

6. L'UMIDITA' ATMOSFERICA E LE IDROMETEORE

6.1. L'UMIDITÀ ATMOSFERICA

I flussi di calore latente che si realizzano attraverso l'evaporazione e la condensazione dell'acqua sono alla base del ciclo dell'acqua: tutta l'acqua che le piante impiegano per la loro vita è acqua del terreno, ma tutta l'acqua del terreno proviene da quella che, evaporata dalla superficie terrestre, si trova nell'atmosfera sotto forma di vapore a seguito dei processi di evaporazione e traspirazione, e ritorna al terreno sotto forma di idrometeore a seguito del processo di condensazione. L'importanza dell'umidità deriva dal fatto che alla temperatura terrestre, l'acqua passa facilmente dallo stato di vapore a quello liquido o solido e viceversa, con forti rilasci o assorbimenti di calore.

L'umidità atmosferica riveste notevole importanza per la formazione delle varie idrometeore, e influisce sull'entità dell'evapotraspirazione e della fotosintesi, tanto che, per gli agrometeorologi, il vapore acqueo è la componente gassosa più importante dell'atmosfera. Le condizioni di umidità, e specialmente la presenza di rugiada, inoltre, condizionano fortemente lo sviluppo e la crescita di fitopatogeni, soprattutto fungini.

6.1.2. Misura dell'umidità

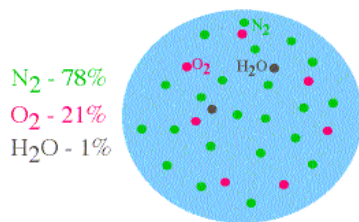
L'aria è una miscela di gas che contiene sempre una certa quantità d'acqua allo stato di vapore. Il contenuto in vapor acqueo dell'aria può essere espresso in molti modi diversi.

a) Umidità assoluta

Il contenuto in vapor acqueo dell'atmosfera può essere espresso come quantità di molecole di vapor acqueo presenti nell'aria, e misurato in termini di massa *di vapor acqueo* m_w (g) per unità di volume di aria V (m^3). Tale misura viene indicata con il nome di **umidità assoluta** o **densità del vapore**, e viene indicata con il simbolo ρ_v ,

b) Pressione di vapore e pressione di vapore saturo

Il modo più frequente in cui si esprime il contenuto di vapore dell'aria è come **pressione di vapore** e_a , la cui unità di misura è solitamente il Pascal (Pa) o il kilopascal (kPa, $1\text{kPa} = 10^3\text{ Pa} = 10\text{ mbar}$). Poiché la pressione totale di una miscela di gas è la somma delle pressioni parziali dei singoli componenti (figura), la pressione di vapore rappresenta la *pressione parziale creata dal vapor acqueo*, ossia il contributo del vapor acqueo alla pressione atmosferica.



$$P_{\text{total}} = P_{\text{N}_2} + P_{\text{O}_2} + P_{\text{H}_2\text{O}}$$

if $P_{\text{total}} = 1000\text{mb} = 780\text{mb} + 210\text{mb} + 10\text{mb}$

↑
partial pressure due
to vapor = *vapor pressure*

Umidità assoluta e pressione di vapore sono legati dalla seguente relazione:

$$\rho_v = \frac{m_w}{V} = \frac{e_a M_w}{RT}$$

dove e_a rappresenta la pressione di vapore (Pa), M_w la massa molecolare del vapore acqueo che è pari a $18,02\text{ g mol}^{-1}$, R la costante universale dei gas ($8,31\text{ J mol}^{-1}\text{K}^{-1}$) e T la temperatura assoluta dell'aria (Temperatura in gradi Celsius + 273,15).

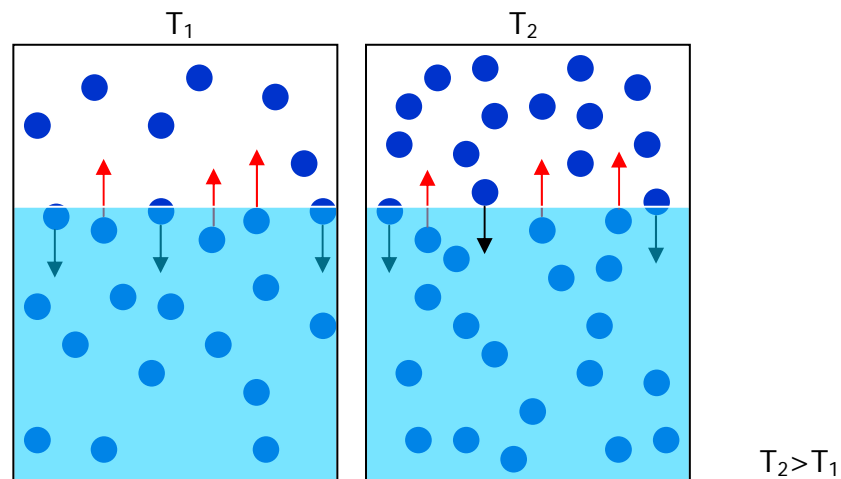
In base a questa relazione,

$$e_a = \frac{\rho_v RT}{M_w}$$

Ossia, la pressione di vapore aumenta all'aumentare :

- dell'umidità assoluta dell'atmosfera;
- della temperatura

secondo una relazione non lineare, in accordo con la Legge dei Gas.

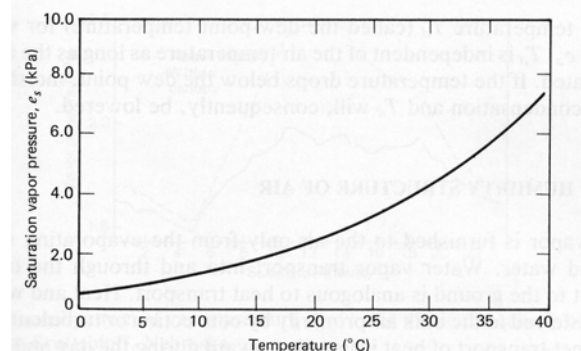


Esiste un limite alla capacità dell'aria di contenere vapore: l'evaporazione si verifica quando le molecole del liquido, in virtù della loro energia cinetica e quindi della temperatura, riescono a vincere le forze di attrazione reciproca passando allo stato di vapore. Alcune di queste molecole vengono nuovamente "catturate" dal liquido condensando sulla superficie ma inizialmente il flusso in uscita è superiore a quello in entrata e il numero di molecole sottoforma di vapore aumenta. Con il procedere dell'evaporazione si arriva ad un punto in cui l'aria in contatto alla superficie è satura di vapore e il numero di molecole allo stato di vapore non può più aumentare. La pressione che il vapore crea in queste condizioni, ossia quando l'aria ne è completamente satura è una misura della massima quantità di vapore che l'aria è in grado di contenere e viene indicata come **pressione di vapore saturo (e*)**. Il concetto di saturazione è un concetto dinamico perché l'evaporazione non cessa quando viene raggiunta la saturazione: ciò che accade è che il numero di molecole che lasciano il liquido è pari a quello delle molecole che vi ritornano e la pressione di vapore non cambia più.

Anche il valore della pressione del vapore saturo dipende dalla temperatura perché, se la temperatura del liquido venisse aumentata, la maggiore energia cinetica delle molecole consentirebbe l'evaporazione di una maggior quantità di molecole e l'equilibrio si stabilirebbe ad una pressione di vapore superiore. Anche in questo caso la relazione non è lineare (figura), e può essere numericamente espressa come :

$$e^* = 0,61078 \exp[(17.502 T)/(T + 240.97)] \quad [\text{kPa}]$$

dove T è la temperatura dell'aria in °C e e* è la pressione di vapore saturo in kPa. E' perciò sufficiente conoscere la temperatura dell'aria in equilibrio con l'acqua dalla quale avviene l'evaporazione per poter calcolare la pressione di vapore saturo dell'aria. Questa relazione é rappresentata graficamente nella figura, dalla quale è possibile vedere che la pressione di vapore saturo raddoppia



approssimativamente per ogni incremento di 10 °C nella temperatura a partire dal valore di circa 0,6 kPa a 0 °C (è circa 1,2 kPa a 10 °C, 2,4 a 20, 4,8 a 30 °C). La relazione può essere utilizzata anche per calcolare la pressione di vapore saturo dell'aria in equilibrio con il ghiaccio, modificando il valore dei coefficienti dell'equazione (17,502 diventa uguale a 21,87, mentre 240,97 diventa uguale a 265,5° C).

La relazione tra la pressione di vapore dell'aria e_a quando questa non è saturo e la temperatura è simile a quella tra e^* e la temperatura (figura pagina successiva) con alcune differenze fondamentali:

- mentre esiste un'unica curva $e^*/$ temperatura esistono tante curve e_a /temperatura quanti sono i possibili contenuti di vapor acqueo dell'aria (densità di vapore);
- a parità di temperatura e_a è sempre minore di e^* e quindi le curve di e_a sono sempre al di sotto di quella di e^* perché il contenuto di umidità in condizioni di non saturazione sarà sempre inferiore a quello in condizioni di saturazione.
- quantitativamente la risposta di e_a e e^* alla temperatura è diversa, nel senso che le differenze tra e_a e e^* aumentano con la temperatura (a 4 °C $e^* - e_a$ è minore che a 24 °C).

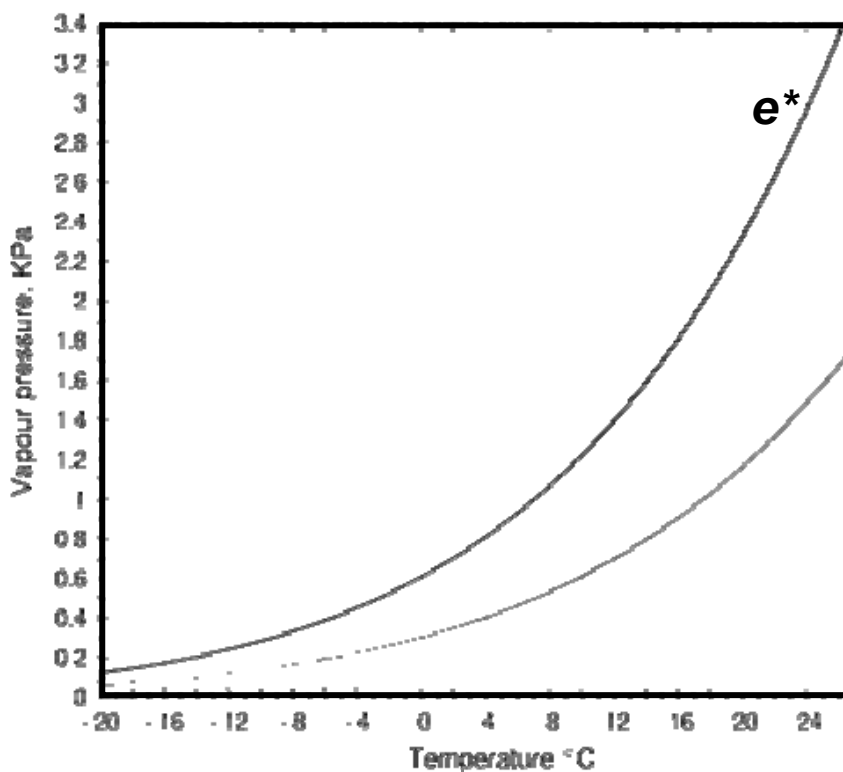


Figura. Relazione tra la pressione di vapore saturo e^* e la temperatura e tra la pressione di vapore e_a per diversi valori di densità di vapore (g m^{-3}) e la temperatura

In natura, l'aria è difficilmente saturo di vapore, per cui la temperatura non è più sufficiente a definirne le condizioni di umidità, che vengono pertanto espresse con delle misure che esprimono la relazione tra la pressione di vapore e_a in quelle condizioni di densità di vapore e temperatura e la pressione di vapore saturo e^* alla stessa temperatura:

b) Umidità relativa

Per **umidità relativa (RH)**, si intende il rapporto percentuale tra la pressione di vapore attuale e quella di saturazione alla stessa temperatura:

$$RH = \frac{e_a}{e^*} * 100$$

RH misura il livello di saturazione dell'aria (è pari al 100% quando l'aria è saturo).

c) Deficit di saturazione dell'atmosfera

Un'altra misura di umidità molto usata è il **deficit di saturazione dell'atmosfera (Δq)**, che ne quantifica il livello di insaturazione:

$$\Delta q = e^* - e_a$$

Il limite di questi due tipi di misura dell'umidità è che, a parità di quantità di vapore, entrambi cambiano al cambiare della temperatura a causa del fatto che la temperatura ha un effetto quantitativamente diverso su e^* e su e_a .

Le relazioni tra temperatura, e^* , e_a , RH e Δq possono essere comprese dalla figura della pagina successiva, che riporta una curva che esprime la relazione tra e^* e temperatura, ed un'altra che esprime la variazione della pressione di vapore e_a esercitata da un volume d'aria con un certo contenuto in umidità x all'aumentare della temperatura.

Come è evidente dalla figura, all'aumentare della temperatura aumentano le differenze tra e_a ed e^* a parità di temperatura. Conseguenza di questo diverso effetto della temperatura è che, all'aumentare della temperatura, RH diminuisce ed il deficit di saturazione aumenta nonostante il contenuto di umidità non vari.

Si considerino come esempio i valori di RH e Δq alla temperatura di 30 e 38°C.

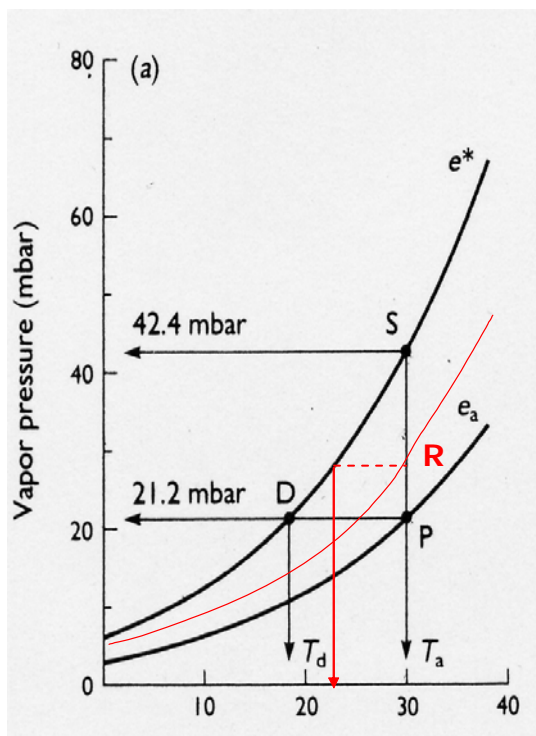
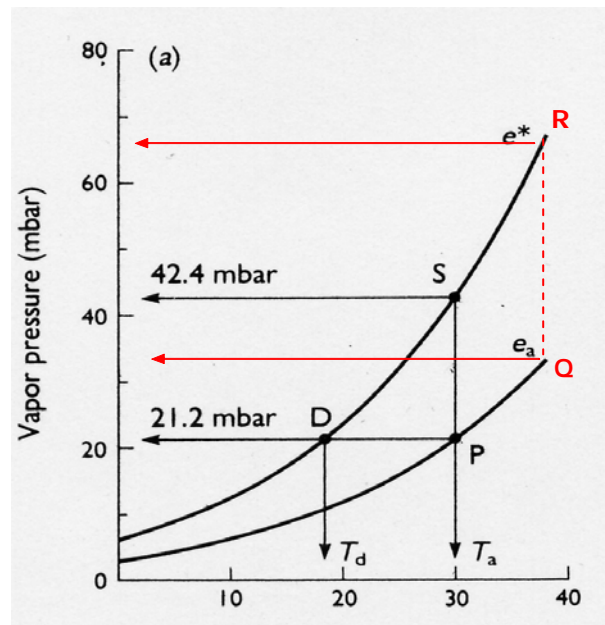
A 30°C (punto P):

- RH = $21,2/42,4 \cdot 100 = 50\%$
- $\Delta q = 42,4 - 21,2 = 21,2$ mbar

A 38°C (punto Q, valori approssimativi):

- RH è più basso = $32/67 = 47,7\%$
- Δq è più alto = $67 - 32 = 35$ mbar

Il concetto di deficit di saturazione dell'atmosfera è fondamentale per la comprensione dei flussi di calore latente attraverso l'evaporazione, della quale rappresenta la forza motrice, sia che questa avvenga a livello di coltura (traspirazione) che



a livello di terreno.

Le condizioni di umidità dell'aria possono essere descritte anche attraverso la:

d) Temperatura di rugiada

La **temperatura di rugiada (T_d)** è la temperatura fino alla quale l'aria deve essere raffreddata (a pressione e contenuto di vapore costanti) in modo da renderla saturo, cioè la temperatura alla quale bisogna portare l'aria perché il suo contenuto in umidità diventi pari alla sua capacità, ossia perché la sua pressione di vapore diventi pari alla pressione di vapore saturo ($e_a = e^*$). Se si considera il punto P nella figura, che esprime la pressione di vapore esercitata a 30°C da un contenuto x di umidità, l'aria con quella pressione di vapore dovrà essere raffreddata fino a circa 18°C (punto D) perché e_a diventi pari a e^* e si raggiunga il punto di rugiada. La *temperatura di*

rugiada non è quindi funzione della temperatura dell'aria, o del contenuto di vapor acqueo, ma della pressione di vapore: maggiore è la pressione di vapore, maggiore è la temperatura di rugiada. A parità di temperatura, maggiore è l'umidità assoluta, maggiore la pressione di vapore, maggiore il punto di rugiada. Se infatti si considera la curva con il punto R, caratterizzata da un contenuto di umidità superiore a x, a 30°C questo contenuto eserciterà una pressione di vapore superiore rispetto al caso precedente, e corrispondente a circa 28 mbar (punto R). Il punto di rugiada sarà quindi più alto nonostante la temperatura dell'aria sia la stessa (30 °C), e corrisponderà ad una temperatura di 22°C circa. A parità di umidità assoluta, invece, aria a temperatura inferiore svilupperà una pressione di vapore minore e avrà perciò un minore T_d .

Se la temperatura scende al di sotto della T_d , si ha condensazione (da stato di vapore a stato liquido) (o sublimazione, da stato di vapore a ghiaccio) a seconda che la temperatura sia superiore o inferiore a 0°C e, per quanto detto, una atmosfera con una maggiore pressione di vapore condenserà a temperature superiori a una con minore pressione di vapore. La condensazione del vapor acqueo dell'atmosfera può avvenire nell'atmosfera, ad altezze diverse, o sulla superficie terrestre, ed è alla base della formazione delle nubi, della nebbia, della rugiada e della brina.

6.1.3. Variazioni spaziali e temporali nell'umidità atmosferica

Il vapore acqueo dell'atmosfera deriva esclusivamente dall'evaporazione dalle superfici del terreno e dall'acqua e viene trasferito, come il calore, principalmente per convezione e per trasporto turbolento.

Per questi motivi gli andamenti spaziali e temporali del vapor acqueo nell'atmosfera sono simili a quelli della temperatura dell'aria: durante il giorno la pressione di vapore è più alta in prossimità del terreno o della coltura e diminuisce con l'altezza. Durante la notte la pressione di vapore tende ad essere minima in prossimità della superficie e ad aumentare con l'altezza. In termini quantitativi, tende ad essere leggermente più alta durante il giorno che durante la notte e raggiunge tipicamente i valori minimi quando anche la temperatura è ai suoi valori minimi. Come nel caso della temperatura la superficie infatti agisce come fonte di vapor acqueo durante il giorno (evaporazione) facendo aumentare il contenuto di umidità in prossimità della superficie, mentre consuma vapor acqueo durante la notte (condensazione, formazione di rugiada e brina), abbassando il contenuto in umidità in prossimità della superficie, ed è perciò la principale responsabile delle sue variazioni.

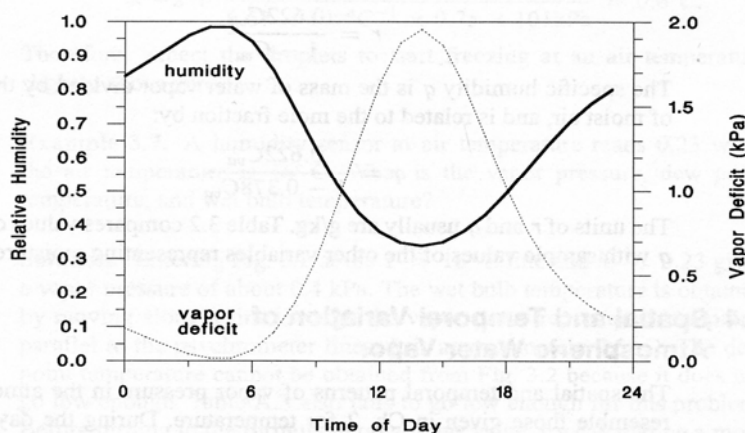


FIGURE 3-3. Diurnal variation in relative humidity and atmospheric vapor deficit for the temperature variation in Fig. 2.2. Vapor pressure is assumed to be constant throughout the day at 1.00 kPa.

Il trasferimento del vapore lontano dalle superfici avviene, anche in questo caso, per convezione. La convezione libera, oltre che da gradienti di temperatura, può infatti trarre origine anche da gradienti di umidità, in relazione al fatto che l'aria umida ha una densità inferiore a quella dell'aria asciutta. Le masse d'aria che si muovono attraverso convezione libera e trasporto turbolento, trasportano

contemporaneamente il calore sensibile e il vapor acqueo.

Sebbene l'andamento sia simile a quello della temperatura, l'entità delle variazioni spaziali e temporali in umidità è molto minore di quella in temperatura, tanto da poterle ignorare e da rendere sufficiente la conoscenza dei valori medi per caratterizzare l'umidità giornaliera. Di fatto, quindi, se si considera l'umidità atmosferica, è ragionevole supporre che la pressione di vapore sia pressoché costante nell'arco della giornata. Nonostante ciò, la dipendenza di RH e Δq dalla temperatura fa sì che queste due misure di umidità mostrino notevoli fluttuazioni nell'arco delle 24 ore semplicemente come risposta all'andamento giornaliero della temperatura. Nella Figura a fianco si può notare come, assumendo una pressione di vapore di 1 kPa ($T_d = 7^\circ\text{C}$) costante per tutta la giornata, RH sia prossima a 1 (o al 100% se espressa in percentuale) e Δq prossima a 0 kPa nelle prime ore del mattino, quando la temperatura è quella minima, mentre il massimo Δq e la minima RH si registrano nel primo pomeriggio, quando l'RH scende al 30% e Δq sale a 2 kPa. Tutta la variazione in umidità rappresentata in questa figura è dovuta esclusivamente alla temperatura.

A livello microclimatico, quando si considera lo strato d'aria a contatto con una coltura, RH e ΔT variano sia in risposta alla temperatura, che a causa dell'apporto di vapor acqueo dovuto alla traspirazione, che aumenta la pressione di vapore attraverso una aumentata densità di vapor acqueo. Una situazione tipica è rappresentata nella figura sottostante, che riporta le variazioni in RH, pressione di vapore e temperatura nelle 24 ore nell'aria sovrastante una coltura di soia.

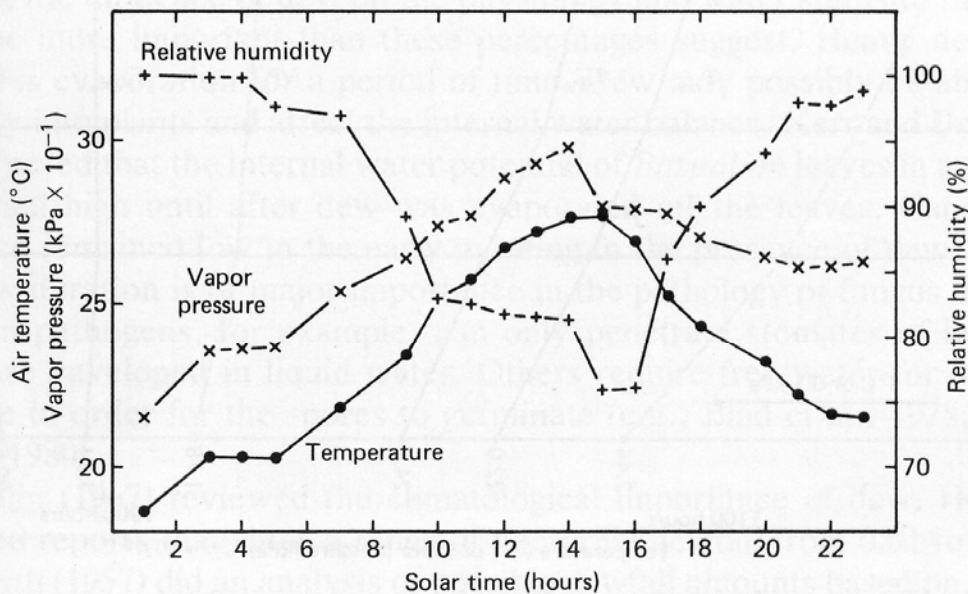


Fig. 5.4 Typical diurnal pattern of air temperature, vapor pressure and relative humidity over a soybean crop canopy. Data from Mead, Nebraska, mid-July.

L'andamento in RH è simile a quello visto in condizioni di pressione di vapore costante: l'umidità relativa raggiunge i valori più elevati durante la notte nonostante la pressione di vapore sia minima in quelle ore, a causa del fatto che, minore è la temperatura, minore è la differenza tra e_a e e^* e quindi maggiore il loro rapporto. I valori più bassi di RH e di pressione di vapore si osservano invece nel primo pomeriggio a causa dell'aumento di temperatura, ancora una volta a causa del fatto che la temperatura ha un effetto diverso su e^* e e_a . La pressione di vapore e_a segue l'andamento della temperatura dell'aria perché sia la temperatura che la quantità di vapore presente nell'atmosfera a contatto con una superficie traspirante aumentano all'aumentare della disponibilità energetica sotto forma di R_n che alimenta sia i flussi di calore latente (evapotraspirazione) che quelli di calore sensibile verso l'atmosfera. Nella figura si può anche notare un repentino abbassamento

della pressione di vapore intorno alle 15, subito dopo il massimo, attribuibile al fatto che l'elevato tasso di traspirazione di queste ore può causare uno stress idrico temporaneo al quale la pianta risponde chiudendo gli stomi e bloccando la traspirazione.

L'andamento giornaliero nella pressione di vapore all'interno della vegetazione è simile a quello appena descritto per l'aria soprastante la coltura, anche se i valori di pressione di vapore sono più elevati entro le coperture vegetali che non al di sopra (figura pagina successiva). Anche in questa figura è visibile un brusco calo nella pressione di vapore nel primo pomeriggio.

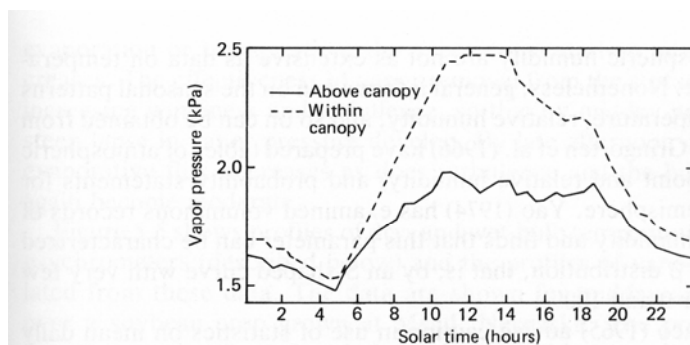


Fig. 5.3 Diurnal pattern of vapor pressure above and within the canopy of irrigated dry beans at Scottsbluff, Nebraska.

Una eccessiva RH può essere dannosa per la pianta. L'aumento dell'RH, e il concomitante calo nel deficit di saturazione, porta ad una riduzione della traspirazione, per cui la riduzione del carico di calore dalla vegetazione dipende unicamente dalla perdita di energia radiante e di calore sensibile per convezione. La combinazione di una RH elevata ed uno scarso movimento dell'aria può pertanto arrecare danni da elevate temperature alla coltura.

6.2. L'EVAPORAZIONE

Il processo evaporativo è una manifestazione dei flussi di calore latente LE la cui forza motrice è rappresentata dall'entità del gradiente di pressione di vapore tra la superficie evaporante e l'atmosfera.

Sia nel caso dell'acqua che di qualunque superficie umida (terreno, foglie), l'evaporazione ha luogo a partire da un sottilissimo strato (dell'ordine dei μm) d'aria immediatamente adiacente all'acqua o alla superficie umida. L'umidità relativa di questo sottilissimo strato evaporante è solitamente prossima al 100%, per cui si può assumere che la pressione di vapore su queste superfici corrisponda alla pressione di vapore saturo alla temperatura della superficie.

Se l'aria a contatto con la superficie evaporante è satura di vapore ($\text{RH} = 100\%$), non si ha gradiente e quindi non si ha evaporazione.

Se viceversa l'aria a contatto con la superficie evaporante è **insatura**, si ha evaporazione a un tasso che dipende dal gradiente. Il gradiente di pressione di vapore Δq tra la superficie evaporante, che è satura (e^*), e l'aria, nella quale la pressione di vapore è e_a , corrisponde al **deficit di saturazione dell'atmosfera ($e^* - e_a$)**, e rappresenta la **domanda evapotraspirativa dell'atmosfera**. A parità di temperatura, è tanto maggiore quanto minore è RH.

Per fare questa affermazione si deve supporre che e^* dell'atmosfera sia pari a e^* della superficie evaporante, e questo è vero se la foglia o il terreno si trovano alla stessa temperatura dell'aria (e^* dipende unicamente dalla temperatura).

Maggiore è la temperatura della superficie evaporante, maggiore e^* , maggiore il gradiente e maggiore il tasso di evaporazione. Questa è la ragione per la quale il tasso di evaporazione aumenta all'aumentare della temperatura a parità di altre condizioni. Data questa forte

dipendenza dell'evaporazione dalla temperatura, e dal momento che la temperatura integra bene molte variabili ambientali, molti modelli messi a punto per predire ET usano la temperatura come principale input.

L'esistenza di un gradiente non è l'unica condizione necessaria perché si sia evaporazione da una superficie umida. Il flusso da calore latente LE dipende infatti anche da L, ossia dal calore latente di vaporizzazione dell'acqua ($L = 2442 \text{ J g}^{-1}$ o $2,44 \text{ MJ kg}^{-1}$) e quindi dalla disponibilità di una adeguata quantità di energia. È stato chiaramente dimostrato che R_n rappresenta la principale fonte di energia per l'evapotraspirazione, tanto che, in regioni umide, R_n può essere considerata una buona misura di LE quando prevalgono condizioni che consentono di realizzare l'evaporazione potenziale. Nelle regioni umide, quindi, R_n generalmente stabilisce il limite superiore alla quantità di energia consumata per i flussi di calore latente (LE). In particolari condizioni (avvezione), però, anche il calore sensibile (H) può essere fonte di energia per l'evaporazione. Per avvezione si intende un tipo di convezione orizzontale, ossia di trasporto di energia e/o massa su un piano orizzontale nella direzione del vento. L'avvezione comporta il trasferimento di calore sensibile da un campo ad un altro, o da una regione ad un'altra, e questo calore sensibile viene utilizzato per far evaporare l'acqua, se questa è presente. Il passaggio su una superficie evaporante di aria relativamente calda e asciutta può pertanto causare un flusso di calore latente (LE) superiore alla energia disponibile:

$$LE > (R_n - H)$$

In altre parole, il sistema diventa aperto nel momento in cui riceve H da altri sistemi, e l'equilibrio definito dal bilancio energetico per un sistema chiuso non è più valido.

In natura l'avvezione rappresenta la norma più che l'eccezione, poiché condizioni non-avvetive prevalgono unicamente quando la superficie che si considera è identica nelle sue caratteristiche di colore, asperità, disponibilità idrica ecc, con le infinite superfici che si trovano sopra-vento.

Considerato l'elevato calore di vaporizzazione dell'acqua, l'energia necessaria perché avvenga l'evaporazione da una superficie umida è notevole. A titolo di esempio si consideri che l'evapotraspirazione (ET) alle medie latitudini durante i mesi estivi è tipicamente intorno ai 6 mm. Quanta energia deve essere disponibile come R_n per consentire questa ET?

$$6 \text{ mm} = 6000 \text{ g m}^{-2}$$

$$6000 \text{ g m}^{-2} \times 2442 \text{ J g}^{-1} = 14652000 \text{ J m}^{-2} = 14,65 \text{ MJ m}^{-2}$$

Una tale quantità di energia equivale a quella contenuta in 15 t di dinamite per ha.

Il vento gioca spesso un ruolo importante nei confronti dell'evapotraspirazione grazie alla sua azione di rimescolamento dello strato superficiale.

Riprendendo l'esempio precedente, 6 mm di acqua occupano un grande volume allo stato di vapore. Utilizzando la legge dei Gas ($V = nRT / P$) si può calcolare che il volume occupato dal vapore acqueo corrispondente ai 6 mm di ET è pari a 8060 litri. Una tale quantità riempie una colonna di 8.1 m di altezza per ogni m^2 di terreno. A meno che il vapore non venga miscelato con grosse quantità di aria attraverso la convezione libera e forzata, noi avremmo grosse difficoltà a respirare, e le piante a traspirare. Come appena detto, inoltre, i venti trasportano calore sensibile causando l'avvezione. Un effetto della riduzione della velocità del vento che si raggiunge con il frangivento è infatti quello di ridurre l'ET da superfici umide.

Esercizio:

a) Quanta acqua può evaporare con una disponibilità di R_n pari a 500 W m^{-2} alla superficie del terreno?

Considerando che il calore latente di vaporizzazione dell'acqua L è pari a 2442 J g^{-1} (a 20°C) potranno evaporare:

$$500 \text{ W m}^{-2} / 2442 \text{ J g}^{-1} = 0,205 \text{ g H}_2\text{O m}^{-2} \text{ s}^{-1}, \text{ equivalenti a:}$$

$$737 \text{ g H}_2\text{O m}^{-2} \text{ h}^{-1} (0,205 \times 3600)$$

b) Quale è l'altezza dell'acqua che corrisponde a questo quantitativo, se assumiamo una densità dell'acqua = 1 g cm^{-3} ?

737 cm^3 su una superficie di 1 m^2 ($100 \text{ cm} \times 100 \text{ cm} = 10^4 \text{ cm}^2$) sviluppano un'altezza di $737 \text{ cm}^3 / 10^4 \text{ cm}^2 = 0,0737 \text{ cm} = 73,7 \text{ mm}$

Quindi il tasso di evaporazione può essere convenientemente espresso come **altezza di acqua per unità di tempo** ($0,74 \text{ mm h}^{-1}$)

6.3. LA CONDENSAZIONE E LA FORMAZIONE DELLE IDROMETEORE

Ogniqualevolta la temperatura dell'aria scende al di sotto della temperatura di rugiada di ha condensazione o sublimazione a seconda che la temperatura sia superiore o inferiore allo zero. La condensazione può verificarsi:

- in corrispondenza della superficie terrestre, nel qual caso si ha la formazione di rugiada quando la temperatura è superiore a 0°C o di brina, quando la temperatura è inferiore a 0°C
- all'interno dell'atmosfera, nel qual caso si ha la formazione di nebbia, se l'abbassamento termico si verifica negli strati bassi dell'atmosfera, o di nubi, se l'abbassamento termico si verifica in quota.

E' in questo caso che si parla più propriamente di precipitazioni, perché l'acqua formatasi in seguito a condensazione nell'atmosfera ritorna sulla superficie per gravità.

6.3.1. La rugiada

La rugiada è definita come acqua condensata su superfici naturali (terreno e colture), la cui temperatura si trova al di sotto della temperatura di rugiada dell'aria in prossimità della superficie. Il raffreddamento di dette superfici è il risultato delle perdite di calore per irraggiamento durante la notte, sebbene sempre a temperature superiori a 0°C .

La rugiada ha una grande importanza in agricoltura ed ecologia. In alcune zone aride può infatti rappresentare la sorgente primaria di acqua grazie alla quale la flora locale sopravvive: in zone desertiche, caratterizzate da forti escursioni termiche, la rugiada può apportare fino a $0,3-0,4 \text{ mm}$ d'acqua al giorno sulla superficie (**precipitazioni occulte**); in alcune zone del Canada, in estate la rugiada può rappresentare fino al 12-14% delle precipitazioni. Oltre che contribuire direttamente al bilancio idrico delle colture poi, la rugiada può influire sullo stato idrico delle piante, ad esempio riducendo la traspirazione della copertura fogliare se particolarmente abbondante, in quanto la radiazione intercettata dalla superficie è spesa per far evaporare la rugiada anziché per traspirare, o venendo direttamente assorbita dalla pianta. La rugiada ha poi grande importanza nelle infezioni fungine, dal momento che certi funghi possono penetrare attraverso gli stomi solo se si sono sviluppati in un mezzo liquido, mentre altri richiedono acqua libera per un sufficiente periodo di tempo perché possano germinare le spore.

Non è necessario che si raggiunga il 100% di umidità relativa perché inizi la formazione della rugiada. Monteith ha osservato che essa inizia quando l'umidità relativa è compresa tra il 91 ed il 99%, su foglie la cui temperatura sia $0,4-1,4^\circ\text{C}$ inferiore a quella dell'aria. La rugiada si forma sino a quando la superficie si trova ad una temperatura che è inferiore a quella di rugiada dell'aria che vi è a contatto.

Gli effetti della rugiada sulle piante dipendono anche dal periodo dell'anno in cui la rugiada è presente, ed dal suo tempo di permanenza. Nella tarda estate ed in autunno, in Sud Africa, la vegetazione può rimanere bagnata anche per 12-15 h. In Inghilterra sono state osservate permanenze di 4-14 h su colture di frumento.

E' convinzione comune che, perché si formi la rugiada, è necessaria assenza di vento e cielo limpido. Monteith ha invece osservato che la rugiada richiede un trasporto turbolento, e non si forma se la velocità del vento è inferiore a $0,5 \text{ m s}^{-1}$. E' infatti necessario un apporto di aria umida in prossimità della superficie perché la rugiada si formi.

Gli apporti idrici derivanti dalla formazione di rugiada durante la notte variano, secondo Wallin (1967), tra $0,01$ e $5,0 \text{ mm}$, ma è difficile che la quantità di rugiada superi 1 mm per