

## 5 Modellazione dell'acqua negli organismi viventi

Nel capitolo precedente sono state presentate equazioni per calcolare il tasso di perdita o di assorbimento di acqua in termini di pressione di vapore atmosferica e di potenziale idrico del suolo. In questo capitolo saranno discussi alcuni aspetti della modellazione di questi processi.

### L'umidità atmosferica

La concentrazione di vapore nell'atmosfera è uno degli elementi ambientali più importanti per gli organismi viventi; determina infatti, in larga misura, il tasso di evaporazione dell'acqua e quindi sia il bilancio idrico che il bilancio energetico di un organismo. Sfortunatamente sono disponibili pochi dati sull'umidità atmosferica in quanto molti di quelli disponibili sono affetti da notevoli errori. I sensori per misurare l'umidità atmosferica tendono a essere costosi, oppure non affidabili o soggetti ad errori. E' quindi spesso necessario stimare concentrazioni di vapore nell'atmosfera a partire dai dati di temperatura.

Fra le variabili che descrivono l'umidità atmosferica, l'umidità relativa è la più familiare, ma è al tempo stesso praticamente di nessuna utilità. La pressione di vapore o il punto di rugiada sono decisamente più utili per diversi motivi. In primo luogo, siamo interessati nel fare una previsione dell'evapotraspirazione, che è direttamente proporzionale alla differenza in pressione di vapore tra l'organismo e l'atmosfera. L'umidità relativa non ci dice nulla sul tasso di evapotraspirazione. Inoltre, sia la pressione di vapore che il punto di rugiada sono piuttosto costanti nella giornata, mentre l'umidità relativa raggiunge spesso il 100% durante la notte per scendere a valori molto più bassi durante giornate limpide con temperature elevate. Medie di pressione di vapore o di punto di rugiada nel tempo possono essere utilissimi, mentre l'umidità media relativa è assolutamente inutile. Nel raccogliere dati meteorologici utilizzando un sensore per l'umidità, è opportuno convertire ogni misura di umidità e di temperatura dell'aria a pressione di vapore, e quindi fare la media nel tempo (nella giornata). Essendo non lineare la funzione di pressione di vapor saturo, la pressione media di vapore non può essere calcolata dall'umidità media e della temperatura media.

Stime della pressione di vapore, utili per essere modellate, possono essere ottenute assumendo che l'atmosfera si raffreddi sino alla saturazione (punto di rugiada) durante la notte. La pressione di vapore dell'aria è quindi stimata introducendo il valore di temperatura minima nell'equazione 4.6; la pressione di vapore durante il giorno si assume sia la stessa calcolata per la notte.

Un'altra variabile importante nel descrivere l'umidità atmosferica è il deficit di saturazione dell'aria, che è definito come differenza tra la pressione di vapor saturo alla temperatura dell'aria e la pressione di vapore dell'aria. Le equazioni seguenti sono espressioni del deficit di saturazione:

$$D = p^\circ(T_a) - p_{va} = p^\circ(T_a)(1 - h_a) = p^\circ(T_a) - p^\circ(T_d) \quad [5.1]$$

Se la temperatura dell'aria e della superficie evaporante sono uguali,  $D$  è uguale alla differenza di pressione di vapore dell'equazione 4.4 ed è la variabile che determina l'evaporazione da una superficie. Dal momento che in genere la temperatura della superficie non è conosciuta essendo, in ultima approssimazione, approssimata come temperatura dell'aria,  $D$  è spesso utilizzato per approssimare  $p_{vs} - p_{va}$ .

I modelli spesso operano con un passo giornaliero rendendo quindi necessario un valore di  $D$  per l'intera giornata. In letteratura sono presenti diversi metodi per la stima del  $D$  giornaliero, e ciò ha creato una certa confusione. Il deficit massimo di saturazione è  $D_x = p^\circ(Tx) - p^\circ(Tn)$ , che può essere calcolato efficientemente come:

$$D_x = s(Tx - Tn) \quad [5.2]$$

dove  $s$  è la pendenza della funzione di pressione di vapor saturo (4.8) alla media tra  $Tx$  e  $Tn$ . La media del deficit di saturazione per le 24 ore è talvolta calcolata come la pressione di vapor saturo alla media tra temperatura massima e minima meno la pressione di vapor saturo alla temperatura minima:  $D_a = p^\circ[(Tx + Tn) / 2] - p^\circ(Tn)$ . Tuttavia, il miglior modo per esprimere il deficit medio giornaliero nei modelli di crescita per colture fa riferimento al deficit durante le ore di luce, essendo la coltura inattiva durante la notte. Questo valore ricade tra  $D_x$  e  $D_a$ , ed è calcolato come  $D_d = 0.7D_x$ .

Torniamo adesso alla previsione della pressione di vapore da temperature giornaliere minime. Queste previsioni sono basate sulle assunzioni, vale a dire che l'aria durante la notte si raffreddi sino a raggiungere il punto di rugiada, e che la pressione di vapore rimanga pressoché costante durante il giorno. Diaz (1989) ha controllato la validità di queste due assunzioni utilizzando diversi dati meteorologici. In aree umide o sub-umide, durante i periodi dell'anno durante i quali il suolo è umido e la vegetazione traspira liberamente, le assunzioni sono risultate valide. In aree tendenzialmente aride è apparso invece evidente uno scostamento dalla prima delle assunzioni elencate, in quanto durante l'estate l'aria non si raffredda al punto da arrivare al punto di rugiada. In questo caso, una stima migliore del deficit massimo si ottiene dall'equazione seguente:

$$D_x = \frac{s(Tx - Tn)}{1 - as(Tx - Tn)} \quad [5.3]$$

dove  $s$  è la pendenza della funzione di pressione di vapor saturo alla temperatura media dell'aria ed  $a$  è una costante che assume il valore di 0 in aree umide e intorno  $0.08 \text{ kPa}^{-1}$  per aree aride. Anche la seconda delle assunzioni non è risultata rispettata in aree aride, ma non è stata osservata nessuna relazione per poter correggere l'errore introdotto con l'equazione 5.3.

## Contenuto d'acqua nel suolo

Sia la quantità sia la disponibilità di acqua nel suolo sono importanti per le radici e gli organismi in accrescimento. Nell'attività di modellazione è usualmente necessario conoscere il volume di acqua per unità del volume del suolo ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ ). Una raccolta sui metodi per la misurazione del contenuto d'acqua nel suolo è stata fatta da Campbell e Mulla (1990).

In questa sede non è possibile fare una descrizione completa del potenziale idrico, per la quale si dovrà fare riferimento ad un testo di fisica del suolo. I modelli che saranno discussi includono tuttavia sub-modelli per il flusso e la ritenzione dell'acqua, e quindi saranno forniti gli elementi necessari per capire modelli semplici di bilancio idrico.

L'acqua trattenuta dal suolo non è ugualmente disponibile per piante, microorganismi e insetti. Una misura della disponibilità di acqua è data dal potenziale idrico, vale a dire l'energia potenziale per unità di massa dell'acqua relativa all'acqua nel suolo. L'acqua nel suolo è trattenuta da forze di adesione alla matrice del suolo, è soggetta all'attrazione gravitazionale e contiene soluti che rendono la sua energia minore di quella di acqua pura e libera. Gli organismi viventi devono quindi spendere energia per assorbire acqua dai suoli. Il potenziale idrico è una misura dell'energia per unità di massa di acqua che è necessaria per estrarre una quantità

infinitesimale di acqua dal suolo e per trasportare questa quantità a un punto di riferimento dove l'acqua è libera e pura. Dal momento che è necessaria energia per estrarre acqua dal suolo, il potenziale idrico è normalmente una quantità negativa. Le unità di energia potenziale per unità di massa, vale a dire per il potenziale idrico, sono  $\text{J kg}^{-1}$ . Quelle di energia per unità di volume sono  $\text{J m}^{-3}$ , oppure  $\text{N m}^{-2}$  o Pa. Di seguito sarà utilizzata la notazione in  $\text{J kg}^{-1}$ , ma frequentemente sono utilizzati i kPa o i MPa. Un  $\text{J kg}^{-1}$  è numericamente quasi uguale ad un kPa.

Sebbene siano molti i fattori che influenzano il potenziale idrico, il più importante in un contesto biologico è normalmente il potenziale matriciale. Ciò deriva dall'attrazione esplicata dalla matrice del suolo nei confronti dell'acqua, ed è quindi fortemente dipendente dalle proprietà della matrice e dal suo contenuto in acqua. La figura 5.1 mostra le tipiche curve di ritenzione idrica per suoli sabbiosi, limosi ed argillosi. Queste curve sono lineari quando viene tracciato il logaritmo del potenziale idrico come funzione del contenuto di acqua.

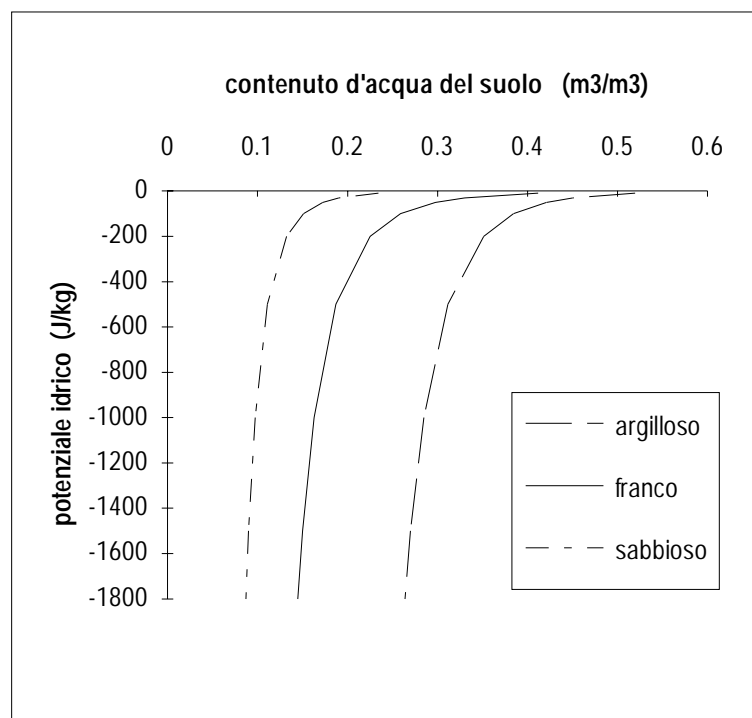


Figura 5.1 Curve tipiche di ritenzione idrica per un suolo sabbio-limoso, franco e argilloso

L'equazione che descrive le curve di figura 5.1 è:

$$\psi_m = a\theta^{-b} \quad [5.4]$$

dove  $\psi_m$  è il potenziale matriciale,  $\theta$  è il contenuto d'acqua volumetrico ed  $a$  e  $b$  sono costanti empiriche. L'acqua si muove rapidamente nel suolo a contenuti d'acqua elevati, ma quando il contenuto d'acqua (e il potenziale idrico) decrescono, la velocità del movimento diminuisce. Il Movimento dell'acqua verso il basso dovuto alla gravità diventa molto piccolo a potenziali idrici compresi tra  $-10$  e  $-30 \text{ J kg}^{-1}$ . Acqua al di sotto di questo potenziale è trattenuta dal suolo ed è disponibile per l'assorbimento delle piante. Chiamiamo il contenuto d'acqua del suolo al potenziale tra  $-10$  e  $-30 \text{ J kg}^{-1}$  ( $-10$  per suoli sabbiosi,  $-30$  per suoli argillosi) come contenuto d'acqua a capacità di campo ( $\theta_{cc}$ ). All'altro estremo del valore del potenziale idrico, l'acqua è trattenuta con una energia superiore a quella che le piante possono spendere per estrarla. Il

contenuto d'acqua associato ad un potenziale di  $-1500 \text{ J kg}^{-1}$  è chiamato contenuto d'acqua al punto di appassimento permanente ( $\theta_{\text{pap}}$ ). Sebbene molte specie siano capaci di estrarre acqua al di sotto di questo valore, lo stesso rappresenta un limite pratico nella disponibilità di acqua. Viene definita come acqua disponibile l'acqua trattenuta dal terreno tra la capacità di campo e il punto di appassimento permanente. Questa acqua è disponibile per le piante, ma il suo assorbimento comporta un dispendio di energia differenziato da parte della pianta; la sua disponibilità decresce al diminuire del potenziale idrico. I modelli sui rapporti pianta-acqua nel suolo che saranno discussi più avanti tengono conto di questo aspetto.

Il contenuto d'acqua a  $-30$  e  $-1500 \text{ J kg}^{-1}$  ( $0.33$  e  $15 \text{ bar}$ ) è generalmente conosciuto, sicché i parametri  $a$  e  $b$  dell'equazione 5.4 possono essere stimati. Trasformando i membri dell'equazione in logaritmi, otteniamo l'equazione:  $\ln \psi_m = \ln a - b \ln \theta$ , nella quale utilizzando i valori di  $\psi_m$  pari a  $-30$  e  $-1500$ , con i valori di  $\theta_{\text{cc}}$  e  $\theta_{\text{pap}}$  otteniamo un sistema di due equazioni in due incognite che, risolto, ci fornisce una stima dei due parametri dell'equazione 5.4.

Alcune volte, l'unico dato disponibile è una stima dell'acqua disponibile; in questo caso possiamo stimare  $b$  in modo da definire un valore per  $a$ . Essendo  $\theta_{\text{ad}} = \theta_{\text{cc}} - \theta_{\text{pap}}$ , possiamo riscrivere l'equazione 5.4 nella seguente forma:

$$a = \left( \frac{\theta_{\text{av}}}{\psi_{\text{cc}}^{\frac{-1}{b}} - \psi_{\text{pap}}^{\frac{-1}{b}}} \right)^b \quad [5.5]$$

Assegnando a  $b$  un valore di  $5$ , ne consegue che  $a = 637\theta_{\text{ad}}^5$ . Avendo a questo punto stimato i valori per  $a$  e  $b$ , possiamo usare l'equazione 5.4 per stimare  $\theta_{\text{cc}}$  e  $\theta_{\text{pap}}$ . Una stima del contenuto di acqua di terreno asciugato all'aria, necessaria nei modelli di evaporazione superficiale del suolo, è data dalla seguente equazione:

$$\theta_{\text{d}} = \theta_{\text{pap}} / 3 \quad [5.6]$$

La tabella 5.1 contiene una stima di  $\theta_{\text{ad}}$  in funzione della tessitura dei suoli (Hausenbullaer, 1978): questi valori devono comunque essere visti come indicativi in quanto solo le misurazioni *in situ* sono affidabili completamente.

Classificazione secondo la tessitura	Acqua disponibile stimata
franco-limoso	0.25
franco	0.21
limo-argilloso	0.21
argilloso	0.16
argillo-limoso	0.12
sabbio-limoso	0.09
sabbioso	0.05

Tabella 5.1 - Relazione tra la tessitura del suolo e stime della quantità di acqua disponibile.

#### esempio di calcolo

si determini il valore della componente matriciale del potenziale idrico ad un valore di contenuto volumetrico di acqua di  $0.18$ , in un suolo che ha  $\theta_{\text{cc}}=0.28$  e  $\theta_{\text{pap}}=0.10$

Scriviamo l'eq. 5.4 per le condizioni di capacità di campo e di punto di appassimento permanente:

$$\ln 30 = \ln a + b \ln 0.28$$

$$\ln 1500 = \ln a + b \ln 0.10$$

$$3.40012 = \ln a + b 1.27297$$

$$7.31322 = \ln a + b 2.30259$$

$$\ln a = 3.40012 - b 1.27297$$

$$7.31322 = (3.40012 - b 1.27297) + b 2.30259$$

$$b = (7.31322 - 3.40012) / 1.02962 = 3.80045357$$

$$\ln a = 3.40012 - 3.80045357 * 1.27297 = -1.42766 \Rightarrow a = e^{-1.42766} = 0.23748$$

$$\psi_m(0.18) = 0.23748 * 0.18^{-3.80045357} = 160.5 \text{ J kg}^{-1}$$

generalizzando, in suoli nei quali il potenziale idrico matriciale a capacità di campo sia  $30 \text{ J kg}^{-1}$ :

$$b = (\ln 1500 - \ln 30) / (\ln \theta_{\text{pap}} - \ln \theta_{\text{cc}}) \quad ; \quad a = e^{(\ln 30 - b * -\ln \theta_{\text{cc}})}$$

## Precipitazioni

Le precipitazioni sono in genere l'apporto più importante nel bilancio idrico e quindi hanno un ruolo di fondamentale importanza in ogni modello di crescita per colture. Fortunatamente, le precipitazioni giornaliere sono misurate e registrate in molte località nel mondo, rendendo disponibili una quantità di dati utilizzabili nella modellazione. Dati più dettagliati sull'intensità e sulla forma delle precipitazioni non sono invece generalmente disponibili, e, se necessari per la modellazione di un particolare processo, devono essere misurati.

Se lo scopo della modellazione è, per esempio, quello di determinare il decremento delle produzioni o la perdita di suolo per erosione in una località, piuttosto che in una specifica annata, allora al modello saranno fatte eseguire simulazioni che utilizzeranno dati meteorologici prodotti da un generatore stocastico di variabili climatiche. Questo simulatore genererà dati di precipitazione con le stesse proprietà statistiche dei dati raccolti, nella località in esame, nel lungo periodo, occupando minor spazio nella memoria del computer dei dati reali, e potendo comunque simulare periodi più lunghi di quelli effettivamente disponibili. I dati reali sono comunque indispensabili per determinare i parametri del simulatore.

Uno dei simulatori di variabili meteorologiche più diffusi è stato descritto da Richardson (1981), e si basa su due assunzioni. La prima è che la piovosità di un determinato giorno è correlata a quella del giorno precedente; la seconda è che la quantità di pioggia nei giorni piovosi può essere descritta da una funzione. La prima assunzione ci porta ad un tipo di modello chiamato catena di Markov (cfr. cap. 2); di questo tipo di modello vedremo altre applicazioni. Questo modello richiede due parametri, vale a dire la probabilità che il giorno successivo ad un giorno di pioggia sia piovoso  $p_{pp}$  e quella secondo la quale il giorno successivo ad un giorno di pioggia sia asciutto  $p_{pa}$ . Conoscendo quindi le condizioni del giorno di partenza (piovoso o asciutto), possiamo quindi sapere le probabilità, per il giorno successivo, del verificarsi di un evento

piovoso. Il programma di simulazione determina il tipo di giorno sottraendo  $p_{pp}$  o  $p_{pa}$  ad un numero casuale generato dal computer, dal valore tra 0 e 1. Se il risultato è maggiore di 0, il programma definisce il giorno come asciutto; se è minore o uguale a zero lo definisce come piovoso, e la quantità di pioggia è definita in base alla funzione di distribuzione della pioggia.

La determinazione delle probabilità transizionali e delle quantità di pioggia è stata molto semplificata attraverso il lavoro riportato in due recenti lavori. Geng *et al.*, 1986 hanno dimostrato che  $p_{pa} = 0.75 * f_{pa}$ , dove  $f_{pa}$  è uguale al rapporto tra numero di giorni piovosi e numero totale di giorni.  $p_{pp}$  è invece uguale a  $p_{pa} + 0.25$ . Dal momento che il numero di giorni di pioggia è disponibile dalle registrazioni storiche, la determinazione delle probabilità di transizione è estremamente semplificata.

Richardson ha utilizzato una distribuzione gamma per determinare la quantità di pioggia giornaliera; i parametri di questo tipo di distribuzione risultano comunque di difficile determinazione, soprattutto da raccolte di dati non numerose, e comunque generare numeri casuali da una distribuzione gamma non è semplice. Questi problemi sono stati superati da Selker e Hait (1990) che, sviluppando e verificando distribuzioni di precipitazioni richiedenti un solo parametro, hanno utilizzato con successo una distribuzione di Weibull per interpolare dati di precipitazione. La distribuzione di Weibull richiede anch'essa due parametri, ma uno è risultato costante per tutte le località saggiate e l'altro è la precipitazione media per evento piovoso (mm di pioggia medi mensili divisi per il numero di eventi piovosi). L'equazione di Selker e Hait ci fornisce la probabilità che la quantità di pioggia sia minore di  $x$  secondo la seguente espressione:

$$F(x) = 1 - e^{[-1.191 \frac{x}{\mu}]^{0.75}} \quad [5.7]$$

dove  $\mu$  è la pioggia media mensile già citata. La fig. 5.2 ci mostra la probabilità che verifichi un evento piovoso di grandezza superiore a  $x = 1 - F(x)$  come funzione del rapporto  $x/\mu$ . Dal grafico si può vedere come la probabilità per evento piovoso di essere più cospicuo della media è intorno al 30% (sono più probabili piogge meno abbondanti che nella media o superiori).

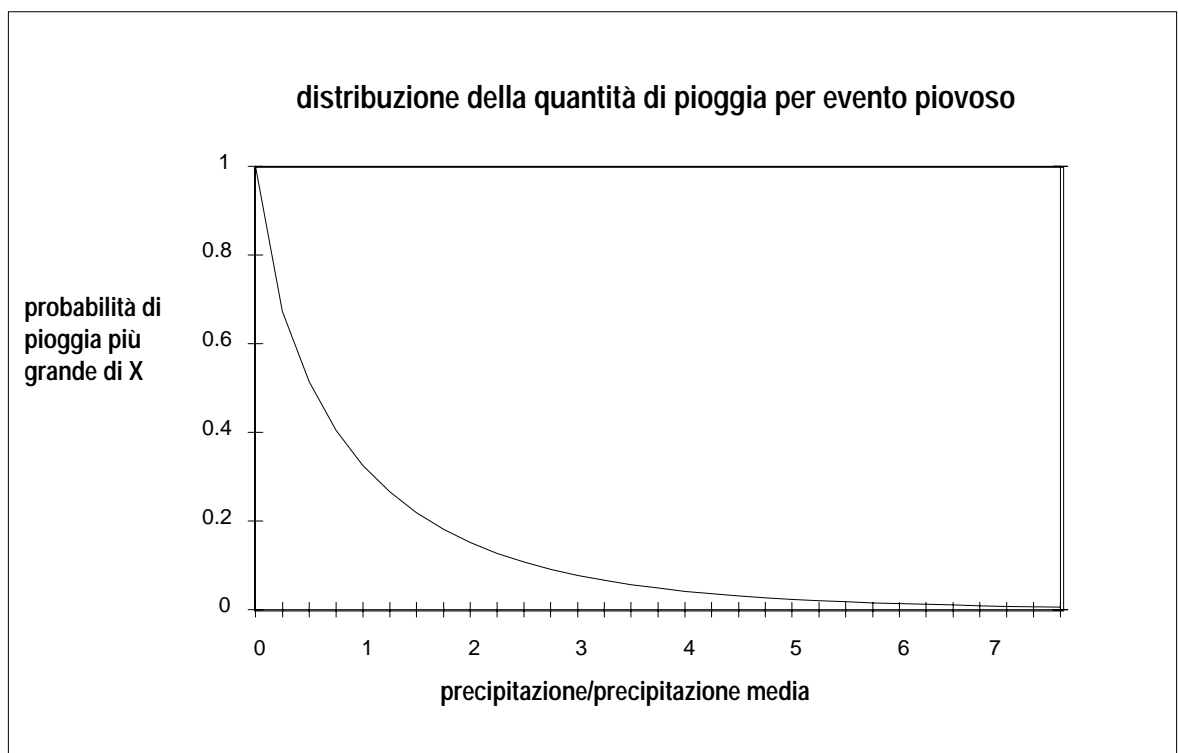


Figura 5.2 Probabilità che in giorno si abbia una precipitazione più grande di un valore,  $x$ , come funzione del rapporto  $x/\mu$ ;  $x$  è la pioggia (mm) e  $\mu$  è la media mensile della quantità di pioggia per evento piovoso.

Una deviazione casuale è ottenuta facilmente con la deviazione di Weibull usando il metodo della trasformazione (Press *et al.*, 1989). Risolvendo l'equazione 5.7 rispetto ad  $x$  si ottiene:

$$x = 0.84\mu\{-\ln[1 - F(x)]\}^{\frac{1}{0.75}} \quad [5.8]$$

Adesso,  $1-F(x)$ , vale a dire la probabilità tracciata in figura 5.2, è un numero tra 0 e 1, con una distribuzione di probabilità uniforme. Molti linguaggi di programmazione e molti fogli elettronici hanno una funzione per generare numeri casuali con una distribuzione uniforme, quindi, per generare deviazioni casuali per  $x$ , sarà sufficiente sostituire con un numero random tra 0 e 1 il termine  $1-F(x)$  nell'equazione 5.8. Essendo il logaritmo di zero indefinito, la sequenza di numeri casuali generati dovrà essere controllata escludendo eventuali zeri.

Quando si generano dati di precipitazione, è importante aver ben chiaro che non si sta facendo una previsione meteorologica. I dati generati non saranno mai ripetizioni di dati reali; si può esser invece certi che, per lunghi periodi, i dati generati rappresenteranno quelli reali nella media.

## Modellazione dell'evapotraspirazione potenziale

La capacità di modellare correttamente l'evapotraspirazione giuoca un ruolo chiave in praticamente ogni modello per la simulazione dell'accrescimento di colture. Non solo la produzione di sostanza secca è legata strettamente alla quantità di acqua traspirata, ma anche il bilancio idrico, il bilancio energetico e la temperatura dell'aria sono determinate dalla magnitudine dell'evapotraspirazione. Anche i modelli che simulano la ricarica delle falde e la qualità delle acque fanno perno sulle stime accurate dell'evapotraspirazione. E' quindi essenziale avere sub-modelli affidabili per simulare questo processo.

Il tasso di perdita di acqua per evapotraspirazione dipende sia dalla domanda dell'atmosfera sia dalla disponibilità dell'acqua, come è stato esplicitato alla fine del paragrafo sulle piante. Il limite superiore all'evapotraspirazione così come conseguenza della domanda dall'atmosfera è definito evapotraspirazione potenziale (ETP), ed è utilizzato per quantificare la massima richiesta dell'atmosfera per la traspirazione delle piante e per l'evaporazione dal suolo. Superfici coperte da vegetazione ben irrigata, su suoli umidi, possono arrivare a valori uguali o vicini all'evapotraspirazione potenziale. In queste condizioni, gran parte dell'energia radiante che entra nel sistema è utilizzata per l'evaporazione dell'acqua. A causa della relativa affidabilità delle misure di radiazione o delle sue stime e, tempo stesso, per la relativa inaffidabilità dei metodi per la misurazione dell'ETP, i metodi più utili per la misura dell'evapotraspirazione sono basati sulla misura della radiazione.

L'equazione più completa per la stima dell'evapotraspirazione è l'equazione Penman-Monteith (Monteith e Unsworth, 1990). L'equazione può essere scritta come:

$$E = \frac{s}{s + \gamma_*} \left( \frac{R_{ni} - G}{\lambda} \right) + \frac{\gamma_*}{s + \gamma_*} \left( \frac{7.4D}{r_v} \right) \quad [5.9]$$

dove  $s$  è la pendenza della funzione di vapor saturo (eq. 4.8),  $R_{ni}$  è la radiazione netta isoterma,  $G$  è la densità del flusso di calore dal suolo,  $\lambda$  è il calore latente di vaporizzazione per l'acqua (2.45 MJ kg<sup>-1</sup>),  $D$  è il deficit di saturazione dell'aria (eq. 5.1),  $r_v$  è la resistenza al trasporto del vapore  $r_{vs}+r_{vc}$ ; eq. 4.11 e 4.13) e  $\gamma_*$  è una costante psicrometrica apparente calcolata da :

$$\gamma_* = \gamma \frac{r_v}{r_c} \quad [5.10]$$

Dove  $\gamma$  è la costante psicrometrica termodinamica (67 Pa C<sup>-1</sup> al livello del mare) ed  $r_c$  è una resistenza combinata per lo scambio di energia radiante termica e sensibile calcolata da:

$$r_c = \frac{1}{\frac{1}{r_a} + 0.00382 + 5 * 10^{-5} T_a} \quad [5.11]$$

dove assumiamo che la resistenza al trasporto di calore per l'aria intorno alla superficie evaporante,  $r_s$ , sia uguale a  $r_{vs}$  come calcolato nell'equazione 4.13. Il calcolo di  $R_{ni}$  sarà discusso più avanti quando saranno considerati modelli per la radiazione termica e solare. La densità del flusso di vapore dal suolo  $G$  è spesso stimata come il 10% di  $R_{ni}$  durante le ore di luce con una copertura completa del suolo da parte del manto vegetale. Nel caso di coperture parziali del suolo, Clothier *et al.* (1986) hanno fornito un metodo per stimare  $G$ . Quando l'equazione 5.9 è usata con dati giornalieri,  $G$  è generalmente fissato come 0 in quanto l'incremento di  $G$  durante le ore di luce è in genere bilanciato dal decremento notturno. I valori di evapotraspirazione potenziale sono ottenuti fissando il valore di  $r_{vc}$  al suo valore massimo, vale a dire con stomi completamente aperti.

L'equazione ha basi teoriche solide, ed ha dimostato di funzionare bene in applicazioni di campo (Steiner *et al.*, 1991). La difficoltà nell'usare questa equazione è data dal fatto che richiede dati spesso non disponibili. Una equazione più semplice, che si origina dalla forte correlazione esistente tra radiazione netta e deficit di saturazione atmosferico, è stata presentata da Priestley e Taylor (1972). Questa equazione è:

$$E_p = \frac{\alpha s}{s + \gamma} \left( \frac{R_{ni} - G}{\lambda} \right) \quad [5.12]$$

dove  $E_p$  è l'evapotraspirazione potenziale in (kg m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>) e il fattore  $\alpha$  compensa la perdita del secondo fattore nell'equazione di Penman-Monteith. Le resistenze per calore e vapore sono assunte uguali; in questa equazione quindi  $\gamma_*$  diventa  $\gamma$ . Anche se l'equazione di Priestley-Taylor mantiene il termine  $G$ , a questo è sempre assegnato il valore 0 in quanto questa formula è usata per valori giornalieri.

Il fattore  $\alpha$  assume valori tra 1 e 1.6 in funzione dell'aridità, vale a dire del deficit di saturazione dell'ambiente. Per esempio nell'oceano, dove  $D=0$ , il secondo termine nell'equazione Penman-Monteith diventa 0, e quindi  $\alpha = 1$ . In condizioni ambientali umide, gli autori suggeriscono un valore di 1.3. Steiner *et al.* (1991) hanno suggerito la seguente formula per determinare il valore di  $\alpha$ :

$$\alpha = 1 + 0.26D \quad [5.13]$$

che concorda con l'osservazione riportata sul valore di  $\alpha$  in assenza di deficit di saturazione. Le equazioni 5.12 e 5.13 saranno utilizzate spesso nei modelli esaminati in seguito.

## Partizione dell'ETP tra evaporazione potenziale e traspirazione potenziale

La traspirazione è l'evaporazione dell'acqua dagli stomi delle piante, e fa riferimento alle considerazioni riportate nel capitolo 4. Il termine evaporazione è usato nella modellazione per indicare la perdita di acqua dalla superficie del suolo; i processi che la controllano sono piuttosto differenti da quelli che controllano la traspirazione. È quindi necessario suddividere l'ETP in evaporazione potenziale (EP) e traspirazione potenziale (TP). Assumiamo che l'ETP si suddivida nello stesso modo in cui l'energia radiante si suddivide nel raggiungere le superfici evaporanti. Definiamo una quantità chiamata intercettazione frazionaria che indichiamo con la lettera  $\phi$ , che è la frazione di energia incidente che è intercettata dal manto vegetale, ottenendo quindi le due seguenti relazioni:

$$E_{pt} = \phi E_p \quad [5.14]$$

e

$$E_{pe} = (1 - \phi)E_p \quad [5.15]$$

dove  $E_{pt}$  ed  $E_{pe}$  sono rispettivamente la traspirazione potenziale e l'evaporazione potenziale.

## Traspirazione ed evaporazione effettiva

Alla fine del capitolo 4 è stato discusso il concetto di limitazioni suolo-pianta alla perdita di acqua. Le equazioni 5.14 e 5.15 forniscono ora una stima della traspirazione potenziale che può essere comparata con  $U_p$  dell'equazione 4.28. Il valore minimo tra  $U_p$  ed  $E_{pt}$  è il tasso di traspirazione effettiva di una coltura.

Successivamente ad una irrigazione o ad una pioggia, l'acqua evapora dal suolo con un tasso pari a  $E_{pe}$ . La prolungata perdita di acqua per evaporazione asciuga la superficie del suolo riducendo l'evaporazione ad un valore minore di  $E_{pe}$  che chiamiamo  $E_e$ , determinato dalle proprietà idrauliche del suolo. Un modello semplice ma valido per stimare l'evaporazione del suolo si basa sull'assunzione che il tasso di evaporazione è pari a  $E_{pe}$  fintanto che il contenuto di acqua dei primi 10 cm di suolo è al di sopra del punto di appassimento permanente. Al di sotto di questo valore,  $E_e$  è calcolato da:

$$E_e = E_{pe} \left[ \frac{\theta - \theta_d}{\theta_{pap} - \theta_d} \right]^2 \quad [5.16]$$

dove  $\theta$  è il contenuto di acqua dello strato superficiale di 10 cm,  $\theta_d$  è il contenuto di acqua del suolo asciugato all'aria (eq. 5.6) e  $\theta_{pap}$  è il contenuto d'acqua al punto di appassimento.