

Corso di Idrologia

Prof. Pierluigi Claps

Note introduttive di fisica dell'atmosfera

L'atmosfera

L'atmosfera è un involucro gassoso costituito da una miscela di aria secca, vapor d'acqua ed aerosol, che avvolge la Terra fino a un'altezza di circa 700-1000 km.

La composizione chimica percentuale dell'**aria secca** presente in atmosfera è pressoché costante per i primi 80 – 90 km di altezza. Le principali componenti sono Azoto (78 % in volume), Ossigeno (20.9%), Argon (0.9%), CO₂ (0.04%). Il **vapore acqueo** è, tra le componenti principali dell'aria, quello presente in misura più variabile: in quantità ridotte nelle regioni desertiche o nelle masse d'aria molto fredde, può invece raggiungere valori fino al 3% in volume nelle masse d'aria calda o sopra gli oceani tropicali, con un valor medio che oscilla intorno ad 1%. A differenza degli altri gas principali che compongono l'aria, il vapore acqueo atmosferico è distribuito principalmente nei chilometri più vicini al suolo, con il 90% del suo volume totale posto nei primi 5 km.

La presenza dell'atmosfera intorno alla Terra determina un'escursione termica ridotta rispetto agli altri pianeti del sistema solare ed un surplus di calore in arrivo alla superficie terrestre. Ciò è imputabile ad alcuni gas, detti gas serra (CO₂, CH₄, O₃, CFC, NO_x, vapore acqueo), che si lasciano attraversare dalla radiazione solare visibile, ma catturano la radiazione infrarossa emessa verso lo spazio dalla superficie terrestre, che viene in larga parte restituita al suolo mediante controradiazione. In assenza di atmosfera, la temperatura della superficie terrestre sarebbe determinata dal bilancio di energia tra radiazione solare assorbita ed emessa verso lo spazio, generando un valore medio su base annua di -19°C. In realtà, a causa di tale fenomeno noto come **effetto serra**, la temperatura media dell'atmosfera misurata al suolo a 45° di latitudine, è di circa 15°C. Ciò significa un innalzamento medio di 34°C imputabile alla presenza dei gas serra.

La struttura dell'atmosfera secondo il gradiente termico verticale

In relazione all'andamento della temperatura con la quota si possono distinguere diversi strati atmosferici, separati tra loro da superfici in corrispondenza delle quali il gradiente di temperatura, noto come *gradiente termico verticale*, si inverte. Nella suddivisione secondo il profilo verticale della temperatura si individuano quattro strati fondamentali denominati nell'ordine, dal basso verso l'alto: troposfera, stratosfera, mesosfera, termosfera.

Troposfera. La troposfera è lo strato di atmosfera adiacente al suolo. Essa è caratterizzata da una elevata capacità di rimescolamento, dovuta alla presenza del suolo che influenza l'innesto di moti verticali e di eventi meteorici. La troposfera è uno strato di spessore variabile tra 7-8 km ai poli, fino a 16-18 km all'equatore, e contiene la maggior parte del vapore acqueo presente in atmosfera. In troposfera i gradienti di pressione e di temperatura sono entrambi negativi all'aumentare della quota. La pressione atmosferica, in particolare, diminuisce in modo esponenziale con la quota e ciò implica che circa il 75% della massa di aria atmosferica sia racchiuso nella troposfera. A livello del mare l'aria raggiunge una densità di circa 1.2 kg/m³. La temperatura subisce una diminuzione circa lineare con la quota fino al confine superiore dello strato, dove raggiunge un valore minimo di circa -50 ÷ -55°C.

La presenza del suolo influenza uno strato di atmosfera di circa 1-2 km di spessore durante il giorno e anche inferiore ai 100 m durante la notte. Tale strato viene denominato Strato Limite Planetario, o Planetary Boundary Layer (PBL). Esso include al suo interno i fenomeni di inversione termica ed il suo spessore varia a scala giornaliera a causa del ciclo diurno-notturno e anche in funzione dell'intensità del rimescolamento turbolento.

Il limite superiore delle troposfera è costituito dalla *tropopausa*, cioè dalla zona in cui il gradiente di temperatura si annulla, per poi invertirsi, e la temperatura prende ad aumentare con la quota. La

tropopausa non si può schematizzare come un'unica superficie che racchiude la Terra, sia perché il moto verticale dell'aria spesso dà luogo a inversioni termiche, e quindi a una successione di tropopause sovrapposte, sia perché essa ha un andamento irregolare e presenta alcune discontinuità in corrispondenza delle latitudini di 30-40° e di 50-75° (Nord o Sud).

Stratosfera. La stratosfera è lo strato sovrastante la troposfera ed è costituita da un primo strato di circa 10 km nel quale la temperatura resta quasi costante con la quota e da uno successivo, spesso 25-30 km, nel quale la temperatura aumenta con la quota (*Ozonosfera*). La temperatura nella bassa stratosfera ha un valore minimo di temperatura pari a circa -70°C nella zona equatoriale. Ai poli raggiunge circa -50°C in estate mentre in inverno è di circa -60°C al Polo Nord e -80°C al Polo Sud. L'aumento della temperatura nello strato superiore è determinato dal forte assorbimento dei raggi ultravioletti (UV) solari da parte dell'ozono che raggiunge la massima concentrazione proprio in tale porzione di atmosfera. L'assorbimento di raggi UV è massimo al limite superiore della stratosfera (*Stratopausa*), posto a circa 50 km dal suolo, dove la temperatura aumenta fino a circa 0°C. La circolazione atmosferica nella stratosfera è generalmente bassa, fatta eccezione per venti zonali periodici, concentrati solitamente nel periodo estivo. L'aria compresa in questo strato è caratterizzata da una bassa densità, bassissime concentrazioni di vapor d'acqua e da un aumento di ozono rispetto alla troposfera.

Mesosfera. La mesosfera – alla lettera, la media atmosfera – si estende fino a una quota di circa 80-85 km; è una regione nella quale la temperatura decresce con la quota fino a raggiungere un minimo compreso tra -70°C e -90°C in corrispondenza della mesopausa, cosicché viene parzialmente favorito il rimescolamento verticale.

Lo strato atmosferico costituito da troposfera, stratosfera e mesosfera viene denominato *omosfera* poiché qui la composizione chimica dell'atmosfera resta pressoché costante con la quota, eccetto alcuni componenti minori come ozono, vapore acqueo e anidride carbonica.

Termosfera. All'estremo superiore della mesosfera ha inizio la termosfera; questa si estende in altezza per parecchie centinaia di chilometri (fino a circa 1000 km dal suolo) con temperature che hanno oscillazioni di circa 1000°C tra giorno e notte e a seconda dell'attività solare, raggiungendo valori di 1000 – 1700°C. In essa vengono a mancare, oltre al vapore acqueo, caratteristico dei soli strati inferiori dell'atmosfera, anche l'ozono e l'anidride carbonica. Nella parte più bassa dello strato predominano l'ossigeno e l'azoto molecolari e l'ossigeno atomico generato dalla fotodissociazione. A quote superiori a 200 km il principale componente diviene l'ossigeno atomico. Nella termosfera si verifica un incremento di temperatura, con fenomeni di ionizzazione, per l'assorbimento di radiazioni di piccola lunghezza d'onda da parte dei componenti atmosferici; per questo motivo essa viene anche denominata ionosfera.

La zona più esterna dell'atmosfera viene chiamata *esosfera*, e si estende fin dove la densità dell'aria uguaglia quella del gas interplanetario circostante.

La temperatura nella troposfera diminuisce con la quota in media nella misura di 6,5°C/km. Ovviamente a ogni livello la temperatura del generico strato è il risultato dell'equilibrio tra il calore ricevuto dal suolo e dal resto dell'atmosfera e quello perso, dallo strato stesso, per emissione dell'infrarosso. Tuttavia, man mano che si sale di quota, si attenuano i flussi di calore ricevuti dal suolo – soprattutto quelli di origine turbolenta – cosicché l'equilibrio termico viene raggiunto intorno a valori di temperatura via via decrescenti al crescere della quota. Tuttavia nelle prime centinaia di metri della troposfera raramente il gradiente termico verticale risulta prossimo a 6,5°C/km. Infatti di notte il raffreddamento del suolo sottrae calore, strato dopo strato, ai primi 100-

500 m di atmosfera dove pertanto la temperatura tende a crescere con la quota ovvero "si inverte" il normale segno della variazione della temperatura con la quota. Ecco perché una simile struttura prende il nome di **inversione termica**. Di giorno invece il suolo surriscaldato trasferisce progressivamente energia termica agli strati d'aria sovrastanti attraverso i moti turbolenti cosicché nei primi 100-800 m la temperatura di solito diminuisce con la quota in misura superiore addirittura a 10°C/km (atmosfera in stato superadiabatico).

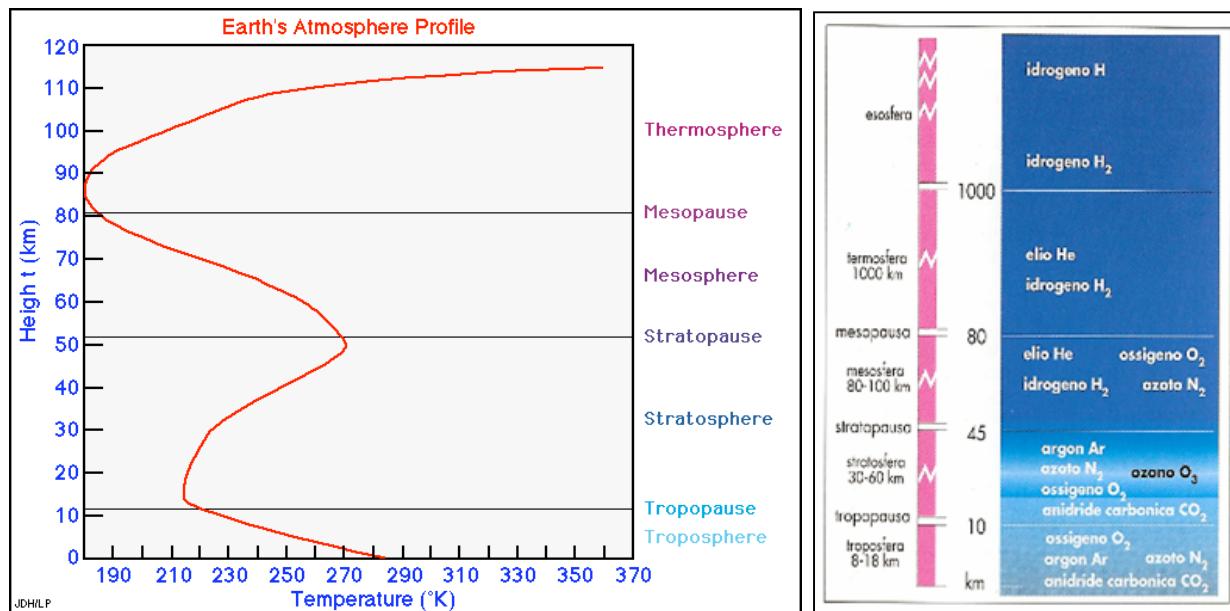


Figura 1: profilo verticale medio di temperatura nell'atmosfera (a) e caratteristiche sullo spessore e composizione degli strati atmosferici (b).

Distribuzione verticale della pressione

Ipotesi di idrostaticità (legge di Stevino): $dP/dz = -\rho g$ (1)

con P = pressione
 z = quota
 g = accelerazione gravitazionale
 ρ = densità dell'aria

Ipotesi del gas ideale: $\rho = P/RT'$ (2)

con T' = temperatura ambiente [K]
 R = costante dei gas per l'aria secca [$\text{cm}^2 \text{ sec}^{-2} \text{ K}^{-1}$]

Da (1) e (2) deriva:

$$\frac{dP}{P} = -\frac{g}{RT'} dz \quad (3)$$

Integrando:

$$P = P_0 \exp\left(-\frac{1}{R} \int_{z_0}^z g \frac{dz}{T'}\right) \quad (4)$$

con P_0 = pressione alla quota z_0

Se si assume che in bassa atmosfera valga l'**ipotesi isoterma**: $P = P_0 \exp\left[-\frac{g(z - z_0)}{RT'}\right]$ (5)

In questa configurazione la pressione si dimezza circa ogni 5500 m

Se invece si fa l'ipotesi di **atmosfera stratificata verticalmente** con $T' = T_0 - \alpha z$, integrando la (4) si ottiene:

$$P = P_0 \left(\frac{T'}{T_0}\right)^{\frac{g}{\alpha R}} \quad (6)$$

e sostituendo nella (2) si ha: $\rho = \frac{P_0 T_0^{-g/R\alpha}}{R} (T_0 - \alpha z)^{(g/R\alpha)-1}$ (7)

Pressione di vapore e Umidità

Per il vapore la legge dei gas diventa: $e = \rho_v R_v T$ (8)

con e = pressione di vapore [mb]

ρ_v = densità di vapore in massa per unità di volume [kg/cm^3] o umidità assoluta
 T = temperatura assoluta [K] pari alla temperatura dell'aria circostante

$$R_v = \text{costante dei gas per il vapore} = \frac{R_0}{M_v} = \frac{M}{M_v} R = 461.5 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

$$R_0 = \text{costante universale dei gas} = 8.3144 \text{ J K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$$

$$M_v = \text{peso molecolare del vapor d'acqua} (18.02 \text{ kg mol}^{-1})$$

$$M = \text{peso molecolare dell'aria secca} (28.96 \text{ kg mol}^{-1})$$

$$R = \text{costante dei gas per l'aria secca} (287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1})$$

Ne risulta: $e = 1.61 \rho_v RT$ (9a)

oppure: $\rho_v = 0.622 e/RT$ (9b)

La (9b) indica che la densità del vapor d'acqua è 0.622 volte quella dell'aria secca nelle stesse condizioni di pressione e temperatura

L'**umidità assoluta** [g cm^{-3}] esprime la densità del vapore acqueo in un'unità di volume d'aria.

L'**umidità relativa** (U_R) esprime lo stato di saturazione di una massa d'aria rispetto alla massima quantità di vapore acqueo che essa può contenere, che è solo funzione di pressione e temperatura dell'aria.

$$U_R = \frac{e}{E} \cdot 100 [\%] \quad (10)$$

ove E = pressione di vapore a saturazione

Passaggi di stato

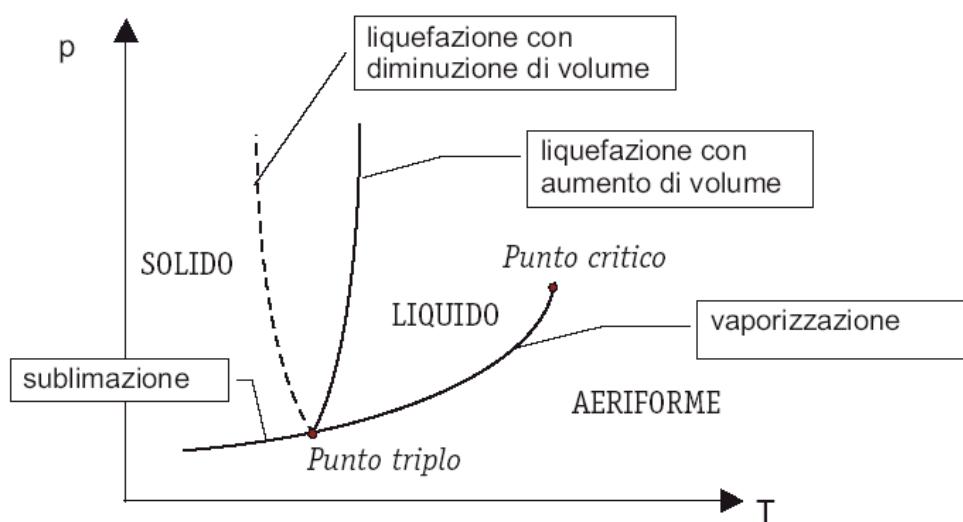


Figura 2: diagramma di Clausius-Clapeyron per l'acqua

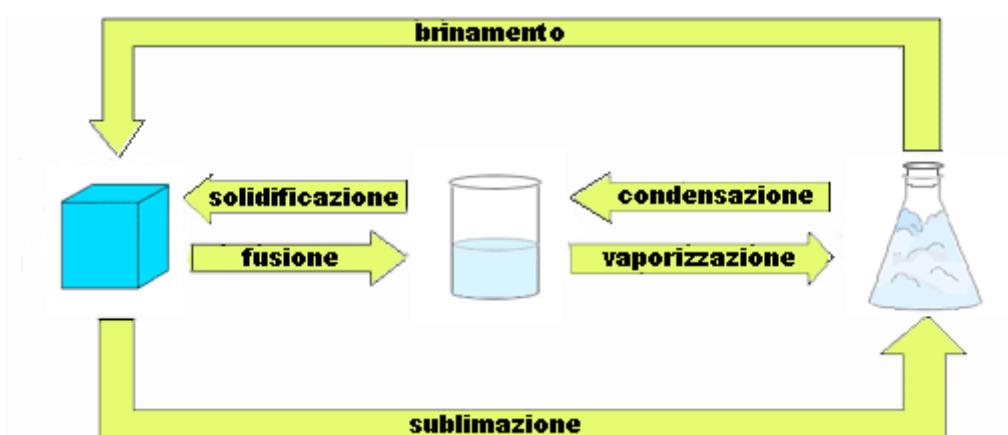
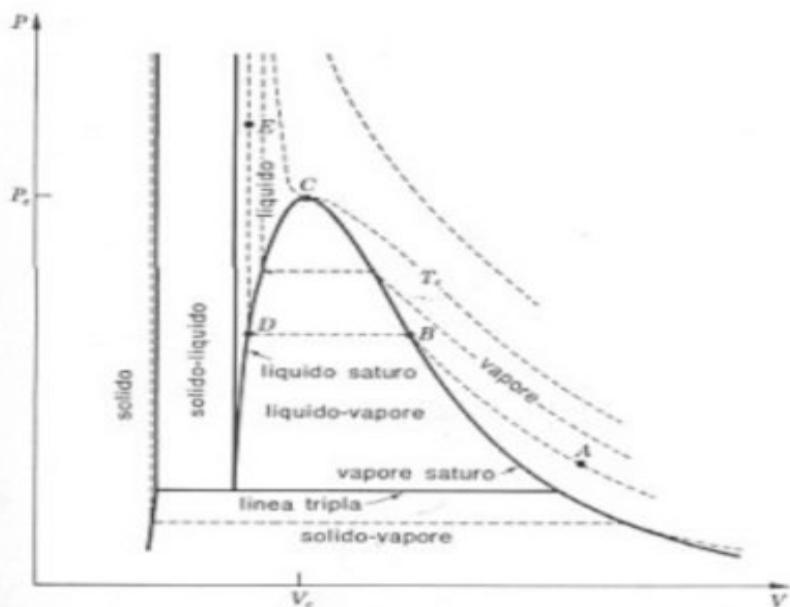


Figura 3: passaggi di stato dell'acqua.

Stabilità atmosferica e condensazione

La formazione della precipitazione dipende, fra le altre cose, dai processi di condensazione dell'umidità atmosferica. Per condensare occorre che la massa d'aria carica di umidità veda una diminuzione della sua temperatura, un aumento di pressione, o una diminuzione di volume in accordo col diagramma di fase riportato di seguito.



La condensazione in atmosfera avviene a causa della diminuzione di temperatura risultante, ad esempio, dall'ascesa di una massa d'aria.

Il sollevamento forzato di una massa d'aria secca produce un raffreddamento adiabatico [$PV^k = \text{cost}$] (cioè senza scambio di calore) della massa stessa esprimibile secondo i principi della termodinamica e le leggi dei gas come:
$$\frac{dT}{T} = \frac{R}{C_p} \frac{dP}{P} \quad (11)$$

con C_p = calore specifico (energia necessaria per innalzare di 1°C la temperatura dell'unità di massa) a pressione costante.

Differenziando la (11) rispetto a z :

$$\frac{dT}{T} \frac{1}{dz} = \frac{1}{dz} \frac{R}{C_p} \frac{dP}{P} \quad (12)$$

e introducendo la (3) nella (10):

$$\frac{dT}{dz} = - \frac{g}{C_p} \frac{T}{T'} \quad (13)$$

dove il rapporto $\Gamma = \frac{dT}{dz}$ è detto **gradiente termico adiabatico** e rappresenta il tasso di raffreddamento di una massa d'aria non satura (di solito detta *secca*) in sollevamento in condizioni adiabatiche.

Per $T=T'$ vale $\frac{dT}{dz} = - \frac{g}{C_p} = 0.00976$, cioè circa $10^\circ\text{C}/\text{Km}$.

La relazione tra questo ed il gradiente termico ambientale $\alpha = \frac{dT'}{dz}$ definisce le seguenti condizioni:

- 1) $|\alpha| < |\Gamma|$: equilibrio STABILE
- 2) $|\alpha| > |\Gamma|$: equilibrio INSTABILE
- 3) $|\alpha| = |\Gamma|$: equilibrio INDIFFERENTE.

Una massa d'aria umida (non satura) in condizioni adiabatiche, e di sollevamento forzato, è destinata a raggiungere una condizione nella quale l'umidità relativa uguaglia il 100%. L'aria diventa satura. Un ulteriore raffreddamento comporta la condensazione dell'umidità contenuta nella massa d'aria con rilascio di calore latente di condensazione λ_v (o vaporizzazione) con conseguente "riscaldamento" della massa e riduzione del gradiente termico da Γ a Γ' . Questa immissione di calore e la perdita di massa di vapore dovuta alla condensazione infrangono l'ipotesi di adiabaticità. Tuttavia la quantità di calore scambiata è piccola, e il processo è detto **pseudo-adiabatico**.

In condizioni di saturazione la (13) diventa infatti:

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{C_p} \frac{T}{T'} + \frac{\lambda}{C_p} \frac{dq}{dz}$$

con

λ = calore latente di condensazione (con valore negativo) $q = \rho_v/\rho$ = Umidità specifica (rapporto tra le densità di vapore e di aria). L'umidità specifica varia in funzione dell'uscita del condensato dal computo della massa di vapore.

Per $T=T'$ un valore indicativo del gradiente pseudo-adiabatico è $\frac{dT}{dz} = 0.0065$, cioè circa $6.5 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{Km}$.