

ISC – Divisione Impatti sul Suolo e sulle Coste

Studio e valutazione dei possibili miglioramenti apportabili a Terra-LM tramite il confronto con altri modelli SVAT

Guido Rianna

Centro Euro-Mediterraneo per i Cambiamenti Climatici (CMCC)



Studio e valutazione dei possibili miglioramenti apportabili a Terra-LM tramite il confronto con altri modelli SVAT

Sommario

Nel primo deliverable, è stato affrontato lo studio del soil module Terra-LM. Da tale studio, sono emerse alcune criticità. Col presente lavoro quindi, ci si pone l'obiettivo di indagare se e come esse siano affrontate all'interno di altri modelli di stima dei processi idrologici e termici relativi al suolo e di confrontare i diversi approcci utilizzati nella parametrizzazione dei principali processi fisici.

Keywords: SVAT, contenuto volumetrico d'acqua, temperatura del suolo, LSPM, ISBA, TEB.

JEL Classification:

Address for correspondence:

Guido Rianna

Centro Euro-Mediterraneo per i Cambiamenti Climatici

E-mail: g.rianna@cira.it

1 Introduzione

1.1 Obiettivo

Nel primo deliverable, è stato affrontato lo studio del **soil module** Terra-LM.

Da tale studio, i principali limiti del modello evinti, possono essere così riassunti:

- modello di suolo monodimensionale, ciò fa sì che possano essere mal considerati, ad esempio, le dinamiche dei fenomeni di infiltrazione e ruscellamento;
- nella parte idrologica del modello, impossibilità di valutare al contorno inferiore condizioni diverse da quella di gradiente unitario;
- classificazione semplificata delle tipologie di suolo presenti;
- attribuzione semplificata dei parametri idraulici e termici (non sono valutate le curve di ritenzione, di permeabilità e sono utilizzati parametri idraulici e termici forfaitari)
- mancata considerazione del contributo dell'acqua di irrigazione (in Italia pari al 48% della richiesta idrica totale, [fonte: IRSA-CNR]);
- assunzione per l'intera cella della tipologia di suolo di maggiore estensione nella cella (area minima 2.8kmx2.8km) senza tenere in alcun conto la presenza delle tipologie minori;
- assunzione per l'intero spessore verticale del volume di terreno di un'unica tipologia di suolo;
- mancata considerazione dell'effetto degli ecosistemi urbani sul ciclo idrologico o sull'aumento locale di temperatura;

Bisogna ricordare, d'altra parte, come la difficoltà principale nell'implementazione di un modello SVAT stia proprio nella ricerca di un equilibrio tra una valida parametrizzazione dei fenomeni da rappresentare e l'esigenza di limitare il più possibile l'onere computazionale (la loro funzione, almeno nel contesto considerato in questo lavoro, è, infatti, come detto, principalmente di supporto a modelli meteorologici e/o idrologici operativi). e quindi ogni miglioramento che si volesse apportare al modello, deve tener conto di tale limite.

Col presente lavoro quindi, ci si pone l'obiettivo di indagare se e come le problematiche sopra citate siano affrontate all'interno di altri modelli di stima dei processi idrologici e termici relativi al suolo e di confrontare i diversi approcci utilizzati nella parametrizzazione dei principali processi fisici.

I modelli scelti sono:

- *LSPM (Land Surface Process Model) [Cassardo e Longhetto, 1995]* modello SVAT 1D sviluppato all'Università di Torino;

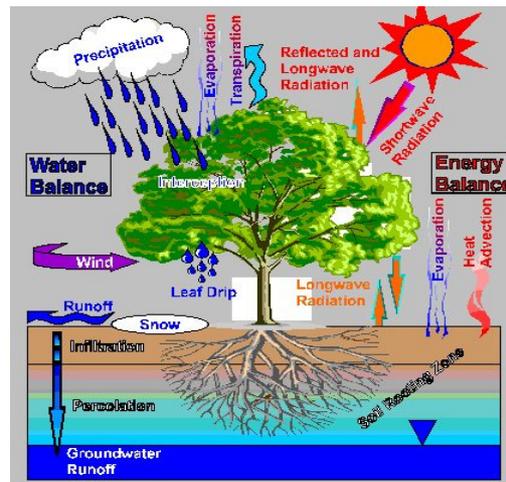


Figura 1 Schema della parametrizzazione fisica utilizzata in LSPM
(Cassardo)

Esso è utilizzabile sia, per scopi di ricerca, in accoppiamento ad un modello meteo (in tal caso i dati di input sono mutuati dal modello stesso) sia in modalità “stand alone” ed in tal caso necessita di apposite routine per l’input e la valutazione dei dati atmosferici (*si veda, ad esempio, il paragrafo 2.14*); LSPM considera che suolo, vegetazione (assunto come strato uniforme, “big leaf”) e atmosfera siano tre layer distinti e permette di stimare i valori puntuali di ogni componente del bilancio idrologico ed energetico relativo alle tre zone, oltre che di valutare i flussi di vapore acqueo e calore all’interfaccia tra queste e il PBL.

- *SURFEX* (SURFace EXternalisèe) è la parametrizzazione fisica dei processi idrologici e termici relativi al suolo messa a punto da Météo France; tramite il suo sviluppo, si cerca di ottenere un modello unico di suolo da accoppiare ad ogni modello numerico di previsione meteorologica (NWP) sia globale che mesoscala; SURFEX, per la valutazione dei flussi di massa o calore all’interfaccia tra suolo ed atmosfera, prevede che, in primo luogo, per ogni cella del modello atmosferico al quale esso è accoppiato, si stimino, tramite il dataset di informazione sulle destinazioni d’uso del suolo (ECOCLIMAP; Masson, 2001), le frazioni, f , del dominio occupate rispettivamente da mari, acque dolci, terreno nudo e coperto da vegetazione o suolo urbano, successivamente, per ognuna delle frazioni presenti nella cella, quindi, sono valutati i flussi di calore, umidità e quantità di moto; la media pesata di questi, infine, è assunto come flusso di cella, $F_{SURFACE}$.

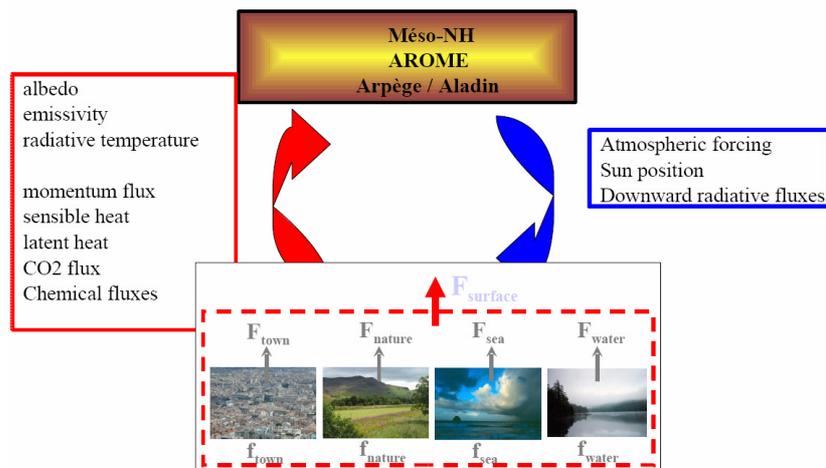


Figura 2 schematizzazione dell'accoppiamento tra SURFEX e i modelli NWP di Météo France
Noilhan (2006)

I modelli utilizzati per le frazioni di nostro interesse, ossia non coperte da acque, sono:

- per le frazioni del dominio coperte da suolo nudo e vegetazione \Rightarrow **ISBA (Interactions Soil Biosphere Atmosphere)** [Noilhan e Planton, 1989]
- per le frazioni del dominio coperte da suolo urbano \Rightarrow **TEB (Town Energy Balance)** [Masson, 2000]

Dato che la trattazione sistematica di LSPM e SURFEX esula dagli scopi di tale lavoro, qualora si voglia approfondire lo studio di questi, si consiglia la consultazione dei numerosi riferimenti riportati in bibliografia

1.2 Riferimenti

- Boone, A., J.-C. Calvet and J. Noilhan (1999). "The inclusion of a third soil layer in a Land Surface Scheme using the Force-Restore method". J. of Appl. Meteor., 38, 1611-1630
- Cassardo, C. (2007) "The Land Surface Process Model". University of Turin Report (in press)
- Cavalletto, S., Loglisci, N., Spanna, F. (2005) "Analisi di sensitività del modello LSPM (LAND SURFACE PROCESS MODEL) ai parametri superficiali connessi alla vegetazione: applicazione reale sul territorio agricolo piemontese"
- Cassardo, C., Balsamo, G.P., Cacciamani, C., Cesari, D., Paccagnella, T., Pelosini, R. (2002) "Impact of soil surface moisture initialization on rainfall in a limited area model: a case study of the 1995 South Ticino flash flood". Hydrol. Process., 16, pp. 1301–1317
- COSMO Consortium for Small-Scale Modelling. "A Description of the Nonhydrostatic Model LM"



- **Dickinson, R. E.** (1984). “*Modelling evapotranspiration for three-dimensional global climate models: Climate Processes and Climate Sensitivity*”. Geophysical Monograph 29, Maurice Ewing Volume 5, 5 ,58 72
- **Heise, E. Ritter, B. Schrodin, R.** (2006). “*Operational Implementation of the Multilayer Soil Model*”. Deutscher Wetterdienst Research Department
- **Le Moigne, P.** (2005). “*Surfex*”. Presentation for Arome training course
Poiana Brasov – November 2005
- **Le Moigne, P.** (2006). “*Module d’irrigation dans SURFEX*”
- **Lemonsu, A. Grimmond, CSB. Masson, V.** (2004). “*Modeling the surface energy balance of the core of an old mediterranean city: Marseille*”. J Appl Meteorol 43:312–327
- **Louis, J.-F.** (1979). “*A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere*”. Bound. Layer Meteor.,17,187-202
- **Martin, E** (2005). “*An introduction to SURFEX, externalized surface scheme*”. Presentation for Aladin Meeting-2005
- **Masson, V.** (2000). “*A physically-based scheme for the urban energy balance in atmospheric model*”. Boundary-layer meteorology, 94, 357-397
- **Masson, V., Grimmond, C.S.B. and Oke, T.R.** (2002). “*Evaluation of the Town Energy Balance (TEB) scheme with direct measurements from dry districts in two cities*”. Journal of Applied Meteorology, 41,1011-1026
- **Noilhan, J. and S. Planton** (1989). “*A simple parameterization of land surface processes for meteorological models*”. Mon. Wea. Rev., 117, 536-549.
- **Noilhan, J. and J.-F. Mahfouf** (1996). “*The ISBA land surface parameterization scheme*”. Global and Plan. Change, 13, 145-159.

1.3 Definizioni, acronimi e abbreviazioni

CMCC	Centro Euro-Mediterraneo per i Cambiamenti Climatici
COSMO	Consortium for Small scale Modelling
D1	Deliverable prodotto nel primo mese di attività (Descrizione del modulo TERRA_LM del modello meteorologico COSMO_LM)
DSMW	Digital Soil Map of the World <i>FAO-UNESCO</i>
FAO	Food and Agriculture Organization
IRSA-CNR	Istituto Nazionale Sulle Acque-Consiglio Nazionale delle Ricerche
IS	Interception Store
ISBA	Interactions Soil Biosphere Atmosphere
LAI	Leaf Area Index
LM	Lokal Modell
LSPM	Land Surface Process Model
NWP	Numerical Weather Prediction
PBL	Planet Boundary Layer
SS	Snow Store



SURFEX	SURFace EXternalisèe
SVAT	Soil Vegetation Atmosphere Transfer
TEB	Town Energy Balance
UHI	Urban Heat Island
UBL	Urban Boundary Layer
UCL	Urban Canopy Layer
USDA-NRCS	United States Department of Agriculture-Natural Resources Conservation Service
VPD	Deficit di Pressione di Vapore
WMO	World Meteorological Organization

1.4 Lista delle figure

Figura 1 Schema della parametrizzazione fisica utilizzata in LSPM.....	2
Figura 2 schematizzazione dell'accoppiamento tra SURFEX e i modelli NWP di Météo France.....	3
Figura 3 classificazione della tessitura del suolo DSMW.....	12
Figura 4 classificazione della tessitura del suolo USDA-NRCS	13
Figura 5 modellazione dei due layer definiti in TEB (Oke,1987)	28
Figura 6 approccio di tipo canyon per la definizione della geometria della città (Masson, 2000)...	29
Figura 7 schematizzazione delle resistenze utilizzate in TEB con cui si schematizza il processo di conduzione (Lemonsu,2003).....	29
Figura 8 dati di input e output per il modello TEB	30
Figura 9 parametri del modello TEB	30



1.5 Glossario

b_i	pendenza della curva di ritenzione in scala logaritmica per l' i – simo strato	$[-]$
b_{i+1}	pendenza della curva di ritenzione in scala logaritmica assunta all'interfaccia tra lo strato i e lo strato $i + 1$	$[-]$
C'	coefficiente forfetario per il termine $\sqrt{\frac{d_0}{U_{af}}}$	$\left[\frac{1}{s}\right]$
C_{DREN}	parametro di drenaggio	$[-]$
C_f	capacità di calore della vegetazione	$\left[\frac{J}{m^2 K}\right]$
C_{fw}	capacità di calore per unità di superficie della vegetazione	$\left[\frac{J}{m^2 K}\right]$
C_n	copertura nuvolosa totale	$[-]$
C_{nl}	copertura nuvolosa relative alle nuvole basse	$[-]$
D	damping depth	$[m]$
$DD_{ROOT}(k)$	funzione per la stima del contributo alla traspirazione del k – simo layer tramite lo sviluppo degli apparati radicali in esso	$[-]$
d_f	aliquota di precipitazione che drena dalla vegetazione al suolo	$[m]$
d_i	spessore dell' i – simo strato	$[m]$
$D_{l\eta}$	diffusività idraulica dell'acqua liquida per gradiente di η	$\left[\frac{m^2}{s}\right]$
D_{lT}	diffusività idraulica dell'acqua liquida per gradiente di T	$\left[\frac{m^2}{s}\right]$
d_0	dimensione media delle foglie nella direzione ortogonale al vento	$[m]$



$D_{v\eta}$	diffusività idraulica del vapore per gradiente di η	$\left[\frac{m^2}{s} \right]$
D_{vT}	diffusività idraulica del vapore per gradiente di T	$\left[\frac{m^2}{s} \right]$
E_{veg}	flusso di umidità dalla vegetazione all'atmosfera o viceversa	$\left[\frac{kg}{m^2 s} \right]$
f	frazione della cella coperta dalle acque, da suolo o vegetazione vegetale o da pavimentazione urbana	$[-]$
F_{hum}	funzione parametrica per l'espressione della resistenza stomatica dall'umidità atmosferica	$[-]$
f_r	fattore di riduzione della porosità dovuta al ghiaccio contenuto nello strato più superficiale del suolo	$[-]$
F_{rad}	funzione parametrica per l'espressione della resistenza stomatica dalla radiazione	$[-]$
F_{SURFEX}	flusso di calore o umidità all'interfaccia tra suolo ed atmosfera per l'intera cella	$\left[\frac{kg}{m^2 s} \right] \left[\frac{J}{m^2 s} \right]$
F_{tem}	funzione parametrica per l'espressione della resistenza stomatica dalla temperatura	$[-]$
F_{wat}	funzione parametrica per l'espressione della resistenza stomatica dall'umidità del suolo	$[-]$
F_{tilt}	fattore di pendenza	$[-]$
I_{k1}	infiltrazione per strato superficiale asciutto, privo di ghiaccio e terreno pianeggiante	$\left[\frac{kg}{m^2 s} \right]$
I_{k2}	infiltrazione in condizioni stazionarie per strato superficiale saturo	$\left[\frac{kg}{m^2 s} \right]$
I_{maxL}	massimo flusso di infiltrazione al piano campagna nel modello LSPM	$\left[\frac{m}{s} \right]$
I_{maxT}	massimo flusso di infiltrazione al piano campagna nel modello TERRA-LM	$\left[\frac{kg}{m^2 s} \right]$
J_d	giorno giuliano	$[d]$



k_i	permeabilità dell' i – simo strato	$\left[\frac{m}{s} \right]$
$k_{i,i+1}$	permeabilità assunta all'interfaccia tra lo strato i e lo strato $i + 1$	$\left[\frac{m}{s} \right]$
$k^T_{i,i+1}$	conducibilità termica assunta all'interfaccia tra lo strato i e lo strato $i + 1$	$\left[\frac{W}{mK} \right]$
K_r	costante sperimentale ($= 0.05$); eq.23	$[-]$
k_{sat}	permeabilità satura del I layer	$\left[\frac{m}{s} \right]$
M_f	aliquota d'acqua trattenuta dalla vegetazione	$[m]$
M_{fMAX}	massima aliquota di precipitazione intercettabile dalla vegetazione	$[m]$
n	porosità	$[-]$
NR_t	bilancio radiativo per onde corte	$\left[\frac{W}{m^2} \right]$
NR_s	bilancio radiativo per onde corte	$\left[\frac{W}{m^2} \right]$
p	pressione	$\left[\frac{N}{m^2} \right]$
PAR	aliquota della radiazione utilizzata per processi di fotosintesi	$\left[\frac{W}{m^2} \right]$
PAR_{crit}	massima aliquota utilizzabile per processi di fotosintesi	$\left[\frac{W}{m^2} \right]$
$P_{g,eff}$	componente della precipitazione ortogonale alla pendenza media assunta per la cella	$[mm]$
P_{mf}	aliquota di precipitazione intercettata dalla vegetazione	$[mm]$
P_r	precipitazione	$[mm]$
Q	somma dei flussi di acqua liquida e vapore nel suolo	$\left[\frac{m}{s} \right]$



q_a	umidità specifica in atmosfera	$[-]$
Q_f	flusso di calore sulla vegetazione	$\left[\frac{W}{m^2} \right]$
Q_{GUP}	flusso di calore incidente al piano campagna	$\left[\frac{W}{m^2} \right]$
Q_{GBOT}	flusso di calore al contorno inferiore del dominio	$\left[\frac{W}{m^2} \right]$
Q_l	flusso di acqua liquida nel suolo	$\left[\frac{m}{s} \right]$
Q_{OUT}	aliquota di ruscellamento dal contorno inferiore del dominio	$[m]$
q_s	umidità specifica al piano campagna	$[-]$
Q_v	flusso di vapore nel suolo	$\left[\frac{m}{s} \right]$
$q_{sat}(T_{veg})$	umidità specifica a saturazione per $T = T_{veg}$	$[-]$
R	coefficiente di torbidezza (legato alla presenza in atmosfera di aerosol)	$[-]$
r_a	resistenza aerodinamica al trasferimento del flusso d'umidità tra il contorno superiore del dominio e l'atmosfera	$\left[\frac{s}{m} \right]$
R_{GL}	parametro di Noilhan	$\left[\frac{W}{m^2} \right]$
r_s	resistenza stomatica	$\left[\frac{s}{m} \right]$
R_{SD}	radiazione solare globale incidente	$\left[\frac{W}{m^2} \right]$
r_{soil}	resistenza al passaggio da fase liquida a fase vapore	$\left[\frac{s}{m} \right]$
$r_{s,max}$	resistenza stomatica massima	$\left[\frac{s}{m} \right]$



$r_{s,\min}$	resistenza stomatica minima	$\left[\frac{s}{m} \right]$
S_{oro}	parametro di valutazione dell'orografia	$[-]$
S_r	grado di saturazione	$[-]$
T_{CLIM}	temperatura climatologica	$[K]$
T_{end}	costante (= 313.15K)	$[K]$
T_0	temperatura di congelamento dell'acqua	$[K]$
T_{opt}	temperatura di optimum per la vegetazione	$[K]$
T_R	flusso di traspirazione totale	$\left[\frac{kg}{m^2 s} \right]$
T_{Rk}	contributo alla traspirazione del $k - simo$ layer	$\left[\frac{kg}{m^2 s} \right]$
T_{soil}	temperatura del suolo al piano campagna	$[K]$
T_{veg}	temperatura della vegetazione	$[K]$
U_{af}	velocità del vento incidente sulle foglie	$\left[\frac{m}{s} \right]$
u_*	velocità di attrito	$\left[\frac{m}{s} \right]$
$W_{ice,1}$	ghiaccio presente nel I strato	$[m]$
$W_{i,\max}$	massima aliquota di precipitazione intercettabile dall'interception store	$[m]$
z_{BOT}	spessore del dominio di suolo	$[m]$
z_{root}	profondità delle radici	$[m]$
β	pendenza media di cella	$[-]$
$\Delta z(j)$	spessore del $j - simo$ layer	$[m]$
Δz_1	spessore del I strato di suolo	$[m]$



$\Delta z_{root,k}$	spessore degli apparati radicali nel $k - simo$ layer	$[m]$
η	contenuto volumetrico d'acqua	$[-]$
η_1	contenuto volumetrico del I layer	$[-]$
$\eta_{ice,1}$	contenuto volumetrico di ghiaccio nel I strato	$[-]$
η_{root}	media integrale del contenuto d'acqua per profondità pari a quella degli apparati radicali	$[-]$
ρc	capacità volumetrica di calore del suolo	$\left[\frac{J}{m^3 K} \right]$
σ_{LAI}	leaf area index	$[-]$
ψ_i	suzione dell' $i - simo$ strato	$[cm]$
$\psi_{i,i+1}$	suzione assunta all'interfaccia tra lo strato i e lo strato $i + 1$	$[cm]$
ω	frequenza diurna della sinusoide della temperatura	$\left[\frac{rad}{s} \right]$



2. Rassegna degli elementi di maggior interesse ritrovati in LSPM per il possibile miglioramento di TERRA-LM

Lo schema generale impiegato in LSPM è molto simile a quello utilizzato in Terra-LM in quanto, in entrambi i casi, è prevista:

- presenza di tre zone relativi a suolo, vegetazione ed atmosfera
- modellazione del suolo multilayer (con possibilità di variare il numero di strati da considerare)
- stima dei flussi di umidità all'interfaccia tra vegetazione ed atmosfera basata sull'*analogia elettrica* con un potenziale massimo di scambio ridotto da *resistenze* tramite le quali sono modellati gli effetti dei processi fisici che regolano lo scambio effettivo (traspirazione, contenuto reale dell'acqua nel suolo, velocità del vento)
- valutazione dell'effetto del ghiaccio nel suolo
- schematizzazione della coltre di neve con un modello a layer singolo

tra i due modelli è possibile, però, riconoscere una serie di differenze relative, in alcuni casi, ad una diversa parametrizzazione dei processi fisici, in altri, al fatto che alcuni di essi vengano del tutto trascurati in uno dei modelli. Di seguito sono illustrate le differenze che si reputano possano essere di maggior interesse per una futura fase di implementazione di nuove parti di codici nel modello di riferimento, TERRA_LM, con cui migliorarne le prestazioni.

2.1 Tipologia di suolo

Per la valutazione della tipologia di suolo *in situ*, all'interno del modello TERRA-LM, si fa riferimento alla classificazione FAO-UNESCO nella quale oltre alle tipologie di suolo roccioso (*rock*), coperto da ghiaccio (*ice*) o torboso (*peat*), si definiscono altre tre classi (*coarse*, *medium* e *fine*) valutando le percentuali in peso di sabbia, limo e argilla tramite lo schema:

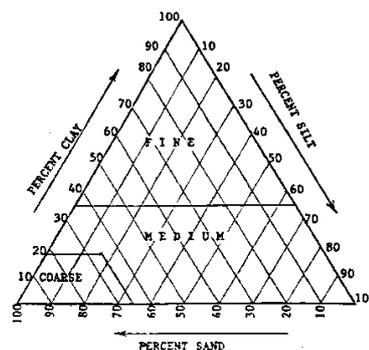


Figura 3 classificazione della tessitura del suolo DSMW

e alle quali si aggiungono le classi intermedie SANDY LOAM e LOAMY CLAY, qualora si riconoscano nella cella frazioni simili di MEDIUM e COARSE o di FINE e MEDIUM; in LSPM il numero di classi sale invece da otto a quattordici; undici classi sono definite tramite lo schema USDA-NRCS (1997) (basato, come il precedente, sulle percentuali in peso di sabbia, limo ed argilla):

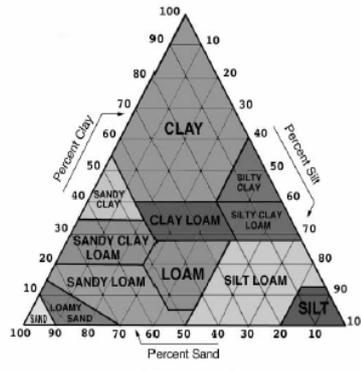


Figura 4 classificazione della tessitura del suolo USDA-NRCS

e tre sono utilizzate per suolo torboso (*peat*), coperto da ghiaccio (*ice*) o puramente sabbioso (*very pure sand*).

La definizione di un numero maggiore di classi giova senza dubbio alla stima del comportamento del terreno in quanto ad ognuna di esse è associato un insieme di parametri che definiscono il comportamento idraulico e termico del suolo (permeabilità satura, pendenza della curva di ritenzione, porosità, capacità termica, etc.).

2.2 Parametri idraulici e termici del suolo

Nella descrizione del modello TERRA-LM, si è sottolineata la necessità di una ridefinizione dei parametri idraulici e termici ricavati in modo non sistematico da differenti classificazioni; LSPM, al contrario, utilizza la sola classificazione di *Clapp&Hornberger(1978)* per tutte le classi tranne che per *ice* e *very pure sand* per le quali si utilizzano i parametri di *Qian et al.2001*; l'utilizzo di un database di parametri più omogeneo favorisce naturalmente la valutazione del comportamento reale del suolo dato che le variazioni nei valori assunti dai parametri risultano in tal modo indipendenti dal modello di letteratura utilizzato.

2.3 Dataset esterni

LSPM ricava tutti i dati necessari alla definizione delle proprietà del suolo e della vegetazione da un solo dataset, ECOCLIMAP (Masson et al.2001); esso fornisce, con una risoluzione di



1km^2 , le percentuali di sabbia (*sand*), limo(*silt*) ed argilla(*clay*) e i parametri di definizione dello stato della vegetazione sia fissi (resistenza stomatale minima, profondità delle radici) che variabili nel corso dell'anno (LAI, copertura vegetale, altezza di rugosità). L'utilizzo di ECOCLIMAP offre il vantaggio di adoperare un dataset creato prettamente per l'inizializzazione di modelli SVAT e che quindi fornisce tutti i dati necessari senza la necessità di ricorrere a più fonti (come avviene in TERRA_LM, vedi *DI pag.15*) il più delle volte a differente risoluzione.

2.4 Caratterizzazione verticale della stratigrafia del suolo

Uno dei principali limiti riscontrati nel modello TERRA-LM è l'assunzione per l'intera colonna di terreno di una sola tipologia di terreno; nel modello LSPM è invece possibile assumere stratigrafie più complesse (qualora, ad esempio, per un'area siano a disposizione dati sperimentali) fissando il tipo di suolo e lo spessore per ogni singolo strato presente; all'interfaccia tra due strati di differente tipologia, è poi assunto un valore di conducibilità idraulica $k_{i,i+1}$ (satura o non satura) dato dalla seguente funzione di media:

$$k_{i,i+1} = \exp\left(\ln k_i + \frac{\ln k_{i+1} - \ln k_i}{d_{i+1} + d_i}\right) \quad \text{eq. 1}$$

$k_i; k_{i+1}$ permeabilità degli strati i e $i + 1$

$d_i; d_{i+1}$ spessore degli strati i e $i + 1$

ed un valore di conducibilità termica $k^T_{i,i+1}$ (Pielke, 1984):

$$k^T_{i,i+1} = 420 \exp(-\log(-100\psi_{i,i+1}) - 2.7) \quad \text{eq. 2}$$

con $\psi_{i,i+1}$ che rappresenta il valore medio di suzione calcolato tramite l'equazione di Clapp & Hornberger (1978):

$$\psi_{i,i+1} = \psi_{(SAT)i,i+1} \eta^{-b_{i,i+1}} \quad \text{eq. 3}$$

η contenuto volumetrico d'acqua

$$\psi_{(SAT)i,i+1} = \frac{\psi_{(SAT)i}}{d_i} + \frac{\psi_{(SAT)i+1}}{d_{i+1}} \quad \text{valore medio della suzione a saturazione } \psi_{(SAT)}$$

all'interfaccia tra gli strati i e $i + 1$



$$b_{i,i+1} = \frac{b_i}{d_i} + \frac{b_{i+1}}{d_{i+1}} \text{ valore medio della pendenza della curva di ritenzione in scala}$$

logaritmica all'interfaccia tra gli strati i e $i + 1$

La possibilità di poter variare, in funzione della profondità, la tipologia di suolo presente giova senz'altro alla verosimiglianza degli output, ma presuppone una conoscenza molto più approfondita dell'area di analisi.

2.5 Valutazione della pendenza media di cella

I modelli TERRA-LM e LSPM sono entrambi modelli monodimensionali; tale assunzione, se da un lato permette un notevole risparmio dell'onere computazionale, dall'altro, ignorando il reale andamento altimetrico, non permette di valutare, ad esempio, la reale precipitazione infiltrata o la direzione delle componenti di ruscellamento. Il modello LSPM cerca di ovviare, almeno parzialmente a tale lacuna, introducendo una pendenza media β ; l'introduzione di tale fattore produce la variazione dello spessore verticale dell' i strato secondo la relazione:

$$d_i = \frac{d_i}{\cos \beta} \quad \text{eq. 4}$$

mentre la precipitazione che effettivamente si infiltra nel suolo $P_{g,eff}$ diventa:

$$P_{g,eff} = P_r F_{tilt} \quad \text{eq. 5}$$

$$F_{tilt} = \cos \beta - 0.1 \sin \beta \geq 0 \text{ fattore di pendenza}$$

Nella documentazione del modello LSPM, a nostra disposizione, non è stato reperito però in che modo venga valutata la pendenza media β per l'intera cella.

2.6 Temperatura della vegetazione

All'interno del modello TERRA-LM è assunto che la temperatura della vegetazione sia uguale a quella del suolo:

$$T_{soil} = T_{veg} \quad \text{eq. 6}$$

T_{soil} temperatura del suolo

T_{veg} temperatura della vegetazione



tale ipotesi comporta naturalmente la possibilità di utilizzare una sola equazione prognostica per le due variabili e snellire l'onere di calcolo ma può incidere significativamente, al variare del tipo di vegetazione e delle condizioni atmosferiche, sull'attendibilità del risultato.

Nel modello LSPM al contrario, sono implementate per la stima di T_{soil} e T_{veg} due distinte equazioni:

$$\rho c \frac{\partial T_{soil}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k^T \frac{\partial T_{soil}}{\partial z} + Q_G \right) \quad \text{eq. 7}$$

ρc capacità volumetrica di calore del suolo

Q_G flusso di calore nel suolo : $Q_G = Q_{GUP}$ a piano campagna e $Q_G = Q_{GBOT}$ al contorno inferiore.

$$C_f \frac{\partial T_{veg}}{\partial t} = Q_f \quad \text{eq. 8}$$

$C_f = C_{fw} \sigma_{LAI} + 4.186 * 10^6 P_{mf}$ capacità di calore della vegetazione

$C_{fw} = 2302.3 Jm^{-2} K^{-1}$ capacità di calore per unità di superficie della vegetazione

σ_{LAI} leaf area index

P_{mf} aliquota di pioggia intercettata dalla vegetazione

($4.186 * 10^6 Jm^{-3} K^{-1}$ è la capacità volumetrica dell'acqua)

Q_f flusso di calore incidente sulla vegetazione

2.7 Flusso di vapore nel suolo

La maggior parte dei modelli SVAT all'oggi utilizzati, in accoppiamento a modelli meteorologici (compreso TERRA-LM), stimano solamente i flussi di acqua liquida nel suolo, trascurando i flussi di vapore acqueo; tale posizione che risulta sufficientemente accurata per terreni nei quali il grado di saturazione assuma valori costantemente elevati, è invece poco rigorosa per terreni secchi (zone desertiche, aride o semi-aride); anche in questo caso, tale semplificazione è finalizzata fondamentalmente ad alleggerire il numero e la complessità delle equazioni, in quanto l'analisi e la valutazione sia dei flussi di vapore che di acqua liquida presuppone un accoppiamento esplicito tra bilancio energetico e idrologico (all'interno di TERRA-LM ad esempio, gli unici termini del bilancio termico che entrano nel bilancio



idrologico sono legati ai processi di freezing/melting mentre dovendo valutare i flussi di vapore, è necessario considerare esplicitamente l'effetto che la temperatura ha sull'entità dei flussi di vapore e acqua liquida).

Nel modello LSPM si tiene conto dei flussi di vapore seguendo l'approccio di gran lunga più utilizzato, ossia tramite le equazioni di *Philip e de Vries (1957)*. In tale approccio, si assume che il flusso totale Q sia dato dalla somma dei flussi di acqua liquida Q_l e vapore Q_v , espressi tramite le seguenti relazioni:

$$Q_l = -\left(D_{l\eta} \frac{\partial \eta}{\partial z} + D_{lT} \frac{\partial T}{\partial z}\right) - k \quad \text{eq. 9}$$

$D_{l\eta}$ diffusività idraulica per l'acqua liquida dovuta al gradiente del contenuto volumetrico d'acqua (dipendente principalmente dalla porosità dalla forma della curva di ritenzione)

D_{lT} diffusività idraulica dovuta al gradiente di temperatura (in LSPM tale contributo, essendo inferiore agli altri, è trascurato)

$$Q_v = -\left(D_{v\eta} \frac{\partial \eta}{\partial z} + D_{vT} \frac{\partial T}{\partial z}\right) \quad \text{eq. 10}$$

$D_{v\eta}$ diffusività idraulica del vapore dovuta al gradiente del contenuto volumetrico d'acqua; (dipende principalmente dalla dimensione media dei pori, dalla densità del vapore e dalla temperatura)

D_{vT} diffusività idraulica del vapore dovuta al gradiente del contenuto volumetrico d'acqua; (dipende dalle stesse variabili considerate per $D_{l\eta}$).

Dato che nell'**eq.9** la dipendenza di Q_l dalla temperatura è trascurata, la reale differenza tra i due modelli consiste essenzialmente nell'introduzione dell' **eq.10**.

La reale necessità di implementazione *ex novo* all'interno del modello TERRA-LM della stima dei flussi di vapore dovrebbe prevedere una attenta valutazione dell'importanza del fenomeno per le aree di nostro interesse in quanto comporterebbe sostanziali modifiche del codice.

2.8 Definizione delle condizioni al contorno inferiore

I modelli TERRA-LM e LSPM definiscono in modo diverso le condizioni al contorno inferiore assunte per la risoluzione dei set di equazioni dei bilanci termico e idrologico; per quanto concerne il bilancio idrologico, in TERRA-LM si assume invariabilmente una



condizione di gradiente unitario; LSPM invece definisce genericamente dall'ultimo strato di suolo, un termine di ruscellamento Q_{OUT} pari a:

$$Q_{OUT} = C_{DREN} k \Delta t \quad \text{eq. 11}$$

C_{DREN} parametro di drenaggio assume valori diversi a seconda della condizione che si vuole si abbia al contorno inferiore:

per $C_{DREN} = 1$ si ricade nella condizione imposta in TERRA-LM in quanto il flusso medio $Q_{OUT} / \Delta t$ in tal caso è proprio pari alla permeabilità

k moltiplicata per un gradiente idrico i unitario

per $C_{DREN} = 0$ si assume invece la condizione di contorno inferiore impermeabile.

per $C_{DREN} = 0.01 + \sin \beta$ si considera invece una condizione di semipermeabilità.

Il modello di confronto LSPM quindi, senza variare minimamente la struttura comune anche a TERRA-LM, è sicuramente più versatile permettendo di valutare in modo semplificato tutto il ventaglio di opzioni presentabile al contorno inferiore del dominio.

Nella stima dei flussi termici invece, TERRA-LM assume una condizione inferiore di temperatura costante T_{CLIM} (ipotesi di sufficiente accuratezza come dimostrato in molti studi di letteratura) mentre in LSPM è imposta l'esistenza di un flusso di calore Q_{GBOT} al contorno inferiore stimato risolvendo l'equazione di conduzione del calore nel terreno nell'ipotesi di variazione della temperatura in superficie con andamento sinusoidale:

$$Q_{GBOT} = Q_{GUP} \exp\left(-\frac{z_{BOT}}{D}\right) \sin\left(\omega t - \frac{z_{BOT}}{D} \frac{180^\circ}{\pi} + 45^\circ\right) \quad \text{eq. 12}$$

Q_{GUP} : flusso di calore al piano campagna

z_{BOT} spessore del dominio di suolo

$\omega = 7.292 * 10^{-5} \text{ rad} / \text{s}$ frequenza diurna della sinusoide della temperatura

$D = \sqrt{\frac{2k^T}{\omega(\rho c)z_{BOT}}}$ *damping depth* ossia la profondità alla quale la variazione di

ampiezza è ridotta di $1/e$ volte il valore in superficie

Le due formulazioni sono state ampiamente utilizzate e validate in molti modelli di letteratura e appaiono entrambe rigorose; l'unica considerazione, a tal proposito, riguarda la possibilità, tramite la condizione utilizzata in LSPM, di utilizzare, con un enorme guadagno in chiarezza e



simmetria della parametrizzazione, un'uguale formulazione sia al contorno inferiore che a quello superiore dove in entrambi i modelli è imposta come condizione il flusso di radiazione solare incidente.

2.9 Processi di traspirazione

I modelli TERRA-LM e LSPM utilizzano entrambi per la parametrizzazione dei flussi di umidità dalla vegetazione in atmosfera l'analogia elettrica nella formulazione di *Dickinson (1986)*; essa considera che il flusso di umidità dalla vegetazione in atmosfera sia dovuto in parte ai meccanismi di traspirazione in parte all'aliquota di pioggia intercettata dalle foglie che viene restituita in atmosfera. Il flusso è dato, per la zona coperta da vegetazione, dal rapporto tra il flusso potenziale massimo di umidità, pari al deficit di pressione di vapore, $q_a - q_{sat}(T_{veg})$ e la somma delle resistenze con le quali si parametrizzano le dinamiche stomatali r_s (ossia la capacità della vegetazioni di regolare le perdite d'acqua in risposta agli stress esterni, *vd DI pag. 32*) e la resistenza aerodinamica al passaggio dell'acqua in atmosfera r_{la} ; r_s è espresso nel modello fisico di Dickinson, come:

$$r_s^{-1} = r_{s,max}^{-1} + (r_{s,min}^{-1} - r_{s,max}^{-1}) [F_{rad} F_{wat} F_{tem} F_{hum}] \quad \text{eq. 13}$$

$r_{s,max}$ resistenza stomatale massima

$r_{s,min}$ resistenza stomatale minima

$[F_{rad} F_{wat} F_{tem} F_{hum}]$ funzioni parametriche che esprimono la dipendenza delle dinamiche stomatali rispettivamente da radiazione incidente, umidità nel suolo, temperatura atmosferica e VPD (deficit di pressione di vapore)

ed è quindi variabile all'interno di un range fissato in funzione del valore assunto dalle funzioni F con le quali vengono parametrizzati gli stress esterni.

A parità di approccio utilizzato, tra i modelli TERRA-LM e LSPM sussistono le seguenti differenze:

- $r_{s,min}$ è assunto in TERRA-LM di valore costante $\left(= 150 \frac{s}{m}\right)$ mentre varia in funzione del tipo di vegetazione all'interno di LSPM (tramite il dataset ECOCLIMAP);
- la funzione F_{rad} nei due modelli, assume la forma:



TERRA-LM(Dickinson,1984)	LSPM (Dingman, 1994)
$F_{rad} = \min\left(1; \frac{PAR}{PAR_{crit}}\right)$	$F_{rad} = \frac{\frac{r_{s,\min}}{5000} + \frac{1.1R_{SD}}{R_{GL}\sigma_{LAI}}}{1 + \frac{1.1R_{SD}}{R_{GL}\sigma_{LAI}}}$

Tabella 1

PAR aliquota della radiazione utilizzata per processi di fotosintesi (funzione della vegetazione)

PAR_{crit} massima aliquota utilizzabile per processi di fotosintesi $\left(= 100 \frac{W}{m^2}\right)$

R_{SD} radiazione solare globale incidente (calcolata in LSPM, vedi paragrafo 2.14)

R_{GL} parametro di Noilhan; equivalente a PAR_{crit} ; esso assume però valori diversi

a seconda di quanta folta sia la vegetazione $\left(50 \frac{W}{m^2} < R_{GL} < 100 \frac{W}{m^2}\right)$

- nel modello TERRA-LM si trascura l'influenza della VPD ($F_{hum} = 1$) mentre invece in LSPM si tiene conto di questa, tramite la relazione:

$$F_{hum} = 1 - 60(q_{sat}(T_a) - q_a) \quad \text{eq. 14}$$

$q_{sat}(T_a)$ pressione di vapore saturo per temperatura atmosferica T_a

q_a umidità specifica in atmosfera ¹

- la funzione F_{tem} nei due modelli, assume la forma:

TERRA-LM(Dickinson,1984)	LSPM (Dingman, 1994)
$F_{tem} = \max\left(0; \min\left(1; 4 \frac{(T_a - T_o)(T_{end} - T_a)}{(T_{end} - T_a)}\right)\right)$	$F_{tem} = 1 - 0.0016(T_{opt} - T_a)$

Tabella 2

T_{end} costante (= 313.15K)

T_o temperatura di congelamento dell'acqua

¹ I valori di T_a e q_a sono relativi alla quota in atmosfera al bordo superiore del profilo con cui si valuta l'andamento delle variabili atmosferiche nella parte inferiore del PBL, in cui i fenomeni turbolenti risultano prevalenti.



T_{opt} temperatura di optimum (a cui si realizza la condizione di minor stress idrico)
per la vegetazione (= 298K)

Il termine r_{la} è invece espresso nei due modelli, in tal modo:

TERRA-LM(Dickinson,1984)	LSPM (Sellers, 1992)
$r_{la} = \frac{C' \sqrt{u_*}}{\sigma_{LAI}}$	$r_{la} = \frac{193.0825}{\sigma_{LAI}} \sqrt{\frac{d_0}{U_{af}}}$

Tabella 3

C' coefficiente costante col quale si tiene conto in modo costante del termine

$\sqrt{\frac{d_0}{U_{af}}}$ espresso in LSPM in modo esplicito e variabile col tipo di vegetazione.

u_* velocità di attrito

d_0 dimensione media delle foglie nella direzione ortogonale al vento

U_{af} velocità del vento incidente sulle foglie

Oltre tali resistenze, è necessario considerare r_a , resistenza aerodinamica al trasferimento del flusso d'umidità tra il contorno superiore dello strato di vegetazione e l'atmosfera valutata allo stesso modo nei due modelli tramite le relazioni di *Louis*.

Le differenze evidenziate sono evidentemente legate al diverso modello di letteratura utilizzato per la stima delle funzioni F e di r_{la} ; l'implementazione di tali variazioni nel modello TERRA-LM non comporterebbe uno sforzo rilevante ma potrebbe comportare un sensibile miglioramento delle prestazioni.

2.10 Resistenza da suolo nudo

Nella stima del flusso di evaporazione da suolo nudo, LSPM considera oltre la resistenza r_a , la sola considerata in TERRA - LM, una resistenza r_{soil} con la quale si dà conto della resistenza all' evaporazione dell'acqua in atmosfera:

$$r_{soil} = \exp(8.206 - q_s) \quad \text{eq. 15}$$

q_s umidità specifica al piano campagna



Anche in tal caso, l'implementazione di tale variazione all'interno del modello TERRA-LM sarebbe agevole e potrebbe servire a migliorare le prestazioni del modello.

2.11 Interception store e snow store

Il modello LSPM non contempla la presenza dei depositi superficiali di acqua, *interception store* e di neve *snow store*; per quanto riguarda le acque superficiali, non si tiene in alcun modo conto delle piccole capacità superficiali (*ponding*) anche probabilmente in virtù della stima della pendenza media della cella del dominio mentre la variazione ΔM_f nel bilancio d'acqua al contorno superiore dello strato, è stimata tramite la relazione:

$$\Delta M_f = \Delta t \left(P_r - \frac{E_{veg}}{\rho} \right) \quad \text{eq. 16}$$

E_{veg} indica generalmente il flusso di umidità dalla vegetazione all'atmosfera o viceversa

la capacità massima della vegetazione di intercettare la precipitazione poi, è espressa come:

$$M_{fMAX} = 2 * 10^{-4} f_{p \ln t} \sigma_{Lai} \quad \text{eq. 17}$$

ed è quindi equivalente alla massima capacità trovata in TERRA-LM per l'interception store $W_{i,max}$:

$$W_{i,max} = 5 * 10^{-4} (1.0 + 5,0 f_{p \ln t}) \quad \text{eq. 18}$$

La differenza d_f tra i termini dati dalle **equazioni 17 e 18** valuta l'aliquota di acqua che non può essere intercettata ulteriormente dalla vegetazione e raggiunge il suolo

$$d_f = (M_f - M_{fMAX}). \quad \text{eq. 19}$$

La coltre di neve è invece trattata nel modello come un ulteriore layer posto al di sopra del terreno nudo o della vegetazione; anche per tale strato quindi vengono definiti i flussi di umidità e calore tramite l'analogia elettrica e resistenze in analogia con quanto già esposto nei casi di terreno nudo o coperto da vegetazione.



2.12 Massima infiltrazione

Nei due modelli, la formulazione utilizzata per la stima del massimo flusso che può infiltrarsi al piano campagna I_{\max} appare, nonostante si utilizzino modelli di letteratura diversi, equivalente²:

TERRA-LM(Hillel, 1980)	LSPM (Entekhabi e Eagleson, 1989)
$I_{\max T} = \min\left(\frac{(n - \eta_1)\Delta z_1 \rho}{2\Delta t}; f_r S_{oro} \left[\max(0,5; f_{p\ln t}) I_{k1} \frac{(n - \eta_1)}{n} + \right.\right.$	$I_{\max L} = k_{sat} \left[\frac{d\psi}{dS_r} \right]_{layer} \frac{1 - S_r}{-0.5\Delta z_1}$

Tabella 4

n porosità

η_1 contenuto volumetrico del I layer

Δz_1 spessore del I strato di suolo

I_{k2} l'infiltrazione in condizioni stazionarie per strato superficiale saturo; dipende dal tipo di suolo e decresce al ridursi della dimensione dei pori

$\max(0,5; f_{p\ln t}) I_{k1}$ infiltrazione occorrente oltre I_{k2} per strato di suolo

superficiale completamente asciutto ($\eta_1 = 0$) ridotte tramite due fattori:

$$f_r = 1 - \frac{\eta_{ice,1}}{n} \text{ tramite il quale si tiene conto della riduzione della porosità}$$

dovuta al ghiaccio contenuto nello strato più superficiale del suolo

$$(\eta_{ice,1} = \frac{W_{ice,1}}{\Delta z_1})$$

S_{oro} tramite il quale si tiene conto dell'orografia; assunto in Terra_LM pari ad uno

k_{sat} permeabilità satura del I layer

S_r grado di saturazione (rapporto tra volume dei pori riempiti d'acqua e porosità)

ψ valore di suzione

² per la descrizione della relazione utilizzata in TERRA-LM si veda *DI pag.38*
la relazione utilizzata nel modello LSPM invece, è ottenuta semplicemente valutando una situazione di saturazione dello strato più superficiale del suolo e specificando per tale situazione l'equazione generalizzata di Darcy



ambidue le formulazioni considerano che la possibilità di infiltrazione sia legata al grado di saturazione dello strato più superficiale di suolo; si nota inoltre, come un primo miglioramento del modello di riferimento, potrebbe essere apportato valutando l'effetto dell'orografia (S_{oro}) ora trascurato ed equivalente alla stima della pendenza media utilizzata in LSPM.

2.13 Lo sviluppo dell'apparato radicale

Il contributo che ogni strato di terreno fornisce al flusso evapotraspirativo è funzione della presenza in esso degli apparati radicali; la relazione generale con cui tale contributo è stimato, è la seguente:

$$T_{Rk} = T_R DD_{ROOT}(k) \quad \text{eq. 20}$$

T_{Rk} contributo alla traspirazione del k - *simo* layer

$DD_{ROOT}(k)$ funzione dello sviluppo radicale in ogni layer per la valutazione del contributo alla traspirazione

la funzione $DD_{ROOT}(k)$ è però valutata in modo diverso nei due modelli; infatti nel modello TERRA-LM, essa vale:

$$DD_{ROOT}(k) = \frac{\Delta z_{root,k}}{z_{root}} \frac{\eta_k}{\eta_{root}} \quad \text{eq. 21}$$

ed è quindi dipendente dal rapporto tra spessore degli apparati radicali nel k - *simo* layer, $\Delta z_{root,k}$, e profondità delle radici, z_{root} , e dal rapporto tra il contenuto d'acqua del layer η_k e la media integrale del contenuto d'acqua per profondità pari a quella degli apparati radicali, η_{root} ; il modello LSPM invece, considerando che gli apparati radicali assumano nella maggioranza dei casi uno sviluppo assimilabile per forma ad un cono, valutano $DD_{ROOT}(k)$ tramite la seguente relazione:

$$DD_{ROOT}(k) = K_r f_{p \ln t} \frac{\frac{\pi}{3} \left(\left(\sum_{j=1}^{k-1} \Delta z(j) \right)^3 - \left(\sum_{j=1}^k \Delta z(j) \right)^3 \right)}{\frac{\pi}{3} (z_{root})^3} \quad \text{eq. 22}$$

K_r costante sperimentale (= 0.05)

$\Delta z(j)$ spessore del j - *simo* layer



essa esprime quindi la dipendenza di T_{Rk} dal rapporto tra il volume occupato dalle radici nel k -esimo layer, dato dalla differenza dei volumi dei coni di raggio ed altezza $\left(\sum_{j=1}^{k-1} \Delta z(j)\right)$ e di raggio ed altezza $\left(\sum_{j=1}^k \Delta z(j)\right)$, e il volume totale occupato dalle radici nel dominio di suolo, dato dal volume del cono di raggio ed altezza z_{root} .

I miglioramenti indotti da tale variazione nel modello TERRA-LM necessitano di un'attenta valutazione in quanto essa comporterebbe la necessità di apportare cospicue modifiche alle quali dovrebbero corrispondere sensibili miglioramenti degli output. Tale variazione, però, dovrebbe comunque mantenere la dipendenza di $DD_{ROOT}(k)$ dal contenuto d'acqua del layer non valutato in LSPM.

2.14 Bilancio radiativo al suolo

Nell'ottica di mettere a punto una versione di TERRA-LM "stand alone", ossia che possa essere utilizzata in modo disaccoppiato rispetto al modello atmosferico LM e che quindi possa servire nella fase di test dei miglioramenti progressivamente apportati o nella fase di confronto con altri modelli SVAT a parità di input atmosferici, è utile introdurre per sommi capi una serie di subroutine che il modello LSPM utilizza per la valutazione del bilancio radiativo (tale stima nel modello LM è totalmente deputata alla parte atmosferica).

In LSPM, si assume che il bilancio radiativo sia divisibile in due aliquote NR_s che rappresenta la somma algebrica delle componenti di radiazione ad onde corte (cioè dovute all'emissione solare diretta e riflessa) e NR_l che rappresenta la somma algebrica delle componenti di radiazione ad onde lunghe (cioè dovute direttamente all'emissione della superficie o dell'atmosfera).

La stima del termine NR_s richiede come dati di input le coordinate del luogo, il giorno giuliano J_d , la pressione atmosferica p , la coefficiente di torbidezza (legato alla presenza in atmosfera di aerosol) R e la copertura nuvolosa relative alle nuvole basse C_{nl} e totale C_n ; tali dati permettono di valutare in primo luogo l'angolo solare (routine SOLAR ANGLE), quindi le aliquote dirette dall'atmosfera al suolo e successivamente tramite la valutazione dell'albedo



per tutte le possibili coperture del suolo (suolo nudo, vegetazione, neve, neve fresca), le aliquote relative alla radiazione riflessa.

La stima del termine NR_i , invece, necessita come dati di input solamente della temperatura atmosferica e dei valori di emissività relative alle varie coperture del suolo (l'emissività dell'atmosfera è invece stimata in funzione della copertura nuvolosa, della presenza di foschia e dell'umidità atmosferica); tali dati permettono quindi di stimare sia le componenti del bilancio dal suolo all'atmosfera sia quelle dall'atmosfera al suolo (usualmente molto inferiori alle precedenti).



3. Rassegna degli elementi di maggior interesse ritrovati in SURFEX per il possibile miglioramento di TERRA-LM

Un confronto puntuale tra il modello TERRA-LM e SURFEX, così come fatto in precedenza con LSPM, non è in tal caso possibile data l'intrinseca diversità dei due; tuttavia la scelta di studiare SURFEX nasce dalla volontà di mostrare come in esso si stiano affrontando, con risultati soddisfacenti, due dei principali problemi riscontrati in TERRA-LM:

- la stima degli effetti della presenza di suolo urbano, in termini di flusso di calore o umidità, effettuata in SURFEX tramite il modello TEB-Town Energy Balance, (*Masson,2001*).
- la valutazione dell'effetto dell'irrigazione sul bilancio idrico (ancora in fase di sviluppo nel modello ISBA).

Essi rappresentano per il modello TERRA-LM dei miglioramenti implementabili ma solo su scale temporali più ampie; data però l'importanza delle due questioni, soprattutto, ad esempio nel nostro contesto territoriale caratterizzato da forte urbanizzazione e da un'agricoltura che fa ricorso in modo intensivo alle pratiche irrigue, è importante mostrare come tali questioni siano state affrontate da altre comunità scientifiche.

3.1 Il modello TEB

Nonostante solo l'1.2% della Terra sia all'oggi occupato da città, gli effetti delle attività umane tipiche dell'ambiente urbano (industria, circolazione stradale, climatizzazione degli interni) hanno, come è ormai risaputo, fortissime ripercussioni sul clima, sia a scala globale (surriscaldamento globale) sia a scala regionale (isole di calore urbano UHI, impatto sulle precipitazioni di tipo convettivo, totale modificazione del ciclo idrologico); tuttavia la rappresentazione dell'ambiente urbano nella modellistica meteo è ancora poco accurata, basti pensare infatti che in nessuno dei più importanti modelli di suolo accoppiato a modelli meteorologici globali (GCM) è valutata l'influenza dell'ambiente urbano mentre nei modelli alla mesoscala, vi sono attualmente solo alcune parametrizzazioni ancora in fase di sviluppo e tra queste il modello TEB-Town Energy Balance (*Masson,2001*).

Tale modello sviluppato per modelli mesoscala, permette di stimare il bilancio di energia ed umidità in ambiente urbano e valutare l'entità dei flussi turbolenti all'interfaccia con l'atmosfera; negli

ultimi anni esso è stato validato in diversi contesti a diverse latitudini (Vancouver e Città del Messico,2002; Parigi,2003; Marsiglia,2003) con risultati soddisfacenti.

Una delle maggiori innovazioni presenti in tale modello, è la modellazione dell'ambiente urbano tramite un approccio di tipo *canyon* (Oke,1987) invece dell'usuale formulazione del tipo "bare soil"(suolo nudo) impiegata nella prima generazione di modelli atmosferici di città; in tale approccio, la parte più bassa dell'atmosfera è suddivisa in due layer, l'uno posto inferiormente, *urban canopy layer (UCL)*, che si estende da piano campagna all'altezza media degli edifici e l'altro, *urban boundary layer (UCL)*, posto al di sopra del primo.

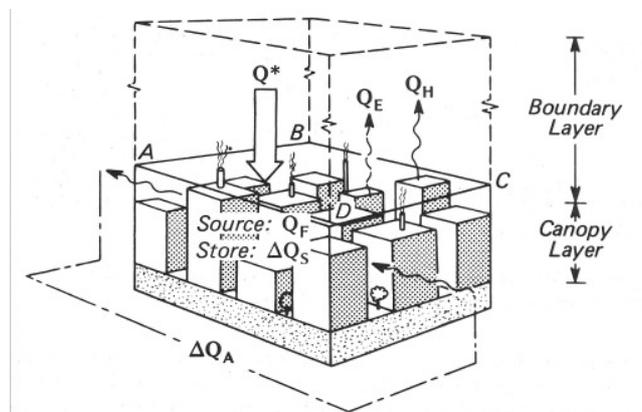


Figura 5 modellazione dei due layer definiti in TEB (Oke,1987)

All'interno dell'UCL l'intero tessuto urbano è modellato, in modo semplificato, attraverso una singola strada limitata lateralmente da due edifici (tale approccio è naturalmente possibile per modelli meteo con risoluzione minima di alcune centinaia di metri) e con le seguenti semplificazioni:

- gli edifici hanno tutti la stessa altezza
 - sono posizionati su strade identiche per le quali la lunghezza è molto più grande della larghezza
 - ogni direzione della strada è possibile e tutte esistono con la stessa probabilità.
- Qualora, quindi, sia necessario per stimare, ad esempio la direzione del vento o la radiazione solare, considerare l'orientazione della strada, il calcolo del valore delle forzanti sulle strade è mediato variando su 360° l'orientazione della strada.



utilizzate le formulazioni della lunghezza di rugosità e i coefficienti di stabilità trovati da *Mascart et al. 1995*; effetto trapping delle superfici del canyon per la radiazione long-wave, *Johnson et al. 1991*) in parte sono frutto di un approccio originale (ad esempio per la definizione del bilancio idrico per suolo urbano, il flusso di calore sensibile legato alla circolazione stradale, bilancio di radiazione per basse lunghezze d'onda).

Uno dei problemi maggiori nell'implementazione del modello è comunque legato al vastissimo numero di parametri e dati di input di cui necessita; molti di questi dati inoltre, come ad esempio la definizione degli strati della pavimentazione urbana o delle superfici laterali degli edifici, non sono compresi in nessuno dei datasets attualmente utilizzati per l'inizializzazione dei modelli SVAT.

symbol	designation of symbol	unit
prognostic variables		
T_{Rk}, T_{rk}, T_{wk}	temperature of the k^{th} roof, road or wall layer	K
W_R, W_r	roof and road water interception reservoir	kgm^{-2}
W_{snowR}, W_{snowr}	roof and road snow interception reservoir	kgm^{-2}
T_{snowR}, T_{snowr}	roof and road snow temperature	K
$\rho_{snowR}, \rho_{snowr}$	roof and road snow density	kgm^{-3}
$\alpha_{snowR}, \alpha_{snowr}$	roof and road snow albedo	-
diagnostic variables		
T_{can}	canyon air temperature	K
q_{can}	canyon air specific humidity	kg/kg
U_{can}	along canyon horizontal wind	ms^{-1}
α_{town}	town effective albedo	-
T_{tarea}	town area averaged radiative surface temperature	K
input energy fluxes		
L^{\downarrow}	downwards infra-red radiation on an horizontal surface	Wm^{-2}
S^{\downarrow}	downwards scattered solar radiation on an horizontal surface	Wm^{-2}
S^{\downarrow}	downwards direct solar radiation on an horizontal surface	Wm^{-2}
H_{traff}	anthropogenic sensible heat flux released by in the canyon	Wm^{-2}
LE_{traff}	anthropogenic latent heat flux released by the canyon	Wm^{-2}
$H_{industry}$	anthropogenic sensible heat flux released by industries	Wm^{-2}
$LE_{industry}$	anthropogenic latent heat flux released by industries	Wm^{-2}
other energy input		
T_{int}	building interior temperature	K
output energy fluxes		
S_{R}^*, S_r^*, S_w^*	net solar radiation budget for roofs, roads and walls	Wm^{-2}
L_{R}^*, L_r^*, L_w^*	net infra-red radiation budget for roofs, roads and walls	Wm^{-2}
H_R, H_r, H_w	turbulent sensible heat flux for roofs, roads and walls	Wm^{-2}
LE_R, LE_r, LE_w	turbulent latent heat flux for roofs, roads and walls	Wm^{-2}
$G_{Rk,k+1}, G_{rk,k+1}, G_{wk,k+1}$	conduction heat flux between k^{th} and $k+1^{th}$ roof, road or wall layers	Wm^{-2}
H_{town}	town averaged turbulent sensible heat flux	Wm^{-2}
LE_{town}	town averaged turbulent latent heat flux	Wm^{-2}

Figura 8 dati di input e output per il modello TEB

symbol	designation of symbol	unit
geometric parameters		
α_{town}	fractional area occupied by artificial material	-
a_{Md}	fractional artificial area occupied by buildings	-
$1 - a_{Md}$	fractional artificial area occupied by roads	-
h	building height	m
h/l	building height/width ratio	-
h/w	canyon height/width ratio ¹	-
Ψ_r	sky-view factors for road: $\Psi_r = [(h/w)^2 + 1]^{1/2} - h/w$	-
Ψ_w	sky-view factors for one wall: $\Psi_w = \frac{1}{2} \{ h/w + 1 - [(h/w)^2 + 1]^{1/2} \} / (h/w)$	-
$z_{0,town}$	dynamical roughness length for the buildings/canyons system	m
radiative parameters		
$\alpha_R, \alpha_r, \alpha_w$	roof, road and wall albedos	-
$\epsilon_R, \epsilon_r, \epsilon_w$	roof, road and wall emissivities	-
thermal parameters		
d_{Rk}, d_{rk}, d_{wk}	thickness of the k^{th} roof, road or wall layer	m
$\lambda_{Rk}, \lambda_{rk}, \lambda_{wk}$	thermal conductivity of the k^{th} roof, road or wall layer	$Wm^{-1}K^{-1}$
C_{Rk}, C_{rk}, C_{wk}	heat capacity of the k^{th} roof, road or wall layer	$Jm^{-1}K^{-1}$

Figura 9 parametri del modello TEB



3.2 Valutazione dell'effetto dell'irrigazione sul bilancio idrico

Il fabbisogno idrico per uso irriguo è circa il 70% del totale; questo comporta che la mancata valutazione di tale aliquota possa pesantemente inficiare gli output del modello SVAT.

Attualmente, passando in rassegna più modelli SVAT, si è evidenziato come solamente in SURFEX (o meglio nel modello all'interno di questo che si occupa di suolo coperto da vegetazione, ISBA) sia in fase di sviluppo una routine per la valutazione della componente irrigua; essa richiede come