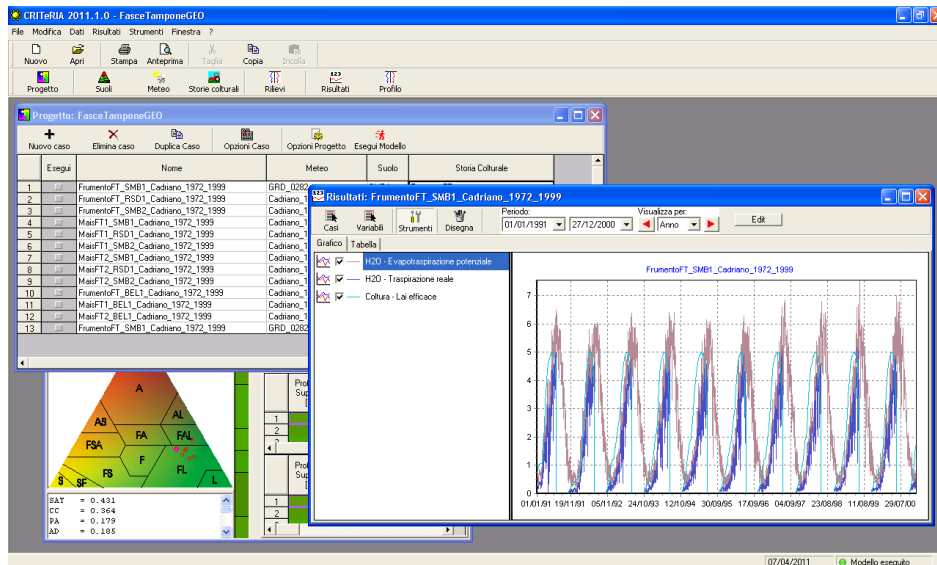


CRITERIA Banco di Prova



Manuale Tecnico

A cura di:

**Gabriele Antolini, Fausto Tomei
Francesco Dottori, Vittorio Marletto,
Margot Van Soetendael**

2015

Premessa

Il presente manuale costituisce una guida di riferimento alle teorie scientifiche e alle formule matematiche utilizzate all'interno del modello CRITERIA Banco di Prova (versione 2011), non ha quindi lo scopo di illustrare il funzionamento pratico del programma. Per la descrizione completa dei comandi presenti nell'interfaccia si rimanda al "Manuale Utente".

CRITERIA, realizzato presso l'Area Agrometeorologia e Territorio del Servizio Idrometeorologico di Arpa Emilia-Romagna, è il risultato di uno sforzo collettivo iniziato negli anni Novanta e diretto da Franco Zinoni e Vittorio Marletto. L'interfaccia è opera di Gabriele Antolini, Fausto Tomei, Tomaso Tonelli mentre il codice modellistico è opera di Gabriele Antolini, Fausto Tomei, Vittorio Marletto, Franco Zinoni, Giorgio Ducco, Margot Van Soetendael, Luca Criscuolo.

Indice

Premessa	3
Indice	4
1 Il bilancio idrico	6
1.1 L'infiltrazione e la ridistribuzione.....	7
1.1.1 Il modello empirico per strati	7
1.1.1.1 Infiltrazione massima.....	7
1.1.1.2 La procedura dell'infiltrazione	10
1.1.2 il modello numerico.....	12
1.1.2.1 Formulazione numerica.....	13
1.1.2.2 Condizioni al contorno.....	15
1.1.2.3 Inserimento e accoppiamento con CRITERIA	15
1.2 Il ruscellamento superficiale	16
1.3 Il ruscellamento ipodermico	18
1.4 Il drenaggio profondo.....	20
1.5 La risalita capillare.....	20
1.5.1 la risalita capillare nel modello semi-empirico	20
1.6 L'evapotraspirazione potenziale	24
1.6.1 Hargreaves e Samani	25
1.6.2 Penman-Monteith	26
1.7 L'evaporazione e la traspirazione	27
1.7.1 L'evapotraspirazione massima.....	27
1.7.2 la traspirazione effettiva	28
1.7.3 L'evaporazione effettiva	33
1.8 Controllo del bilancio idrico.....	35
2 Le pedofunzioni e le curve tensiometriche	36
2.1 La curva tensiometrica e la pedofunzione di Campbell	37
2.1.1 pedofunzioni usate nella stima dei parametri	39
2.2 La curva tensiometrica di van Genuchten	39
3 La coltura: simulazione dell'accrescimento	42
3.1 Il modello standard in CRITERIA.....	42
3.1.1 La somma gradi giorno	42
3.1.2 Lo sviluppo della parte epigea	43
3.1.3 Lo sviluppo della parte ipogea	44
3.1.3.1 calcolo dei parametri della funzione di crescita	45

Manuale tecnico CRITERIA

3.1.3.2	calcolo della profondità radicale	46
3.1.3.3	calcolo della densità radicale	46
3.1.4	La gestione dell'irrigazione.....	47

1 Il bilancio idrico

Per determinare il bilancio idrico di un suolo incolto o coltivato è necessario prendere in considerazione tutti gli apporti e le perdite d'acqua lungo il profilo verticale di suolo.

La quantità di acqua proveniente da pioggia o irrigazioni che si infiltra nel terreno dipende dalle condizioni della superficie (incrostamento, crepacciamento), dalle caratteristiche idrologiche del primo strato di suolo e dal suo contenuto idrico. L'acqua che non può essere assorbita dal terreno si raccoglie in pozzanghere formate dalla scabrezza della superficie, che una volta riempite provocano ruscellamento superficiale.

I processi di immagazzinamento e infiltrazione dell'acqua sono regolati dalla differenza di potenziale. Ogni orizzonte del suolo è caratterizzato tramite la sua curva di ritenzione idrica, descritta da alcuni punti di potenziale - umidità quali la saturazione (SAT), la capacità di campo (CC) e il punto di appassimento (PA). A seconda del contenuto idrico, lo strato può assorbire acqua o trasferirla allo strato sottostante. In presenza di una falda superficiale ci può essere inoltre un apporto di acqua agli strati più profondi per effetto della risalita capillare

La presenza di una coltura o di vegetazione spontanea produce delle perdite d'acqua nel suolo radicato per traspirazione, e allo stesso tempo diminuisce le perdite per evaporazione negli strati superficiali coprendo la superficie del terreno. A seconda del tipo di suolo, del suo contenuto idrico e della fase fenologica della coltura, l'acqua nel suolo è più o meno disponibile per la pianta, influenzando quindi la sua capacità traspirativa.

Insieme, tutti questi fenomeni costituiscono il bilancio idrico di un suolo. Nei seguenti capitoli sono descritti in dettaglio tutte le procedure con cui tali fenomeni vengono simulati nella versione 2007 di CriteriA.

1.1 L'infiltrazione e la redistribuzione

L'infiltrazione è il processo di trasferimento dell'acqua dalla superficie del terreno all'interno del suolo, dove diventa *contenuto idrico del suolo* ed origina il *deflusso sottosuperficiale* in zona insatura ed il *deflusso di falda* in zona satura. Come già accennato, i processi di trasferimento dell'acqua all'interno del suolo sono regolati da differenze di potenziale. Le caratteristiche di tessitura, struttura e contenuto di sostanza organica di un orizzonte del suolo determinano la forma della relativa curva tensiometrica, e la posizioni dei punti di saturazione (SAT), la capacità di campo (CC), e il punto di appassimento (PA) (che in superficie viene detto punto igroscopico (PI)). A seconda del contenuto idrico, lo strato può assorbire o trasferire dell'acqua allo strato sottostante: dal punto di appassimento o fino alla capacità di campo non si verificano flussi di acqua libera (il suolo trattiene tutta l'acqua che riceve finché non si raggiunge la CC); oltre il valore di CC l'acqua è considerata libera e si sposterà verso il basso secondo la velocità d'infiltrazione e il contenuto idrico degli strati di suolo attraversati, eventualmente fino a raggiungere la falda.

In Criteria 2007 l'infiltrazione può essere simulata con due modelli distinti, secondo la scelta dell'utente: un modello semi-empirico concettuale per strati e uno numerico fisicamente basato.

1.1.1 Il modello empirico per strati

I modelli di tipo concettuale come quello presente in CRITERIA approssimano i processi fisici attraverso schemi semplificati che vengono adattati a descrivere la realtà mediante correttivi per lo più semi-empirici.

Pur non essendo in grado di descrivere i processi reali con la stessa precisione dei modelli fisicamente basati, un modello concettuale presenta rispetto a questi alcuni vantaggi, in particolare la maggior rapidità di calcolo, che ne facilitano l'utilizzo all'interno di modelli informatici concepiti, come CRITERIA, per simulazioni di carattere territoriale. Un approccio modellistico più semplice è in molti casi indispensabile anche a causa della mancanza dei parametri necessari alle rappresentazioni più dettagliate dei fenomeni analizzati.

Nei paragrafi seguenti saranno analizzate tutte le componenti del modello semi-empirico per strati presente in CRITERIA.

1.1.1.1 Infiltrazione massima

La quantità di acqua che può attraversare lo strato dipende dal suo contenuto idrico e dalla permeabilità del medesimo ed è stimata con la seguente equazione (Driessen, 1986):

$$I_{Max} = 10 * S_o * \left(1 - \frac{\theta}{\theta_{sat}}\right) * \frac{1}{\left(\frac{T_{dp}}{P_{it}}\right)^{0.5} P_{it}} + 10 * \frac{A_A}{P_{it}} \quad (1-1)$$

Dove: I_{Max}	infiltrazione massima (Driessen, 1986)	$[mm\ d^{-1}]$
S_0	sortività standard (valori di riferimento per tessitura)	$[cm\ d^{-0.5}]$
θ	contenuto idrico volumetrico dello strato	$[m^3\ m^{-3}]$
θ_{sat}	contenuto idrico volumetrico alla saturazione	$[m^3\ m^{-3}]$
T_{dp}	numero di giorni trascorso dall'ultimo apporto idrico	$[d]$
P_{it}	numero di passi di integrazione al giorno (generalmente 1)	$[-]$
A_A	conducibilità idraulica al fronte di umettazione (valori di riferimento per tessitura)	$[cm\ d^{-1}]$

La sortività S_0 rappresenta il tasso di infiltrazione determinato dalla sola tensione matriciale. La sortività standard è definita per suoli con contenuto idrico nullo, i cui valori di riferimento sono riportati in

Tabella 1-1.

Classe tessiturale	A_A [cm d-1]	S_0 [cm d-0.5]	K_0 [cm d-1]
Sabbioso	30.33	21.44	50
Sabbioso-Franco	17.80	19.20	26.5
Franco-Sabbioso	9.36	17.57	12
Franco-Limoso	5.32	14.46	6.5
Franco	3.97	11.73	5
Limoso	8.88	13.05	14.5
Franco-Sabbioso-Argilloso	16.51	19.05	23.5
Franco-Limoso-Argilloso	1.18	6.15	1.5
Franco-Argilloso	0.76	4.70	0.98
Argilloso-Sabbioso	2.94	10.74	3.5
Argilloso-Limoso	0.80	4.98	1.3
Argilloso	0.15	1.93	0.5

Tabella 1-1. Valori di riferimento della velocità di infiltrazione al fronte di umettazione (A_A), della sortività (S_0) e della conducibilità satura (K_0) in funzione delle diverse classi tessiturali (Driessen, 1986).

Nell'equazione (1-1) si individuano 3 parametri di ingresso (S_0 , θ_{sat} e A_A) e due variabili di stato (θ e T_{dp}). Nella presente versione di CRITERIA, il parametro P_{it} (passo di tempo della simulazione) è posto pari a 1.

Nella Figura 1-1 è riportato l'effetto dei parametri S_0 e A_A sul valore totale di I_{max} per i contenuti idrici a PA e CC per tutte le classi tessiturali. Alla saturazione l'effetto della sortività S_0 è completamente azzerato e I_{max} dipende solo da A_A . Per le tessiture argillose (A, AL, AS, FA) l'effetto di S_0 aumenta notevolmente verso i potenziali più alti (PA), per le tessiture sabbiose (S, SF, FS) l'effetto di S_0 è meno sensibile.

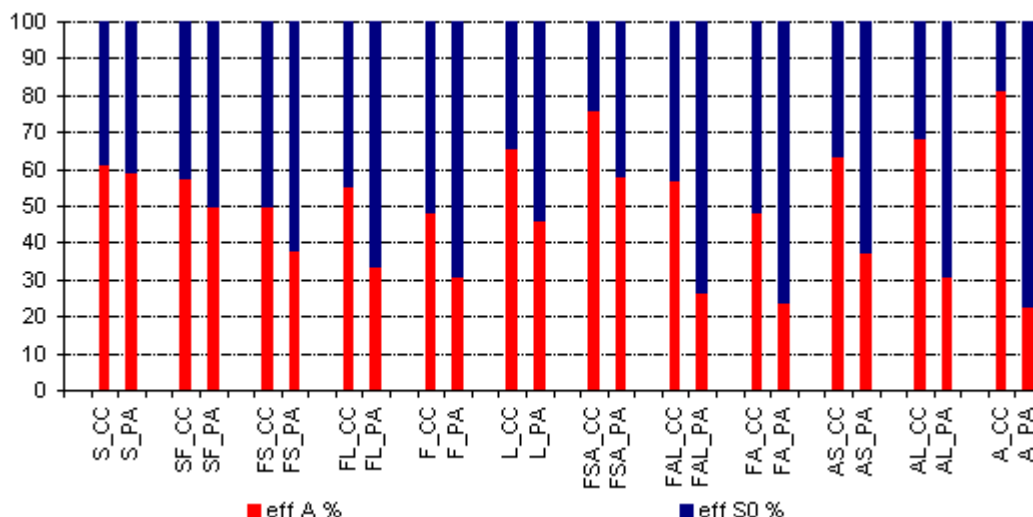


Figura 1-1. Effetto di S_0 e A_A sull'infiltrazione massima (I_{max}) a capacità di campo (CC) e punto di appassimento (PA) per le diverse tessiture ($T_{dp}=1$, S=sabbia, SF=sabbioso-franco, FS=franco-sabbioso, FL=franco-limoso, F=franco, L=limoso, FSA=franco sabbioso argilloso, FAL=franco argilloso limoso, FA=franco argilloso, AS=argilloso sabbioso, AL=argilloso limoso, A=argilloso).

I valori assoluti di I_{max} variano di diversi ordini di grandezza in funzione della classe tessiturale (Figura 1-2): in particolare aumentando il contenuto di argilla, l'infiltrazione massima diminuisce notevolmente sia in condizioni asciutte che bagnate. Sempre in Figura 1-2 si nota come l'effetto dell'umidità del terreno sui valori di I_{max} sia più contenuto.

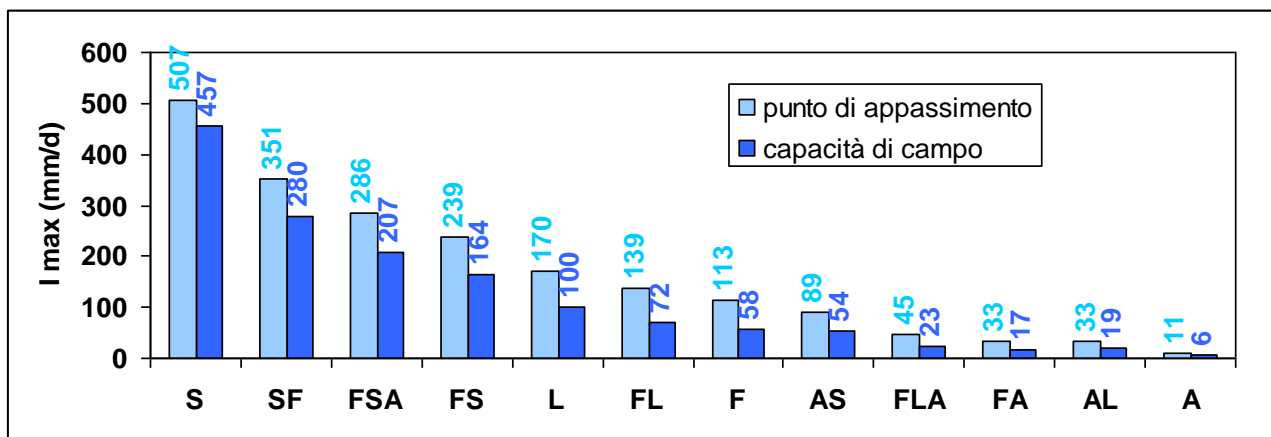


Figura 1-2. L'infiltrazione massima (I_{max}) dopo un giorno di pioggia a capacità di campo (CC) e al punto di appassimento (PA) per le diverse tessiture ($T_{dp}=1$).

L'influenza della variabile temporale dei giorni trascorsi dall'ultima pioggia (T_{dp}) è modesta sia in valore assoluto sia in paragone alle variazioni apportate dalle altre variabili (Figura 1-3).

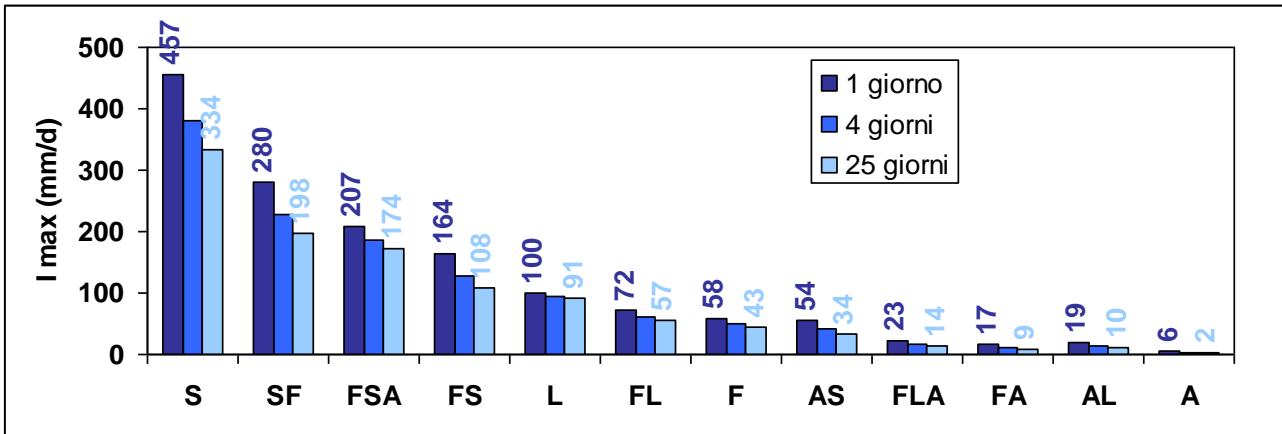


Figura 1-3. L'infiltrazione massima (I_{max}) in funzione del numero di giorni trascorsi dall'ultima pioggia (Contenuto idrico = capacità di campo).

1.1.1.2 La procedura dell'infiltrazione

Il profilo del suolo, suddiviso in un certo numero di strati di calcolo di piccola spessore (solitamente 2 cm), è analizzato strato per strato a partire dal fondo del profilo, che nelle simulazioni di CRITERIA di solito è situato 2 m di profondità. Quando si incontra un fronte d'acqua, ovvero uno strato con un contenuto idrico (θ) maggiore della capacità di campo (CC), si definisce un flusso iniziale considerando la quantità di acqua libera presente ($\theta - CC$). La quantità di acqua che effettivamente si sposta e la lunghezza dello spostamento verso il basso dipendono dalle condizioni idriche e dalla tessitura degli strati sottostanti.

Come descritto nel paragrafo 1.1.1.1, ogni strato è caratterizzato da una quantità di infiltrazione massima giornaliera I_{max} . Per stimare lo spostamento massimo del fronte si calcola l'infiltrazione massima dello strato sottostante al fronte e si cerca di saturarlo; se nello strato si supera la capacità di campo si passa al successivo, proseguendo finché non si incontra uno strato in cui la quantità di acqua in ingresso determina un contenuto idrico inferiore a CC, e si ha l'arresto del fronte d'acqua. Due condizioni devono essere rispettate: la somma dei flussi precedentemente passati per uno strato non può superare il suo valore di infiltrazione massima giornaliera, e nel caso si incontri uno strato saturo, il fronte si ferma nello strato sovrastante allo strato saturo. La prima condizione limita il passaggio dell'acqua nel caso si incontri uno strato con tessitura argillosa e bassa infiltrazione massima giornaliera. In tal caso si forma una falda sospesa. La seconda condizione invece simula il rallentamento del fronte quando ci si avvicina ad una situazione di saturazione: il fronte in arrivo si appoggia su quello precedente (Figura 1-4).

Nel caso l'acqua libera raggiunga l'ultimo strato, questa esce dal sistema come drenaggio profondo verso la falda.

In superficie l'infiltrazione dell'acqua piovana è fortemente limitata da I_{max} del primo strato: in caso di eccesso di precipitazione si possono formare delle pozzanghere ed eventualmente fenomeni di ruscellamento superficiale e ipodermico (quest'ultimo in presenza di scoline), come rappresentato dallo schema in Figura 1-4. Una volta definito la quantità di acqua che entra nel primo strato del terreno, si procede analogamente a quanto descritto in generale per gli altri strati del profilo.

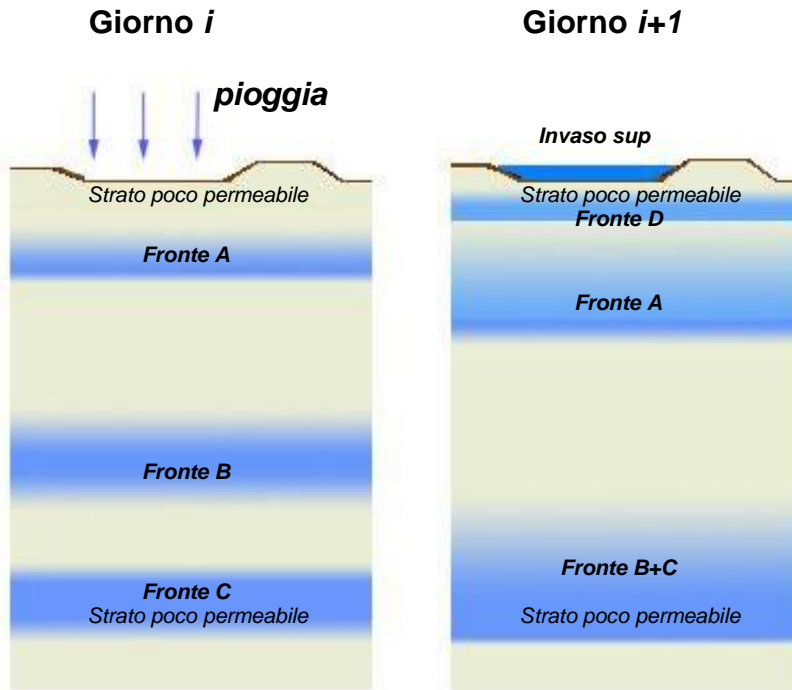


Figura 1-4. infiltrazione nel profilo di suolo dei fronti di umidità A,B,C,D.

- A, attraversando strati mediamente permeabili, si sposta verso il basso rimanendo separato dagli altri fronti;
- B attraversa strati più permeabili e arriva a fondersi con C, la cui infiltrazione è rallentata dalla presenza di uno strato poco permeabile.
- La pioggia caduta si infiltra parzialmente creando un nuovo fronte D; l'acqua in eccesso rispetto alla I_{max} dello strato superficiale ristagna sul terreno.

Nella Figura 1-5 sono confrontati i risultati dello stesso evento di pioggia (50 mm) su tre tipi di suolo (FS franco-sabbioso, FA franco-argilloso, A argilloso), lungo il tempo:

- FS: l'acqua della pioggia infiltra direttamente nel suolo senza formare pozzanghere e senza provocare ruscellamento superficiale. Tre giorni dopo, l'acqua ha attraversato il profilo e si verifica un evento di drenaggio di quasi 45 mm verso la falda.
- FA: una parte dell'acqua ristagna in superficie per diversi giorni senza provocare un evento di ruscellamento superficiale. Nel profilo, il fronte si divide in diversi piccoli fronti: i primi eventi di drenaggio si manifestano dopo 20 giorni e finiscono una decina di giorni successivi.
- A: una parte dell'acqua ristagna in superficie per quasi due settimane e si verifica un evento di ruscellamento superficiale di 15 mm nel giorno della pioggia. Nel profilo, il fronte si divide in tanti piccolissimi fronti e i primi eventi di drenaggio si manifestano dopo 20 giorni e durano diverse settimane.

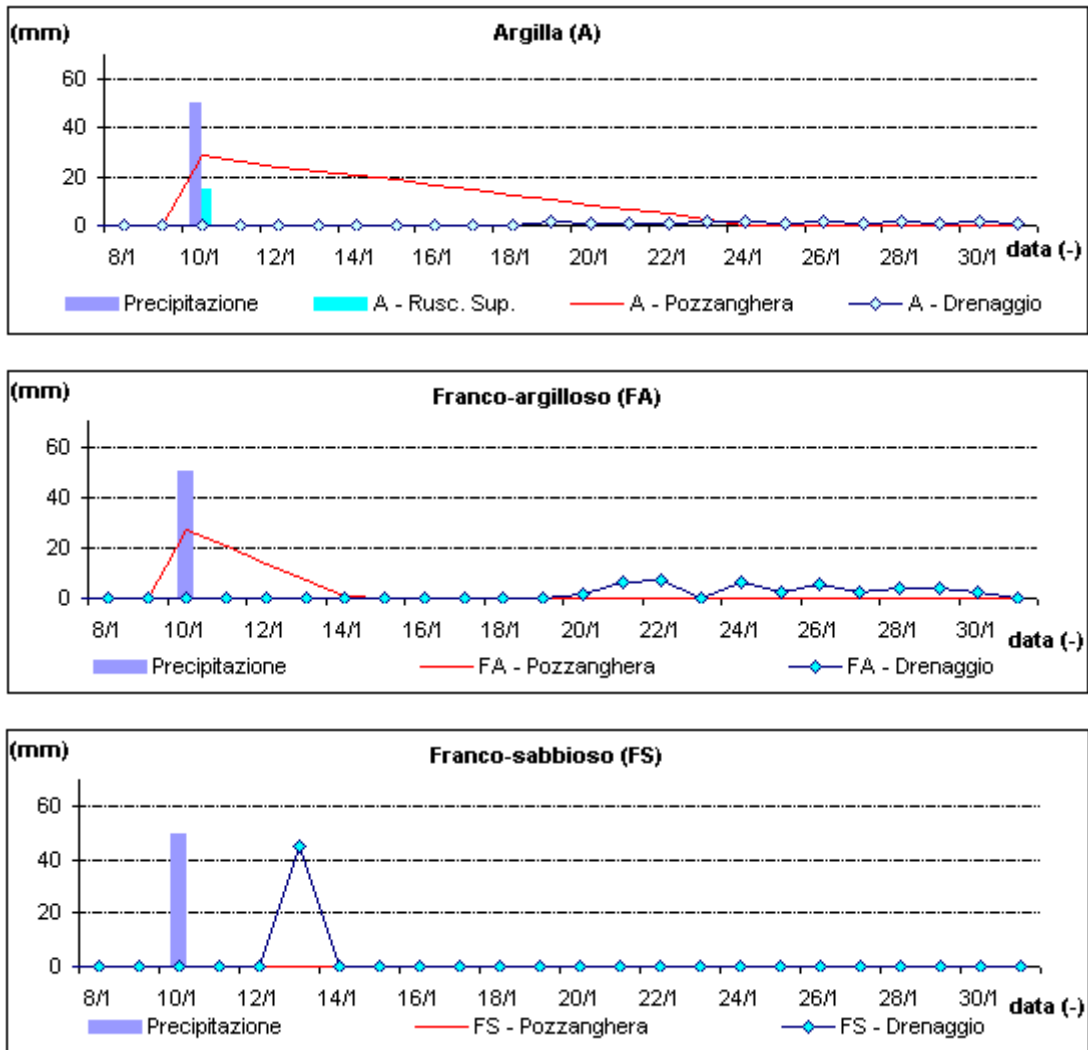


Figura 1-5. Andamento nel tempo della pozzanghera, del ruscellamento superficiale e del drenaggio profondo dopo un evento di pioggia di 50 mm (10 gennaio) per tre tipi di suolo (A argilloso, FA franco-argilloso, FS franco-sabbioso).

L'acqua apportata durante un evento irriguo non infila nel suolo con la procedura precedentemente descritta, ma riporta gli strati a capacità di campo, senza tenere conto di I_{max} , a partire dalla superficie e sino ad esaurimento della quantità irrigua. Se il volume di irrigazione assegnato per l'evento irriguo è maggiore del volume di acqua necessario per riportare l'intero profilo di terreno alla capacità di campo, l'eccesso è aggiunto al drenaggio giornaliero verso la falda.

1.1.2 il modello numerico

I modelli idrologici fisicamente basati sviluppano una descrizione dei fenomeni mediante equazioni della fisica classica (che si riconducono essenzialmente all'equazione di continuità della massa e della quantità di moto).

Una prerogativa di questi modelli è la loro capacità di descrivere con un unico insieme di equazioni differenziali e con apporto minimo o nullo di correttivi empirici una molteplicità di fenomeni che spesso si mostrano fisicamente contigui in natura: infiltrazione e

redistribuzione, drenaggio, risalita capillare, ruscellamento e accumulo dei deflussi superficiali ed ipodermici. Questa trattazione unificata comporta l'uso accoppiato delle equazioni del moto in superficie e nel suolo, mediante un'opportuna formulazione dell'equazione di continuità della massa. I modelli fisicamente basati sono interessanti inoltre per la loro proprietà di descrivere i sistemi fisici in base a grandezze teoricamente misurabili.

Il modello numerico di CRITERIA utilizza una restrizione monodimensionale del modello idrologico CRITERIA3D (*Pistocchi, Tomei, 2003*), inserita nell'ambiente CRITERIA tramite una dll (dynamic link library). Nel modello 3D si descrivono tutti i fenomeni connessi al bilancio idrologico nel suolo, quali i deflussi superficiali e i fenomeni d'infiltrazione, redistribuzione, drenaggio e risalita capillare in un dominio tridimensionale. La restrizione monodimensionale contenuta in CRITERIA può calcolare chiaramente solo i fenomeni connessi all'infiltrazione e non il deflusso superficiale.

1.1.2.1 Formulazione numerica

Il modello risolve l'equazione puntuale di continuità:

$$\operatorname{div}(u) + \frac{\partial(W\theta)}{\partial t} = q \quad (1-2)$$

Dove: u	densità di flusso	[m/s]
W	volume totale disponibile puntualmente	[m ³]
θ	frazione di volume occupata dall'acqua (contenuto idrico volumetrico)	[m ³ /m ³]
q	portata d'acqua in ingresso o in uscita	[m ³ /s]

Tale equazione generale viene risolta utilizzando due espressioni distinte per descrivere i flussi all'interno della matrice del suolo e sulla superficie del terreno. Nel primo caso si ottiene l'equazione di Richards:

$$\frac{d\theta}{dH} \frac{\partial H}{\partial t} = \operatorname{div}[K(h) \bullet \operatorname{grad}(H)] + q \quad (1-3)$$

Dove: $K(h)$	conducibilità idraulica	[m/s]
H	carico idraulico totale	[m]

H è dato dalla somma della quota z (o termine gravitazionale) e del termine idraulico (hydraulic matric component) $h = p/\rho_w$, dove ρ_w è la densità dell'acqua, p il potenziale matriciale del suolo (soil matric potential) e t è il tempo. Per il flusso in un mezzo saturo l'equazione (1-3) si riduce all'equazione di Laplace per il flusso dell'acqua nel sottosuolo.

La soluzione delle equazioni di governo è basata su metodo delle differenze finite integrate, che consiste nell'integrazione dell'equazione differenziale di continuità (1-2) entro un dominio finito D , come descritto da *de Marsily* (1986), ottenendo l'equazione integrale (limitata al caso monodimensionale):

$$\int \operatorname{div}(u) dz + \int \frac{\partial(W\theta)}{\partial t} dz = \int q dz \quad (1-4)$$

Il bilancio di massa è calcolato nell'unità di spazio D del dominio del modello. Secondo le proprietà degli integrali, l'equazione (1-4) può essere scritta come:

$$\int_{\Gamma_D} \mathbf{u} \cdot \mathbf{n} \, dS + \int \frac{\partial(W\theta)}{\partial t} \, dz = \int q \, dz \quad (1-5)$$

Dove: Γ_D superficie del dominio di calcolo D [m²]
 \mathbf{N} versore ad essa normale [-]
 H carico idraulico totale [m]

L'equazione (1-4) può essere applicata su un volume di simulazione in cui le proprietà del materiale siano costanti.

Se il dominio di simulazione è approssimato da una griglia di nodi tridimensionale (o monodimensionale), l'equazione (1-5) è equivalente all'equazione del bilancio di massa per il volume attorno a ogni nodo:

$$\frac{\partial V_i}{\partial t} = \sum_{j=1}^n Q_{ij} + q_i \quad \forall i \neq j \quad (1-6)$$

Dove: V_i contenuto di acqua nel volume attorno al nodo i -esimo [m³]
 Q_{ij} flusso fra i nodi i -esimo e j -esimo, [m³/s]
 q_i flusso in ingresso nel nodo i -esimo [m³/s]

Si può scrivere un sistema di equazioni per tutti i nodi, dove le incognite sono i valori di potenziale idraulico H . Il flusso Q_{ij} è descritto dalla legge di Darcy nella forma alle differenze finite:

$$Q_{ij} = -K_{ij} S_{ij} \frac{(H_i - H_j)}{L_{ij}} \quad (1-7)$$

Dove: S_{ij} area di interfaccia fra i nodi i -esimo e j -esimo [m²]
 L_{ij} distanza fra i due nodi [m]
 H_i potenziale idraulico sul nodo i [m]
 K_{ij} conducibilità fra i due nodi [m/s]

La conducibilità inter-nodo K_{ij} è calcolata secondo una media geometrica:

$$K_{ij} = \sqrt{(K_i(H)K_j(H))} \quad (1-8)$$

Dove: $K_i(H_i)$ conducibilità idraulica sul nodi i -esimo [m/s]

Il modello utilizza l'approccio proposto da *van Genuchten* (1980) e *Mualem* (1976) per la caratterizzazione della curva di ritenzione idrica del suolo (SWR) curve e della conducibilità idraulica (K).

1.1.2.2 Condizioni al contorno

Il modello consente di specificare condizioni al contorno variabili nel tempo e nello spazio per ogni nodo:

1. nodi con un carico idraulico fissato ($H = \text{costante}$);
2. nodo impostati a condizioni di contorno atmosferiche;
3. nodo con un flusso predefinito;
4. nodo privi di flusso in ogni direzione.

Le condizioni al contorno di tipo 1 possono essere usate per rappresentare una varietà di condizioni come il drenaggio profondo al limite inferiore del dominio, o carichi imposti dalla presenza di stagni, laghi o altri corpi idrici. Condizioni di contorno atmosferiche (2) consentono di assegnare valori prefissati di precipitazione ed evapotraspirazione. La precipitazione è assegnata per una unità di superficie di terreno equivalente all'area di contorno di un volume superficiale. Per quel che riguarda l'accoppiamento fra deflusso superficiale e ipodermico, la precipitazione è applicata ai nodi di superficie e l'accoppiamento avviene mediante l'applicazione dell'equazione di Richards tra strato superficiale ed il primo strato sub-superficiale, utilizzando due possibili opzioni per il calcolo della conducibilità:

- caso Dunniano: la conducibilità è posta pari alla K_{max} del primo strato sub-superficiale; in tal modo l'infiltrazione reale è sempre uguale all'infiltrazione massima possibile.

- caso Hortoniano: la conducibilità è calcolata come per tutti gli altri strati in base alla funzione di *Mualem* (1976), calcolata sul valore di θ del primo strato sub-superficiale. In tale caso l'infiltrazione risulterà ridotta in confronto al valore massimo quanto più il primo strato è asciutto. Poiché la curva della conducibilità tende velocemente a 0 al diminuire del contenuto idrico, è stata fissata una soglia minima (K_{min}) per prevenire fenomeni irrealistici di totale mancanza di infiltrazione.

1.1.2.3 Inserimento e accoppiamento con CRITERIA

La formulazione numerica del modello produce un sistema fortemente non lineare, che va risolto attraverso approssimazioni successive. Ogni passo temporale corrisponde al calcolo di più approssimazioni, ognuna delle quali risolve un sistema linearizzato attraverso un metodo risolutivo. Si può dimostrare che la matrice prodotta dal modello è definita positiva quindi i principali metodi iterativi di risoluzione sono convergenti. In particolare è stato scelto l'algoritmo di Gauss-Seidel, il cui costo computazionale si è rilevato ottimale per la matrice prodotta dal modello (*Tomei*, 2005).

Si è evidenziata la necessità di sviluppare un algoritmo adattivo in grado di variare il passo temporale in base alle condizioni del sistema. Il riferimento principale per monitorare lo stato del sistema è dato dal bilancio di massa, che viene valutato sulla base del *mass balance ratio* (MBR). Questo è calcolato nel passo temporale come rapporto tra la variazione di immagazzinamento idrico (*storage*) del suolo e la somma dei flussi (*flux*) in entrata (precipitazioni) ed in uscita (deflussi superficiali e sotterranei, evapotraspirazione).

$$MBR = \frac{\Delta storage}{flux_{in} - flux_{out}} \quad (1-9)$$

I due valori rappresentano lo stesso fenomeno, quindi in un algoritmo pienamente conservativo dovrebbe risultare MBR=1. Se i flussi in entrata ed in uscita sono molto bassi o si equivalgono l'equazione potrebbe produrre *overflow*, si preferisce pertanto utilizzare l'espressione:

$$MBR = \frac{storage_{t+\Delta t}}{storage_t + flux_{in} - flux_{out}} \quad (1-10)$$

che non provoca problemi numerici, poiché il contenuto idrico non può mai arrivare a zero. L'errore nel bilancio di massa è quindi definito come

$$ERR_{MBR} = 1 - MBR \quad (1-11)$$

che si può facilmente utilizzare come parametro per valutare la bontà della soluzione del sistema prodotta da ogni singola approssimazione, settando una soglia di tolleranza ϵ sotto la quale il bilancio è considerato corretto e il passo temporale accettato.

L'accoppiamento della dll del modello di infiltrazione numerico con il programma CRITERIA avviene a passo giornaliero. La dll riceve la stratigrafia dei suoli, le condizioni al contorno (fondo impermeabile o altezza di falda), le condizioni iniziali di umidità e i dati di precipitazione giornaliera. La dll calcola l'umidità nel profilo e la restituisce a CRITERIA, che provvede a simulare gli effetti di evaporazione e traspirazione, accrescimento colturale e radicale. A questo punto il ciclo ricomincia con i dati del giorno successivo.

1.2 Il ruscellamento superficiale

Come già descritto nel capitolo 1, il ruscellamento superficiale si verifica quando la scabrezza superficiale del terreno non riesce a trattenere l'eccesso d'acqua nelle pozzanghere. Il processo è simulato considerando l'altezza massima di invaso superficiale (il volume fittizio che riproduce l'altezza o volume efficace delle pozzanghere). La capacità d'invaso dipende dalle lavorazioni del terreno secondo le seguenti espressioni:

$$SS_{max} = \frac{1}{2} * \frac{Zolla}{\cos(\phi) * \cos(\psi)} * \frac{(\sin(\phi - \psi))^2}{2 * \sin(\phi)} * \left[\frac{1}{\tan(\phi + \psi)} + \frac{1}{\tan(\phi - \psi)} \right] + InvasoColtura \quad (1-12)$$

Dove: SS_{max}	altezza dell'invaso superficiale	[mm]
$Zolla$	altezza efficace della zolla, calcolata con l'equazione (1-13)	[mm]
$InvasoColtura$	altezza efficace della coltura calcolata con l'equazione (1-14)	[mm]
ϕ	angolo di lavorazione, tabulato per ogni tipo di lavorazione	[Rad]
ψ	pendenza degli appezzamenti	[°]

$$Zolla = \min[DiMin0 + DiMin, (Zolla - Cost * (DataA - DataL))] \quad (1-13)$$

Dove: Zolla	Altezza efficace della zolla	[mm]
Cost	tasso giornaliero di calo della zolla, tabulato per ogni tipo di lavorazione	[-]
DataA	data attuale della simulazione	[-]
DataL	data dell'ultima lavorazione del terreno	[-]
DiMin0 e DiMin	scabrezze minime del terreno nudo e della lavorazione (tabulato)	[mm]

Il valore iniziale dell'altezza d'invaso *SSmax* varia da 80 mm per l'aratura profonda a pochi millimetri per la rullatura. Al valore minimo di scabrezza della lavorazione (*DiMin*) viene aggiunto un valore minimo di scabrezza del terreno nudo.

Se non vengono compiute lavorazioni, la scabrezza del terreno diminuisce col tempo; nella Figura 1-6 si presenta un esempio di altezza d'invaso superficiale dopo una aratura profonda: aumentando la pendenza del campo diminuisce l'altezza iniziale dell'invaso; dopo 52 giorni l'effetto dell'aratura scompare e l'invaso torna all'altezza della scabrezza minima.

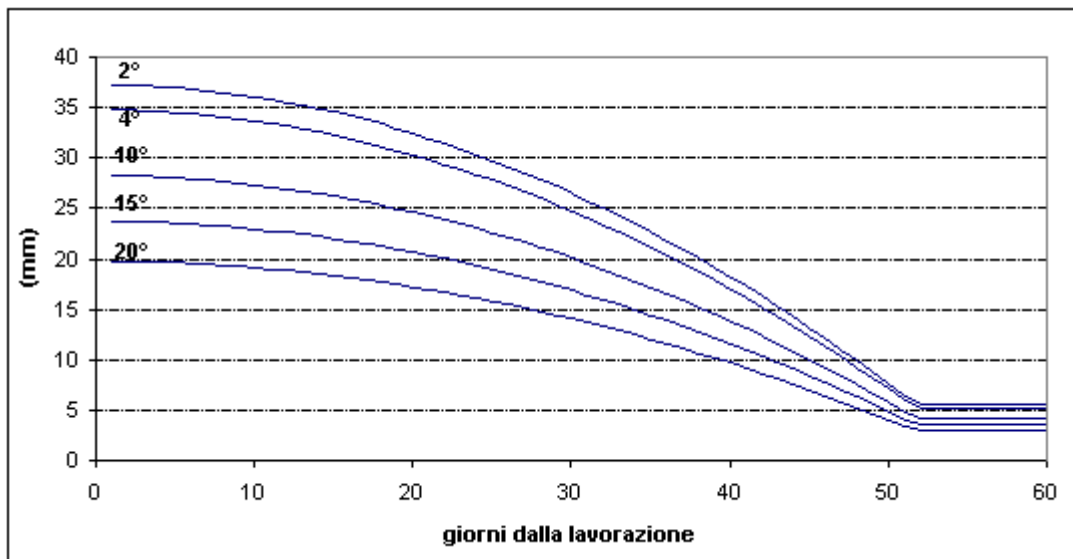


Figura 1-6. Altezza dell'invaso superficiale: effetto della pendenza del campo.

Alcune colture possiedono una certa capacità di invaso che si aggiunge a quella del terreno e protegge il suolo stesso dal ruscellamento superficiale. Tale capacità è considerata calcolando una altezza d'invaso colturale, dipendente della fase fenologica, secondo l'espressione:

$$InvasoColtura = \left[\frac{Lai}{LaiMax} \right] * [RugFin - RugIni] + Rugini \quad (1-14)$$

Dove: <i>InvasoColtura</i>	altezza invaso dalla coltura che viene aggiunta alla zolla	[mm]
<i>Lai</i>	Indice dell'area fogliare	[ha ha ⁻¹]

<i>LaiMax</i>	Valore massimo del LAI, letto dal database	[ha ha ⁻¹]
<i>RugIni</i> e <i>RugFin</i>	coefficienti colturali minimo e massimo di rugosità letti dal database	[mm]

Il calcolo della quantità di deflusso idrico superficiale è un semplice confronto tra l'altezza della capacità d'invaso superficiale e la quantità di acqua rimasta in superficie dopo la procedura dell'infiltrazione.

1.3 Il ruscellamento ipodermico

Il ruscellamento ipodermico viene considerato nel caso di presenza di scoline ai margini degli appezzamenti. Lo strato del terreno interessato dal fenomeno è quello tra la superficie del terreno e il fondo della scolina secondo lo schema di calcolo seguente:

- per ogni strato viene verificato se ci sia un surplus idrico (dopo l'infiltrazione e il ruscellamento superficiale);
- si calcola il ruscellamento ipodermico massimo in base all'infiltrazione massima dello strato I_{max} , (1-1);
- il ruscellamento ipodermico effettivo dello strato è il minimo tra il surplus e il ruscellamento in funzione di I_{max} ;
- il ruscellamento ipodermico giornaliero è la somma delle quantità di ruscellamento degli strati fino alla profondità del fondo delle scoline.

Per tenere conto del fatto che solo la superficie esterna dell'appezzamento di terreno è interessata al fenomeno, il surplus idrico dello strato è ridotto tramite un coefficiente *Vaso*, calcolato in modo seguente:

$$Vaso = \sum_{str=1}^{Pr\ of\ Scolina} SpessStrato_{Str} * \left[\frac{Larg\ Campo + LungCampo}{2} \right] \quad (1-15)$$

Dove: <i>Vaso</i>	definizione della superficie per il ruscellamento ipodermico	[m ²]
<i>SpessStrato_{Str}</i>	Spessore dello strato	[m]
<i>LargCamp</i> e <i>LungCampo</i>	larghezza e lunghezza del campo	[m]

Il ruscellamento totale è calcolato in funzione di I_{max} sommando le componenti di deflusso in piano e in pendenza:

$$Runoff_piano_{Str} = I_{max}(Str) * \frac{Vaso}{(Larg\ Campo * LungCampo)} \quad (1-16)$$

Dove: <i>Runoff_piano</i>	ruscellamento ipodermico in piano	[mm]
$I_{max}(Str)$	infiltrabilità massima dello strato (1-1)	[mm d ⁻¹]
<i>Vaso</i>	superficie interessato al fenomeno di ruscellamento ipodermico (1-15)	[m ²]
<i>LargCamp</i> e <i>LungCampo</i>	larghezza e lunghezza del campo	[m]

$$Runoff_{pendenza_{Str}} = I_{max}(Str) * Sen(\varphi) \quad (1-17)$$

Dove: $Runoff_{pendenza}$ ruscellamento ipodermico in pendenza [mm]
 $I_{max}(Str)$ infiltrabilità massima dello strato (1-1) [mm d⁻¹]
 φ pendenza dell'appezzamento [Rad]

$$Runoff = \sum_{Str=1}^{ProfScolina} \min[(Runoff_{piano_{Str}} + Runoff_{pendenza_{Str}}), (U_{Str} - CC_{Str})] \quad (1-18)$$

Dove: $Runoff$ ruscellamento ipodermico complessivo [mm]
 $Runoff_{piano_{Str}}$ altezza del ruscellamento ipodermico in piano dello strato [mm]
 $Runoff_{pendenza_{Str}}$ altezza del ruscellamento ipodermico in pendenza dello strato [mm]
 U_{Str} e CC_{Str} contenuti idrici dello strato e a capacità di campo [mm]

Nella Figura 1-7 si presentano i valori massimi di ruscellamento ipodermico per un campo di dimensione media (100 per 200 m) e con scoline di profondità 1 m, per tutte le classi tessiturali. Sono stati utilizzati i valori di infiltrazione massima alla saturazione, considerando che il ruscellamento ipodermico si verifica in situazioni di surplus idrico. Va ricordato che variando il contenuto idrico del terreno dalla capacità di campo (CC) alla saturazione (SAT) l'infiltrazione massima (equazione (1-1)) diminuisce mentre il surplus idrico aumenta: di conseguenza il valore finale di ruscellamento ipodermico è limitato dal surplus idrico in condizioni di CC e dall'infiltrazione massima in condizione di saturazione. Utilizzando i valori di infiltrazione massima a CC, i valori massimi di ruscellamento ipodermico aumentano del 20% per i suolo argillosi, del 35% per i suoli limosi, e del 40% per i suoli sabbiosi.

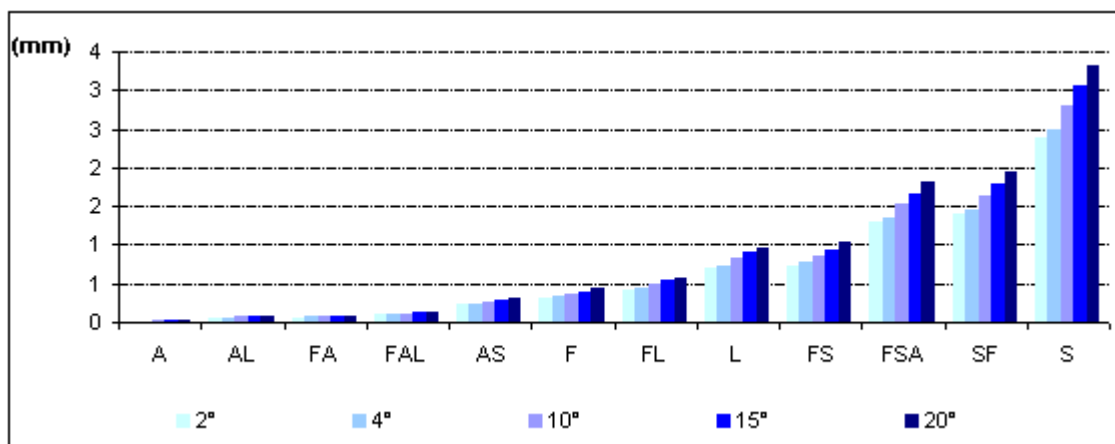


Figura 1-7. Valori massimi di ruscellamento ipodermico in funzione della pendenza.

1.4 Il drenaggio profondo

Il drenaggio profondo giornaliero può essere definito come l'altezza d'acqua che attraversa l'ultimo strato del profilo del terreno simulato. In caso di simulazione della risalita capillare da falda, questa altezza d'acqua non viene aggiunta all'altezza della falda (letta come dato giornaliero in ingresso o fissata ad una certa profondità). Insieme al drenaggio profondo si verificano gli eventuali fenomeni di lisciviazione dell'azoto, fosforo e pesticidi.

Nel codice del modello il drenaggio profondo è calcolato alla fine della procedura dell'infiltrazione; l'altezza di acqua gravitazionale (acqua libera) rimasta dopo aver portato l'ultimo strato alla capacità di campo diventa direttamente drenaggio profondo.

1.5 La risalita capillare

Il fenomeno della risalita capillare è simulabile in CRITERIA con entrambi i modelli di infiltrazione disponibili. Nel modello semi-empirico si utilizza un algoritmo separato, basato su equazioni semplificate, che viene descritto nel paragrafo seguente (1.5.1); nel modello numerico invece il processo è simulato dalle stesse equazioni che regolano l'infiltrazione, già illustrate nel paragrafo 1.1.2.

1.5.1 la risalita capillare nel modello semi-empirico

Il contributo di acqua da parte della falda viene calcolato giornalmente in funzione del tipo di suolo presente, del potenziale medio dello strato interessato dall'apparato radicale e dalla distanza di tale strato dal pelo di falda.

L'approccio utilizzato deriva da quello di Rijtema (presentato da van Keulen e Wolf (1986)). La risalita capillare è calcolata per la distanza tra il pelo libero della falda (z_t) e l'ultimo strato interessato dalle radici (RD).

L'espressione generale della risalita capillare può essere scritta nella forma:

$$CR = k_{\psi} \left(\frac{d\psi}{dz} - 1 \right) \quad (1-19)$$

Dove:	CR	risalita capillare, espressione generale (van Keulen e Wolf, 1986)	[cm d ⁻¹]
	k_{ψ}	conducibilità idrica in funzione del potenziale ψ	[cm d ⁻¹]
	ψ	potenziale matriciale	[cm]
	z	profondità	[cm]

Rijtema propone per la soluzione di tale espressione due equazioni, una per valori di potenziale al di sotto di un limite di potenziale tipico per ogni suolo (ψ_{max}) della forma:

$$CR = \frac{k_0 (e^{-\alpha\psi} - e^{-\alpha(z_t - RD)})}{e^{-\alpha(z_t - RD)} - 1} \quad (1-20)$$

Dove:	CR	risalita capillare (Rijtema, 1986)	[cm d ⁻¹]
-------	------	------------------------------------	-----------------------

k_0	conducibilità idrica alla saturazione	[cm d ⁻¹]
α	parametro tipico di ogni suolo	[cm ⁻¹]
ψ	tensione matriciale del suolo	[cm]
z_t	soggiacenza della falda (dal piano di campagna al pelo libero della falda)	[cm]
RD	approfondimento dell'apparato radicale	[cm]

La Tabella 1-2 riporta i valori di k_0 e α utilizzati in CRITERIA.

Tabella 1-2. Valori di ψ_{max} , α e k_0 per le diverse classi granulometriche.

Suolo	ψ_{max} [cm]	α [cm ⁻¹]	K_0 [cm ⁻¹]
Sabbia grossa	70	0.2240	1120
Sabbia fine	175	0.0500	50
Sabbia limosa	200	0.0398	26.5
Franco sabbioso	290	0.0248	12
Franco limoso	300	0.0200	6.5
Franco	300	0.0231	5
Loess	130	0.0490	14.5
Sabbioso argilloso	200	0.0353	23.5
Limo argilloso	170	0.0237	1.5
Franco argilloso	300	0.0248	0.98
Argilloso leggero	300	0.0174	3.5
Argilloso limoso	50	0.0480	1.3

Per valori di ψ maggiori di ψ_{max} è necessario calcolare le relazioni tra CR, ψ e $(z_t - RD)$ attraverso integrazioni numeriche dell'equazione:

$$CR = k_{\psi} \left(\frac{\bar{\psi}}{\Delta(z_t - RD)} - 1 \right) \quad (1-21)$$

Dove: CR	risalita capillare per potenziali maggiori di ψ_{max} (Rijtema, 1986)	[cm d ⁻¹]
k_{ψ}	conducibilità idrica per il potenziale medio ψ	[cm d ⁻¹]
α	parametro tipico di ogni suolo	[cm ⁻¹]
ψ	tensione matriciale del suolo	[cm]
z_t	soggiacenza della falda (dal piano di campagna al pelo libero della falda)	[cm]
RD	approfondimento dell'apparato radicale	[cm]

Per evitare integrazioni numeriche talvolta molto onerose e per mantenere una certa coerenza con l'approccio generale, gli autori citati propongono delle tabelle a due entrate per ogni tipologia di suolo. In esse si mettono in relazione la distanza verticale del flusso capillare (la distanza massima a cui è possibile avere flusso capillare), il flusso capillare

stesso e il potenziale matriciale che permette il flusso medesimo. In esse è pertanto indicata una distanza massima e una minima all'interno delle quali è previsto il fenomeno di risalita capillare. Tutte le triplette di combinazioni CR, z_t e ψ presenti nelle tavole sono state trattate statisticamente da Marletto e Zinoni (2001) al fine di ottenere delle relazioni funzionali valide per l'intero intervallo di tensioni e per ogni tipo di suolo. Tali relazioni sono state espresse mediante due equazioni, una per tensioni inferiori a 250 cm e l'altra per tensioni superiori. La prima equazione ha la seguente forma:

$$RC = a + \frac{\psi}{1000} * b + \left(\frac{\psi}{1000}\right)^2 * c + \left(\frac{\psi}{1000}\right)^3 * d + Dist * \left(e + \frac{f}{\psi/1000} \right) \quad (1-22)$$

Dove: RC risalita capillare per potenziali inferiori a 250 cm [cm d⁻¹]
 ψ tensione matriciale [cm]
 $Dist$ distanza tra il pelo libero della falda e l'ultimo strato di suolo con radici [cm]
 a, b, c, d, e, f parametri ottenuti tramite procedimento statistico, tipici per ogni classe di suolo. [-]

La seconda equazione ha la forma:

$$RC = g + h * \ln(\psi) + i * \left(\frac{Dist}{100}\right)^2 + l * \left[\ln\left(\left[\frac{Dist}{100}\right] * Ln(\psi)\right) \right]^2 \quad (1-23)$$

Dove: RC risalita capillare per potenziali superiori a 250 cm [cm d⁻¹]
 ψ tensione matriciale [cm]
 $Dist$ distanza tra il pelo libero della falda e l'ultimo strato di suolo con radici [cm]
 g, h, i ed l parametri ottenuti tramite procedimento statistico, tipici per ogni classe di suolo. [-]

Nella Tabella 1-3 sono riportati i valori dei parametri delle equazioni (1-22) e (1-23) per tutte le classi tessiturali.

Tabella 1-3. Elenco dei parametri usati per il calcolo della risalita capillare in CRITERIA.

Suolo	a	b	c	d	e	f	g	h	i	l
Sabbia grossa	21.38	490.30	-6640.72	18340.71	-0.0174	-0.0023	18.49	3.77	0.2448	-3.895
Sabbia fine	2.25	151.34	-1626.39	4197.03	-0.0022	-0.0007	3.79	0.64	0.0523	-0.717
Sabbia limosa	61.82	-175.23	-586.47	1771.60	0.0190	-0.0060	13.88	1.71	0.0107	-1.240
Franco sabbioso	85.67	-289.71	-254.95	870.07	0.0290	-0.0085	14.72	1.68	0.0051	-1.101
Franco limoso	48.52	-332.85	-374.46	4385.57	0.0021	-0.0017	10.16	1.29	0.0023	-0.742
Franco	34.93	-104.68	-149.44	551.86	0.0097	-0.0034	12.92	1.45	0.0078	-1.057
Loess	29.93	-52.00	-793.76	2507.50	0.0072	-0.0029	8.16	1.14	0.0067	-0.789
Sabbioso	70.75	-214.63	-557.81	1721.43	0.0230	-0.0070	10.53	1.36	0.0042	-0.858

Manuale tecnico CRITERIA

argilloso										
Limo argilloso	14.57	-32.58	-99.42	360.31	0.0020	-0.0014	5.75	0.88	0.0031	-0.537
Franco argilloso	11.14	-21.61	-79.24	287.72	0.0006	-0.0011	7.63	0.94	0.0196	-0.853
Argilloso leggero	31.00	-90.73	-58.18	257.00	0.0083	-0.0031	8.40	1.14	0.0017	-0.622
Argilloso limoso	11.51	-57.01	109.03	28.37	0.0010	-0.0011	4.14	0.70	0.0036	-0.443
Argilloso pesante	5.60	-10.38	-26.86	162.17	-0.0031	-0.0006	2.97	0.53	0.0336	-0.563

Nel caso il profilo di suolo interessato dalla risalita sia composto da strati a tessitura variabile, si utilizzano i valori riferiti alla classe tessiturale prevalente. La costruzione delle equazioni presentate permette di calcolare per ogni valore di tensione matriciale un flusso di risalita capillare.

Una volta calcolata l'altezza della risalita capillare RC , il meccanismo di ricarica del suolo avviene a partire dallo strato di calcolo al di sopra dell'ultimo strato (partendo dall'altezza di falda) a capacità di campo CC ; dopo averne calcolato il deficit idrico, lo strato è portato a CC mentre RC viene diminuita di una quantità corrispondente; il valore $RC_{(i+1)}$ da usare per lo strato successivo è dato dall'espressione:

$$RC(i+1) = \min(RC(i) * 0.95; RC(i) - deficit(i)) \quad (1-24)$$

Dove: $RC_{(i+1)}$ risalita capillare disponibile allo strato $i+1$ [mm]
 $RC_{(i)}$ risalita capillare disponibile allo strato i [mm]
 $deficit_{(i)}$ Deficit idrico nello strato i , calcolato come differenza fra contenuto idrico iniziale contenuto a capacità di campo [mm]

Questa espressione evita che si verifichi una risalita troppo elevata della falda.

Il contenuto idrico θ_z di uno strato compreso nello spessore di suolo fra l'altezza della falda e l'ultimo strato a CC viene assegnato dalla seguente espressione:

$$\theta(z) = \theta_{cc} + (\theta_{sat} - \theta_{cc}) * d_{rel}^2 \quad (1-25)$$

Dove: $d_{rel} = (z - z_{cc}) / (z_{sat} - z_{cc})$ distanza relativa dello strato in esame dall'ultimo strato a CC [cm/cm]
 θ_z Contenuto idrico dello strato in esame [mm]
 Z Profondità dello strato in esame [cm]
 θ_{cc} Contenuto idrico a capacità di campo [mm]
 Z_{cc} Profondità dello strato a capacità di campo [cm]
 θ_{sat} Contenuto idrico a saturazione [mm]
 Z_{sat} Profondità del piano di falda [cm]

L'andamento risultante del profilo di umidità è illustrato in Figura 1-8.

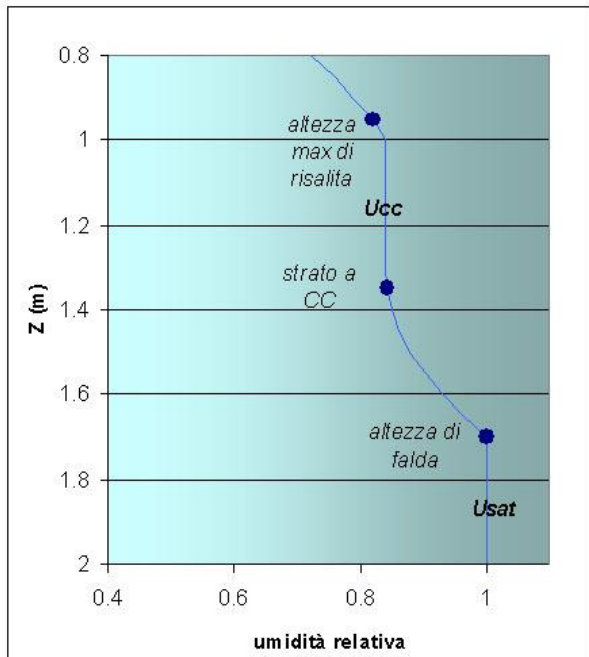


Figura 1-8. Andamento dei valori di umidità relativa del suolo (θ/θ_{sat}) in presenza di falda. La risalita capillare ha effetto a partire dallo strato più profondo a capacità di campo: il profilo di terreno interessato dalla risalita viene portato a CC.

1.6 L'evapotraspirazione potenziale

Con il termine *evapotraspirazione* si intende l'acqua che complessivamente si trasferisce dal terreno all'atmosfera sia per *evaporazione* dagli specchi d'acqua e dal terreno, sia per *traspirazione* dalle piante.

A parità di altre condizioni, al crescere della disponibilità dell'acqua nel suolo il valore dell'evapotraspirazione cresce fino a un valore limite che non può essere superato anche per maggiori disponibilità di acqua. Tale valore limite si chiama *evapotraspirazione massima (ET_m)* ed è definita come quantità di acqua evapotraspirata nell'unità di tempo da una coltura uniforme e compatta che abbia piena disponibilità idrica.

L'*evapotraspirazione di riferimento (ET₀)* invece è la quantità di acqua evapotraspirata da una coltura di riferimento (*festuca arundinacea*, prato polifita) mantenuta tra 8 e 15 cm di altezza, che copra interamente il terreno e con ampia disponibilità idrica.

ET₀ dipende dai seguenti fattori:

- la radiazione solare, per circa l'80%
- il vento (16%)
- l'umidità relativa (4%)

L'*evapotraspirazione reale (ET_r)* è la quantità di acqua effettivamente perduta da un sistema suolo-coltura-atmosfera e dipende da:

- le dimensioni della pianta (LAI);
- la fase fenologica della coltura (diverse esigenze evapotraspirative per le diverse fasi);
- le condizioni nutrizionali e fitosanitarie della coltura;
- le condizioni idriche del suolo (ad esempio, in situazioni di terreno asciutto, la pianta estrae l'acqua dal terreno con maggiore difficoltà e la traspirazione diminuisce).

Le formule impiegate in CRITERIA per il calcolo di E_{tr} sono illustrate in dettaglio nei paragrafi 1.7.2 e 1.7.3.

Per eseguire misure sul campo dell'evapotraspirazione si utilizzano normalmente i lisimetri: si tratta di recipienti di elevato volume riempiti di suolo naturale e con vegetazione in superficie, collocati in aperta campagna, e forniti di sistema di drenaggio che permette mantenere le condizioni di umidità volute nel suolo e di misurare il volume drenato al fondo del recipiente.

Data la complessità di questo sistema, di norma per la stima dell'evapotraspirazione si ricorre a metodi più semplici o a formule matematiche. I metodi di stima proposti in letteratura sono molteplici, caratterizzati da diversi variabili in ingresso e costruiti per stime a diverse scale temporali. Nella Tabella 1-4 si presentano i metodi e le equazioni più frequentemente utilizzati:

Tabella 1-4. Dati in ingresso di alcuni metodi per la stima dell'evapotraspirazione potenziale.

Metodo	T [°]	Urel []	Vel. Vento []	Eliofania []	Rad []	E_{pan} [mm d ⁻¹]	Meteo []
Blaney-Cridle	*	+	+	+			+
Radiazione	*	+	+	*	*		+
Evaporimetro		+	+			*	*
Thornthwaite	*						
Hargreaves	*				+		
Priestley-Taylor	*	*			*		*
Penman-Montheith	*	*	*	*	*		+

* misurati; + stimati; E_{pan} = quantità di acqua evaporata dall'evaporimetro [mm d⁻¹];

Nel modello CRITERIA sono presenti due formule per il calcolo dell'evapotraspirazione:

- **Hargreaves e Samani** (1985), scelta per la sua ampia diffusione e per il numero ridotto di parametri richiesti;
- **Penman-Monteith**, nella forma presentata nell'ultima revisione FAO presentata da Allen et al. (1994), è l'equazione di riferimento a livello mondiale e richiede il maggior numero di dati.

1.6.1 Hargreaves e Samani

L'equazione di Hargreaves e Samani (1985) è calibrata per ottenere stime di evapotraspirazione cumulata settimanalmente. Tuttavia è una formula ampiamente usata anche per le stime giornaliere e lavori recenti in ambienti mediterranei (Ventura et al. 1998) dimostrano come si adatti molto bene anche ad una scala temporale inferiore.

Il metodo di Hargreaves utilizza i dati di temperatura massima e minima giornaliera con la funzione:

$$ETO_{H\&S} = 0.0023 \frac{A_{stronometrica}}{2.456} \left(\frac{T_{max} + T_{min}}{2} + 17.8 \right) (T_{max} - T_{min})^{1/2} \quad (1-26)$$

Dove: $ETO_{H\&S}$ ET0 di Hargreaves e Samani [mm d⁻¹]

$A_{\text{astronomica}}$	radiazione potenziale in assenza dell'atmosfera	[MJ m ⁻² d ⁻¹]
T_{max} e T_{min}	temperature massima e minima giornaliere dell'aria	[°C]

La grandezza definita $A_{\text{astronomica}}$ è la radiazione potenziale che arriverebbe sulla superficie terrestre in assenza dell'atmosfera. Le grandezze da inserire per il calcolo sono la latitudine e il giorno dell'anno:

$$A_{\text{astronomica}} = \frac{24 * 60}{\pi} R_{sc} D_R (O_{MS} \sin(F_L) \sin(d_d) + \cos(F_L) \cos(d_d) \sin(O_{MS})) \quad (1-27)$$

Dove: $A_{\text{astronomica}}$	coefficiente per la stima dell'ETP con Hargreaves e Samani (1985)	[MJ m ⁻² d ⁻¹]
R_{sc}	Costante pari a 0.082	[MJ m ⁻² d ⁻¹]
F_L	latitudine	[rad]
g	Giorno dell'anno	[d]

le altre variabili dipendono dalle espressioni seguenti:

$$d_d = 0.409 \sin(0.0172g - 1.39) \quad (1-28)$$

$$D_r = 1 + 0.033 \cos(0.0172g) \quad (1-29)$$

$$O_{MS} = \arccos(-\tan(F_L) \tan(D_r)) \quad (1-30)$$

1.6.2 Penman-Monteith

L'equazione di Penman-Monteith è la versione modificata dell'equazione originale proposta da Penman (1948). Le versioni modificate sono state diverse nel corso degli anni e in sede FAO è stata accettata e definita come equazione di riferimento per la stima dell'evapotraspirazione. In CRITERIA è utilizzata la versione relativa all'ultimo aggiornamento disponibile, presentata nel lavoro di Allen et al. (1994):

$$ETO_{P\&M} = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_{\text{media}} + 273} V_{\text{ento}} (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 V_{\text{ento}})} \quad (1-31).$$

Dove: $ETO_{P\&M}$	ET0 di Penman	[mm],
R_n	radiazione netta	[MJ m ⁻² d ⁻¹]
G	flusso di calore netto dal suolo	[MJ m ⁻² d ⁻¹]
Δ	pendenza della funzione di vapor saturo	[kPa °C ⁻¹]
γ	costante psicrometrica	[kPa °C ⁻¹]
V_{ento}	vento medio giornaliero a 2 metri di altezza	[m s ⁻¹]
e_s	pressione media di vapore alla saturazione dell'aria (eq. (1-32))	[kPa]
e_a	pressione media di vapore	[kPa]

La pressione di vapore saturo è calcolata con l'equazione:

$$e_s = 0.6108 \cdot e^{\frac{17.27T_{med}}{T_{med}+237.3}} \quad (1-32)$$

Dove: e_s pressione di vapore saturo alla temperatura media dell'aria [kPa]
 T_{med} temperatura media dell'aria [°C]

1.7 L'evaporazione e la traspirazione

1.7.1 L'evapotraspirazione massima

Per il calcolo della evapotraspirazione massima a partire da quella potenziale e la successiva divisione in evaporazione e traspirazione massima si segue, con qualche modifica, l'approccio di Driessen (1986) e Driessen e Konijn (1992). Senza coltura o prima dell'emergenza, l'evaporazione massima (ET_M) è posta uguale all'evapotraspirazione potenziale (ET_0), mentre la traspirazione è nulla.

Dopo l'emergenza della coltura, l'evaporazione massima e la traspirazione massima sono determinate come segue:

$$E_M = (1 - K_c) \cdot ET_0 \quad (1-33)$$

$$T_M = K_c \cdot TC \cdot ET_0 \quad (1-34)$$

Dove: E_M evaporazione massima [mm]
 T_M traspirazione massima
 K_c coefficiente colturale (equazione (1-35)) [-]
 TC coefficiente di turbolenza (equazione (1-36))

$$K_c = 1 - e^{-k_e LAI} \quad (1-35)$$

Dove: K_c coefficiente colturale [-]
 k_e fattore di estinzione (uguale a 0.5) [-]
 LAI indice di area fogliare [-]

K_{Cref} si riferisce ad una coltura ipotetica, sufficientemente bassa e compatta da non risentire della turbolenza dell'aria nel processo di traspirazione. L'effetto della turbolenza su una coltura reale è espresso usando il coefficiente TC, calcolato con la formula seguente:

$$TC = 1 + (K_{CM} - 1) \cdot K_c \quad (1-36)$$

Dove: TC coefficiente di turbolenza [-]
 K_{CM} massimo livello di TC, dipendente dalla coltura e sostanzialmente coincidente con il massimo valore di K_c così come proposto da Doorenbos e Kassam (1979) [-]

K_c coefficiente colturale

[-]

Nella Figura 1-9 sono presentati gli andamenti del LAI e dei coefficienti K_c e TC .

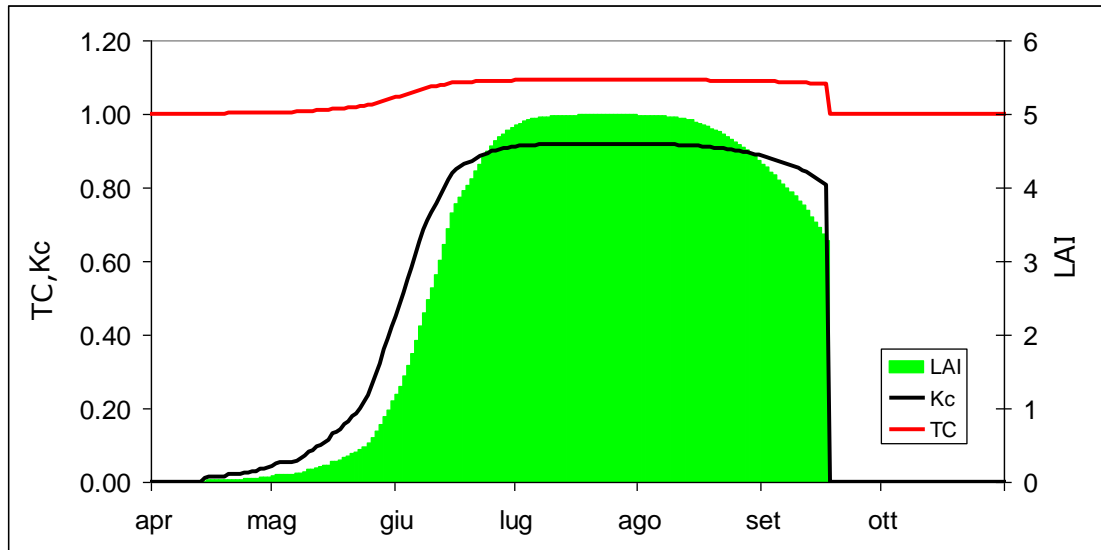


Figura 1-9. Andamento di LAI, K_c e TC per la coltura del mais ($K_{cm} = 3$, $k_e = 0.5$).

Il grafico della Figura 1-10 illustra l'andamento di evaporazione e traspirazione massima al crescere del LAI.

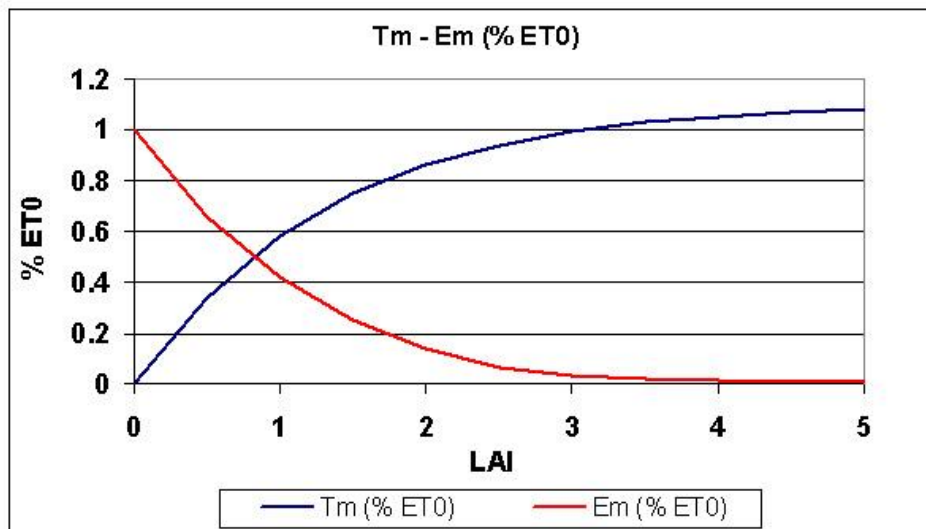


Figura 1-10. Andamento dei valori di Traspirazione massima ed Evaporazione massima, in percentuale di ET_0 , in funzione del LAI, con $k_{cM} = 1.1$

1.7.2 la traspirazione effettiva

La traspirazione effettiva del profilo di suolo è calcolata come somma delle traspirazioni effettive di tutti gli strati radicati, usando le rispettive densità radicali come pesi.

Il calcolo della traspirazione effettiva di i -esimo strato $T_{e,i}$ dipende dalla sua umidità: $T_{e,i}$ viene assunta nulla in caso di suolo saturo, mentre in condizioni di umidità elevate (oltre una soglia attualmente posta per tutte le colture alla metà dell'intervallo tra capacità di

campo e saturazione), ma inferiori alla saturazione, si riduce linearmente la traspirazione massima complessiva T_M , secondo le seguenti espressioni:

$$T_{e,i} = 0 \quad \text{per} \quad \theta_i = \theta_{sat} \quad (1-37)$$

$$T_{e,i} = T_M * DensRad_i * \frac{\theta_{sat} - \theta_i}{\left[\frac{1}{2} * (\theta_{sat} - \theta_{cc}) \right]} \quad \text{per} \quad \theta_i \geq \theta_{sat} - \frac{1}{2}(\theta_{sat} - \theta_{cc}) \quad (1-38)$$

Dove: $T_{e,i}$	traspirazione effettiva dello strato i (Driessen e Konijn, 1992)	[mm/d]
T_M	traspirazione massima, eq. Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.	[mm/d]
θ_{sat} e θ_{cc}	contenuto idrico della zona radicata alla saturazione e alla capacità di campo	[mm]
θ_i	contenuto idrico effettivo dello strato i	[mm]
$DensRad_i$	Densità radicale dello strato i	[m ³ m ⁻³]

Se il contenuto di umidità è inferiore si confrontano i valori massimi di traspirazione e del tasso di assorbimento di acqua delle radici, secondo la trattazione di Driessen e Konijn (1992) riportata in breve di seguito.

La quantità d'acqua che le radici di una pianta possono estrarre dal terreno è determinata dalla differenza di potenziale fra il tessuto radicale e il terreno:

$$MUR = \frac{(PSI_{root} - PSI)}{R_{root}} \quad (1-39)$$

Dove: MUR	tasso di assorbimento massimo delle radici (maximum uptake rate)	[cm/d]
PSI_{root}	potenziale idrico del tessuto radicale	[cm]
PSI	potenziale idrico derivato dalle condizioni di umidità del terreno attraverso la curva di ritenzione idrica	[cm]
R_{root}	Resistenza radicale	[d]

L'acqua assorbita dalla pianta scorre fino alle foglie, da dove è traspirata. Il flusso è originato dalla differenza di potenziale fra i punti di traspirazione (foglie) e di assorbimento (radici) secondo la formula:

$$Te = \frac{(PSI_{leaf} - PSI_{root})}{R_{plant}} \quad (1-40)$$

Dove: Te	tasso di traspirazione effettiva	[cm/d]
PSI_{leaf}	potenziale idrico del tessuto fogliare	[cm]
PSI_{root}	potenziale idrico del tessuto radicale	[cm]
R_{plant}	Resistenza dei tessuti della pianta al flusso di acqua	[d]

Dal momento che l'acqua accumulata nei tessuti della pianta è una piccola frazione dell'acqua assorbita, si può uguagliare il tasso di assorbimento a quello di traspirazione; combinando le equazioni (1-39) e (1-40) si ottiene:

$$MUR = \frac{(PSI_{Leaf} - PSI)}{(R_{plant} + R_{root})} \quad (1-41)$$

PSI_{Leaf} corrisponde al punto di appassimento della coltura, dal momento che se $PSI = PSI_{Leaf}$ si ha $MUR = 0$; la Tabella 1-5 riporta i valori per le colture presenti in Criteria.

R_{root} e R_{plant} rappresentano la resistenza specifica al flusso [cm/d] lungo l'intera distanza di flusso [cm], e vengono calcolate usando le equazioni (1-43) e (1-44) descritte più avanti nel paragrafo.

Tabella 1-5. valori di PSI_{leaf} per coltura.

Coltura (erbacee e orticole)	PSIleaf (cm)	Coltura (prative e arboree)	PSIleaf (cm)
Mais	17000	Medica	13000
Bietola primaverile	12000	Erbaio intercalare	14000
Soia	15000	Prato di Graminacee	11000
Frumento tenero	14000	Incolto	20000
Orzo	14000	Incolto rado	20000
Pomodoro da industria trapiantato	12000	Vite a Spalliera	18000
Sorgo	20000	Pesco (su inerbito)	10000
Girasole	14000	Pero (su inerbito)	15000
Patata	7000	Actinidia (su inerbito)	8000
Cipolla	9000		

Quindi, in condizioni di umidità limitata, la traspirazione effettiva dello strato di suolo $T_{e,i}$ coincide con il valore massimo T_M fintanto che il tasso di assorbimento massimo MUR è maggiore o uguale a T_M , altrimenti è limitata dal valore MUR . Si ha allora:

$$T_{e,i} = T_M * DensRad_i \quad \text{se } MUR \geq T_M \quad \left(\text{per } \theta_i \leq \theta_{sat} - \frac{1}{2}(\theta_{sat} - \theta_{cc}) \right) \quad (1-42)$$

$$T_{e,i} = MUR * DensRad_i \quad \text{se } MUR < T_M$$

Dove: $T_{e,i}$ traspirazione effettiva dello strato i [mm/d]
 $DensRad_i$ Densità radicale dello strato i [m³ m⁻³]

R_{plant} dipende dalla resistenza fisiologica della pianta alla siccità, ed è calcolata in funzione di PSI_{Leaf} usando l'equazione (di derivazione empirica):

$$R_{plant} = 680 + 0.53 * PSI_{Leaf} \quad (1-43)$$

R_{root} è stimata utilizzando la profondità radicale e la conducibilità idraulica "media" del profilo di suolo radicato secondo l'equazione:

$$R_{root} = \frac{10}{(P_{rad}) * K_{medio}} \quad (1-44)$$

Dove: K_{medio} conducibilità idraulica media nel profilo radicato [cm d⁻¹]
 φ potenziale [cm]
 P_{rad} profondità radicale [cm]

Il calcolo di K_{medio} è effettuato con le seguenti espressioni¹:

$$K(\varphi) = K_0 e^{-(\alpha\varphi)} \quad \varphi \leq \varphi_{max} \quad (1-45)$$

$$K(\varphi) = ak\varphi^{-1.4} \quad \varphi > \varphi_{max}$$

Dove: $K(\varphi)$ conducibilità idraulica [cm d⁻¹]
 φ Potenziale [cm]
 φ_{max} soglia di potenziale tabulata per tipo di suolo [cm]
 K_0 conducibilità idraulica alla saturazione [cm d⁻¹]
 α esponente funzione del tipo di suolo [cm⁻¹]
 ak coefficiente funzione del tipo di suolo [cm^{2.4} d⁻¹]

$$K_{medio} = \exp\left(\frac{\sum_i^{NSR} \log k(\varphi_i)}{NSR}\right) \quad (1-46)$$

Dove: $K(\varphi_i)$ conducibilità idraulica dello strato i [cm d⁻¹]
Dove: NSR Numero complessivo degli strati di calcolo radicati [-]

La traspirazione effettiva di tutto il profilo radicato è calcolata quindi come:

$$T_E = \sum_i^{NSR} T_{e,i} \quad (1-47)$$

La conducibilità idraulica dipende fortemente dalla tessitura del suolo e dal potenziale (Figura 1-11); si nota come per valori di umidità fra saturazione a capacità di campo i suoli sabbiosi siano più permeabili, mentre al crescere del potenziale i suoli argillosi hanno valori di K maggiori. Nelle Figura 1-12 e Figura 1-13 si presentano i valori di R_{root} e MUR in funzione del potenziale idrico per alcuni tipi di suolo. Infine nelle Figura 1-14 e Figura 1-15 sono rappresentate le curve del coefficiente MUR in un suolo franco per tutte le colture presenti in Criteria.

¹ H. van Keulen, J.Wolf, 1986. Modelling of agricultural production: weather, soils and crops. Pp 84

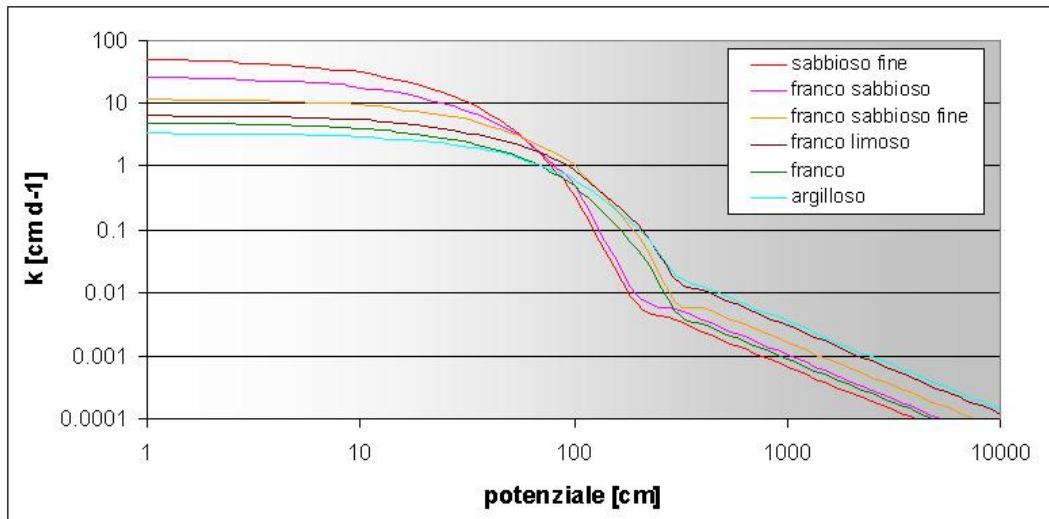


Figura 1-11. Conducibilità idraulica (K , cm d^{-1}) per suoli a tessitura uniforme.

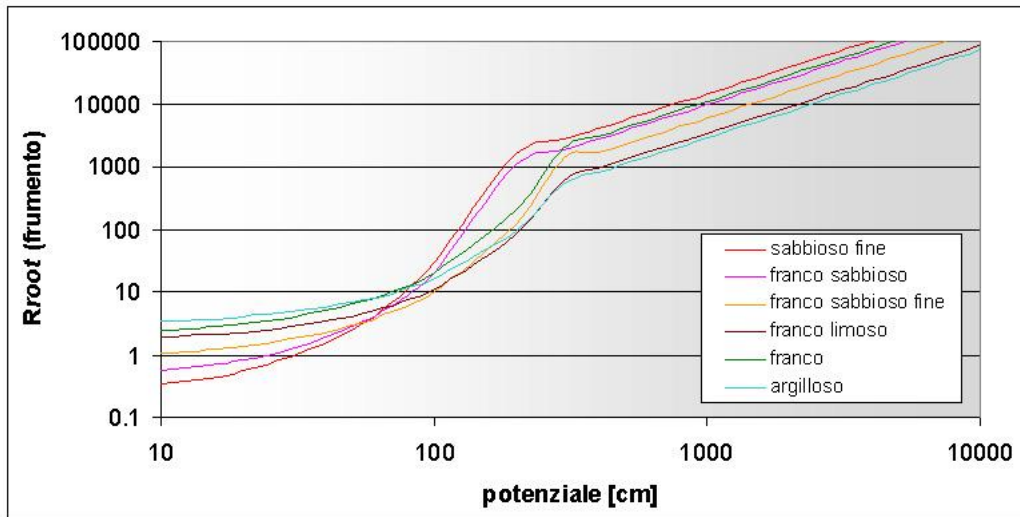


Figura 1-12. Valori della variabile R_{root} in funzione del potenziale suoli uniformi coltivati a frumento.

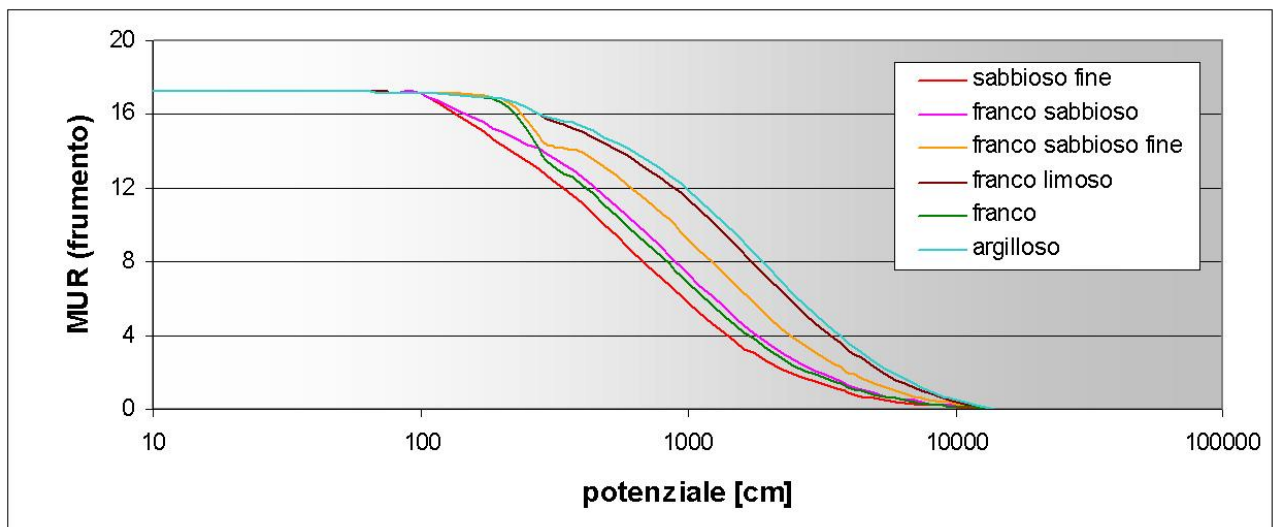


Figura 1-13. Livelli di MUR (maximum uptake rate) espresso in mm per un profilo di suolo uniforme di 1 m, sotto coltura di frumento.

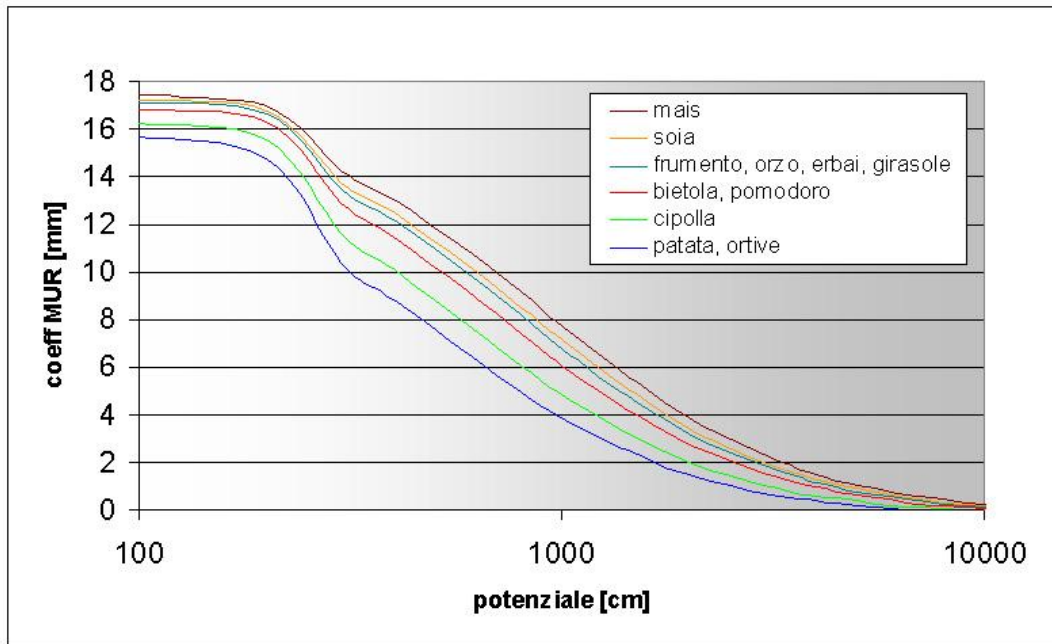


Figura 1-14. Livelli di MUR (maximum uptake rate) per le colture erbacee e orticole presenti in Criteria, calcolato in un profilo di suolo franco uniforme di 1 m.

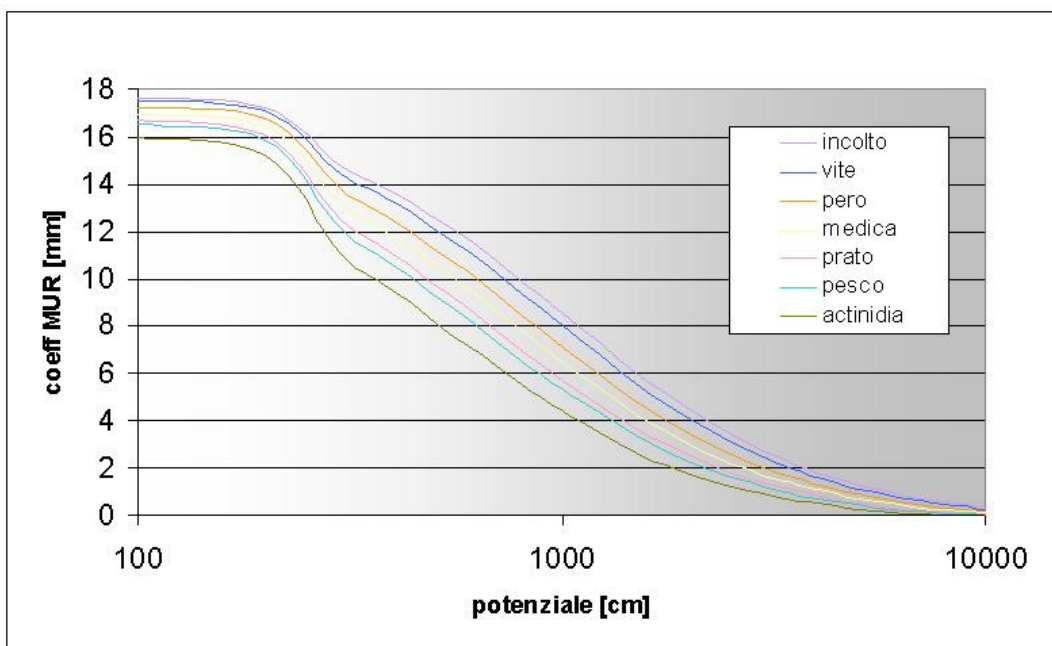


Figura 1-15. Livelli di MUR (maximum uptake rate) per le colture arboree e prative presenti in Criteria, calcolato in un profilo di suolo franco uniforme di 1 m.

1.7.3 L'evaporazione effettiva

L'evaporazione effettiva è determinata in modo seguente:

- in presenza di una pozzanghera sufficientemente alta per soddisfare la domanda di evaporazione massima (E_M), l'evaporazione effettiva (E_E) è uguale alla massima;

- in presenza di una pozzanghera di altezza non sufficiente per soddisfare la domanda di evaporazione massima (E_M), la rimanente quota di evaporazione (E_M -altezza pozzanghera) sarà determinata dal contenuto idrico dei primi 20 cm del terreno ($E_E \leq E_M$);
- in assenza di una pozzanghera, l'evaporazione effettiva sarà determinata dal contenuto idrico dei primi 20 cm del terreno ($E_E \leq E_M$).

L'evaporazione in uno strato avviene solo se l'umidità è superiore a un certo valore di soglia, calcolato con la seguente espressione.

$$SogliaEvapStrato = U_{cc} - CoeffRidEvap * (U_{cc} - U_{ui}) \quad (1-48)$$

Dove: <i>SogliaEvapStrato</i>	soglia per evaporazione per strato	[mm]
U_{cc}	livello di capacità di campo dello strato	[mm]
U_{ui}	livello di umidità igroscopica dello strato	[mm]
<i>CoeffRidEvap</i>	coefficiente di riduzione dell'evaporazione, calcolato secondo l'equazione (1-49)	[-]

Nella Figura 1-16 è presentata per ogni tipo di suolo la quantità di acqua minima che deve essere presente nel suolo per poter avere evaporazione.

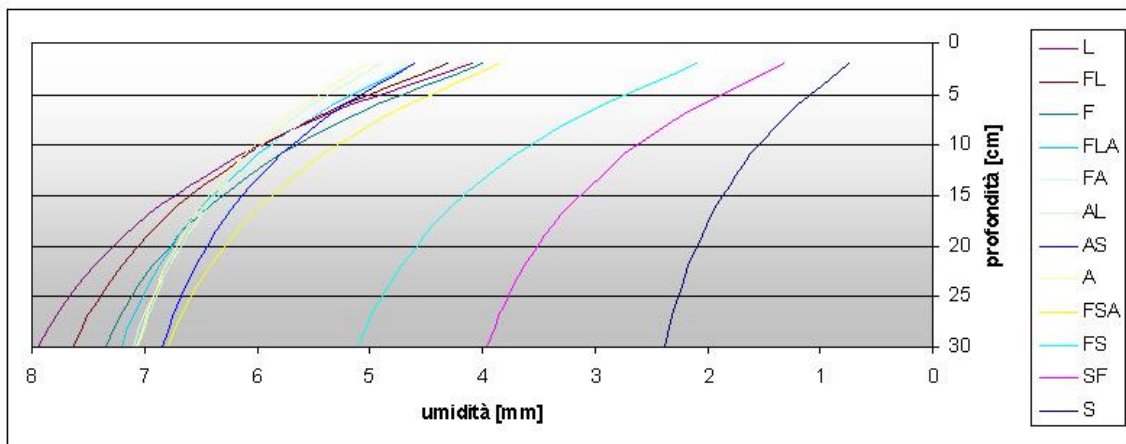


Figura 1-16. Soglia di evaporazione nei primi 30 cm del profilo per tutte le classi tessiturali.

La soglia massima di evaporazione diminuisce con la profondità in modo esponenziale decrescente secondo l'espressione seguente:

$$coeffRidEvap = e^{-2 \cdot (prof / profmax)} \quad (1-49)$$

Dove: <i>CoeffRidEvap</i>	coefficiente di riduzione dell'evaporazione	[mm]
<i>prof</i>	profondità a metà dello strato	[m]
<i>profmax</i>	profondità massima dello strato	[m]

La Figura 1-17 mostra la diminuzione dell'evaporazione con la profondità.

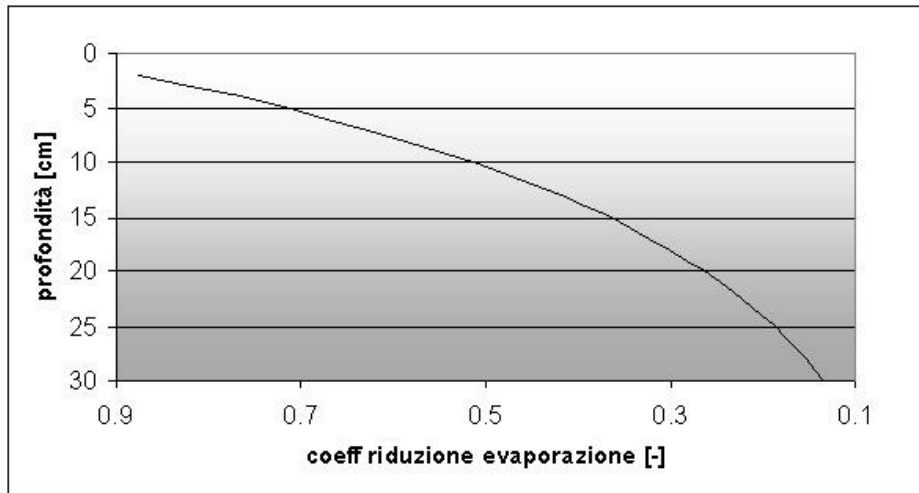


Figura 1-17. riduzione dell'evaporazione nei primi 30 cm del profilo per tutte le classi tessiturali.

1.8 Controllo del bilancio idrico

Una volta calcolate tutte le componenti del bilancio CRITERIA calcola il contenuto idrico complessivo del profilo di suolo come somma dell'umidità di tutti gli strati. Questo valore viene poi confrontato con il contenuto idrico del giorno precedente, a cui vengono aggiunti gli apporti e le perdite d'acqua avvenuti nel corso del giorno attuale. Lo scostamento fra i due termini segnala l'errore contenuto nei calcoli di bilancio idrico effettuati da CRITERIA. Il controllo del bilancio è quindi:

$$Bilancio = Profilo_{oggi} - (Profilo_{ieri} - Prec.GG + Dren.GG + Rusc.supGG + Rusc.ipso.GG + ErGG + TrGG - Irri.GG - Ris.CapGG) \quad (1-50)$$

Dove: <i>Bilancio</i>	Errore nel calcolo di bilancio idrico	[mm]
<i>Profilo_{oggi}</i>	contenuto idrico totale del profilo nel giorno attuale	[mm]
<i>Profilo_{ieri}</i>	contenuto idrico totale del profilo nel giorno precedente	[mm]
<i>Prec.GG</i>	Precipitazione giornaliera	[mm]
<i>Dren.GG</i>	Drenaggio profondo giornaliero	[mm]
<i>Rusc.supGG</i>	Ruscellamento superficiale giornaliero	[mm]
<i>Rusc.ipso.GG</i>	Ruscellamento ipodermico giornaliero	[mm]
<i>ErGG</i>	Evaporazione reale giornaliera	[mm]
<i>TrGG</i>	Traspirazione reale giornaliera	[mm]
<i>Irri.GG</i>	Irrigazione giornaliera	[mm]
<i>Ris.CapGG</i>	Risalita capillare giornaliera	[mm]

Se l'errore risulta troppo elevato rispetto al valore massimo tollerato il modello segnala tale problema nel file log. Ciò si può verificare con il modello numerico in caso di piogge molto intense.

2 Le pedofunzioni e le curve tensiometriche

Come illustrato nel capitolo sul bilancio idrico, lo studio dell'infiltrazione richiede di caratterizzare ogni orizzonte del suolo tramite la sua curva di ritenzione idrica (o curva tensiometrica), che individua la relazione potenziale-umidità e quindi la capacità del suolo di assorbire o rilasciare acqua in funzione del contenuto idrico. Attualmente nel modello CRITERIA sono utilizzate la curva tensiometrica di Campbell e quella di Van Genuchten, Le formule e le pedofunzioni ad esse collegate nel modello sono illustrate nei capitoli seguenti.

Nella Tabella 2-1 sono definiti alcuni punti di particolare importanza della curva di ritenzione, inoltre sono elencate alcune definizioni importanti riguardante le caratteristiche idrologiche del suolo.

Tabella 2-1

Nome grandezza	Descrizione
CONTENUTO IDRICO	esprime la quantità di acqua presente nel suolo. Può essere espresso come rapporto tra il volume di acqua contenuto nel campione e il volume di suolo del campione [$\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$], o come il rapporto tra il peso dell'acqua contenuta nel campione e il peso dello stesso campione asciutto [g g^{-1}].
POTENZIALE IDRICO	esprime la forza con cui l'acqua viene trattenuta nel suolo. Per ogni tipo di suolo esiste una relazione univoca tra il contenuto idrico del suolo e il suo potenziale, espressa dalla curva di ritenzione. Si ha potenziale zero teorico su una superficie libera di acqua distillata; nella pratica si assume potenziale uguale a zero quello di un terreno completamente saturo di acqua.
CURVA DI RITENZIONE	descrive l'andamento del potenziale idrico in rapporto alla percentuale di acqua. È comunemente utilizzata per determinare il contenuto idrico in corrispondenza della capacità di campo e del punto di appassimento.
SATURAZIONE, SAT	indica la massima quantità di acqua che il terreno può contenere. Anche chiamata capacità idrica massima.
CAPACITÀ DI CAMPO, CC	esprime il contenuto di umidità nel suolo corrispondente al limite superiore di drenaggio; in altre parole CC indica il contenuto idrico che il suolo è in grado di trattenere; oltre tale valore l'acqua è considerata libera e si infiltrerà verso gli orizzonti di suolo inferiori. Corrisponde approssimativamente a un potenziale matriciale di -30 kPa (-0,3 bar) nella maggioranza dei suoli ed a -10 kPa (-0,1 bar) in suoli sabbiosi, corrispondente a un pF pari a 1.
PUNTO DI APPASSIMENTO, PA	un terreno è al punto di appassimento quando la maggior parte delle piante non è più in grado di estrarne l'acqua contenuta. Solitamente per le colture erbacee si definisce al punto di appassimento un terreno con potenziale matriciale di -1500 kPa (-15 bar). o di pF di 4.2. Corrisponde approssimativamente al limite inferiore dell' acqua disponibile. In CRITERIA PA è stato fissato al valore di 1600 KPa
ACQUA DISPONIBILE, AD	corrisponde alla differenza tra capacità di campo e punto di appassimento permanente AD = (CC - PA).

SAT, CC, PA e AD possono essere espressi in peso (grammi di acqua/grammi di suolo [g g^{-1}], chilogrammi di acqua per metro cubo di suolo [kg m^{-3}]) o in volume (volume di acqua/volume di suolo [$\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$], oppure millimetri di acqua/metro di suolo [mm m^{-1}]).

Nella Figura 2-1 sono rappresentati i diversi livelli di contenuto idrico del terreno con i rispettivi tipi di acqua e i limiti di disponibilità per la coltura.

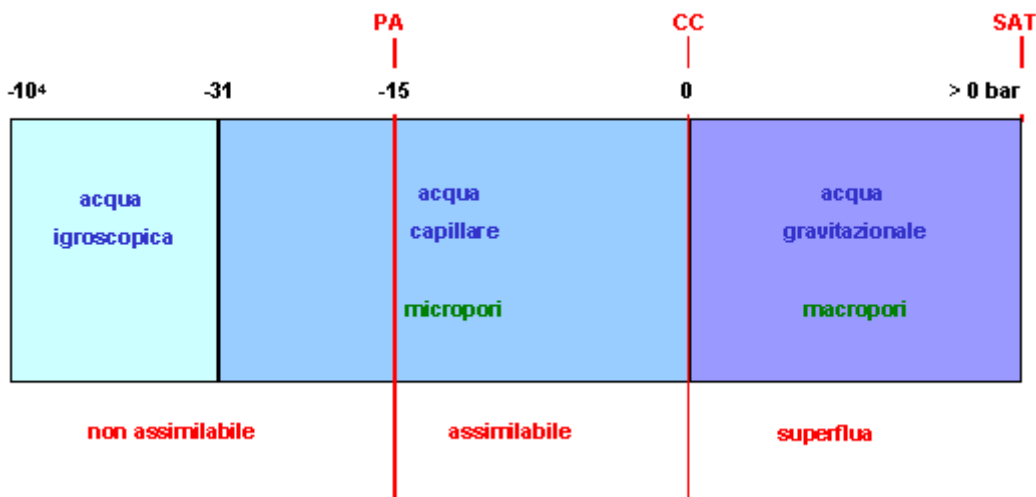


Figura 2-1. Livelli caratteristici della curva tensiometrica con rispettivi tipi d'acqua e livelli di disponibilità per la coltura

Va osservato che i concetti di capacità di campo, punto di appassimento permanente e acqua disponibile sono poco rigorosi con riferimento alla complessa dinamica del sistema suolo-pianta-atmosfera; tali concetti comunque costituiscono un utile riferimento per una descrizione schematica e semplificata dei vari processi.

La disponibilità relativa dell'acqua dipende fondamentalmente dalla tessitura del terreno. I terreni sabbiosi sono ricchi di macropori e quindi buona parte del contenuto idrico è costituito da acqua gravitazionale, superflua dal punto di vista delle colture in quanto soggetta a rapida percolazione verso gli orizzonti più profondi. All'estremo opposto i terreni argillosi sono ricchi di micropori e quindi buona parte del contenuto idrico è costituito da acqua trattenuta dai legami col terreno a tensioni a -15 bar e quindi non assimilabile dai vegetali.

Di seguito si riportano alcuni fattori di conversione fra le unità di misura normalmente usate per indicare la tensione:

$$\begin{aligned}
 1 \text{ mbar} &= 1 \text{ hPa} &= 1 \text{ cm} \\
 1 \text{ bar} &= 100 \text{ kPa} &= 0.987 \text{ atm}
 \end{aligned}$$

2.1 La curva tensiometrica e la pedofunzione di Campbell

Campbell (1974) propone una formula per descrivere il rapporto umidità-tensione divisa in due equazioni:

$$\begin{aligned}
 \psi = a \left(\frac{\theta}{\theta_{sat}} \right)^{-b} & \quad \text{oppure l'inversa:} & \quad \theta = \theta_{sat} \left(\frac{\psi}{a} \right)^{(-1/b)} & \quad \text{per } \psi < a \\
 \text{mentre vale:} & & \quad \theta = \theta_{sat} & \quad \text{per } \psi \geq a
 \end{aligned} \tag{2-1}$$

Dove: θ e θ_{sat} contenuti idrici alla tensione ψ e alla saturazione [m³m⁻³]
 ψ tensione matriciale [kPa]

<i>a</i>	valore di tensione di entrata dell'aria	[kPa]
<i>b</i>	coefficiente empirico	[-]

Se nel database del suolo è presente un valore sperimentale di contenuto idrico alla saturazione si utilizza questo, altrimenti θ_{sat} è calcolato in funzione della massa volumica apparente e del contenuto di sostanza organica con la formula seguente (Driessen, Konijn 1992):

$$\theta_{sat} = 1 - \frac{MVA}{2.6} \quad \text{se } SO = 0 \quad (2-2)$$

$$\theta_{sat} = 1 - \frac{MVA}{\left(\frac{1}{0.38 + 0.57 * (SO/100)} \right)} \quad \text{se } SO > 0 \quad (2-3)$$

Dove: θ_{sat}	contenuto idrico alla saturazione	[m ³ m ⁻³]
<i>MVA</i>	massa volumica apparente, tabulato nel database dei suoli	[t m ⁻³]
<i>So</i>	Contenuto di sostanza organica	[m ³ m ⁻³]

Se nel database non è presente un valore sperimentale di *MVA* per il suolo in esame, si fa riferimento al valore tipico per la classe tessiturale contenuto nelle impostazioni di CRITERIA.

Nella stima del contenuto idrico alla saturazione deve essere posta una certa attenzione: Il dato sperimentale di *MVA* che si utilizza deve essere sufficientemente affidabile, altrimenti si possono ottenere valori di θ_{sat} non corrispondenti alla realtà; per ovviare a tale problema il θ_{sat} risultante dalle equazioni (2-2) e (2-3) è confrontato con il valore di riferimento della classe tessiturale dell'orizzonte di suolo in esame (contenuto nelle impostazioni di CRITERIA); se lo scostamento è troppo elevato (maggiore del 33%) si utilizza una media dei due valori.

Come risulta dall'equazione (2-1), nella curva di Campbell l'umidità del terreno dal valore *a* alla saturazione è considerata costante e pari al contenuto idrico alla saturazione stessa. In Figura 2-2 viene riportato un esempio di andamento della curva con valori bassi di potenziale matriciale. Viene così messa in evidenza la discontinuità dovuta all'ipotesi che l'umidità non vari dal valore di potenziale 0 al valore di entrata dell'acqua nel suolo.

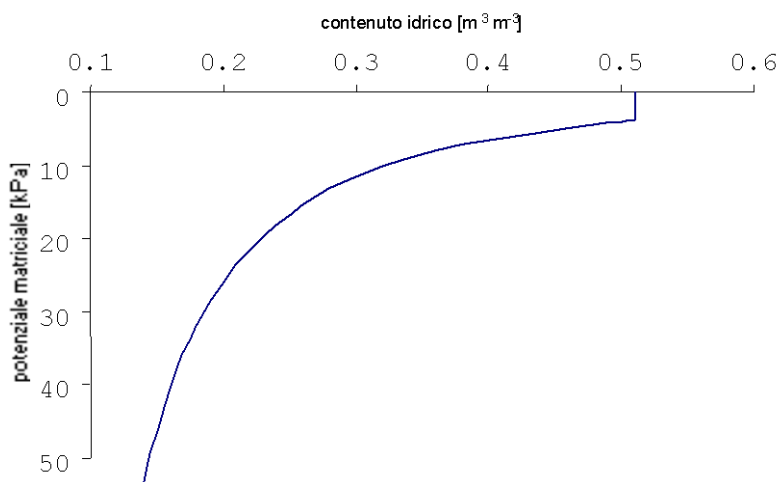


Figura 2-2. Esempio di andamento dell'equazione di Campbell in prossimità della saturazione.

2.1.1 pedofunzioni usate nella stima dei parametri

Per stimare i parametri a e b della curva tensiometrica, Shiozawa e Campbell (1985) presentano delle relazioni di dipendenza tra parametri fisici granulometrici e il diametro medio geometrico (dg) e la sua deviazione standard (σg).

Le stime dei parametri sono date da:

$$a = \frac{-5}{\sqrt{dg}} \quad \text{e} \quad b = \frac{10}{\sqrt{dg}} + 0.2\sigma g \quad (2-4)$$

Dove: a	valore di tensione di entrata dell'aria (parametro della curva funzionale di Campbell)	[kPa]
B	coefficiente empirico (parametro della curva funzionale di Campbell)	[-]
Dg	diámetro medio geometrico	[μm]
σg	deviazione standard di dg	[μm]

dg e σg , entrambi espressi in μm , possono essere stimati (Shiozawa *et al.*, 1991) da:

$$dg = e^{(5.756 - 3.454L_{\text{limo}} - 7.712A_{\text{argilla}})} \quad (2-5)$$

$$\sigma g = e^{\sqrt{33.14 - 27 - 84L_{\text{limo}} - 29.31A_{\text{argilla}} - (\ln dg)^2}}$$

Dove: dg	diámetro medio geometrico	[μm]
σg	deviazione standard di dg	[μm]
L_{limo} e A_{argilla}	frazioni di limo e argilla del terreno in esame	[%]

I dati richiesti per l'utilizzo della pedofunzione e la curva tensiometrica di Campbell sono unicamente tre: la densità apparente per la stima del contenuto idrico alla saturazione, e i contenuti di limo e argilla dell'orizzonte per la stima dei parametri a e b . Per questo motivo tali funzioni sono molto utilizzate nelle applicazioni geografiche dove spesso la disponibilità dei dati pedologici è limitata. Va ricordato tuttavia che la pedofunzione non tiene conto del contenuto di sostanza organica, fattore che influenza in modo importante le caratteristiche idrologiche del suolo.

Se per l'orizzonte di suolo sono disponibili dati sperimentali di potenziale - umidità, i parametri della curva tensiometrica vengono calibrati in funzione di tali dati attraverso una procedura di fitting.

2.2 La curva tensiometrica di van Genuchten

La discontinuità dell'equazione proposta da Campbell pone problemi numerici nell'applicazione di modelli matematici che presentino soluzioni numeriche dell'equazione di Richards. Senza addentrarci nel merito specifico della questione, ricordiamo che questo tipo di problemi numerici ha indotto molti scienziati a proporre equazioni alternative. Tra essi maggior fortuna ha avuto la proposta di van Genuchten che probabilmente è la maggiormente utilizzata nel mondo scientifico. L'equazione da lui proposta (van Genuchten, 1980) ha la seguente forma:

$$\frac{\theta - \theta_{res}}{\theta_{sat} - \theta_{res}} = \left[\frac{1}{1 + (\alpha|h|)^n} \right]^m \quad (2-6)$$

Dove: θ , θ_{res} e θ_{sat} contenuto idrico alla tensione h , residua e alla saturazione [m³m⁻³]
 α , m e n parametri empirici con $\alpha > 0$, $n > 1$, $0 < m < 1$ e $m = 1 - 1/n$; [-]
 h potenziale matriciale con $|h| \geq 0$ [cm]

La parte sinistra dell'equazione può essere riassunta nel termine θ_E per rendere più facile l'esplicitazione del termine del potenziale matriciale. L'equazione pertanto può essere presentata anche nella forma seguente:

$$h = \frac{(\theta_E^{-1/m} - 1)^{1/n}}{\alpha} \quad \text{dove} \quad \theta_E = \left(\frac{\theta - \theta_{res}}{\theta_{sat} - \theta_{res}} \right)^m \quad (2-7)$$

I parametri da stimare nelle equazioni (2-6) e (2-2) sono in tutto 4: α , n e θ_{sat} , e θ_{res} (il parametro m dipende da n). Se per l'orizzonte di suolo sono disponibili dati sperimentali di potenziale-umidità, i parametri della curva tensiometrica vengono calibrati in funzione di tali dati attraverso una procedura di fitting. Altrimenti i loro valori vengono letti nelle impostazioni generali di CRITERIA (riportata in Tabella 2-2), dove sono tabulati in base alla classe tessiturale.

Tabella 2-2: parametri caratteristici delle classi tessiturali USDA.

texture	Alfa	N	Thetar	Thetas	Ksat	L
sand	0.7	1.7	0.02	0.38	472	0.5
loamy sand	0.5	1.5	0.03	0.39	65	0.5
sandy loam	0.4	1.4	0.05	0.4	44	-0.4
silt loam	0.14	1.2	0.05	0.44	8	-0.6
loam	0.18	1.21	0.05	0.42	14.5	-1.2
silt	0.07	1.24	0.04	0.44	4	0.2
sandy clay loam	0.23	1.22	0.06	0.41	11	-1.5
silty clay loam	0.14	1.19	0.07	0.46	4	0.2
clay loam	0.19	1.18	0.07	0.45	6.5	-2.2
sandy clay	0.22	1.18	0.08	0.44	5	-2.2
silty clay	0.18	1.16	0.07	0.5	4	-2.3
clay	0.17	1.16	0.08	0.5	4	-2.4

Oltre ai parametri di Van Genuchten nella Tabella 2-2 sono presenti anche:

- Ksat [cm/d]: conducibilità idraulica a saturazione

- L [-]: parametro di tortuosità della curva di conducibilità Mualem - van Genuchten

I valori della tabella sono stati prodotti a partire dai dati presentati in una serie di lavori sull'argomento (Wösten, Lilly, Nemes, Le Bas, 1998; Simota, Mayr, 1996; Carsel, Parrish, 1988; Schaap, Leji, van Geuchten, 2001).

3 La coltura: simulazione dell'accrescimento

Lo sviluppo della coltura in CRITERIA può essere simulato mediante due modelli:

- un modello standard, basato sulla somma gradi giorno;
- il modello di crescita WOFOST.

Per il modello standard sono stati implementati cinque classi di coltura: erbacea, orticola, arborea (inerbita o no), prative e incolto. Nella Tabella 3-1 sono presentate tutte le colture presenti in database.

Tabella 3-1. Le colture implementate nel modello standard di CRITERIA

classe	colture
Colture erbacee	mais, bietola primaverile, soia, frumento tenero, orzo, girasole, pomodoro
Colture arboree	vite a spalliera, pesco, pero, actinidia (kiwi)
Colture orticole	patata, cipolla
Colture prative e incolto	medica, prato di graminacee, incolto, incolto rado

Il modello di crescita WOFOST consente al momento di simulare le colture di mais e frumento.

3.1 Il modello standard in CRITERIA

Nel modello standard, le colture sono considerate come elementi fittizi che interagiscono nel bilancio idrico del sistema. Non viene fatta alcuna stima di accumulo di biomassa. Le variabili di interesse sono pertanto lo sviluppo dell'apparato fogliare (espresso con il parametro LAI, *Leaf Area Index*) per la parte epigea e lo sviluppo, inteso come velocità di crescita e distribuzione nello spazio, dell'apparato radicale. La somma gradi giorno è il fattore che determina lo sviluppo della coltura. La riduzione dello sviluppo provocata da stress idrico o mancanza di nutrienti non viene considerata nel modello standard.

3.1.1 La somma gradi giorno

La funzione standard per il calcolo della somma gradi giorno è seguente:

$$SommaGG = \frac{(T_{min} + T_{max})}{2} - Soglia \quad (3-1)$$

Dove: *SommaGG* somma gradi giorno [°C d]
T_{min} e *T_{max}* temperature minime e massime giornaliere [°C]
Soglia valore minimo della temperatura, dipendente della coltura che deve essere superato per iniziare lo sviluppo delle radici e le foglie [°C]

Per le colture arboree e prative e per l'incoltito il calcolo della somma gradi giorno inizia il primo gennaio e viene azzerato il 31 dicembre di ogni anno. Per le colture erbacee e orticole invece si inizia il calcolo a partire dalla data di semina della coltura.

Finché il risultato della funzione è negativo (non è stata raggiunta la soglia), il calcolo del LAI e delle radici non viene avviato. Viene effettuato un ulteriore controllo sul valore della temperatura massima giornaliera (T_{max}) per evitare "scatti" di crescita inverosimili nelle giornate molto calde. In tal caso, T_{max} è sostituito da un valore di soglia dipendente della coltura.

3.1.2 Lo sviluppo della parte epigea

Nel modello colturale standard di CRITERIA lo sviluppo del LAI è approssimato supponendo 4 fasi fenologiche (5 per le colture erbacee), ciascuna con un proprio ritmo di crescita:

- fase di emergenza: presente solo nelle colture erbacee
- fase 1: crescita esponenziale del LAI
- fase 2: crescita lineare del LAI
- fase 3: velocità di crescita decrescente del LAI
- fase 4: riduzione del LAI

La durata di ciascuna fase varia da coltura a coltura. Per le colture erbacee, orticole e arboree al termine della fase 4 si ha la raccolta.

Nel codice del modello, la funzione di calcolo del LAI è divisa in due fasi: la fase di crescita fino al raggiungimento del LAI massimo (che comprende la prime tre fasi), e la fase del decremento fino alla raccolta o alla fine della caduta delle foglie.

L'andamento dal LAI nelle fasi di crescita è calcolato in modo seguente:

$$LAI = \frac{LAI_{MAX} - LAI_{MIN}}{1 + e^{(a_{LAI} + b_{LAI} * SommaGG)}} + LAI_{MIN} \quad (3-2)$$

Dove: LAI	Indice di area fogliare (<i>Leaf Area Index</i>) durante la fase di crescita esponenziale	[-]
LAI_{MAX}	valore massimo del LAI per la coltura	[-]
LAI_{MIN}	valore minimo del LAI per la coltura	[-]
a_{LAI} e b_{LAI}	coefficienti della regressione lineare $\log LAI - sommaGG$ (tabulati per coltura)	[-]
$SommaGG$	somma gradi giorno, calcolata con l'eq. (3-1).	[°C d]

Per le colture prative è inserita la procedura dello sfalcio: ogni volta si raggiunge un valore predefinito della somma gradi giorno (corrispondente al valore massimo del LAI), la variabile $SommaGG$ è azzerata e il LAI riportato al valore minimo.

Per le colture arboree inerbite al LAI calcolato per la coltura viene sommato il LAI della copertura erbosa (LAI_{grass}).

La fase del decremento del LAI è gestita in modo diverso a seconda del tipo di coltura:

- colture **erbacee** e **orticole**:

Per le colture erbacee e orticole, durante la fase del decremento il LAI è calcolato nel modo seguente:

$$LAI = \frac{LAI_{MAX} - LAI_{MIN}}{1 + \left(\frac{10 * (SommaGG - Sfase3)}{fase4 * C4_{LAI}} \right)^{N4_{LAI}}} + LAI_{MIN} \quad (3-3)$$

Dove: LAI	Indice di area fogliare (<i>Leaf Area Index</i>)	[-]
LAI _{MAX}	valore massimo del LAI per la coltura	[-]
LAI _{MIN}	valore minimo del LAI per la coltura	[-]
Sfase3	somma gradi giorno delle prime tre fasi fenologiche	[°C d]
fase4	somma gradi giorno fra la fase 3 e la fase 4	
N4 _{LAI} e C4 _{LAI}	coefficienti specifici per coltura	[-]
SommaGG	somma gradi giorno calcolata con l'eq. (3-1)	[°C d]

Quando la somma gradi giorno supera la fase 4, che per queste colture corrisponde alla raccolta, il LAI delle colture erbacee e orticole è posto pari a LAI_{MIN}.

- colture **arboree**:

Per le colture arboree, una volta superata la fase 4 il LAI si riduce esponenzialmente, raggiungendo il valore minimo di LAI il 15 novembre.

- colture **prative**:

Per le colture prative non sono considerate le fasi fenologiche, il LAI segue un andamento crescente ripetuto dopo ogni sfalcio. A partire dal primo novembre di ogni anno inizia il decremento lineare fino al raggiungere il valore minimo del LAI nell'ultimo giorno dell'anno.

- **incolto**:

Per l'incolto non sono considerate le fasi fenologiche, il LAI, una volta raggiunto il suo valore massimo rimane stabile fino al primo novembre di ogni anno quando inizia, analogamente alle colture prative e arboree, il decremento esponenziale fino al raggiungere il valore minimo del LAI nell'ultimo giorno dell'anno.

3.1.3 Lo sviluppo della parte ipogea

Lo sviluppo radicale è simulato per le colture annuali (erbacee e orticole) secondo una delle funzioni di accrescimento presenti in CRITERIA (logaritmica, lineare, asintotica, e esponenziale), fino a un valore di massimo approfondimento tipico della coltura. La densità radicale è calcolata giornalmente in ogni strato del terreno interessato dalle radici, secondo uno dei profili di densità radicale presenti in CRITERIA (cilindrico, ellissoide, ovoidale e cardioide).

Per l'incolto e le colture arboree e prative, la profondità radicale è sempre uguale alla profondità radicale massima. Una volta definita la forma dell'apparato radicale la densità radicale in ogni strato del terreno rimane sempre uguale. Fa eccezione la coltura di erba medica al primo anno, che è gestita come coltura erbacea per simulare lo sviluppo della profondità radicale.

3.1.3.1 calcolo dei parametri della funzione di crescita

Anzitutto viene calcolato il fattore di deformazione dell'apparato radicale, dipendente dalla funzione di accrescimento tipica della coltura; con un accrescimento logistico il parametro si calcola come:

$$FatDef = \frac{\log_{MAX} - \log_{MIN}}{PRad_{MAX} - PRad_{INI}} \quad (3-4)$$

dove: $\log_{MAX} = \frac{PRad_{MAX}}{1 + \exp(-b - k * ciclo)}$ $\log_{MIN} = \frac{PRad_{MAX}}{1 + \exp(-b)}$ (3-5), (3-6)

$$k = \frac{ini_{\log} - fin_{\log}}{G_{F1} - ciclo} \quad b = -(fin_{\log} + k * ciclo) \quad (3-7), (3-8)$$

$$ini_{\log} = \log(1/(ini - 1)) \quad fin_{\log} = \log(1/(fin - 1)) \quad (3-9), (3-10)$$

Dove: <i>FatDef</i>	Fattore di deformazione dell'apparato radicale	[-]
<i>Ini</i>	Profondità frazionaria alla fine della fase di accrescimento lento	[m]
<i>fin</i>	Profondità frazionaria alla fine del ciclo di accrescimento	[m]
<i>PRad_{MAX}</i>	Profondità radicale massima	[m]
<i>Prad_{INI}</i>	Profondità radicale iniziale	[m]
<i>ciclo</i>	durata del ciclo di accrescimento delle radici	[d]
<i>G_{F1}</i>	durata della prima fase di accrescimento lento	[d]

In caso di accrescimento asintotico o esponenziale il fattore di deformazione si calcola come:

$$FatDef = \frac{PRad_{MAX} - PRad_{INI}}{1 - \exp(ciclo / G_{75})} \quad \text{accrescimento asintotico} \quad (3-11)$$

$$fatDef = \frac{PRad_{MAX} - PRad_{INI}}{\exp(-1/k_2 * ciclo) - 1} \quad \text{accrescimento esponenziale} \quad (3-12)$$

$$K_2 = ciclo - G_{F1} \quad (3-13)$$

Dove: <i>FatDef</i>	Fattore di deformazione dell'apparato radicale	[-]
<i>PRad_{MAX}</i>	Profondità radicale massima	[m]
<i>Prad_{INI}</i>	Profondità radicale iniziale	[m]
<i>ciclo</i>	durata del ciclo di accrescimento delle radici	[d]
<i>G_{F1}</i>	durata della prima fase di accrescimento lento	[d]
<i>G₇₅</i>	Numero di giorni per arrivare al 75% della profondità radicale massima	[d]
<i>K₂</i>	durata della seconda fase di accrescimento	[d]

In caso di accrescimento lineare il fattore di deformazione non è utilizzato.

3.1.3.2 calcolo della profondità radicale

Nelle colture annuali la profondità raggiunta giorno per giorno dall'apparato radicale è valutata in funzione della somma gradi giorno; a seconda della funzione di accrescimento della coltura la profondità radicale si calcola come:

$$PRad = PRad_{INI} + \frac{1}{FatDef * \left(\frac{PRad_{MAX}}{1 + \exp(-b - k * sGG)} \right) - \log_{min}} \quad \text{accrescimento logistico} \quad (3-14)$$

$$PRad = PRad_{INI} + \frac{PRad_{MAX} - PRad_{INI} * sGG}{ciclo} \quad \text{accrescimento lineare} \quad (3-15)$$

$$PRad = PRad_{INI} + FatDef * (1 - \exp(-sGG / G_{75})) \quad \text{accrescimento asintotico} \quad (3-16)$$

$$PRad = PRad_{INI} + FatDef * (\exp(1/k_2 * sGG) - 1) \quad \text{accrescimento esponenziale} \quad (3-17)$$

Dove: <i>Prad</i>	Profondità radicale alla data considerata	
<i>PRad_{MAX}</i>	Profondità radicale massima	[m]
<i>Prad_{INI}</i>	Profondità radicale iniziale	[m]
<i>FatDef</i>	Fattore di deformazione dell'apparato radicale	[-]
<i>b</i>	Fattore di accrescimento, calcolato con l'equazione (3-7), (3-8)	[-]
<i>k</i>	Fattore di accrescimento, calcolato con l'equazione (3-7), (3-8)	[-]
<i>Log_{min}</i>	Fattore di accrescimento, calcolato con l'equazione (3-5), (3-6)	[-]
<i>sGG</i>	Somma gradi giorno alla data considerata	[°C d]
<i>ciclo</i>	durata del ciclo di accrescimento delle radici	[d]
<i>K₂</i>	durata della seconda fase di accrescimento	[d]
<i>G₇₅</i>	Numero di giorni per arrivare al 75% della profondità radicale massima	[d]

Come già detto, per l'incolto e le colture arboree e prative la profondità radicale è sempre uguale alla profondità radicale massima.

3.1.3.3 calcolo della densità radicale

In CRITERIA la densità radicale è calcolata usando una forma geometrica di base (cilindrica o sferica), su cui si applica una deformazione che riproduce la configurazione reale dell'apparato radicale della coltura.

Nei calcoli del modello la densità radicale è espressa come frazione della densità totale in modo che la somma delle densità di tutti gli strati sia pari a uno. Considerando la proiezione su un piano del solido tridimensionale formato dall'apparato, il modello assume inizialmente che le radici siano distribuite uniformemente in un rettangolo (per la forma cilindrica), o in un cerchio (per la forma sferica) il cui centro si trova a metà della profondità radicale ed il cui raggio ha lo stesso valore. L'area individuata è suddivisa in parti di ugual spessore parallele alla superficie ed in numero pari a quello degli strati; la densità si ottiene quindi con il rapporto tra la superficie della parte e quella totale. A seconda della

coltura, alla densità iniziale così ottenuta si applica una delle deformazioni presenti nel modello: ellissoide, ovoide e cardioide.

La deformazione a ellisse della struttura sferica di base avviene applicando coefficienti di deformazione crescenti linearmente dal primo strato ($i = 1$) a quello centrale ($i = n$) che ha la deformazione massima fornita dall'utente. Quindi la densità modificata del i -esimo strato è data da:

$$DensRad_i = DensRadC_i * \left(def - \frac{def - 1}{n - 1} \right) \quad (3-18)$$

Dove: $Densrad_i$ Densità radicale modificata dell' i -esimo strato, con $i: n \rightarrow 1$ [-]
 $DensradC_i$ Densità radicale base dell' i -esimo strato (sferica) [-]
 def Parametro di deformazione geometrica ellittica dell'apparato radicale (per $def = 1$ si conserva la forma sferica) [-]

Data la simmetria di questo tipo di deformazione, per gli strati della metà inferiore la densità è posta uguale a quella dello strato superiore corrispondente.

La deformazione ovoidale, che si applica anche ad apparati cilindrici per portarli a conici, consiste nell'applicazione alla densità di ogni strato di un coefficiente che varia linearmente dal primo strato e ($i = 1$) all'ultimo ($i = 2n$).

$$DensRad_i = DensRadC_i * \left(def - \frac{def - 1}{n} \right) \quad (3-19)$$

Dove: $Densrad_i$ Densità radicale modificata dell' i -esimo strato, con $i: 1 \rightarrow 2n$ [-]
 $DensradC_i$ Densità radicale base dell' i -esimo strato (forma sferica o cilindrica) [-]
 def Parametro di deformazione geometrica ovoidale (per $def = 1$ si conserva la forma sferica) [-]

La deformazione cardioide si ottiene applicando alle densità degli strati un coefficiente esponenzialmente decrescente, con velocità condizionata dal valore di deformazione fornito dall'utente.

$$DensRad_i = DensRadC_i * e^{(-k*(i-0.5))} \quad (3-20)$$

dove: $k = LiMin + (LiMax - LiMin)(def - 1)$ (3-21)

dove: $LiMin = -\log(0.2)/n$ e: $LiMax = -\log(0.05)/n$ (3-22), (3-23)

Dove: $Densrad_i$ Densità radicale modificata dell' i -esimo strato, con $i: 1 \rightarrow 2n$ [-]
 $DensradC_i$ Densità radicale base dell' i -esimo strato (sferica) [-]
 def Parametro di deformazione geometrica cardioide [-]

3.1.4 La gestione dell'irrigazione

Ogni coltura ha una propria sensibilità allo stress idrico, definita dalla capacità di utilizzare l'acqua presente nello strato radicale. La formula usata in Criteria per il calcolo è la

funzione di Landsberg; la sensibilità, calcolata in funzione della fase fenologica, rappresenta la frazione di acqua disponibile facilmente utilizzabile al di sotto della quale la pianta entra in stress.

$$Sens = \frac{(S_{max} + S_{min})}{2} - \frac{(S_{max} - S_{min})}{2} * \cos \left[6.28 * K_{sens} * \frac{(SommaGG - GD_{smax})}{Sfase4} \right] \quad (3-24)$$

Dove: <i>Sens</i>	sensibilità della coltura allo stress idrico secondo Landsberg	[-]
<i>S_{max}</i> e <i>S_{min}</i>	rispettivamente la frazione di acqua massima e minima utilizzabili dalla coltura	[-]
<i>K_{sens}</i>	coefficiente di forma della curva di sensibilità	[-]
<i>SommaGG</i>	somma gradi giorno calcolata con l'eq. (3-1).	[°C d]
<i>Gd_{smax}</i>	fase della massima sensibilità allo stress idrico	[°C d]
<i>Sfase4</i>	somma delle lunghezze delle 4 fasi fenologiche	[°C d]

Una volta definito il valore di sensibilità, la quantità di acqua facilmente utilizzabile nel profilo radicato, è calcolata con la funzione:

$$H_2O_{utile} = \sum_{Str=Ini}^{Prad} \left(\left[U_{str} - (CC_{str} - Sens * (CC_{str} - PA_{str})) \right] * \frac{(P_{rad} - Prof_{str})}{Spess_{str}} \right) \quad (3-25)$$

Dove: <i>H₂O_{utile}</i>	acqua facilmente disponibile del profilo radicato	[mm]
<i>Sens</i>	sensibilità della coltura allo stress idrico secondo Landsberg, calcolata con l'eq. (3-24)	[-]
<i>U_{str}</i> , <i>CC_{str}</i> e <i>PA_{str}</i>	rispettivamente il contenuto idrico, capacità di campo e punto di appassimento dello strato	[mm]
<i>P_{rad}</i>	profondità radicale	[cm]
<i>Prof_{str}</i>	profondità dello strato	[cm]
<i>Spess_{str}</i>	spessore dello strato	[cm]

La funzione di calcolo della frazione di acqua utile rispetto all'acqua disponibile (pari a *CC-PA*) determina un punto di minimo che corrisponde alla fase di sensibilità massima della coltura, come si osserva nel grafico in Figura 3-1.

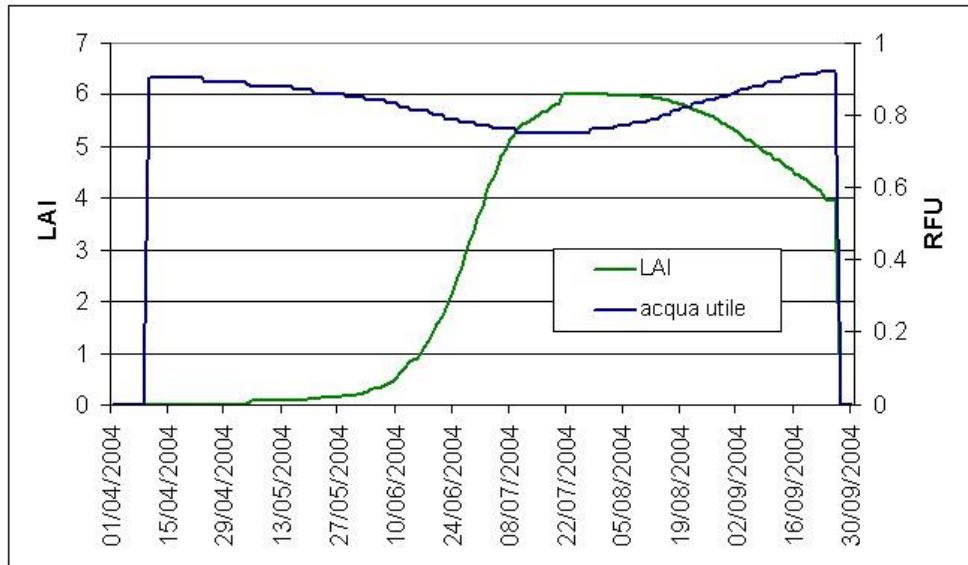


Figura 3-1. frazione di acqua utile rispetto all'acqua disponibile (RFU, o riserva facilmente utilizzabile) in funzione dello sviluppo colturale (coltura: mais)

La variabile H_2O_{utile} è utilizzata per stabilire il momento in cui irrigare la coltura se è attivo il modulo di irrigazione automatico: il modello definisce il momento irriguo quando H_2O_{utile} , che integra le altezze d'acqua facilmente utilizzabile sullo strato di terreno interessato dalle radici, assume valori minori di 0. Nei database di Criterias sono presenti una serie di valori di volume irriguo tipici per ogni coltura, in funzione della modalità di irrigazione.

Per evitare irrigazioni automatiche non realistiche, sono stati inseriti dei controlli sull'inizio e la fine del periodo irriguo e sulla frequenza degli eventi irrigui. Se H_2O_{UP} assume un valore minore di zero in una data al di fuori del periodo irriguo o troppo vicina all'ultimo evento irriguo, non si applica nessuna irrigazione.

Se il modulo per l'irrigazione automatica è disattivo, le grandezze $Sens$ e H_2O_{utile} vengono calcolate ma non utilizzate, in quanto gli eventi irrigui sono stabiliti dall'utente; il momento, il volume e il tipo di irrigazione sono letti dalla storia colturale, ed effettuate a prescindere dalle condizioni di stress idrico della coltura.