Dipartimento di Agraria

- Corso di Laurea Magistrale in *Scienze e Tecnologie Agrarie* (LM69) -
- Corso *Gestione agronomica delle risorse idriche* (6 cfu)-

Carmelo Santonoceto

-Introduzione alla disciplina

-Transizioni di stato dell'acqua

-Vapor d'acqua

-Pioggia

-Analisi climatica

Caratteristiche fisiche e chimiche dell'acqua

PREMESSA

La Disciplina si occupa dello studio del ruolo dell'acqua nell'ambito del sistema suolo-pianta-atmosfera quale strumento per accrescere e stabilizzare le rese delle specie coltivate, attraverso un uso sostenibile dell'acqua stessa.

L'acqua, infatti, è il costituente essenziale di tutti gli esseri viventi. Nei tessuti di piante in piena crescita il suo contenuto può superare il 90%. Essa, inoltre, è l'elemento più abbondante sulla terra. Ma l'acqua dolce rappresenta solo una minima quota (meno del 3%) e di questa solo una minima parte può essere usata per l'irrigazione.

L'ACQUA SULLA TERRA

Volume d'acqua sulla terra	1.240.000.000 km^3
Acque marine (97%)	1.204.000.000 km^3
Acque dolci (3%)	36.000.000 km^3
Ghiacciai e poli (2%)	23.000.000 km^3
Falde acquifere (1%)	12.000.000 km^3
Acque superficiali (0,02%)	230.000 km^3
Atmosfera (0,0001%)	13.000 km^3

Tutte le funzioni vitali della pianta come respirazione, fotosintesi, accrescimento e moltiplicazione cellulare, assorbimento radicale, traslocazione e trasformazione degli elementi nutritivi, trasporto degli elaborati e loro trasformazione sono influenzate dalla disponibilità idrica.

Di tutti i fattori della produzione, l'acqua è quella richiesta in quantità più elevata. Il ritmo di crescita delle piante è più sensibile alla disponibilità idrica e risponde più prontamente ad un deficit idrico nel terreno che a qualsiasi altro fattore di produzione.

La coscienza del valore fondamentale dell'acqua ha dato luogo in passato a vasti programmi di captazione e di immagazzinamento di acqua da destinare all'irrigazione, ma, mentre da una parte non si è tenuto conto della sua qualità intrinseca e dei rischi che comporta per il suolo e le colture l'uso di acque improprie o di qualità mediocre (saline e salino-sodiche), dall'altra non si è preso in considerazione il grave rischio di degrado della risorsa di buona qualità attraverso l'inquinamento con reflui provenienti dalle città e dalle industrie.

La corsa allo sviluppo dell'irrigazione, in atto in tutto il mondo, spinge ad usare acque sempre più costose e sempre meno buone. I costi più elevati derivano dal maggiore input di energia richiesto per il sollevamento da falde profonde e dalla lontananza fra il luogo di captazione e quello di utilizzo delle risorse. Lo scadimento della qualità, invece, è legato alla salinità che può essere di origine marina, nel caso del sollevamento da falde carsiche e sottosuoli, o di origine terrestre, nel caso che le acque superficiali attraversino formazioni geolitologiche di tipo gessoso-solfifero.

Il problema della qualità delle acque per uso irriguo è grave e va attentamente valutato. Il loro impiego determina sempre riduzioni delle rese delle colture rispetto a quelle ottenibili impiegando acque dolci, almeno per i seguenti tre motivi: 1) ridotta disponibilità idrica per le piante a causa dell'abbassamento del potenziale dell'acqua nel suolo, segnatamente del potenziale osmotico, che risulta tanto più basso quanto più elevata è la salinità; 2) riduzione

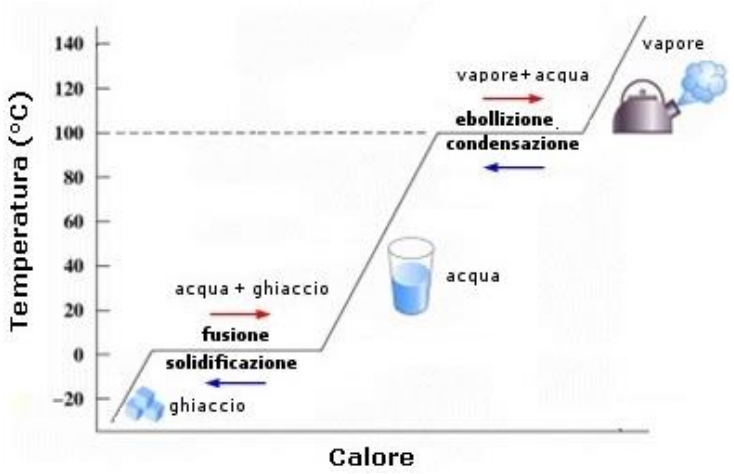
della permeabilità del suolo, specialmente di quello argilloso, all'aumentare del sodio nel complesso di scambio, con fenomeni di ristagno e di asfissia; 3) effetti tossici di alcuni elementi sulle piante coltivate.
L'uso continuato di acque saline per l'irrigazione provoca fenomeni di isterilimento; è stato calcolato, infatti, che attualmente nel mondo si perdono per isterilimento, conseguente a fenomeni di salinizzazione e di sodicizzazione, 3 ettari di suolo al minuto, ossia un milione e 577 mila ettari l'anno. Ma, nonostante ciò, a causa della grande penuria di acqua per usi irrigui, fonti idriche salmastre vengono utilizzate con sempre maggiore frequenza per cui si impone un approfondimento della loro conoscenza.

TRANSIZIONI DI FASE

Il *ciclo dell'acqua* (evaporazione, traspirazione, condensazione, precipitazione) ha un ruolo fondamentale nelle relazioni esistenti tra fenomeni meteorici e fattori biologici.
Esso si verifica grazie alle *transizioni di fase* dell'acqua.
L'acqua com'è noto, si può trovare nei tre stati: *solido*, *liquido* e *gassoso* e può passare da uno stato ad un altro; questi fenomeni vengono definiti passaggi di stato.
I passaggi di stato sono fenomeni fisici, perché non danno luogo a cambiamenti nella composizione delle sostanze interessate. Ad esempio, il ghiaccio, l'acqua e il vapore acqueo sono tutti costituiti da molecole di acqua; è diverso solo i modo con cui queste molecole sono unite fra di loro o, nel caso del vapore, non sono unite affatto.
I passaggi di stato avvengono a temperature caratteristiche per ogni sostanza pura. La temperatura a cui avviene un passaggio di stato dipende anche dalla pressione.
I passaggi di stato hanno i seguenti nomi:
-*Fusione*: passaggio da solido a liquido
-*Solidificazione*: passaggio da liquido a solido
-*Vaporizzazione*: passaggio da liquido ad aeriforme.
-*Liquefazione* o *condensazione*: passaggio da aeriforme a liquido
-*Sublimazione*: passaggio diretto da solido ad aeriforme (il ghiaccio "fuma"). Nel linguaggio corrente è usato per indicare anche il processo opposto, per quanto sarebbero più corretti i termini: *brinamento*, *sublimazione inversa* o *deposizione*.
Il passaggio da liquido ad aeriforme può avvenire in due modi: *evaporazione* ed *ebollizione*.
Di questi due fenomeni, soltanto l'ebollizione presenta tutte le caratteristiche di un passaggio di stato, perché avviene ad una temperatura fissa per ogni sostanza, e la temperatura del sistema resta costante per tutta la durata del passaggio di stato. L'ebollizione è un fenomeno fisico, che si verifica solo allo stato liquido, in cui la vaporizzazione coinvolge l'intera massa di un liquido.
L'ebollizione si verifica nel momento in cui la tensione di vapore del liquido eguaglia la pressione atmosferica o, più in generale, quella dell'ambiente circostante. L'acqua pura bolle a 100 °C se la pressione è di una atmosfera. Se la pressione è minore, come succede in alta montagna, l'acqua bolle a una temperatura inferiore. Abbassando sufficientemente la pressione si può provocare l'ebollizione a temperature anche vicine al punto di congelamento.
Viceversa, se la pressione è maggiore di una atmosfera, l'acqua bolle a una temperatura superiore ai 100°C.

Sotto la temperatura di ebollizione, la *vaporizzazione* si ha invece solo sulla superficie del liquido, e viene detta *evaporazione*. L'evaporazione è un processo più lento che avviene a qualsiasi temperatura: sono cioè le molecole della superficie che un po' alla volta si staccano e si mescolano all'aria.
Più la temperatura dell'ambiente è elevata, più velocemente avviene l'evaporazione.
Ognuna di queste transizioni assorbe o libera energia.
Viene definito *calore latente* la quantità di energia assorbita o rilasciata dall'unità di massa (g o kg) di una sostanza per il passaggio da una fase all'altra. Durante il processo di trasformazione la temperatura del sistema rimane costante.

Ad esempio il calore latente di vaporizzazione dell'acqua, ovvero l'energia necessaria perché l'unità di massa passi dallo stato liquido a quello gassoso, è pari a 586 cal g^{-1} = 2,45 MJ kg^{-1} ricordando che 1 cal = 4,1868 J e per passare da cal g^{-1} a MJ kg^{-1} bisogna moltiplicare per 0,0041868.



Andiamo ora ad analizzare i due stati dell'acqua che interessano più da vicino questa disciplina: l'umidità atmosferica, che ritroveremo nei modelli per il calcolo dell'evapotraspirazione; e la pioggia, che, oltre a rappresentare il principale rifornimento idrico per le piante, ritroveremo sia nel calcolo dell'ET che nella stesura del bilancio idrico.

VAPOR D'ACQUA

Com'è noto, l'aria contiene del vapore acqueo presente in quantità assai variabili a seconda delle condizioni meteorologiche. Questa quantità, tuttavia, in corrispondenza di determinate temperature dell'aria non può superare una certa soglia, in altri termini, esiste un tetto massimo per l'umidità dell'aria variabile in funzione della temperatura dell'aria. Da qui scaturiscono i seguenti parametri:
Umidità assoluta (AH) è la quantità espressa in grammi di vapore acqueo contenuta effettivamente in un metro cubo di aria.
Umidità di saturazione (SH) è la quantità massima in grammi di vapore acqueo che un metro cubo di aria può contenere a quella determinata temperatura, ossia la quantità di vapor d'acqua che ci sarebbe ad una determinata temperatura se l'atmosfera fosse satura.

Umidità relativa (HR) si ottiene dal rapporto percentuale delle due precedenti variabili:

$$RH = \frac{\text{Umidità assoluta (AH)}}{\text{Umidità di saturazione (SH)}} \times 100$$

L'*umidità relativa*, pertanto, esprime in termini percentuali quanto lontana dallo stato di saturazione sia l'aria. La tabella sottostante riporta l'umidità di saturazione alle varie temperature.

Temperatura (°C)	Umidità di saturazione ($g\ m^{-3}$)
-15	1,40
-10	2,16
-5	3,26
0	4,85
5	6,81
10	9,42
15	12,80
20	17,30
25	23,00
30	30,40

In generale l'umidità assoluta è più bassa di quella di saturazione; al limite può essere uguale, ma mai superiore.

Supponiamo che in un certo momento la temperatura dell'aria sia di 25 °C e contenga una quantità di umidità pari a 20 grammi di vapore acqueo per metro cubo. L'umidità di saturazione a 25 °C è di 23,0 g m^{-3}, quindi l'umidità relativa sarà:

$$HR = \frac{20{,}0\ g\ m^{-3}}{23{,}0\ g\ m^{-3}} \times 100 = 87\%$$

Se noi riscaldassimo l'aria ad una temperatura di 30 °C, l'umidità di saturazione corrisponderebbe a 30,4 g m^{-3}, l'umidità relativa scenderebbe al 66%.

Quando l'umidità assoluta corrisponde a quella di saturazione, l'umidità relativa sarà pari al 100%.

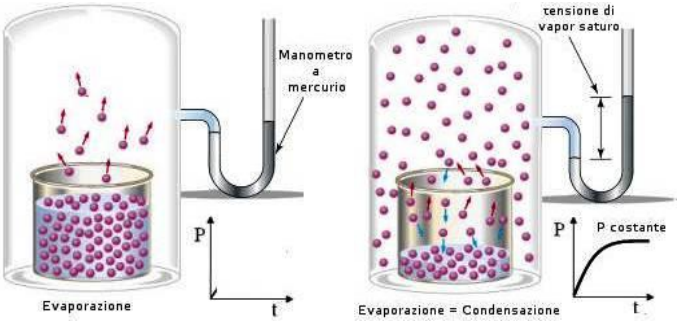
Se, invece, raffreddassimo l'aria a 15 °C, la quantità di vapor d'acqua in eccesso rispetto al tetto massimo, rappresentato dall'umidità di saturazione, condenserebbe. Passerebbe cioè dallo stato aeriforme a quello liquido (20 $g\ m^{-3}$- 12,8 $g\ m^{-3}$ = 7,2 $g\ m^{-3}$ di vapore che condensa).

Per tutti questi motivi, generalmente, la variazione giornaliera dell'umidità relativa procede in senso inverso alla temperatura: è minima nelle ore più calde della giornata, è massima in quelle più fredde.

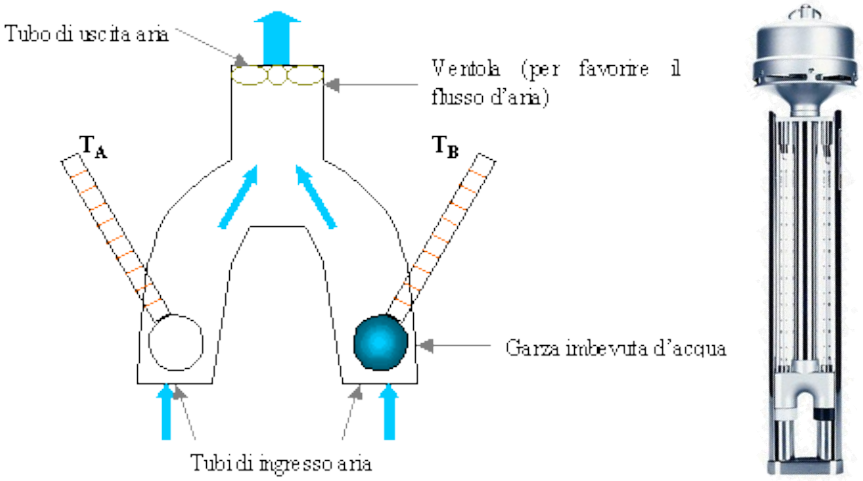
L'umidità relativa ha un grande significato come regolatore delle perdite d'acqua per evaporazione dal terreno e per traspirazione dalle piante. L'eccesso di umidità relativa comporta, tra l'altro, ritardo nella maturazione dei semi, suscettibilità delle piante ad attacchi di patogeni, ostacolo all'impollinazione.

Ma l'umidità atmosferica può essere espressa anche in termini di *pressione o tensione di vapore* in quanto il vapor d'acqua contribuisce alla pressione atmosferica con una pressione parziale. Nella descrizione climatica di una stazione, infatti, l'umidità dell'aria non è indicata come umidità relativa, che varia moltissimo di ora in ora col variare della temperatura, ma come pressione di vapore, che invece è un dato piuttosto costante nel tempo.
Anche la pressione di vapore, come visto per l'umidita, può raggiungere, in corrispondenza di una determinata temperatura, un valore massimo: questo valore viene indicato come *pressione o tensione di vapore a saturazione* (indicata con e_a).
Quando questo tetto massimo non viene raggiunto si parla di *pressione o tensione di vapore effettiva* (indicata con e_d).
Dal rapporto % tra e_d/e_a si ottiene il valore dell'umidità relativa. Nel caso in cui $e_d = e_a$ l'umidità relativa sarà del 100%. Nella tabella sottostante sono riportati, in corrispondenza di diverse temperature, i valori del peso del vapore e della relativa tensione in condizioni di saturazione dell'aria.

Temperatura (°C)	peso del vapore ($g\ m^{-3}$)	Tensione del vapore (kPa)
-15	1,40	0,17
-10	2,16	0,26
-5	3,26	0,40
0	4,85	0,61
5	6,81	0,87
10	9,42	1,23
15	12,80	1,69
20	17,30	2,33
25	23,00	3,16
30	30,40	4,24



Probabilmente il più preciso e più pratico strumento di misura dell'umidità è lo *psicrometro di Assman*. Si basa sul concetto che l'acqua evaporando assorbe calore determinando così una riduzione della temperatura.
Lo strumento è costituito da un tubo a forma di Y: nella coppia di condotti paralleli entra l'aria umida da analizzare, che esce poi dal terzo tubo, dove si può trovare una ventola che garantisce una misura in tempi più brevi (in presenza di ventola lo strumento viene definito psicrometro ventilato).



Nei due condotti d'entrata vengono posti altrettanti termometri: uno è definito a *bulbo asciutto* e misura la temperatura reale dell'aria; l'altro, definito a *bulbo umido*, ha il bulbo avvolto da una garza mantenuta umida attraverso un piccolo serbatoio di acqua distillata. Dopo qualche minuto i termometri segnano due diverse temperature con TA > TB. Parte dell'acqua contenuta nella garza, infatti, evapora e, assorbendo calore, provoca una riduzione della temperatura. Solo quando l'aria è satura di umidità, i due termometri segnano la medesima temperatura. In base a queste misure è possibile conoscere titolo e grado igrometrico dell'aria in quanto lo strumento viene corredato di *tavole psicrometriche* in cui sono riportate le temperature reali rilevate dal termometro a bulbo asciutto e le differenze di temperatura tra bulbo asciutto e bulbo umido.

Stralcio di tavole psicrometriche. Pressione di vapore in kPa. (Valido per psicrometro ventilato e per altitudine da O a 1.000 m s.l.m.)

Temperatura del bulbo asciutto (°C)	Differenza di temperatura tra bulbo asciutto e bulbo bagnato (°C)											
	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22
40	7,38	6,49	5,68	4,92	4,22	3,58	2,98	2,43	1,92	1,44	1,01	0,6
38	6,63	5,81	5,05	4,36	3,71	3,11	2,56	2,05	1,58	1,14	0,73	
36	5,94	5,19	4,49	3,84	3,25	2,69	2,18	1,71	1,27	0,86	0,49	
34	5,32	4,62	3,98	3,38	2,83	2,32	1,84	1,40	1,00	0,62		
32	4,75	4,11	3,51	2,96	2,45	1,98	1,54	1,13	0,75	0,40		
30	4,24	3,65	3,09	2,58	2,11	1,67	1,26	0,88	0,53			
28	3,78	3,23	2,72	2,24	1,80	1,40	1,02	0,67	0,34			
26	3,36	2,85	2,38	1,94	1,53	1,15	0,80	0,47	0,16			
24	2,98	2,51	2,07	1,66	1,28	0,93	0,60	0,29				
22	2,64	2,20	1,80	1,42	1,06	0,74	0,43	0,14				
20	2,34	1,93	1,55	1,20	0,87	0,56	0,27					
18	2,06	1,68	1,33	1,00	0,69	0,41	0,14					
16	1,82	1,46	1,14	0,83	0,54	0,27						
14	1,60	1,27	0,96	0,67	0,40	0,15						
12	1,40	1,09	0,81	0,53	0,28							
10	1,23	0,94	0,67	0,41	0,17							
8	1,07	0,80	0,55	0,31	0,08							
6	0,93	0,68	0,44	0,21								
4	0,81	0,57	0,34	0,16								
2	0,71	0,48	0,28	0,08								
0	0,61	0,40	0,20									

Conoscendo la pressione di vapore, indicata nelle singole celle, è semplice calcolare per qualsiasi momento della giornata l'umidità relativa corrispondente: basta conoscere la temperatura del momento e la pressione di vapore a saturazione corrispondente alla stessa temperatura che, nella tabella sottostante, è deducibile nella colonna in cui le differenze di temperatura tra termometro bagnato e termometro asciutto è pari a 0 (pressione di vapore a saturazione-umidità relativa pari al 100%).

Se ad esempio il termometro asciutto segna 26 °C e il termometro bagnato segna 16 °C dalla tabella sovrastante ricaviamo un'umidità relativa pari a 34%.

T = 26 °C

Pressione di vapore a saturazione a 26 °C = 3,36 kPa

Pressione di vapore effettiva in corrispondenza di Ta – Tb = 26 – 16 °C= 10 °C = 1,15 kPa

$$RH = \frac{1{,}15\ kPa}{3{,}36\ kPa} \times 100 = 34\%$$

Il valore della tensione di vapore a saturazione in corrispondenza di ciascuna temperatura si può anche calcolare con la formula:

$e_a = 0{,}6108 \times 10^{[(7{,}5 \times t)/(t + 237{,}3)]}$

in cui t è la temperatura rilevata al momento.

Es. Tensione di vapore a saturazione ad una temperatura di 18,7 °C.

$e_a = 0{,}6108 \times 10^{[(7{,}5 \times 18{,}7)/(18{,}7 + 237{,}3)]} = 2{,}16$ kPa

Nella figura sottostante, i valori della tensione di vapore a saturazione in corrispondenza di ciascuna temperatura sono rappresentati con una curva azzurra. Nello stesso grafico è riportato, allo scopo di esempio, l'andamento di una curva della tensione effettiva (curva rossa) in cui, in corrispondenza di ciascuna temperatura, la differenza di temperatura tra bulbo asciutto e bulbo bagnato è di 4 °C. Questa differenza (e_a - e_d), espressa in kPa prende il nome di *deficit di pressione di vapore* (VPD). Incrementi di questo deficit determinano incrementi di evapotraspirazione.
Il passaggio dell'acqua dallo stato liquido a quello di vapore avviene, infatti, in presenza di energia e deficit di vapore, da superfici liquide libere o umide. Il fenomeno riguarda anche l'acqua contenuta nei vegetali: in questo caso si parla di traspirazione anche se, dal punto di vista fisico, si tratta sempre di evaporazione.

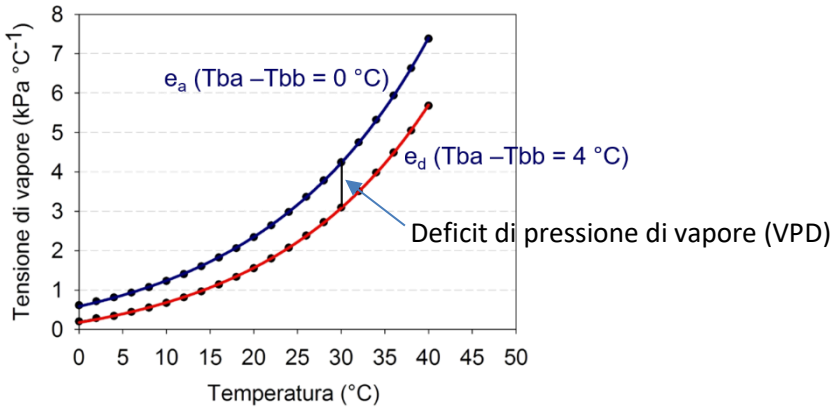


DIAGRAMMA PSICROMETRICO

Le trasformazioni termodinamiche che avvengono nell'aria umida possono essere rappresentate anche su un diagramma denominato "psicrometrico". È da notare che si hanno a disposizione diversi diagrammi psicrometrici che, con valore di pressione standard di 1013,25 hPa, sono utilizzabili per diversi range di temperature:
- bassa temperature, da -40°C a +10°C;
- media temperatura, da 0° a +50°C;
- alta temperatura, da +10° a +150°C.

Per il nostro esempio viene riportato di seguito solo il secondo tipo diagramma.

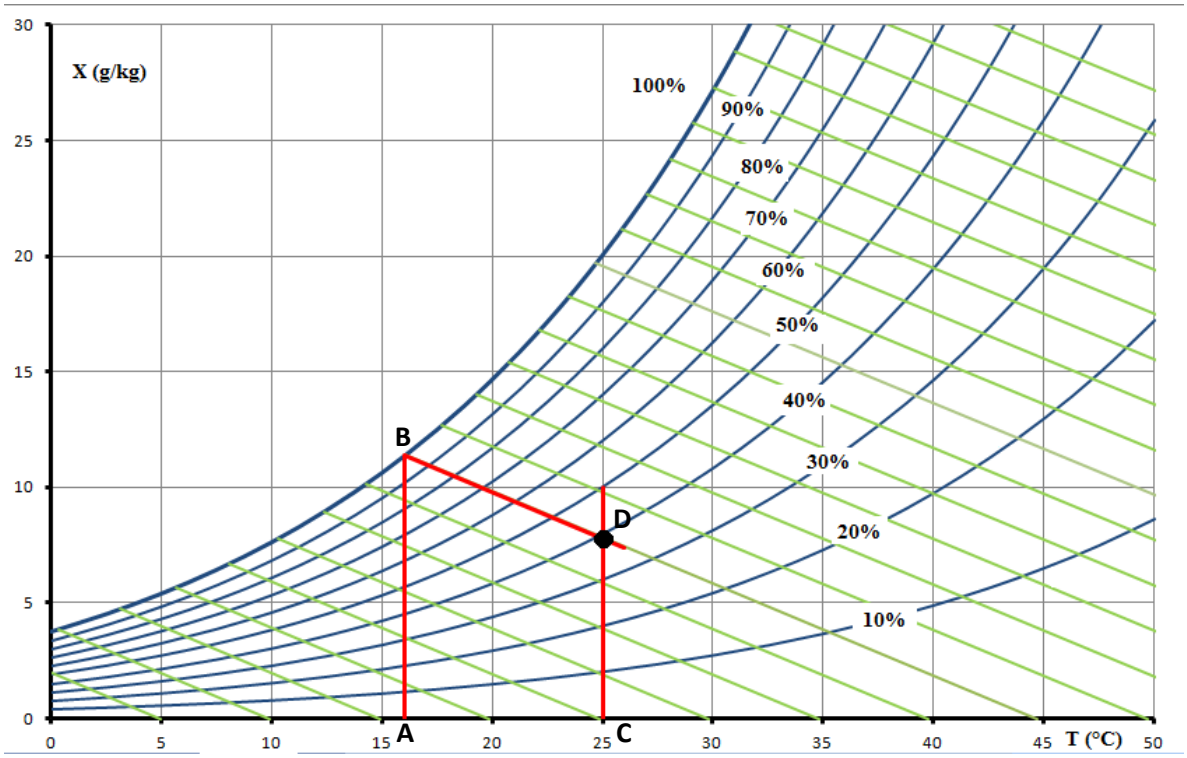


Diagramma psicrometrico. Unità SI. Temperatura da 0 °C a + 50 °C. Pressione 1013,25 hPa

Ma come utilizzare i diagrammi per il calcolo dell'umidità relativa? In maniera molto semplice: supponiamo che l'aria umida si trovi nelle condizioni di temperatura a bulbo secco T=25°C e a bulbo umido T = 16°C. Come è mostrato nella figura: a partire dal punto **A** (Temperature bulbo umido =16°C), si traccia un segmento perpendicolare all'asse delle temperature sino ad incontrare, nel punto **B**, la curva di U =100% (curva di saturazione). Dal punto **C** (Temperatura bulbo asciutto = 25°C) si traccia un secondo segmento di altezza variabile. Dal punto **B** di incontro tra il primo segmento e la curva di saturazione (U = 100%) si traccia un terzo segmento parallelo alle rette inclinate (isoentalpiche) sino ad incontrare il secondo segmento nel punto **D**. Quest'ultimo punto indicherà il valore dell'umidità relativa dell'aria (39%).

PIOGGIA

Rappresenta il principale rifornimento d'acqua per il terreno e per le piante, quindi è un fattore determinante del clima e delle rese.

Al fine di valutare la pioggia sotto il profilo agronomico occorre prendere in considerazione quattro variabili fondamentali: *quantità, frequenza, distribuzione e intensità*.

- La ***quantità*** rappresenta l'ammontare di pioggia caduta in un determinato intervallo di tempo (un giorno, una decade, un mese, un anno). Si misura in millimetri, che esprimono lo spessore che raggiungerebbe l'acqua caduta se si depositasse su una superficie piana, impermeabile ed in assenza di evaporazione. Un millimetro di pioggia corrisponde a 1 litro d'acqua al metro quadro o a 10 metri cubi d'acqua ad ettaro.

Tuttavia, l'informazione fornita da questo parametro ha un peso relativo nei confronti dell'agricoltura se non completato con le altre variabili.

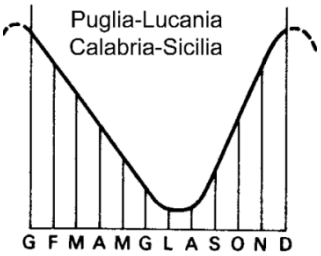
- La ***frequenza*** indica dal numero complessivo di giorni di pioggia in un anno. L'attività agricola è favorita laddove le piogge, a parità di tutte le altre condizioni, sono più frequenti. Ad esempio, in un anno a Parigi cade meno pioggia che a Reggio Calabria (574 mm contro 596 mm anno^{-1}) ma la frequenza è diversissima: più di 200 giorni all'anno a Parigi, 72 giorni a Reggio Calabria. La minore frequenza di Reggio Calabria sta ad indicare che, in media, ciascun evento piovoso è caratterizzato da precipitazioni eccessive e che lunghi periodi dell'anno sono privi di pioggia. Tutto questo viene meglio definito dal successivo parametro.

-La ***distribuzione*** delle piogge, cioè la quantità di pioggia che cade nei diversi periodi dell'anno, è un elemento di fondamentale importanza per poter correttamente apprezzare il valore agronomico delle precipitazioni.

Evidentemente le piogge che cadono nei periodi di maggiori esigenze idriche delle colture hanno un valore superiore di quelle che cadono durante il periodo in cui minori sono dette esigenze. Tornando all'esempio tra Parigi e Reggio Calabria, le vistose differenze climatiche tra le due città sono in buona parte dovute al fatto che nell'una le piogge sono ben distribuite durante l'anno o addirittura sono maggiormente concentrate nel periodo estivo, nell'altra, invece, esse cadono quasi esclusivamente nel periodo autunno-invernale.

Località \ Stagione	**Inverno**	**Primavera**	**Etate**	**Autunno**
Parigi	*111*	*137*	*171*	*155*
Reggio Calabria	*252*	*114*	*33*	*197*

La figura riportata pone in rilievo quanto irregolarmente siano distribuite le piogge nelle nostre zone del meridione. L'inconveniente è, poi, aggravato dalle temperature primaverili-estive del mezzogiorno, nella media alquanto elevate. È questa la caratteristica del clima "mediterraneo": il massimo delle temperature coincide col minimo di precipitazioni e viceversa. Si devono così lamentare sia gli inconvenienti della deficienza idrica, in estate, che quelli dell'eccesso di acqua, in inverno.



- L'***intensità*** di pioggia si misura in mm di pioggia caduta per unità di tempo (mm h^{-1}). Essa si riflette sulla sua utilizzazione da parte del terreno. Infatti, quando la pioggia è eccessivamente intensa, e supera la velocità d'infiltrazione dell'acqua nel terreno, ne derivano fenomeni di ristagno idrico, in pianura, e di ruscellamento, in terreni declivi. Quest'ultimo fenomeno scatena il deprecabile meccanismo dell'erosione idrica del suolo.

Probabilità di pioggia

La quantità di pioggia che cade in un determinato ambiente è espressa in genere come media di una lunga serie di dati annuali, minimo di 30 anni. I valori, tuttavia, sono caratterizzati da una notevole variabilità interannuale, che deve essere tenuta in considerazione allorché si voglia caratterizzare l'ambiente e valutarne la potenzialità da un punto di vista agricolo-forestale. Questa variabilità è in genere tanto più accentuata quanto più bassa è la quantità di precipitazioni e quanto più ristretto è l'intervallo temporale preso in considerazione (decade - mese - anno). Sulla base di quanto affermato, per studi di tipo agrometeorologico, non possono essere calcolati indici semplici di posizione come la media o la mediana, ma l'elaborazione dei dati deve basarsi sul calcolo delle probabilità. Nell'ambiente *X*, durante il periodo *Y*, cadono, in media, *P mm* di pioggia, nel 90% dei casi si supera Px_1, nell'80% dei casi Px_2, ecc.

Un metodo molto semplice per stimare la probabilità delle piogge è quello di disporre la serie pluriennale di dati pluviometrici disponibili in ordine decrescente e di individuare la quantità di pioggia che si verifica nel numero di casi corrispondente alla probabilità desiderata. Dopo avere ordinato i valori della serie in ordine decrescente, può essere applicata la formula di Hazen

$$Fa=100\ (2n-1)/2N$$

Dove

Fa è la probabilità (%) di superare un determinato valore di pioggia;

n è il numero d'ordine per valori decrescenti della piovosità del periodo;

N è il numero totale di anni considerati (nell'esempio sottostante **N = 30**).

ANNO	mm	n	mm	Probabilità (%) di superare il valore	mm	Probabilità (%) di non superare il valore
1981	63	1	105	1,67	105	98,33
1982	42	2	101	5,00	101	95,00
1983	26	3	92	8,33	92	91,67
1984	87	4	87	11,67	87	88,33
1985	101	5	86	15,00	86	85,00
1986	24	6	83	18,33	83	81,67
1987	51	7	78	21,67	78	78,33
1988	83	8	71	25,00	71	75,00
1989	24	9	64	28,33	64	71,67
1990	30	10	63	31,67	63	68,33
1991	15	11	59	35,00	59	65,00
1992	64	12	58	38,33	58	61,67
1993	86	13	57	41,67	57	58,33
1994	33	14	57	45,00	57	55,00
1995	57	15	55	48,33	55	51,67
1996	49	16	55	51,67	55	48,33
1997	71	17	51	55,00	51	45,00
1998	48	18	51	58,33	51	41,67
1999	55	19	49	61,67	49	38,33
2000	58	20	48	65,00	48	35,00
2001	92	21	45	68,33	45	31,67
2002	45	22	45	71,67	45	28,33
2003	57	23	42	75,00	42	25,00
2004	59	24	33	78,33	33	21,67
2005	105	25	30	81,67	30	18,33
2006	28	26	28	85,00	28	15,00
2007	45	27	26	88,33	26	11,67
2008	51	28	24	91,67	24	8,33
2009	55	29	24	95,00	24	5,00
2010	78	30	15	98,33	15	1,67

Trovati i valori di *Fa*, nella tabella così ottenuta si può leggere che, nella località e nel periodo considerato, esiste circa l'80 di probabilità di superare i 30-33 mm di pioggia, come pure esiste circa l'80% di probabilità di non superare i 78-83 mm di pioggia.

ANALISI CLIMATICA

Temperatura e climogrammi

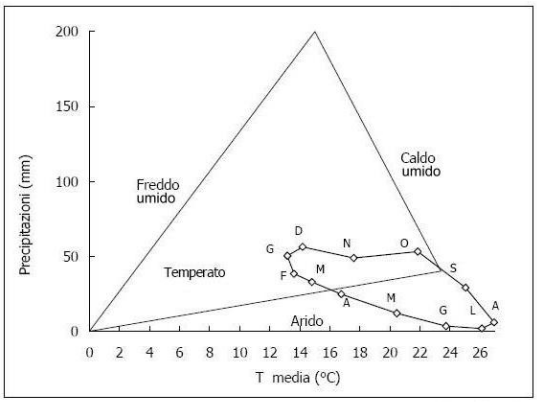
Sicuramente la caratterizzazione completa di una zona climatica dovrebbe prevedere la conoscenza di più elementi del clima, purtroppo non sempre disponibili. Per cui spesso ci si basa sui due elementi più diffusi: pioggia e temperatura.

Un metodo di rappresentazione grafica dei parametri essenziali del clima, temperatura e precipitazioni, è rappresentato dal Climogramma elaborato da Péguy.

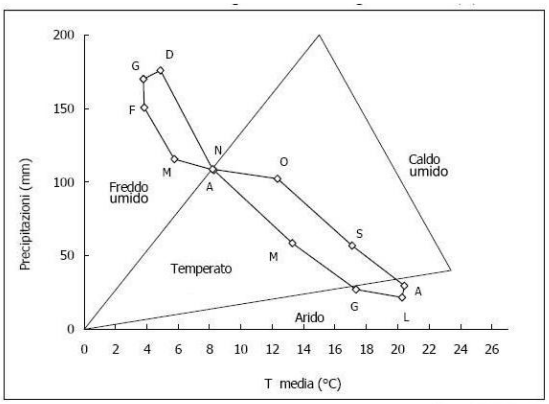
Per ciascuna stazione, vengono presentati in una tabella riassuntiva i valori medi mensili di temperatura minima, massima e media, a cui sono stati affiancati i dati di precipitazioni mensili (media aritmetica semplice dei 30 valori mensili), necessari per l'elaborazione del climogramma di Péguy.

Quest'ultimo riassume le condizioni termopluviometriche di una località, sulla base dei valori medi mensili di temperatura e delle precipitazioni cumulate mensili. Sulle ascisse è riportata la scala delle temperature (°C), mentre sulle ordinate quella delle precipitazioni (mm). Dall'unione dei 12 punti relativi a ciascun mese, si ottiene un poligono racchiudente un'area, la cui forma e dimensione rappresentano bene le caratteristiche climatiche di ciascuna stazione. Sul climogramma è anche riportata un'area triangolare di riferimento che, secondo Péguy, distingue una situazione di clima temperato (all'interno dell'area stessa), freddo ed umido, arido, caldo ed umido (all'esterno del triangolo, ad iniziare dalla parte in alto a sinistra del grafico, in senso antiorario). Il triangolo è costruito sulla base delle seguenti coordinate dei vertici: (0°C, 0 mm); (23,4°C, 40 mm); (15°C, 200 mm).

La posizione dell'area poligonale, rispetto a quella triangolare di riferimento fornisce una rappresentazione immediata delle condizioni climatiche della stazione. Inoltre, dal confronto grafico delle aree poligonali delle varie stazioni risulta agevole e intuitivo lo studio comparato delle zone in cui sono ubicate le stazioni stesse.



Climogramma di Peguy per la stazione di Gela (m 45 s.l.m)

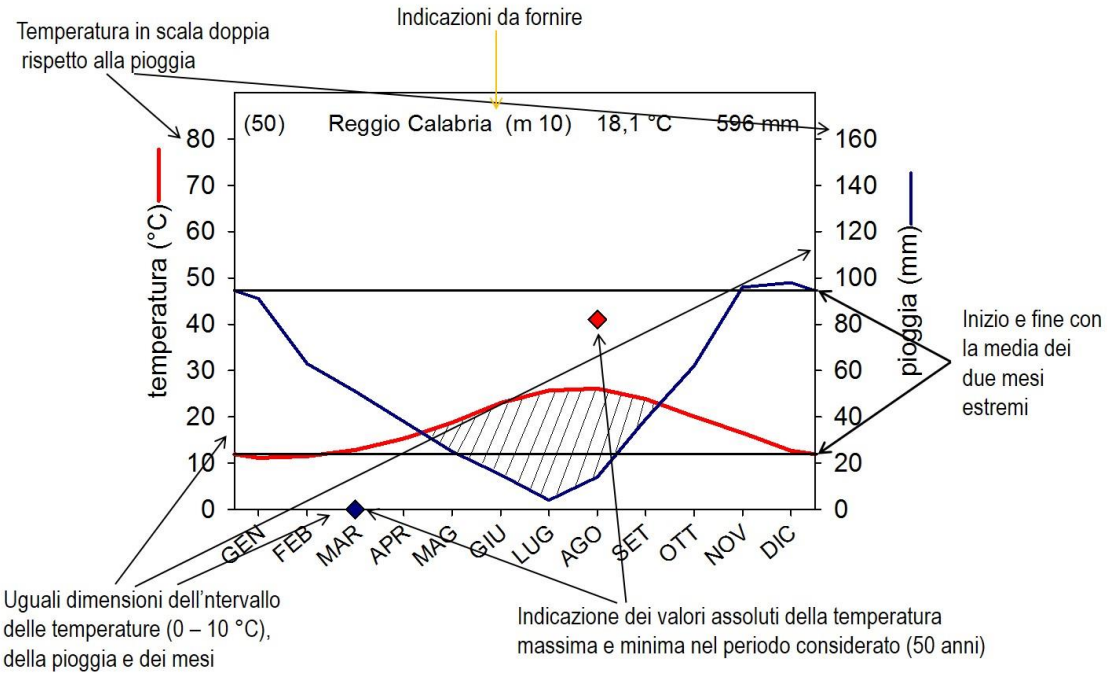


Climogramma di Peguy per la staz. di Floresta (m 1250 s.l.m)

Sicuramente, di più immediata interpretazione è Il diagramma elaborato secondo la formula di Bagnouls e Gaussen prende il nome di diagramma ombrotermico. Esso va costruito tenendo conto di alcuni accorgimenti particolari:

- i mesi si considerano sempre di 30 giorni e vanno posizionati sull'asse delle ascisse che, pertanto, deve contenere 12 segmenti di uguale grandezza;

- la temperatura, su una delle due ordinate, deve essere riportata su scala doppia rispetto a quella della pioggia, ma in modo tale che l'intervallo fra zero e 10°C di temperatura corrisponda d'intervallo fra i mesi sull'asse delle ascisse;
- i valori della pioggia e della temperatura vanno posizionati in modo che corrispondano al centro del segmento, che indica il mese cui essi si riferiscono;
- le due spezzate (temperatura e piovosità) devono iniziare e finire alla stessa altezza sulle due ordinate, riportando su di esse i valori medi dei mesi estremi (gen. e dic.);
- il diagramma deve riportare, su un rigo in alto, partendo da sinistra, il numero di anni presi in considerazione, la località con l'indicazione dell'altitudine della stazione di rilevamento, la temperatura media annua del periodo considerato e la piovosità media annua;
- i valori assoluti delle temperature massime e minime verificatesi nel periodo considerato vanno rappresentati con un punto racchiuso in un cerchietto



CARATTERISTICHE CHIMICHE E FISICHE DELL'ACQUA

L'acqua è una sostanza con caratteristiche fisiche e chimiche del tutto particolari che ci aiutano a comprendere perché essa sia indispensabile per tutti gli organismi viventi

Tutto parte dal fatto che la molecola d'acqua ha una configurazione spaziale asimmetrica. Tale molecola è infatti un dipolo. La natura bipolare dell'acqua spiega perché il lato positivo è attratto da cariche negative e quello negativo è attratto da cariche positive.

Questo fenomeno consente alle molecole d'acqua di interagire:

con i cationi e gli anioni (circondandoli con un velo liquido e mantenendoli in soluzione);

con le sostanze solide aderendo alle loro superfici o insinuandosi per capillarità nei micropori esistenti tra le particelle di suolo o negli spazi compresi tra le cellule;

con le molecole organiche, idrolizzandole (es. scissione dell'amido in molecole di glucosio);

con altre molecole di acqua, legandosi fortemente le une alle altre attraverso le cosiddette forze di coesione. Le forze di coesione tra le molecole d'acqua sono talmente elevate da differenziarle nettamente da altri composti dell'idrogeno con peso molecolare simile (acqua H_2O - p.m. 18, ammoniaca NH_3 - p.m. 17, idrogeno solforato H_2S - p.m. 34) determinando rispetto a questi ultimi composti un punto di ebollizione, ma soprattutto un punto di vaporizzazione, decisamente più elevati.

Un'altra caratteristica dell'acqua è la sua notevole capacità di assorbire calore con piccoli aumenti di temperatura (calore specifico: occorre 1 cal. per far passare 1 g di acqua da 14,5 a 15,5 °C). Questo fa sì che quando si verificano notevoli aumenti di temperatura nell'atmosfera, all'interno della pianta si hanno incrementi di temperatura più ridotti (fenomeno "cuscinetto").

La capacità delle molecole d'acqua di *coaderire* le une alle altre e di aderire ad altre sostanze spiega la sua elevata capillarità e la capacità di infiltrarsi nei minuscoli pori delle pareti cellulari o negli interstizi presenti tra le cellule muovendosi da punti più umidi a punti più asciutti.

L'elevata azione solvente dovuta alla bipolarità permette all'acqua di dissociare i sali presenti nel terreno nelle forme disponibili per le piante e di trasportarli, sotto forma di diluitissima soluzione, in prossimità dei peli radicali, rendendone possibile l'assorbimento.