

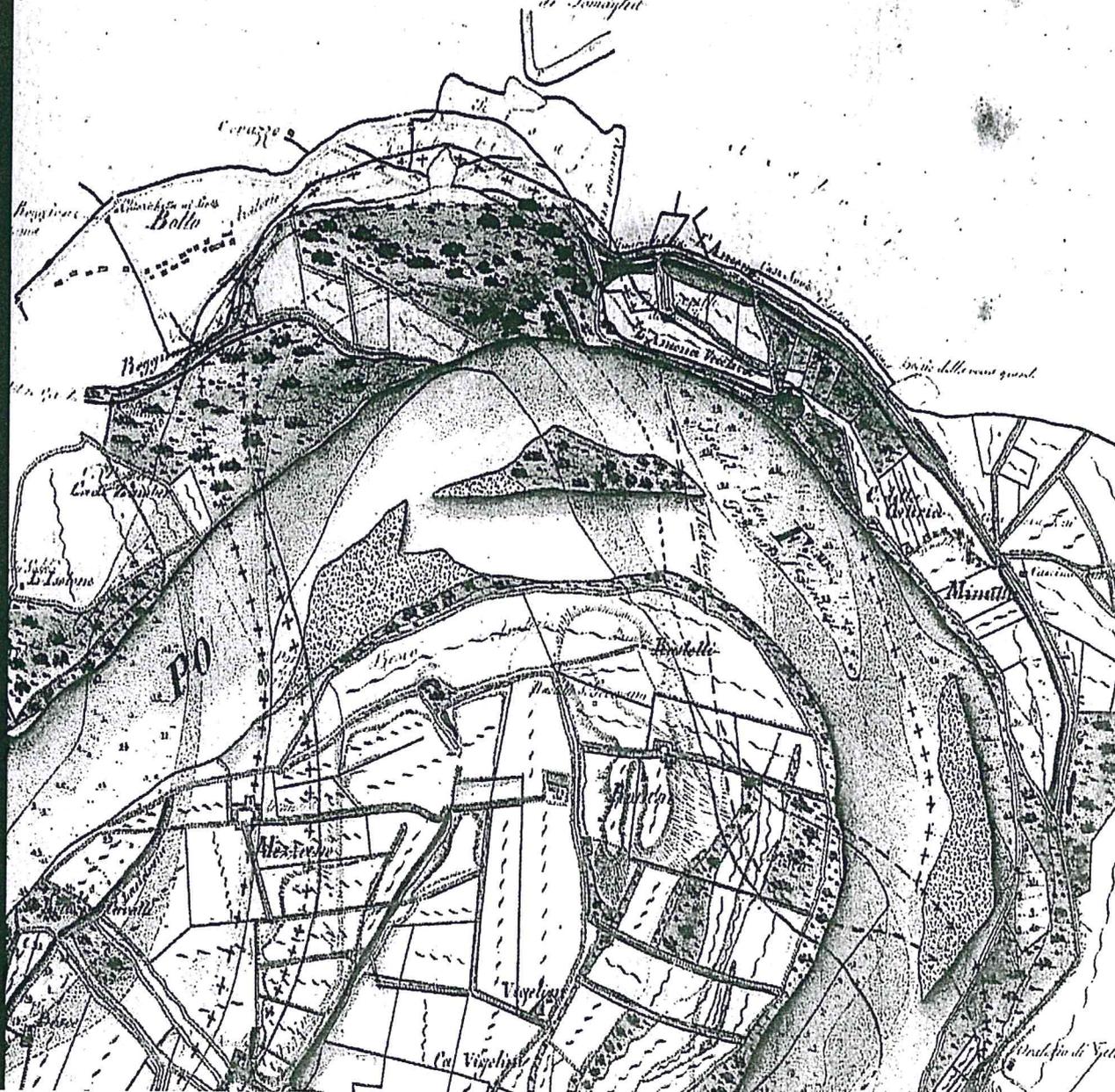
 LibreriaClup

Rendiconti cremonesi

Il contributo del Politecnico di Milano
alla conoscenza delle dinamiche evolutive
nel territorio di Cremona

Pier Luigi Paolillo (a cura di)

*Atto Pubblico
di Donazione*



Un modello distribuito di bilancio radiativo per la stima del bilancio idrologico a scala di bacino

Marco Manciniⁱ, Jacopo Martinelliⁱⁱ e Giovanni Ravazzaniⁱⁱⁱ

1. Introduzione

La dinamica dei contenuti idrici nel suolo è ormai ampiamente riconosciuta come una delle variabili di stato principali nel sistema suolo bassa atmosfera (Peixoto and Oort, 1992; Famiglietti and Wood, 1994; Montaldo e Albertson, 2001).

Il suo ruolo di regolazione nei processi di bilancio energetico e di massa, ne evidenzia l'importanza sia alla mesoscala che a scale inferiori quali quella di bacino e della parcella agraria (Troch *et al.*, 1993b; D'Urso, 2001; Rodriguez-Iturbe, 2000). Il contenuto idrico del suolo risulta infatti la sintesi dell'interazione di diversi processi fisici quali le trasformazioni energetiche in calore sensibile e latente ed il flusso idrico tra la zona insatura e satura. Tali aspetti non solo sono presenti nel dibattito scientifico nazionale ed internazionale, ma la loro conoscenza è sempre più richiesta anche nel campo applicativo. Infatti una corretta modellazione numerica dell'umidità del suolo, costituisce un argomento cardine non solo nei problemi di difesa dalle piene, ma anche nei sempre più attuali aspetti di pianificazione e gestione della risorsa idrica ai fini di una sua tutela quantitativa e qualitativa (D. Lgs. 258/00).

Come noto l'umidità del suolo risulta fortemente condizionata dal flusso di calore latente o evaporazione effettiva, soprattutto in quei climi in cui la risorsa idrica è più scarsa, pur tuttavia solo negli ultimi anni, anche per la diffusione di misuratori di flusso di calore latente, l'Idrologia sta approfondendo la modellazione di tale processo alla scala di parcella e di bacino idrografico.

In tale ambito il lavoro in esame, sebbene ancora in una sua fase iniziale, stima l'evapotraspirazione effettiva tramite la soluzione del sistema delle equazioni della massa e dell'energia applicate al dominio della parcella agraria estendendolo poi, in modo distribuito, ad un intero bacino idrografico. Ciò introduce due effetti positivi: il superamento delle limitazioni concettuali legate al calcolo dell'evaporazione effettiva attraverso la modulazione di quella potenziale tramite funzioni empiriche dell'umidità del suolo, la riduzione della parametrizzazione del modello. Tale duplice aspetto si manifesta maggiormente in bacini a topografia complessa quali quelli del Toce (1.550 km²) utilizzato come caso di studio.

ⁱ Dipartimento di Ingegneria idraulica, ambientale, infrastrutture viarie, rilevamento del Politecnico di Milano.

ⁱⁱ Dottorando di ricerca in Ingegneria idraulica/idrologia presso il Dipartimento di ingegneria idraulica, ambientale, infrastrutture viarie, rilevamento del Politecnico di Milano.

ⁱⁱⁱ Assegnista di ricerca in Costruzioni idrauliche/idrologia presso il Dipartimento di ingegneria idraulica, ambientale, infrastrutture viarie, rilevamento del Politecnico di Milano.

Proprio l'utilizzo in bacini con accentuata topografia impone che il calcolo della radiazione solare netta, l'energia cioè disponibile alla trasformazione tra calore sensibile e latente tenga conto dell'esposizione e della geometria del versante (Lindsey *et al.*, 1997; Ranzi *et al.*, 1993). Per tale motivo l'articolo mostra in una prima fase una procedura di calcolo della radiazione solare al suolo ed una sua distribuzione spaziale sui versanti mentre in una seconda parte si presenta il modello di bilancio con applicazione sia a scala di parcella che di bacino.

2. Modello idrologico

Il modello idrologico distribuito implementato è lo sviluppo di versioni precedenti (Mancini *et al.*, 2000) ed è suddiviso in più blocchi ciascuno rappresentativo dei principali processi dell'Idrologia del suolo (fig. 1). Di seguito se ne riporta una breve descrizione.

2.1. Blocco Meteo

In questa sezione del programma viene eseguita l'estrapolazione delle misure dei dati meteorologici registrati dalla stazione meteorologica per ciascuna cella in cui è suddiviso il bacino. Come abbiamo premesso, questo blocco necessita in ingresso della topografia e delle misure puntuali dei seguenti dati meteorologici: intensità di precipitazione (m/s), temperatura dell'aria (°C) pressione atmosferica (mbar), velocità del vento (m/s), radiazione incidente al suolo a onde corte (W/m^2) e umidità dell'aria relativa (%).

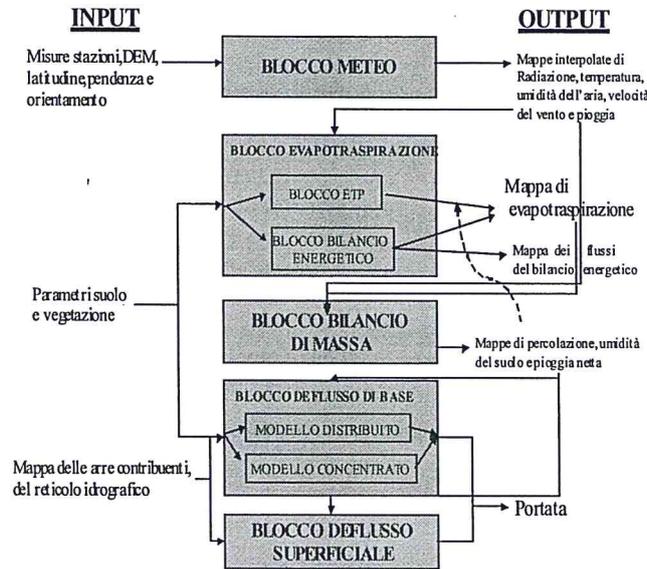


Fig. 1 - Il modello Idro-Top

2.2. La radiazione

La quantità di radiazione solare che arriva sulla superficie terrestre var...
Essa è funzione della presenza di nuvole...
Essa è funzione della latitudine...
Essa è funzione della stagione...
Essa è funzione della trasparenza dell'atmosfera...
Essa è funzione della riflettività della superficie...
Essa è funzione della geometria del versante...

Fig. 2 - Le componenti della radiazione solare incidente e quella riflessa (albedo) e dall'azimut...

In condizioni di cielo sereno, la radiazione incidente al suolo, I_c , è la radiazione solare diretta...

dove s è la spessore dell'atmosfera e s_0 è lo spessore dell'atmosfera...

dove s_0 è lo spessore dell'atmosfera...

P_z/P_0 è la correzione per la latitudine...

La radiazione solare incidente (Munro e Young, 1972) è data da:

$$D = k(I_c \sin \theta)$$

k è compreso tra 0,7 e 1,0. Tuttavia la presenza di nuvole...

2.2. La radiazione solare

La quantità di radiazione solare che, attraverso l'atmosfera, raggiunge la superficie terrestre varia con la latitudine, la stagione, l'ora del giorno, la topografia e la presenza di nuvole nell'atmosfera (Peixoto *et al.*, 1992).

Essa è funzione sia dei fenomeni di diffusione-riflessione all'interno dell'atmosfera che della riflessione dell'eventuale topografia circostante (fig. 2).

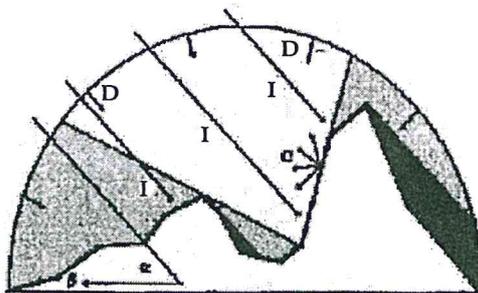


Fig. 2 - Le componenti della radiazione diretta: quella diretta (I), quella diffusa (D) e quella riflessa (C). I raggi solari sono caratterizzati dall'angolo di elevazione solare (α) e dall'azimuth (β)

In condizioni di cielo sereno la radiazione ad onde corte che giungerebbe teoricamente al suolo, R^* , è somma delle componenti diretta, I_c , e diffusa, D :

$$R^* = I_c + D.$$

I_c è la radiazione diretta in direzione normale al suolo in condizioni di cielo sereno:

$$I_c = I_o \exp\left[-s / \sin(b)\right] \sin(b)$$

dove s è lo spessore ottico dell'atmosfera (Kreider & Kreith, 1975) ed a è l'angolo di elevazione solare calcolabile come:

$$s = s_o P_z / P_o$$

dove s_o è lo spessore ottico al livello del mare (Kreider & Kreith, 1975)

$$s_o = \sqrt{(1229 + (614 \sin \alpha)^2)} - 614 \sin \alpha$$

P_z / P_o è la correzione della pressione atmosferica tra la quota z ed il livello del mare:

$$P_z / P_o = ((288 - 0.0065z) / 288)^{5.256}$$

La radiazione diffusa, D , sempre in condizioni di cielo sereno, è valutata come (Munro e Young, 1982):

$$D = k(I_o \sin \alpha - I_c)$$

k è compreso normalmente tra 0.2 e 0.6 a seconda della limpidezza dell'atmosfera.

Tuttavia la presenza di corpi nuvolosi, di torbidità atmosferica oppure di ostacoli

ne che il calcolo della
zione tra calore sensi-
l versante (Lindsey *et*
n una prima fase una
listribuzione spaziale
ello di bilancio con

o di versioni prece-
o rappresentativo dei
ne riporta una breve

one delle misure dei
ascuna cella in cui è
ecessita in ingresso
ologici: intensità di
ferica (mbar), velo-
: (W/m^2) e umidità

TPUT

interpolate di
one, temperatura,
del l'aria, velocità
to e pioggia

di
aspirazione

lei flussi
cio energetico

zione, umidità
ia netta

naturali può essere causa di una riduzione di tale valore di radiazione, fino ad un valore minimo. Tale valore è espresso come percentuale, p , del valore teorico R^* ed assume il valore di 0.22, nel caso di totale copertura nuvolosa. Quest'ultima è definibile in base all'indice di nuvolosità, K_r (Poggio, 1977):

$$K_r = \frac{R^* - R_{mis}}{(1-p)R^*} \quad \text{Con } K_r = [0,1]$$

Se la radiazione R_{mis} misurata dal sensore di una stazione meteo è inferiore o uguale a pR^* la radiazione va assunta come totalmente diffusa ($K_r=1$), altrimenti varia linearmente tra 0 e 1, secondo la relazione precedente.

È a questo punto possibile calcolare la componente diretta, I , e diffusa, DF , della radiazione che arriva al radiometro della stazione di misura R_{mis} (Munro e Young, 1982) in funzione della copertura nuvolosa:

$$DF = \min [R_{mis}, D^*(1 - K_r) + R_{mis} * K_r]$$

$$I = R_{mis} - DF$$

Come già sottolineato le caratteristiche topografiche, come pendio ed esposizione del versante esercitano una forte influenza sulla radiazione diretta che arriva al suolo.

Innanzitutto bisogna valutare se il raggio diretto incontra ostacoli morfologici prima di arrivare a terra: a tal fine si è sviluppato ed implementato un apposito algoritmo che determina ad ogni ora quali sono le celle esposte e quali in ombra della topografia del bacino in esame. Questo algoritmo calcola l'angolo (ψ) formato dalla congiungente il punto di maggiore elevazione con la cella in esame e l'orizzontale (fig. 3):

$$\psi = \arctg \left(\frac{z - z_0}{\sqrt{(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2}} \right)$$

dove x_0, y_0, z_0 sono le coordinate della cella di interesse e x, y, z sono le coordinate del punto di massima elevazione del terreno nella direzione da cui provengono i raggi.

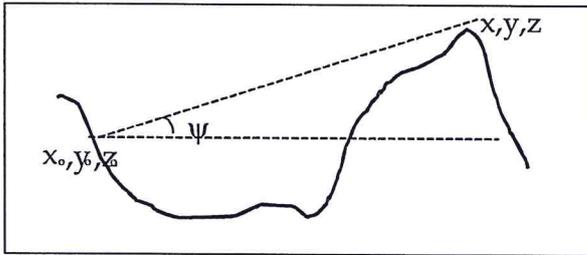


Fig. 3 - Angolo di illuminazione topografica della cella

Se l'angolo, α , di elevazione solare risulta inferiore all'angolo ψ , la cella in questione è in ombra e quindi non riceverà radiazione diretta, ma solo radiazione diffusa.

$$R_{gy} = DF$$

Se gli ostacoli il raggio solare è α (elevazione solar radiazione diretta

dove τ è l'angolo calcolato median

α

dove τ è l'angolo l'angolo secondo

Si nota come perché il versante ficie non riceverà

Per i versanti riflessa dalle zone superfici glaciali (

dove r è l'albedo

α (deg) è la pende La radiazione

2.3. Il bilancio di m.

Lo schema di volume di controll

Fig. 4 - Bilancio en

Se gli ostacoli topografici sono superati, la cella è esposta alla radiazione diretta ed il raggio solare è considerato come un vettore caratterizzato dalle grandezze angolari α (elevazione solare), β (azimuth) e di modulo $I/\sin(h)$. È allora possibile calcolare la radiazione diretta I_{xy} incidente sull'area elementare (Poggio, 1977) in esame:

$$I_{xy} = I \cos(\tau) / \sin(\alpha)$$

dove τ è l'angolo d'incidenza dei raggi solari con la perpendicolare alla superficie calcolato mediante la (Campbell, 1981):

$$\cos(\tau) = \cos(\alpha) * \sin(\phi) * \cos(\beta - \delta) + \sin(\alpha) * \cos(\phi)$$

dove τ è l'angolo con cui risulta inclinato il versante rispetto all'orizzontale; ed δ è l'angolo secondo il quale il versante risulta esposto alla direzione del Nord.

Si nota come quando l'angolo τ diventa maggiore di 90° , $\cos(\tau)$ diventi negativo perché il versante non è direttamente irradiato, anche in questo caso, quindi la superficie non riceverà radiazione diretta, ma solamente radiazione diffusa.

Per i versanti direttamente irradiati si calcola anche quella parte di radiazione riflessa dalle zone vicine dello stesso versante, quantità di energia importante sulle superfici glaciali (Salandin *et al.*, 2004).

$$C = I_{xy} r (1 - f_\alpha)$$

dove r è l'albedo del suolo e f_α è un coefficiente legato al pendio

$$f_\alpha = 1 - \alpha/180$$

α (deg) è la pendenza del versante

La radiazione ad onde corte che arriva al suolo sarà quindi:

$$R_{xy} = I_{xy} + DF + C$$

2.3. Il bilancio di massa e di energia

Lo schema di calcolo accoppia il bilancio energetico con quello di massa per un volume di controllo compreso tra la copertura vegetale e il primo strato di suolo (fig. 4):

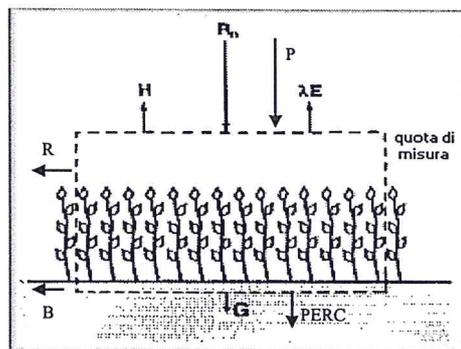


Fig. 4 - Bilancio energetico e bilancio idrico per il volume di controllo considerato

$$\frac{\Delta E}{\Delta t} = R_n - H - \lambda ET - G$$

$$P + \frac{(\theta_2 - \theta_1)}{\Delta t} - PERC - \lambda ET - R - B = 0$$

$\Delta/\Delta t$ è la variazione di energia interna, R_n è la radiazione netta, H è il flusso di calore sensibile, G è il flusso di calore verso il terreno e λET è la parte di energia utilizzata per l'evapotraspirazione o calore latente. I flussi del bilancio di massa, espressi in mm/sec, sono:

P precipitazioni piovose

$(\theta_2 - \theta_1)/\Delta t$ variazione del contenuto idrico dello strato di terreno interessato al bilancio. $Perc$ è l'acqua persa per percolazione o drenaggio questo termine viene calcolato all'interno di questo blocco secondo l'equazione:

$$PERC = K_{sat} \left(\frac{\theta - \theta_{res}}{\theta_{sat} - \theta_{res}} \right)^{\left(\frac{2+3b}{b} \right)}$$

dove K_{sat} (m/s) è la permeabilità verticale a saturazione, θ è l'umidità del suolo, θ_{res} e θ_{sat} sono rispettivamente l'umidità del suolo residua e a saturazione, il parametro b è invece l'indice di distribuzione dei pori o indice di Brooks e Corey. R flusso di ruscellamento, B flusso ipodermico.

Come ben noto, tutte le componenti del bilancio energetico sono funzioni della temperatura della superficie, e poiché questa risulta di difficile misura, si propone, nel modello in esame, di risolvere l'equazione del bilancio energetico in maniera iterativa secondo il metodo di Newton-Raphson, facendo l'ipotesi di assumere un'unica temperatura superficiale per l'intero volume di controllo.

$$f(T_s) = R_n(T_s) - H(T_s) - \lambda ET(T_s) - G(T_s)$$

Questo metodo risolve il bilancio energetico rispetto all'unica incognita T_s , procedendo per iterazioni secondo il seguente schema:

$$T_{s_{n+1}} = T_{s_n} + \frac{f(T_{s_n})}{f'(T_{s_n})}$$

dove T_{s_n} rappresenta il valore attuale, $T_{s_{n+1}}$ è il valore alla prossima iterazione, $f(T_{s_n})$ è il bilancio energetico scritto in funzione di T_s e $f'(T_{s_n})$ è la sua derivata.

Poiché il sistema di equazioni risulta di due equazioni in tre incognite W , T_s e λET la soluzione proposta è quella di risolvere il sistema in condizioni quasi stazionarie, calcolando cioè la temperatura superficiale in funzione dell'umidità del suolo all'intervallo di tempo precedente.

3. Applicazioni

3.1. Validazione a scala di parcella del modello di bilancio energetico

Sono state eseguite due applicazioni una a scala di cella agraria e una a scala di bacino. Il modello di bilancio energetico è stato validato grazie ai dati della stazione

meteorologica c
Dal confron
da quelli di evap
(fig. 6), si nota u



Fig. 5 - Tempera

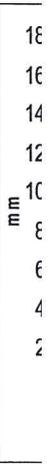


Fig. 6 - Evapotra

3.2. Applicazion

Il modello
morfologie e tc
1996-1997.

meteorologica di Bondville (Illinois, Usa) su un intervallo di sei mesi.

Dal confronto dei dati di temperatura superficiale simulata e misurata (fig. 5), e da quelli di evapotraspirazione simulata con i tre metodi utilizzati con quelli misurati (fig. 6), si nota una buona affidabilità del modello.

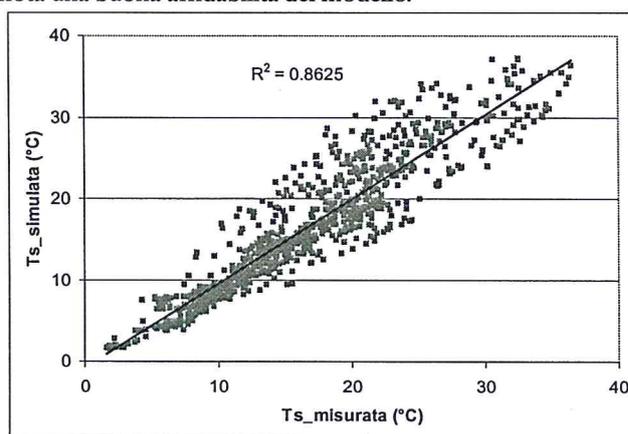


Fig. 5 - Temperatura superficiale misurata e calcolata

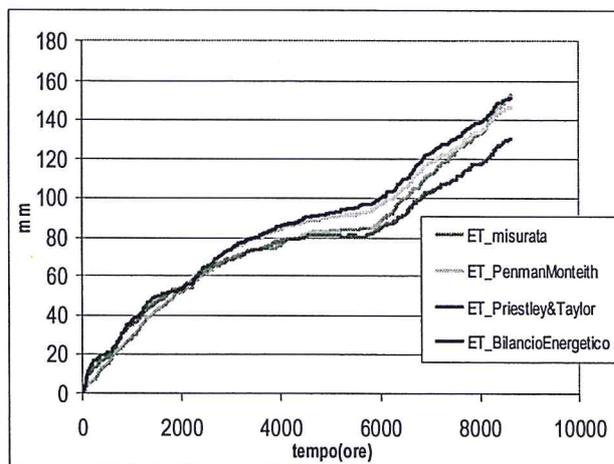


Fig. 6 - Evapotraspirazione effettiva misurata e calcolata con metodi diversi

3.2. Applicazione al bacino del fiume Toce

Il modello è applicato al bacino del fiume Toce di 1.550 kmq, che presenta morfologie e topografie tipiche dei bacini glaciali (Mancini *et al.*, 2000) per gli anni 1996-1997.

H è il flusso di
parte di energia
lancio di massa,

reno interessato al
esto termine viene

dità del suolo, θ_{res} e
one, il parametro b
Corey. R flusso di

sono funzioni della
ura, si propone, nel
in maniera iterative
assumere un'unica

incognita T_s , pro-

a iterazione, $f_i(T_s)$
derivata.

incognite W , T_s e
izioni quasi stazio-
l'umidità del suolo

ria e una a scala di
dati della stazione

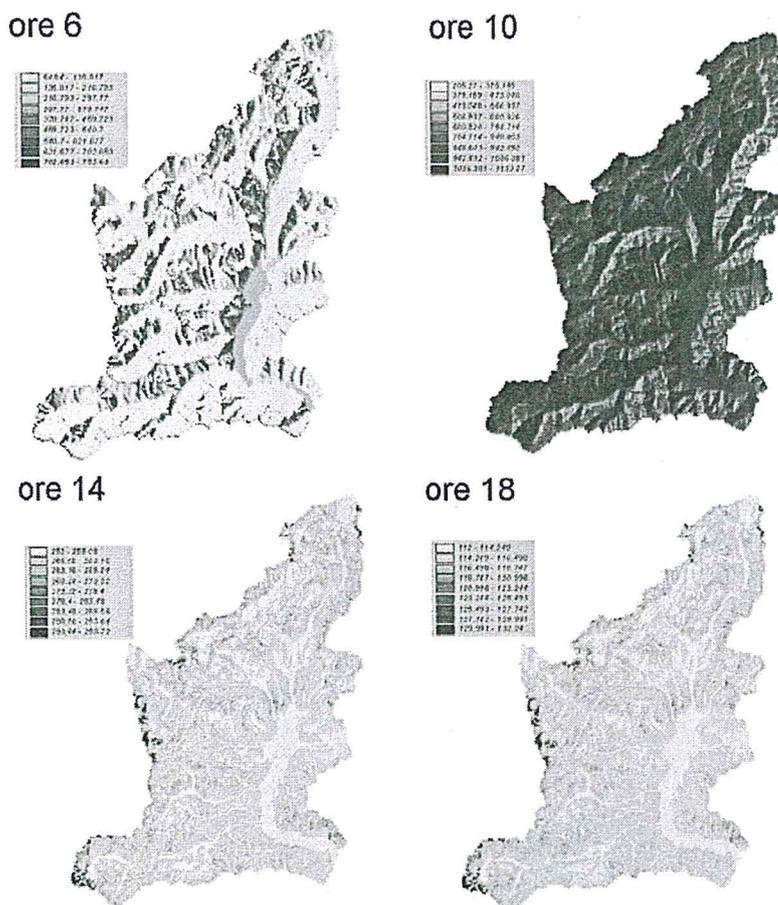


Fig. 7 - Radiazione solare a onde corte che arriva al suolo in W/m^2 calcolata tenendo conto di topografia e nuvolosità, durante la giornata del 1 giugno 1996

La radiazione solare incidente su ciascuna cella del bacino è calcolata secondo lo schema del par. 2.1.1. (fig. 7).

Si nota come alle ore 6 sia influente la presenza delle ombre, fenomeno che si ricuce col procedere delle ore. La maggiore uniformità del termine radiativi R_{xy} presente alle ore 14 e alle ore 18, è dovuto oltre che all'aumento di dell'elevazione solare, anche dalla maggior importanza che il termine di radiazione diffusa assume conseguentemente all'aumento della copertura nuvolosa; in fig. 8 si vede come nelle ore pomeridiane i valori dell'indice di nuvolosità K_t aumentino notevolmente.

Successivamente si è verificato il ruolo della topografia nella stima dell'evapotraspirazione potenziale con le equazioni di Penman-Monteith e di Priestley-Taylor, confrontando l'evapotraspirazione potenziale cumulata per tutto il 1996 nel bacino del Toce. Da un'analisi visiva della mappa di evapotraspirazione su tutto il bacino, si può evincere facilmente come nel metodo di Priestley-Taylor il ruolo della topografia

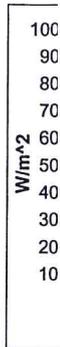


Fig. 8 - Andamenti per cielo sereno e

Fig. 9 - Evapotraspirazione per l'intero anno 1

sia determinante per la spirazione, poteri maggiore esposti altri versanti che do di Penman-M questo è dovuto solo la radiazione dalla topografia, variabili per le q

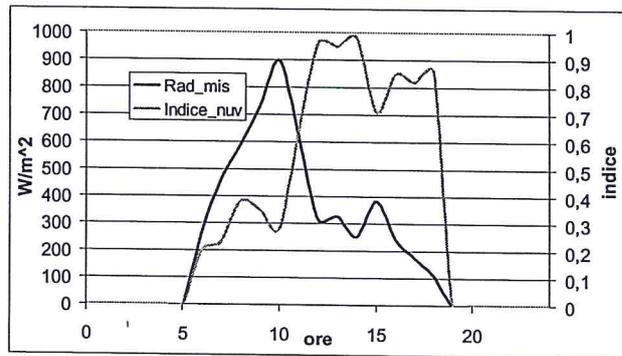


Fig. 8 - Andamento della radiazione solare a onde corte misurata dall'indice di nuvolosità (0 per cielo sereno e 1 per cielo completamente ostruito) durante la giornata del 1 giugno 1996

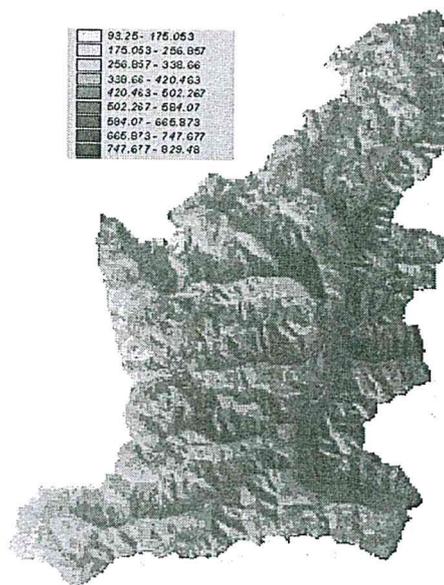


Fig. 9 - Evapotraspirazione potenziale cumulata calcolata con il metodo di Priestley-Taylor per l'intero anno 1996

sia determinante (fig. 9): si nota che i versanti esposti verso Sud hanno un'evapotraspirazione potenziale cumulata maggiore, questo perché risultano per un tempo maggiore esposti ai raggi solari, accumulando così un'energia maggiore rispetto agli altri versanti che risentono maggiormente della topografia circostante. Con il metodo di Penman-Monteith, invece, le variabili topografiche hanno un ruolo minore; questo è dovuto al fatto che l'equazione di Priestley-Taylor prende in considerazione solo la radiazione, variabile che ha una distribuzione spaziale fortemente influenzata dalla topografia, mentre l'equazione di Penman-Monteith è costituita da numerose variabili per le quali il ruolo della topografia non è stato tenuto in considerazione.



colata tenendo conto

colata secondo lo

meno che si ricuce
xy presente alle ore
solare, anche dalla
conseguentemente
omeridiane i valori

ma dell'evapotra-
Priestley-Taylor,
il 1996 nel bacino
tutto il bacino, si
o della topografia

Calcolando la differenza tra i valori di evapotraspirazione potenziale cumulata calcolati tenendo conto, o meno, della topografia si osserva come senza considerare la topografia si sovrastimi abbondantemente l'evapotraspirazione potenziale per i versanti esposti a Nord, mentre si sottostimi quella per i versanti esposti verso sud, mentre a scala di bacino l'errore si rilevato trascurabile a causa dell'isotropia dell'orientamento dei versanti (fig. 10).

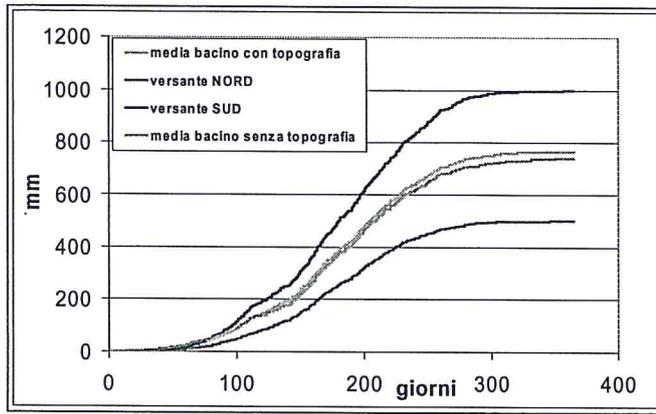


Fig. 10 - Evapotraspirazione potenziale cumulata calcolata per l'anno 1996 secondo Priestley e Taylor

3.3. Validazione a scala di bacino

L'unica verifica sulle prestazioni del modello accoppiato è quella con la portata alla sezione di chiusura del bacino a Candoglia, in quanto solo per tale sezione esistono le osservazioni per il periodo di simulazione, anche se, il modello di bilancio a scala di bacino sviluppato permette di simulare l'umidità del suolo, l'evapotraspirazione e tutte le altre componenti del bilancio idrologico.

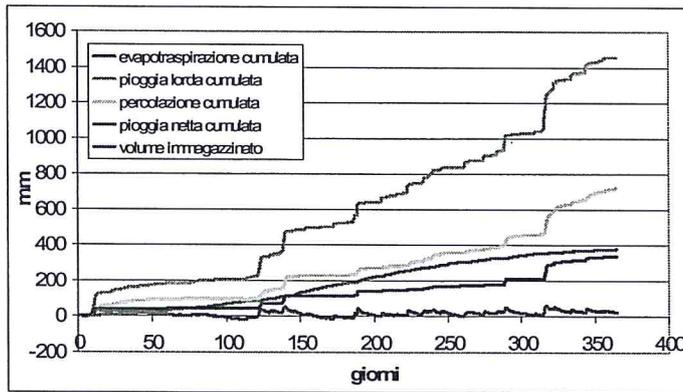


Fig. 11 - Andamento delle componenti del bilancio idrologico cumulate per l'anno 1996 con il metodo del bilancio energetico nella stima dell'evapotraspirazione

Di seguito pr distribuito calcol

Si osserva (fi chiusura del baci volumi viene sin primi mesi dell'a modello del pro mesi un effetto cc montano come q

Si nota, infine, per il calcolo dell'e le portate in uscite

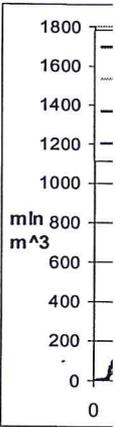


Fig. 12 - Confronto

4. Conclusioni

Il lavoro pro dell'evaporazione energia e di massa: ito e quindi l'impe e del bilancio idro

I risultati mos effettiva tramite l dati osservati di (Usa), ha evidenzi del flusso evapor l'evapotraspirazic teith o di Priestley

Lo schema di: na cella elementa topografia sull'ev

Di seguito presentiamo le componenti medie cumulate del bilancio idrologico distribuito calcolate per l'anno 1996 sul bacino in esame (fig. 11).

Si osserva (fig. 12) una sottostima dei volumi cumulati transitati alla sezione di chiusura del bacino nei mesi primaverili, mentre nella seconda parte la crescita dei volumi viene simulata in maniera soddisfacente; la parte di volume mancante nei primi mesi dell'anno è probabilmente dovuta alla mancata simulazione nel nostro modello del processo di scioglimento nivale, fenomeno che ha proprio in questi mesi un effetto considerevole sulle portate in uscita dal bacino, soprattutto in un bacino montano come quello del Toce.

Si nota, infine, anche che con i metodi di Penman_Monteith e di Priestley-Taylor usati per il calcolo dell'evapotraspirazione potenziale si ha una leggera tendenza a sovrastimare le portate in uscita nei mesi invernali.

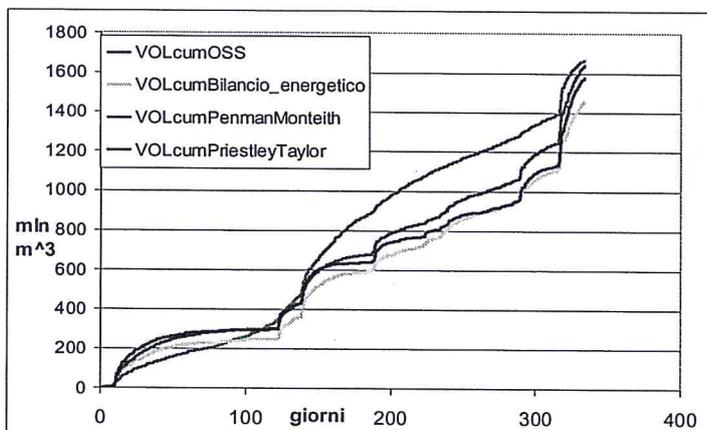


Fig. 12 - Confronto dei volumi cumulati alla sezione di chiusura di Condoggia

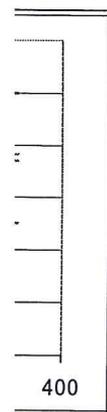
4. Conclusioni

Il lavoro propone un contributo per ridurre la parametrizzazione del calcolo dell'evaporazione effettiva attraverso una metodologia che accoppia il bilancio di energia e di massa per la zona del suolo insaturo, in un modello idrologico distribuito e quindi l'importanza degli effetti topografici nella stima dell'evapotraspirazione e del bilancio idrologico del suolo.

I risultati mostrano la possibilità di calcolare in modo operativo l'evaporazione effettiva tramite lo schema di bilancio di massa ed energia. Infatti il confronto con i dati osservati di calore latente della stazione meteorologica di Bondville (Illinois, Usa), ha evidenziato come la procedura adottata fornisca una corretta modellazione del flusso evaporativo a prescindere dalle equazioni empiriche per il filtraggio dell'evapotraspirazione potenziale calcolate con la tecnica tradizionale di Penman-Monteith o di Priestley-Taylor.

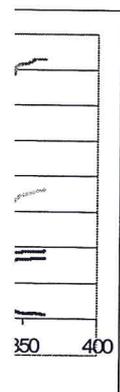
Lo schema distribuito, unitamente al calcolo della radiazione incidente su ciascuna cella elementare del bacino permette di quantificare la ben nota influenza della topografia sull'evaporazione e quindi sul bilancio idrologico.

iale cumulata calco-
enza considerare la
potenziale per i ver-
i esposti verso sud,
a dell'isotropia del-



1996 secondo Priestley

uella con la portata
lo per tale sezione
il modello di bilan-
il suolo, l'evapotra-



per l'anno 1996 con

Ringraziamenti

Gli autori, il cui contributo è paritetico, ringraziano l'Arpa della Regione Piemonte per i dati messi a disposizione.

Il lavoro è stato finanziato con il contratto Miur 2002 e Asi I/R/167/02.

Riferimenti bibliografici

- Abbott M.B., Bathhurst J.C., Cunge J.A., O'Connell P.E. and Rasmussen J., 1986, «An Introduction to the European Hydrological System, 'She', 1: History and Philosophy of Physically Based, Distributed Modelling System», *Journal of Hydrology*, n. 87, pp. 45-59.
- Bastiaanssen W.G. Menenti M., Feddes R.A. and Holstlag A. e A. M., 1998, «A Remote Sensing Surface Energy Balance Algorithm for Land (Sebal), 1. Formulation», *Journal of Hydrology*, n. 212-213, pp. 198-212.
- Campbell G.S., 1981 «Fundamentals of Radiation and Temperature Relations», in Lange O.L., Nobel P.S., Osmond C.B. and Ziegler H., *Physiological Plant Ecology I: Responses to the Physical Environment. Encyclopedia of Plant Physiology*, 12A, Springer, New York, pp. 11-40.
- Chow V.T., Maidment D.R. and Mays L.W., 1988, *Applied Hydrology*, McGraw-Hill, New York.
- D'Urso G., e Santini A., 2001, «Sviluppo di un sistema informativo geografico per la gestione dei comprensori irrigui», in *Modelli di agricoltura sostenibile per la pianura meridionale: gestione delle risorse idriche nelle pianure irrigue*, edito da L. Postiglione, A. Santini e M. Fagnano, Salerno, pp. 36-44.
- Famiglietti J.S., and Wood E.F., 1999a, «Multiscale Modelling of Spatially Variable Water and Energy Balance Processes», *Water Resources Research*, n. 30, pp. 3061-3078.
- Lindsey S., Richard D. e Farnsworth K., 1997, «Sources of Solar Radiation Estimates and their Effect on Daily Potential Evaporation for Use in Streamflow Modelling», *Journal of Hydrology*, n. 201, pp. 348-366.
- Kreider J.F. and Kreith F., 1975, *Solar Heating and Cooling. Engineering, Practical Design and Economics*. Scripta Book Comp.
- Kustas W., Thomas P. and Jackson J., 1999, «The Impact on Area-averaged Heat Fluxes from Using Remotely Sensed Data at Different Resolution: A Case Study with Washita '92 data», *Water Resources Research*, vol. 35, n. 5, pp. 1539-1550.
- List R.J., 1984, *Smithsonian Meteorological Tables*, 6th rev version, Smith Inst. Press, Washington.
- Mancini M., Montaldo N. e Rosso R., 2000, «Effetti di laminazione di un sistema d'invasi artificiali nel bacino del fiume Toce», *L'Acqua*, vol. 4, pp. 31-42.
- Martinelli J., 2003, *Un modello di bilancio idrologico per bacini idrografici con topografia complessa*, tesi di Laurea, Politecnico di Milano.
- Montaldo N. and Albertson J.D., 2001, «On the Use of the Force-restore Svat Model Formulation for Stratified Soils», *J. Hydrometeorology*, to appear.
- Munro D. S. and Young G. J., 1982 «An Operational Net Shortwave Radiation Model for Glacier Basins», *Water Resources Research*, n. 220-230.
- Peixoto J. P. and Oort A.H., 1992, *Physics of Climate*, American Institute of Physics, New York.
- Poggio G., 1977, *Elementi di astronomia ed astrofisica per la progettazione degli impianti ad energia solare*, «Quaderno», n. 27, Istituto di Meccanica Applicata alle macchine, Università di Genova.
- Ranzi R. e Rosso R., 1989, *Un modello idrologico distribuito, su base fisica, dello scioglimento nivale*, tesi di laurea, Politecnico di Milano.

Ranzi R. e Rosso R., 1989, *Un modello idrologico distribuito, su base fisica, dello scioglimento nivale*, tesi di laurea, Politecnico di Milano.

Mountainous ...
 Rigon R., Bertoldi ...
 Idraulica e Cost ...
 Rodriguez-Iturbe J ...
 mics», *Water R ...*
 Saladin A., Rabuffe ...
 effimero sul gl ...
 Troch P. A., Manc ...
 Catchment Sc ...
 1805-1817.

- Ranzi R. e Rosso R., 1993, «A Stokesian Model of Areal Clear-sky Direct Radiation for Mountainous Terrain», *Geophys. Res. Lett.*, vol. 20, n. 24, pp. 2893-2896.
- Rigon R., Bertoldi G. e Over T.M., 2002, *Geotop: un modello del ciclo idrologico*, 28° Convegno di Idraulica e Costruzioni idrauliche, Potenza 16-19 settembre, Editoriale Bios, Cosenza.
- Rodriguez-Iturbe I., 2000, «A Hydrologic Perspective of Climate-soil-vegetation Dynamics», *Water Resour. Res.*, vol. 36, n. 1, pp. 3-9.
- Saladin A., Rabuffetti D., Barbero S., Cordola M., Mancini M. e Volontè G., 2004, «Il lago effimero sul ghiacciaio del Belvedere», *Neve e Valanghe*, n. 51.
- Troch P. A., Mancini M., Paniconi C., and Wood E.F., 1993, «Evaluation of a Distributed Catchment Scale Water Balance Model», *Water Resources Research*, vol. 29, n. 6, pp. 1805-1817.

la Regione Piemon-

I/R/167/02.

nussen J., 1986, «An
story and Philosophy
Hydrology, n. 87, pp.

M., 1998, «A Remote
Formulation», *Journal*

ations», in Lange O.L.,
Responses to the Physical
rk, pp. 11-40.

Graw-Hill, New York.
vo geografico per la
per la pianura meridio-
tiglione, A. Santini e

rtially Variable Water
pp. 3061-3078.
liation Estimates and
low Modelling», *Jour-*

g, Practical Design and

veraged Heat Fluxes
se Study with Washi-
50.

st. Press, Washington.
li un sistema d'invasi

on topografia complessa,

-restore Svat Model

Radiation Model for

ute of Physics, New

degli impianti ad nergia
cchine, Università di

fisica, dello scioglimento