

AGROMETEOROLOGIA ED AVVERSITÀ ABIOTICHE

Claudio Cassardo¹, Silvia Cavalletto², Nicola Loglisci²

¹ Dipartimento di Fisica Generale "Amedeo Avogadro", Università di Torino, via Pietro Giuria 1, 10125 Torino, Tel. +39-011-6707407, Fax: +39-011-658444, E-mail: cassardo@ph.unito.it

² ARPA Piemonte, Area Previsione e Monitoraggio Ambientale, C.so Unione Sovietica, 216, 10134 Torino - Tel. +39 011 3169308, Fax +39 011 3181709, email nicola.loglisci@arpa-piemonte.it

Riassunto

I modelli SVAT (Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer) esistenti sono in grado di prevedere con buona approssimazione la temperatura ed il contenuto di acqua del sottosuolo. In occasione di periodi molto freddi, tuttavia, l'acqua presente nel sottosuolo può congelare. La trattazione di questo fenomeno non è sempre parametrizzata nei modelli, ed è causa di sensibili sottostime. Il maggiore isolamento garantito dalla presenza di ghiaccio nel sottosuolo ed il calore latente di solidificazione possono infatti smorzare sensibilmente la propagazione dell'onda di freddo negli strati più bassi, limitando la zona di suolo interessata dal ghiacciamento ad un'estensione minore. All'interno del modello LSPM (Land Surface Process Model), operativo presso l'ARPA Piemonte dal 2003, è stato recentemente implementato un algoritmo di calcolo della temperatura e dell'umidità del sottosuolo che tiene conto degli effetti del congelamento parziale o totale dell'acqua presente nel sottosuolo. Verranno qui presentati il metodo ed i primi risultati.

Introduzione

Quando il terreno bagnato congela, il processo principale è il cambiamento fisico dell'acqua del terreno, dalla fase liquida a quella solida, che trasforma il terreno in una massa dura simile al calcestruzzo, in parte a causa dell'inglobamento delle particelle del terreno nel ghiaccio. Se il terreno è asciutto non può "congelare" in senso letterale, anche se la temperatura può essere ben al di sotto di 0°C. Inoltre, si è visto (Penner, 1962) che tutta l'acqua nel terreno non congela alla stessa temperatura: ad esempio, in suoli limosi-argillosi, metà dell'acqua rimane nello stato liquido a temperature di -2°C, ed un sesto a temperature di -20°C.

Il tasso a cui il terreno congela dipende dalle relative proprietà termiche, dalla quantità di acqua e dalla temperatura dell'aria ambiente. Tra questi fattori, probabilmente il più importante è la quantità di acqua da congelare, a causa dell'alto valore del calore latente di fusione rispetto alla capacità termica del suolo asciutto a parità di massa del suolo. Inoltre, anche grandezze come la densità, la conducibilità delle particelle del terreno ed il contenuto idrico influenzano la conducibilità termica del suolo. Poiché le particelle di argilla hanno un più alto valore di isolamento rispetto a quelle di limo o sabbia, i terreni argillosi trattengono normalmente più umidità rispetto a quelli limosi o sabbiosi. Per questo motivo, la profondità della penetrazione del gelo è solitamente maggiore nei terreni limosi e sabbiosi (a tessitura leggera) che non in quelli argillosi (a tessitura pesante).

Altri fattori che influenzano la profondità di congelamento sono la neve (a causa del suo alto effetto isolante), la temperatura dell'aria, la radiazione solare, la precipitazione e la velocità del vento. Inoltre, un effetto considerevole di protezione e di smorzamento dell'onda termica nel sottosuolo è quello esercitato dalla presenza di materiale organico morto (foglie secche, humus) o anche

di vegetazione (per esempio, all'interno delle foreste), come ben evidenziato da Mac Kinney (1929).

Il congelamento del suolo può provocare seri danni alle colture agricole. Il danneggiamento dei vegetali non è sempre immediatamente apparente né predicabile in base ai dati di temperatura in capannina. Se infatti il congelamento delle foglie diviene rapidamente evidente, difficilmente si possono valutare sul breve periodo i danni sul sistema circolatorio interno delle piante e le potenzialità di recupero. Inoltre, una gelata tardiva può avvenire in un momento in cui vi sono piante che stanno germinando ma non sono ancora emerse dal suolo, ed in questo caso diventa molto difficile valutare le loro condizioni (Taylor et al, 2005).

Il modello LSPM

LSPM è l'acronimo di Land Surface Process Model, modello unidimensionale diagnostico, sviluppato da Cassardo et al., (1995), per lo studio degli scambi di energia, quantità di moto e vapore acqueo tra lo strato superficiale atmosferico e la superficie terrestre. I processi superficiali sono descritti in termini di flussi fisici e stati idrologici del suolo. I processi fisici includono: flussi radiativi, flussi di quantità di moto, di calore sensibile e calore latente, e di conduzione di calore nel suolo. I processi idrologici includono invece: accumulazione e scioglimento della neve, pioggia, intercettazione, infiltrazione e ruscellamento, e l'idrologia del sottosuolo. LSPM prevede che il suolo si articoli in un certo numero di strati, mentre la vegetazione e la neve sono parametrizzate come singolo strato.

In quanto modello diagnostico, LSPM è organizzato con una procedura iterativa che richiede in ingresso un certo numero di variabili ad ogni passo temporale; tali dati possono provenire da stazioni meteorologiche, ma, in mancanza di osservazioni locali o indisponibilità di dati, è

possibile ricostruire i valori delle variabili di interesse a partire da informazioni sinottiche (quelle del circuito internazionale dell'Organizzazione Meteorologica Mondiale) o i campi elaborati dai servizi meteorologici regionali, nazionali o internazionali.

Come tutti i modelli diagnostici, LSPM ha bisogno di un certo numero di condizioni iniziali e di parametri, che vengono inizializzati alla partenza della simulazione.

In Loglisci et alii (2001) sono riportate le attuali parametrizzazioni del modello.

Le parametrizzazioni nel suolo

La temperatura del suolo in condizioni normali viene calcolata risolvendo l'equazione di conduzione del calore:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{k_T}{\rho c} \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (1)$$

dove ρc è la capacità termica del suolo, ipotizzata costante in uno strato di suolo nel time-step di integrazione, e k_T è la conducibilità termica.

L'umidità del suolo in condizioni normali obbedisce invece all'equazione:

$$\frac{\partial \eta_l}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_{l\eta} \frac{\partial \eta}{\partial z} + D_{IT} \frac{\partial T}{\partial z} + K_\eta \right) \quad (2)$$

dove η_l è il contenuto volumetrico di acqua liquida del terreno, K_η la conducibilità idraulica, e $D_{l\eta}$ e D_{IT} sono le diffusività idrauliche per l'acqua liquida e per la temperatura rispettivamente.

All'interno del modello LSPM sono state implementate due differenti parametrizzazioni per la stima del contributo del congelamento del suolo sui valori di temperatura ed umidità.

La prima parametrizzazione, tratta dal lavoro di Viterbo et al. (1999), considera la modifica dell'eq. (1) dovuta al calore latente di fusione L_f :

$$(\rho c)_s \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_T \frac{\partial T}{\partial z} \right) + L_f \rho_w \frac{\partial \eta_i}{\partial t} \quad (3)$$

dove ρ_w è la densità dell'acqua. Sotto l'ipotesi di stimare il contenuto di ghiaccio del suolo h_i dipendente dalla temperatura T attraverso una generica funzione $f(T)$ e dall'umidità del suolo alla capacità di campo h_f :

$$h_i = f(T) h_f \quad (4)$$

l'eq. (3) diviene:

$$\left[(\rho c)_s - L_f \rho_w \eta_f \frac{\partial f}{\partial T} \right] \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_T \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (5)$$

che mostra che il contributo del congelamento dell'acqua liquida nel terreno consiste nel modificare la capacità termica del suolo stesso. La funzione $f(T)$ è una funzione a gradino smussata del tipo:

$$f(T) = \begin{cases} 0 & T > T_1 \\ 0.5 \left[1 - \sin \left(\frac{\pi(T - 0.5T_1 - 0.5T_2)}{T_1 - T_2} \right) \right] & T_2 \leq T \leq T_1 \\ 1 & T < T_2 \end{cases} \quad (6)$$

che agisce tra due soglie di temperatura T_1 e T_2 . Normalmente si assume $T_1=0^\circ\text{C}$ e $T_2=-3^\circ\text{C}$.

L'eq. (4) introduce una grossa approssimazione in quanto considera l'umidità alla capacità di campo come valore massimo possibile per l'umidità del suolo, ed inoltre la

suppone costante, trasferendo la variazione dovuta alla derivata nell'eq. (3) alla sola temperatura del suolo. In questo modo, il metodo lega la quantità di ghiaccio alla temperatura del suolo, ma non lega la temperatura del suolo all'energia spesa o assorbita per arrivare al valore effettivo di ghiaccio. Tuttavia un lato positivo è l'introduzione di una fascia di temperature (tra T_1 e T_2) entro la quale avviene il congelamento, invece dell'adozione di una soglia fissa come nelle altre parametrizzazioni.

La seconda parametrizzazione, sviluppata da Schrodin ed Heise (2001), considera invece il contributo del congelamento dal punto di vista energetico. Nel caso in cui la temperatura del suolo attraversi l'isoterma 0°C , viene considerato il contributo ΔE dovuto alla fusione (al congelamento) del ghiaccio (dell'acqua liquida) nel suolo, in modo da poter calcolare la variazione di ghiaccio nel suolo (acqua liquida) come:

$$\Delta \eta_{l,\max} = -\Delta \eta_{i,\max} = \frac{\Delta E}{L_f \rho_w} \quad (7)$$

in modo da poter poi valutare la temperatura effettiva dello strato di suolo in funzione della quantità reale di ghiaccio fuso $\Delta \eta_i$ (acqua liquida congelata $\Delta \eta_i = -\Delta \eta_i$) tramite l'equazione:

$$T = T_0 + (\Delta \eta_i - \Delta \eta_{i,\max}) \frac{(L_f \rho_w)}{\rho c \Delta z} \quad (8)$$

dove Δz è lo spessore dello strato di suolo considerato e T_0 è la temperatura di soglia (0°C). Il vantaggio di questo metodo è l'imposizione del bilancio energetico, mentre il lato negativo è l'imposizione di una soglia fissa per il passaggio di stato.

Bibliografia

- Cassardo C., Ji J.J., Longhetto A. (1995) "A study of the performances of a land surface process model (LSPM)" *Boundary Layer Meteorology*, Dordrecht (Olanda), 72, pp. 87-121
- Loglisci N., Cassardo C., Balsamo G.P., Qian M.W. (2001): "A technical description of the Land Surface Process Model (LSPM version 2000)". Dipartimento di Fisica Generale "A. Avogadro" - Università degli Studi di Torino, via Pietro Giuria 1, 10125 Torino
- Mac Kinney A.L. (1929) "Effects of forest litter on soil temperature and soil freezing in autumn and winter". *Ecology*, 10n3, pp.312-321
- Penner E. (1962) "Ground freezing and frost heaving", *Canadian building digest*, 26, pp. 2
- Schrodin R., Heise E. (2001) "The Multi-Layer Version of the DWD Soil Model TERRA_LM", COSMO Technocal Report No.2
- Taylor E., Al-Kaisy M. (2005) "Freezing crop and freezing soil", *Integrated crop management*, IC-494(9) May 9, 2005, p. 65
- Viterbo P., Beljiarrd A., Mahnfouf J.F., Teixeira J. (1999) "The representation of soil moisture freezing and its impact on stable boundary layer", *Q.J.R.Meteorol.Soc*, 125, pp.2401-2426