

# L'ATMOSFERA E L'ARIA UMIDA

**Gianni Comini**

CISM - Dipartimento di Energia e Ambiente

Piazza Garibaldi 18 - 33100 Udine

*gianni.comini@cism.it*

30 agosto 2025

## 1 Struttura verticale dell'atmosfera

La **troposfera**, che è la parte più bassa dell'atmosfera, è anche il luogo dove viviamo e, allo stesso tempo, è il luogo dove si forma il “tempo” attraverso un insieme complicato di interazioni che coinvolgono temperatura, pressione atmosferica, umidità, nubi, venti e precipitazioni. Pertanto, al fine di comprendere la meteorologia, conviene partire proprio dalla troposfera adottando, fin dall'inizio, una prospettiva “spaziale” poiché, dalla nostra prospettiva terrestre, è difficile persino capire dove finisce l'atmosfera e inizia lo spazio.

Quando si guarda la Terra dallo spazio (come l'astronauta che ha scattato la foto del cielo al tramonto riportata nella Figura 1), l'atmosfera si rivela formata da tre strati sovrapposti che, a partire dalla superficie terrestre (in nero nell'immagine) sono nell'ordine: la troposfera (arancio), la stratosfera (rosa e bianco) e la mesosfera (blu chiaro che svanisce gradualmente nel buio dello spazio).

Decenni di osservazioni, tradizionali e satellitari, hanno consentito di definire una **atmosfera standard** rappresentativa dei valori medi annuali di temperatura, pressione, densità e viscosità dell'aria misurati alle diverse quote alla latitudine di 45°. Tra queste grandezze, le due di maggior interesse meteorologico e aeronautico sono, indubbiamente, la pressione e la temperatura i cui andamenti sono riportati nella Figura 2.

(Non è inutile ricordare che la pressione atmosferica misura la forza esercitata dall'aria per unità di superficie e il suo valore medio annuale, a 45° nord e a livello del mare, è pari a 1013,25 mb = 1013,25 hPa = 101.325 Pa, ovvero 101.325 newton per metro quadrato o, se vogliamo, 10332,275 chilogrammi forza per metro quadrato. Ciò significa che la massa di aria contenuta in una colonna di atmosfera avente una sezione di 1 metro quadrato supera le 10 tonnellate. Pertanto è giustificato pensare che sulla Terra l'aria non manca anche se, purtroppo, è sempre più ricca di gas serra e di sostanze inquinanti.)

Come si vede nella Figura 2 a sinistra, la diminuzione della pressione con la quota nell'atmosfera standard non è costante in quanto anche la densità diminuisce con la quota e con la densità diminuisce il numero di molecole che, per ogni metro di spessore dell'atmosfera, si aggiungono alla colonna d'aria che grava sul suolo. Infatti, il 50% delle



Figura 1: Tramonto sull'Oceano Indiano fotografato dalla Stazione Spaziale Internazionale il 25 maggio 2010. [SSI-2010].

molecole dell'atmosfera è contenuto nei primi 5,6 km, il 70% alla quota della cima dell'Everest (8,8 km circa) e oltre il 99,99% alla quota della mesopausa (85 km circa), dove convenzionalmente viene collocato il confine tra l'atmosfera e lo spazio.

D'altra parte, come si vede nella Figura 2, l'andamento risultante della pressione con la quota è molto regolare in quanto è condizionato unicamente dalla gravità attraverso il peso della colonna d'aria che, ad ogni quota, sovrasta il suolo. Invece l'andamento della temperatura è irregolare in quanto viene condizionato in maniera complessa dagli scambi termici che ripartiscono l'irraggiamento solare tra la superficie terrestre, lo spazio e gli strati dell'atmosfera. Il risultato è un andamento delle temperature diverso per ogni strato, che ben si presta all'identificazione dei diversi strati come esemplificato nella Figura 2 a destra.

## 1.1 Strati dell'atmosfera

La troposfera che, come si è già osservato, è lo strato più basso dell'atmosfera, si estende dalla superficie fino ad una quota fissata convenzionalmente in 12 km alla quale, nell'atmosfera standard, la pressione è dell'ordine dei 200 hPa (= 200 mb). Nell'atmosfera reale, la diminuzione di pressione con la quota è più rapida quando l'aria è fredda e più lenta quando l'aria è calda e meno densa. Pertanto, nella realtà, l'altezza della troposfera diminuisce con la latitudine dall'equatore (dove l'aria è molto calda) ai poli (dove l'aria è molto fredda) e, alle latitudini intermedie varia considerevolmente con le stagioni (nel nostro emisfero aumenta d'estate e diminuisce in inverno).

La maggior parte del calore fornito alla troposfera proviene dalla superficie terrestre che, a sua volta, è riscaldata dal Sole e, per questo motivo, nella troposfera la temperatura diminuisce di circa 6,5 °C per chilometro. Anche il vapore fornito alla troposfera proviene dalla superficie terrestre attraverso processi di evaporazione diretta dagli specchi d'acqua

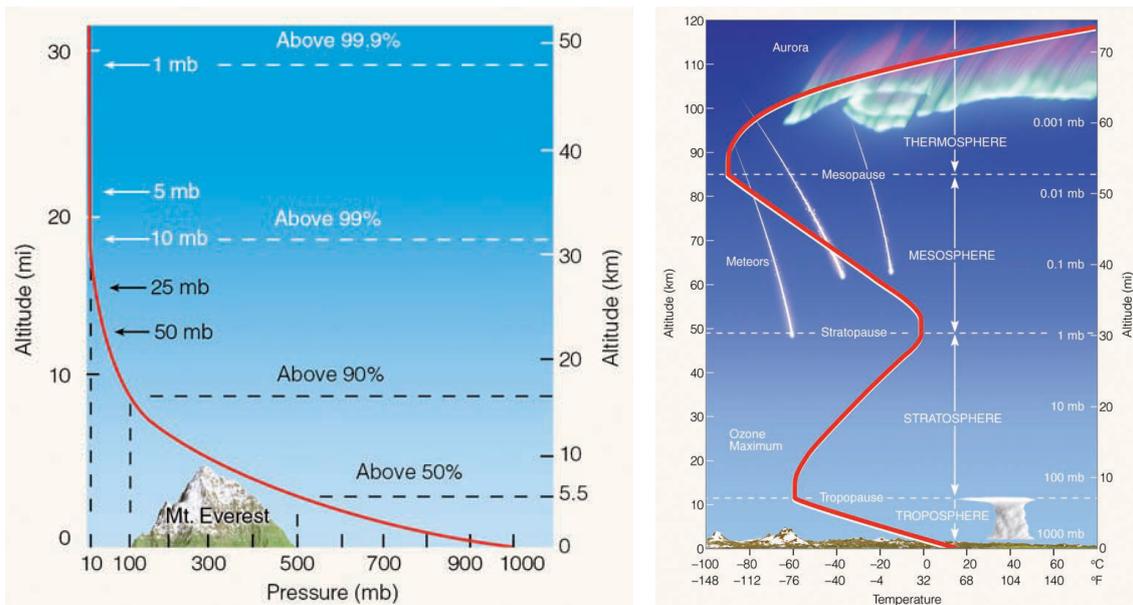


Figura 2: Andamenti con la quota della pressione a sinistra e della temperatura a destra nell'atmosfera standard [C. D. Ahrens e R. Henson].

e dal terreno, e processi di evaporazione indiretta (ovvero di traspirazione) attraverso il fogliame delle piante.

Le forniture di calore, necessariamente non uniformi, determinano le differenze di temperatura dalle quali hanno origine i venti, mentre le forniture di umidità, che successivamente condensa nelle nubi, danno origine alle precipitazioni.

Al disopra della troposfera si trova la tropopausa che è lo strato di transizione alla stratosfera, identificato dal minimo di temperatura al quale segue l'inversione termica tipica della stratosfera. (Nella stratosfera, la temperatura aumenta con la quota per la presenza dell'ozono che assorbe le radiazioni ultraviolette e cede calore all'aria circostante). L'inversione termica agisce come un coperchio che, impedendo la convezione naturale, ostacola la risalita dell'aria e dell'umidità. Infatti l'aria nella stratosfera contiene pochissima umidità ed è pressoché priva di nubi.

Nella stratosfera il massimo della temperatura viene raggiunto all'inizio della strato-pausa ad una quota di circa 50 km dove la pressione è pari a circa 1 hPa (1 mb), ovvero 1 millesimo di atmosfera, e la densità dell'aria (dell'ordine di  $0,001 \text{ kg/m}^3$ ) è bassa al punto da impedire il trasporto di calore. Infatti nella mesosfera, che è lo strato successivo, la temperatura riprende a scendere con la quota.

Come si è detto, il confine tra l'atmosfera e lo spazio viene fissato convenzionalmente alla quota di 85 km dove la pressione è pari a circa 0,1 hPa (= 0,1 mb), ovvero 1 decimillesimo di atmosfera, e la densità dell'aria è dell'ordine di  $0,0001 \text{ kg/m}^3$ . Si tratta di una densità molto bassa ma sufficiente a interagire con i corpi provenienti dallo spazio. Infatti, la maggior parte delle meteore viene "bruciata" nella mesosfera generando scie luminose senza raggiungere il suolo.

Al disopra della mesosfera si trova la termosfera dove la temperatura dell'aria aumenta

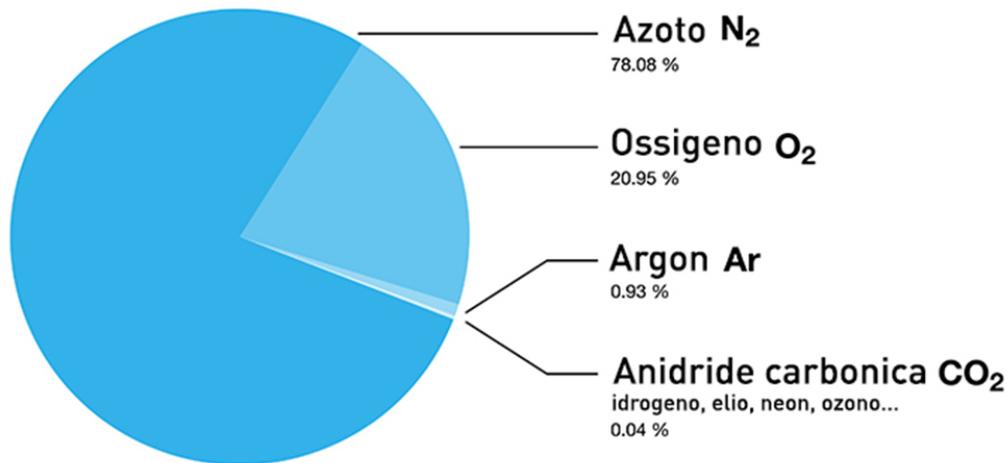


Figura 3: Composizione dell'aria secca [Public domain].

di nuovo con la quota. Infatti, il riscaldamento causato dall'interazione delle molecole d'aria con il “vento solare”, cioè con le particelle energetiche provenienti dal Sole, può far arrivare le temperature a 1500 °C circa.

In realtà si tratta di temperature “sui generis” in quanto valutate in base all'energia cinetica posseduta dalle molecole d'aria. Nessun corpo proveniente dallo spazio può venir riscaldato a 1500 °C nella termosfera poiché la densità dell'aria è troppo bassa per consentire lo scambio termico. Piuttosto l'interazione con il vento solare può ionizzare le molecole le molecole d'aria generando le aurore boreali mentre, come si è detto, la maggior parte delle meteore viene bruciata nella mesosfera.

## 1.2 Composizione dell'atmosfera

La composizione dell'aria secca è abbastanza uniforme in tutta l'atmosfera. Come si può vedere nella Figura 3, i componenti dominanti, sono l'azoto (78% circa), l'ossigeno (21% circa) e l'argon (0.93% circa). Tuttavia anche altri gas presenti in tracce (in particolare anidride carbonica, metano, ozono, protossido di azoto e gas fluorurati) hanno un notevole interesse climatico, in quanto sono “gas serra”, ovvero sono in grado di assorbire le radiazioni infrarosse emesse dalla Terra verso lo spazio.

Si noti che nelle statistiche relative ai gas serra non compare il vapor d'acqua, pur essendo il più importante dei gas climalteranti. Il motivo, spiegato nel post “Gas Serra e Cambiamento Climatico”, è che la presenza di vapor d'acqua nell'atmosfera è una conseguenza, e non la causa, del cambiamento climatico. Infatti, i gas serra innescano l'aumento della temperatura, e tale aumento intensifica i processi di evaporazione immettendo nell'aria vapore acqueo aggiuntivo che, essendo a sua volta un gas serra, amplifica ulteriormente l'aumento di temperatura che ci sarebbe stato anche in sua assenza. Siamo, quindi, in presenza di quello che, in teoria dei sistemi, viene definito un processo a “retroazione” positiva.

## 2 L'aria umida

Con riferimento alla composizione dell'atmosfera illustrata nella Figura 3, si può constatare facilmente che, dal punto di vista termodinamico, l'aria secca è una miscela di gas a comportamento ideale perché tutti i componenti si trovano a pressioni molto basse rispetto alle loro pressioni critiche. In miscele di questo tipo, non ci sono interferenze tra le molecole dei diversi gas e ciascun componente si comporta come se fosse il solo ad occupare l'intero volume  $V$ . Pertanto, l'equazione di stato del componente  $i$ -esimo è:

$$p_i v_i = R_i T \quad (1)$$

dove  $T = 273,15 + t$  è la temperatura assoluta dell'atmosfera,  $p_i$  è la pressione parziale esercitata dal componente  $i$ -esimo,

$$v_i = V/m_i \quad (2)$$

è il volume specifico, e la costante del gas

$$R_i = \bar{R}/M_i \quad (3)$$

è data dal rapporto tra la costante universale dei gas  $\bar{R}$  e la massa molare  $M_i$  del componente in esame.

Anche il vapor d'acqua presente nell'atmosfera può essere considerato un gas a comportamento ideale (perché si trova ad una pressione molto bassa rispetto alla sua pressione critica). Quindi l'aria umida, miscela di aria secca e di vapor d'acqua a comportamento ideale, è anch'essa una miscela di gas a comportamento ideale. D'altra parte, a differenza degli altri costituenti dell'aria umida, il vapore d'acqua può condensare nelle condizioni di interesse meteorologico ed impiantistico alle quali si trova nell'atmosfera e, infatti, la sua pressione parziale non può superare la pressione di saturazione alla temperatura della miscela.

Pertanto, nella descrizione del comportamento dell'aria umida occorre tenere conto del fatto che le variazioni di concentrazione del vapore possono essere dovute sia agli apporti esterni sia alle condensazioni interne che hanno luogo, ad esempio, quando l'aria viene raffreddata e la pressione parziale del vapore in essa contenuto arriva alla pressione di saturazione.

### 2.1 Umidità specifica

In Termodinamica, ci sono diversi modi per esprimere la quantità di vapore d'acqua presente nell'atmosfera. Il più utilizzato è il riferimento alla **umidità specifica**  $x$  definita come rapporto tra massa di vapore  $m_v$  e massa di aria secca  $m_a$  contenute nello stesso volume  $V$  di aria. In base a tale definizione si ha:

$$x = \frac{m_v}{m_a} = \frac{V/v_v}{V/v_a} = \frac{v_a}{v_v} \quad (4)$$

dove  $v_v$  è il volume specifico del vapore e  $v_a$  è il volume specifico dell'aria secca.

D'altra parte, tenendo conto delle equazioni di stato dell'aria secca:

$$p_a v_a = R_a T \quad (5)$$

e del vapore

$$p_v v_v = R_v T \quad (6)$$

e sostitruendole nella definizione (4) si ottiene la relazione:

$$x = \frac{v_a}{v_v} = \frac{R_a T}{p_a} \frac{p_v}{R_v T} = \frac{R_a p_v}{R_v p_a} = \frac{M_v p_v}{M_a p_a} = 0,622 \frac{p_v}{p_{atm} - p_v} \quad (7)$$

dalla quale si vede come l'umidità specifica aumenti con la pressione parziale del vapore  $p_v$  e, per ogni temperatura  $T$ , raggiunga il massimo per  $p_v = p_s(T)$  ovvero quando la pressione parziale del vapore uguaglia la pressione di saturazione a quella temperatura.

(L'infelice simbolo  $x$ , prescelto per indicare l'umidità specifica è, purtroppo, quello utilizzato quasi universalmente in Italia).

## 2.2 Frazione di massa di vapore

Alternativamente, la quantità di vapore contenuta nell'atmosfera può essere espressa come **frazione di massa di vapore**  $\omega_v$ , ovvero come rapporto tra la massa di vapore e la massa di aria umida:

$$\omega_v = \frac{m_v}{m_a + m_v} = \frac{1}{m_a/m_v + 1} = \frac{1}{1/x + 1} = \frac{x}{1 + x} \quad (8)$$

Poiché, tipicamente, l'umidità specifica  $x$  è dell'ordine dei 15 g di vapore per chilogrammo di aria secca, la differenza tra i valori (adimensionali) che esprimono la frazione di massa di vapore  $\omega_v$  e l'umidità specifica  $x$ :

$$\omega_v = \frac{x}{1 + x} \approx \frac{x}{1 + 0,015} \approx 0,985 x$$

è inferiore al 2%.

## 2.3 Pressione di saturazione del vapore acqueo

Come si era osservato, a differenza dagli altri gas presenti nell'aria, il vapore è caratterizzato da una pressione parziale che, ad ogni temperatura  $T$ , ha un limite superiore termodinamico dato dalla **pressione di saturazione**  $p_s(T)$  a quella temperatura. Ciò significa che se si immette vapore nell'aria umida, la sua pressione parziale può crescere fino a che si raggiunge la pressione di saturazione, ma non oltre perché il vapore immesso in eccesso condensa.

A sua volta, come si può vedere nella Figura 4 a sinistra, la pressione di saturazione cresce con la temperatura dell'aria. Ad esempio, alla temperatura di 10°C la pressione di saturazione è pari a circa 12 hPa (= 12 mb), mentre a 30°C la pressione è pari a circa 42 hPa (= 42 mb).

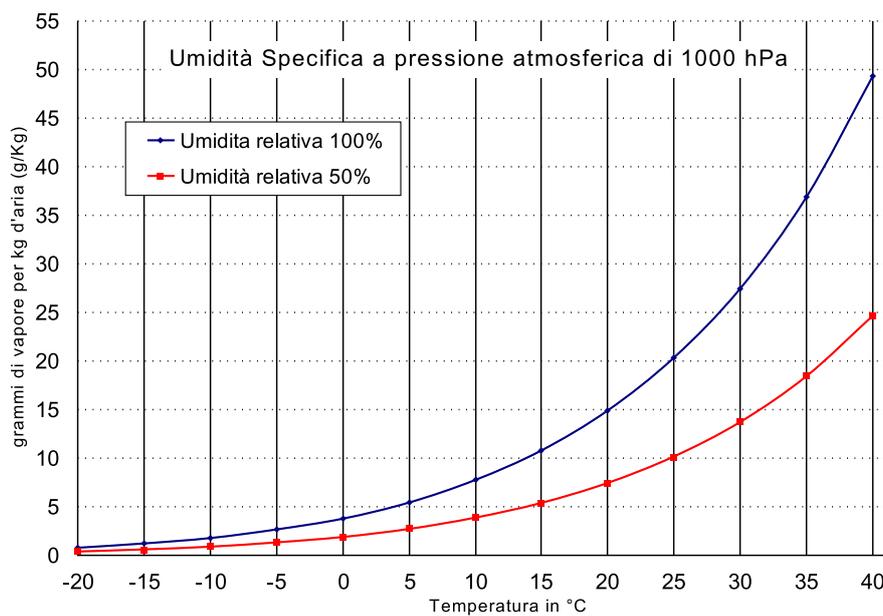
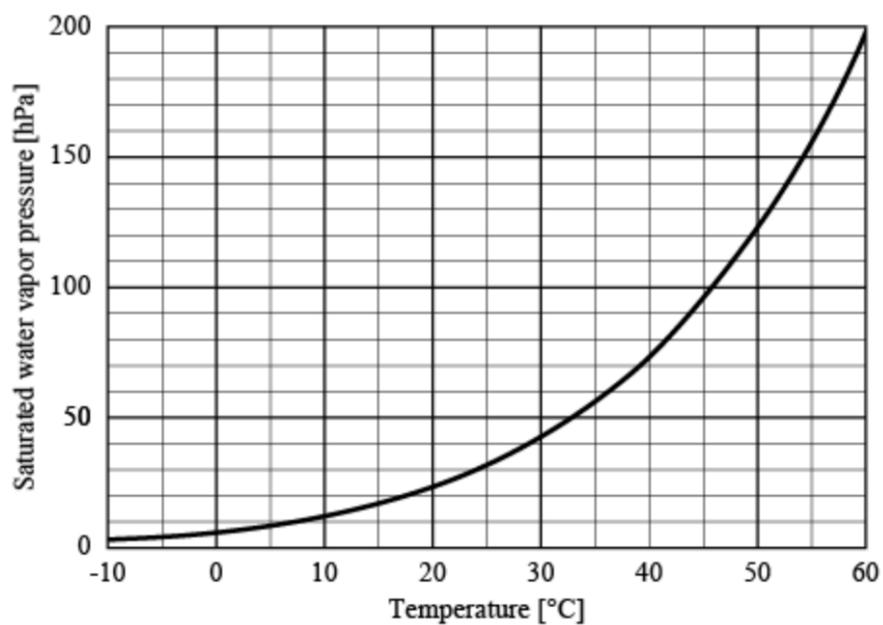


Figura 4: Andamenti con la temperatura della pressione di saturazione (sopra) [Sensatec], e della umidità specifica (sotto) [Public Domain].

## 2.4 Umidità relativa

La **umidità relativa**  $\phi$  è definita come rapporto tra la pressione parziale del vapore presente nell'aria e la pressione di saturazione del vapore alla stessa temperatura:

$$\phi = \frac{p_v}{p_s} \quad (9)$$

Quindi, dalla stessa definizione (9) si evince che l'umidità relativa cresce con la pressione parziale di vapore fino a raggiungere il massimo nelle condizioni di saturazione alle quali si ha  $p_v = p_s$  e, di conseguenza  $\phi = 1 = 100\%$ .

Tenendo conto della equazione di stato del vapore (6), si può dedurre che l'umidità relativa esprime anche il rapporto tra la massa di vapore contenuta in un certo volume e la massa contenibile nel medesimo volume in condizioni di saturazione alla stessa temperatura e pressione. Infatti, si ha:

$$\phi = \frac{p_v}{p_s} = \frac{R_v T}{v_v} \frac{v_s}{R_v T} = \frac{v_s}{v_v} = \frac{V/v_v}{V/v_s} = \frac{m_v}{m_s} \quad (10)$$

Pertanto, in base alla (10), si ha che la quantità di vapore acqueo contenuta in condizioni diverse dalla saturazione è una frazione, pari a  $\phi$ , della quantità di vapore massima.

Attesa la crescita della pressione di saturazione con la temperatura dell'aria, illustrata nella Figura 4 sopra, dalle (7) e (8) si può facilmente dedurre come, con la temperatura, crescano anche le quantità di vapore che possono essere contenute nell'aria. I risultati di tale calcolo sono riportati nella Figura 4 sotto con riferimento alle condizioni di saturazione (umidità relativa massima  $\phi = 100\%$ ) e a condizioni di umidità intermedia ( $\phi = 50\%$ ).

## 2.5 Entalpia specifica dell'aria umida

L'entalpia specifica dell'aria umida misura l'energia contenuta nell'unità di massa di aria nelle diverse condizioni di temperatura e umidità relativa. Poiché nell'intervallo di temperature che interessa la meteorologia sia l'aria secca sia il vapore possono essere considerati gas a comportamento ideali, l'entalpia dell'aria umida è data dalla somma delle entalpie dell'aria secca e del vapore in essa contenuto. Con riferimento all'unità di massa d'aria secca, la **entalpia specifica dell'aria umida** può, quindi, essere espressa nella forma:

$$h = h_a + x h_v = c_{pa} t + x(r_0 + c_{pv} t) = 1,006 t + x(2501 + 1,875 t) \text{ kJ/kg}_a \quad (11)$$

dove si pongono uguali a zero l'entalpia dell'aria secca a  $0^\circ\text{C}$  e l'entalpia dell'acqua nel punto triplo a  $0,01^\circ\text{C}$ . Inoltre, nella (11)  $c_{pa} = 1,006 \text{ kJ/(kg K)}$  è il calore specifico a pressione costante dell'aria secca,  $c_{pv} = 1,875 \text{ kJ/(kg K)}$  è il calore specifico del vapore ed  $r_0 = 2501 \text{ kJ/kg}$  è il calore latente di vaporizzazione dell'acqua nel punto triplo.

Tale relazione garantisce un'approssimazione sufficiente nei calcoli tecnici e, infatti, viene utilizzata nella costruzione dei diagrammi termodinamici, eventualmente scritta nella forma equivalente:

$$x = \frac{h - c_{pa} t}{r_0 + c_{pv} t} = \frac{h - 1,006 t}{2501 + 1,875 t} \quad (12)$$

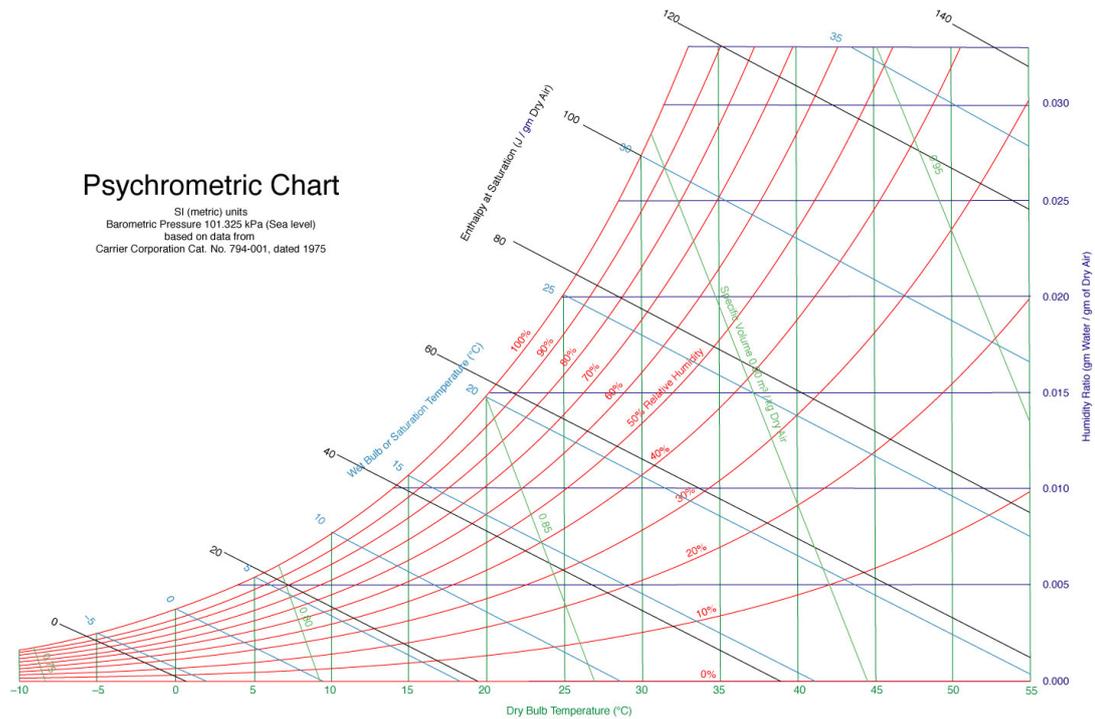


Figura 5: Diagramma psicrometrico Carrier.

dove  $(2501 + 1,875t)$  può essere considerato costante nel campo di temperature che qui interessa nel quale si ha  $r_0 \gg c_{pv}t$ .

In Termodinamica, l'entalpia specifica viene utilizzata per misurare l'energia totale che una unità di massa può scambiare con l'esterno. In Meteorologia, quindi, l'entalpia specifica può essere impiegata per valutare l'energia che ogni chilogrammo d'aria può cedere all'ambiente, ad esempio durante le perturbazioni. Infatti, la (11) spiega chiaramente perché il cambiamento climatico, associato alla crescita della temperatura  $t$  e del contenuto di vapore  $x$  dell'aria atmosferica, abbia fatto aumentare in maniera considerevole l'energia posseduta dalle perturbazioni.

## 2.6 Diagramma Carrier

Nelle analisi tecniche le trasformazioni subite dall'aria umida vengono visualizzate utilizzando diagrammi specializzati, detti "psicrometrici". Tra essi il diagramma Carrier, così chiamato dal nome del fondatore dell'industria Statunitense che lo ha introdotto, è molto utilizzato (oltre ad essere di facile comprensione come si può constatare dalla Figura 5). Esso utilizza come assi ortogonali la temperatura (in ascisse) e l'umidità specifica (in ordinate), di modo che le isoterme sono rette verticali, mentre le curve ad umidità specifica costante sono rette orizzontali.

Introducendo nella (7) i valori della pressione parziale di vapore scritta nella

forma  $p_v = \phi p_s(t)$ , si ottiene:

$$x = 0,622 \frac{\phi p_s(t)}{p - \phi p_s(t)} \quad (13)$$

Fissato un valore  $\phi_i$  dell'umidità relativa, la relazione (13) consente di ottenere per punti, al variare della temperatura, la curva ad umidità relativa costante  $\phi = \phi_i$ . In particolare, per  $\phi = 1 = 100\%$ , si ottiene la curva di saturazione.

Analogamente, fissato un valore  $h_i$  dell'entalpia, la (12) consente di tracciare la relazione tra  $x$  e  $t$  valida per la isoentalpica  $h = h_i$ . Poiché, come si è detto, il denominatore della (12) è praticamente costante, la relazione tra umidità specifica e temperatura può essere considerata quasi lineare. Infatti, le isoentalpiche sul diagramma Carrier hanno un andamento quasi rettilineo e sono pressoché parallele tra loro.

Ancora la relazione (7), scritta nella forma:

$$x = 0,622 \left( \frac{p v}{R_a T} - 1 \right) \quad (14)$$

consente di tracciare sul diagramma Carrier le curve a volume specifico costante (isocore). Infatti, fissata una serie di valori di  $v$ , la (14) fornisce la relazione intercorrente tra  $x$  e  $T$  per ciascuna isocora.

## 2.7 Misure sull'aria umida

Lo stato termodinamico dell'aria umida non può essere valutato direttamente, in quanto l'unico parametro misurabile direttamente, con buona accuratezza, è la temperatura. Per contro, non sono possibili misure dirette dell'entalpia o dell'umidità specifica, e le misure dirette dell'umidità relativa, anche se eseguite con i moderni psicrometri a semiconduttori, non danno risultati molto affidabili. Per questa ragione, a tutt'oggi, nelle operazioni di collaudo degli impianti di condizionamento sono utilizzate misure indirette, basate sulle considerazioni riportate nei paragrafi successivi.

### 2.7.1 Temperatura di rugiada

In assenza di condensazione, nel processo di raffreddamento dell'aria umida a pressione totale costante, resta costante anche la pressione parziale del vapore  $p_v$  mentre diminuisce la pressione di saturazione  $p_s$  facendo aumentare l'umidità relativa  $\phi = p_v/p_s$ . In queste ipotesi, dalla (7) scritta nella forma:

$$x = 0,622 \frac{p_v}{p - p_v} = 0,622 \frac{\phi p_s}{p - \phi p_s} \quad (15)$$

si ha che l'umidità specifica resta costante, fino a quando l'umidità relativa non raggiunge il valore  $\phi = 100\%$ . Raggiunto tale valore, il vapore contenuto nell'aria comincia a condensare e la temperatura a cui inizia il processo di condensazione è detta temperatura di rugiada.

Come indicato nella Figura 6 in alto a sinistra, la temperatura di rugiada  $t_r$  può essere misurata, ad esempio, con un termometro a termoresistenza, collegato ad uno specchietto

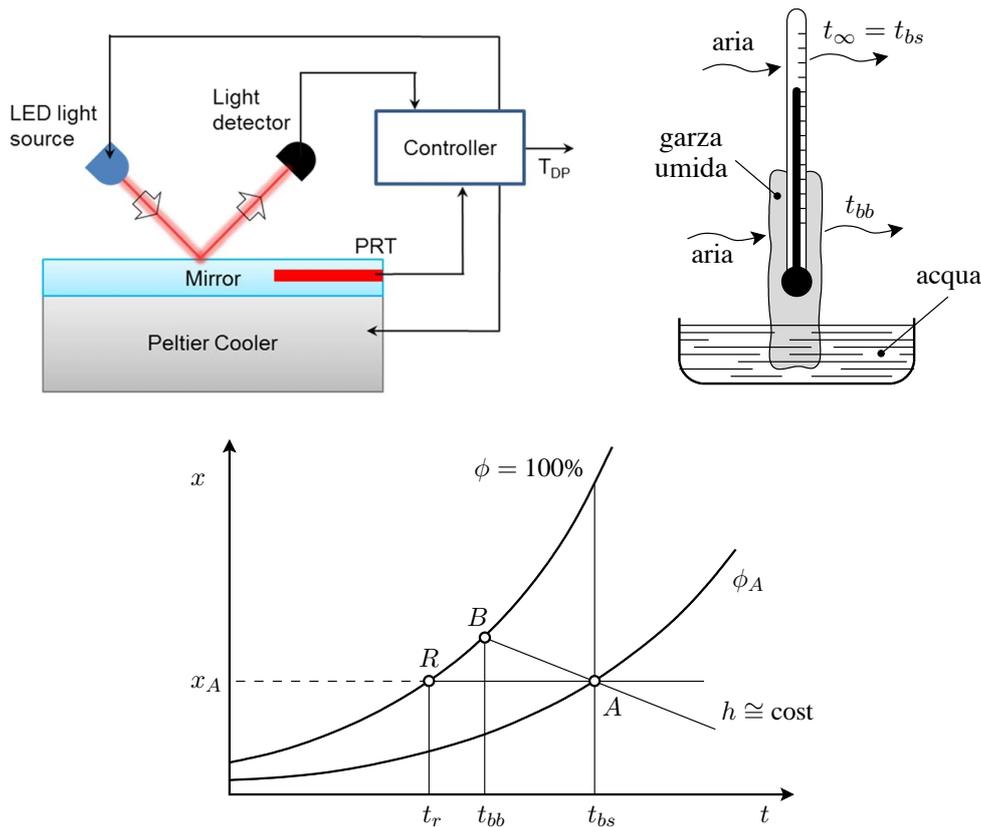


Figura 6: Misure sull'aria umida. In alto a sinistra, temperatura di rugiada [Nature] e in alto a destra temperatura di bulbo bagnato. In basso individuazione dello stato dell'aria umida sul diagramma Carrier.

che viene progressivamente raffreddato. La temperatura di rugiada è la temperatura alla quale il fotodiodo rivela che lo specchietto comincia ad appannarsi, mentre la trasformazione AR seguita dall'aria a contatto dello specchietto è rappresentata nella Figura 6 in basso.

Il termometro a punto di rugiada è molto accurato, ma non è semplice da usare in quanto, come si vede, richiede l'impiego di un sistema refrigerante (generalmente di tipo termoelettrico ad "effetto Peltier") e di un fotodiodo per la rilevazione automatica dell'appannamento. Il concetto di temperatura di rugiada è, comunque, molto importante in meteorologia perché le nubi possono formarsi solo a quote superiori a quella in cui la temperatura dell'atmosfera raggiunge il punto di rugiada.

### 2.7.2 Temperatura di bulbo bagnato

Come è noto, quando l'acqua evapora scambiando calore con una corrente d'aria più calda, la temperatura dell'aria a contatto con l'acqua diminuisce in modo chiaramente rilevabile. La situazione è schematizzata nella Figura 6 in alto a destra, dove il bulbo di un termometro, avvolto in una garza mantenuta umida, è investito da una corrente d'aria non satura alla temperatura indisturbata  $t_\infty$ . Tale temperatura coincide con la temperatura

misurabile da un normale termometro a convezione il cui bulbo sia mantenuto secco e, per questa ragione, è definita anche temperatura a bulbo secco  $t_{bs}$  per distinguerla dalla temperatura  $t_{bb}$ , detta temperatura a bulbo bagnato, misurata dal termometro il cui bulbo è avvolto nella garza mantenuta umida.

Il punto rappresentativo delle condizioni iniziali dell'aria indisturbata è indicato con A sul diagramma di Figura 6 in alto a destra. Il punto di bulbo bagnato B, rappresentativo delle condizioni finali dell'aria a contatto della garza, sta certamente sulla curva di saturazione. Inoltre, sperimentalmente, si trova che durante la misura tale punto si sposta sulla curva di saturazione fino ad incontrare, a regime, l'isoentalpica per A come indicato nella Figura 6 in basso.

(Infatti, in prima approssimazione si può dire che, nella miscela acqua-aria, le isoentalpiche [ $h = cost$ ] e le isoterme di bulbo bagnato [ $t_{bb} = cost$ ] sono pressoché parallele. Si potrebbe però dimostrare, ma la dimostrazione non è qui riportata, che tale “quasi coincidenza” non si verifica per altre miscele gas-vapore.)

### 2.7.3 Individuazione dello stato dell'aria umida

Come evidenziato nella Figura 6 in basso, note due qualunque delle tre temperature di rugiada, bulbo secco e bulbo bagnato, può essere individuata facilmente, sul diagramma psicrometrico, la terza temperatura e, quindi, anche il punto A rappresentativo dello stato termodinamico dell'aria umida. Di solito, nei normali controlli di prestazione degli impianti di condizionamento, sono utilizzate le temperature di bulbo secco e di bulbo bagnato in quanto, come si è osservato in precedenza, la temperatura di bulbo bagnato è più facile da misurare della temperatura di rugiada.

## 2.8 Temperatura percepita

L'esperienza dimostra che il benessere termoigrometrico dipende, in larga misura, dagli scambi termici convettivi dell'organismo con l'ambiente. Più precisamente, lo scambio di calore sensibile dipende dalla temperatura dell'aria, mentre lo scambio di calore latente (attraverso l'evaporazione del sudore) dipende dall'umidità relativa e, ad esempio, ha luogo tanto più agevolmente quanto più l'aria è secca.

Molti studi statistici poi dimostrano che, indipendentemente dai valori dell'umidità specifica, è generalmente percepito come confortevole un ambiente interno nel quale l'umidità relativa sia compresa tra il 40% e il 60%, mentre è percepito come “umido” un ambiente interno nel quale l'umidità relativa superi il 60% e come “secco” un ambiente interno nel quale l'umidità relativa sia inferiore al 40%.

In questo quadro, la Norma UNI EN ISO 7730 ha codificato i metodi per prevedere la sensazione termica e valutare l'eventuale insoddisfazione termica delle persone negli edifici. In parallelo, sia pure in forma non codificata, si è cercato di estendere i metodi i metodi di previsione anche agli spazi esterni, soprattutto al fine di valutare le situazioni di disagio, se non di pericolo, associate alle possibili combinazioni di temperatura e umidità relativa elevate dell'aria che si hanno durante l'estate.

A tal scopo si è introdotto il concetto di “**temperatura percepita**” (o apparente) per quantificare le sensazioni provate mediante un solo parametro. Il concetto ha fatto pre-

Al di sopra di 54°	Colpo di calore imminente (pericolo di morte).
Da 46° a 53°	Grave pericolo. Sospendere le attività fisiche.
Da 40° a 45°	Sensazione di malessere generalizzato. Pericolo. Evitare gli sforzi.
Da 35° a 39°	Malessere ben percepito. Prudenza. Limitare le attività fisiche gravose.
Da 30° a 34°	Sensazione di malessere più o meno significativa.
Al di sotto di 29°	Poche persone percepiscono disagio.

Indice Humidex della temperatura apparente																
T (°C)	Umidità relativa (%)															
	25%	30%	35%	40%	45%	50%	55%	60%	65%	70%	75%	80%	85%	90%	95%	100%
42°	48°	50°	52°	55°	57°	59°	62°	64°	66°	68°	71°	73°	75°	77°	80°	82°
41°	46°	48°	51°	53°	55°	57°	59°	61°	64°	66°	68°	70°	72°	74°	76°	79°
40°	45°	47°	49°	51°	53°	55°	57°	59°	61°	63°	65°	67°	69°	71°	73°	75°
39°	43°	45°	47°	49°	51°	53°	55°	57°	59°	61°	63°	65°	66°	68°	70°	72°
38°	42°	44°	45°	47°	49°	51°	53°	55°	56°	58°	60°	62°	64°	66°	67°	69°
37°	40°	42°	44°	45°	47°	49°	51°	52°	54°	56°	58°	59°	61°	63°	65°	66°
36°	39°	40°	42°	44°	45°	47°	49°	50°	52°	54°	55°	57°	59°	60°	62°	63°
35°	37°	39°	40°	42°	44°	45°	47°	48°	50°	51°	53°	54°	56°	58°	59°	61°
34°	36°	37°	39°	40°	42°	43°	45°	46°	48°	49°	51°	52°	54°	55°	57°	58°
33°	34°	36°	37°	39°	40°	41°	43°	44°	46°	47°	48°	50°	51°	53°	54°	55°
32°	33°	34°	36°	37°	38°	40°	41°	42°	44°	45°	46°	48°	49°	50°	52°	53°
31°	32°	33°	34°	35°	37°	38°	39°	40°	42°	43°	44°	45°	47°	48°	49°	50°
30°	30°	32°	33°	34°	35°	36°	37°	39°	40°	41°	42°	43°	45°	46°	47°	48°
29°	29°	30°	31°	32°	33°	35°	36°	37°	38°	39°	40°	41°	42°	43°	45°	46°
28°	28°	29°	30°	31°	32°	33°	34°	35°	36°	37°	38°	39°	40°	41°	42°	43°
27°	27°	27°	28°	29°	30°	31°	32°	33°	34°	35°	36°	37°	38°	39°	40°	41°
26°	26°	26°	27°	28°	29°	30°	31°	32°	33°	34°	34°	35°	36°	37°	38°	39°
25°	25°	25°	26°	27°	27°	28°	29°	30°	31°	32°	33°	34°	34°	35°	36°	37°
24°	24°	24°	24°	25°	26°	27°	28°	28°	29°	30°	31°	32°	33°	33°	34°	35°
23°	23°	23°	23°	24°	25°	25°	26°	27°	28°	28°	29°	30°	31°	32°	32°	33°
22°	22°	22°	22°	23°	24°	25°	25°	26°	27°	27°	28°	29°	30°	30°	30°	31°
T (°C)	25%	30%	35%	40%	45%	50%	55%	60%	65%	70%	75%	80%	85%	90%	95%	100%
	Umidità relativa (%)															

Figura 7: Indice Humidex della temperatura apparente (più comunemente indicata come temperatura percepita) [Meteomapx].

sa e, attualmente, la maggior parte dei Siti Meteo Commerciali riporta la temperatura “percepita” in aggiunta all’umidità relativa e alla temperatura “misurata” con i metodi tradizionali.

Tuttavia l’umidità relativa e la temperatura, pur essendo le variabili più significative non sono le uniche variabili in gioco. Le statistiche dimostrano che le sensazioni termiche dipendono anche da altri parametri non sempre dichiarati esplicitamente negli studi sulla temperatura percepita quali, ad esempio: velocità dell’aria, eventuale irraggiamento, tipologia di abbigliamento, attività fisica, età e stato di forma delle persone interpellate.

Ovviamente, le scelte dei parametri non dichiarati possono variare e, infatti, i risultati riassuntivi (generalmente forniti in forma tabulare) differiscono tra i diversi studi. D’altra parte in tutti gli studi vi è convergenza su molte ipotesi di base come, ad esempio: vestiti estivi, attività fisica leggera all’ombra, vento moderato e persone interpellate “normali” (cioè non particolarmente allenate). Infatti, le differenze tra i risultati forniti dalle tabelle riassuntive dei diversi studi non sono mai tali da invalidare le indicazioni qualitative fornite.

La Tabella delle temperature apparenti riportata nella Figura 7 è basata sull’indice

Humidex che è stato messo a punto in Canada nel 1965 su basi statistiche unanimemente considerate ragionevoli ed è, infatti, ancora molto utilizzato. Come si può notare, nella legenda che accompagna la Tabella sono elencati in ordine decrescente i rischi e le sensazioni negative, dal colpo di calore ai disagi per poche persone, che l'aumento della temperatura percepita comporta per gli interpellati.

D'altra parte, in aggiunta a quanto precisato nella legenda, è necessario tenere conto delle reazioni individuali, spesso inconsapevoli, che l'esposizione a situazioni di umidità e temperatura elevata comporta. Tali reazioni, sono legate alle risposte fisiologiche e pur non essendo citate in Tabella, risultano ugualmente importanti. Infatti, per mantenere il processo di sudorazione un flusso sanguigno aggiuntivo deve essere diretto dall'organismo verso la pelle senza ridurre, ovviamente, il flusso necessario a mantenere tutte le altre funzioni vitali. Ciò affatica il cuore che deve aumentare il flusso totale "pompatto" e, per questo, aumenta la frequenza di pulsazione. Tuttavia questo sforzo aggiuntivo, generalmente ben tollerato dalle persone "normali", può risultare rischioso per le persone anziane e/o cardiopatiche.

### 3 Formazione delle nubi

La formazione delle nubi è resa possibile dal raggiungimento della temperatura di condensazione da parte del vapore contenuto nelle masse di aria umida sollevate adiabaticamente (ovvero senza scambi di calore con l'esterno). Nel corso di tali sollevamenti, schematizzati nella Figura 8, le masse di aria umida equilibrano continuamente la propria pressione con quella dell'atmosfera circostante (che diminuisce con la quota), ma non scambiano quantità significative di calore con l'esterno (in quanto l'aria è un ottimo isolante termico e la relativa lentezza dei sollevamenti non innesca processi convettivi importanti).

Pertanto le masse d'aria sollevate subiscono quella che in Termodinamica viene identificata come una "espansione adiabatica" durante la quale la diminuzione di temperatura con la quota è più rapida di quella propria della "atmosfera standard" (almeno fino a quando l'umidità specifica resta costante, ovvero fino a che non viene raggiunto il livello corrispondente alla temperatura di condensazione). Nell'atmosfera standard, durante una espansione adiabatica "a secco" (ossia senza condensazione del vapore contenuto nell'aria) la diminuzione di temperatura con la quota all'interno della massa sollevata sfiora i  $10^{\circ}\text{C}/\text{km}$  contro i circa  $6,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$  che si era visto essere la diminuzione della temperatura con la quota nell'atmosfera standard.

Nella Figura 8, il livello al quale viene raggiunta la temperatura di condensazione è facilmente identificabile in quanto coincide con il livello al quale si colloca la base della nube. Generalmente, il sollevamento prosegue anche oltre tale livello ma, in tal caso, l'umidità specifica dell'aria condensa progressivamente mettendo a disposizione il relativo calore di cambiamento di stato. Infatti, nella Figura 8 si nota che nella nube la diminuzione di temperatura con la quota, oltre al livello corrispondente alla temperatura di condensazione, si riduce a circa  $6^{\circ}\text{C}/\text{km}$  (che è il valore tipico dell'espansione adiabatica "a umido").

I processi di sollevamento adiabatico sono molto comuni in Meteorologia in quanto sono dovuti ad eventi che si ripetono con grande frequenza come, ad esempio:

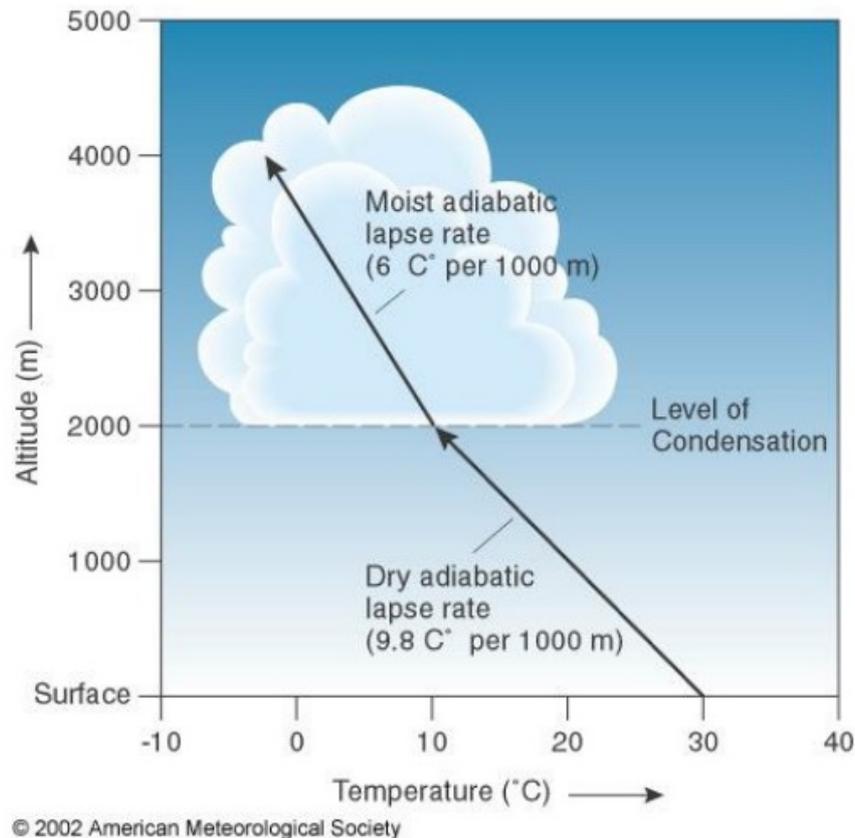


Figura 8: Schematizzazione del raffreddamento adiabatico di una massa d'aria che ha luogo “a secco” fino alla quota della temperatura di saturazione e “ad umido” oltre tale quota [American Meteorological Society].

- generazione di correnti ascensionali convettive a seguito del riscaldamento solare differenziale della superficie terrestre,
- superamento di ostacoli orografici,
- incontro di due fronti d'aria umida a temperatura diversa e conseguente scavalciamento del fronte freddo da parte del fronte caldo,
- convergenza dell'aria verso una zona di bassa pressione (ciclonica).

Nei paragrafi precedenti, ci si era focalizzati sulle applicazioni della Termodinamica dell'Aria Umida al condizionamento dell'aria e, quindi, ci si era limitati a introdurre il concetto di **punto di rugiada** per definire la temperatura alla quale il vapore d'acqua contenuto in una massa d'aria umida, opportunamente raffreddata, diventa saturo e inizia a condensare. In questo modo ci si era riferiti implicitamente a transizioni di fase che hanno interamente luogo a temperature superiori a 0°C e, perciò, a processi analoghi alla deposizione notturna della rugiada.

D'altra parte, nel contesto della Meteorologia e in accordo con la nomenclatura tecnica italiana richiamata nella Figura 9, è opportuno prendere in considerazione anche:



Figura 9: Nomenclatura tecnica italiana adottata per i cambiamenti di fase [WAU].

- transizioni di fase che hanno luogo alla temperatura di  $0^{\circ}\text{C}$ , durante le quali si ha il passaggio dallo stato liquido a quello solido con il rilascio di quantità di energia dette calore latente di congelamento, e
- transizioni di fase che hanno luogo a temperatura inferiori a  $0^{\circ}\text{C}$ , durante le quali si ha il passaggio diretto dallo stato di vapore a quello solido con il rilascio di quantità di energia dette calore latente di brinamento).

L'applicazione di tali concetti alla Fisica delle Nubi consente, ad esempio, di operare la distinzione tra:

- “nubi calde” che si trovano completamente al disotto dell'isoterma di  $0^{\circ}\text{C}$ ,
- “nubi miste” con una parte inferiore nel campo delle temperature positive e una parte superiore nel campo delle temperature negative e
- “nubi fredde” che si trovano completamente al disopra dell'isoterma di  $0^{\circ}\text{C}$ .

Le temperature, insieme con i processi di rimescolamento e i fenomeni di sopraffusione, condizionano anche la composizione delle nubi. Sperimentalmente si riscontra che solo le nubi calde sono formate esclusivamente da goccioline mentre, a causa dei processi di rimescolamento e dei fenomeni di sopraffusione, nella parte superiore delle nubi miste coesistono cristalli di ghiaccio e goccioline (sia pure con i cristalli che aumentano in percentuale man mano che la temperatura diminuisce con la quota). Infatti, solo le eventuali parti di nubi fredde che si trovano al disopra dell'isoterma di  $-40^{\circ}\text{C}$  sono formate esclusivamente da cristalli di ghiaccio.

A questo punto è opportuno ricordare anche che, per convenzione internazionale, le nubi sono suddivise in nubi alte, medie o basse a seconda che occupino quote dell'alta, della media o della bassa troposfera. Tali quote variano in funzione della latitudine (poiché lo spessore della troposfera diminuisce dai 16-18 km all'equatore ai 6-8 km ai poli). Di norma, alle nostre latitudini:

- le “nubi alte” si collocano tra i 5 e i 13 km e, generalmente, sono nubi fredde;
- le “nubi medie” si collocano tra i 2 e i 7 km e, generalmente, sono nubi miste;
- le “nubi basse” si collocano al disotto dei 2 km e, generalmente, sono nubi calde.

**Esempio 1** *Si commenti la Figura 8 giustificando le scelte grafiche e spiegandone le implicazioni.*

### Soluzione

Nella Figura si considera il sollevamento di una massa d’aria che, partendo da una temperatura a bulbo secco di circa 30°C nelle vicinanze della superficie, a 2000 m raggiunge il livello di condensazione LC (praticamente coincidente con il punto di rugiada) e inizia a formare la nube. Poiché la temperatura del punto di rugiada è di poco superiore a 10 °C (10,4 °C per la precisione) la diminuzione della temperatura nell’espansione adiabatica considerata è pari a circa 10°C/km (9,8 °C/km per la precisione).

Pertanto, con l’ausilio del diagramma Carrier e della Figura 6 in basso si può facilmente verificare che l’umidità specifica nelle vicinanze della superficie è pari a circa 7 grammi di vapore per chilogrammo di aria secca (in quanto  $t_A \approx 30^\circ\text{C}$  e  $x_A \approx 7 \text{ g/kg}$  danno luogo, appunto, ad una temperatura di rugiada  $t_r \approx 10^\circ\text{C}$ ). Chiaramente dati di superficie diversi avrebbero dato luogo a quote LC e temperature  $t_r$  diverse da quella dell’esempio.

Una volta raggiunta la temperatura di rugiada, l’espansione adiabatica prosegue ma la condensazione di parte dell’umidità dell’aria mette a disposizione il relativo calore di condensazione e, da quel punto in poi, il gradiente da considerare è pari a circa 6°C/km. Il punto di congelamento a 0°C viene perciò raggiunto a circa 3,7 km di quota, un po’ prima di arrivare all’altezza massima della nube. Quindi, la nube è di “tipo misto”.

## 3.1 Nucleazione e crescita delle gocce

Nelle nubi calde e nella parte delle nubi miste che si trova a temperature superiori a 0°C, il raggiungimento delle condizioni di condensazione attraverso i processi termodinamici descritti nel paragrafo precedente non è, di per sé, sufficiente a garantire la nucleazione delle goccioline. Esiste, infatti, una barriera costituita dalla differenza tra le pressioni di vapore interna ed esterna a una goccia (differenza che è direttamente proporzionale alla tensione superficiale dell’acqua e inversamente proporzionale al diametro della goccia stessa). Tale barriera impedisce, di fatto, la crescita delle goccioline microscopiche che nascono da processi casuali di nucleazione omogenea a partire dal solo vapore dell’aria. In teoria la crescita sarebbe ancora possibile ma solo in presenza di sovrasaturazioni  $p_v/p_s$  dell’ordine del 300-400% che non si riscontrano in natura.

(Nella vita di tutti i giorni la maggior tendenza delle gocce ad evaporare quando sono finemente polverizzate è sfruttata negli umidificatori dell’aria).

Nella realtà, pur in assenza di processi di nucleazione omogenea, le nubi si formano ugualmente perché nell’aria umida sono quai sempre contenuti in sospensione gli aerosol, ovvero particelle solide o liquide aventi dimensioni molto ridotte ma sufficienti a consentire i processi di nucleazione eterogenea. Durante tali processi gli aerosol agiscono come

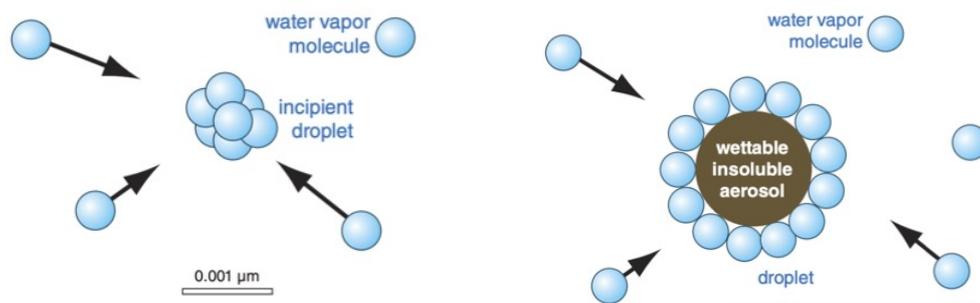


Figura 10: Nucleazione omogenea a sinistra ed eterogenea a destra [R. Stull].

“nuclei di condensazione” permettendo alle molecole di vapore di depositarsi su di essi per formare gocce che già all’origine hanno dimensioni finite.

La differenza tra i processi di nucleazione omogenea ed eterogenea è schematizzata nella Figura 10 dove è chiaramente indicato che, oltre ad avere dimensioni sufficienti, i nuclei per la condensazione eterogenea devono avere superfici idrofile, cioè in grado di legarsi all’acqua. Se poi, in aggiunta, gli aerosol sono anche solubili possono facilitare ulteriormente la condensazione del vapore in quanto, agendo come tensioattivi, riducono la tensione superficiale dell’acqua e, con essa, la differenza tra le pressioni di vapore all’interno e in superficie delle gocce.

Poiché le particelle in sospensione nell’atmosfera non scarseggiano, i processi di nucleazione eterogenea sono quasi sempre presenti ed, infatti, la maggior parte delle nubi inizia a formarsi a temperature di pochissimo inferiori alle temperature di condensazione. D’altra parte per avere le precipitazioni, è necessario anche che, dopo la nucleazione, le gocce crescano fino a diventare talmente pesanti da cadere per gravità al suolo non essendo più trattenute in aria dai normali moti di rimescolamento.

### 3.1.1 Meccanismi di crescita delle gocce

I possibili meccanismi di crescita delle gocce nelle nubi sono:

- il proseguimento dei processi di condensazione e
- la coalescenza, cioè l’aggregazione di goccioline più piccole da parte delle gocce più grandi che le urtano.

Nel caso delle gocce di pioggia, la maggior parte degli Autori in letteratura, giudica troppo lenti i processi di condensazione per spiegare, ad esempio, il brevissimo ciclo di vita (non più di 30 minuti dall’inizio della formazione alla precipitazione) delle gocce nelle nubi convettive (ovvero associate alle correnti ascensionali generate, soprattutto nella stagione calda, dal riscaldamento solare differenziale della superficie terrestre). Come si intuisce dalla Figura 11 a sinistra, le dimensioni medie delle goccioline appena formate sono inferiori al millesimo di millimetro, mentre quelle delle gocce di pioggia più grandi arrivano a qualche millimetro (con un rapporto tra i diametri dell’ordine di diverse migliaia) e, secondo le stime di letteratura sarebbero necessarie diverse ore, se non diversi giorni, per realizzare accrescimenti così importanti con i normali processi di condensazione.

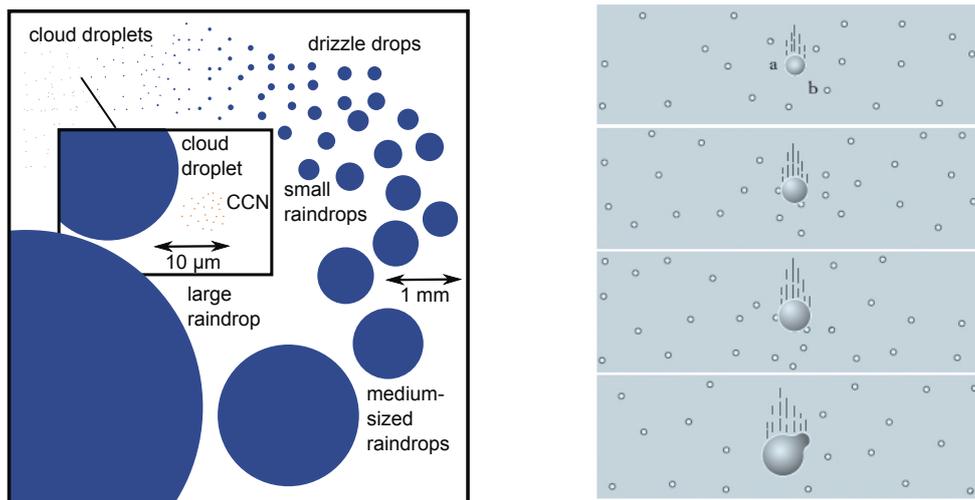


Figura 11: Dimensioni in scala di gocce di pioggia, goccioline e nuclei di condensazione, a sinistra [J. Shonk]. Coalescenza, ovvero aggregazione per urto delle gocce piccole da parte delle gocce grandi, a destra [Treccani].

Per contro, appare molto più efficiente l'accrescimento per coalescenza, schematizzato nella Figura 11 a destra, che è reso possibile dai moti di rimescolamento durante i quali le gocce più piccole galleggiano nelle correnti mentre le gocce più grandi sono soggette a saliscendi. In un primo tempo, le gocce grandi sono spinte in alto dalle correnti ascendenti fino a quando, raggiunta la sommità della nube, le correnti ascendenti si indeboliscono e divergono lateralmente. A quel punto, le gocce grandi sono trascinate verso il basso dalla gravità fino a una quota alla quale incontrano di nuovo correnti ascendenti sufficientemente forti. Questi saliscendi continuano fino a quando le gocce grandi, raggiunte le dimensioni "critiche" per il regime delle correnti nella nube, non sono più sostenute dalle correnti ascendenti e precipitano per gravità al suolo.

Tuttavia, durante i saliscendi, le gocce grandi catturano una certa percentuale delle gocce piccole che si trovano lungo il loro percorso, dando origine al fenomeno della "coalescenza" (ovvero dell'aggregazione a seguito a collisione). A seconda del regime delle correnti nelle nubi, le dimensioni delle gocce che precipitano al suolo variano dai 0,5 mm circa delle piovigine ("drizzle"), agli 1 - 3 mm delle piogge normali, fino ai 5 mm circa delle piogge più forti.

### 3.2 Formazione e crescita dei cristalli di ghiaccio

Nella parte superiore delle nubi miste, che si trova a temperature inferiori a 0°C, e nelle nubi fredde i cristalli di ghiaccio si formano:

- per nucleazione eterogenea su nuclei glaciogeni (cioè nuclei igroscopici attivi a temperature negative) quando le temperature sono di poco inferiori a 0°C ma superiori a -40°C (con un massimo di efficienza intorno a -15°C);

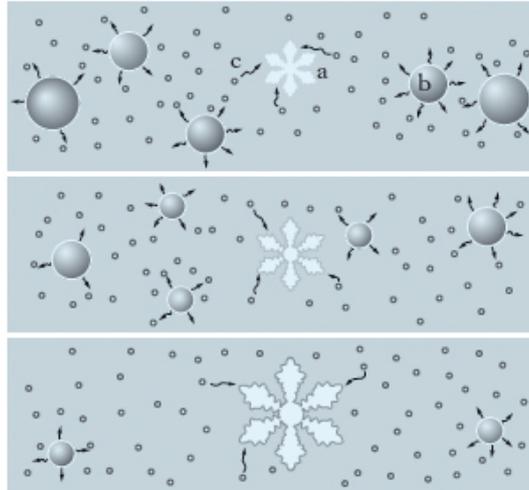


Figura 12: Meccanismo di Bergeron, ovvero crescita per condensazione del vapore su un cristallo di ghiaccio a spese dell'evaporazione delle gocce d'acqua sovrassature che lo circondano [Treccani].

- per nucleazione omogenea (cioè senza bisogno di nuclei ghiacigeni) delle gocce sovrassature che congelano quando le temperature sono vicine ai  $-40^{\circ}\text{C}$ .

I cristalli di ghiaccio formati per congelamento delle gocce sovrassature hanno, fin dall'origine, dimensioni sufficienti a farli precipitare per gravità al suolo. Invece, i cristalli di ghiaccio formati per nucleazione eterogenea hanno dimensioni molto ridotte all'origine e per raggiungere dimensioni sufficienti a farli precipitare per gravità devono ingrandirsi considerevolmente nel corso di numerosi saliscendi.

### 3.2.1 Meccanismo di Bergeron

In letteratura vi è concordanza nell'accettare il meccanismo di Bergeron, come spiegazione più probabile della crescita dei cristalli di ghiaccio formati per nucleazione eterogenea. (Il meccanismo è così chiamato in onore del Meteorologo svedese Tor Bergeron [1891-1977] che lo identificò negli anni '30 del secolo scorso).

Secondo tale meccanismo, schematizzato nella Figura 12, i cristalli di ghiaccio crescono a spese delle goccioline sovrassature. Il motivo è che la pressione di vapore in equilibrio con una superficie piana ghiacciata è significativamente più bassa della pressione di vapore in equilibrio con la superficie curva delle gocce liquide. Quindi, il vapore d'acqua presente nell'atmosfera circostante si deposita sulla superficie ghiacciata e viene reintegrato nell'aria dal vapore emesso delle gocce sovrassature, che così si assottigliano progressivamente.

Nella nubi fredde e nella parte fredda delle nubi miste, dove le temperature sono negative, il processo di Bergeron forma cristalli di ghiaccio con dimensioni dell'ordine di qualche decimo di millimetro, sufficienti a farli precipitare per gravità in assenza di vento. Cristalli di ghiaccio con dimensioni analoghe già all'origine si formano, come si è det-

to, anche alle temperature prossime ai  $-40^{\circ}\text{C}$  durante il congelamento diretto delle gocce sopraffuse.

### 3.2.2 Crescita ulteriore dei cristalli

Una volta formati con dimensioni non trascurabili, i cristalli di ghiaccio possono crescere ulteriormente durante eventuali moti di rimescolamento sia catturando cristalli più piccoli (coalescenza) sia urtando, se presenti, gocce sopraffuse residue che, essendo instabili, congelano istantaneamente.

Come nel caso delle gocce d'acqua nelle nubi calde, i saliscendi associati ai moti di rimescolamento nelle nubi fredde e nella parte fredda delle nubi miste continuano fino a quando i cristalli di ghiaccio raggiungono le dimensioni "critiche" per il regime delle correnti nella nube in cui si trovano. A quel punto, precipitano al suolo per gravità poiché le correnti ascendenti non riescono più a sostenerli.

### 3.2.3 Forma dei cristalli

A differenza delle gocce che hanno forma sferica e, al più, assumono la forma di ellissoidi schiacciati con l'aumento delle dimensioni, i cristalli di ghiaccio possono assumere un numero pressoché illimitato di forme a seconda del processo di cristallizzazione seguito.

Per capire il processo di cristallizzazione si può partire dalla Figura 13 sopra, nella quale si vede come la molecola d'acqua sia formata da un atomo di ossigeno unito a due atomi di idrogeno da legami covalenti polari (ovvero da legami nei quali gli atomi condividono coppie di elettroni per raggiungere una configurazione elettrica stabile). Quando la temperatura si abbassa e l'agitazione termica casuale diminuisce, partendo dal vapore (a destra) si passa prima all'acqua liquida (al centro) e poi al cristallo solido (a sinistra), nel quale la simmetria esagonale appare come la forma più naturale.

Con l'ulteriore diminuzione delle temperature i cristalli possono svilupparsi mantenendo la simmetria esagonale (molto ammirata dagli Artisti) che, come si vede nella Figura 13 in basso, è quella propria dei fiocchi di neve. (Il fotografo statunitense Wilson Bentley [1865-1931], autore delle immagini riportate, è stato un pioniere della fotografia dei fiocchi di neve).

Talvolta, però, se la temperatura non scende abbastanza i cristalli possono crescere in modo casuale incorporando gocce d'acqua e formando il "graupel" noto anche come "neve tonda" o "neve granulata". (Il graupel si forma quando le goccioline sopraffuse e instabili congelano istantaneamente a contatto con i cristalli di neve rivestendoli di ghiaccio).

## 3.3 Piccolo glossario delle precipitazioni

Le precipitazioni di gocce d'acqua che cadono da una nube prendono il nome di **pioggia** se le gocce hanno diametro superiore 0,5 mm e cadono con intensità superiore a 1 mm/h, oppure di **pioviggine** (traduzione del termine inglese "drizzle") se le gocce hanno diametro inferiore a 0,5 mm e cadono con intensità inferiore a 1 mm/h.

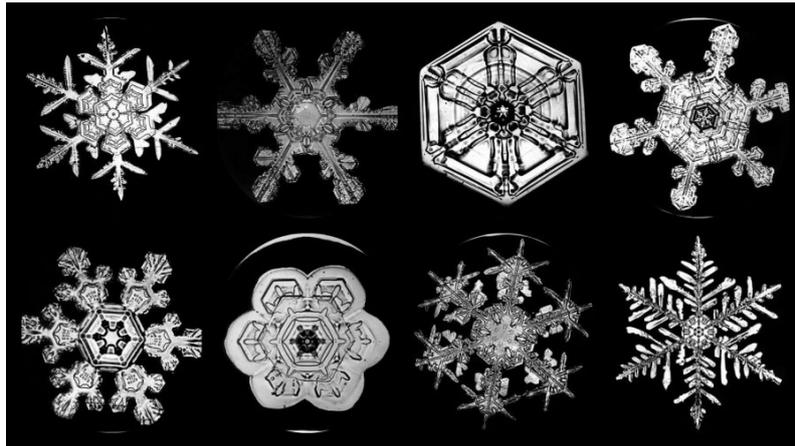
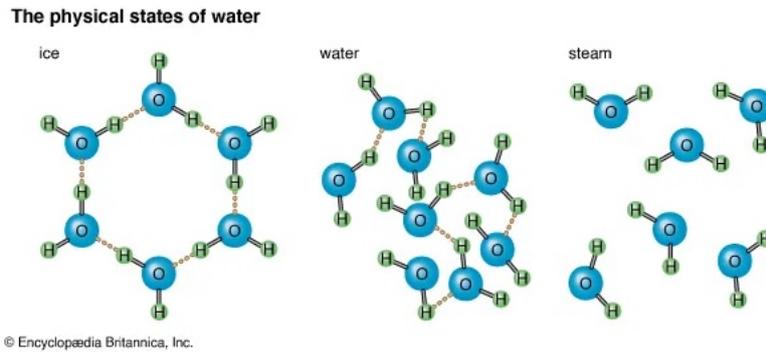


Figura 13: Stati fisici dell'acqua, sopra [Enciclopedia Britannica] e fiocchi di neve, sotto [W. Bentley].

Forme di precipitazione molto insidiose sono la **pioggia e piovigine congelantesi** (traduzioni dei termini inglesi “freezing rain and drizzle”) che si hanno quando le gocce d'acqua arrivano al suolo sopraffuse, cioè allo stato liquido ma a temperature negative. Infatti le gocce sopraffuse sono instabili e gelano immediatamente al contatto con tutte le superfici e, al suolo, formano uno strato di ghiaccio trasparente e molto scivoloso (**gelicidio**).

(L'equivalente aeronautico di questo fenomeno sono i depositi di ghiaccio sulla fusoliera e le ali degli aerei che attraversano nubi fredde contenenti gocce d'acqua sopraffuse. Le gocce d'acqua tendono a unirsi e a spalmarsi su fusoliera e ali prima di congelare formando uno strato di ghiaccio spesso e compatto [**ghiaccio vetrone**] che può mettere a rischio la manovrabilità dell'aereo. Per prevenire tale rischio, nel periodo che intercorre tra un atterraggio e il decollo successivo, si effettuano regolarmente operazioni di rimozione del ghiaccio dalle ali e dalla fusoliera.)

Un'altra forma di precipitazione alquanto insidiosa, è la **pioggia gelata** così chiamata in quanto è costituita da particelle di ghiaccio trasparenti del diametro inferiore a 5 mm. Di solito, tale precipitazione è originata da gocce di pioggia che, prima di arrivare al suolo, attraversano uno strato d'aria a temperatura inferiore a 0°C nel quale congelano. Più raramente le palline della pioggia gelata hanno origine da fiocchi di neve che attraversano

uno strato d'aria con temperatura di poco superiore a 0 °C, sciogliendosi parzialmente ma conservando tracce della struttura cristallina iniziale. Queste gocce rimangono in uno stato di sopraffusione e, se incontrano uno strato d'aria con temperatura inferiore a 0 °C, possono facilmente ricongelare.

La **grandine** (descritta esaurientemente nel post “Temporali, fulmini e grandine”) è una precipitazione di chicchi di ghiaccio che si accompagna, con sempre maggiore frequenza, ai temporali estivi. I chicchi di ghiaccio che formano la grandine misurano normalmente pochi millimetri ma, durante temporali particolarmente intensi, possono arrivare a diversi centimetri di diametro. La spiegazione è che all'interno dell'area di formazione nelle nubi temporalesche foriere di grandine le correnti sono molto forti e i chicchi sono sottoposti a numerosissimi saliscendi prima di raggiungere le dimensioni critiche che li fanno cadere al suolo.

Le precipitazioni di cristalli di ghiaccio che cadono da una nube, generalmente aggregati in fiocchi, prendono il nome di **neve** (o di **nevischio** se i fiocchi di neve sono misti a pioggia). Se però i cristalli di neve vengono a contatto con goccioline sopraffuse che li rivestono di ghiaccio la precipitazione prende, come si è detto, il nome di **neve tonda** o, con termine tedesco ormai entrato nell'uso universale, **graupel**

Si noti che **nebbia** e **foschia** non sono precipitazioni ma goccioline di vapore acqueo condensate in uno strato d'aria in prossimità del terreno. Per convenzione si parla di nebbia se la visibilità orizzontale è inferiore a 1 km e di foschia se la visibilità è compresa tra 1 e 5 km.

Analogamente, i termini **rugiada** e **brina** non indicano precipitazioni ma, rispettivamente, gocce d'acqua e cristalli di ghiaccio che si depositano al suolo per condensazione o, appunto, “brinamento” del vapore atmosferico a contatto con superfici fredde.

### 3.4 Effetti delle nubi e degli aerosol sul clima

Le nubi, schematizzate nella Figura 14, esercitano in proporzioni variabili a seconda della loro forma, spessore e quota di stazionamento, sia un effetto raffreddante (feedback negativo), in quanto riflettono parte della radiazione solare in arrivo, sia un effetto riscaldante (feedback positivo), in quanto assorbono parte della radiazione infrarossa proveniente dalla superficie terrestre.

L'effetto raffreddante aumenta con la copertura nuvolosa, ovvero con la percentuale di superficie sovrastata dalle nubi, e con la riflettanza, o “albedo” delle nubi stesse. A sua volta, l'albedo aumenta al crescere del numero di goccioline d'acqua incontrate nel loro percorso dai raggi solari, ovvero con il prodotto della densità di goccioline presenti nelle nubi per lo spessore delle nubi.

L'effetto riscaldante aumenta con la differenza positiva tra i flussi infrarossi in arrivo e in partenza dalle nubi. La radiazione infrarossa in arrivo proviene dalla superficie terrestre che si trova a temperatura più alta di quella delle nubi. Pertanto le nubi ricevono dalla superficie terrestre (a temperatura più alta) un flusso radiativo maggiore di quello che reirradiano a temperatura più bassa e la differenza positiva tra i due flussi aumenta al diminuire della temperatura delle nubi, cioè all'aumentare dell'altezza delle nubi. Inoltre, come si può dedurre dalla Figura 14, le nubi alte sono più sottili e poco compatte e,

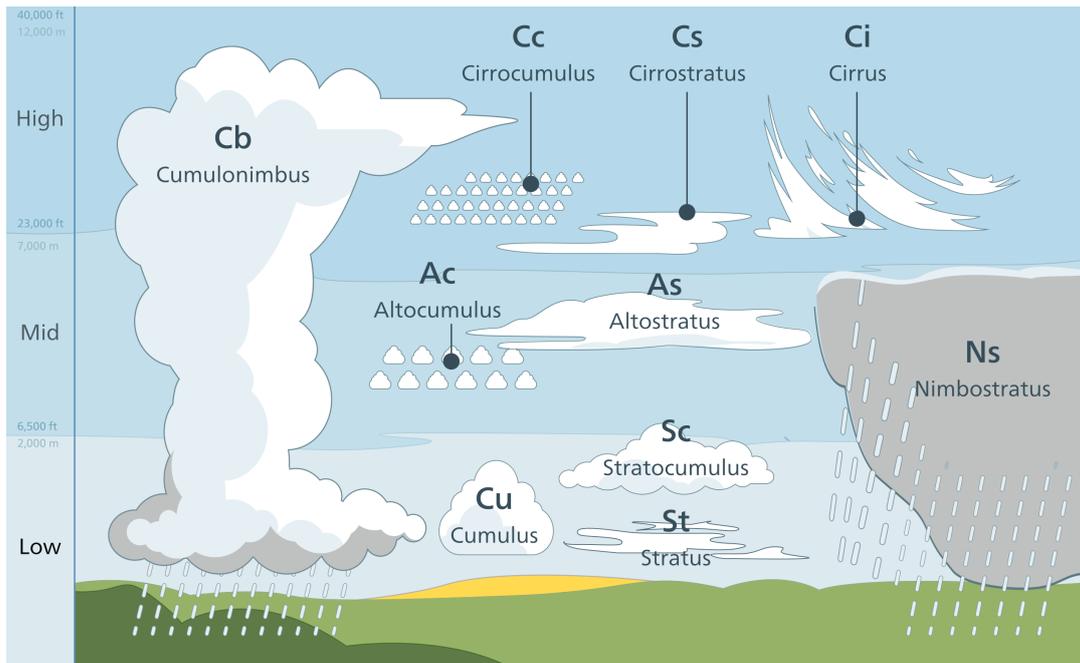


Figura 14: Principali tipi di nubi, raggruppati per altezza e forma, identificati dai nomi latini e dalle sigle internazionali a due lettere [Wikipedia].

di conseguenza, riflettono una frazione ridotta della radiazione solare in arrivo. Quindi, complessivamente si può affermare che le nubi alte hanno un effetto riscaldante sul clima.

D'altra parte, come si può ancora dedurre dalla Figura 14, le nubi basse sono caratterizzate da spessori considerevoli e, quindi, riflettono una frazione significativa della radiazione solare in arrivo. Inoltre, stazionando ad altezze limitate, le nubi basse si trovano a temperature prossime a quelle della superficie terrestre e, di conseguenza, non esercitano sull'atmosfera un effetto riscaldante significativo. Complessivamente, la riflessione di gran parte dell'energia solare e l'effetto riscaldante ridotto fanno sì che le nubi basse agiscano come moderatrici del clima.

Attualmente si ha una prevalenza di nubi basse che hanno un effetto raffreddante sul clima ma, secondo diversi autori, in futuro la situazione potrebbe cambiare e anche il sistema delle nubi potrebbe avere un effetto riscaldante sul clima. Infatti, a causa del riscaldamento globale, si prevedono:

- aumenti di quota della tropopausa (la zona che segna il confine tra troposfera e stratosfera) con ulteriori spostamenti verso l'alto delle nubi alte e diradamenti delle nubi basse,
- difficoltà di nucleazione con diminuzione del numero di goccioline mediamente contenute per unità di volume e conseguente calo della riflettanza delle nubi stesse.

Per quanto riguarda gli aerosol, invece, non ci sono dubbi sul fatto che esercitano, e continueranno ad esercitare, un effetto moderante sull'aumento della temperatura globale.

Infatti, le particelle in sospensione riflettono direttamente la radiazione solare e, indirettamente, agiscono come nuclei di condensazione aumentando il numero di goccioline e, quindi, la riflettenza delle nubi. D'altra parte questo effetto benefico sul clima è pagato a caro prezzo con l'aumento del numero di particelle inquinanti in sospensione nell'aria ed i rischi connessi per la salute. Quindi, appaiono molto pericolose le tecniche di insemminazione delle nubi volte ad aumentare il numero di goccioline per unità di volume al fine di incrementare le precipitazioni.

## **Bibliografia**

**AA. VV.**, *Atlante del Clima e della Meteorologia*, Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare, Libreria Geografica, 2022.

**AA. VV.**, *Calcolo degli indici di calore*, METEOLAB - Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Napoli, visto il 27 agosto 2025.

**C.D. Ahrens e R. Henson**, *Meteorology Today - An Introduction to Weather, Climate and the Environment - 13<sup>a</sup> ed.*, Cengage, Boston, Ma., 2022.

**G. Comini e M. Libralato**, *Il Cambiamento Climatico - Il Punto di Vista Fisico-Tecnico, Nuova Edizione*, libreriauniversitaria.it edizioni, Padova, 2022.

**G. Comini e G. Cortella**, *Fondamenti di Trasmissione del Calore, Ristampa della Quarta Edizione*, libreriauniversitaria.it edizioni, Padova, 2022.

**G. Comini e S. Savino**, *Fondamenti Termodinamici dell'Energetica, Terza Edizione Rivista e Aggiornata*, libreriauniversitaria.it edizioni, Padova, 2022.

**G. Comini**, *Gas Serra e Cambiamento Climatico*, CISM - Area download, Udine, 2023.

**G. Comini**, *Temporal, fulmini e grandine*, CISM - Area download, Udine, 2023.

**G. Comini**, *Aerosol, nubi e clima*, CISM - Area download, Udine, 2024.

**G. Comini**, *Le onde atmosferiche planetarie*, CISM - Area download, Udine, Revisione luglio 2025.

**Department of Meteorology and Atmospheric Science**, *A recipe for making clouds, METEO 3: Introductory Meteorology, Lesson 4*, Penn State University, Visto 27 agosto 2025.

**D. Giaiotti**, *Termodinamica atmosferica e formazione delle precipitazioni*, Corso di Fisica dell'Atmosfera, Università di Trieste, Visto 26 agosto 2025.

**O. Jay e al**, *To save lives in heatwaves focus on how human bodies work*, Nature, vol. 644, 7 agosto 2025.

**D. Lamb e J. Verlinde**, *Physics and Chemistry of Clouds*, Cambridge University Press, Cambridge, 2011.

**F.K. Lutgens, E.J. Tarbuck e R.L. Herman**, *The Atmosphere - An Introduction to Meteorology, Dodicesima Edizione*, Pearson, New York, 2013.

**Meteo Expert**, *Manuale di Meteorologia*, Alpha Test, Milano, 2019.

**J. Shonk**, *Introducing Meteorology. A guide to Weather, 2<sup>a</sup> ed*, Dunedin, Edinburgh, 2020.

**R. Stull**, *Practical Meteorology. An Algebra-based Survey of Atmospheric Science*, The University of British Columbia, Vancouver, Canada, 2016.

**A. Tompkins**, *Atmospheric Physics*, ICTP, Trieste, 23 giugno 2016.

**Treccani**, *Pioggia*, Enciclopedia Online, Visto 29 agosto 2025.

**J. M. Wallace e P. H. Hobbs**, *Atmospheric Science - An Introductory Survey, 2<sup>a</sup> ed.*, Elsevier, 2006.

**Wikipedia**, *Heat Index*, Visto 19 luglio 2025.

**Wikipedia**, *International Standard Atmosphere*, Visto 19 agosto 2025.

**Wikipedia**, *Lifting Condensation Level*, Visto 31 luglio 2025.

**WMO - World Meteorological Organization**, *Hydrometeors consisting of a fall of an ensemble of particles (precipitation)*, Visto 29 agosto 2025.