

POLITECNICO DI TORINO
DITIC - Dipartimento di Idraulica, Trasporti ed Infrastrutture
Civili

Corso di Idrologia
Prof. Pierluigi Claps

ELEMENTI DI FISICA DELL'ATMOSFERA

Premessa

- L'acqua entra nel ciclo idrologico mediante varie forme di precipitazione. Perseguire obiettivi di carattere idrologico implica comprendere la genesi e la distribuzione della precipitazione.
- In origine questi fenomeni derivano dalla disponibilità e dal trasporto del vapor d'acqua in atmosfera.
- Disponibilità e trasporto del vapore controllano anche i fenomeni di evaporazione, cruciali in vari campi di applicazione dell'idrologia

Obiettivi formativi

- Comprendere le proprietà del vapor d'acqua e delle misture aria vapore in atmosfera
- Saper valutare le modalità di formazione della precipitazione
- Comprendere i concetti di stabilità atmosferica e di evoluzione dello stato di una massa d'aria umida in sollevamento libero o forzato

3

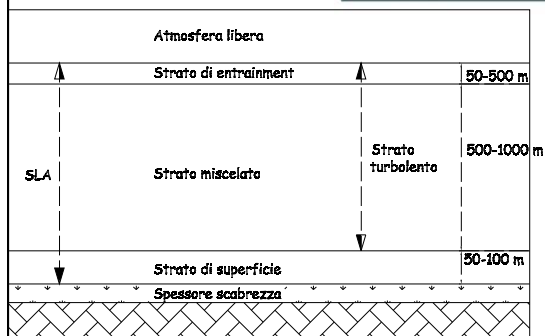
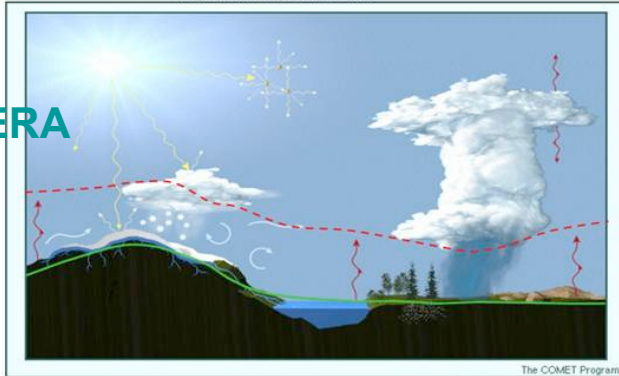
Composizione chimica dell'atmosfera

Azoto	78%
Ossigeno	21%
Argon	1%
Anidride Carbonica	0.035%

Vapor d' acqua:
da 0% (aree desertiche) a 4% (aree tropicali)

4

STRUTTURA DELL'ATMOSFERA



Strato di confine
(boundary layer): il suo spessore è dell'ordine delle centinaia di metri (100-1000). E' fortemente influenzato dal terreno sottostante.

5

STRUTTURA TERMICA DELL'ATMOSFERA

- **Troposfera**: la diminuzione di temperatura con l'altezza è mediamente di 6.5°C per km. Il suo spessore varia con la latitudine (8-16 km). Contiene il 75% della massa totale di gas. Sede di tutti i più importanti fenomeni meteorologici

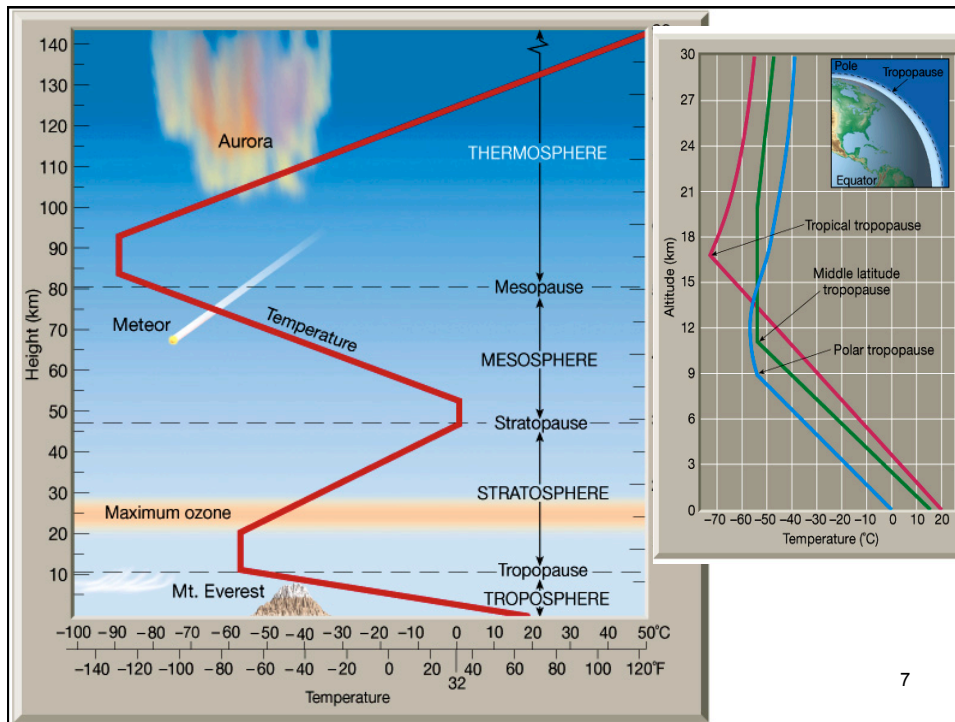
- **Tropopausa**: temperatura costante

- **OMOSFERA**, (caratteristiche chimiche omogenee), composta da:

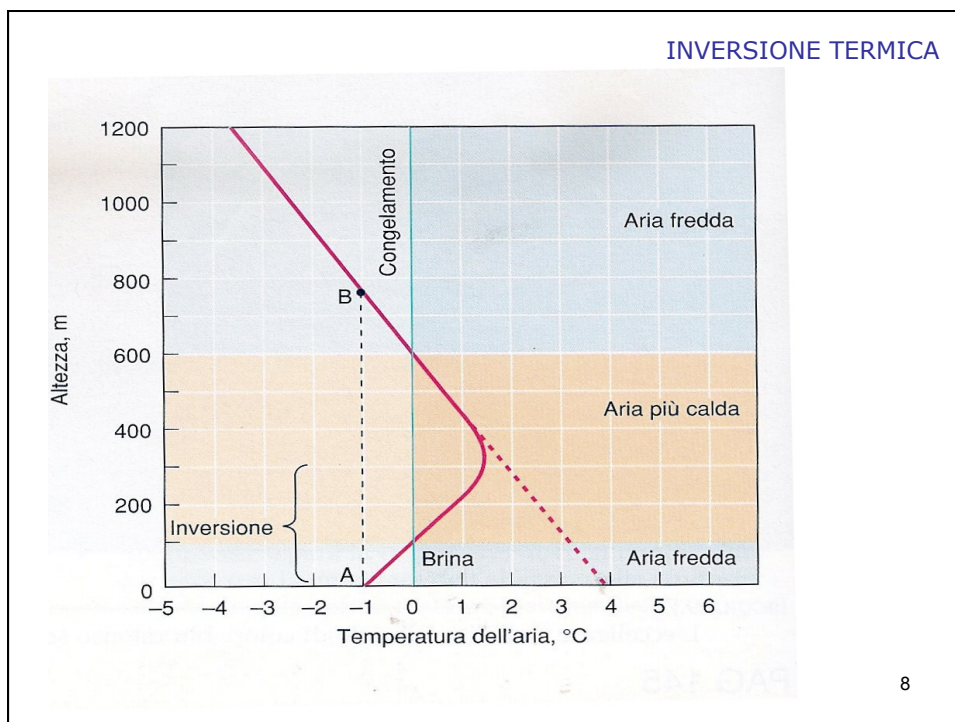
- **Stratosfera**: temperatura crescente, dovuta alla grande concentrazione di O_2 , O_3 , gas che assorbono le radiazioni ultraviolette.
- **Mesosfera**: temperatura decrescente.
- **Termosfera**: temperatura (cinetica) crescente fino ad altissime temperature: 100°C a 100 km, 1000°C a 300 km di altitudine.

Il limite superiore dell'atmosfera è fissato a 10^3 km di altezza

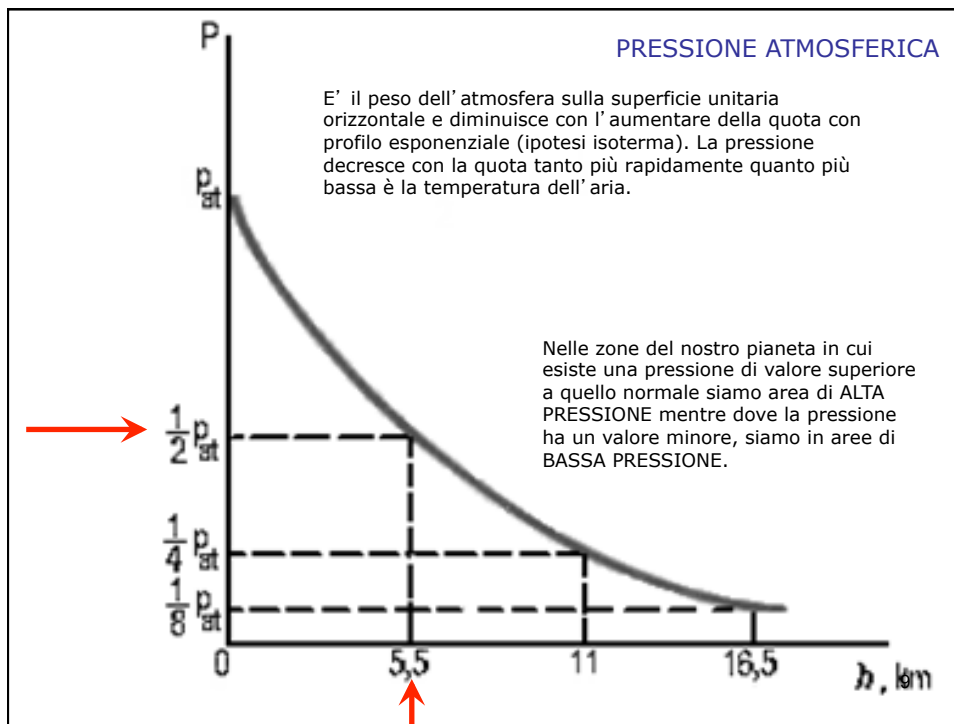
6



7



8



Gradiente di PRESSIONE ATMOSFERICA

- Legge di Stevino, $dP/dz = -\rho g$;
- Legge di stato per i gas ideali, $\rho = P/RT'$;
- dipendenza della pressione dalla quota, $dP/P = -(g/RT')dz$;
- integrando, $P = P_o \exp\left(-\frac{1}{R} \int_{z_o}^z g \frac{dz}{T'}\right)$
- Ipotesi isoterma, $P = P_o \exp\left[-\frac{g(z - z_o)}{RT'}\right]$
- Ipotesi atmosfera stratificata, $T' = T_o - \alpha z$

$$P(z) = P_o \left(\frac{T_o - \alpha z}{T_o} \right)^{g/R\alpha}$$

10

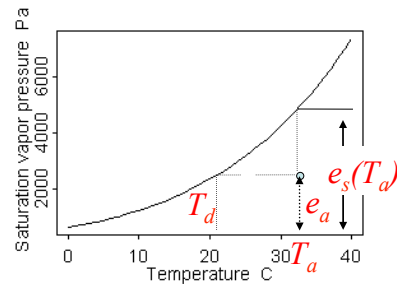
How much water can the air hold?

Saturation vapor pressure $e_s(t)$. The maximum vapor pressure that is thermodynamically stable.

$$e_s(T) = 610.8 \exp\left(\frac{17.27T}{237.3 + T}\right)$$

Pa, for T in $^{\circ}\text{C}$

See Goff-Gratch (1946) for more precise equation or Lowe (1977) for polynomials for efficient evaluation



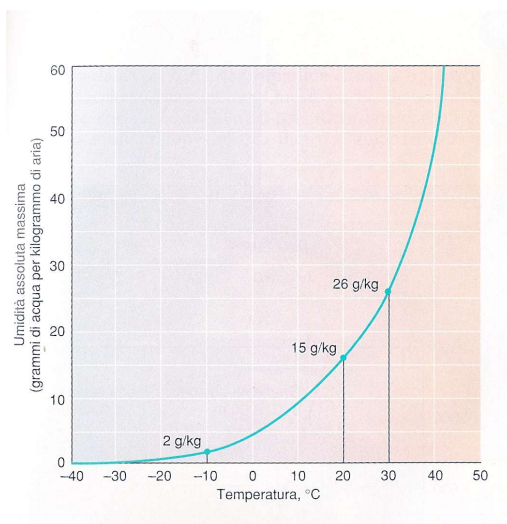
Relative humidity. Vapor pressure relative to saturation vapor pressure. (usually expressed as %)

$$R_h = \frac{e}{e_s(T)}$$

Dew point. T_d . The temperature to which a parcel of air has to be cooled at constant (vapor) pressure to reach saturation. (Dingman equation D-11)

11

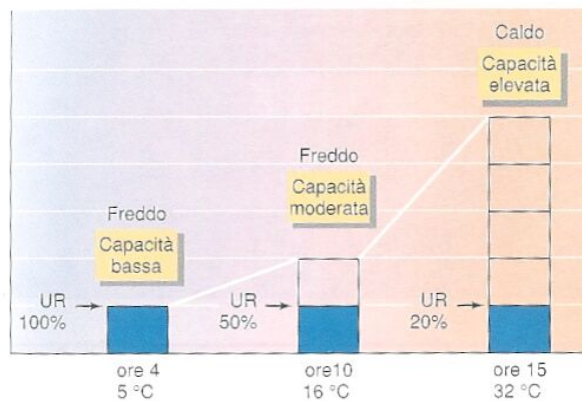
Quanta acqua può essere trattenuta in atmosfera?



12

Umidità

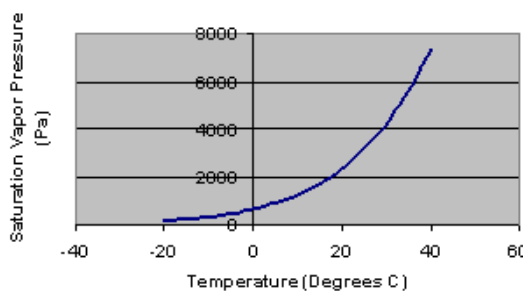
- Assoluta (g/kg) Limitata dalla curva di saturazione
- Relativa (%) rapportata al valore di saturazione
- Specifica q = Densità vapore/densità aria (anche *Mixing Ratio*)



13

Pressione di vapore a saturazione , e_s

La **pressione di vapore a saturazione** si verifica quando l'aria contiene la massima quantità possibile di vapore alla data temperatura



Curva di saturazione

$$e_s = 611 \exp\left(\frac{17.27T}{237.3 + T}\right)$$

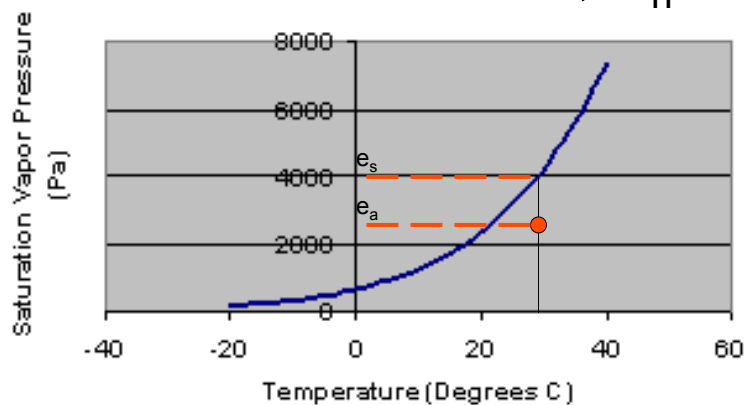
Equazione di Clausius-Clapeyron

La **pressione di vapore** è misurata in Pascal (Pa), dove 1 Pa = 1 N/m²

1 kPa = 1000 Pa

14

Umidità Relativa , R_h

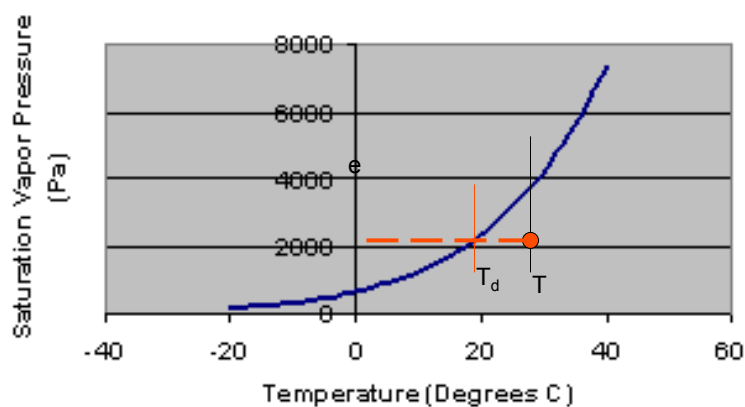


$$R_h = \frac{e_a}{e_s}$$

E' misurata anche dal rapporto tra la pressione di vapore effettiva (*actual*) e quella di saturazione

15

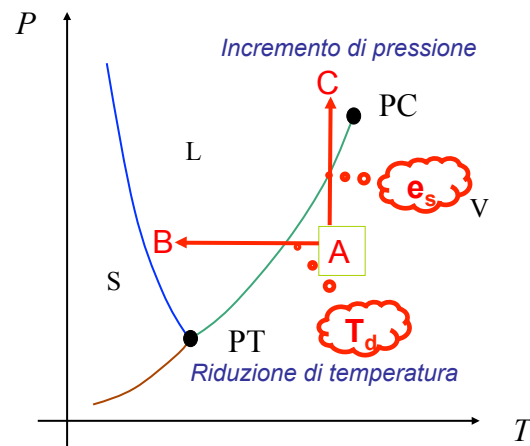
Temperatura del punto di rugiada (dewpoint), T_d



E' la temperatura alla quale l'aria risulterebbe satura mantenendo la stessa umidità assoluta (R_h va invece al 100%)

16

Spostamenti verso la saturazione per:



- Pressione reale del vapor acqueo e_a
- Pressione di vapore a saturazione e_s
- Umidità relativa $RH = 100 \cdot e_a / e_s$

17

Calore Latente

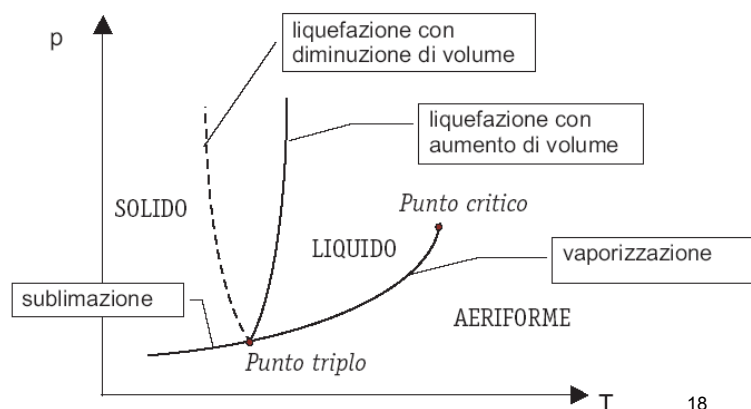
UMIDITA' ATMOSFERICA

Fusione = - solidificazione = 79.7 Cal/g

Evaporazione = - Condensazione = $597.3 - 0.57 T$ Cal/g

Sublimazione = $677 - 0.07 T$ Cal/g

T in °C



18

Perchè piove?

- Quando, per varie cause, l'aria si innalza, si raffredda per effetto dell'espansione adiabatica. Il raffreddamento diminuisce la pressione di vapore di saturazione, rendendo possibile la **condensazione** del vapore acqueo.
- Si formano così, ad una opportuna quota dal suolo, detta **(Lifting) Condensation Level** le **nuvole**: particelle di acqua liquida o solida, sospese in aria.

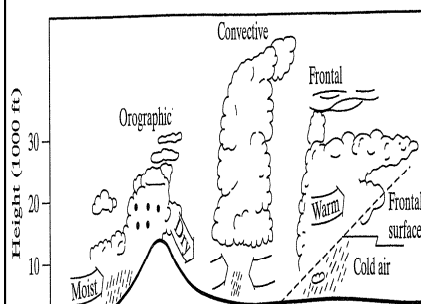
• N.B. La **Condensazione** NON implica **Precipitazione**!



Storm building near Arvada, Colorado
U.S. © Brian Boyle.

19

Sollevamento masse d'aria e gradienti termici



Sollevamento:

- Orografico
- Convettivo
- Frontale

20

Sollevamento Convettivo



Over Austin, Texas, US
© Ginnie Powell

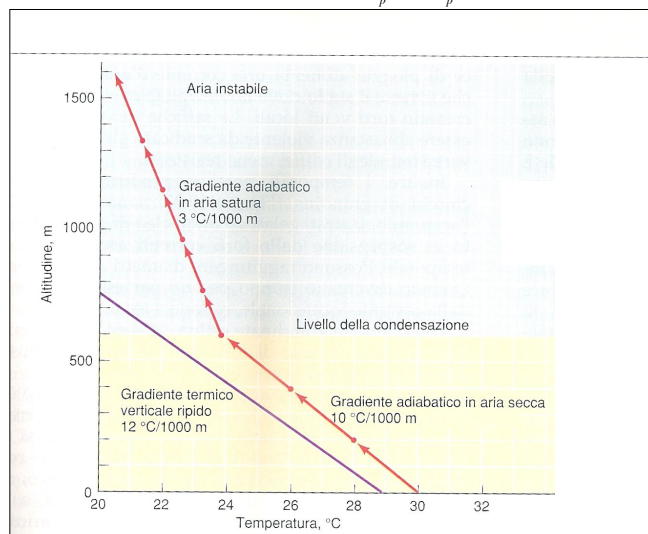
Condensation coefficient

21

gradiente termico adiabatico:

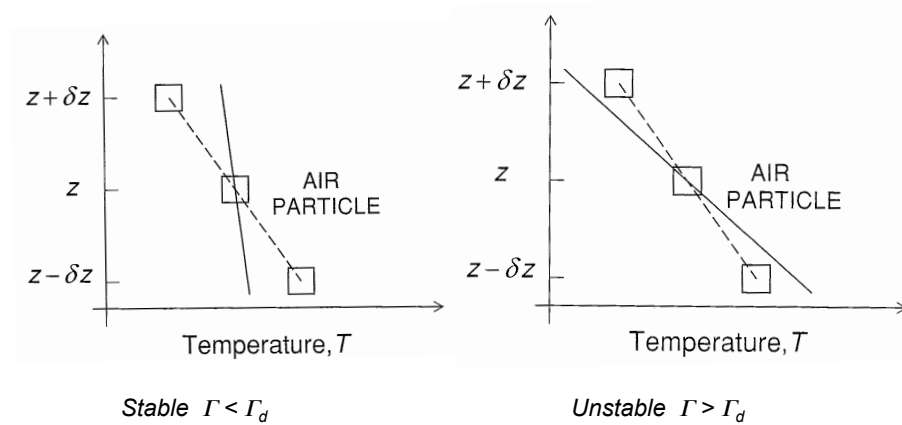
Aria secca: $\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{C_p} \frac{T}{T'}$

Aria saturata (pseudo-adiabatico): $\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{C_p} \frac{T}{T'} + \frac{\lambda}{C_p} \frac{dq}{dz}$



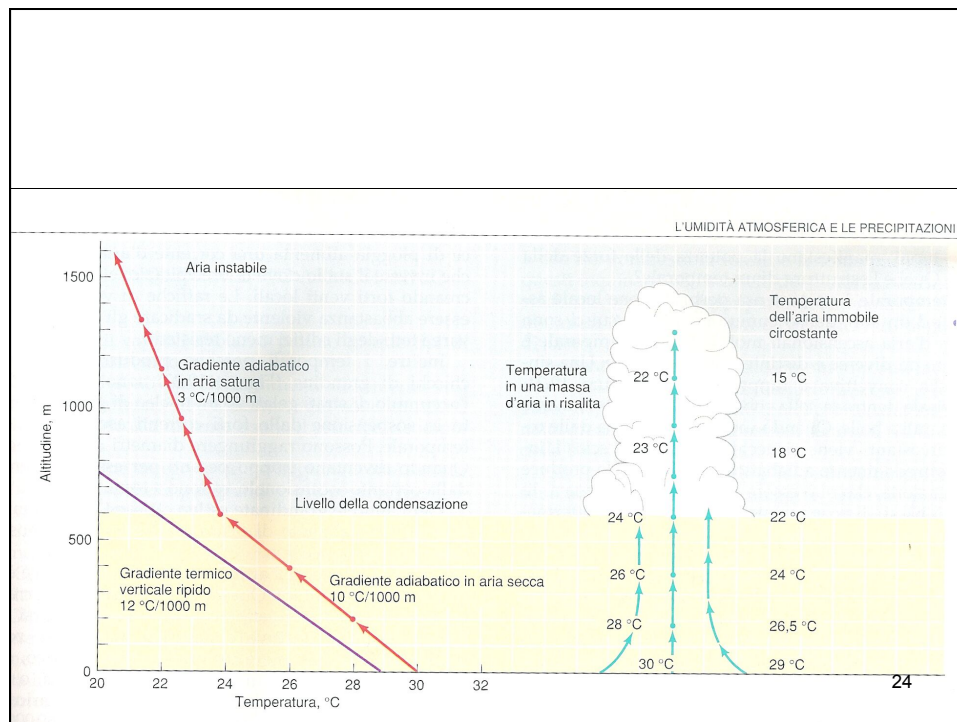
22

Stabilità Atmosferica



From Brutsaert, 2005

23



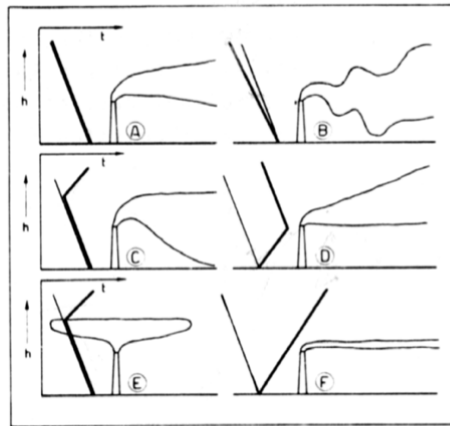


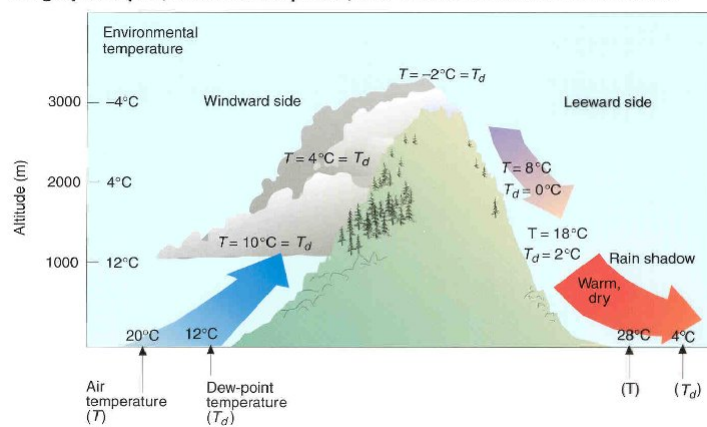
Figura 34. Gradiente adiabatico verticale e classi di stabilità atmosferica. A tratto sottile è riportato il gradiente adiabatico secco a tratto ingrossato il gradiente reale. Sono riportati i casi corrispondenti alle sei classi di stabilità secondo Pasquill.

Da Peron, Cappelletti, 2010

25

Sollevamento Orografico

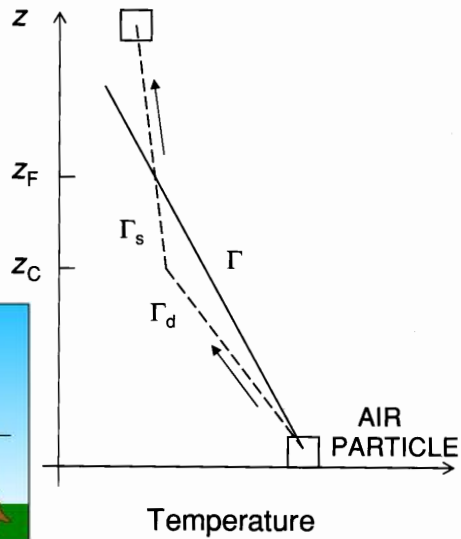
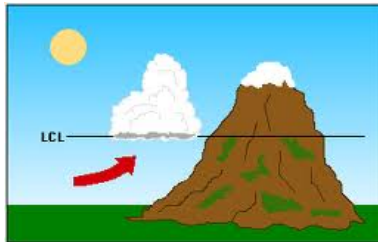
Orographic uplift, cloud development, and the formation of a rain shadow



26

Instabilità Condizionale

Fig. 2.4 Conditional instability in the atmosphere. A partly saturated air particle, which is raised, initially undergoes a rate of temperature decrease Γ_d (dashed line) which is larger than that of the environment, Γ . As it becomes saturated at z_C , the rate of temperature decrease is reduced to the saturated adiabatic lapse rate Γ_s (dashed line). Above z_F , the free convection level, conditions become unstable.



From Brutsaert, 2005 ²⁷

Precipitable water - PPW

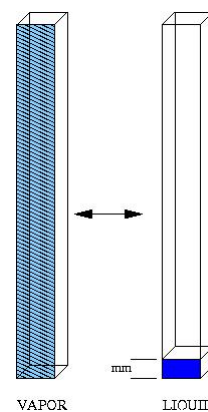
È la quantità di vapore contenuta in una colonna di atmosfera di sezione unitaria tra la superficie terrestre (z_0) ed una quota $z > z_0$ (p.es., i 3000 m).

Si ottiene integrando la densità di vapore ρ_v tra i due limiti di quota

$$\text{PPW} = \int_{z_0}^z \rho_v \cdot dz$$

$$\text{con } \rho_v = 0.622 \frac{e(z)}{RT(z)}$$

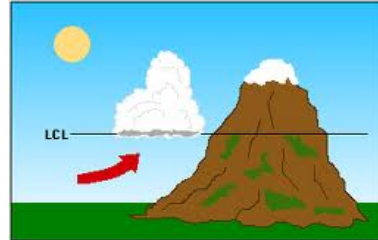
$$\text{e } T(z) = T_0 - \alpha \cdot z$$



28

Quando il livello di condensazione (z_{LCL}) è compreso tra i due limiti di integrazione l'integrale si spezza in due parti (zona insatura e zona satura):

$$PPW = \int_{z_0}^{z_{LCL}} \rho_v \cdot dz + \int_{z_{LCL}}^z \rho_{v,sat} \cdot dz$$



dove: $\rho_v = 0.622 \frac{e(z)}{R \cdot T(z)}$ nell'ipotesi di mixing ratio costante

con $T(z) = T_0 - \alpha_{DA} \cdot (z_{LCL} - z_0)$

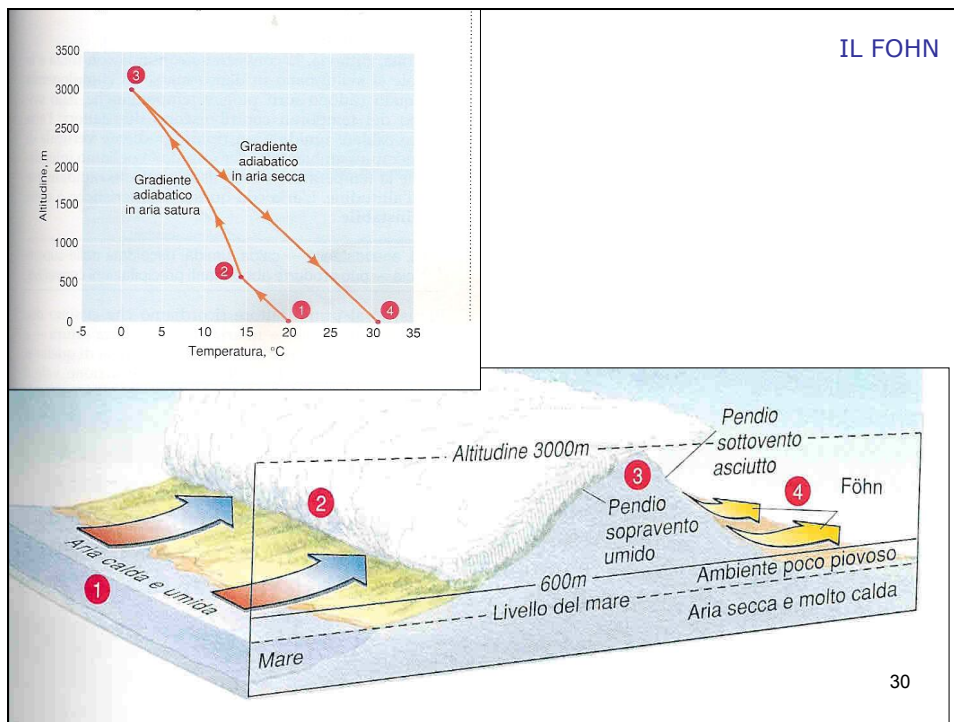
α_{DA} = gradiente termico adiabatico secco

$\rho_{v,sat} = 0.622 \frac{e_{sat}(z)}{R \cdot T(z)}$

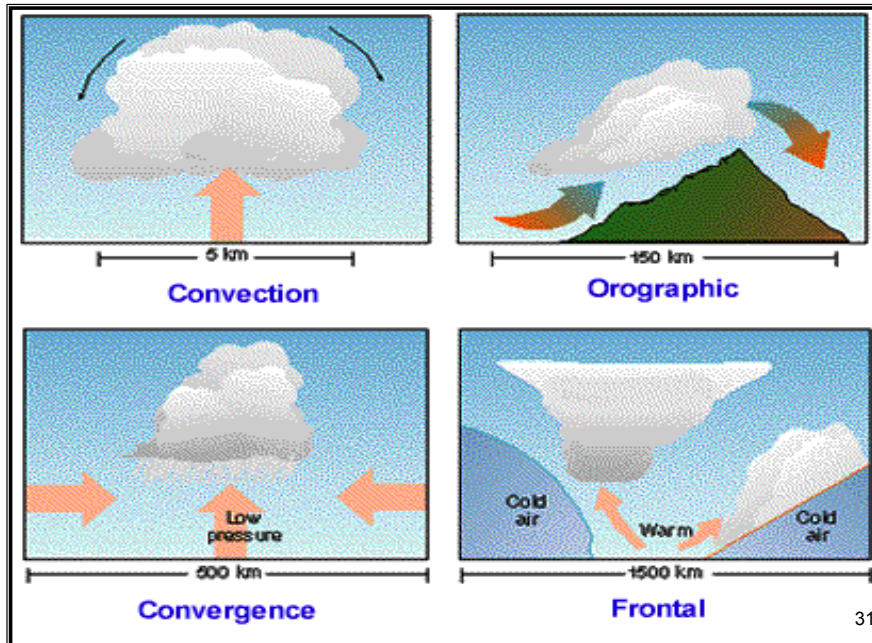
con $T(z) = T_0 - \alpha_{WA} \cdot (z - z_{LCL})$

α_{WA} = gradiente termico adiabatico umido

29

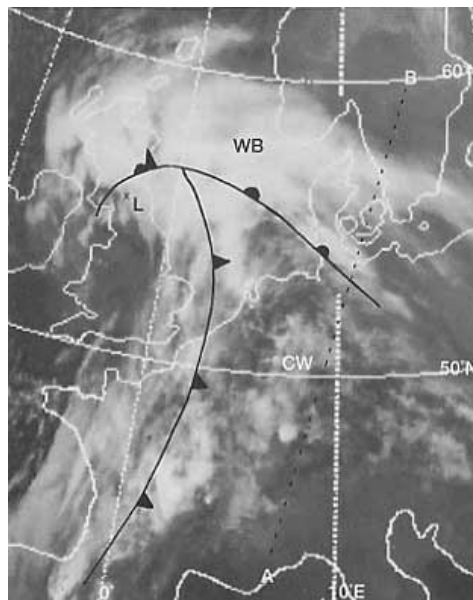


Cause di sollevamento di masse di aria umida



31

Il meccanismo frontale



32

Evento di tipo stratiforme

*Over Berwick-upon-Tweed, Northumberland, UK.
© Antonio Feci*



Stratiform clouds

33

Perchè piove?

• Se le gocce d'acqua riescono ad accrescersi al punto da raggiungere un peso sufficiente, precipitano a terra. **Piove, nevica o grandina.**



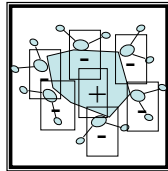
*Precipitation, Thriplow in Cambridgeshire. U.K
© John Deed.*

34

Formazione delle precipitazioni: Idrometeore

Iniziale Nucleazione

Necessità di nuclei (aerosol) per attivare la condensazione



Composizione: ghiaccio, polveri, cristalli di sale, materiale organico

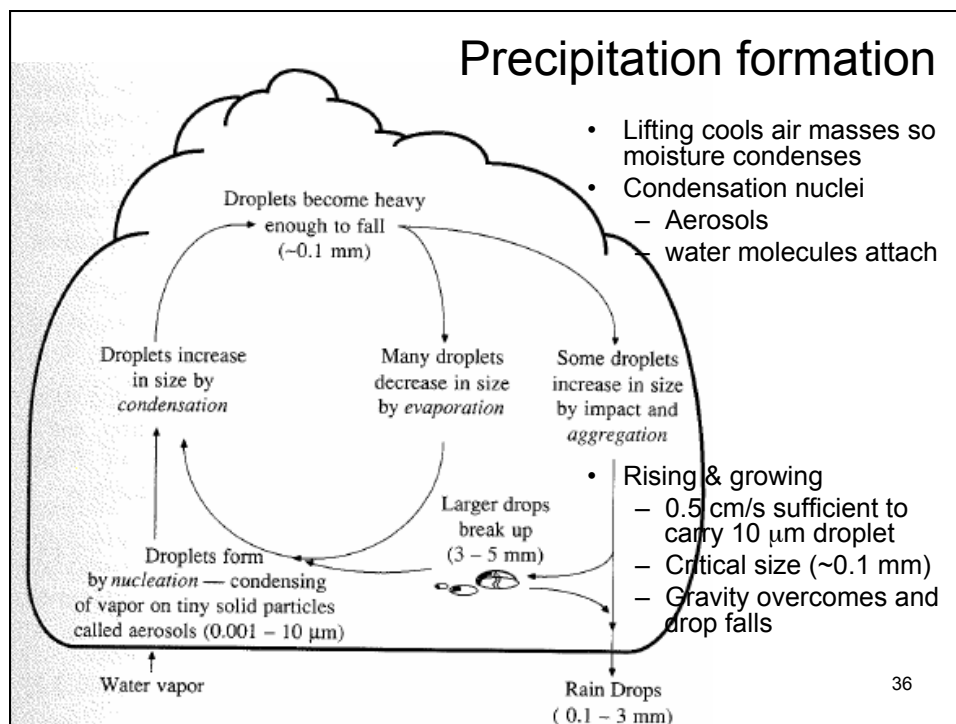
Dimensione e concentrazione : gnrl.
0.01-0.2 μ m; 10^3 - 10^5 per cm^3

Successiva formazione di gocce:

Condensazione intorno a goccioline fredde (acqua soprafusa o ghiaccio) o con un certo contenuto di sali (NaCl) (bassa tensione di vapore)

Coalescenza: inglobamento di gocce in altre gocce (es. per urti) - aggregazione

35



LE PRECIPITAZIONI

<i>Tipo</i>	Diametro Gocce (mm)	Velocità finale (mm/s)	Tempo di caduta (da 300m)
Nuvole	0.002 – 0.02	0.13-13.3	>24 ore
Pioggerella	0.02-0.2	13.3-720	6 h – 7 min
Pioggia	0.2 – 5.0	720 – 9090	7 min - 30 sec

37