

6 La radiazione solare

La variabile ambientale più strettamente associata con la produzione di biomassa e con i bilanci idrico ed energetico è la radiazione solare. Come accade talvolta per altre variabili ambientali d'interesse, la radiazione solare è rilevata raramente; si deve quindi ricorrere alla fisica e a correlazioni statistiche per definire i valori da utilizzare come input nei nostri modelli. Fortunatamente esistono e sono disponibili sensori affidabili per rilevare la radiazione solare; si può quindi ritenere che in un prossimo futuro la necessità di stimare dati di radiazione sarà meno sentita. Peraltro, i dati di radiazione solare giornaliera sono piuttosto costanti su aree abbastanza ampie, per cui non è richiesta una densità di punti di rilevamento molto alta.

Le informazioni in genere richieste per modellare la radiazione in genere includono la posizione del sole (angoli allo zenit e all'azimut), la durata del giorno, la quantità di radiazione ricevuta su una superficie orizzontale, la distribuzione tra radiazione diretta e diffusa e tra radiazione fotosinteticamente attiva (PAR, photosynthetically active radiation) e radiazione all'infrarosso vicino (NIR, near infrared radiation). Questa sezione descriverà modelli per ottenere le informazioni elencate a completamento di quanto trattato nel capitolo 3.

La radiazione potenziale

La densità di flusso radiante (W m^{-2}) su una superficie orizzontale al di fuori dell'atmosfera terrestre è:

$$S_{bo} = 1360 \cos \theta \quad [6.1]$$

dove θ è l'angolo rispetto allo zenit (eq. 3.1) e $1360 \text{ (W m}^{-2}\text{)}$ è la costante solare. La radiazione è attenuata e riflessa dall'atmosfera quindi solo una frazione di essa, T_p , raggiunge la superficie terrestre. Definiamo quindi T_t come la frazione di radiazione potenziale che raggiunge la superficie terrestre mediamente nella giornata. Per fare stime grossolane della radiazione oraria, possono essere calcolati valori di $T_t S_{bo}$ ad intervalli orari. La loro somma sarà simile al valore giornaliero, ma probabilmente la correlazione con i valori orari reali sarà in genere scarsa, risultando accettabile solo in giornate limpide. Se il modello richiede dati di radiazione orari, la stima effettuata nel metodo appena descritto è il metodo migliore, ancorché scarsamente soddisfacente.

La radiazione solare giornaliera

L'input di radiazione giornaliera su una superficie al di fuori dell'atmosfera si ottiene integrando l'eq. 6.1 per ottenere (questa volta in MJ m^{-2}):

$$S_o = 117.5 \frac{(h_s \sin \lambda \sin \delta + \cos \lambda \cos \delta \sin h_s)}{\pi} \quad [6.2]$$

dove h_s è la metà della durata del giorno come da eq. 3.5; la durata della giornata che in questo caso ci interessa è quella dall'alba al tramonto, quindi $\cos \theta = 0$ e

$$h_s = \cos^{-1}(-\tan \delta \tan \lambda) \quad [6.3]$$

Il numero 117.5 corrisponde ai megajoules che arrivano su una superficie perpendicolare ai raggi del sole su una intera giornata. Il resto dell'equazione apporta i correttivi dovuti alla lunghezza

del giorno e all'angolo del sole rispetto alla superficie orizzontale. Nella figura 6.1 sono riportati i valori di radiazione potenziale calcolati con l'eq. 6.2.

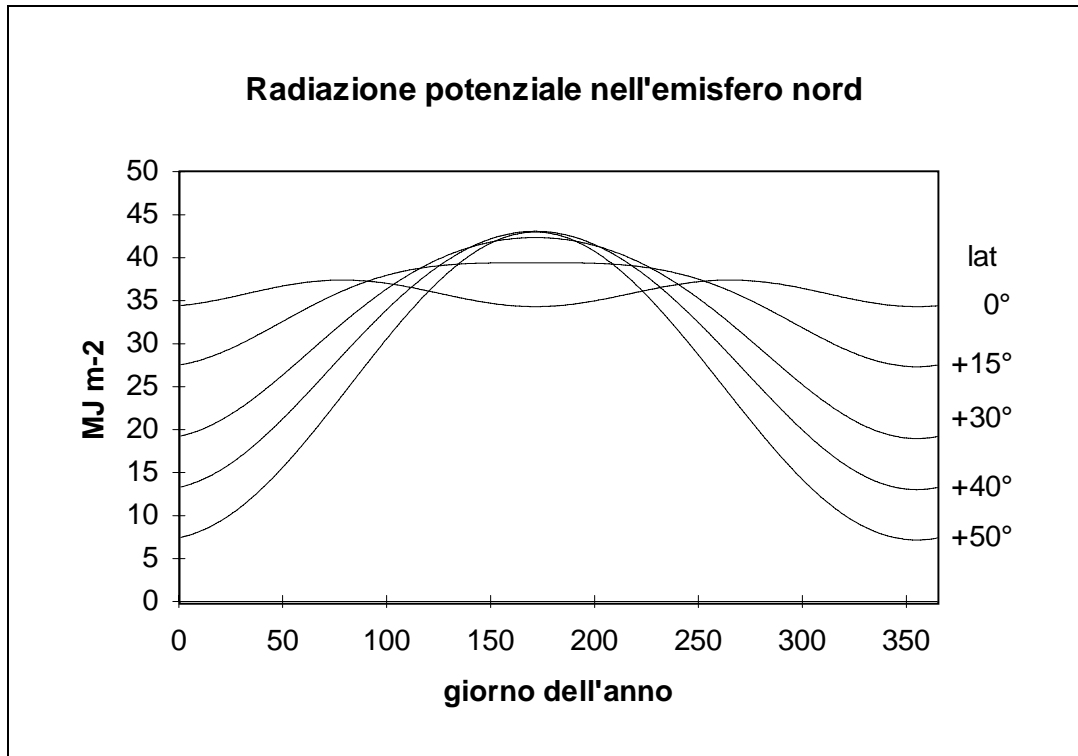


Figura 6.1 Valori di radiazione potenziale giornaliera calcolati per cinque latitudini dell'emisfero nord per mezzo dell'equazione 6.2.

Teniamo adesso conto della diffusione e dell'assorbimento dell'atmosfera, come abbiamo fatto per calcolare i valore orari. Otteniamo quindi il valore della radiazione globale giornaliera alla superficie della terra:

$$S_t = T_t S_o \quad [6.4]$$

Bristow e Campbell (1984) hanno messo in evidenza la correlazione tra T_t e le fluttuazioni della temperatura, assumendo che a giornate nelle quali si hanno alti valori di radiazione arrivati alla superficie terrestre corrispondono ampie differenze tra temperatura massima e minima. Essi hanno proposto la seguente equazione empirica:

$$T_t = A(1 - e^{-B\Delta T^C}) \quad [6.5]$$

dove A , B e C sono parametri stimati utilizzando dati misurati. L'escursione termica viene calcolata come $\Delta T_i = T_{x_i} - (T_{n_i} + T_{n_{i+1}}) / 2$; l'escursione, calcolata come differenza tra temperatura massima della giornata e la media delle minime della giornata in corso e di quella successiva, risulta miglior regressore nella stima di T_t dell'escursione calcolata utilizzando solamente la minima della giornata in corso, i . La costante A è il coefficiente di trasmissività caratteristico del cielo limpido che, tipicamente, ha valori tra 0.7 e 0.8. Un valore comune per C è 2. Il parametro B ha una variabilità stagionale e risulta correlato con la radiazione potenziale. Una buona approssimazione per il nord-ovest degli Stati Uniti è:

$$B = 0.329/S_o \quad [6.6]$$

dove S_o è calcolato usando l'eq. 6.2. Un valore anche migliore si ottiene utilizzando il valore di S_o corrispondente a 30 giorni prima la data in corso¹.

E' stato verificato che l'eq. 6.4, con T_t calcolato secondo l'eq. 6.5, fornisce stime attendibili di radiazione mensile o settimanale. La correlazione con i dati giornalieri, in uno specifico giorno, è tuttavia piuttosto scarsa. Queste equazioni non possono quindi sostituire misurazioni accurate di radiazione oraria o giornaliera; possono però essere utilizzate in prima approssimazione in modelli che integrino l'effetto della radiazione in periodi piuttosto lunghi.

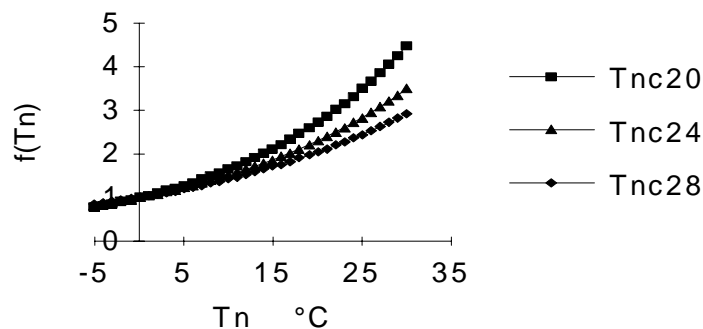
Suddivisione della radiazione tra diretta e diffusa

L'eq. 6.4 fornisce l'energia solare totale che giornalmente è disponibile su una superficie orizzontale al di sotto dell'atmosfera. Per alcune applicazioni è peraltro necessario conoscere come questa radiazione è suddivisa in radiazione diretta e radiazione diffusa. La radiazione diretta proviene direttamente dal sole e quindi ha angoli zenitali ed azimutali associati ad essa; la radiazione diffusa è invece deviata da atmosfera e nuvole e quindi non ha, se non molto marginalmente, una natura direzionale.

¹ Questo modello, valutato con dati provenienti da diverse località, ha fornito stime non del tutto accettabili, principalmente perché tende a sottostimare il coefficiente di trasmittività durante i mesi di luglio e agosto (emisfero nord) o gennaio e febbraio (emisfero sud). Una modifica al modello che appare superare questi problemi è quello presentato da Donatelli e Marletto (1994) che ha la seguente espressione:

$$T_t = A \left(1 - e^{\frac{-B\Delta T^C f(T_n)}{T_{avg} + 20}} \right) \quad ; \quad f(T_n) = e^{\frac{T_n}{T_{nc}}}$$

La causa della sottostima durante il periodo di piena estate generava errori nelle stime del modello crescenti esponenzialmente all'aumentare della temperatura minima. Un possibile motivo è dato dal fatto che, in genere, nei mesi di luglio e agosto durante la notte la temperatura rimane relativamente alta, quindi l'escursione termica risulta modesta. Essendo la stima di T_t basata appunto sull'escursione termica, in quei giorni il modello sottostima la radiazione. E' stato quindi introdotta una funzione della temperatura minima, $f(T_n)$, che agisce da moltiplicatore per il ΔT . Questa funzione contiene un parametro, T_{nc} , che determina l'intensità della funzione della temperatura minima, come nel grafico di seguito riportato:



Inoltre, nel modello la radiazione potenziale a denominatore nell'esponenziale è sostituita dalla temperatura media giornaliera (più 20, ad evitare che il valore del denominatore possa diventare 0). La temperatura media dell'aria, il cui andamento durante l'anno è spostato in avanti rispetto a quello della radiazione potenziale, è risultato regressore migliore nel tener conto della stagionalità della stima del T_t nel modello.

La stima dei parametri B , C e T_{nc} viene effettuata utilizzando dati misurati in una procedura per modelli non-lineari; A non viene stimato ma ad esso si attribuisce, per la località in esame, il valore medio dell'1% dei valori più alti misurati per T_t .

E' stata proposta (Bristow *et al.*,1985) un'equazione empirica, simile nella sua forma all'eq. 6.4, per stimare il valore medio giornaliero di radiazione diffusa. Il coefficiente di trasmissività di radiazione diffusa, T_d , viene quindi calcolato come:

$$S_d = T_d S_o \quad [6.7]$$

dove S_d è la densità di flusso della radiazione diffusa. Si assume che T_d sia funzione del coefficiente totale di trasmissività, T_t , come mostrato nella figura 6.2

L'equazione per calcolare T_d è:

$$T_d = T_t \left[1 - e^{\left(\frac{-0.96}{T_t} \right)} \right] \quad [6.8]$$

La radiazione diretta è uguale al totale meno la radiazione diffusa, quindi

$$S_b = S_t - S_d \quad [6.9]$$

Si può notare dalla fig. 6.2 che i valori dei coefficienti di trasmissione totale e diffusa sono uguali fino a valori di T_t di circa 0.4.

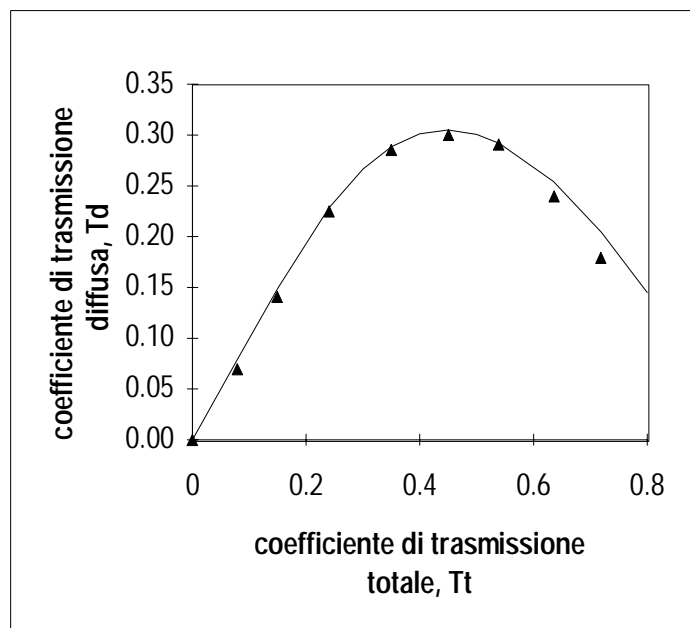


Figura 6.1 Trasmissione di radiazione diffusa giornaliera come funzione della trasmissione totale giornaliera. I dati provengono da Spitters (1986); la linea è l'eq. 6.8

Distribuzione spettrale della radiazione e radiazione fosinteticamente attiva

Per alcuni scopi di modellazione, non è sufficiente conoscere solo il cumulo di energia che raggiunge la superficie; infatti, possono essere richieste informazioni sulla distribuzione nello spettro della radiazione stessa. La banda spettrale più importante rispetto alle piante è quella

fotosinteticamente attiva (PAR) cui corrispondono lunghezze d'onda tra 0.4 e 0.7 μm ; queste lunghezze d'onda corrispondono approssimativamente alla radiazione visibile per molti animali. La radiazione solare ha lunghezze d'onda che vanno da 0.4 μm sino a circa 4 μm ; la radiazione tra 0.7 μm e 4 μm è chiamato infrarosso vicino (NIR). Quest'ultima parte della radiazione non è utile per reazioni fotochimiche e la maggior parte di essa è riflessa dalle piante. Circa metà della radiazione totale è nella banda PAR, mentre l'altra metà è in quella NIR.

Dal momento che la fotosintesi è determinata dall'assorbimento di singoli fotoni piuttosto che dall'assorbimento di una specifica quantità di energia, è opportuno esprimere il PAR come densità di flusso di fotoni in luogo di densità di flusso di energia. La biochimica della fotosintesi è espressa in generale usando le moli come unità di misura per la quantità, quindi a noi interessa sapere quante moli di fotoni sono ricevuti da una pianta. Facendo riferimento alla radiazione solare nella banda PAR, ci sono approssimativamente 0.235 MJ per mole di fotoni. Facciamo un esempio in cui la radiazione totale alla superficie sia 20 MJ $\text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$; il PAR, espresso come energia, sarà pari a $20/2=10 \text{ MJ m}^{-2}$. Il flusso di fotoni per la giornata sarà quindi pari a $10 (\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}) / 0.235 (\text{MJ mol}^{-1}) = 42.6 \text{ mol m}^{-2}$. Questo valore si trasforma nel più familiare flusso di fotoni per secondo dividendo per il numero di secondi in un giorno, 86400, e ottenendo quindi $493 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. La densità del flusso di fotoni in una giornata di pieno sole è intorno a $2000 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, pari a circa quattro volte la media per questa giornata.

Assorbimento di energia solare da parte di superfici di suolo e piante

Quando l'energia solare raggiunge la superficie del suolo o delle piante, in parte viene assorbita e in parte viene riflessa. La radiazione assorbita riscalda la superficie e il calore è dissipato per convezione o attraverso l'evaporazione, oppure ancora è irraggiato come radiazione termica (ad onda lunga) dalla superficie. Come anticipato in apertura di capitolo, la maggior parte del PAR viene assorbito dalle foglie verdi mentre la maggior parte del NIR viene riflesso. Anche il suolo assorbe in maggior misura il PAR rispetto al NIR, ma la differenza non è così marcata come nel caso dei manti vegetali.

Per scopi di modellazione, siamo in generale più interessati nelle quantità di energia assorbite dalla superficie, che può essere calcolata come:

$$S_n = a_s S_t \quad [6.10]$$

dove a_s è l'assorbanza di onde corte della superficie e S_n è la radiazione solare netta. La tabella 6.1 fornisce valori tipici per a_s per suoli e manti vegetali.

L'assorbanza di superfici di suolo dipende non solo dal suo contenuto d'acqua, ma anche dal contenuto di sostanza organica del suolo. A suoli che hanno un alto contenuto di sostanza organica corrispondono assorbanze più alte di quelle relative a suoli con contenuto modesto di sostanza organica. Se il contenuto d'acqua della superficie del suolo è noto, la sua assorbanza può essere stimata come:

$$a_s = 1 - 0.25e^{-3.2\theta} \quad [6.11]$$

dove θ è il contenuto volumetrico di acqua del suolo.

superficie	a_s	superficie	a_s
prato	0.76	foresta di latifoglie	0.82
frumento	0.74	foresta di conifere	0.84
mais	0.78	foresta paludosa	0.88
ananas	0.85	superficie di acqua	0.95
canna da zucchero	0.85	terreno secco	0.75
		terreno umido	0.90

Tabella 6.1 Assorbanza tipica di radiazione solare (1-albedo) per suoli e vegetazione.

Radiazione termica

Due fra i più importanti componenti del bilancio energetico di superfici di suolo e di vegetazione sono la radiazione termica emessa dal cielo e assorbita dalla superficie esposta e la radiazione termica emessa dalla superficie. La radiazione termica corrisponde a radiazioni a lunghezza d'onda più lunga di quella della radiazione solare visibile ed è talvolta chiamata radiazione a onda lunga o infrarosso lontano. Le lunghezze d'onda tipiche vanno da 4 a 80 μm . La lunghezza d'onda che corrisponde al picco d'emissione varia con la temperatura, ma è intorno ai 14 μm per temperature tipiche della superficie terrestre.

Le misure di radiazione termica disponibili sono anche più rare di quelle che riguardano radiazione solare e pressione di vapore. Fortunatamente l'emissione di radiazione termica si può modellare piuttosto facilmente in quanto dipende in larga misura dalla temperatura, le cui misurazioni sono frequentemente disponibili. Se fossero disponibili, le misurazioni di radiazione termica dal cielo sarebbero preziose in quanto potrebbero essere riferite ad ampie superfici. Le misurazioni dal suolo avrebbero invece una validità assai più limitata in quanto le temperature superficiali dipendono fortemente dalla copertura della coltura, dalla scabrosità della superficie, dalla radiazione solare incidente ecc.

La densità del flusso di radiazione termica emessa da un materiale o da una superficie è calcolato utilizzando l'equazione di Stefan Boltzmann:

$$L = \varepsilon \sigma \Theta^4 \quad [6.12]$$

dove L è l'emittanza, ε è l'emissività, σ è la costante di Boltzmann ($4.9 \cdot 10^{-9} \text{ MJ m}^{-2} \text{ K}^{-4} \text{ giorni}^{-1}$ oppure $5.67 \cdot 10^{-8} \text{ J m}^{-2} \text{ K}^{-4} \text{ s}^{-1}$) e Θ è la temperatura in gradi Kelvin. Relativamente all'atmosfera, l'emissione occorre in uno strato piuttosto ampio, sembra di uno spessore di diverse centinaia di metri. Idealmente, sarebbero necessarie misure di temperatura per tutto lo strato da cui si ha emissione, ma queste misure in genere non sono disponibili. Ci si adatta quindi a utilizzare le misure di temperatura effettuate a 1.5 m; essendo infatti la temperatura a questa quota ben correlata con quella delle quote superiori, questa temperatura viene utilizzata per la stima dell'emittanza dell'atmosfera.

L'emissività, ε , di molte superfici naturali è 0.97; questo valore può quindi essere usato per i suoli o per le manti vegetali vegetali. Un'atmosfera limpida emette tuttavia radiazioni solo in bande discrete. I gas atmosferici maggiormente responsabili per le radiazioni emesse sono il

vapore acqueo, la CO₂ e l'ozono; tra questi, il vapore acqueo è di gran lunga il più importante. Si è tentato di definire equazioni che avessero un significato fisico per modellare l'emissività dell'atmosfera limpida, ma le equazioni più valide dal punto di vista delle capacità previsionali rimangono le relazioni empiriche tra emissività e temperatura dell'atmosfera. Una formula semplice è stata proposta da Unsworth e Monteith (1975) e sembra fornire buone stime dell'emissività di un'atmosfera limpida. L'equazione è:

$$\varepsilon_a = 1.06 - \frac{119}{\sigma \Theta^4} \quad [6.13]$$

Quando il cielo è nuvoloso, la sua emissività aumenta. Un cielo completamente coperto con nuvole basse ha un'emissività vicina all'unità. Gli stessi Unsworth e Monteith (1975) hanno derivato una semplice correzione per cieli nuvolosi. La copertura dovuta alle nuvole è strettamente correlata con il coefficiente di trasmissione totale della radiazione solare relativo all'atmosfera, T_t . Per porre in relazione tra loro emissività e trasmittività dell'atmosfera per la radiazione, è necessaria una funzione che permetta a ε_{ac} di assumere valori prossimi a ε_a quando T_t ha un valore alto, e di essere pari circa a 1 quando T_t è basso. Una equazione molto semplice da utilizzare a questo scopo è:

$$\varepsilon_{ac} = \varepsilon_a + (1 - \varepsilon_a)(1.14 - 1.5T_t) \quad [6.14]$$

per la quale si ha la restrizione $0 \leq (1.14 - 1.5 T_t) \leq 1$. Una espressione più elegante è derivata interpolando i dati presentati da Spitters (1986):

$$\varepsilon_{ac} = \varepsilon_a + \frac{1 - \varepsilon_a}{1 + 0.034e^{7.9T_t}} \quad [6.15]$$

La radiazione termica netta relativa alla superficie del suolo o al manto vegetale non può essere stimata senza conoscere la temperatura della superficie. Un'approssimazione utile della radiazione termica netta è data dalla radiazione isoterma netta. Questa è la radiazione termica che si ha quando la superficie è alla stessa temperatura dell'aria, e la cui espressione è:

$$L_{ni} = (\varepsilon_{ac} - \varepsilon_s) \sigma \Theta^4 \quad [6.16]$$

In alcuni modelli è stimata la temperatura delle superfici, quindi può essere fatta una stima accurata della radiazione termica netta. Per molti modelli (soprattutto quelli con passo d'integrazione giornaliero), invece, L_{ni} è l'unica stima possibile per la radiazione termica netta. In situazioni quali quelle di superfici di suoli umide o manti vegetali non troppo basse, L_n da buone stime di L_{ni} . Per superfici asciutte che si riscaldano sotto l'irraggiamento del sole, l'eq. 6.16 sovrastima L_n . Per dare un'idea dei possibili errori, calcoliamo L_n e L_{ni} assumendo una temperatura dell'aria di 20 °C e una temperatura media della superficie di 25 °C. Assegnamo inoltre il valore di 0.8 a ε_{ac} . Dall'eq. 6.12, $L_a = 0.8 \times 4.9 \times 10^{-9} \times (20+273)^4 = 29 \text{ MJ m}^{-2}$. $L_s = 0.97 \times 4.9 \times 10^{-9} \times (25+273)^4 = 37 \text{ MJ m}^{-2}$. La radiazione termica netta è quindi: $L_n = L_a - L_s = 29 - 37 = -8 \text{ MJ m}^{-2}$. Dall'eq. 6.16 risulta invece: $L_{ni} = (0.8 - 0.96) \times 4.9 \times 10^{-9} \times (20+273)^4 = -6 \text{ MJ m}^{-2}$. Fortunatamente, il valore dell'errore cresce quando il valore della radiazione solare aumenta, quindi gli errori relativi rimangono piuttosto piccoli. Si noti come in entrambi i casi il valore della radiazione termica netta è negativo, cosa che ci indica come viene persa più radiazione termica dalle superfici di quanta non ne provenga dall'atmosfera.

Un metodo per qualche aspetto più semplice per determinare la radiazione isoterma netta di un cielo limpido è stato suggerito da Monteith e Unsworth (1990). Essi hanno ottenuto:

$$\begin{aligned} L_{nic} &= 0.3T_a - 107 \text{ (Wm}^{-2}\text{)} \\ L_{nic} &= 0.026T_a - 9.2 \text{ (MJm}^{-2}\text{ giorno}^{-1}\text{)} \end{aligned} \quad [6.17]$$

valida per giorni limpidi. L'effetto della copertura nuvolosa può essere modellato come:

$$L_{ni} = L_{nic} \left(0.96 - \frac{1}{1 + 0.034e^{7.9T_i}} \right) \quad [6.18]$$

La radiazione netta per modelli di evapotraspirazione

La radiazione isoterma netta utilizzata nell'eq. 5.9 per stimare l'evapotraspirazione potenziale è calcolata da:

$$R_{ni} = S_n - L_{ni} \quad [6.19]$$

La forma dell'equazione di Penman-Monteith riportata come eq. 5.9 incorpora l'eccesso di perdita di calore per irraggiamento derivante dall'avere la superficie a temperatura superiore di quella nell'aria nel termine r_e . L'uso di R_{ni} , invece di R_n , non è quindi un'approssimazione in questa equazione. L'equazione di Priestley-Taylor (eq. 5.12) è generalmente scritta con il termine R_n , ma quando i calcoli sono svolti, si utilizza sempre il valore di R_{ni} in quanto valori giornalieri di R_n non sono modellabili facilmente. Fintantoché l'eq. 5.12 è utilizzata come un'equazione empirica e si utilizza un valore di α tale da calibrare la formula per un determinato ambiente, l'uso di R_{ni} per rappresentare la radiazione termica netta è ragionevole. Dal momento che R_{ni} è sempre utilizzata per indicare R_n in questa equazione, è probabilmente meglio scrivere l'equazione con il termine di R_{ni} , invece di R_n .