

11 Modellazione del bilancio idrico

La risposta di una coltura alla disponibilità idrica è determinata dal bilancio idrico nella parte del profilo del suolo esplorata dalle radici. L'acqua aggiunta al sistema pianta-suolo attraverso piogge e irrigazioni può essere persa in diversi modi. Una parte dell'acqua è intercettata dalla coltura e dai residui superficiali sul suolo, ed evapora senza essere stata utilizzata dalla pianta. Un'altra quota ruscella fuori dal campo e non si infiltra nel suolo. Un'altra quota infine può essere soggetta a percolazione profonda, raggiungendo profondità che la pongono al di fuori della portata dell'apparato radicale delle piante. Solo l'acqua che rimane nel profilo del suolo esplorato dalle radici e che viene traspirata dalla pianta è utile ai fini della produzione di biomassa. Conoscere e capire le componenti del bilancio idrico è quindi essenziale per poter fare una previsione sulla quantità d'acqua disponibile nel suolo per la traspirazione delle piante. Nei paragrafi seguenti esamineremo una possibile soluzione al calcolo del bilancio idrico, utilizzando le equazioni esaminate nei capitoli precedenti.

Intercettazione

Una frazione dell'acqua che cade sulle colture è intercettata dal manto vegetale, dalla quale evapora. Un'altra frazione è intercettata dai residui vegetali sulla superficie del suolo, mentre quanto ne resta raggiunge il suolo. L'intercettazione da parte del manto vegetale utilizzata in questo caso concreto è quella proposta da Campbell e Diaz (1988), che hanno proposto una uguaglianza tra le quote di acqua intercettata dalla coltura e la quantità di radiazione sempre intercettata dalla coltura ($FRATCOVER_{canopy}$). Questo valore, moltiplicato per la capacità d'immagazzinamento del manto vegetale, è generalizzato in 1 mm, che rappresenta quindi l'intercettazione di acqua da parte del manto vegetale soggetto ad evaporazione. Si assume che l'intercettazione da parte dei residui sia funzione della massa di residui, del loro contenuto d'acqua e capacità di ritenzione massima di acqua, essendo quest'ultimo valore considerato pari a 4 kg H₂O/kg di residui. Quando si ha una pioggia od un'irrigazione per aspersione, viene sottratta la quantità d'acqua intercettata dal manto vegetale, quindi lo strato di residui viene saturato; quanto rimane raggiunge quindi il suolo. L'evaporazione dai residui è ritenuta proporzionale al rapporto tra il loro contenuto d'acqua istantaneo e la loro capacità massima di ritenzione (Yan, 1989).

Ruscellamento

Il ruscellamento che può far seguito ad un evento piovoso è calcolato seguendo l'approccio del numero di curva dell'USDA/SCS (USDA/SCS, 1972):

$$Q = \frac{(R - 0.2S)^2}{R + 0.8S} \rightarrow se R > 0.2S$$

[11.1]

$$Q = 0 \rightarrow se R \leq 0.2S$$

dove Q è il ruscellamento giornaliero, R è la pioggia giornaliera ed S è il fattore di ritenzione superficiale. La fluttuazione del contenuto di acqua nel suolo ha un effetto su S ; la correzione per questo effetto è calcolata secondo Sharpley e Williams (1990):

$$S = S_1 \left[1 - \frac{PAW'}{PAW' + e^{(W_1 - W_2 PAW')}} \right] \quad [11.2]$$

dove PAW' è la quantità d'acqua disponibile per la pianta pesata secondo la profondità nel profilo del suolo, secondo l'equazione:

$$PAW' = \frac{\sum_{i=1}^{nl} \left[PAW_i \left(\frac{z_i - z_{i-1}}{z_i} \right) \right]}{\sum_{i=1}^{nl} \left(\frac{z_i - z_{i-1}}{z_i} \right)} \quad [11.3]$$

dove z_i è la profondità al fondo dello strato i , nl è il numero degli strati e PAW_i è l'acqua disponibile per la pianta nello strato i data da:

$$PAW_i = \frac{CA - PAP}{CC - PAP} \quad [11.4]$$

dove CA è il contenuto d'acqua corrente del suolo, CC è il contenuto alla capacità di campo e PAP è il contenuto al punto di appassimento permanente. I termini W_1 e W_2 parametri che determinano l'andamento della curva di ritenzione e sono calcolati come segue:

$$W_2 = 2 \left[\ln \left(\frac{0.5}{1 - \frac{S_2}{S_1}} \right) - 0.5 - \ln \left(\frac{1}{1 - \frac{S_3}{S_1}} - 1 \right) \right] \quad [11.5a]$$

$$W_1 = \ln \left(\frac{1}{1 - \frac{S_3}{S_2}} - 1 \right) + W_2 \quad [11.5b]$$

dove i parametri S_1 , S_2 , S_3 sono fattori di ritenzione superficiale che fanno riferimento a condizioni di contenuto d'acqua antecedenti (1, 2, 3) all'evento sotto esame, calcolati come:

$$S_i = 0.0254 \left(\frac{1000}{CN_i} - 10 \right) \quad [11.6]$$

dove CN_i è il numero di curva per condizione di umidità del terreno antecedente all'evento in esame, e che dipende dal gruppo idrologico del suolo, dalla sistemazione degli appezzamenti, dalle pratiche colturali e dalla pendenza (USDA/SCS, 1972)⁴.

⁴ I valori di CN_1 e CN_3 possono essere stimati (Sharpley e Williams, 1990) facendo riferimento a CN_2 con le seguenti equazioni:

$$CN_1 = CN_2 - \frac{20(100 - CN_2)}{100 - CN_2 + e^{[2.533 - 0.0636(100 - CN_2)']}}$$

$$CN_3 = CN_2 e^{[0.00673(100 - CN_2)]}$$

Infiltrazione e redistribuzione

L'acqua che non è stata soggetta a processi di intercettazione e ruscellamento si assume si infiltri nel suolo. La redistribuzione dell'acqua nel profilo del suolo può essere modellata con modelli dettagliati (Campbell, 1985). Un approccio semplice, ma utile per modellare la redistribuzione dell'acqua nel profilo, è dato da una infiltrazione simulata "a cascata", dove ogni strato del suolo raggiunge la CC prima che l'acqua muova a quello successivo. Il valore di CC , il contenuto iniziale d'acqua e lo spessore di acqua che raggiunge un determinato strato determinano quindi se l'acqua raggiunge lo strato successivo. La quantità di acqua che esce da uno strato (W_{out}) è data da:

$$W_{out}(i) = W_{in}(i) - LTH_i [CC(i) - CAI(i)] \quad [11.7]$$

dove W_{out} è in m, W_{in} è l'acqua che raggiunge la sommità dello strato del suolo corrente (m), LTH_i è lo spessore dello strato di suolo corrente (m), CC è la capacità di campo volumetrica (m^3/m^3), CAI è il contenuto iniziale d'acqua e i il numero dello strato di suolo corrente. L'acqua, W_{out} , che lascia lo strato del suolo, i , è quella in entrata, W_{in} , per lo strato successivo, $i+1$.

Evapotraspirazione potenziale

Sono disponibili diversi modelli per calcolare l'evapotraspirazione potenziale (ET_p), che è l'evapotraspirazione da una coltura di riferimento (un prato la cui altezza è tra 10 e 20 cm, ben irrigato e che ricopra completamente il suolo). Per migliorare la stima dell' ET_p , questa dovrebbe essere calcolata facendo riferendosi solo alle ore di luce.

Un modello per la stima dell' ET_p utilizza la temperatura per stimare la radiazione che è quindi usata nell'equazione di Priestley-Taylor (Priestley e Taylor, 1972):

$$ET_p = PT_c \frac{s}{(\gamma + s)} \frac{RAD_{net}}{\lambda} \quad [11.8]$$

dove ET_p è l'evapotraspirazione ($mm \text{ giorno}^{-1}$), PT_c è la costante di Priestley-Taylor, λ è il calore latente di evaporazione ($MJ \text{ kg}^{-1}$), γ è la costante psicrometrica ($kPa \text{ } ^\circ C^{-1}$), s è la pendenza della funzione di pressione di vapor saturo ($kPa \text{ } ^\circ C^{-1}$) e RAD_{net} è la radiazione netta isoterma ($MJ \text{ m}^{-2} \text{ giorno}^{-1}$).

Il valore di s è determinato come funzione della temperatura giornaliera media dell'aria, T_{avg} (Jensen *et al.*, 1990):

$$s = \frac{VP_{sat} 4098}{(T_{avg} + 273.3)^2} \quad [11.9]$$

Il valore di CN_2 si riferisce a pendenze medie del campo del 5%; il suo valore può essere aggiustato per altre pendenze attraverso l'equazione:

$$CN_{2s} = \frac{1}{3} (CN_3 - CN_2) (1 - 2e^{-13.86S}) + CN_2$$

dove S è la pendenza media del campo in esame.

dove VP_{sat} è la pressione di vapor saturo calcolata alla temperatura giornaliera media dell'aria, ed è calcolata da (Jensen *et al.*, 1990):

$$VP_{sat} = e^{\left(\frac{16.78T_{avg} - 116.9}{T_{avg} + 273.3}\right)} \quad [11.10]$$

I valori di γ e λ sono determinati secondo Jensen *et al.* (1990):

$$\lambda = 2.501 - 0.002361T_{avg} \quad [11.11]$$

$$\gamma = \frac{C_p P}{0.622\lambda} \quad [11.12]$$

dove C_p è il calore specifico di vaporizzazione ($\text{MJ kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$) e P è la pressione atmosferica (kPa). La radiazione netta è data da:

$$RAD_{net} = (1 - ALBEDO)SOLAR - LN_i \quad [11.13]$$

dove $ALBEDO$ è, a seconda dei casi, l'albedo della coltura o della superficie del suolo, $SOLAR$ è la radiazione solare totale ($\text{MJ m}^{-2} \text{ giorno}^{-1}$) e LN_i è la radiazione netta isoterma ad onda lunga ($\text{MJ m}^{-2} \text{ giorno}^{-1}$).

La radiazione solare è calcolata come:

$$SOLAR = TRANSMIT RAD_{pot} \quad [11.14]$$

dove $TRANSMIT$ è la trasmittività giornaliera media dell'atmosfera e RAD_{pot} è la radiazione potenziale ($\text{MJ m}^{-2} \text{ giorno}^{-1}$).

La trasmittività dell'atmosfera è calcolata attraverso l'equazione di Bristow e Campbell (1984):

$$TRANSMIT = A \left[1 - e^{\left(\frac{-B\Delta T}{RAD_{pot}}\right)} \right] \quad [11.15]$$

dove A , B e C sono parametri empirici, stimati utilizzando dati misurati di radiazione solare e ΔT è l'escursione termica calcolata tra la massima della giornata e la media delle temperature minime dello stesso giorno e del giorno successivo.

La radiazione potenziale è calcolata secondo Campbell e Diaz (1988):

$$RAD_{pot} = \frac{117.5(h \sin L \sin D + \cos L \cos D \sin h)}{\pi} \quad [11.16]$$

dove L è la latitudine della località in radianti, D la declinazione solare in radianti e h metà della lunghezza del giorno, anche questa in radianti, calcolata come:

$$h = \cos^{-1}(-\tan L \tan D) \quad [11.17]$$

La declinazione solare è calcolata, nell'emisfero nord, come funzione del giorno dell'anno (*DOY*) come segue:

$$D = 0.39785\sin[4.869 + 0.0172DOY + 0.03345\sin(6.224 + 0.0172DOY)] \quad [11.18]$$

La radiazione netta isoterma ad onda lunga è data da (Campbell e Stokle, 1992):

$$Ln_i = \left[1 - \frac{1}{1 + 0.034e^{(7.9TRANSMIT)}} \right] (0.026T_{avg} - 9.2) \quad [11.19]$$

Un secondo modo per calcolare l' ET_p è quello secondo l'equazione 11.8, ma utilizzando dati giornalieri di radiazione nell'equazione 11.13.

Un terzo metodo per la stima dell' ET_p è dato dal modello di Penman-Monteith (Monteith, 1965). Questo metodo può essere implementato per calcolare la traspirazione potenziale della coltura e l'evaporazione potenziale del suolo. Relativamente alla coltura, la formula utilizzata è:

$$PT = \frac{\left[(SRAD_{net}) + C_{va} \left(\frac{VPD}{r_a} \right) \right] FRACTCOVER_{canopy}}{\left[S + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right) \right] \lambda} \quad [11.20]$$

dove $FRACTCOVER_{canopy}$ è la frazione di radiazione solare intercettata dal manto vegetale (adimensionale), C_{va} è la capacità termica volumetrica dell'aria ($MJ\ m^{-3}\ ^\circ C^{-1}$), VPD è il deficit di saturazione dell'aria (kPa), r_a è la resistenza aerodinamica allo scambio di vapore e calore ($giorno\ m^{-1}$) e r_c è la resistenza aerodinamica del manto vegetale della coltura ($giorno\ m^{-1}$).

La frazione della radiazione incidente intercettata dal manto vegetale è data da una funzione esponenziale dell'indice di superficie fogliare:

$$FRACTCOVER_{canopy} = 1 - e^{(-KLAI)} \quad [11.21]$$

dove K è un coefficiente medio di estinzione del manto vegetale della specie considerata. Il deficit di saturazione medio dell'aria è approssimato come:

$$VPD = 0.7VPD_{max} \quad [11.22]$$

dove VPD_{max} è il deficit massimo di saturazione dell'aria per il giorno in esame. La resistenza aerodinamica è calcolata come frazione dell'altezza della coltura, basata su una equazione proposta da Campbell:

$$r_a = \frac{\ln\left(\frac{z + 0.64h}{0.13h}\right) \ln\left(\frac{z + 0.744h}{0.026h}\right)}{0.16WS} \quad [11.23]$$

dove h è l'altezza della coltura (m) e WS è la velocità del vento ($m\ giorno^{-1}$). La resistenza del manto vegetale è data da:

$$\begin{aligned} r_c &= r_s & ; & \quad LAI \leq 1 \\ r_c &= \frac{r_s}{LAI} & ; & \quad 1.0 < LAI \leq 2.0 \end{aligned} \quad [11.24]$$

$$r_c = \frac{r_s}{2} - \frac{r_s}{6} \left(\frac{LAI - 2}{4} \right) \quad ; \quad 2.0 < LAI \leq 6.0$$

$$r_c = \frac{r_s}{3} \quad ; \quad LAI > 6.0$$

dove r_s è la resistenza allo scambio di vapore di foglie esposte al sole (giorno m-1) e LAI è il valore dell'indice di superficie fogliare nel giorno in cui la resistenza del manto vegetale è calcolata.

L'evaporazione potenziale del suolo può essere approssimata come:

$$PE = \frac{\left[(SRAD_{net}) + C_{va} \left(\frac{VPD}{r_a} \right) \right] (1 - FRACTCOVER_{canopy})}{(S + \gamma)\lambda} \quad [11.25]$$

dove tutti i termini sono già stati definiti. In condizioni di suolo nudo, h nell'eq. 11.22 può essere approssimata come altezza media degli aggregati del suolo.

Partizione dell'evapotraspirazione potenziale

Mentre il metodo Penman-Monteith dell'eq. 11.20 stima direttamente la traspirazione della coltura, i primi due metodi esposti per la stima dell' ET_p , che sono sostanzialmente il metodo di Priestley-Taylor calcolato con dati di radiazione misurati o stimati, richiedono la partizione dell' ET_p in traspirazione potenziale, PT , ed evaporazione potenziale, PE . Il calcolo viene effettuato come:

$$PT = ET_p * FRACTCOVER_{canopy} \quad [11.26]$$

$$PE = ET_p * (1 - FRACTCOVER_{canopy}) \quad [11.27]$$

Come già definito, la traspirazione potenziale stimata è quella di una coltura di riferimento; per ottenere la traspirazione potenziale della coltura, il valore di PT stimato deve essere moltiplicato per un coefficiente colturale (Doorenbos e Pruitt, 1977).

Traspirazione effettiva (assorbimento di acqua della coltura)

In tutte le applicazioni pratiche si assume che l'acqua assorbita dalla coltura corrisponda a quella traspirata, vale a dire che si assume trascurabile l'acqua immagazzinata dalla coltura. Nel calcolo dell'assorbimento dell'acqua in questo esempio, il profilo del suolo è suddiviso in strati. L'assorbimento di acqua da ciascun strato è calcolato dalla differenza di potenziale idrico tra il suolo e lo xilema della pianta, moltiplicata per la conduttanza della pianta (determinata principalmente dalla conduttanza delle radici). La conduttanza del suolo si ritiene elevata in comparazione a quella delle radici, così che l'assorbimento dell'acqua non è limitato dal movimento della stessa verso le radici. L'assorbimento di acqua da ogni strato è dato da:

$$U_{wi} = KC_i (\psi_{si} - \psi_x) \quad [11.28]$$

dove U_{wi} è l'assorbimento di acqua dallo strato ($\text{kg m}^{-2} \text{giorno}^{-1}$), ψ_{si} e ψ_x sono, rispettivamente, il potenziale idrico del suolo nello strato e il potenziale dello xilema (J kg^{-1} oppure $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$), C_i è

la conduttanza delle radici per lo strato i (kg s m^{-4}), e K è un fattore di conversione (86400, secondi in un giorno). L'assorbimento totale (U_{wt}) è dato dalla somma dell'assorbimento da ogni strato:

$$U_{wt} = \sum_{i=1}^n U_{wi} \quad [11.29]$$

Il potenziale idrico del suolo, ψ_{si} (J kg^{-1}), è calcolato utilizzando un'equazione proposta da Campbell (1985):

$$\psi_{si} = a(WC_i)^{-b} \quad [11.30]$$

dove WC_i è il contenuto idrico dello strato i del suolo, ed a e b sono parametri empirici. I due parametri sono stimati conoscendo il contenuto d'acqua volumetrico alla capacità di campo e al punto di appassimento:

$$a = e^{\ln(-FC_{pot}) + b \ln(FC_i)} \quad [11.31]$$

$$b = \frac{\ln\left(\frac{PWP_{pot}}{FC_{pot}}\right)}{\ln\left(\frac{FC_i}{PWP_i}\right)} \quad [11.32]$$

dove PWP_{pot} è il potenziale idrico al punto di appassimento del suolo dello strato i (intorno ai -1500 J kg^{-1}), FC_{pot} è il potenziale idrico alla capacità di campo dello strato i (intorno ai -30 J kg^{-1}), PWP_i e FC_i sono il contenuto idrico volumetrico del suolo nello strato i al punto di appassimento e alla capacità di campo ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$).

La conduttanza delle radici nello strato è calcolata dalla conduttanza totale delle radici al giorno considerato (C_{Tc}) e alla frazione della lunghezza totale delle radici nello strato (f_i):

$$C_i = f_i C_{Tc} \quad [11.33]$$

Il potenziale idrico xilematico è calcolato con la seguente espressione:

$$\psi_x = \bar{\psi}_s - \frac{PT}{C_{Tc} K} \quad [11.34]$$

dove $\bar{\psi}_s$ è il potenziale idrico medio del suolo e K è un fattore di conversione (86400). Se ψ_x dall'eq. 11.34 è minore del potenziale idrico xilematico appena prima della chiusura stomatica dovuta allo stress idrico ($\psi_{x,sc}$), allora ψ_x è ricalcolato come:

$$\psi_x = \bar{\psi}_s - \frac{PT \frac{\psi_x - \psi_{x,wilt}}{\psi_{x,sc} - \psi_{x,wilt}}}{C_{Tc} K} \quad [11.35]$$

L'equazione è risolta rispetto a ψ_x come segue:

$$\psi_x = \frac{\bar{\psi}_s C_{Tc} k(\psi_{x,sc} - \psi_{x,wilt}) + PT \psi_{x,wilt}}{C_{Tc} k(\psi_{x,sc} - \psi_{x,wilt}) + PT} \quad [11.36]$$

se ψ_x dell'eq.11.36 è minore di $\psi_{x,wilt}$ allora ψ_x è posto uguale a $\psi_{x,wilt}$. Il valore di $\bar{\psi}_s$ dipende dal potenziale idrico e dalla densità di radici di ogni strato:

$$\bar{\psi}_s = \sum_{i=1}^n (f_i \psi_{si}) \quad [11.37]$$

Il valore della conduttanza totale (C_T) delle radici può essere stimata se è fissato un tasso massimo di assorbimento (U_{wmax}), relativo ad una coltura completamente sviluppata e che ricopre totalmente il suolo, irrigata ottimalmente, con una uniforme distribuzione delle radici, posta in condizioni ambientali caratterizzate da una forte domanda evaporativa. In queste condizioni, un ulteriore incremento della domanda evaporativa indurrebbe solo una chiusura degli stomi. La conduttanza totale delle radici può quindi essere calcolata come:

$$C_T = \frac{U_{wmax}}{(\psi_{fc} - \psi_{x,sc})K} \quad [11.38]$$

dove C_T è in kg s m^{-4} , U_{wmax} è in $\text{kg m}^{-2} \text{giorno}^{-1}$, K è una costante per la conversione delle unità (86400), ψ_{fc} è il potenziale del suolo a capacità di campo (J kg^{-1}) e $\psi_{x,sc}$ (J kg^{-1}) è il potenziale xilematico immediatamente prima che inizi la chiusura degli stomi a causa di deficit idrico. Il valore della conduttanza totale delle radici è massimo quando la coltura raggiunge uno sviluppo vegetativo completo. Prima di ciò, il valore di C_T deve essere diminuito in rapporto alla copertura del suolo che la coltura ha; C_{Tc} può quindi essere calcolata come:

$$C_{Tc} = C_T \text{FRACTCOVER}_{canopy} \quad [11.39]$$

La frazione della lunghezza totale delle radici, in ogni strato del suolo, è calcolata assumendo un decremento lineare della stessa lunghezza come funzione della profondità, quindi con un valore massimo vicino la superficie del suolo ed un valore pari a zero esattamente alla profondità massima dell'apparato radicale nel giorno in cui i calcoli sono effettuati. Se il fondo dello strato i è Z_i (m) e la profondità massima delle radici, nel giorno in esame, è R_d (m), e infine LTH_i è lo spessore dello strato in esame (m), allora

$$f_i = \frac{LTH_i [2(R_d - Z_i) + LTH_i]}{R_d^2} \quad ; \quad Z_i \leq R_d \quad [11.40]$$

$$f_i = \left[\frac{R_d - Z_i + LTH_i}{R_d} \right]^2 \quad ; \quad Z_i - LTH_i < R_d < Z_i \quad [11.41]$$

Evaporazione dal suolo

L'evaporazione dal suolo E ($\text{kg m}^{-2} \text{giorno}^{-1}$) si assume avvenga ad un tasso pari all'evaporazione potenziale PE ($\text{kg m}^{-2} \text{giorno}^{-1}$) se il contenuto idrico dei primi 100 mm di suolo ("strato evaporativo") è al di sopra del punto di appassimento permanente. Per contenuti idrici inferiori, E si assume uguale ad una frazione di PE secondo il metodo proposto da Campbell e Diaz (1988):

$$E = PE \left(\frac{WC - WC_d}{PWP - WC_d} \right)^2 \quad [11.42]$$

dove WC_d è il contenuto idrico di suolo seccato all'aria, valore stimato come un terzo del contenuto di acqua al punto di appassimento.