr. Soil Bull. 38.
- [61] Buermann, W., Dong, J., Zeng, X., Myneni, R.B., and Dickinson, R.E. (2001) Evaluation of the utility of satellite – based vegetation leaf area index for climate simulations. *Journal of Climate* 14, 3536 – 51.
- [62] Buermann, W., Wang, Y., Dong, J., et al. (2002) Analysis of a multilayer global vegetation leaf area index data set. *Journal of Geophysical Research* 107D, 4646, doi:10.1029/2001JD000975.
- [63] Burdine, N.T. (1953) Relative permeability calculations from pore size distribution data. *Pet. Trans., Am. Inst. Min., Metall. Pet. Eng.* 198, 71-78.
- [64] Calcagno, G., Mendicino, G., Senatore, A. & Versace, P. (2005a) Misura dei flussi di massa ed energia tra suolo, vegetazione ed atmosfera attraverso tecniche eddy covariance e di remote sensing. *Atti del XXVI° Corso di Aggiornamento per la Difesa dall’Inquinamento, Guardia Piemontese (CS), Giugno 2005*.
- [65] Calcagno, G., Mendicino, G., Senatore, A. & Versace, P. (2005b) Estimation of actual evapotranspiration using satellite derived and ground measured fluxes. *Proceedings of*

EWRA 6<sup>th</sup> International Conference “Sharing a common vision for our water resources”, Menton, France, 7-10 September 2005.

- [66] Calvet J-C, Noilhan J, Roujean J-L, Bessemoulin P, Cabelguenne M, Olioso A, Wigneron J-P. (1998). An interactive SVAT model tested against data from six contrasting sites. *Agricultural and Forest Meteorology* 92:73–95.
- [67] Calvet J-C, Soussana J-F. (2001). Modelling CO<sub>2</sub>-enrichment effects using an interactive vegetation SVAT scheme. *Agricultural and Forest Meteorology* 108(2): 129–152.
- [68] Campbell, G.S. (1974) A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Science*, 117(6), 311-314.
- [69] Cannell, M. G. R., & Thornley, J. H. M. (2000) Modelling the components of plant respiration: Some guiding principles. *Ann. Bot.* 85, 45–54.
- [70] Cao, M., and Woodward, F.I. (1998) Net primary and ecosystem production and carbon stocks of terrestrial ecosystem and their response to climate change. *Global Change Biol.* 4, 185-198.
- [71] Capehart, W.J. & Carlson, T.N. (1994) Estimating near-surface soil moisture availability using a meteorological driven soil-water profile model. *Journal of Hydrology*, 160, 1-20.
- [72] Cayrol P, Chehbouni A, Kergoat L, Dedieu G, Moulin S, (1999) Calibrating a coupled SVAT – vegetation growth model and surface temperature – A case study for the HAPEX – Sahel Grassland Sites . *Journal of applied meteorology* 39: 2452 - 2472.
- [73] Cayrol P, Chehbouni A, Kergoat L, Dedieu G, Mordelet P, Nouvellon Y. (2000a). Grassland modeling and monitoring with SPOT-4 VEGETATION instrument during the 1997-1999 SALSA experiment. *Agricultural and Forest Meteorology* 105(1–3): 91–115.
- [74] Cayrol P, Kergoat L, Moulin S, Dedieu G, Chehbouni A. (2000b). Calibrating a coupled SVAT-vegetation growth model with remotely sensed reflectance and surface temperature - A case study for the HAPEX-Sahel grassland sites. *Journal of Applied Meteorology* 39(12): 2452–2472.
- [75] Cellier, P. & Brunet, Y. (1992) Flux-gradient relationships above tall plant canopies. *Agric. For. Meteorol.* 58, 93–117.
- [76] Cermak, J., Deml, M. & Penka, M. (1973) A new method of sap flow determination in trees. *Biol. Plantar.* 15, 171–178.
- [77] Cess, R.D. (1978) Biosphere-albedo feedback and climate modeling. *Journal of the Atmospheric Sciences* 35, 1765-1768.
- [78] Chang, A.T.C., Foster, J.L. & Hall, D.K. (1987) Microwave snow signatures (1.5 mm to 3 cm) over Alaska, *Cold Regions Science and Technology* 13, 153-160.
- [79] Charles-Edwards, D.A., Doley, D., Rimmington, G.M. (1986) *Modeling Plant Growth and Development* .Elsevier, New York.
- [80] Chase, T.N., Pielke, R.A., Kittel, T.G.F., Nemani, R., and Running, S.W. (1996) Sensitivity of a general circulation model to global change in leaf area index. *Journal of Geophysical Research* 101D, 7393 - 408.
- [81] Chehbouni, A., Kerr, Y.H., Watts, C., Hartogensis, O., Goodrich, D.C., Scott, R., Schieldge, J., Lee, K., Shuttleworth, W.J., Dedieu, G. & De Bruin, H.A.R. (1999) Estimation of Area-Average Sensible Heat Flux Using a Large Aperture Scintillometer. *Water Resour. Res.* 35, 215-226.
- [82] Chehbouni, A., Watts, C., Lagouarde, J.-P., Kerr, Y.H., Rodriguez, J.-C., Bonnnefond, J.-M., Santiago, F., Dedieu, G., Goodrich, D.C. & Unkrich, C. (2000) Estimation of heat fluxes and Momentum Fluxes over Complex Terrain Using a Large Aperture Scintillometer. *Agric. For.Meteorol.* 105, 215-226.

- [83] Chen, F., Mitchell, K., Schaake, J., Xue, Y.K., Pan, H.L., Koren, V., Duan, Q.Y., Ek, M. & Betts, A. (1996) Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations. *J. Geophys. Res.* 101 (D3), 7251–7268.
- [84] Chen, J.-L., and J. F. Reynolds, A coordination model of whole-plant carbon allocation in relation to water stress. *Ann. Bot.* 80, 45–55.
- [85] Chen, H., Chen, S. & Matthaeus, W.H. (1992) Recovery of Navier-Stokes equations using lattice-gas Boltzmann method. *Physical Review A* 45, 5339-5342.
- [86] Chen, T.H., Henderson-Sellers, A., Milly, P.C.D., Pitman, A.J., Beljaars, A.C.M., Polcher, J., Abramopoulos, F., Boone, A., Chang, S., Chen, F., Dai, Y., Desborough, C.E., Dickinson, R.E., Dumenil, L., Ek, M., Garratt, J.R., Gedney, N., Gusev, Y.M., Kim, J., Koster, R., Kowalczyk, E.A., Laval, K., Lean, J., Lettenmaier, D., Liang, X., Mahfouf, J.-F., Megelkamp, H.-T., Mitchel, K., Nasonova, O.N., Noilhan, J., Robock, A., Rozensweig, C., Schaake, J., Schlosser, A., Schulz, J.P., Shao, Y., Shmakin, A.B., Verseghy, D.L., Wetzell, P., Wood, E.F., Xue, Y., Yang, Z.-L. & Zeng Q. (1997) Cabauw Experimental results from the project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes. *J. Climate*, 10, 1194-1215.
- [87] Chen, J. and Kumar, P. (2001) Topographic influence on the seasonal and interannual variation of water and energy balance of basins in North America. *Journal of Climate* 14, 1989-2014.
- [88] Childs, E.C. & Collis-George, N. (1950) The permeability of porous materials. *Proc. R. Soc. London Ser. A* 201, 392-405.
- [89] Chopard, B. & Droz, M. (1998) *Cellular Automata Modeling of Physical Systems*. Cambridge University Press.
- [90] Chopard, B., Luthi, P., Masselot, A. & Dupuis, A. (2002) Cellular automata and lattice Boltzmann techniques: An approach to model and simulate complex systems. *Advances in Complex System* 5(2), 103-246.
- [91] Codd, E.F. (1968) *Cellular Automata*. Academic Press, New York, NY.
- [92] Collatz, G.J., Ball, J.T., Grivet, C., and Berry, J.A. (1991) Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration: a model that includes a laminar boundary layer. *Agricultural and Forest Meteorology* 54, 107-36.
- [93] Collatz, G.J., Ribas-Carbo, M and Berry, J.A. (1992) Coupled photosynthesis-stomatal conductance model for leaves of C<sub>4</sub> plants. *Australian Journal of Plant Physiology* 19, 519-38.
- [94] Cooper, D. and Asrar, G. (1989) Evaluating atmospheric correction models for retrieving surface temperature from the AVHRR over a tall grass prairie. *Remote Sens. Environ.* 27, 93-102.
- [95] Cox, P. M., Huntingford, C., Harding, R. J. (1998) A canopy conductance and photosynthesis model for use in a GCM land surface scheme. *Journal of Hydrology* 212 - 213, 79-94.
- [96] Cox, P.M., Betts, R.A., Bunton, C.B., et al. (1999) The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity. *Climate Dynamics* 15, 183-203.
- [97] Cox, P.M. (2001) Description of the TRIFFID dynamic global vegetation model. Tech. Note 24, 16 pp., Hadley Cent., Bracknell, U.K.
- [98] Craig, S.G., Holmén, K.J., Bonan, G.B., and Rasch, P.J. (1998) Atmospheric CO<sub>2</sub> simulated by the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model. 1. Mean fields and seasonal cycles. *Journal of Geophysical Research* 103D, 13 213-35.
- [99] Cramer, W., Kicklighter, D.W., Bondeau, A., Moore, B., Churkina, G., Nemry, B., Ruimy, A., Schloss, A.L., and the Participants of the Potsdam NPP Model Intercomparison (1999)

Comparing global models of terrestrial net primary productivity (NPP): overview and key results. *Glob. Change Biol.* 5 (Suppl. 1), 1–15.

- [100] Crisci, G.M., Di Gregorio, S., Rongo, R., Scarpelli, M., Spataro, W. & Calvari, S. (2003) Revisiting the 1669 Etnean eruptive crisis using a cellular automata model and implications for volcanic hazard in the Catania area. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 123, 211-230.
- [101] Crutchfield, J.P., Mitchell, M. & Das, R. (2002) The evolutionary design of collective computation in cellular automata. In J.P. Crutchfield and P.K. Schuster, editors, *Evolutionary Dynamics-Exploring the Interplay of Selection, Neutrality, Accident, and Function*, New York. Oxford University Press.
- [102] Cubasch, U., Voss, R. & Mikolajewicz, U. (2000) Precipitation: a parameter changing climate and modified by climate change. *Climatic Change*, 46: 257-276.
- [103] Curtis, P.S., and Wang, X (1998) A meta-analysis of elevated CO<sub>2</sub> effects on woody plant mass, form, and physiology. *Oecologia* 113, 299-313.
- [104] D'Ambrosio, D. (2003) Automi Cellulari nella modellizzazione di fenomeni complessi macroscopici e loro ottimizzazione con Algoritmi Genetici. Tesi di dottorato, Dipartimento di Matematica, Università della Calabria, Rende (CS), Italy, 167 pp.
- [105] D'Ambrosio, D., Di Gregorio, S., Gabriele, S. & Gaudio, R. (2001) A cellular automata model for soil erosion by water. *Physics and Chemistry of the Earth Part B* 26(1), 33-40.
- [106] D'Odorico, P., Ridolfi, L., Porporato, A., and Rodriguez-Iturbe, I. (2000) Preferential states of seasonal soil moisture: The impact of climate fluctuation. *Water Resour. Res.* 36, 2209-2219.
- [107] Dai, Y.-J. & Zeng, Q.-C. (1997) A land-surface model (IAP94) for climate studies. Part I: Formulation and validation in off-line experiments. *Adv. Atmos. Sci.*, 14, 433–460.
- [108] Daly E, Porporato A, Rodriguez-Iturbe I. (2004). Coupled dynamics of photosynthesis, transpiration, and soil water balance: Part I. Upscaling from hourly to daily level. *Journal of Hydrometeorology* 5: 546–558.
- [109] Dang, Q.L., Margolis, H.A., Collatz, G.J. (1998) Parameterization and testing of a coupled photosynthesis – stomatal conductance model for boreal trees. *Tree Physiology.* 18, 141-53.
- [110] Dattilo, G. & Spezzano, G. (2003) Simulation of a cellular landslide model with CAMELOT on high performance computers. *Parallel Computing*, North Holland, 29(10), 1403-1418.
- [111] De Bruin, H.A.R., Van den Hurk, B.J.J.M. & Kohsiek, W. (1995) The Scintillation Method Tested over a Dry Vinyard Area. *Boundary-Layer Meteorol.* 76, 25-40.
- [112] De Ridder, K. & Schayes, G. (1997) The IAGL Land Surface Model. *Journal of Applied Meteorology*, 36: 167-182.
- [113] Deardorff, J.W. (1978) Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res. Atmos.* 83, 1889–1903.
- [114] DeFries, R.S. and Townshend, J.R.G. (1994) NDVI-derived land cover classifications at a global scale. *International Journal of Remote Sensing* 15, 3567-86.
- [115] DeFries, R.S., Hansen, M., Townshend, J.R.G. and Sohlberg, R. (1998) Global land cover classifications at 8 km spatial resolution: the use of training data derived from Landsat Imagery in decision tree classifiers. *International Journal of Remote Sensing* 19, 3141-68.
- [116] DeFries, R.S., Townshend, J.R.G., and Hansen, M.C. (1999) Global land cover classifications at 8 km spatial resolution: the use of training data derived from Landsat Imagery in decision tree classifiers. *International Journal of Remote Sensing* 19, 3141-68

- [117] Demarty, J., Ottlé, C., Braud, I., Olioso, A., Frangi, J.P., Gupta, H.V., and Bastidas, L.A. (2005) Constraining a physically based Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer model with surface water content and thermal infrared brightness temperature measurements using a multiobjective approach, *Water Resour. Res.*, 41, W01011.
- [118] Demarty, J., Ottlé, C., Braud, I., Olioso, A., Frangi, J.P., Bastidas, L.A. & Gupta, H.V. (2004) Using a multiobjective approach to retrieve information on surface properties used in a SVAT model. *Journal of Hydrology* 287, 214–236.
- [119] Denning, A.S., Fung, I.Y., and Randall, D. (1995) Latitudinal gradient of atmospheric CO<sub>2</sub> due to seasonal exchange with land biota. *Nature* 376, 240-3.
- [120] Denning, A.S., Collatz, G.J., Zhang, C. et al. (1996a) Simulations of terrestrial carbon metabolism and atmospheric CO<sub>2</sub> in a general circulation model. Part 1: Surface carbon fluxes. *Tellus* 48B, 521-42.
- [121] Denning, A.S., Randall, D.A., Collatz, G.J., and Sellers, P.J. (1996b) Simulations of terrestrial carbon metabolism and atmospheric CO<sub>2</sub> in a general circulation model. Part 2: Simulated CO<sub>2</sub> concentrations. *Tellus* 48B, 543-67.
- [122] Desborough, C.E. & Pitman, A.J. (1998) The BASE land surface model. *Global Planet. Change* 19 (1–4), 3–18.
- [123] Desborough, C.E. (1999) Surface energy complexity in GCM land surface models. *Climate Dyn.*, 15, 389-403.
- [124] Di Gregorio, S. & Serra, R. (1999) An empirical method for modelling and simulating some complex macroscopic phenomena by cellular automata. *Future Generation Computer Systems* 16, 259-271.
- [125] Di Gregorio, S., Rongo, R., Siciliano, C., Sorriso Valvo, M. & Spataro, W. (1999°) Mount Ontake landslide simulation by the cellular automata model SCIDDICA-3. *Physics and Chemistry of the Earth Part A* 24(2), 131-137.
- [126] Di Gregorio, S., Serra, R., & Villani, M. (1999) Applying cellular automata to complex environmental problems: the simulation of the bioremediation of contaminated soils, *Theor. Comp. Science*, 217, 131-156.
- [127] Di Pietro, L.B. (1993) Transferts d'eau en milieu à porosité bimodale: Modélisation par le méthode de gaz sur réseau. *These du doctorat*, 251 pp., Univ. De Sci. Et Tech. Du Languedoc, Montpellier, France.
- [128] Di Pietro, L.B., Melayah, A. & Zaleski, S. (1994) Modeling water infiltration in unsaturated porous media by interacting lattice gas-cellular automata, *Water Resour. Res.*, 30(10), 2785-2792.
- [129] Dickinson, R.E. (1983) Land surface processes and climate-surface albedos and energy balance. *Advances in Geophysics* 25, 305-53.
- [130] Dickinson, R.E. (1984) Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models, climate processes and climate sensitivity, geophysical monograph 29. *Maurice Ewing* 5, 58-72.
- [131] Dickinson, R.E., Henderson-Sellers, A., Kennedy, P.J., and Wilson, M.F (1986) Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model. *NCAR Technical Note NCAR/TN-275+STR*, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 69 pp.
- [132] Dickinson, R.E. & Henderson-Sellers, A. (1988) Modeling tropical deforestation. *NQ.J.R. meteorol. Soc.* 114, 439-462.

- [133] Dickinson, R.E., Henderson-Sellers, A. & Kennedy, P.J. (1993) Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1e as Coupled to the NCAR Community Climate Model. NCAR Technical Note, NCAR, 72 pp.
- [134] Dickinson, R.E. (1995) Land – Atmosphere interactions. *Reviews of geophysics* 33, 917 – 922.
- [135] Dickinson, R.E., Shaikh, M., Bryant, R. and Graumlich, L. (1998) Interactive canopies for a climate model. *J. Clim.* 11, 2823-2836.
- [136] Dickinson, R.E., Oleson, K.W., Bonan, G. et al. (2006) The Community Land Model and its climate statistics as a component of the Community Climate System Model. *Journal of Climate* 19, 2302-24.
- [137] DiGregorio, S. Serra, R. & Villani, M. (1999b) Applying cellular automata to complex environmental problems: The simulation of the bioremediation of contaminated soil. *Theoretical Computer Science* 217, 131-156.
- [138] Dirmeyer, P.A. and Shukla, J. (1994) Albedo as a Modulator of Climate Response to Tropical Deforestation. *J. Geophys. Res.* 99, 20863-20878.
- [139] Doolen, G. (1990) editor. *Lattice Gas Method for Partial Differential Equations*. Addison-Wesley.
- [140] Dolman, A.J. and Blyth, E.M. (1997) Patch scale aggregation of heterogeneous land surface cover for mesoscale meteorological models. *Journal of Hydrology* 190, 252 - 268.
- [141] Dorman, J.L. and Sellers, P.J. (1989) A global climatology of albedo, roughness length and stomatal resistance for atmospheric general circulation models as represented by the simple biosphere model (SiB). *Journal of Applied Meteorology* 28, 833-55.
- [142] Dracup, J.A., Lee, K.S. & Paulson, E.G. (1980) On the definition of droughts. *Water Resour. Res.* 16(2), 297-302.
- [143] Ducharne, A., Koster, R.D., Suarez, M.J. and Kumar, P. (1999) A catchment-based land surface model for GCMs and the framework for its evaluation. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere* 24, 769-73.
- [144] Ducharne, A., R.D. Koster, M.J. Suarez, M. Stieglitz, and P. Kumar (2000) A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model 2. Parameter estimation and model demonstration. *Journal of Geophysical Research* 105D, 24 823-38.
- [145] Ducoudré, N.I., Laval, K. & Perrier, A. (1993) 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(2), pp.248-273.
- [146] Dufrene, E., Davi, H., Francois, C., le Maire, G., Le Dantec, V., & Granier, A.(2005) Modelling carbon and water cycles in a beech forest Part I: Model description and uncertainty analysis on modelled NEE, *Ecol. Model.*, 185, 407–436.
- [147] Eagleson, P.S. (1978) Climate, soil and vegetation 3. A simplified model of soil moisture movement in the liquid phase. *Water Resour. Res.* 14(5), 722-730.
- [148] Eagleson, P.S. (2002) *Ecohydrology*, Cambridge University Press, 440 pp
- [149] Edwards, N.T. (1975) Effects of temperature and moisture on carbon dioxide evolution in a mixed deciduous forest floor. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 39, 361-365.
- [150] Edwards, N.T., & Sollins, P. (1973) Continuous measurement of carbon dioxide evolution from portioned forest floor component. *Ecology* 54, 406-412.
- [151] Ek, M. & Mahrt, L. (1989) A one-dimensional planetary boundary layer model with interactive soil layers and plant canopy. Department of Atmospheric Science, Oregon State

- University, 106 pp. (Available from Oregon State University, Corvallis, Oregon 97331, USA).
- [152] Ek, M. & Mahrt, L. (1991) OSU 1-D PBL Model User's Guide. Department of Atmospheric Science, Oregon State University, Corvallis, OR.
- [153] Engel, V.C., Stieglitz, M., Williams, M. & Griffin, K.L. (2002) Forest canopy hydraulic properties and catchment water balance: observations and modeling. *Ecol. Model.* 154, 263–288.
- [154] Eugster, W., et al. (2000) Land-atmosphere energy exchange in Arctic tundra and boreal forest: Available data and feedbacks to climate. *Global Change Biol.* 6, 84-115.
- [155] Ezzahar, J., Chehbouni, A.G., Hoedjes, J.C.B., Chehbouni, A., Er-Raki S. & Hadria R. (2005) Combining Large Aperture Scintillometer and aggregation model to derive Area-averaged Sensible and Latent Heat Fluxes over Two adjacent Oliveyards. Proceedings of the EWRA 6<sup>th</sup> International Conference "Sharing a common vision for our water resources", Menton, France, 7-10 September 2005.
- [156] Falge, E., Reth, S., Brüggemann, N., Butterbach-Bahl, K., Goldberg, V., Oltchev, A., Schaaf, S., Spindler, S., Stiller, B., Queck, R., Köstner, B. & Bernhofer, C. (2005) Comparison of surface energy exchange models with eddy flux data in forest and grassland ecosystems of Germany. *Ecological Modelling* 188, 174-216.
- [157] Famiglietti, J.S. & Wood, E.F. (1994a) Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes, *Water Resour. Res.*, 30, 3061-3079.
- [158] Famiglietti, J.S. & Wood, E.F. (1994b) Application of multiscale water and energy balance models on a tallgrass prairie, *Water Resour. Res.*, 30, 3080-3093.
- [159] Farquhar GD, Von Caemmerer S, Berry JA. (1980). A biochemical model of photosynthetic CO<sub>2</sub> assimilation in leaves of C3 species. *Planta* 149: 78–90.
- [160] Farquhar, G.D., von Caemmerer, S. (1982) Modelling of photosynthetic response to environmental conditions. *Encyclopedia of Plant Physiology New Series*, vol. 12B. *Physiological Plant Ecology. II. Water Relations and Carbon Assimilation*, ed. O.L. Lange, P.S. Nobel, C.B. Osmond, and H. Ziegler. Springer-Verlag, pp. 549-87.
- [161] Farquhar, G.D. (1989) Models of integrated photosynthesis of cells and leaves. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 323B, 357-67.
- [162] Feddes, R.A., De Graaf, M., Bouma, J. & Van Loon, C.D. (1988) Simulation of water use and production of potatoes as affected by soil compaction. *Potato Research*, 31, 225-239.
- [163] Federer, C.A. (1982) Transpirational supply and demand: plant, soil and atmospheric effects evaluated by simulation. *Water Resour. Res.* 18, 355-362.
- [164] Field, C.B & Mooney, H.,A. (1986) The photosynthesis-nitrogen relationship in wild plants. *On the Economy of Plant Form*, edited by T. J. Givnish, pp. 25–55, Cambridge Univ. Press, New York,
- [165] Foken, T. & Wichura, B. (1996) Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agric. For. Meteorol.* 78, 83–105.
- [166] Foley, J.A., et al.(1996) An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics (IBIS). *Global Biogeochem. Cycles*, 10(4), 603-628.
- [167] Foley, J.A., Levis, S., Prentice, I.C., Pollard, D. and Thompson, S.L. (1998) Coupling dynamic models of climate and vegetation. *Global Change Biol.* 4, 561-579.
- [168] Foley, J.A., Levis, S., Costa, M.H., Cramer, W. and Pollard, D. (2000) Incorporating dynamic global vegetation cover within global climate models. *Ecol. Appl.* 10, 1620-1632.

- [169] Foster, J.L., Hall, D.K., Chang, A.T.C. & Rango, A. (1984) An overview of passive microwave snow research and results, *Reviews of Geophysics* 22, 195-208.
- [170] Fox, S., Pitman, A.J., Boone, A. and Habets, F. (2006) The relationship between intermodal differences and surface energy balance complexity in the rhone – Aggregation Intercomparison Project, *Journal of Hydrometeorology* 7, 81-100.
- [171] Friedl, M.A., McIver, D.K., Hodges, J.C.F. (2002) Global land cover mapping from Modis: algorithms and early results. *Remote Sensing of Environment* 83, 287 - 302.
- [172] Friedlingstein, P., G. Joel, C. B. Field, and I. Y. Fung (1999) Toward an allocation scheme for global terrestrial carbon models. *Global Change Biol.* 5, 755–770.
- [173] Friend, A.D., Stevens, A.K., Knox, R.G. & Cannell, M.G.R. (1997) A process-based, terrestrial biosphere model of ecosystem dynamics (Hybrid v3.0). *Ecol. Model.* 95, 249–287.
- [174] Friend, A.D. and Kiang, N.Y. (2005) Land surface model development for the GISS GCM: effects of improved canopy physiology on simulated climate. *Journal of Climate* 18, 2883-902.
- [175] Frisch, U., d'Humieres, D., Hasslacher, B., Lallemand, P., Pomeau, Y., and Rivet, J.P.: Lattice gas hydrodynamics in two and three dimensions, *Complex Systems*, 1, 649-707, 1987.
- [176] Frish, U., d'Humières, D. & Lallemand, P. (1987) Lattice gas models for 3D hydrodynamics. *Europhysics Letters*, 291.
- [177] Frish, U., Hasslacher, B. & Pomeau, Y. (1986) Lattice gas automata for the Navier-Stokes equation. *Physical Review Letters* 56(14), 1505-1508.
- [178] Gardner, M. (1970) Mathematical games: The fantastic combinations of John Conway's new solitaire game. *Scientific American* 223, October.
- [179] Gardner, W.R. (1958) Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with applications to evaporation from a water table. *Soil Sci.* 85, 228-232.
- [180] Garratt, J.R. (1978) Flux-profile relations above tall vegetation. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* 104, 199–211.
- [181] Garratt, J.R. (1992) *The atmospheric boundary layer*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 316 pp.
- [182] Gervois, S., de Noblet-Ducoudré, N., Viovy, N., et al. (2004) Including croplands in a global biosphere model: methodology and evaluation at specific sites. *Earth Interactions* 8, 1-25.
- [183] Ghezzi, C. & Mandrioli, D. (1989) *Informatica teorica*. Clup, Milano.
- [184] Gottschalck JC, Gillies RR, Carlson TN. (2001). The simulation of canopy transpiration under doubled CO<sub>2</sub>: The evidence and impact of feedbacks on transpiration in two 1-D soil-vegetation-atmosphere-transfer models. *Agricultural and Forest Meteorology* 106 (1): 1–21.
- [185] Goetz S. J., Prince, S. D., Small, J., Gleason, A. C. R (2000). Interannual variability of global terrestrial primary production: Results of a model driven with satellite observations. *Geophys. Res.* 105, 20,077–20,091.
- [186] Grammerer, K. (1989) Respiration of soil and vegetation in grassland. M.S. thesis, Dep. Of Agronomy, Univ. Of Nebr., Lincoln.
- [187] Granier, A. (1985) Une nouvelle méthode pour la mesure du flux de sève brute dans le tronc des arbres. *Ann. Sci. For.* 42, 193–200.
- [188] Great Britain Meteorological Office (1951) *The Meteorological Glossary*. Chemical Publishing Co., New York, USA.

- [189] Grebet, P. & Cuenca, R.H. (1991) History of lysimeter design and effects of environmental disturbances. In: Allen, R.G., Howell, T.A., Pruitt, W.O., Walter, I.A., Jensen, M.E. (Eds.). *Proceeding of the International Symposium on Lysimetry*, July 23–25, Honolulu, HI, pp. 10–18.
- [190] Green, A.E., McAneney, K.J., & Astill, M.S. (1994) Surface Layer Scintillation Measurements of Daytime Heat and Momentum Fluxes. *Boundary-layer Meteorol.* 68, 357-373.
- [191] Grini, A., Myhre, G., Zender, C.S., and Isaksen, I. S. A. (2005) Model simulations of dust sources and transport in the global atmosphere: effects of soil erodibility and wind speed variability. *Journal of Geophysical Research* 110D, D02205, doi: 10.1029/2004JD005037.
- [192] Gu, L., Falge, E.M., Boden, T., Baldocchi, D.D., Black, T.A., Saleska, S.R., Suni, T., Verma, S.B., Vesala, T., Wofsy, S.C. & Xu L. (2005) Objective threshold determination for nighttime eddy flux filtering. *Agric. Forest Meteorol.* 128, 179–197.
- [193] Gupta, H.V., Sorooshian, S. & Yapo, P.O. (1998) Toward improved calibration of hydrologic models: multiple and non-commensurable measures of information. *Water Resources Research* 34 (4), 751–763.
- [194] Gusev, Y.M. & Nasonova, O.N. (1998) The land surface parameterization scheme SWAP: description and partial validation, *Global and Planetary Change* (19)1-4, 63-86.
- [195] Gutman, G., and Ignatov, A. (1998) The derivation of the green vegetation fraction from NOAA/AVHRR data for use in numerical weather prediction models. *International Journal of Remote Sensing* 19, 1533 – 43.
- [196] Gutmann, E. & Small, E.(2007) A comparison of land surface model soil hydraulic properties estimated by inverse modeling and pedotransfer functions, *Water Resour. Res.*, 43, W05418.
- [197] Gutmann, E. & Small, E.(2005) The effect of soil hydraulic properties vs. soil texture in land surface models, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L02402.
- [198] Hall, D.K., Riggs, G.A. & Salomonson V.V. (1995) Development of methods for mapping global snow cover using moderate resolution imaging spectroradiometer data. *Remote Sens. Environ.* 54, 127-140.
- [199] Hansen, M.C.R., DeFries, R.S., Townshend, J.R.G., Sohlberg, R. (2000) Global land cover classification at 1km spatial resolution using a classification tree approach . *International Journal of Remote Sensing* 21, 1131 - 64.
- [200] Hanson, P.J., Amthor, J.S., Wullschleger, S.D., Wilson, K.B., Grant, R.F., Hartley, A., Hui, D., Hunt Jr., E.R., Johnson, D.W., Kimball, J.S., King, A.W., Luo, Y., McNulty, S.G., Sun, G., Thornton, P.E., Wang, S.S., Williams, M., Baldocchi, D.D. & Cushman, R.M. (2004) Oak forest carbon and water simulations: model intercomparisons and evaluations against independent data. *Ecol. Monogr.* 74, 443–489.
- [201] Harley, P.C., Thomas, R.B., Reynolds, J.F., Strain, B.R. (1992) Thermodynamics and hydrodynamics for a modeled fluid. *Plant Cell Environment* 15,271-292.
- [202] Harley, P.C. & Baldocchi, D.D Y. (1995) Modelling photosynthesis of cotton grown in elevated CO<sub>2</sub>. *Plant Cell Environment* 18(10),1146-1156.
- [203] Harley, P.C. & Baldocchi, D.D Y. (1995) Scaling carbon – dioxide and water vapor exchange from leaf to canopy in a deciduous forest. *Plant Cell Environment* 18(10),1146-1156.
- [204] Harrison, L.P.(1963) Fundamental concepts and definitions relating to humidity, In: *Humidity and moisture*, Vol. 3, ed. A. Wexler, Reinhold Publishing Company, New York.

- [205] Hay, J.E. & Davies, J.A. (1980) Calculation of Solar Radiation Incident on an Inclined Surface. Proc. of First Canadian Solar Radiation Data Workshop (Hay, J.E. and T.K. Won, Eds.), Ministry of Supply and Services Canada, 59.
- [206] Haxeltine, A., Prentice, I.C., and Creswell, I.D. (1996a) A coupled carbon and water flux model to predict vegetation structure (BIOME2). *J. Veg. Sci.* 7, 651-666.
- [207] Haxeltine, A. & Prentice, I.C., (1996b) BIOME3: An equilibrium terrestrial biosphere model based on ecophysiological constraints, resource availability, and competition among plant functional types. *Global Biogeochem. Cycles* 10(4), 693-709.
- [208] Henderson-Sellers, A. & Brown, V.B. (1992) PILPS: Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes. Workshop Report and First Science Plan, IGPO Publication Series No. 5, Science and Technology Corporation, Hampton, VA, 51pp.
- [209] Henderson-Sellers, A., Yang, Z.L. & Dickinson, R.E. (1993) The Project for Intercomparison of Land-surface Schemes (PILPS). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 74, 1,335-1,349.
- [210] Henderson-Sellers, A. (1993) Continental vegetation as a dynamic component of a global climate model: a preliminary assessment. *Climatic Change* 23, 337-77.
- [211] Henderson-Sellers, A. and McGuffie, K. (1995) Global climate models and “dynamic” vegetation changes. *Global Change Biology* 1, 63-75.
- [212] Henderson-Sellers, A., McGuffie, K., Pitman, A.J. (1996) The project for Intercomparison of Land –surface Parametrization Scheme (PILPS): 1192 to 1995 . *Climate Dynamics* 12, 849-59.
- [213] Higgins, P.A.T. and Harte, J. (2006). Biophysical and biogeochemical responses to climate change depend on dispersal and migration. *BioScience* 56, 407-17.
- [214] Higuera, F. & Jimenez, J. (1989) Boltzmann approach to lattice gas simulations. *Europhysics Letters* 9(7), 663-668.
- [215] Hill, R.J., Clifford, S.F. & Lawrence, R.S. (1980) Refractive Index and Absorption Fluctuations in the Infrared Caused by Temperature, Humidity and Pressure Fluctuations. *J. Opt. Soc. Amer.* 70, 1192-1205.
- [216] Hillel, D. (1982) Introduction to soil physics. Academic Press, New York, 364 pp.
- [217] Hoedjes, J.C.B., Zuurbier, R.M. & Watts, C.J. (2002) Large Aperture Scintillometer Used over a Homogeneous Irrigated Area, Partly Affected by Regional Advection. *Boundary-Layer Meteorology* 105, 99-117.
- [218] Hostetler, S.W. and Bartlein, P.J. (1990) Simulation of lake evaporation with application to modeling lake level variations of Harney-Malheur Lake, Oregon. *Water Resources Research* 26, 2603-12.
- [219] Hostetler, S.W. (1991) Simulation of lake ice and its effect on the late-Pleistocene evaporation rate of Lake Lahontan. *Climate Dynamics* 6, 43-8.
- [220] Hostetler, S.W., Bates, G.T. and Giorgi, F. (1993) Interactive coupling of a lake thermal model with a regional climate model . *Journal of Geophysical Research* 98D, 5045-58.
- [221] Hostetler, S.W., and Giorgi, F. (1995) Effects of a 2 x CO<sub>2</sub> climate on two large lake system: Pyramid Lake, and Yellowstone Lake, Wyoming. *Global and Planetary Change* 10, 43-54.
- [222] Hottel, H.C. (1976) A Simple Model for Estimating the Transmittance of Solar Radiation Through Clear Atmospheres. *Solar Energy* 18, 129-134.
- [223] Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., Van der Linden, P.J. & Xiaosu, D. (2001) Climate change 2001: the scientific basis. Contribution of Working Group 1 to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Cambridge University Press, Cambridge, 944p.

- [224] Howell, T.A., Schneider, A.D. & Jensen, M.E. (1991) History of lysimeter design and use for evapotranspiration measurements. In: Allen, R.G., Howell, T.A., Pruitt, W.O., Walter, I.A., Jensen, M.E. (Eds.). *Proceeding of the International Symposium on Lysimetry*, July 23–25, Honolulu, HI, pp. 1–9.
- [225] Huang, X. & Lyons, T.J. (1995) The simulation of surface heat fluxes in a land surfaceatmosphere model. *J. Appl. Meteorol.*, 34, 1099-1111.
- [226] Huete, A.R. (1988), A soil-adjusted vegetation index (SAVI). *Remote Sens. Environ.* 25, 295-309.
- [227] Huyakorn, P.S., Springer, E.P., Guvanasen, V. & Wadsworth, T.D. (1986) A three-dimensional finite element model for simulating water flow in variably saturated porous media. *Water Resour. Res.* 22(12), 1790-1808.
- [228] Huyakorn, P.S., Thomas, S.D. & Thompson, B.M. (1984) Techniques for making finite elements competitive in modeling flow in variably saturated porous media. *Water Resour. Res.* 20(8), 1099-1115.
- [229] Idso, S.B. & Jackson, R.D. (1969) Thermal Radiation from the Atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 74, 5397-5403.
- [230] Idso, S.B. (1969) Atmospheric Attenuation of Solar Radiation. *J. Atmos. Sci.*, 26, 1088-1095.
- [231] Iovino, F. (2003) Caratteristiche climatiche e bioclimatiche del territorio provinciale. In: *Piano Territoriale di Coordinamento Provinciale*, Provincia di Cosenza, Cosenza.
- [232] Irannejad, P. & Shao, Y. (1998) Description and validation of the atmosphere-land-surface interaction scheme (ALSIS) with HAPEX and Cabauw data, *Global and Planetary Change* (19)1-4, 87-114.
- [233] Ito, A., and Oikawa, T. (2000) A model analysis of the relationship between climate perturbations and carbon budget anomalies in global terrestrial ecosystem: 1970 to 1997. *Clim. Res.* 15(3), 161-183.
- [234] Iwasa, Y., & Roughgarden, J. (1984) Shoot/root balance of plants: Optimal growth of a system with many vegetative organs. *Theor. Popul. Biol.* 25, 78–105.
- [235] Jabro, J.D., Sainju, U., Stevens, W.B, Evans, R.G. (2008) Carbon dioxide flux as affected by tillage and irrigation in soil converted from perennial forages to annual crops. *Journal of Environmental Management* 88(4), 1478–1484.
- [236] Jacob, C.M.J., van den Hurk, B.J.J.M., de Bruin H.A.R. (1996) Stomatal behaviour and photosynthetic rate of unstressed grapevines in semi – arid conditions. *Agricultural and Forest Meteorology* 80, 111 - 134.
- [237] Jarvis PG.(1976). The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the fields. *Philos. Trans. Soc. London, Ser B* 273, 593 - 610.
- [238] Jinjun, J. (1995) A climate-vegetation interaction model: simulating physical and biological processes at the surface. *Journal of Biogeography*, 22, 445-451.
- [239] Jordan, C. F. (1969) Derivation of leaf area index from quality of light on the forest floor, *Ecology* 50, 663-666.
- [240] Kanda, M., Inagaki, A., Letzel, M.O., Raasch, S. & Watanabe T. (2004) LES study of the energy imbalance problem with eddy covariance fluxes. *Boundary-Layer Meteorol.* 110, 381-404.
- [241] Kang, H.S., Xue, Y., Collatz, G.J., (2007) Impact assessment of satellite – derived leaf area index datasets using a general circulation model. *Journal of Climate* 20, 993 - 1015.

- [242] Kaufman, Y.J. and Tanré, D. (1992) Atmospherically resistant vegetation index (ARVI) for EOS-MODIS, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* 30, 261-270.
- [243] Kellomäki, S. & Wang, K.-Y. (1999) Short-term environmental controls of heat and water vapour fluxes above a boreal coniferous forest: model computations compared with measurements by eddy correlation. *Ecol. Model.* 124, 145–173.
- [244] Kempthorne, O. & Allmaras, R.R. (1986) Errors and variability of observations. In: Klute, A. (Ed.), *Methods of Soil Analysis*. ASA and SSSA, Madison, WI, pp. 1–31.
- [245] Kergoat, L. (1988) A model for hydrological equilibrium of leaf area index on a global scale, *J. Hydrol.*, 212–213, 268–286
- [246] Keyantash, J. & Dracup, J.A. (2002) The Quantification of Drought: an Evaluation of Drought Indices. *Bulletin of the American Meteorological Society*, August, pp. 1167-1180.
- [247] Kiehl, J.T., Hack, J.J., Bonan, G.B., Boville, B.A., Briegleb, B.P., Williamson, D.L., & Rasch, P.J. (1996) Description of the NCAR Community Climate Model. NCAR Technical Note NCAR/TN- 420 + STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 152 pp.
- [248] Kimes, D.S., and Holben, B.N. (1992) Extracting spectral albedo from NOAA-0 AVHRR multiple view data using an atmospheric correction procedure and an expert system. *Int. J. Remote Sens.* 13, 275-289.
- [249] Knorr, W., (2000) Annual and interannual CO<sub>2</sub> exchanges of the terrestrial biosphere: Process based simulations and uncertainties. *Global Ecol. Biogeogr.* 9, 225–252.
- [250] Kondo, J., Saigusa, N. & Sato, T. (1990) A parameterization of evaporation from bare soil surfaces. *J. Appl. Meteorol.* 29, 385-389.
- [251] Koster, R.D. & Suarez, G. (1996) Energy and water balance calculations in the Mosaic LSM. Technical Report Series on Global Modeling and Data Assimilation, vol. 9.
- [252] Koster, R.D., Suarez, M.J., Ducharme, A., Stieglitz, M., and Kumar, P. (2000) A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model I. Model structure. *Journal of Geophysical Research* 105D, 24 809-22.
- [253] Krinner, G. (2003) Impact of lakes and wetlands on boreal climate. *Journal of Geophysical Research* 108D, 4520, doi:10.1029/2002JD002597.
- [254] Krinner, G., Viovy, N. de Noblet-Ducoudré, N., et al. (2005) A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles* 19, GB1015, doi: 10.1029/2003GB002199.
- [255] Kucharik, C.J., Foley, J.A., Delire, C., Fisher, V.A., Coe, M.T., Lenters, J.D., Young-Molling, C., and Ramankutty, N (2000) Testing the performance of a dynamic global ecosystem model: Water balance, carbon balance, and vegetation structure. *Global Biogeochem. Cycles* 14(3), 795-825.
- [256] Kucera, C.L., and Kirkham, D.R. (1971) Soil respiration studies in a tallgrass prairie in Missouri. *Ecology* 59, 912-915.
- [257] Kucharik, C.J. (2003) Evaluation of a process-based agro-ecosystem model (Agro-IBIS) across the U.S., cornbelt: simulations of the interannual variability in maize yield. *Earth Interactions* 7, 1-33.
- [258] Kucharik, C.J., Barford, C.C., El Maayar, M., et al. (2006) A multiyear evaluation of a Dynamic Global Vegetation Model at three AmeriFlux forest sites: vegetation structure, phenology, soil temperature, and CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O vapor exchange. *Ecological Modelling* 196, 1-31.
- [259] Kunstmann, H.(2008) Effective SVAT-model parameters through inverse stochastic modelling and second-order first moment propagation, *J. Hydrol.*, 348, 13– 26.

- [260] Kurc, S.A., Small, E.E. (2007) Soil moisture variations and ecosystem-scale fluxes of water and carbon in semiarid grassland and shrubland. *Water Resources Research*, 43, W06416.
- [261] Lagouarde, J.P. & Kerr, Y.H. (1985) On the calibration of NOAA/AVHRR sensor. *ESA SP* 248, pp. 325.
- [262] Lakshmi, V. & Wood, E.F. (1998) Diurnal cycles of evaporation using a two-layer hydrological model. *J. of Hydrol.* 274, 37-51.
- [263] Lambers, H., Chapin III, F.S., Pons, T.L. (1998) *Plant Physiological Ecology*. Springer, New York, 540 pp.
- [264] Langton, C.G. (1998) *Artificial Life*, volume IV of Santa Fe Institute Studies in the Sciences of Complexity, pages 1-47. Addison-Wesley, Reading, MA.
- [265] Larcher W. (1995). *Physiological plant ecology*, Springer, 506 pp.
- [266] Lean, J., Rowntree, P.R. (1993) A GCM simulation of the impact of Amazonian deforestation on climate using an improved canopy representation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 119, 509 - 530.
- [267] Lean, J., Rowntree, P.R. (1997) Understanding the sensitivity of a GCM simulation of Amazonia deforestation to the specification of vegetation and soil characteristics. *J. Clim.* 10, 1216 - 1235.
- [268] Lee, X. (1998) On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation. *Agric. Forest Meteorol.* 91, 39-49.
- [269] Lettau, H. (1959) Wind profile, surface stress and geostrophic drag coefficients in the atmospheric surface layer. *Adv. Geophys.* 6, 241-257.
- [270] Leuning, R. (1990) modeling stomatal behaviour and photosynthesis of eucalyptus grandis. *Australian Journal of Plant Physiology* 17, 159 - 175.
- [271] Leuning, R. (1995) A critical – appraisal of a combined stomatal – photosynthesis model for C3 Plants. *Plant, Cell & Environment.* 18, 339-355.
- [272] Levin, S.A., Grenfell, B., Hastings, A. & Perelson, A.S. (1997) Mathematical and computational challenges in population biology and ecosystems science. *Science* 275, 334-343.
- [273] Levis, S., Foley, J.A., and Pollard, D. (2000) Large-scale vegetation feedbacks on a doubled CO<sub>2</sub> climate. *J. Clim.* 13, 1313-1325.
- [274] Li, Z., and Garand, L. (1994) Estimation of surface albedo from space: A parameterization for global application. *J. Geophys. Res.* 99, 8335-8350.
- [275] Liang, X. & Guo, J. (2003) Intercomparison of land-surface parameterization schemes: sensitivity of surface energy and water fluxes to model parameters. *Journal of Hydrology* 279, 182-209.
- [276] Liang, X. (1994) A two-layer variable infiltration capacity land surface representation for general circulation models. *Water Resour. Ser. TR140* 208 pp, University of Washington, Seattle.
- [277] Liang, X., Wood, E., Lettenmaier, D., Lohmann, D., Boone, A., Chang, S., Chen, F., Dai, Y., Desborough, C., Dickinson, R., Duan, Q., Ek, M., Gusev, Y., Habets, F., Irannejad, P., Koster, R., Mitchell, K., Nasonova, O., Noilhan, J., Schaake, J., Schlosser, A., Shao, Y., Shmakin, A., Verseghy, D., Wang, J., Warrach, K., Wetzell, P., Xue, Y., Yang, Z. & Zeng, Q. (1998) The project for intercomparison of land-surface parameterization schemes (PILPS) phase 2(c) Red-Arkansas River basin experiment, *Global and Planetary Change* (19)1-4, 137-159.

- [278] Liang, X., Wood, E.F. & Lettenmaier, D.P. (1996) Surface soil moisture parameterization of the VIC-2L model: evaluation and modifications. *Global Planet. Change* 13, 195–206.
- [279] Liang, S. (2001) Narrowband to broadband conversions of land surface albedo: I Algorithms. *Remote Sens. Environ.* 76, 213-238.
- [280] Liang, S., Shuey, C., Fang, H., Russ, A., Chen, M., Walthall, C., Daughtry, C. & Hunt, R. (2003) Narrowband to broadband conversions of land surface albedo: II. Validation. *Remote Sens. Environ.* 84, 25-41.
- [281] Liston, G.E. (1999) Interrelationships among snow distribution, snowmelt, and snow cover depletion: Implications for atmospheric, hydrologic, and ecologic modeling. *J. Applied Meteorol.* 38 (10), 1474-1487.
- [282] Liu, B.Y.H. & Jordan, R.C. (1960) The Interrelationship and Characteristic Distribution of Direct, Diffuse and Total Solar Radiation. *Solar Energy* 4(3), 1-9.
- [283] Liu, H. and Huete, A.R. (1995) A feedback based modification of the NDVI to minimize canopy background and atmospheric noise. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 33, 457-465.
- [284] Lofgren, B.M. (1997) Simulated effects of idealized Laurentian Great Lakes on regional and large-scale climate. *Journal of Climate* 10, 2847-58.
- [285] Lohmann, D., Lettenmaier, D.P., Liang, X., Wood, E.F., Boone, A., Chang, S., Chen, F., Dai, Y., Desborough, C., Dickinson, R.E., Duan, Q., Ek, M., Gusev, Y.M., Habets, F., Irannejad, P., Koster, R., Mitchell, K.E., Nasonova, O.N., Noilhan, J., Schaake, J., Schlosser, A., Shao, Y., Shmakin, A.B., Verseghy, D., Warrach, K., Wetzell, P., Xue, Y., Yang, Z.-L. & Zeng, Q.-C. (1998) The project for intercomparison of land-surface parameterization schemes (PILPS) phase 2(c): Red-Arkansas River basin experiment. *Global and Planetary Change* (19)1-4, 161-179.
- [286] Louis, J.F. (1979) A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound-Layer Meteor.* 17, 187-202.
- [287] Loveland, T.R., Reed, B.C., Brown, J.F., (2000) Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing* 21, 1303-30.
- [288] Lu, L., Pielke Sr., R.A., Liston, G.E., et al. (2001) Implementation of a two-way interactive atmospheric and ecological model and its application to the central United States. *Journal of Climate* 14, 900-19.
- [289] Ludeke, M.K.B., et al. (1994) The Frankfurt Biosphere Model: A global process oriented model of seasonal and long-term CO<sub>2</sub> exchange between terrestrial ecosystem and the atmosphere, I, Model description and illustrative results for cold deciduous and boreal forests. *Clim. Res.* 4, 143-166.
- [290] McGuire, A. D., et al (1992) Interactions between carbon and nitrogen dynamics in estimating net primary productivity for potential vegetation in North America, *Global Biogeochem. Cycles* 6 (2), 102 -124.
- [291] McGuffie, K. and Henderson-Sellers, A. (2001) Forty years of numerical climate modeling. *International Journal of Climatology* 21, 1067-109.
- [292] McGuffie, K. and Henderson-Sellers, A. (2005) *A Climate Modelling Primer*, 3<sup>rd</sup> edn. Wiley, 280 pp.
- [293] McMurtrie, R.E., and Comins, H.N. (1996) The temporal response of forest ecosystems to doubled atmospheric CO<sub>2</sub> concentration. *Global Change Biol.* 2, 49-57.
- [294] Mahfouf, J. & Noilhan, J. (1991) Comparative study of various formulations of evaporation from bare soil using in situ data. *J. Appl. Meteorol.* 9, 351-362.

- [295] Mahfouf, J. & Noilhan, J. (1996) Inclusion of gravitational drainage in a land surface scheme based on the force-restore method. *J. Appl. Meteorol.* 35, 987–992.
- [296] Mahrt, L. & Pan, H. (1984) A two-layer model of soil hydrology. *Boundary-Layer Meteorol.* 29 (1), 1–20.
- [297] Mahrt, L. (1998) Flux sampling errors for aircraft and towers. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 15, 416–429.
- [298] Malamud, B.D. & Turcotte, D.L. (1999) Self-organized criticality applied to natural hazards. *Natural Hazards* 20, 93–116.
- [299] Manabe, S. (1969) Climate and ocean circulation: 1. The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface, *Mon. Wea. Rev.*, 97, 739–774.
- [300] Manabe, S., Smagorinsky, J. and Strickler, R.F. (1965) Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle. *Monthly Weather Review* 93, 769–98.
- [301] Manabe, S. (1969) Climate and the ocean circulation. I. The atmospheric circulation and the hydrology of the Earth's surface. *Monthly Weather Review* 97, 739–74.
- [302] Maneta, M.P., Schnabel, S., Wallender, W.W., Panday, S., Jetten, V. (2008) Calibration of an evapotranspiration model to simulate soil water dynamics in a semiarid rangeland. *Hydrological Processes* 22, 4655–4669.
- [303] Manzini, G. & Ferraris, S. (2004) Mass-conservative finite volume methods on 2-D unstructured grids for the Richards' equation. *Advances in Water Resources* 27 (12), 1199–1215.
- [304] Marticorema, B. and Bergametti, G. (1995) Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme. *Journal of Geophysical Research* 100D, 16 415–30.
- [305] Martin, P.H. (1999) Exchanges between structured canopies and their physical environment: a simple analytical solution for a generic configuration. *Ecol. Model.* 122, 1–24.
- [306] Mascart, P., Noilhan, J. & Giordani, H. (1995) A modified parameterization of flux-profile relationships in the surface layer using different roughness length values for heat and momentum. *Bound.-Layer Meteorol.* 72, 331–344.
- [307] Massman, W.J. & Lee, X. (2002) Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long-term studies of carbon and energy exchanges. *Agric. Forest Meteorol.* 113 (1–4), 121–144.
- [308] Masson, V., Champeaux, J. L., Chauvin, F., Meriguet, C., and Lacaze, R. (2003) MA global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *Journal of Climate*, 16, 1261–82.
- [309] Matthews, E. (1983) Global vegetation and land-use: new high-resolution data bases for climate studies. *Journal of Climate and Applied meteorology* 22, 474–87.
- [310] Mattiussi, C. (1997) An analysis of finite volume, finite element, and finite difference methods using some concepts from algebraic topology. *Journal of Computational Physics* 133 (2), 289–309.
- [311] Mazzuca, L. (2002) La caratterizzazione idraulica a scala regionale del suolo del bacino del torrente Turbolo. Tesi di dottorato, Dipartimento di Difesa del Suolo, Università della Calabria, Rende (CS), Italy, 300 pp.
- [312] Maxwell, R.M., Chow, F.K., and Kollet, S.J. (2007) The groundwater–land-surface–atmosphere connection: Soil moisture effects on the atmospheric boundary layer in fully-coupled simulations, *Adv. Water Resour.*, 30, 2447–2466.
- [313] McNamara, G.R. & Zanetti, G. (1988) Use of the Boltzmann equation to simulate lattice-gas automata. *Physical Review Letters* 61, 2332–2335.

- [314] Meijninger, W.M.L. & De Bruin, H.A.R. (2000) The Sensible Heat Flux over Irrigated area in Weastern Turkey Determined with a Large Aperture Scintillometer. *J. Hydrol.* 229, 42-49.
- [315] Meijninger, W.M.L., Hartogensis, O.K., Kohsiek, W., Hoedjes, J.C.B., Zuurbier, R.M. & De Bruin, H.A.R. (2002) Determination of Area-Averaged Sensible Heat Fluxes with a Large Aperture Scintillometer over a Heterogeneous Surface-Flevoland Field Experiment. *Boundary-layer Meteorol.*, 105, 37-62.
- [316] Mendicino, G. & Versace, P. (2002) Aspetti Metodologici nella Ricostruzione del Bilancio Idrologico a Scala Interregionale. *Giornata di Studio dell'Associazione Idrotecnica Italiana, Aprigliano (CS), Quaderno di Idrotecnica n.14, Ed. Bios, Cosenza, 45-93.*
- [317] Mendicino, G. & Versace, P. (2003) Analisi Spaziale delle Condizioni di Stress Idrico in Regioni Meridionali. *Atti del Convegno: Giornata Mondiale dell'Acqua "La Siccità in Italia"*, Accademia Nazionale dei Lincei, Roma, 227-236.
- [318] Mendicino, G. (1993) *Idrologia delle perdite*. Pàtron Editore, Bologna, 266 pp.
- [319] Mendicino, G., Senatore, A., Spezzano, G., & Straface, S. (2006) Three-dimensional unsaturated flow modelling using cellular automata, *Water Resour. Res.*, 42, W11419.
- [320] Mengelkamp, H.T., Warrach, K. & Raschke, E. (1999) SEWAB - a parameterization of the surface energy and water balance for atmospheric and hydrologic models. *Adv. Water Resour.* 23 (2), 165-175.
- [321] Mihailovic, D. T. & Jeftic, M. (1993) An Efficient but Simple Biophysical Scheme UNICOS for Use in Different Scale Modeling. *Environ. Software* 9, 47-60.
- [322] Mihailovic, D.T. (1996) Description of a land-air parameterization scheme (LAPS). *Global and Planetary Change* (13)1-4, 207-215, 1996.
- [323] Mihailovic, D.T., Rajkovic, B., Lalic, B. & Dekic, L. (1995) Schemes for parameterizing evaporation from a non-plant covered surface and their impact on partitioning the surface energy in land-air exchange parameterization. *J. Appl. Meteor.* 34, 2462-2475.
- [324] Miller, R.L., Cakmur, R.V., Perlwitz, J. et al. (2006) Mineral dust aerosol in the NASA Goddard Institute for Space Sciences ModelE atmospheric general circulation model. *Journal of Geophysical Research* 111D, D06208, doi: 10.1029/2005JD005796.
- [325] Mitchell A.R. & Griffiths, D.F. (1980) *The finite difference method in partial differential equation*. J. Wiley & Sons, Chichester.
- [326] Mitsuta, Y. (1966) Sonic anemometer for general uses. *J. Meteorol. Soc. Jpn., Ser. II*, 44, 12-24.
- [327] Miyamoto, H. & Sasaki, S. (1997) Simulating lava flows by an improved cellular automata method. *Computers & Geosciences* 23, 283-292.
- [328] Montaldo N, Toninelli V, Albertson JD, Mancini M, Troch. (2003). The effect of background hydrometeorological conditions on the sensitivity of evapotranspiration to model parameters: Analysis with measurements from an Italian alpine catchment,. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 7 (6): 848 – 861.
- [329] Montaldo N, Rondena R, Albertson JD, Mancini M. (2005). Parsimonious modeling of vegetation dynamics for ecohydrologic studies of water-limited ecosystems. *Water Resources Research* 41: W10416.
- [330] Monin, A.S. & Obukhov, A.M. (1954) Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground. *Tr. Akad. Nauk SSSR Geofiz. Inst.* 24(151), 163-187.
- [331] Monteith, J.L. (1965) Evaporation and environment. In: Fogg, G.E. (Ed.), *The State and Movement of Water in Living Organisms*. Proceedings of the XIX Symposium of the Society of Experimental Biology. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 205-234.

- [332] Moore, C.J. (1986) Frequency response corrections for eddy covariance systems. *Bound-Lay. Meteorol.* 37, 17–35.
- [333] Moore, R.E. (1939) Water conduction from shallow water tables. *Hilgardia* 12(6), 383-426.
- [334] Murray, A.B. & Paola, C. (1994) A cellular model of braided rivers. *Nature* 371, 54-57.
- [335] Myeni, R.B., Nemani, R.R., and Running, S.W. (1997) Estimation of global leaf area index and adsorbed par using radiative transfer models. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensig* 35, 1380 – 93.
- [336] Nakayama, F.S. (1990) Soil respiration. *Remote Sens. Rev.*, 5, 311-321.
- [337] Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970) River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles, *J. Hydrol.*, 10 (3), 282–290.
- [338] Neilson, R.P., Pitelka, L.F., Solomon, A.M., et al. (2005) Forecasting regional to global plant migration in response to climate change. *BioScience* 55, 749-59.
- [339] Nemani, R.R., Running, S.W, Pielke, R.A., and Chase, T.N. (1996) Global vegetation cover changes from coarse resolution satellite data. *Journal of Geophysical Research* 101D, 7157 - 62.
- [340] Nikolov, N.T., Massman, W.J., Schoettle, A.W. (1995) Coupling Biochemical and Biophysical process at the leaf level – an equilibrium photosynthesis model for leaves of C3 plants *Ecological Modelling.*, 80, 205-232.
- [341] Niyogi, D.S., Raman, S., & Alapaty, K. (1999) Uncertainty in the specification of surface characteristics, part II: hierarchy of interaction-explicit statistical analysis, *Bound-Layer Meteor.*, 91, 341-366.
- [342] Noilhan, J. & Mahfouf, J.-F. (1996) The ISBA land surface parameterisation scheme, *Global and Planetary Change* (13)1-4, 145-159.
- [343] Noilhan, J. & Planton, S. (1989) A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, 117, 536-549.
- [344] Norman, J.M. (1979) Modeling the complete crop canopy. pp. 249-277. In B.J. Barfield and J.F. Gerber (ed.) *Modification of the aerial environment of plants.* ASAE Monogr. Am. Soc. Agric. Eng., St. Joseph, MI.
- [345] Norman JM, Garcia R, Verma SB. (1992). Soil surface CO<sub>2</sub> fluxes and the carbon budget of a grassland. *Journal of Geophysical Research* 97 (18), 18845–18853.
- [346] Nouvellon Y, Rambal S, Lo Seen D, Moran MS, Lhomme JP, Begue A, Chehbouni AG, Kerr Y. (2000). Modelling of daily fluxes of water and carbon from shortgrass steppes. *Agricultural and Forest Meteorology* 100(2–3): 137–153.
- [347] Qi, J., Chehbouni, A., Huete, A., Kerr, Y. H., and Sorooshian, S. (1994). A modified soil adjusted vegetation index. *Remote Sens. Environ.*, 48, 119 - 126.
- [348] Olioso, A., Inoue, Y., Ortega-Farias, S., Demarty, J., Wigneron, J.-P., Braud, I., Jacob, F., Lecharpentier, P., Otlé, C., Calvet, J.-C., & Brisson, N. (2005) Future directions for advanced evapotranspiration modeling: Assimilation of remote sensing data into crop simulation models and SVAT models, *Irrigation and Drainage Systems*, 19, 377-412.
- [349] Olioso, a., Rivalland, V., Demarty, J., Weiss, M., Rossello, P., Jacob, F., Inoue, Y. & Baret, F. (2005) Monitoring evapotranspiration by assimilating remote sensing data into a dynamic SVAT model over the Alpillés test site. *Proceedings of the International Conference on Earth Observation for Vegetation Monitoring and Water Management*, Naples, November 10-11, 2005. In press.
- [350] Olson, J.S., Watts, J.A. and Allison, L.J (1983) Carbon in live vegetation of major world ecosystems. ORNL-5862, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee, 164 pp.

- [351] Oreskes, N., Shrader-Frechette, K. & Belitz, K. (1994) Verification, validation, and confirmation of numerical models in the Earth Sciences. *Science* 263, 641–646.
- [352] Orlandini, S. (1999) Two-layer model of near-surface soil drying for time-continuous hydrologic simulations, *J. Hydrol. Engineer.*, 4(2), 91-99.
- [353] Osborne, T.M., D.M. Lawrence, A.J. Challinor, J.M. Slingo, and T.R. Wheeler (2007) Development and assessment of a coupled crop-climate model. *Global Change Biology* 13, 169-83.
- [354] Paniconi, C. & Putti, M. (1994) A comparison of Picard and Newton iteration in the numerical solution of multidimensional variably saturated flow problems. *Water Resour. Res.* 30(12), 3357-3374.
- [355] Paniconi, C., Aldama, A.A. & Wood, E.F. (1991) Numerical evaluation of iterative and noniterative methods for the solution of the nonlinear Richards equation. *Water Resour. Res.* 27(6), 1147-1163.
- [356] Parton, W.J., et al. (1993) Observations and modeling of biomass and soil organic matter dynamics for the grassland biome worldwide. *Global Biogeochem. Cycles* 7(4), 785–809.
- [357] Parton, W.J., Hartman, M., Ojima, D. & Schimel, D. (1998) DAYCENT and its land surface submodel: description and testing. *Global and Planetary Change*. 19:35-48.
- [358] Paruelo, J.M. & Sala, O.E. (1995) Water losses in the Patagonian Steppe: a modelling approach. *Ecology* 76: 510–20.
- [359] Paw U, K.T., Baldocchi, D.D., Meyers, T.P. & Wilson, K.B. (2000) Corrections of eddy covariance measurements incorporating both advective effects and density fluxes. *Bound.-Lay. Meteorol.* 97, 487–511.
- [360] Peters-Lidard, C.D., Zion, M.S. & Wood, E.F. (1997) A Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer Scheme for Modeling Spatially Variable Water and Energy Balance Processes, *J. Geophys. Res.*, 102 (D4), 4303-4324.
- [361] Pinty, B., and Ramond, D. (1987) A method for the estimate of broadband surface albedo from a geostationary satellite. *J. Climate Appl. Meteor.* 26, 1709-1722.
- [362] Pinty, J.P., Mascart, P., Richard, E. & Rosset, R. (1989) An investigation of mesoscale flows induced by vegetation inhomogeneities using an evapotranspiration model calibrated against HAPEX-MOBILHY data. *J. Appl. Meteor.* 28. 976-992.
- [363] Pinty, B., and Verstrate, M. (1992) GEMI: a non linear index to monitor global vegetation from satellites. *Vegetatio* 101, 15-20.
- [364] Pitman, A.J. (1991) A simple parameterization of sub-grid scale open water for climate models. *Climate Dynamics* 6, 99-112.
- [365] Pitman, A.J. & Henderson-Sellers, A. (1998) Recent progress and results from the project for the intercomparison of land surface parameterization schemes. *J. Hydrol.* 213, 128–135.
- [366] Pitman, A.J., Henderson-Sellers, A., Abramopoulos, F., Avissar, R., Bonan, G., Boone, A., Cogley, J.G., Dickinson, R. E., Ek, M., Entekhabi, D., Famiglietti, J., Garratt, J.R., Frech, M., Hahmann, A., Koster, R., Kowalczyk, E., Laval, K., Lean, L., Lee, T.J., Lettenmaier, D., Liang, X., Mahfouf, J.F., Mahrt, L., Milly, C., Mitchell, K., de Noblet, N., Noilhan, J., Pan, H., Pielke, R., Robock, A., Rosenzweig, C., Running, S.W., Schlosser, A., Scott, R., Suarez, M., Thompson, S., Verseghy, D., Wetzel, P., Wood, E., Xue, Y., Yang, Z.L. & Zhang, L. (1993) Results from the off-line Control Simulation Phase of the Project for Intercomparison of Land Surface Parameterisation Schemes (PILPS). *GEWEX Tech Note, IGPO Publ Series*, 7:47.
- [367] Pitman, A.J., Henderson-Sellers, A., Desborough, C.E., Yang, Z.-L., Abramopoulos, F., Boone, A., Dickinson, R.E., Gedney, N., Koster, R., Kowalczyk, E., Lettenmaier, D.,

- Liang, X., Mahfouf, J.-F., Noilhan, J., Polcher, J., Qu, W., Robock, A., Rosenzweig, C., Schlosser, C.A., Shmakin, A.B., Smith, J., Suarez, M., Verseghy, D., Wetzel, P., Wood, E. & Xue, Y. (1999) Key results and implications from Phase 1(c) of the Project for the Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes. *Climate Dyn.*, 15, 673-684.
- [368] Pitman, A.J. and McAvaney, B.J. (2002) The role of surface energy balance complexity in land surface models' sensitivity to increasing carbon dioxide. *Climate Dynamics* 19, 609-18.
- [369] Pitman, A.J. (2003) The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. *International Journal of Climatology* 23, 479-510.
- [370] Porporato A, Laio F, Ridolfi L, Rodriguez-Iturbe I. (2001). Plants in water-controlled ecosystems: Active role in hydrologic processes and response to water stress: III. Vegetation water stress. *Advances in Water Resources* 24, 725-744.
- [371] Porporato A, Rodriguez-Iturbe I. (2002). Ecohydrology – a challenging multidisciplinary research perspective. *Hydrological Sciences Journal* 45: 811-821.
- [372] Porporato A, Rodriguez-Iturbe I. (2002). Ecohydrology – a challenging multidisciplinary research perspective. *Hydrological Sciences Journal* 45: 811-821.
- [373] Potter, C.S., et al. (1993) Terrestrial ecosystem production: A process model based on global satellite and surface data (CASA). *Global Biogeochem. Cycles* 7(4), 811-841.
- [374] Prandtl, L. (1904) Ueber Flüssigkeitsbewegung bei sehr kleiner Reibung. *Verhandl. III, Internat. Math.-Kong., Heidelberg, Teubner, Leipzig*, 484-491 (1905).
- [375] Prentice, I.C., Cramer, W., Harrison, S.P., et al. (1992) A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate. *Journal of Biogeography* 19, 117-34.
- [376] Price, J.C. (1984) Land surface temperature measurements from split window channels of NOAA-7 advance very high resolution radiometer. *J. Geophys. Res.* 89, D5, 7231-7237.
- [377] Price, J.C. (1992) estimating vegetation amount from visible and near infrared reflectances. *Remote Sensing of Environment* 41, 29 - 34.
- [378] Priestley, C.H.B. & Taylor, R.J. (1972) On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Monthly Weather Rev.* 100, 81-92.
- [379] Pritchard, S.G., Rogers, H.H., Prior, S.A., and Peterson, C.M. (1999) Elevated CO<sub>2</sub> and plant structure: A review. *Global Change Biol.* 5, 807-837.
- [380] Qian, Y.H., d'Humières, D. & Lallemand, P. (1992) Lattice BGK models for Navier-Stokes equation. *Europhysics Letters* 17(6), 470-484.
- [381] Quarteroni, A. & Valli, A. *Numerical Approximation of Partial Differential Equations.* Springer Series in Computational Mathematics. Springer Verlag, 2nd edition.
- [382] Rambal, S., and Cornet, A. (1982), Simulation de l'utilisation de l'eau et de la production végétale d'une phytocécene sahé lienne du Sénégal, *Acta Oecol.* 3(4), 381- 397.
- [383] Rana, G. & Katerji N. (1996) Evapotranspiration measurement for tall plant canopies: the sweet sorghum case. *Theor. Appl. Climatol.* 54 (3-4), 187-200.
- [384] Rana, G. & Katerji N. (2000) Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review. *Eur. J. Agron.* 13, 125-153.
- [385] Randall, D.A., Dazlich, D.A., Zhang, C., et al. (1996) A revised land surface parameterization (SiB29 for GCMS. Part III: The greening of the Colorado State University General Circulation Model, *Journal of Climate* 9, 738 - 63.
- [386] Randall, D.A., Wood, R.A., Bony, S., et al. (2007) Climate models and their evaluation. *Climate Change 2007: the Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the*

Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, ed. S. Solomon, D. Qin, M. Manning, et al., Cambridge University Press, pp. 589-662.

- [387] Rango, A. and Martinec, J. (1982) Snow accumulation derived from modified depletion curves of snow coverage, Symposium on Hydrological Aspects of Alpine and High Mountain Areas, IAHS Publication No. 138, 83-90.
- [388] Ranson, K.J., Irons, J.R. and Daughtry, C.S.T. (1991) Surface albedo from bidirectional reflectance. *Remote Sens. Environ.* 35, 201-211.
- [389] Rawls, W.J. & Brakensiek, D.L. (1988) An infiltration model for evaluation of agricultural and range management System. In: *Proceedings of the International Symposium on Modeling in Agricultural, Forest and Rangeland Hydrology*, Chicago. Am. Soc. Agric. Eng., St. Joseph, Michigan, 166-175.
- [390] Rawls, W.J. & Brakensiek, D.L. (1989) Estimation of soil water retention and hydraulic properties. In *Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling, Theory and Practice*, H.J. Morel-Seytoux, Ed. NATO ASI Series, Series C: Mathematical and Physical Sciences, Kluwer Academic Pub., Boston, Mass., 275-300.
- [391] Rawls, W.J., Brakensiek, D.L. & Saxton, K.E. (1982) Estimation of soil water properties. *Trans. ASAE* 25(5), 1316-1320.
- [392] Raupach, M.R. & Finnigan, J.J. (1986) Single-layer models of evaporation from plant canopy are incorrect but useful, whereas multilayer models are correct but useless: discuss. *Aust. J. Plant Physiol.* 15, 705-716.
- [393] Reich, P. B., et al., Photosynthesis and respiration rates depend on leaf and root morphology and nitrogen concentration in nine boreal tree species differing in relative growth rate. *Funct. Ecol.* 12, 395-405.
- [394] Reicosky, D.C. & Peters, D.B. (1977) A portable chamber for rapid evapotranspiration measurements on field plots. *Agron. J.* 69, 729-732.
- [395] Reicosky, D.C. (1985) Advances in evapotranspiration measured using portable field chambers. In: *Advances in Evapotranspiration*, December 16-17, ASAE, Chicago, IL, pp. 79-86.
- [396] Reicosky, D.C., Sharratt, B.S., Ljungkull, J.E. & Baker, D.G. (1983) Comparison of alfalfa evapotranspiration measured by a weighing lysimeter and a portable chamber. *Agric. Meteorol.* 28, 205-211.
- [397] Richards, L.A. (1931) Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, vol. I, 318-333.
- [398] Richardson, L.F. (1920) The supply of energy from and to atmospheric eddies. *Proc. Roy. Soc. London* A97, 354-373.
- [399] Ridolfi, L., D'Odorico, P., Porporato, A., and I. Rodriguez-Iturbe (2000) Duration and frequency of water stress in vegetation: An analytical model. *Water Resour. Res.* 36, 2297-2307.
- [400] Riggs, G.A., Hall, D.K., Feind, R.E. and Welch, R. (1996) A comparative look at two algorithm for mapping snow cover from Earth Observing System Instruments. In *Proceedings of the 53rd Eastern Snow Conference* May 2-3, 1996, Willamburg, Virginia, 1-11.
- [401] Robock, A., Vinnikov, K.Ya., Schlosser, C.A., Speranskaya, N.A. & Xue, Y. (1995) Use of midlatitude soil moisture and meteorological observations to validate soil moisture simulations with biosphere and bucket models. *J. Climate* 8, 15-35. 148: 268-287.

- [402] Rodriguez-Iturbe, I., D'Odorico, P., Porporato, A., and L. Ridolfi (1999) On the spatial and temporal links between vegetation, climate, and soil moisture. *Water Resour. Res.* 35, 3709-3722.
- [403] Rodriguez-Iturbe I, Porporato A, Laio F, Ridolfi L. (2001). Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress - I. Scope and general outline. *Advances in Water Resources* 24, 695–701.
- [404] Rolston, D.E., (1986). Gas flux, in *Methods of Soil Analysis, 1, Physical and Mineralogical Methods*, edited by Klute, A. Am. Soc. Agron. Monogr. 9, 1103 - 1119.
- [405] Rose, C.W. & Sharma, M.L. (1984) Summary and recommendations of the workshop on evapotranspiration of plant communities. *Agric. Wat. Manag.* 8, 325–342.
- [406] Rothman, D. (1988) Cellular automaton fluids: A model for flow in porous media. *Geophysics* 53(4), 509-518.
- [407] Rouse, J.W., Haas, R.H., Shell, J.A., Deering D.W. & Harlan, J.C. (1974) Monitoring the vernal advancement of retrogradation of natural vegetation. Final Report, Type III, NASA/GSFC, Greenbelt, MD, 371 pp.
- [408] Running, S.W., et al. (1989) Mapping regional forest evapotranspiration and photosynthesis by coupling satellite data with ecosystem simulation. *Ecology* 70, 1090-1101.
- [409] Running, S.W., and Hunt, E.R. (1993) Generalization of a forest ecosystem process model for other biomes, BIOME-BGC, and an application for global scale models. *Scaling Physiological Processes: Leaf to Globe*, edited by J.R. Ehleringer and C.B. Field, pp. 141-158. Academic, San Diego, Calif.
- [410] Running, S. W., & Coughlan, J. C. (1988) A general model of forest ecosystem processes for regional applications, I, Hydrologic balance, canopy gas exchange, and primary production processes. *Ecol. Modell.* 42, 125–154
- [411] Ryan, M. G. (1991) Effects of climate change on plant respiration. *Ecol. Appl.* 1, 157–167.
- [412] Sakai, R. K., Fitzjarrald, D. R. & Moore, K. E. (2001) Importance of Low-Frequency Contributions to Eddy Fluxes Observed over Rough Surfaces, *J. Appl. Meteorol.* 40(2), 178–192.
- [413] Sakuratani, T. (1981) A heat balance method for measuring water flux in the stem of intact plants. *J. Agric. Met.* 37, 9–17.
- [414] Segre, E. & Deangeli, C. (1995) Cellular automaton for realistic modeling of landslides. *Nonlinear Processes in Geophysics* 2(1), 1-15.
- [415] Salimon, C.I., Davidson, E.A., Victoria, R.L., Melo, A.W.F. (2004) CO<sub>2</sub> flux from soil in pastures and forests in southwestern Amazonia. *Global Change Biology* 10 (5), 833-843.
- [416] Sellers, P.J., Mintz, Y., Sud, Y.C. & Dalcher, A. (1986) A Simplified Biosphere Model (SiB) for Use within General Circulation Model. *J. Atmo. Sci.*, 43, 505-531.
- [417] Sellers, P.J., Tucker, C.J., Collatz, G.J., et al. (1994) The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from the NDVI. *International Journal of Remote Sensing.* 15, 3519 - 45.
- [418] Sellers, P.J., et al. (1996a) A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric general circulation models, 2, The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from satellite data. *J. Clim.* 9, 706-737.
- [419] Sellers, P.J., Randall, D.A., Collatz, G.J., et al. (1996b) A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model Formulation. *Journal of Climate* 9, 676-705.

- [420] Sellers, P.J., Bounoua, L., Collatz, G.J., et al. (1996c) Comparison of radiative and physiological effects of doubled atmospheric CO<sub>2</sub> on climate. *Science* 271, 1402-6.
- [421] Sellers, P.J., Dickinson, R.E., Randall, D.A., et al. (1997) Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere. *Science* 275, 502-9.
- [422] Sellers, P., Hall, F., Kelly, R., Black, A., Baldocchi, D., Berry, J., Ryan, M., Ranson, J., Crill, P., Lettenmaier, D., Margolis, H., Cihlar, J., Newcomer, J., Fitzjarrald, D., Jarvis, P., Gower, S., Halliwell, D., Williams, D., Goodison, B., Wickland, D., and Guertin, F. (1997) BOREAS in 1997: experiment overview, scientific results, and future directions. *J. Geophys. Res.* 102, 28731-28769.
- [423] Senatore, A. (2006) Processi di trasferimento di energia e massa tra suolo, vegetazione ed atmosfera. Tesi di dottorato di ricerca, Dip. Difesa del Suolo, Università della Calabria (Rende, Italia).
- [424] Sette, D. (1977) *Elementi di Fisica*. Patron Ed., 277 pp.
- [425] Shao, Y.P. & Henderson-Sellers, A. (1995) Validation of soil moisture simulation in landsurface parameterisation schemes with HAPEX data, *Global Planet. Change*, 13, 11-46, Special Issue.
- [426] Sharkov, I.N. (1987) An improved absorption method for measuring CO<sub>2</sub> evolution from soil under field conditions. *Pochvovedeniye* 1, 127-133.
- [427] Shmakin, A.B., Mikhailov, A.Y. & Bulanov, S.A. (1993) Parameterization scheme of the land hydrology considering the orography at different spatial scales, Exchange processes at the land surface for a range of space and time scales. *Proc. Yokohama Symp.*, 569-575.
- [428] Shukla, J. and Mintz, Y. (1982) Influence of land-surface evapotranspiration on the Earth's climate. *Science* 215, 1498-501
- [429] Shuttleworth, W.J. & Wallace, J.S. (1985) Evaporation from sparse crops-an energy combination theory. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 111, 839-855.
- [430] Silberstein, R. P., Vertessy, R.A., Morris, J., and Feikema, P.M. (1999) Modelling the effects of soil moisture and solute conditions on long-term tree growth and water use: A case study from the Shepparton irrigation area, Australia. *Agric. Water. Manage.* 39, 283-315.
- [431] Simunek, J., Jarvis, N.J., van Genuchten, M.Th. & Gardenas, A. (2003) Review and comparison of models for describing non-equilibrium and preferential flow and transport in the vadose zone. *J. Hydrol.* 272, 14-35.
- [432] Simunek, J., M. Sejna & van Genuchten, M.Th. (1998). The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variably-saturated media. Version 2.0, IGWMC-TPS70. Int. Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden, CO.
- [433] Slater, G., Schlosser, C.A., Desborough, C.E., Pitman, A.J., Henderson-Sellers, A., Robock, A., Vinnikov, Y.K., Speranskaya, N.A., Mitchell, K., Boone, A., Braden, H., Chen, F., Cox, P., de Rosnay, P., Dickinson, R.E., Dai, Y-J., Duan, Q., Entin, J., Etchevers, P., Gedney, N., Gusev, Y. M., Habets, F., Kim, J., Koren, V., Kowalczyk, E., Nasonova, O.N., Noilhan, J., Shaake, J., Shmakin, A.B., Smirnova, T., Verseghy, D., Wetzel, P., Xue, Y., Yang, Z-L. & Zeng, Q. (2001) The Representation of Snow in Land-surface Schemes; results from PILPS 2(d), *J. Hydrometeorology*, 2, 7-25.
- [434] Small, E.E., Sloan, L.C., Hostetler, S., and Giorgi F., (1999) Simulating the water balance of the Aral Sea with a coupled regional climate-lake model. *Journal of Geophysical Research* 104D, 6583-602.
- [435] Smettem KRJ. (2008). Editorial – Welcome address for the new ‘Ecohydrology’ *Journal. Ecohydrology* 1, 1-2.

- [436] Smith, R. (1991) The application of cellular automata to the erosion of landforms. *Earth Surface Processes and Landforms* 16, 273-281.
- [437] Spezzano, G. & Talia, D. (1998) Designing parallel models of soil contamination by the Carpet language. *Future Generation Computer Systems*, North-Holland, Amsterdam, 13(4-5), 291-301.
- [438] Steinberg, S.L., van Bavel, C.H.M. & McFarland, M.J. (1990) Improved sap flow gauge for woody and herbaceous plants. *Agron. J.* 82, 851-854.
- [439] Straface, S. (1998) Un modello numerico per il moto ed il trasporto basato sul metodo delle Celle. Tesi di dottorato, Dipartimento di Difesa del Suolo, Università della Calabria, Rende (CS), Italy, 168 pp.
- [440] Stull, R.B. (1988) An introduction to boundary layer meteorology. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 666 pp.
- [441] Succi, S., Benzi, R., & Higuera, F. (1991) The lattice Boltzmann equation: a new tool for computational fluid dynamics, *Physica*, 47 (D), 219-230.
- [442] Succi, S. (1991) *Automi Cellulari*. Francoangeli, Milano.
- [443] Swinbank, W.C. (1951) Measurement of Vertical Transfer of Heat and Water Vapor by Eddies in the Lower Atmosphere. *J. Meteorol.* 8, 135-145.
- [444] Swinbank, W.C. (1955) Eddy Transports in the Lower Atmosphere. Tech. Paper No. 2, Division of Meteorological Physics, Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization, Melbourne, Australia, 30 pp.
- [445] Talsma, T. (1974) The effect of initial moisture content and infiltration quantity on redistribution of soil water. *Aust. Journal Soil Res.* 12, 15-26.
- [446] Tanaka, K. (2002) Multi-layer model of CO<sub>2</sub> exchange in a plant community coupled with the water budget of leaf surfaces. *Ecol. Model.* 147, 85-104.
- [447] Tanner, C.B. (1967) Measurement of evapotranspiration. In: Hagan, R.M., Haise, H.R., Edminister, T.W. (Eds.), *Irrigation of Agricultural Lands*, Agron. Mon. No. 11, Am. Soc. Agron. Madison, WI, pp. 534-574.
- [448] Tegen, I. and Fung, I. (1994) Modeling of mineral dust in the atmosphere: sources, transport, and optical thickness. *Journal of Geophysical Research* 99D, 22 897-914.
- [449] Tegen, I. and Miller, R. (1998) A general circulation model study on the interannual variability of soil dust aerosol. *Journal of Geophysical Research* 103D, 25 975-95.
- [450] Thatcher, J.W. (1970) Universality in the von Neumann cellular model. In A.W. Burks, editor, *Essays on Cellular Automata*, pages 103-131, Champaign. University of Illinois Press.
- [451] Thiermann, V. & Grassl, H. (1992) The Measurement of Turbulent Surface-Layer Fluxes by Use of Bichromatic Scintillation. *Boundary-Layer Meteorol.* 58, 367-389.
- [452] Thom, A.S. (1975) Momentum, mass and heat exchange of plant communities, in *Vegetation and the Atmosphere*, Vol. 1, Principles, ed. J. L. Monteith, Academic Press, London, UK, 57-109.
- [453] Thomas, C. & Foken, T. (2002) Re-evaluation of integral turbulence characteristics and their parameterisations. In: *Proceedings of the 15th Symposium on Boundary Layers and Turbulence*. Am. Meteorol. Soc, Wageningen, The Netherlands, pp. 129-132.
- [454] Thornley, J. H. M. (1991) A transport-resistance model of forest growth and partitioning. *Ann. Bot.* 68, 211-226.
- [455] Thornley, J. H. M., and Cannell, M. G. R. (2000). Modelling the components of plant respiration: Representation and realism. *Ann. Bot.* 85, 55-67.

- [456] Tian, H., Mellilo, J.M., Kicklighter, D.W., McGuire, A.D. & Helfrich, J. (1999) The sensitivity of terrestrial carbon storage to historical climate variability and atmospheric CO<sub>2</sub> in the United States. *Tellus*, 51B, 414-452.
- [457] Tilman, D. (1988) *Plant Strategies and the Dynamics and Structure of Plant Communities*, Princeton Univ. Press, Princeton,
- [458] Tiktak, A. & Bouten, W. (1992) Modelling soil water dynamics in a forested ecosystem III: model description and evaluation of discretization. *Hydrological Processes* 6, 455-465.
- [459] Toffoli, T. & Margolus, N. (1987) *Cellular Automata Machines*. MIT Press, Cambridge.
- [460] Toffoli, T. (1984) Cellular automata as an alternative to (rather than an approximation of) differential equations in modeling physics. *Physica D* 10, 117-127.
- [461] Trenberth, K.E. (ed.) (1992). *Climate System Modeling*. Cambridge University Press, 788 pp.
- [462] Tsvetsinskaya, E.A., Mearns, L.O., and Easterling, W.E. (2001) Investigating the effect of seasonal plant growth and development in three-dimensional atmospheric simulations. Part I: Simulation of surface fluxes over the growing season. *Journal of Climate* 14, 692-709.
- [463] Turnipseed, A.A., Blanken, P.D., Anderson, D.E. & Monson, R.K. (2002) Energy budget above a high-elevation subalpine forest in complex topography. *Agric. For. Meteorol.* 110, 177-201.
- [464] Valentini, R. (2003), ed. *Fluxes of Carbon, Water and Energy of European Forests*, Ecological Studies 163, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 450 p.
- [465] Van Genuchten, M.T. & Nielsen, D.R. (1985) On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. *Ann. Geophys.* 3(5), 615-628.
- [466] Van Genuchten, M.T. (1980) A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892-898.
- [467] Van Genuchten, M.Th. (1978) *Calculating the Unsaturated Hydraulic Conductivity With a New Closed-Form Analytic Model*, Report 78-WR-08, Water Resources Program, Department of Civil Engineering, Princeton University, Princeton, NJ.
- [468] Van Minnen, J.G., Leemans, R. and Ihle, F. (2000) Defining the importance of including transient ecosystem responses to simulate C.cycle dynamics in a global change model. *Global Change Biology* 6, 595-611.
- [469] Varado, N., Braud, I., Ross, P.J. (2006) Development and assessment of an efficient vadose zone module solving the 1D Richards' equation and including root extraction by plants. *Journal of Hydrology* 323(1-4), 258-275.
- [470] Verhoef, A. & Allen, S.J. (2000) A SVAT scheme describing energy and CO<sub>2</sub> fluxes for multi-component vegetation: calibration and test for a Sahelian savannah. *Ecol. Model.* 127, 245-267.
- [471] Verseghy, D., McFarlane, N. & Lazare, M. (1991) CLASS - A Canadian Land Surface Scheme for GCMs. Part I: Soil model. *Int. J. Climatol.*, 11, 111-133.
- [472] Vertessy, R.A., Hatton, T.J., O'Shaughnessy, P.J. & Jayasuriya, M.D.A. (1993) Predicting water yield from a mountain ash forest catchment using a terrain analysis based catchment model. *J. Hydrology*, 150: 665-700.
- [473] Vertessy, R.A., Hatton, T.J., Benyon, R.J., and Dawes, W.R. (1996) Long term growth and water balance predictions for a mountain ash (*Eucalyptus regnans*) forest catchment subject to clearfelling and regeneration. *Tree Physiol.* 16, 221-232.
- [474] Viterbo, P. & Beljaars, A.C.M. (1995) An improved land-surface parameterization in the ECMWF model and its validation. *J. Clim.*, 8, 2716-2748.

- [475] von Neumann, J. (1966) Theory of self-reproducing automata. University of Illinois Press, Urbana, Illinois. (Edited and completed by A. Burks).
- [476] Vörösmarty, C.J. (2002) Global change, the water cycle, and our search for Mauna Loa. *Hydrological Processes*, 16: 135-139.
- [477] Vukicevic, T., Braswell, B. H., Schimel, D. (2001) A diagnostic study of temperature controls on global terrestrial carbon exchange. *Tellus, Ser. B* 53, 150-170.
- [478] Walker, B. H. & Langridge, J.L. (1996) Modelling plant and soil water dynamics in semi-arid ecosystems with limited site data. *Ecological Modelling*, 87, p.153-167.
- [479] Walthall, C.L., Norman, J.M., Welles, J.M., Campbell, G. and Blad, B.L. (1985) Simple equation to approximate the bidirectional reflectance from vegetation canopies and bare soil surfaces. *Appl. Opt.* 24, 383-387.
- [480] Wang, K.Y., Kellomäki, S., Zha, T. & Peltola, H. (2004) Seasonal variation in energy and water fluxes in a pine forest: an analysis based on eddy covariance and an integrated model. *Ecol. Model.* 179, 259–279.
- [481] Wang, S., Grant, R.F., Verseghy, D.L. & Black, T.A. (2001) Modelling plant carbon and nitrogen dynamics of a boreal aspen forest in CLASS—the Canadian Land Surface Scheme. *Ecol. Model.* 142, 135–154.
- [482] Wang, W.G., Davis, K.J., Cook, B.D., et al. (2007) Estimating daytime CO<sub>2</sub> fluxes over a mixed forest from tall tower mixing ratio measurements. *Journal of Geophysical Research - Atmospheres* 112, D10308.
- [483] Wang, Y.-P., Leuning, R. (1998) A two-leaf model for canopy conductance, photosynthesis and partitioning of available energy, I, Model description and comparison with a multilayered model, *Agricultural Forest Meteorology* 91, 89-111.
- [484] Wang, T., Ochs, G.R. & Clifford, S.F. (1978) A saturation-resistant optical scintillometer to measure  $C_n^2$ . *Journal of the Optical Society of America*, Vol. 68, No. 3, 334-338.
- [485] Warnant, P., L. Francois, and J.-C. Gerard (1994) CARAIB: A global model of terrestrial biological productivity *Global Biogeochem. Cycles* 8(3),255-270.
- [486] Washington, W.M. and Parkinson, C.L. (2005) *An Introduction to Three-Dimensional Climate Modeling*, 2<sup>nd</sup> edn. University Science Books, 353 pp.
- [487] Watson, F.G.R., Pierce, L.L., Mulitsch, M., Newman, W., Nelson, J., and A. Rocha (1999a) Spatial modeling of the impacts of 150 years of land use change on the carbon, nitrogen, and water budgets of a large watershed. Paper presented at the European Space Agency Annual Meeting, Spokane, Wash., 8-12 Aug.
- [488] Weaver, H. L. (1994) Eddy Correlation Surface Flux: USGS (FIFE) Data set. Available online [<http://www.daac.ornl.gov>] from Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A. Also published in D. E. Strelak, D. R. Landis, K. F. Huemmrich, and B. W. Meeson (eds.), *Collected Data of the First ISLSCP Field Experiment*, Vol. 1: Surface Observations and Non-Image Data Sets. CD-ROM. National Aeronautics and Space Administration, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, U.S.A. (available from <http://www.daac.ornl.gov>).
- [489] Webb, E.K. (1970) Profile relationships: the log-linear range and extension to strong stability. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 96, 67-90.
- [490] Webb, E.K., Pearman, G.I. & Leuning, R. (1980) Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* 106, 67–90.
- [491] Weimar, J.R. (1997) *Simulation with Cellular Automata*. Logos Verlag, Berlin.

- [492] Wetzel, P.J. & Boone, A. (1995) A parameterization for land–atmosphere–cloud exchange (PLACE): documentation and testing of a detailed process model of the partly cloudy boundary layer over heterogeneous land. *J. Clim.* 8 (7).
- [493] Wieringa, J. (1993) Representative roughness parameters for homogeneous terrain. *Boundary-Layer Meteorol.* 63 (4), 323–363.
- [494] Wilhite, D.A. & Glantz, M.H. (1985) Understanding the drought phenomenon: The role of definitions. *Water International* 10(3), 111-120.
- [495] Wilhite, D.A. (2000) Drought as a natural hazard: concepts and definitions. In *Drought: A Global Assessment*, edited by D.A. Wilhite, London (UK) / New York (USA), Routledge, pp. 3-18.
- [496] Williams, M., Rastetter, E.B., Fernandes, D.N., Goulden, M.L., Wofsy, S.C., Shaver, G.R., Melillo, J.M., Munger, J.W., Fan, S.-M. & Nadelhoffer, K.J. (1996) Modelling the soil–plant–atmosphere continuum in a *Quercus-Acer* stand at Harvard Forest: the regulation of stomatal conductance by light, nitrogen and soil/plant hydraulic properties. *Plant Cell Environ.* 19, 911–927.
- [497] Williamson, D.L., Kiehl, J.T., Ramanathan, V., Dickinson, R.E. and Hack, J.J. (1987) Description of NCAR Community Climate Model (CCM1). NCAR Technical Note NCAR/TN-285+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 112 pp.
- [498] Wilson, M.F. and Henderson-Sellers, A. (1985) A global archive of land cover and soil data for use in general circulation climate models. *Journal of Climatology* 5, 119-43.
- [499] Wilson, K., Goldstein, A., Falge, E., Aubinet, M., Baldocchi, D., Berbigier, P., Bernhofer, C., Ceulemans, R., Dolman, H., Field, C., Grelle, A., Ibrom, A., Law, B.E., Kowalski, A., Meyers, T., Moncrieff, J., Monson, R., Oechel, W., Tenhunen J., Valentini R. & Verma S. (2002) Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agr. For. Met.* 113, 223-243.
- [500] Woodward, F.I. (1987) Woodward, F. I., *Climate and Plant Distribution*, Cambridge Univ. Press, New York.
- [501] Woodward, F.I., Smith, T. M, Emanuel, W. R. (1995) A global land primary productivity and phytogeography model. *Global Biogeochem. Cycles* 9(4), 471–490.
- [502] Wohlfahrt, G., Bahn, M., Tappeiner, U. & Cernusca, A. (2000) A model of whole plant gas exchange for herbaceous species from mountain grassland sites differing in land use. *Ecol. Model.* 125, 173–201.
- [503] Wolfram, S. (1983) Statistical mechanics of cellular automata. *Reviews of Modern Physics* 55, 601-644.
- [504] Wolfram, S. (1986) Cellular automaton fluids 1: Basics theory. *Journal of Statistical Physics*, 45(3/4), 471-526.
- [505] Wolfram, S. (1994) *Cellular automata and complexity*, Addison-Wesley, Reading, Mass.
- [506] Wolfram, S. (2002) *A new kind of Science*. Wolfram Media Inc., Champaign.
- [507] Wolfram, S. (1982) *Theory and application of cellular automata*, World Scientific Singapore.
- [508] Wong, S.C., Cowan, I.R., Farquar, G.D. (1979) Stomatal conductance correlates with photosynthesis capacity. *Nature* 282, 424 – 426.
- [509] Wood, E.F., Lettenmaier, D.P., Liang, X., Lohmann, D., Boone, A., Chang, S., Chen, F., Dai, Y., Dickinson, R.E., Duan, Q., Ek, M., Gusev, Y.M., Habets, F., Irannejad, P., Koster, R., Mitchel, K.E., Nasonova, O.N., Noilhan, J., Schaake, J., Schlosser, A., Shao, Y., Shmakin, A.B., Verseghy, D., Warrach, K., Wetzel, Y., Xue, Y., Yang Z.-L. & Zeng, Q.-C. (1998) The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes (PIPLS) Phase

- 2(c) Red-Arkansas River basin experiment: 1. Experiment description and summary intercomparisons. *Global Planet. Change*, 19, 115-135.
- [510] Wooding, R.A. (1968) Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resour. Res.* 4, 1259–1273.
- [511] Woodward, S. (2001) Modeling the atmospheric life cycle and radiative impact of mineral dust in the Hadley Centre climate model. *Journal of Geophysical Research* 106D, 18 155-66.
- [512] Xiao, X., Mellilo, J.M., Kicklighter, D.W., McGuire, A.D., Prinn, R.G., Wang C., Stone P.H. & Sokolov, A. (1998) Transient climate change and net ecosystem production of the terrestrial biosphere. *Global Biogeochemical Cycles*, 12, 345-360.
- [513] Xue, Y., Sellers, P.J., Kinter, J.L., Shukla, A. (1997) A simplified biosphere model for global climate studies. *Journal of Climate*, 4, 345 - 364.
- [514] Xue, Y., Zeng, F.J. & Schlosser, C.A. (1996) SSiB and its sensitivity to soil properties—A case study using HAPEX-MOBILHY data. *Global Planet. Change*, 13, 183–194.
- [515] Xie, P., Janowiak J.E., Arkin P.A., Adler R., Gruber A., Ferraro R., Huffman G.J. & Curtis, S. (2003) GPCP pentad precipitation analyses: an experimental dataset based on gauge observations and satellite estimates. *J. Climate* 16, 2197-2214.
- [516] Yang, Z.L. & Dickinson, R.E. (1996) Description of the biosphere–atmosphere transfer scheme (BATS) for the soil moisture workshop and evaluation of its performance. *Global Planet. Change* 13, 117–134.
- [517] Yapo, P.O., Gupta, H.V. & Sorooshian, S. (1998) Multiobjective global optimization for hydrologic models. *Journal of Hydrology* 204, 83–97.
- [518] Zavala, M.A. (2004) Integration of drought tolerance mechanisms in Mediterranean sclerophylls: a functional interpretation of leaf gas exchange simulators. *Ecol. Model.* 176, 211–226.
- [519] Zender, C.S., Bian, H., and Newman, D. (2003) Mineral Dust Entrainment and Deposition (DEAD) model: description and 1990s dust climatology. *Journal of Geophysical Research* 108D, 4416, doi: 10.1029/2002JD002775.
- [520] Zeng, X., Dickinson, R.E., Walker, A., et al.. (2000) Derivation and evaluation of global 1 – km fractional vegetation cover data for land modeling *Journal of Applied Meteorology* 39, 826 – 39.
- [521] Zeng, X., Shaikh, M., Day, Y., Dickinson, R.E., Myneni, R. (2002) Coupling of the Common Land Model to the NCAR Community Climate Model. *Journal of Applied Meteorology* 15, 1832 – 54.
- [522] Zeng, X., Rao, P., DeFries, R.S., Hansen, M.C. (2003) Interannual variability and decadal trend of global fractional vegetation cover from 1982 to 2000. *Journal of Applied Meteorology* 42, 1525 – 30.
- [523] Zhan, X.W., Xue, Y.K. & Collatz, G.J. (2003) An analytical approach for estimating CO<sub>2</sub> and heat fluxes over the Amazonian region. *Ecol. Model.* 162, 97–117.
- [524] Zhang, Y., Grant, R.F., Flanagan, L.B., Wang, S. & Versegny, D.L. (2005) Modelling CO<sub>2</sub> and energy exchanges in a northern semiarid grassland using the carbon- and nitrogen-coupled Canadian Land Surface Scheme (C-CLASS). *Ecol. Model.* 181, 591–614.
- [525] Ziegler, B.P. (1998) DEVS theory of quantized systems. Advanced simulation technology thrust DARPA contract.