

Copertina

Corso di Fisica dell'Atmosfera

Termodinamica atmosferica

e

formazione delle precipitazioni

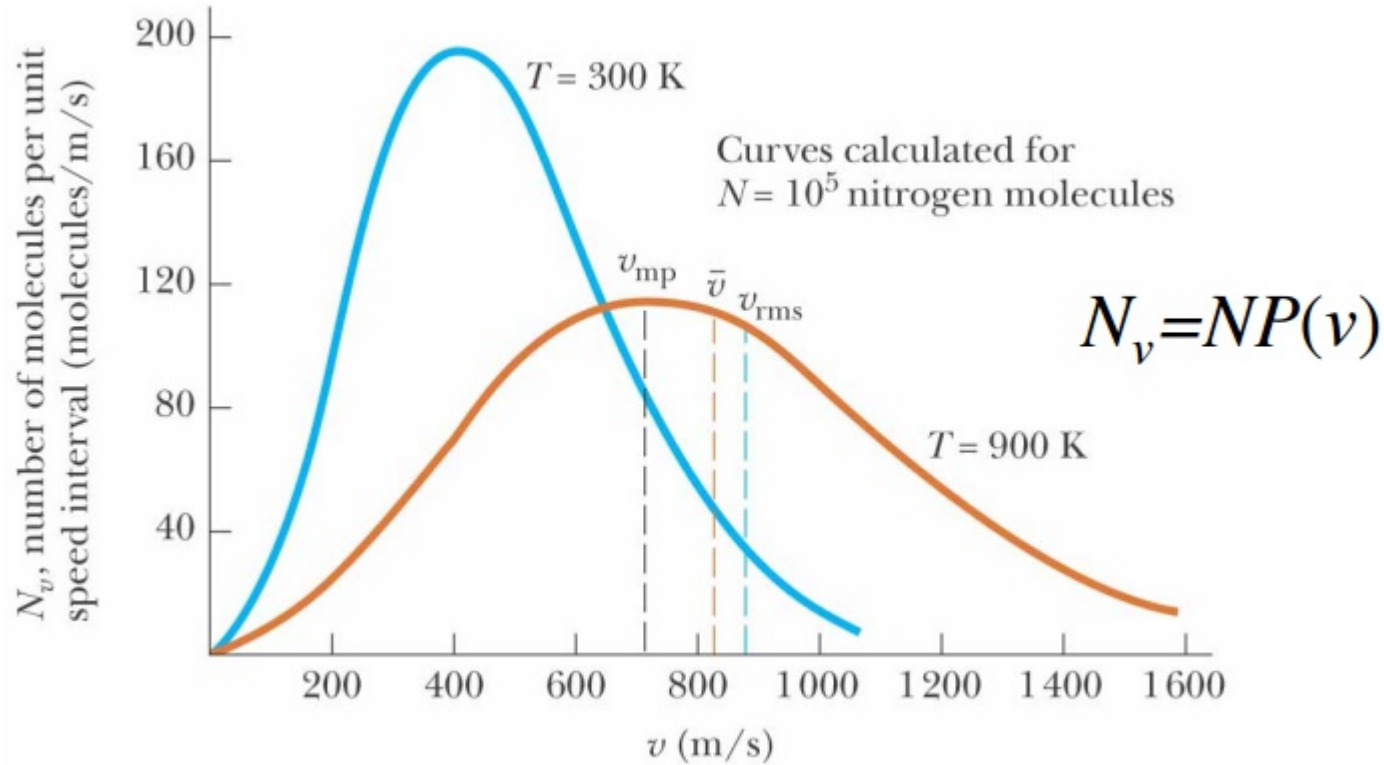
Giaiotti Dario

Sommario della lezione

- Distribuzione delle velocità molecolari un gas e
- Definizione di umidità relativa
- Processi di formazione delle precipitazioni
- CAPE, CIN, LCL, LFC ed altri indici calcolabili dai profili verticali di temperatura e umidità
- Il diagramma termodinamico SkewT
- Bibliografia



Distribuzione delle velocità molecolari in un gas o in un vapore



$$P(v) = 4\pi \left(\frac{m}{2\pi k_B T} \right)^{3/2} v^2 e^{-\frac{mv^2}{2k_B T}}$$

Concetto di equilibrio tra evaporazione e condensazione e la definizione di saturazione

Evaporazione

$E =$ flusso di molecole da liquido a vapore

Condensazione

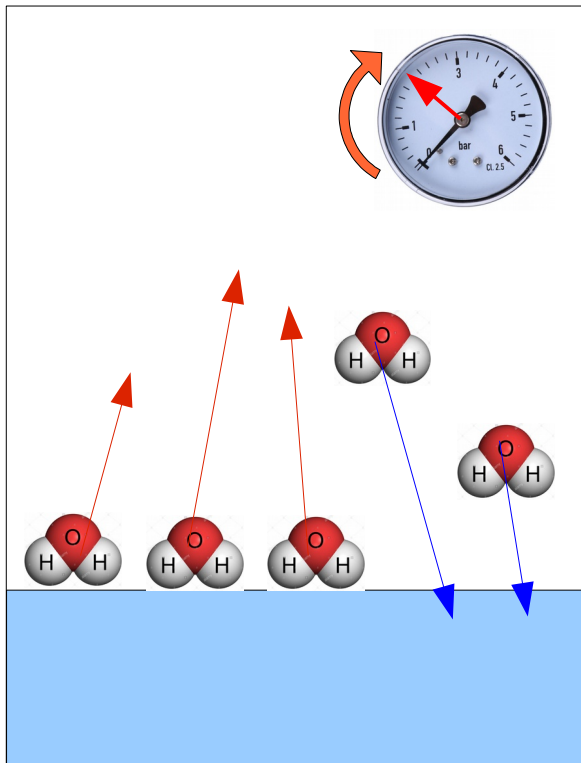
$C =$ flusso di molecole da vapore a liquido

All'equilibrio $E = C$ (N.B. Si tratta di un equilibrio dinamico)

Definizione: **saturation** è la condizione di equilibrio tra evaporazione e condensazione

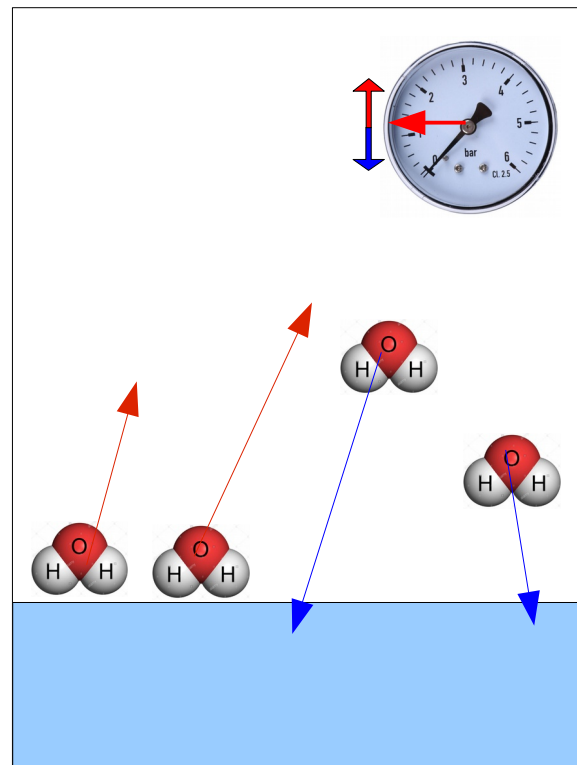
$E > C$

Diminuisce la massa allo stato liquido ed aumenta quella allo stato vapore. Aumenta la pressione di vapore



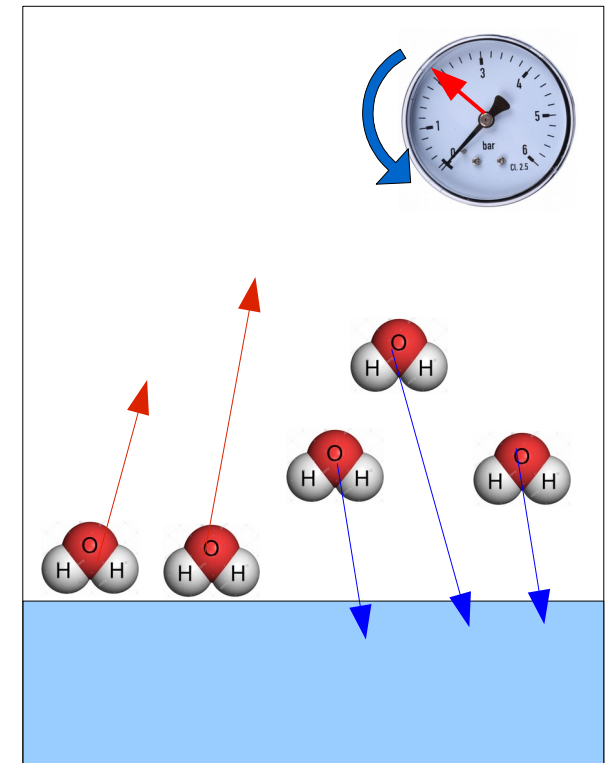
$E = C$

La massa allo stato vapore e quella allo stato liquido restano invariate. La pressione di vapore è costante



$E < C$

Diminuisce la massa allo stato vapore ed aumenta quella allo stato liquido. Diminuisce la pressione di vapore



Confronto tra le definizioni di umidità relativa

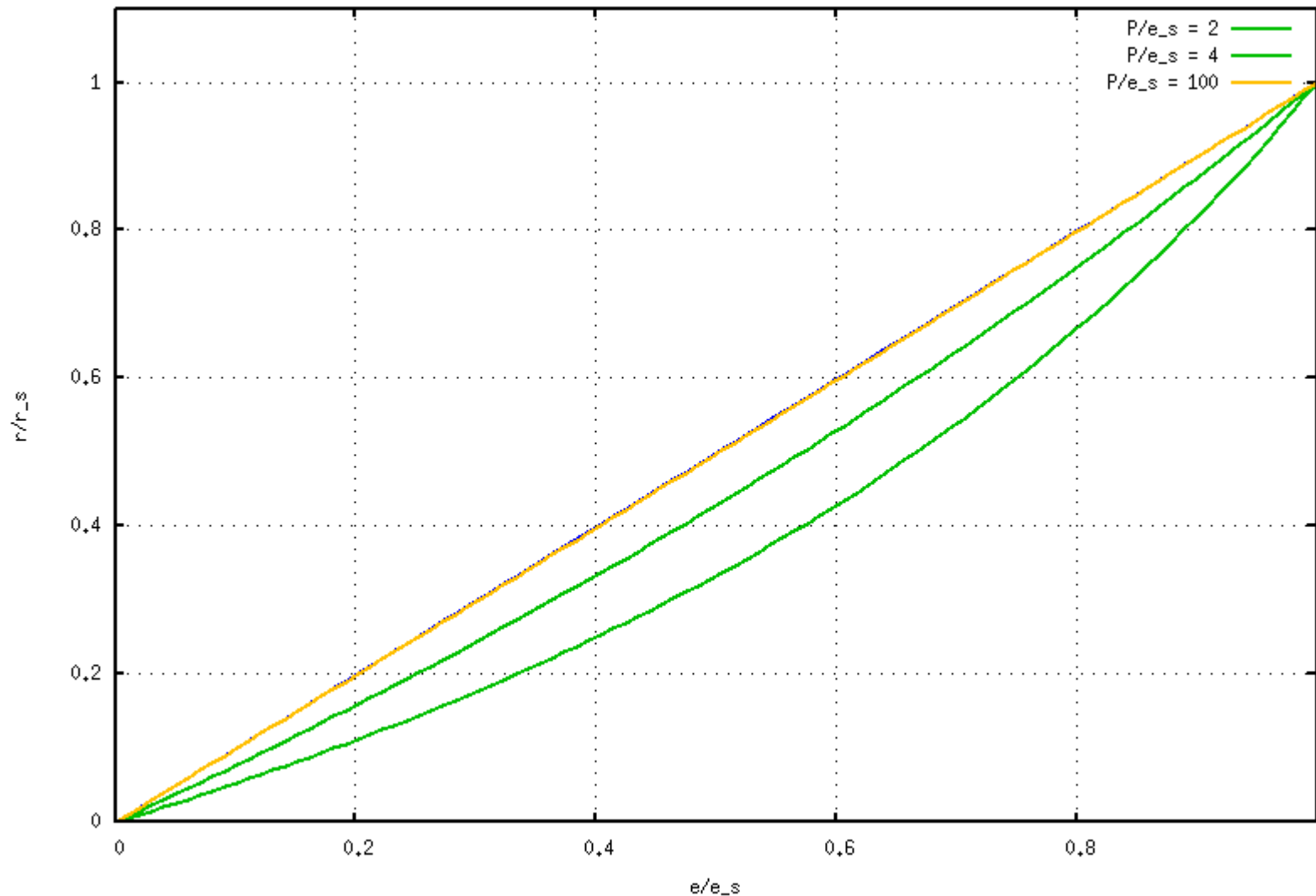
Rapporto di mescolanza vapore acqueo aria secca:= r

Pressione di vapore acqueo:= e

Pressione totale (aria secca + vapore acqueo):= p

Alla saturazione: rapporto di mescolanza r_s pressione di vapore e_s

$$r/r_s = [e/e_s](p-e_s)/(p-e)$$



Valori tipici in
atmosfera
 $p/e_s > 100$

Umidità
relativa

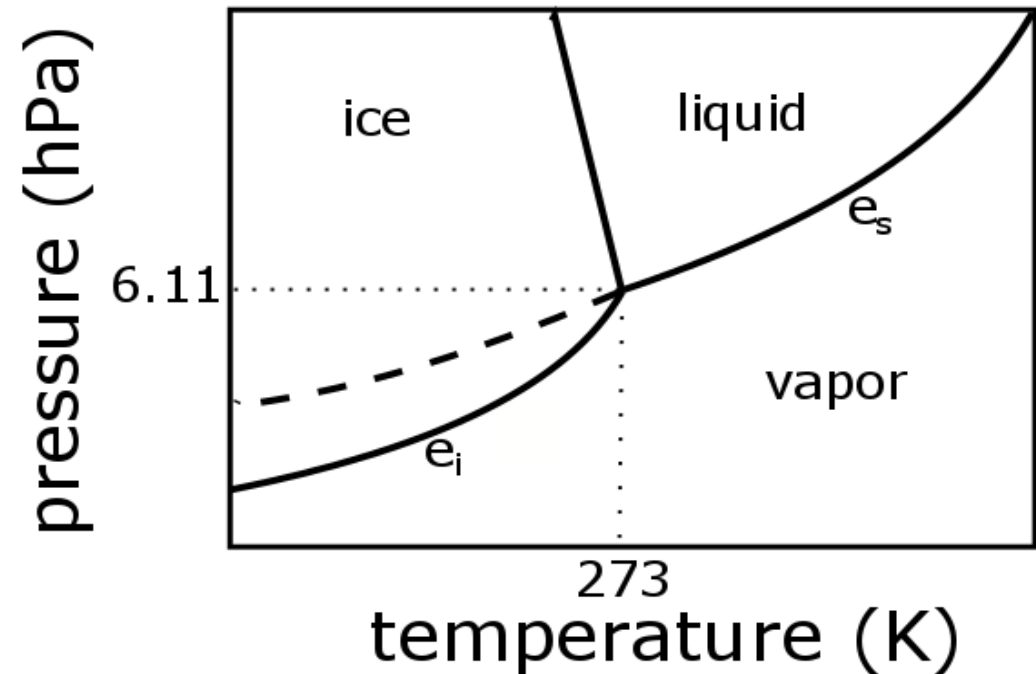
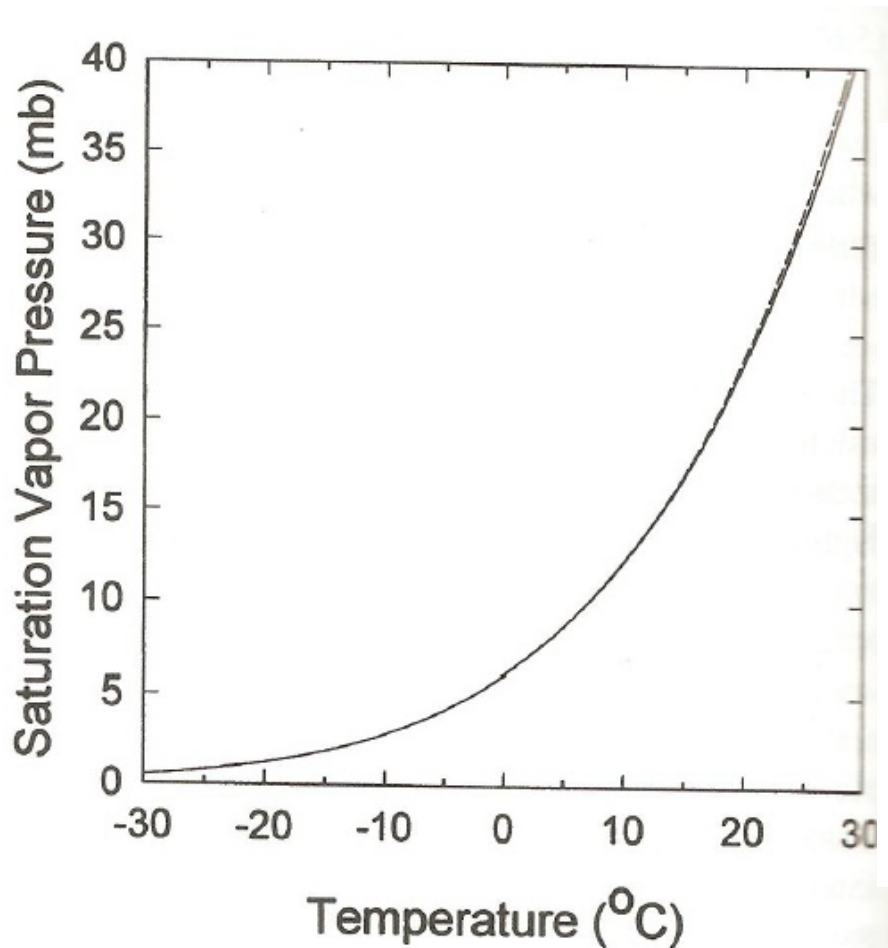
$$rh:=e/e_s$$

(definizione WMO)

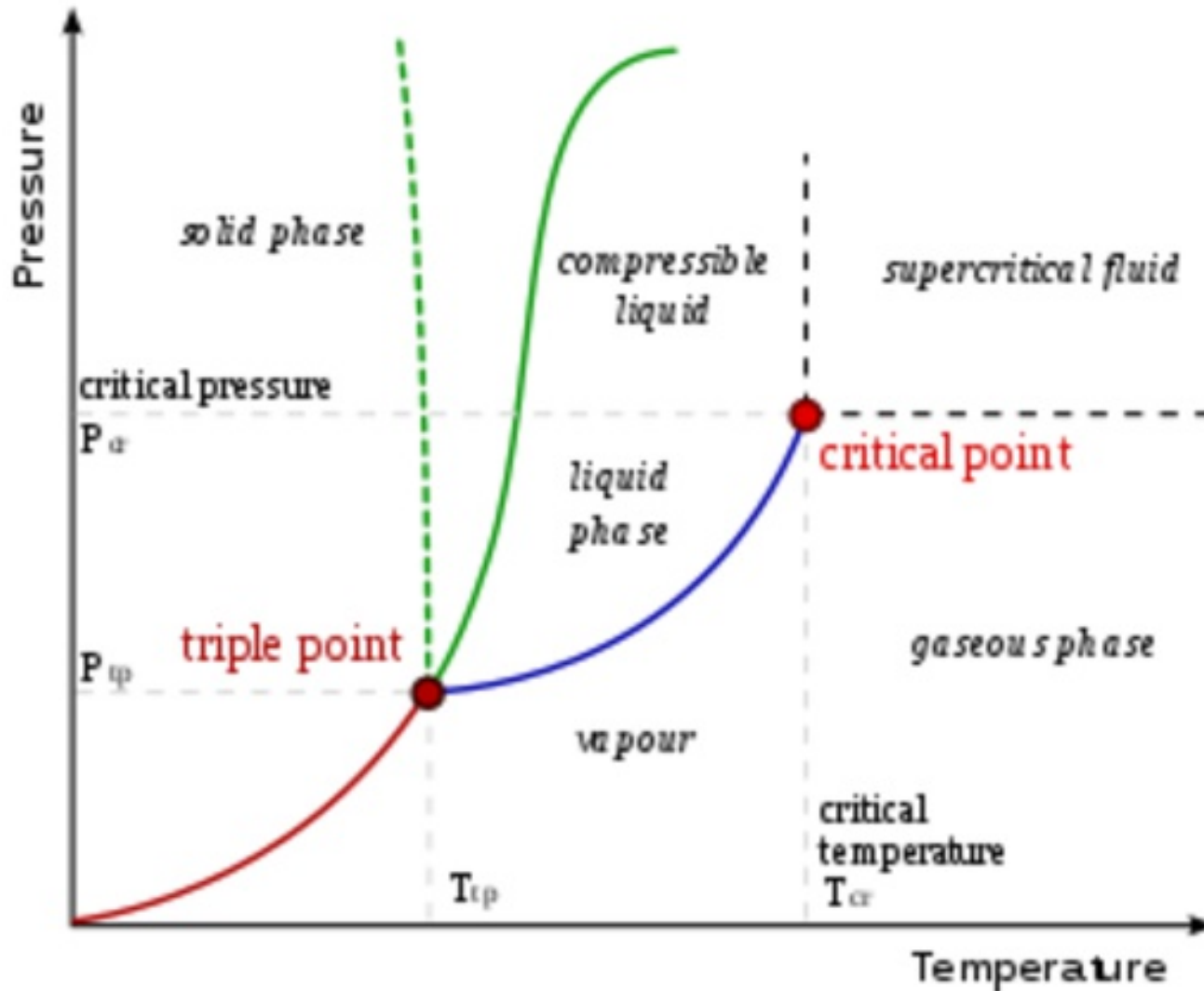
$$rh:=r/r_s$$

Equazione di Clausius-Clapeyron

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{1}{T} \frac{\ell_v}{v_v - v_w} \quad e_s v_v = R_v T \quad \frac{1}{e_s} \frac{de_s}{dT} = \frac{\ell_v}{R_v T^2} \quad \frac{e_s}{e_{s0}} = \exp\left(\frac{\ell_v}{R_v T_0}\right) \exp\left(-\frac{\ell_v}{R_v T}\right)$$



Generico diagramma di fase per una sostanza



Pressione di vapore saturo per l'acqua su liquido e solido

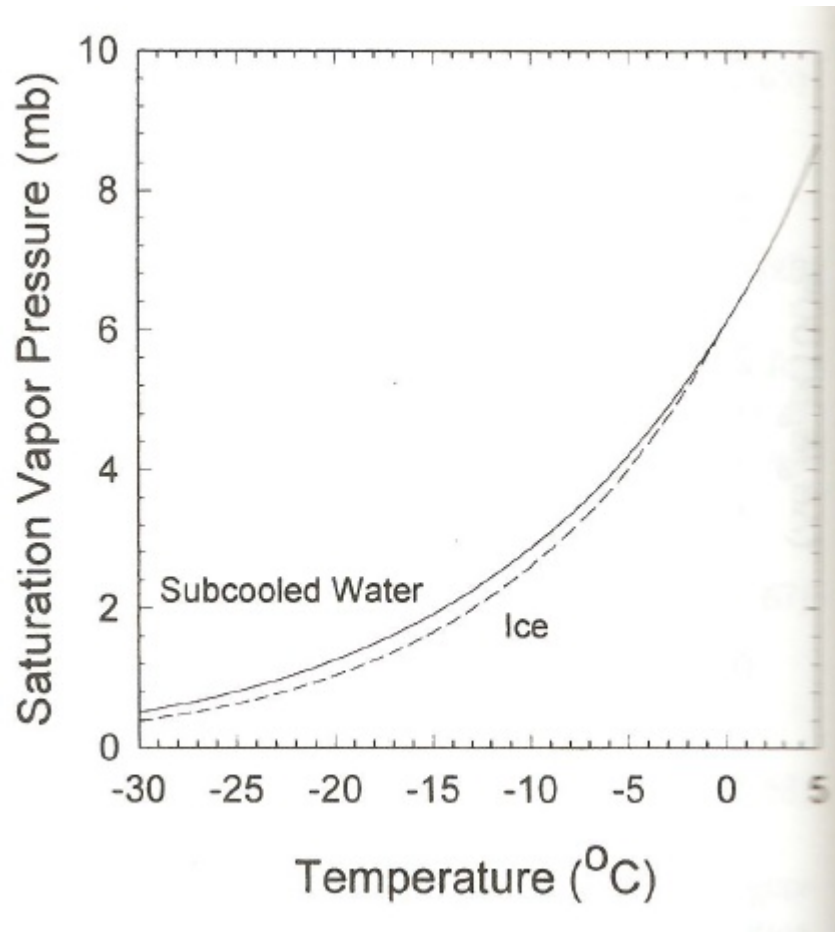


Figure 5.7 Difference between the saturation vapor pressure of subcooled water e_s and that of ice e_{si} . Note the maximum at about -12°C .

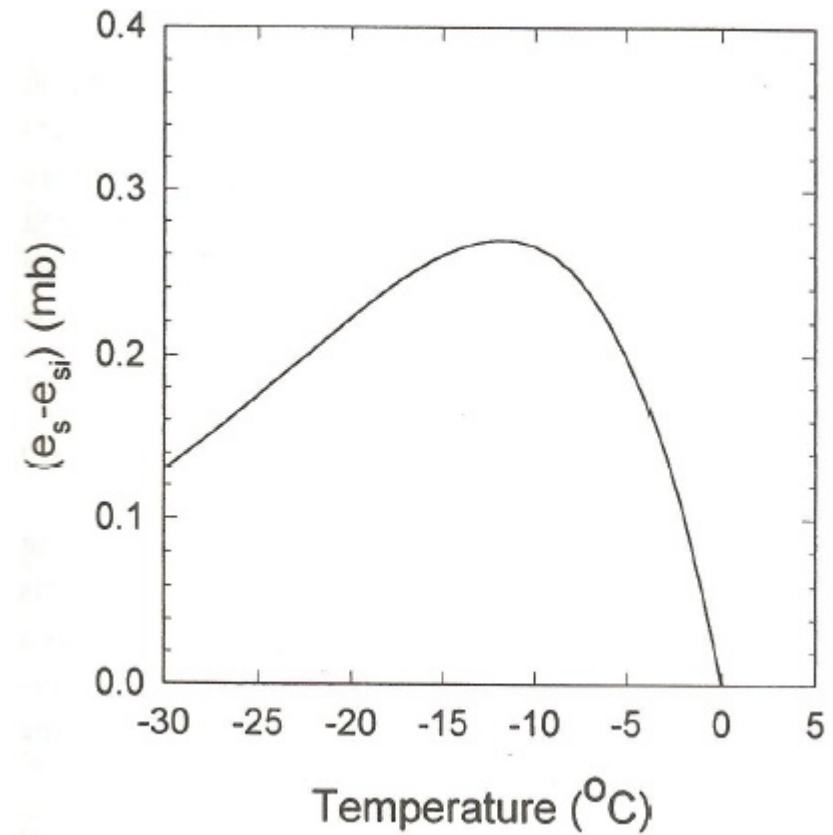


Diagramma di fase dell'acqua

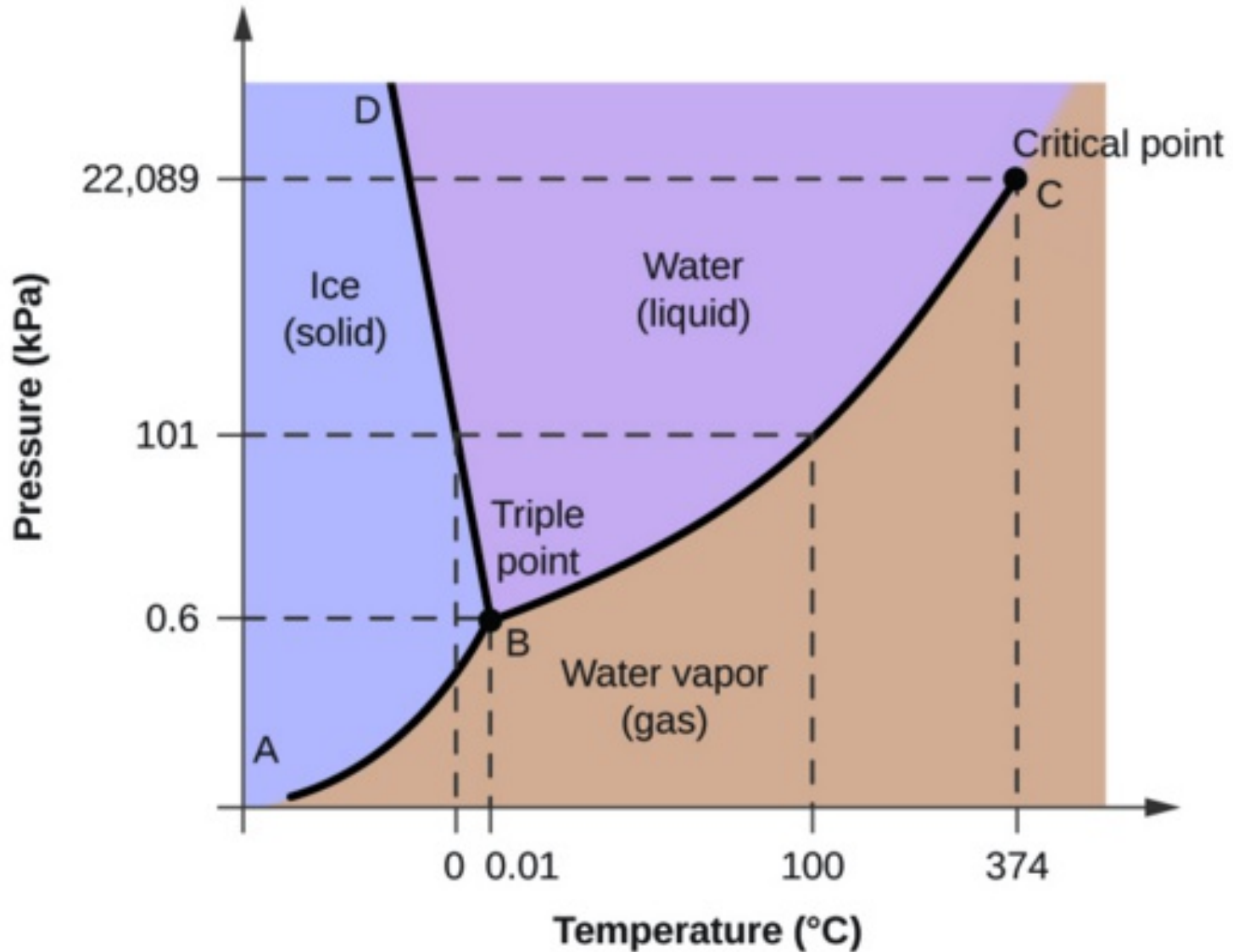
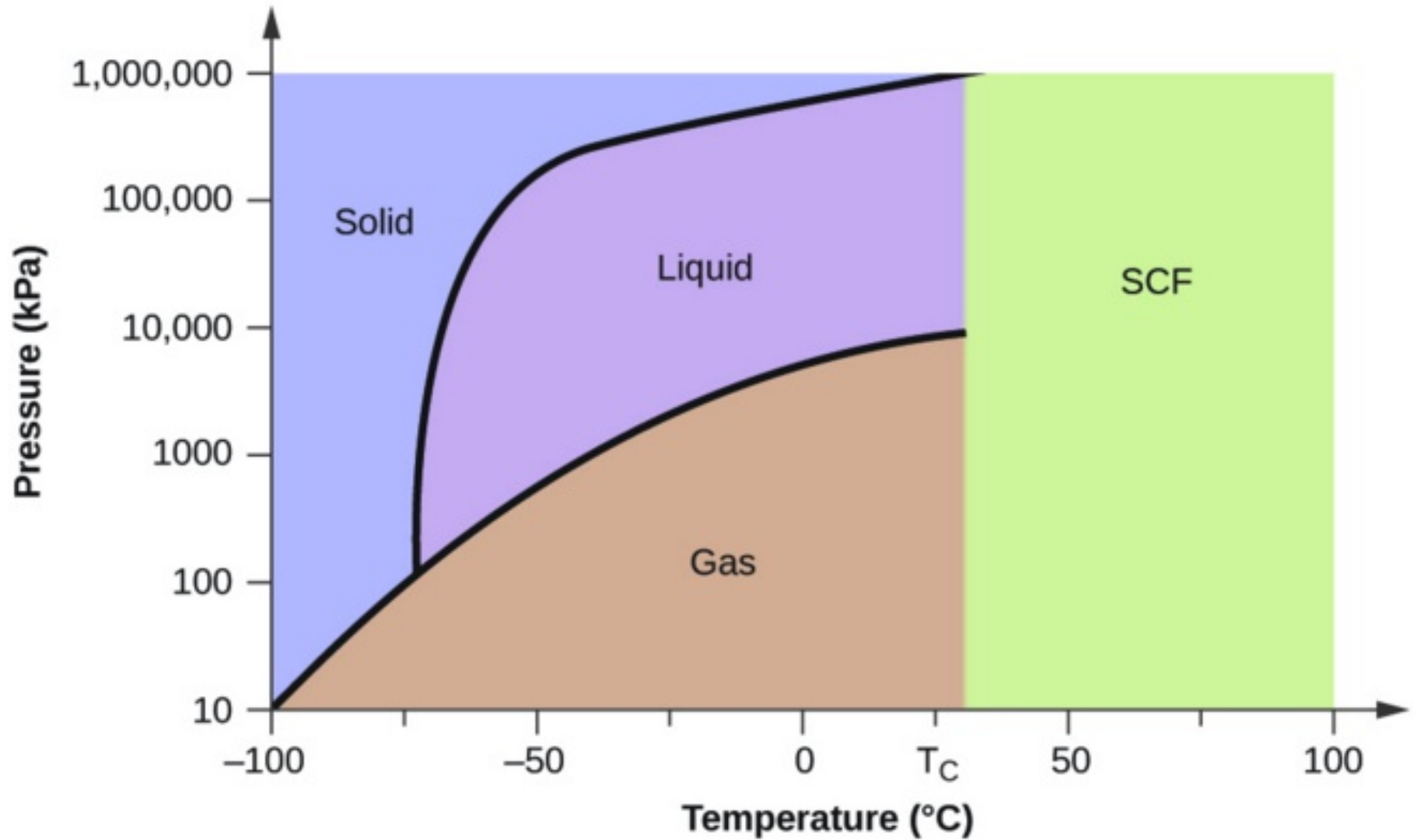


Diagramma di fase della CO₂



Alcuni richiami sulla molecola dell'acqua e sulle sue proprietà.

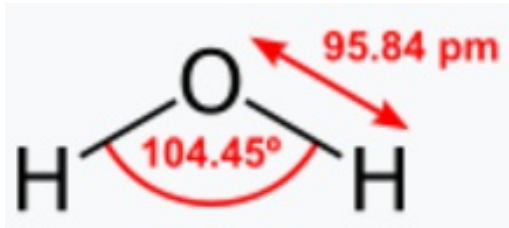


Table 1 Selected physical properties of water

Property	Water
Formula	H ₂ O
Molecular weight (g mol ⁻¹)	18
Density (kg L ⁻¹)	0.998
Boiling point (K)	373
Molecular volume (nm ³)	0.0299
Volume of fusion (nm ³)	0.0027
Liquid density maximum (K)	277
Specific heat (JK ⁻¹ g ⁻¹)	4.18
(JK ⁻¹ mol ⁻¹)	75.2
Heat of vaporization (kJ g ⁻¹)	2.3
(kJ mol ⁻¹)	41.4
Surface tension (mN m ⁻¹)	72.8
Viscosity (μPa s)	1002
Dielectric constant	78.6
Dipole moment (Cm × 10 ³⁰) ^a	6.01

Values at 293 K unless indicated.

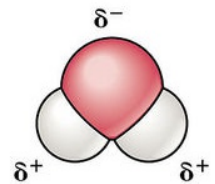
^aIn the gas phase.

Molecola composta da **due** atomi di **idrogeno** e **uno** di **ossigeno** che solo legati condividendo elettroni (legame covalente)

Vista da “lontano” la molecola dell'acqua può considerarsi **sferica (~100 pm)**

L'**Ossigeno** è più elettronegativo dell'**Idrogeno**, pertanto la particolare distribuzione degli elettroni attorno ai nuclei genera un **dipolo elettrico**.

2,2	(X _r)	Hydrogen	H	1	Z
3,44	(X _r)	Oxygen	O	8	Z



La molecola dell'acqua è una **molecola polare**, quindi tende ad attrarre altre molecole (legami Idrogeno).

Ne consegue:

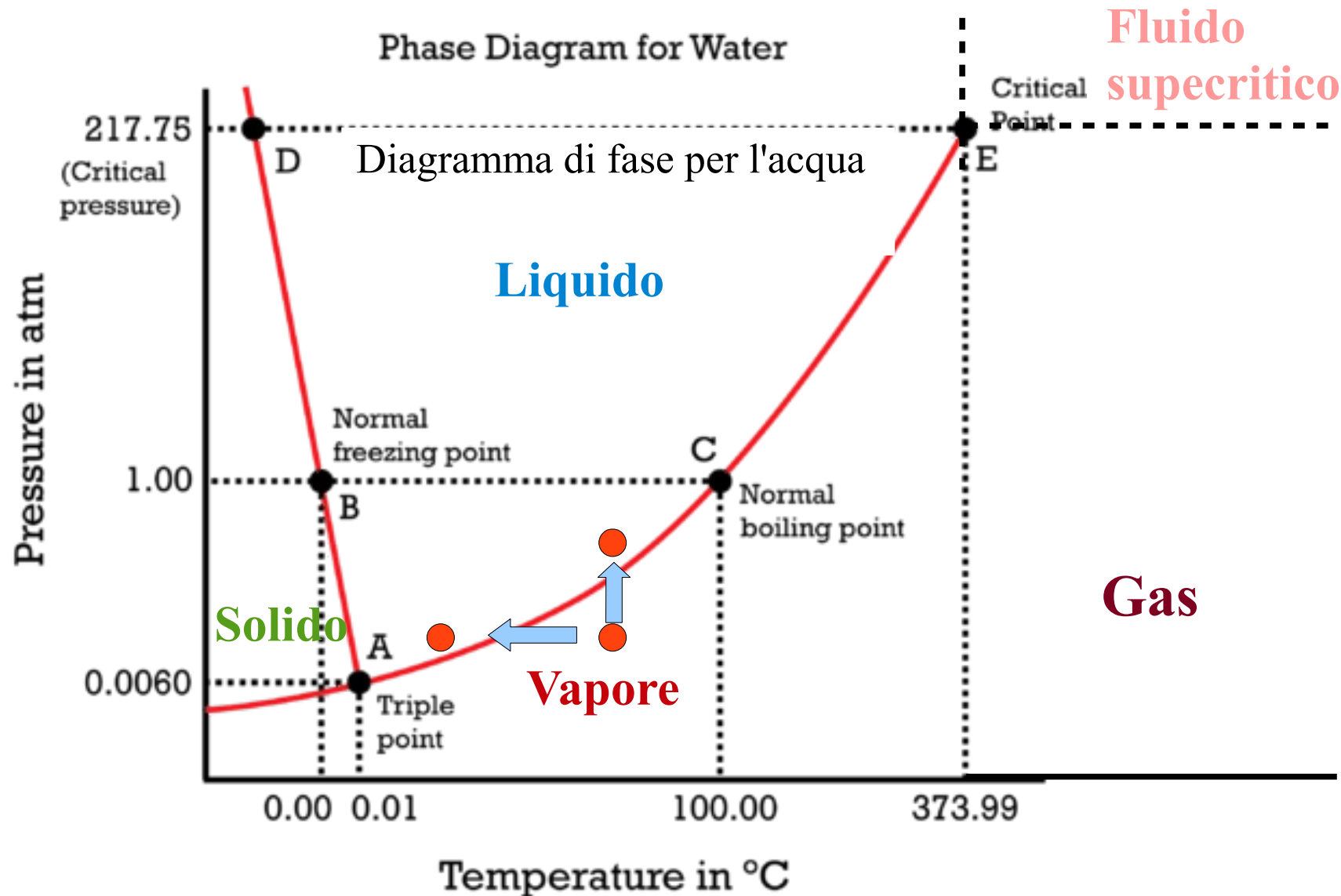
- è un ottimo solvente;
- elevata temperatura di fusione;
- elevata temperatura di vaporizzazione;
- elevato calore specifico.

Rispetto altri composti chimici simili (es. H₂S)

Come si raggiunge la saturazione

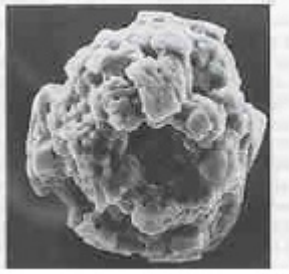
Per saturare il vapore acque presente nell'aria si deve raggiungere la pressione di saturazione:

- a **pressione costante**, abbassare la temperatura
- a **temperatura costante**, aumentare la pressione del vapore, cioè la densità del vapore.



Il ruolo dei nuclei di condensazione e di congelamento

I nuclei di condensazione e di congelamento **favoriscono il passaggio di fase da vapore a liquido o solido**

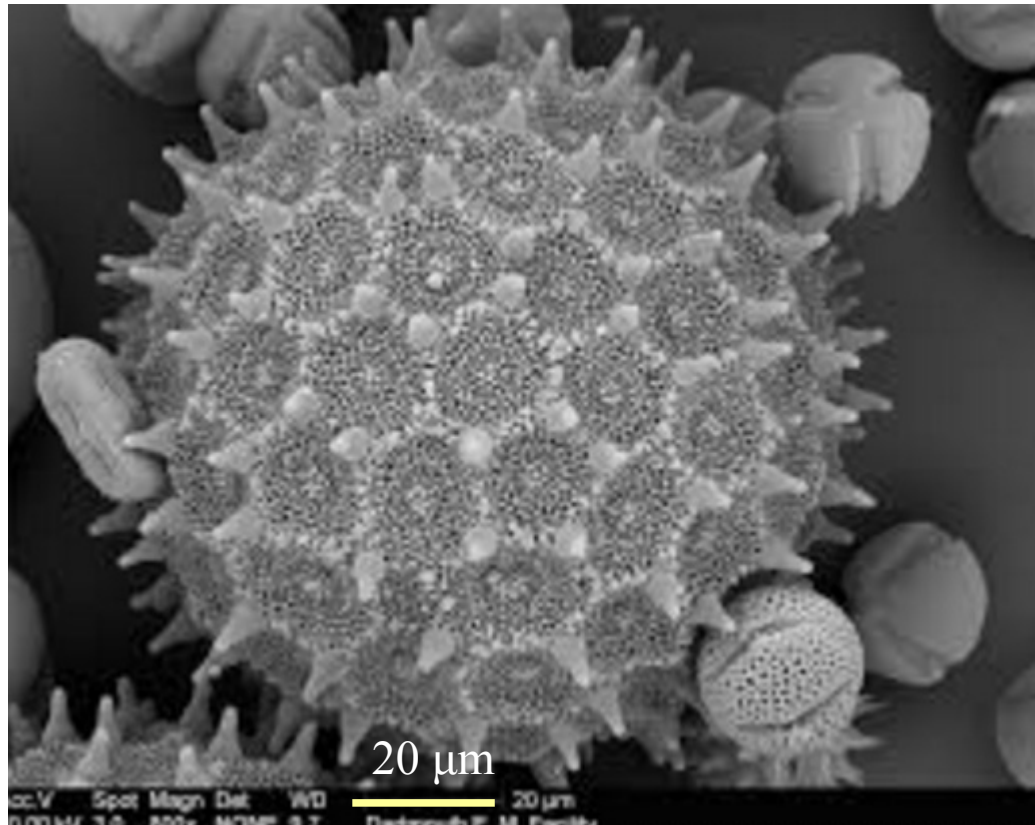


Nuclei di condensazione
(sali, pollini, polveri, ecc.)

Origini:

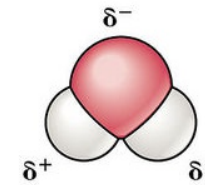
- **Naturali**
- **Antropiche**

0.2 μm



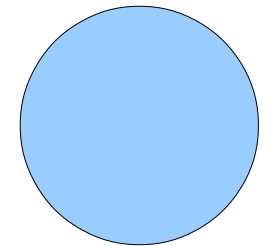
20 μm

Molecola acqua

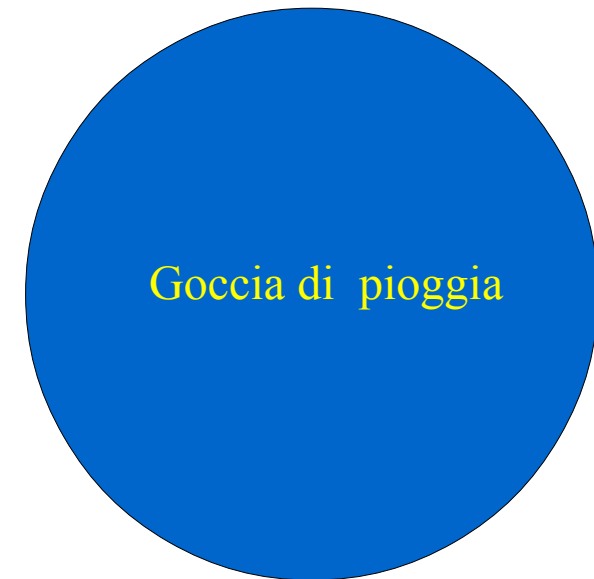


0.0001 μm

Goccia di acqua
nelle nubi



20 μm



2000 μm

Acqua sopraffusa e competizione tra la condensazione su liquidi e solido

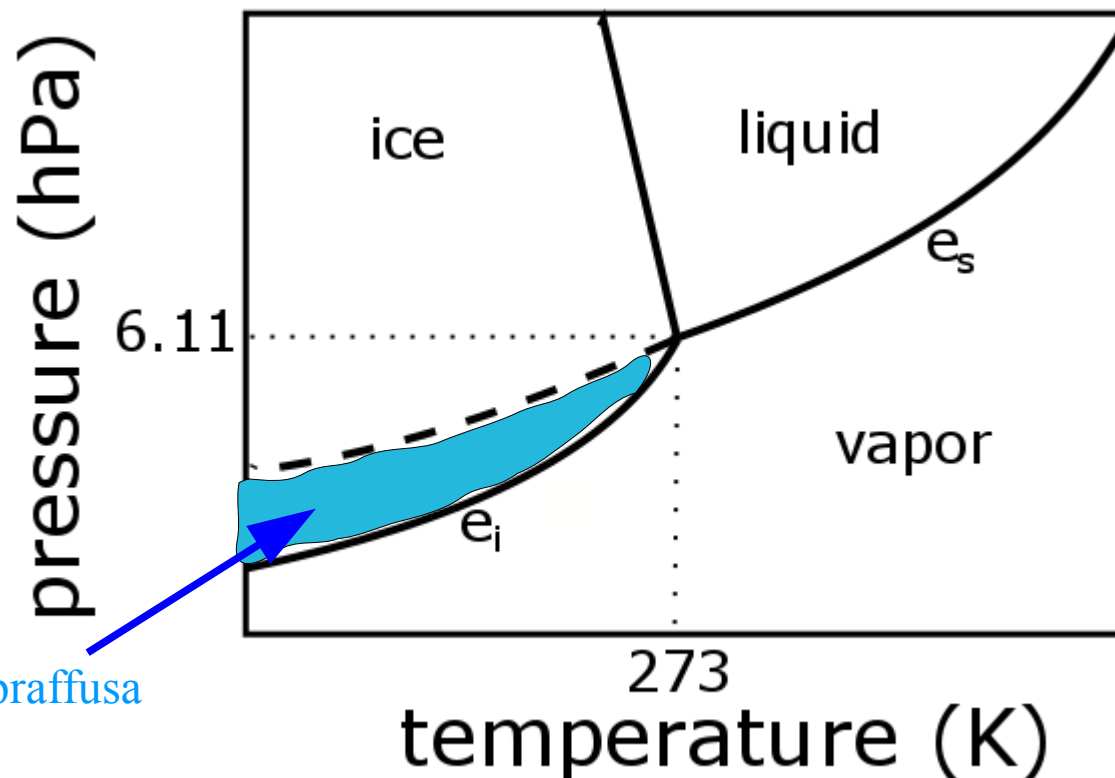
In condizioni di scarsa presenza dei nuclei di congelamento, l'acqua può trovarsi allo stato liquido anche a temperature inferiori allo 0°C . In questo caso si dice che l'acqua è **sopraffusa**

Lo stato è metastabile e brusche variazioni di pressione, come onde d'urto, possono far passare in tempi brevissimi l'acqua allo stato solido. Vedi questi video:

https://www.youtube.com/watch?v=_9N-Y2CyYhM

<https://www.youtube.com/watch?v=Fot3m7kyLn4>

<https://www.youtube.com/watch?v=ph8xusY3GTM>



Il limite inferiore della temperatura per mantenere l'acqua nello stato sopraffuso è:

$224.8 \text{ K } (-48.3^{\circ}\text{C})$

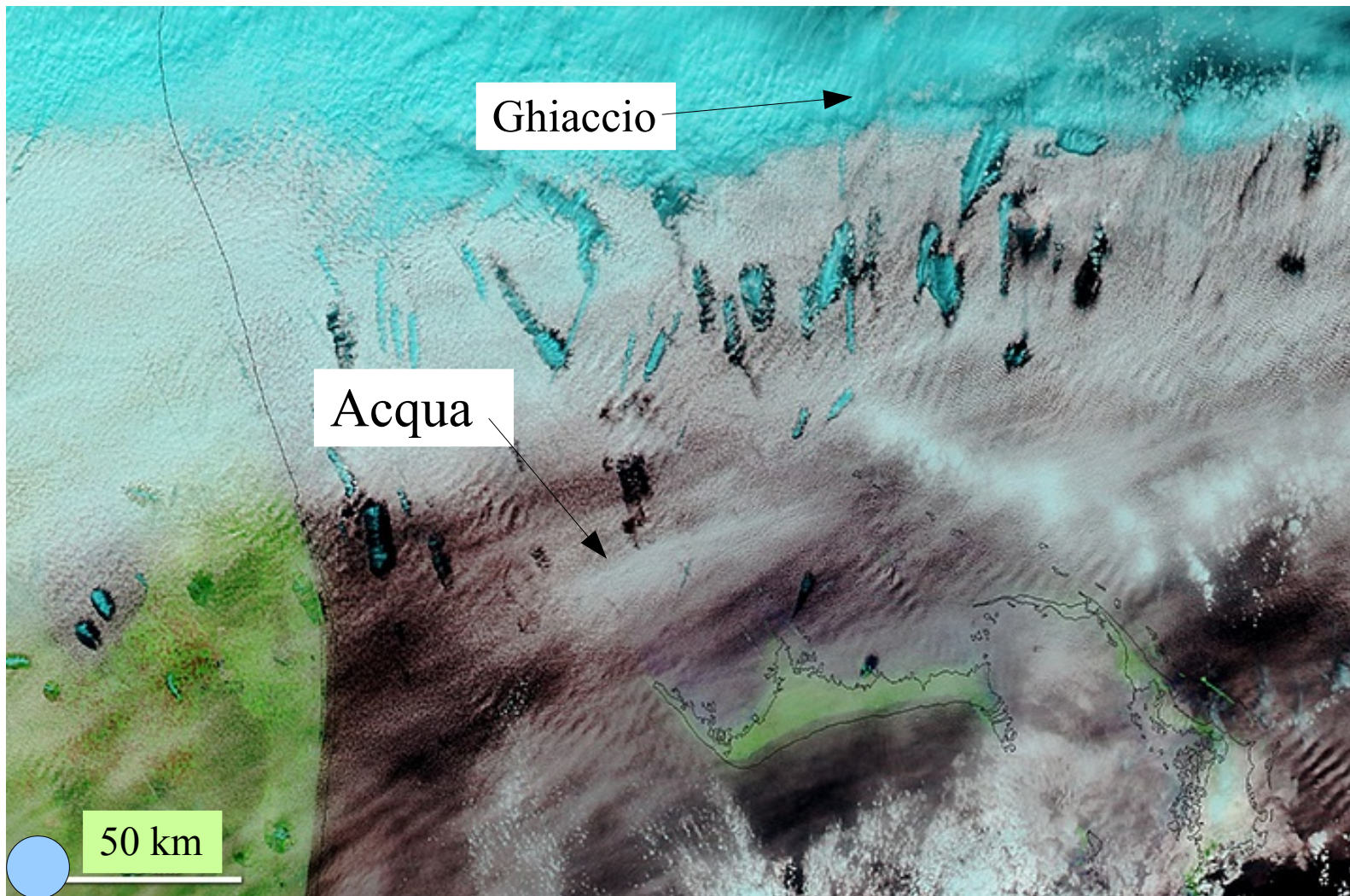
In troposfera tale temperatura viene sempre raggiunta negli strati più alti

Nella troposfera esistono spesso condizioni per avere acqua sopraffusa

Altocumuli a circa -15°C – si osservano i collassi delle goccioline di acqua sopraffusa

Al passaggio degli aerei le condizioni di pressione dell'aria sulle ali variano, inoltre vengono rilasciati nuclei di condensazione nelle scie di combustione degli aerei.

Le goccioline di acqua sopraffusa immediatamente collassano in cristalli di ghiaccio e precipitano verso il basso

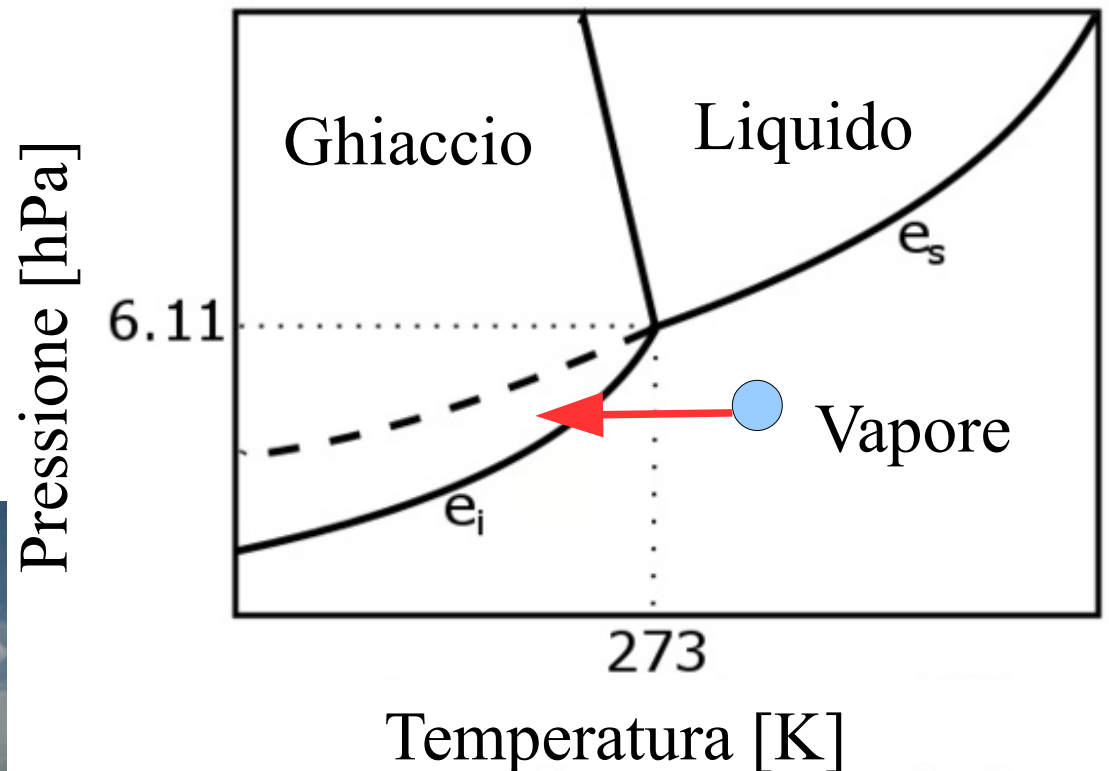


Condensazione del vapore e formazione delle precipitazioni

L'aria salendo si espande adiabaticamente e la temperatura diminuisce.
Se viene raggiunta la pressione di saturazione si formano le nubi

Osservazione: Ogni volta che vediamo una nube c'è condensazione del vapore acqueo, quindi (**quasi sempre**) ci sono moti ascendenti.

... ma quelle goccioline non cadono, restano sospese. Sono troppo piccole.



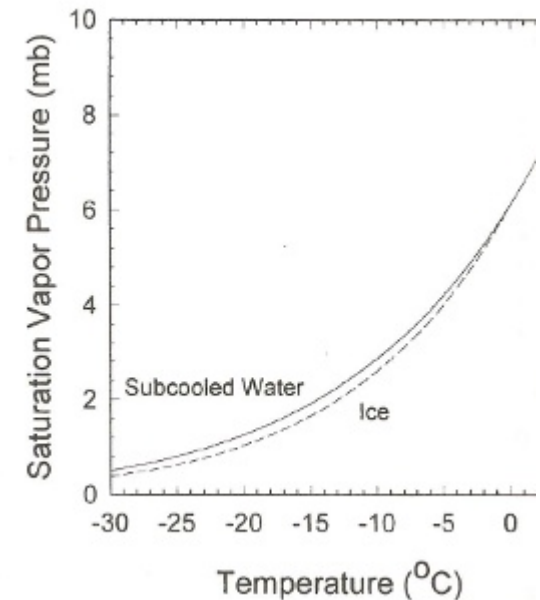
Formazione della pioggia secondo la teoria di Bergeron – Findeinsen (1930 circa)

Nelle nubi fredde ($T < 0 \text{ } ^\circ\text{C}$) coesistono cristalli di ghiaccio e goccioline di acqua sopraffusa

In queste nubi l'acqua é:

- prossima alla saturazione rispetto all'acqua liquida
- Supersaturata rispetto al ghiaccio ed in uno stato molto instabile

Quindi i cristalli di ghiaccio crescono più rapidamente delle goccioline, diventano sufficientemente pesanti e precipitando si sciolgono dando origine alla pioggia



Solitamente nelle nubi a temperature:

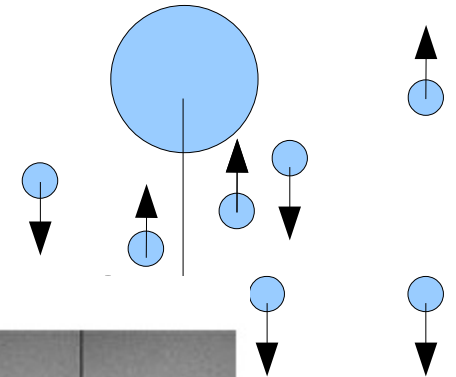
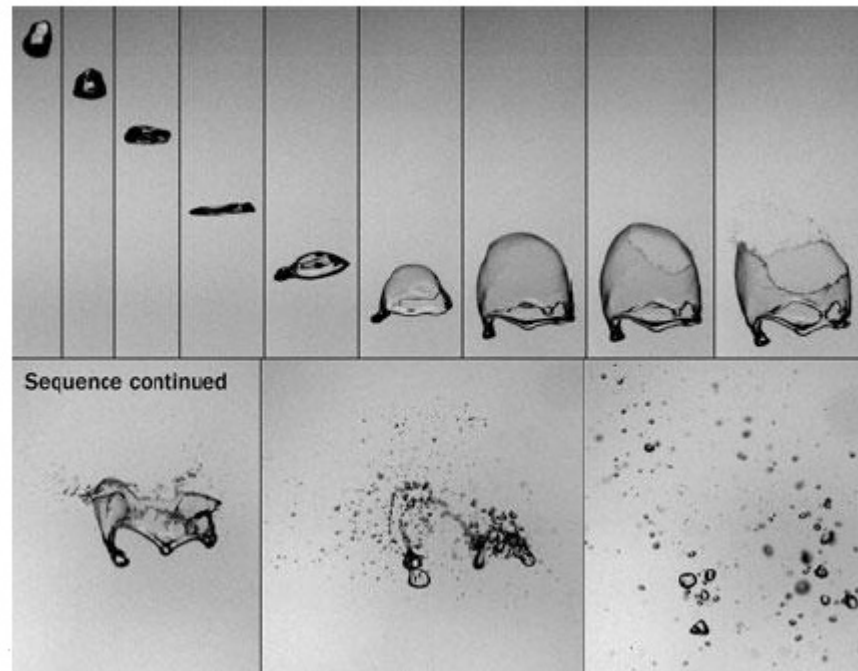
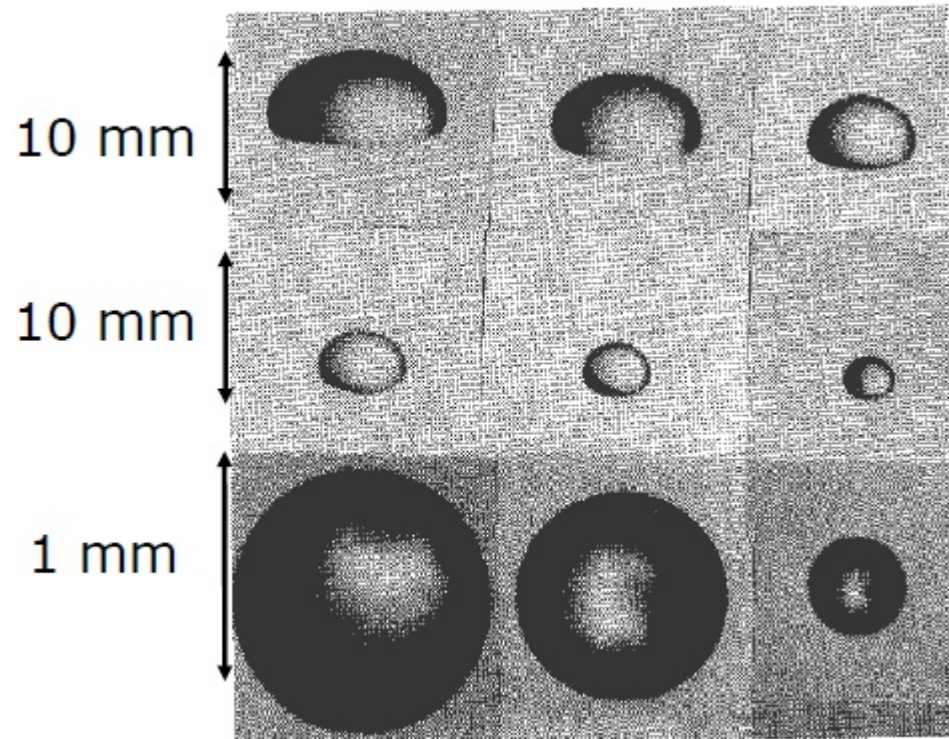
- 15°C < T < 0°C sono composte da acqua sopraffusa (goccioline)
- 40°C < T < -15°C sono composte da acqua sopraffusa (goccioline) e cristalli di ghiaccio
- T < -40°C sono composte da cristalli di ghiaccio

Il modello non descrive le precipitazioni da nubi che si sviluppano a temperatura superiore allo zero termico

Il modello di formazione della pioggia per coalescenza (Langmuir 1945)

Nelle nubi con $T > 0^\circ\text{C}$

Le goccioline crescono per coalescenza e precipitando catturano altre goccioline in quanto hanno velocità di caduta diverse.



Efficienza del meccanismo di coalescenza

E = efficienza = frazione di goccioline catturate da una goccia in caduta

Immagini tratte dall'articolo originale di Langmuir (Langmuir, I., 1948:

The production of rain by a chain reaction in

cumulus clouds at temperatures above freezing. J. Meteor., 5,175-192.)

OCTOBER 1948

IRVING LANGMUIR

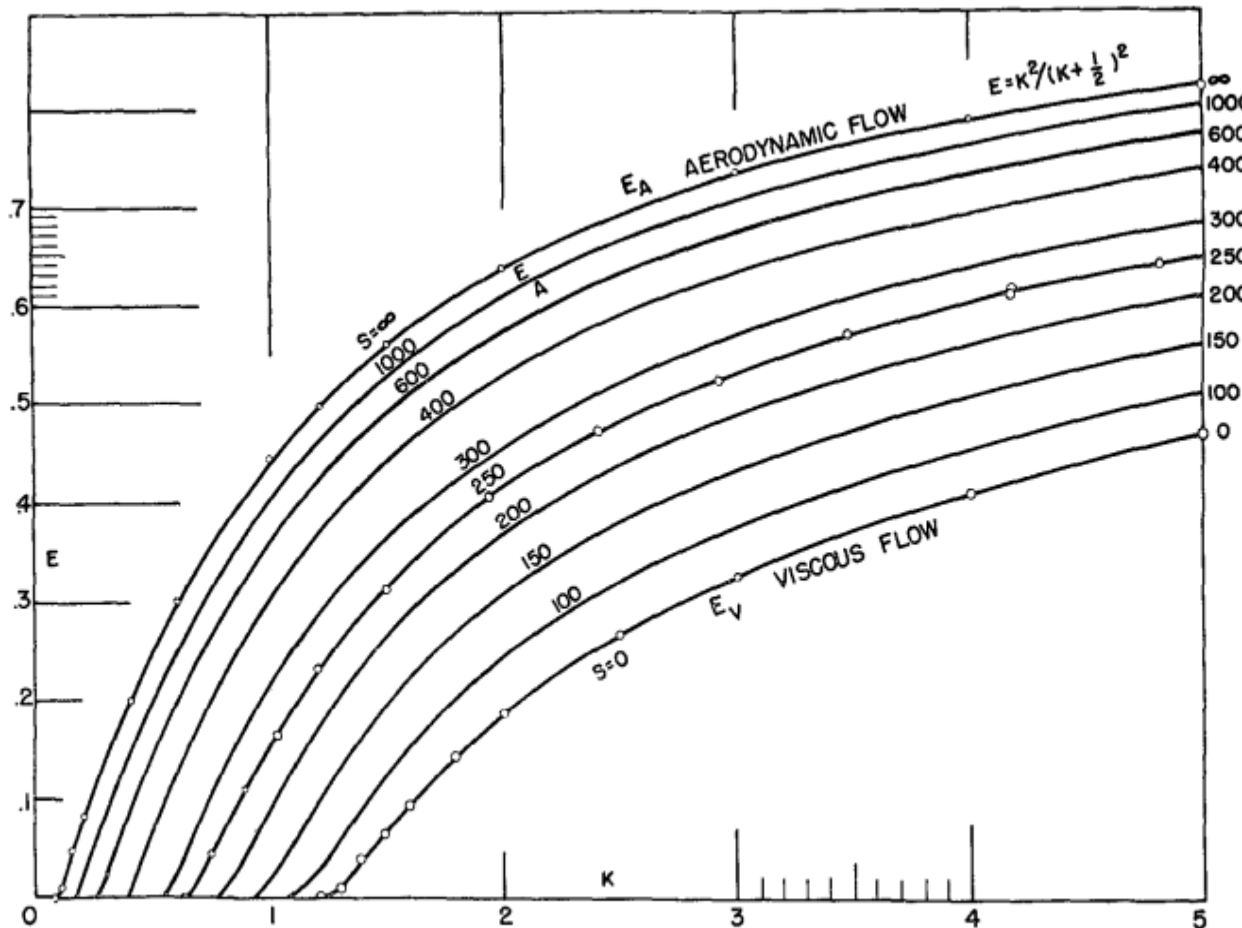


TABLE 4. The collection efficiency* E for drops of radius S falling through a cloud of smaller drops of radius r .

S (microns)	r (microns)							
	2	3	4	6	8	10	15	20
15	—	—	—	—	0.092	0.269	0.500	0.643
25	—	—	—	0.050	0.277	0.411	0.613	0.724
40	—	—	—	0.205	0.394	0.510	0.690	0.782
70	—	—	0.035	0.340	0.500	0.608	0.750	0.834
100	—	—	0.133	0.418	0.564	0.660	0.793	0.862
150	—	0.010	0.245	0.498	0.631	0.713	0.829	0.887
200	—	0.085	0.326	0.564	0.684	0.756	0.859	0.908
300	—	0.213	0.425	0.643	0.749	0.810	0.892	0.929
400	0.040	0.303	0.500	0.698	0.793	0.849	0.919	0.950
600	0.121	0.355	0.530	0.731	0.827	0.876	0.939	0.963
1000	0.140	0.358	0.535	0.738	0.834	0.886	0.944	0.966
1400	0.168	0.360	0.534	0.735	0.840	0.890	0.950	0.970
1800	0.117	0.288	0.456	0.680	0.800	0.865	0.935	0.965
2400	0.075	0.220	0.372	0.606	0.743	0.823	0.920	0.950
3000	0.050	0.170	0.306	0.546	0.690	0.785	0.900	0.940

* Calculated from data of fig. 1 and table 2 by using $K = 1297r^2U/S$. For values of S greater than 1000μ , U was taken according to the experimental data to have the constant value of 900 cm sec^{-1} at 2000 meters altitude which corresponds to the limiting velocity of 800 cm sec^{-1} given by Humphreys and Lenard at sea level.

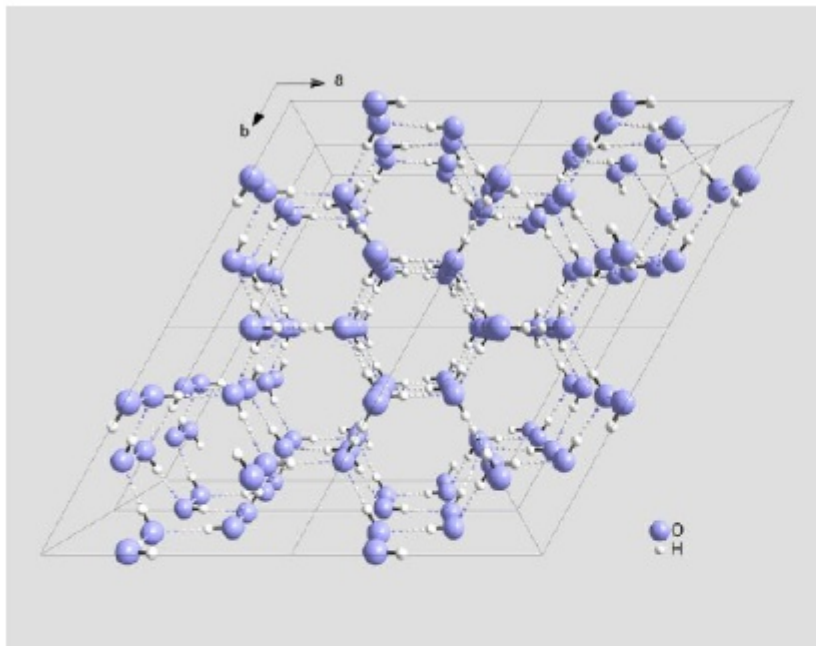
TABLE 2. The drag coefficient C_D for spheres and the terminal velocities U of falling spherical raindrops of radius S in air at 785 mb pressure and $+2^\circ\text{C}$.

R_a	$C_D R_a / 24$	S microns	U cm sec^{-1}	U/S sec^{-1}
0.05	1.009	15	2.8	1880
0.1	1.018	19	4.5	2640
0.2	1.037	24	7.1	2960
0.4	1.073	31	11.1	3580
0.6	1.108	36	14.4	4000
1.0	1.176	43	19.9	4620
1.4	1.225	49	24.5	5000
2.0	1.285	56	30.6	5450
3	1.37	65	39.0	6000
4	1.45	73	47	6440
6	1.57	86	60	6970
10	1.78	106	80	7530
14	2.01	123	96	7800
20	2.29	145	116	8000
30	2.67	175	146	8300
40	3.01	200	170	8500
60	3.60	243	210	8650
100	4.59	313	272	8700
140	5.40	369	322	8700
200	6.52	447	380	8500
300	8.26	549	465	8500
400	9.82	640	532	8300
600	12.97	804	635	7900
800	15.81	945	720	7600
1000	18.62	1075	790	7400
1400	24.0	1309	910	7000
2000	32.7	1634	1040	6400

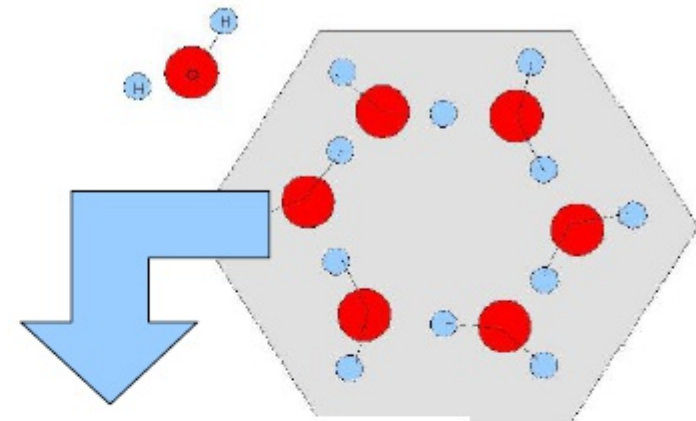
FIG. 1. The efficiency E of collection of cloud droplets of radius r , by a falling drop of larger size having a radius S in microns. The abscissas K represent a dimensionless parameter whose magnitude is $K \doteq 1297r^2U/S$, where U/S is given in table 2 as a function of S .

Crescita dei cristalli di neve

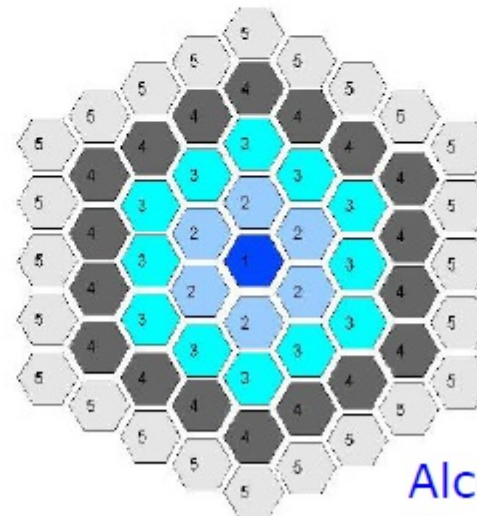
- ▶ La molecola dell'acqua è composta da due atomi di idrogeno e uno di ossigeno.
- ▶ La loro orientazione nello spazio è ben definita dalle forze che tengono uniti gli atomi.
- ▶ Le molecole si uniscono le une alle altre secondo direzioni privilegiate



Simmetria esagonale e cubiche

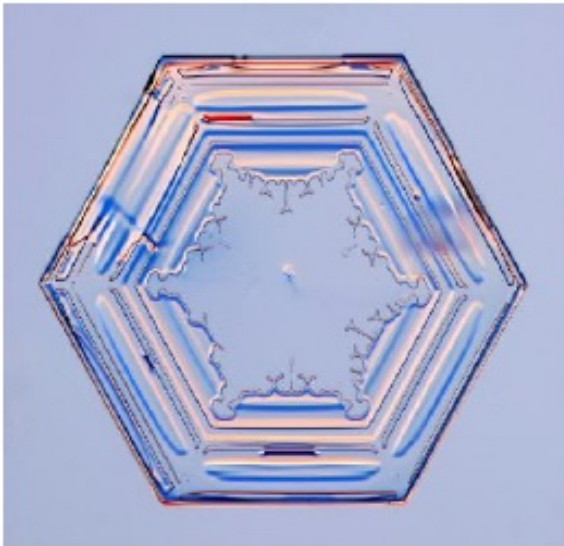


Alcuni decimi
di micron



Alcune centinaia
di micron

Tre tipologie di crescita dei cristalli, tutte aventi in comune la forma esagonale



Dischi

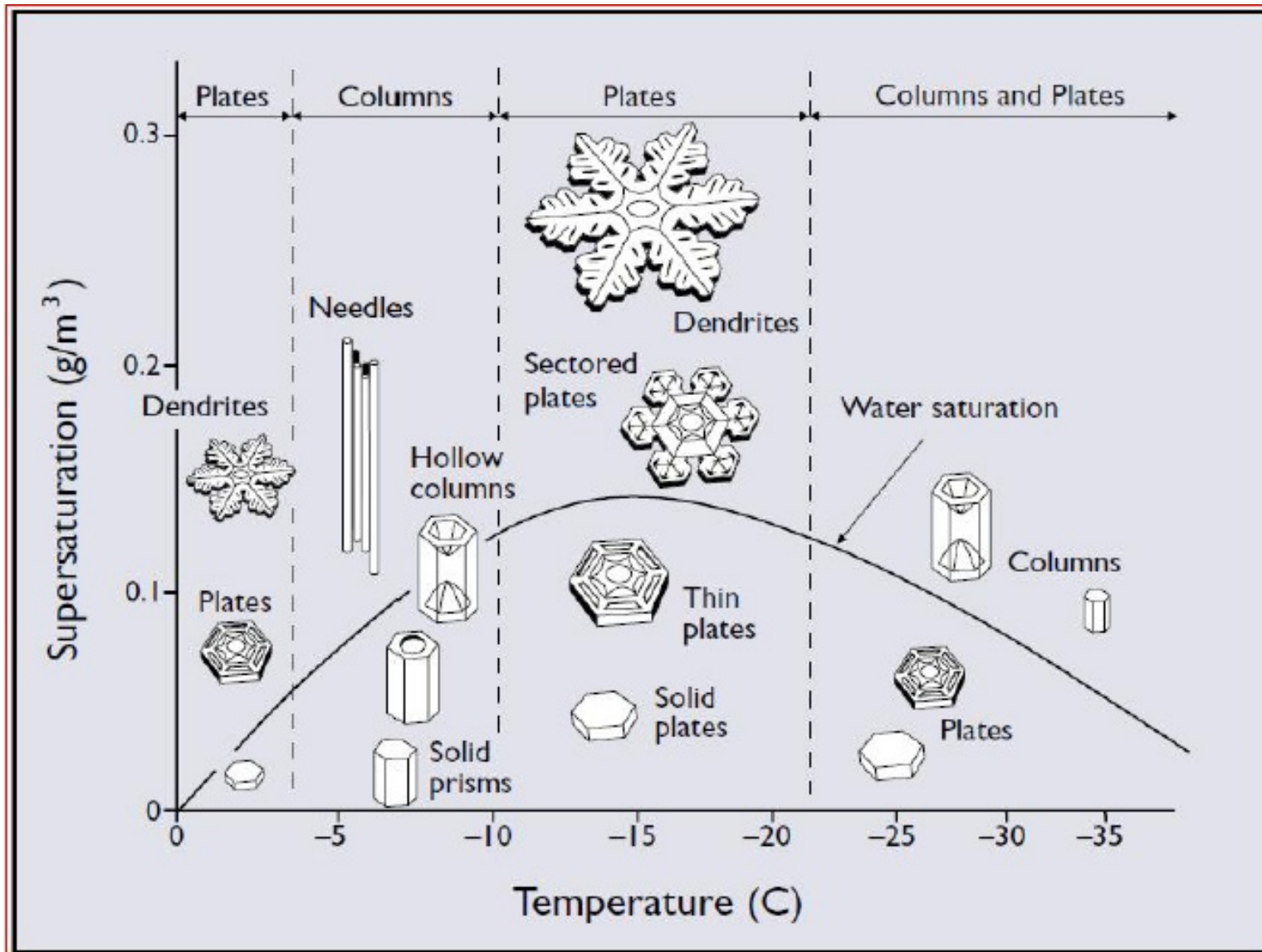


Colonne



Dendriti

La formazione dei cristalli di neve

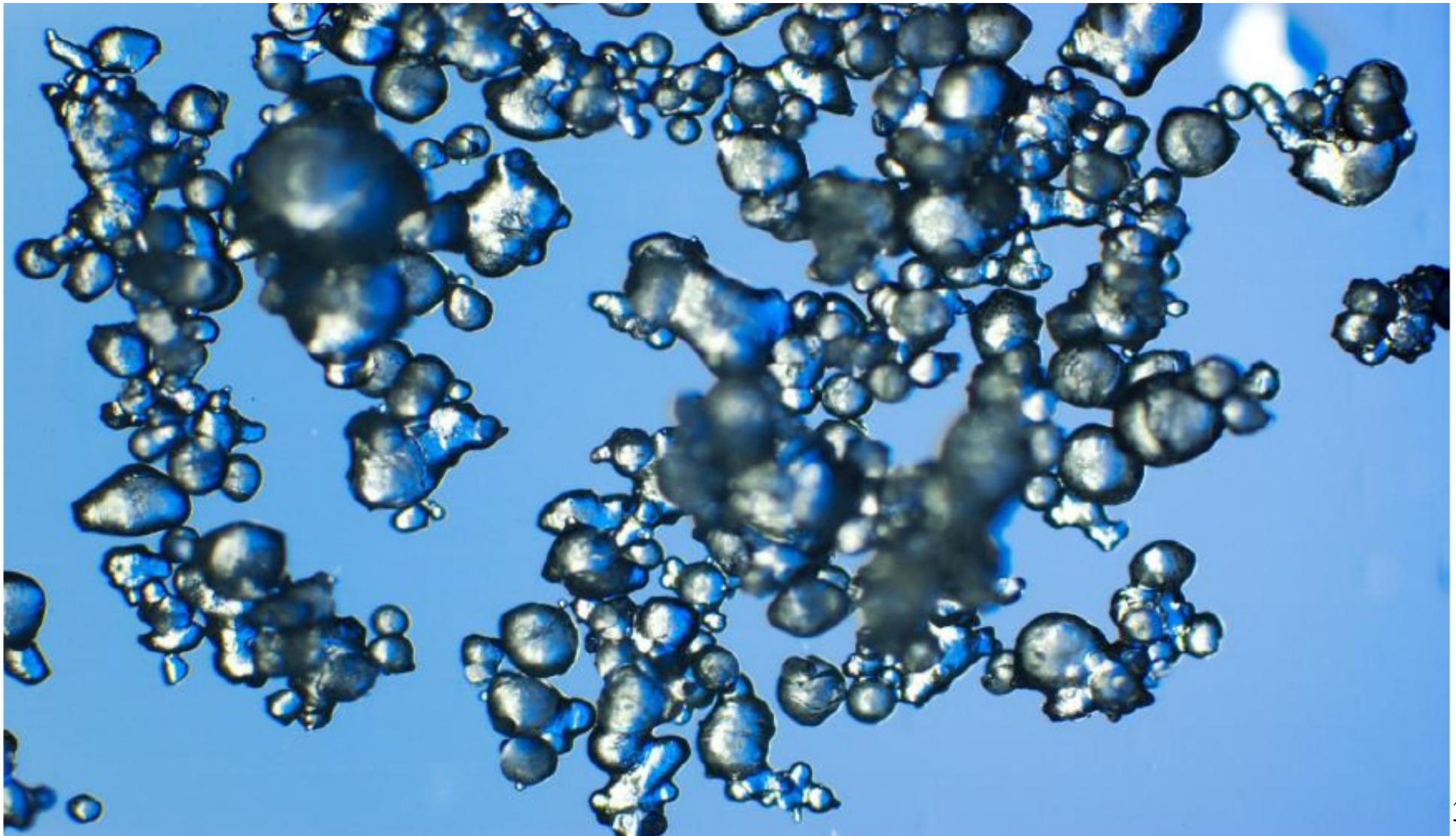


Lo schema di Magono-Lee (1966)

Per approfondimenti vedi: https://www.its.caltech.edu/~atomic/publist/rpp5_4_R03.pdf

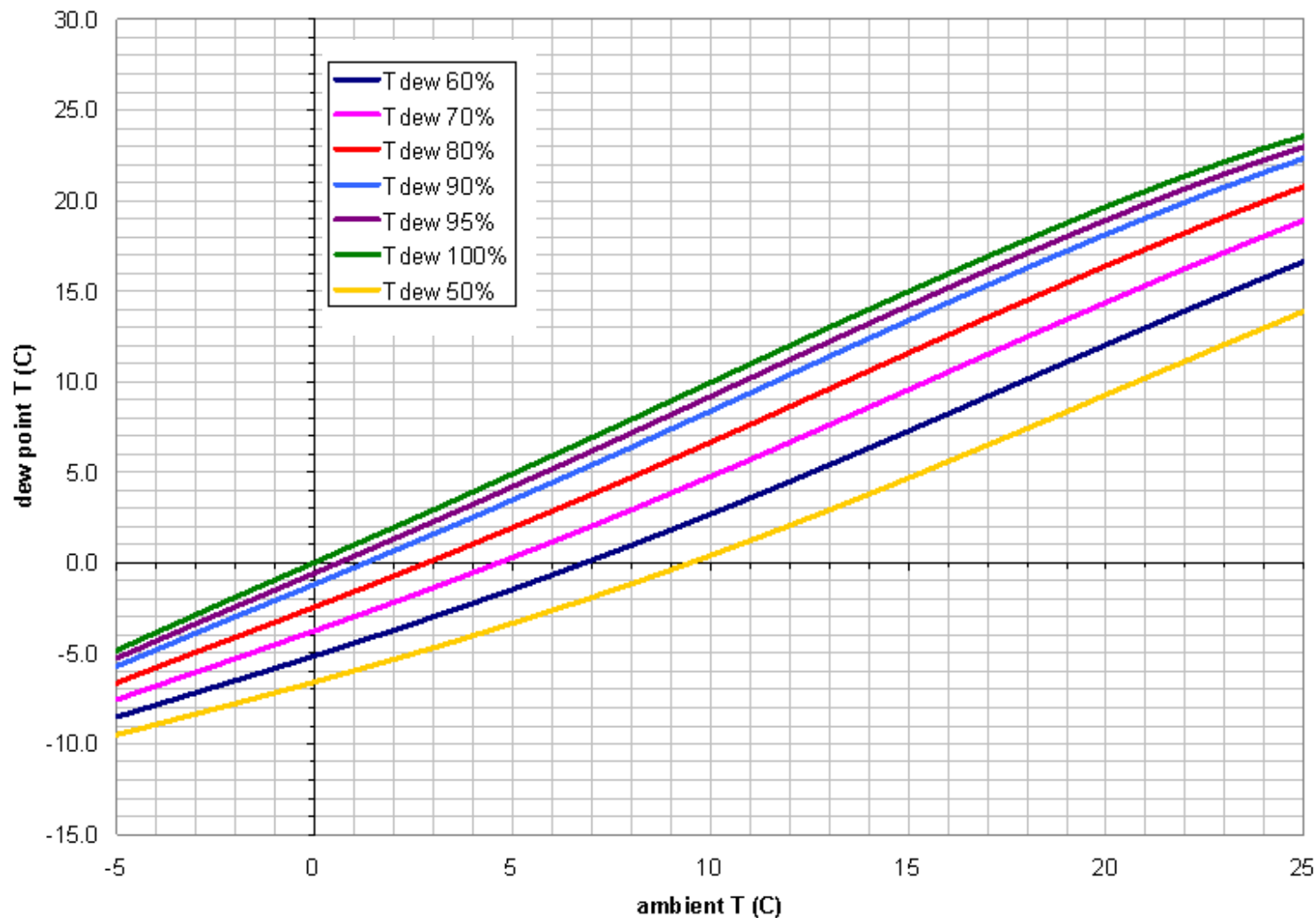
Esempio di neve artificiale

La neve artificiale è acqua liquida nebulizzata che congela per le basse temperature a cui è esposta, quindi non cresce come i cristalli di neve naturale



Definizione di temperatura di rugiada (dew point temperature)

La **temperatura di rugiada** T_d (dew point temperature) è la temperatura alla quale deve essere raffreddata una massa d'aria, a pressione costante, per raggiungere la condizione di saturazione, sopra una superficie piana di acqua liquida (detto anche punto di rugiada e, se sotto lo zero Celsius, punto di brina)



La differenza tra la temperatura dell'aria e quella di rugiada, $(T - T_d)$, è funzione dell'umidità relativa rh ,

Quindi è essenziale poter misurare T_d per poter calcolare rh

La necessità di misurare la temperatura di rugiada e l'introduzione della T_w

La necessità di misurare la **temperatura di rugiada** T_d (dew point temperature) ha portato a costruire degli strumenti che permettono di svolgere degli esperimenti per risalire alla temperatura di rugiada. La **temperatura di bulbo bagnato** T_w (wet bulb temperature) è la temperatura misurata da un termometro avente il bulbo contenuto in una garza imbevuta d'acqua distillata.

ATTENZIONE T_d (dew point temperature) e T_w (wet bulb temperature) **NON coincidono**

$$T_d \leq T_w \leq T$$

Dew-point Temperatures (°C)

Dry-Bulb Temperature (°C)	Difference Between Wet-Bulb and Dry-Bulb Temperatures (°C)															
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
-20	-20	-33														
-18	-18	-28														
-16	-16	-24														
-14	-14	-21	-36													
-12	-12	-18	-28													
-10	-10	-14	-22													
-8	-8	-12	-18	-29												
-6	-6	-10	-14	-22												
-4	-4	-7	-12	-17	-29											
-2	-2	-5	-8	-13	-20											
0	0	-3	-6	-9	-15	-24										
2	2	-1	-3	-6	-11	-17										
4	4	1	-1	-4	-7	-11	-19									
6	6	4	1	-1	-4	-7	-13	-21								
8	8	6	3	1	-2	-5	-9	-14								
10	10	8	6	4	1	-2	-5	-9	-14	-28						
12	12	10	8	6	4	1	-2	-5	-9	-16						
14	14	12	11	9	6	4	1	-2	-5	-10	-17					
16	16	14	13	11	9	7	4	1	-1	-6	-10	-17				
18	18	16	15	13	11	9	7	4	2	-2	-5	-10	-19			
20	20	19	17	15	14	12	10	7	4	2	-2	-5	-10	-19		
22	22	21	19	17	16	14	12	10	8	5	3	-1	-5	-10	-19	
24	24	23	21	20	18	16	14	12	10	8	6	2	-1	-5	-10	-18
26	26	25	23	22	20	18	17	15	13	11	9	6	3	0	-4	-9
28	28	27	25	24	22	21	19	17	16	14	11	9	7	4	1	-3
30	30	29	27	26	24	23	21	19	18	16	14	12	10	8	5	1

L'evaporazione dell'acqua sottrae calore all'ambiente che la circonda il termometro. Tale energia è quantificabile leggendo la differenza tra le temperature misurate dai due termometri.

L'energia è proporzionale alla differenza tra il rapporto di mescolanza in condizioni di saturazione e quello dell'aria, alla stessa pressione.

$$T_w = T - L(r_s - r)/c_p$$

T = temperatura dell'aria

L = calore latente di evaporazione dell'acqua

r_s = rapporto di mescolanza saturo

r = rapporto di mescolanza

c_p = calore specifico a pressione costante dell'aria

Lo psicrometro: uno degli strumenti per la misure dell'umidità relativa



$$T_w - T = L(r_s - r)/c_p$$

L = calore latente di evaporazione dell'acqua

r_s = rapporto di mescolanza saturo

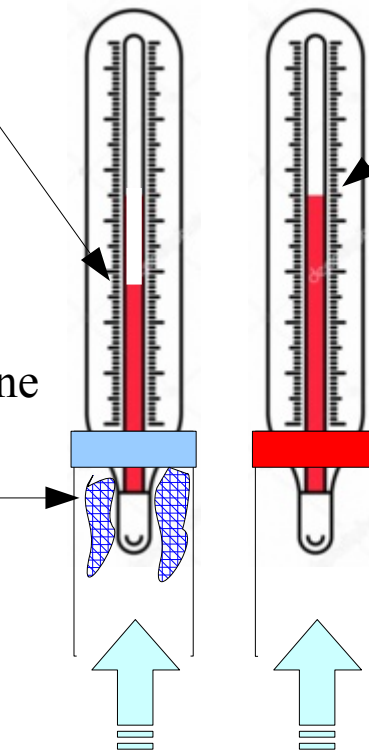
r = rapporto di mescolanza

c_p = calore specifico a pressione costante dell'aria

temperatura
di bulbo
bagnato T_w

temperatura
di bulbo
secco T

Evaporazione
acqua nella
garza



Flusso forzato d'aria

Relative Humidity (%)

Dry-Bulb Temperature (°C)	Difference Between Wet-Bulb and Dry-Bulb Temperatures (°C)															
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
-20	100	28														
-18	100	40														
-16	100	48														
-14	100	55	11													
-12	100	61	23													
-10	100	66	33													
-8	100	71	41	13												
-6	100	73	48	20												
-4	100	77	54	32	11											
-2	100	79	58	37	20	1										
0	100	81	63	45	28	11										
2	100	83	67	51	36	20	6									
4	100	85	70	56	42	27	14									
6	100	86	72	59	46	35	22	10								
8	100	87	74	62	51	39	28	17	6							
10	100	88	76	65	54	43	33	24	13	4						
12	100	88	78	67	57	48	38	28	19	10	2					
14	100	89	79	69	60	50	41	33	25	16	8	1				
16	100	90	80	71	62	54	45	37	29	21	14	7	1			
18	100	91	81	72	64	56	48	40	33	26	19	12	6			
20	100	91	82	74	66	58	51	44	36	30	23	17	11	5		
22	100	92	83	75	68	60	53	46	40	33	27	21	15	10	4	
24	100	92	84	76	69	62	55	49	42	36	30	25	20	14	9	4
26	100	92	85	77	70	64	57	51	45	39	34	28	23	18	13	9
28	100	93	86	78	71	65	59	53	47	42	36	31	26	21	17	12
30	100	93	86	79	72	66	61	55	49	44	39	34	29	25	20	16

Temperatura equivalente potenziale

La temperatura potenziale equivalente è la temperatura di un volumetto d'aria, saturo di vapore acqueo, condotto alla pressione di riferimento (1000 hPa) quando tutta il vapore in esso contenuto viene condensato

$$\frac{dq}{T} = c_p \frac{dT}{T} - R \frac{dp}{p}$$

$$\ln \theta = \ln T - \frac{R}{c_p} \ln p + \text{constant}$$

$$c_p \frac{d\theta}{\theta} = c_p \frac{dT}{T} - R \frac{dp}{p}$$

$$\frac{dq}{T} = -\frac{L_v}{c_p T} dw_s = \frac{d\theta}{\theta}$$

$$\frac{L_v}{c_p T} dw_s = d \left(\frac{L_v w_s}{c_p T} \right)$$

$$-\frac{L_v w_s}{c_p T} = \ln \theta + \text{constant}$$

$$-\frac{L_v w_s}{c_p T} = \ln \left(\frac{\theta}{\theta_e} \right)$$

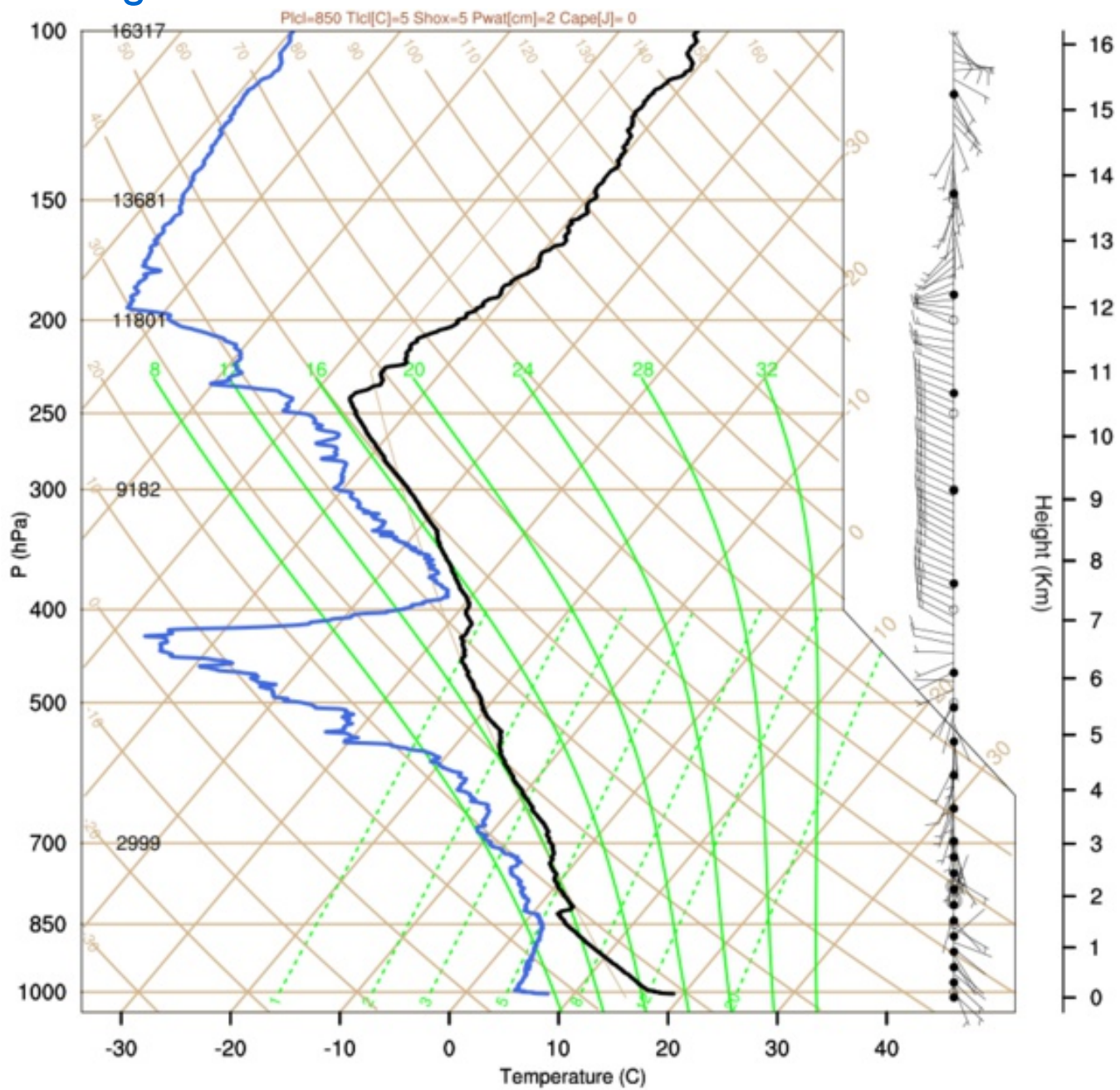
$$\theta_e = \theta \exp \left(\frac{L_v w_s}{c_p T} \right)$$

La temperatura potenziale equivalente è una grandezza che può considerarsi conservata per molte situazioni sinottiche. Inoltre è essenziale per la valutazione della stabilità atmosferica in condizioni di saturazione del vapore acqueo

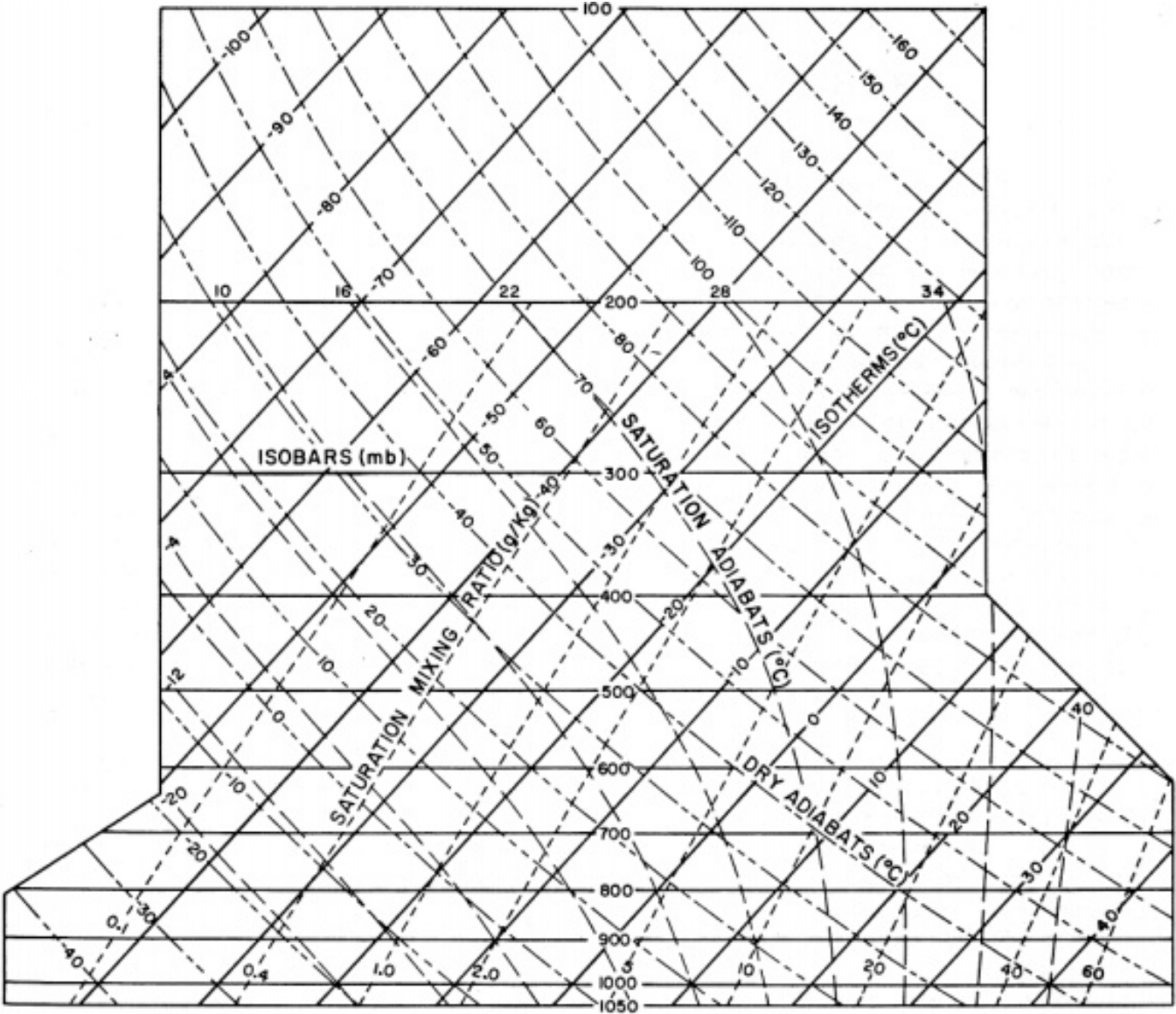
$$\frac{\partial \theta_e}{\partial z} > 0 \quad \text{Stabilità} \\ \text{atmosferica}$$

$$\text{Instabilità} \\ \text{atmosferica} \quad \frac{\partial \theta_e}{\partial z} < 0$$

Diagramma Skew-T Log-P

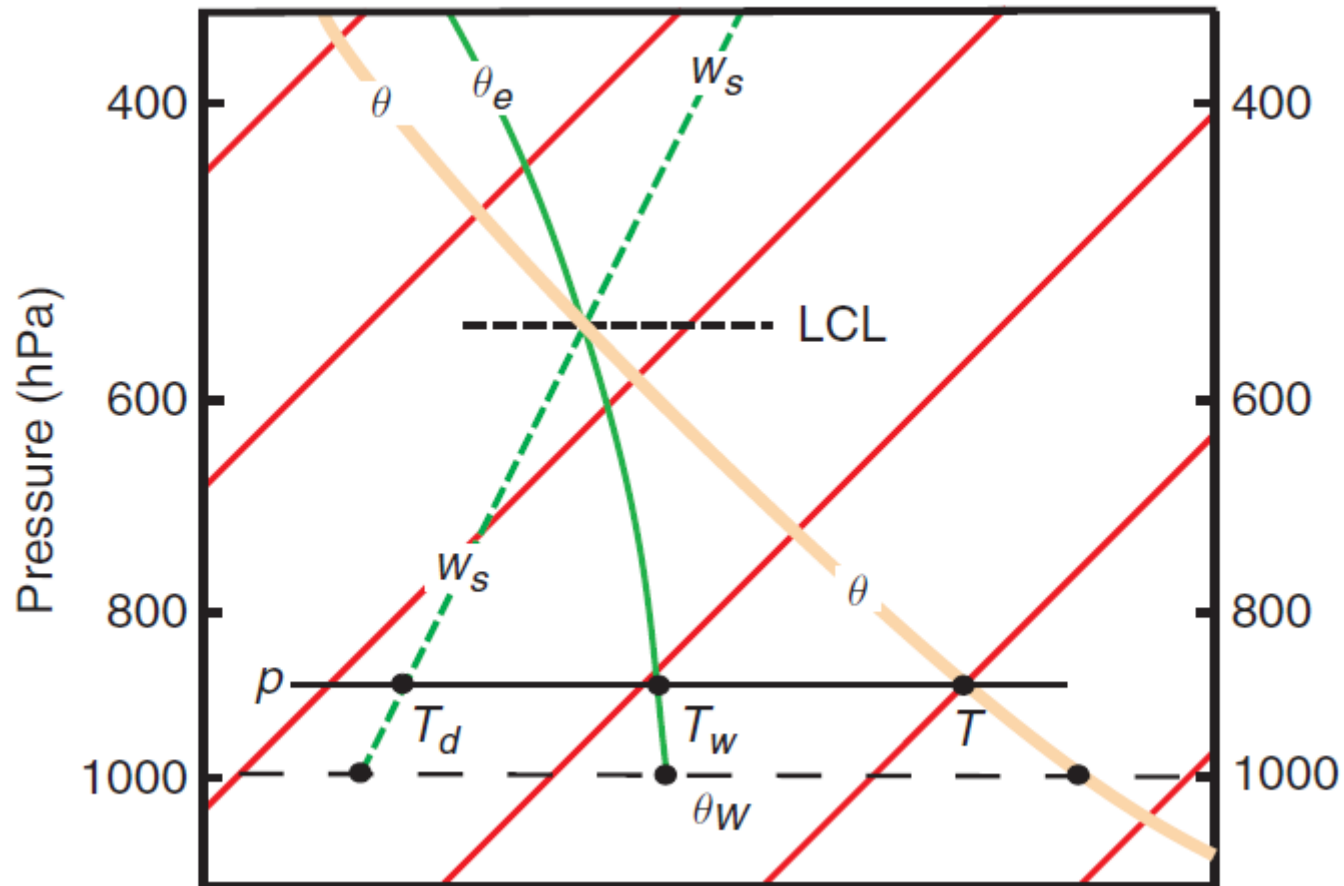


Le linee coordinate in un diagramma Skew-T Log-P



Come si raggiunge il LCL (Lifting Condensation Level)

Il volumetto viene fatto salire lungo l'adiabatica secca considerando la sua temperatura potenziale iniziale. Contestualmente viene fatto salire lungo le curve di rapporto di mescolanza saturo, il cui valore è quello del volumetto. L'intersezione delle due linee definisce LCL

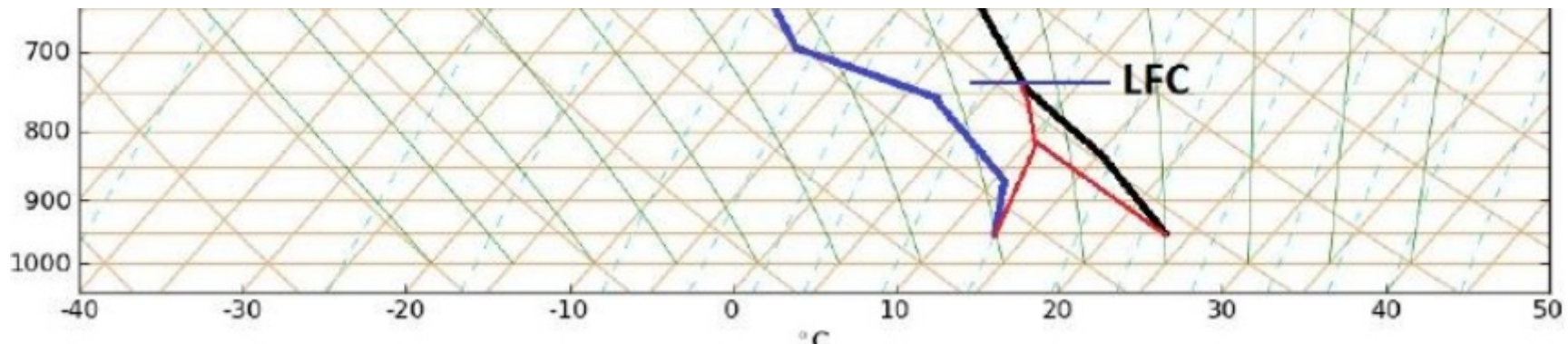


Il LFC (Level of Free Convection)

Il volumetto viene fatto salire lungo l'adiabatica umida sino ad intersecare la temperatura di bulbo secco misurata. L'intersezione delle due linee definisce LFC.

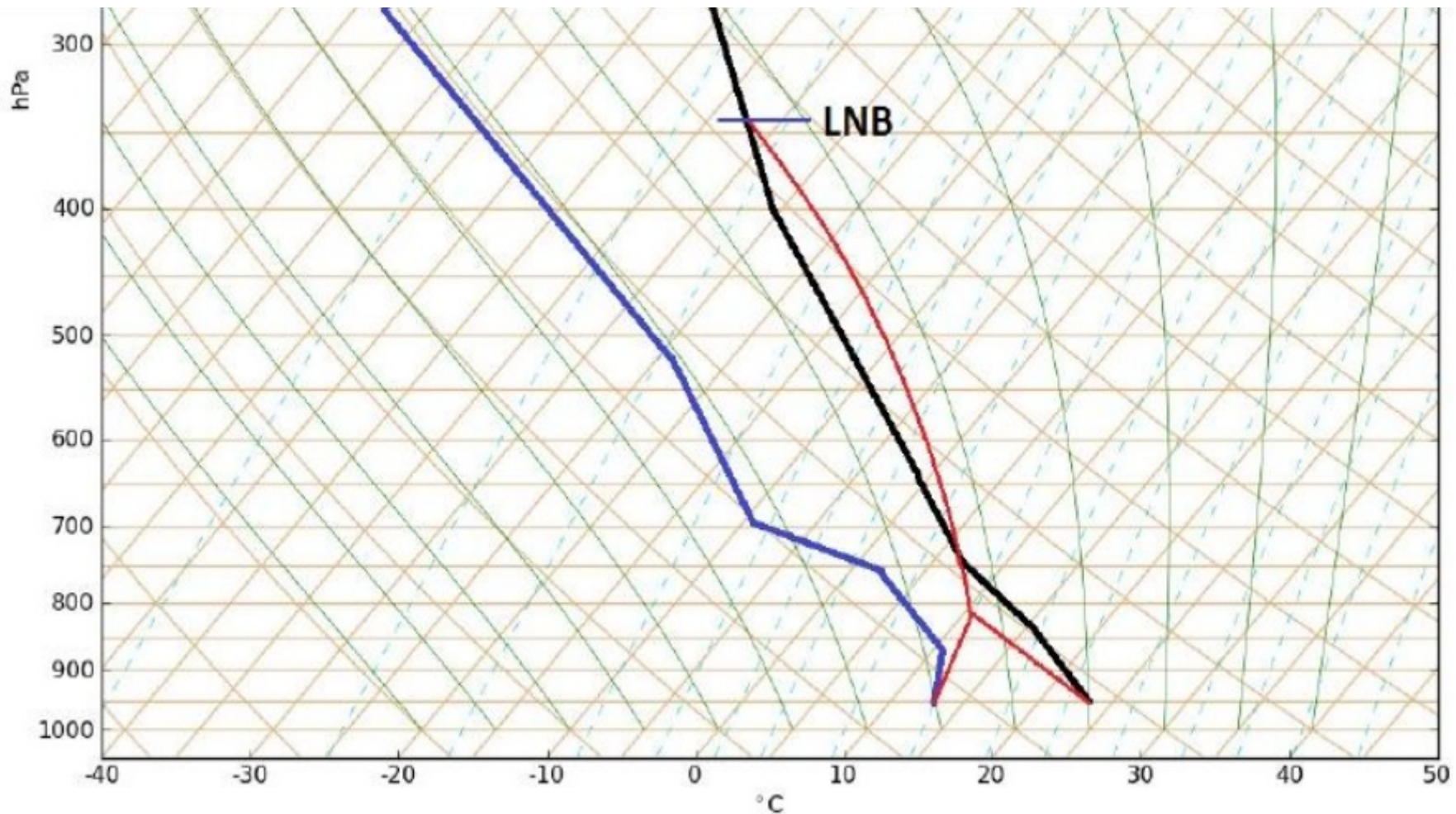
È il livello al quale il volumetto diventa instabile e sale spontaneamente verso l'alto.

Il LFC non è sempre presente nei radiosondaggi, infatti indica condizioni di instabilità atmosferica.

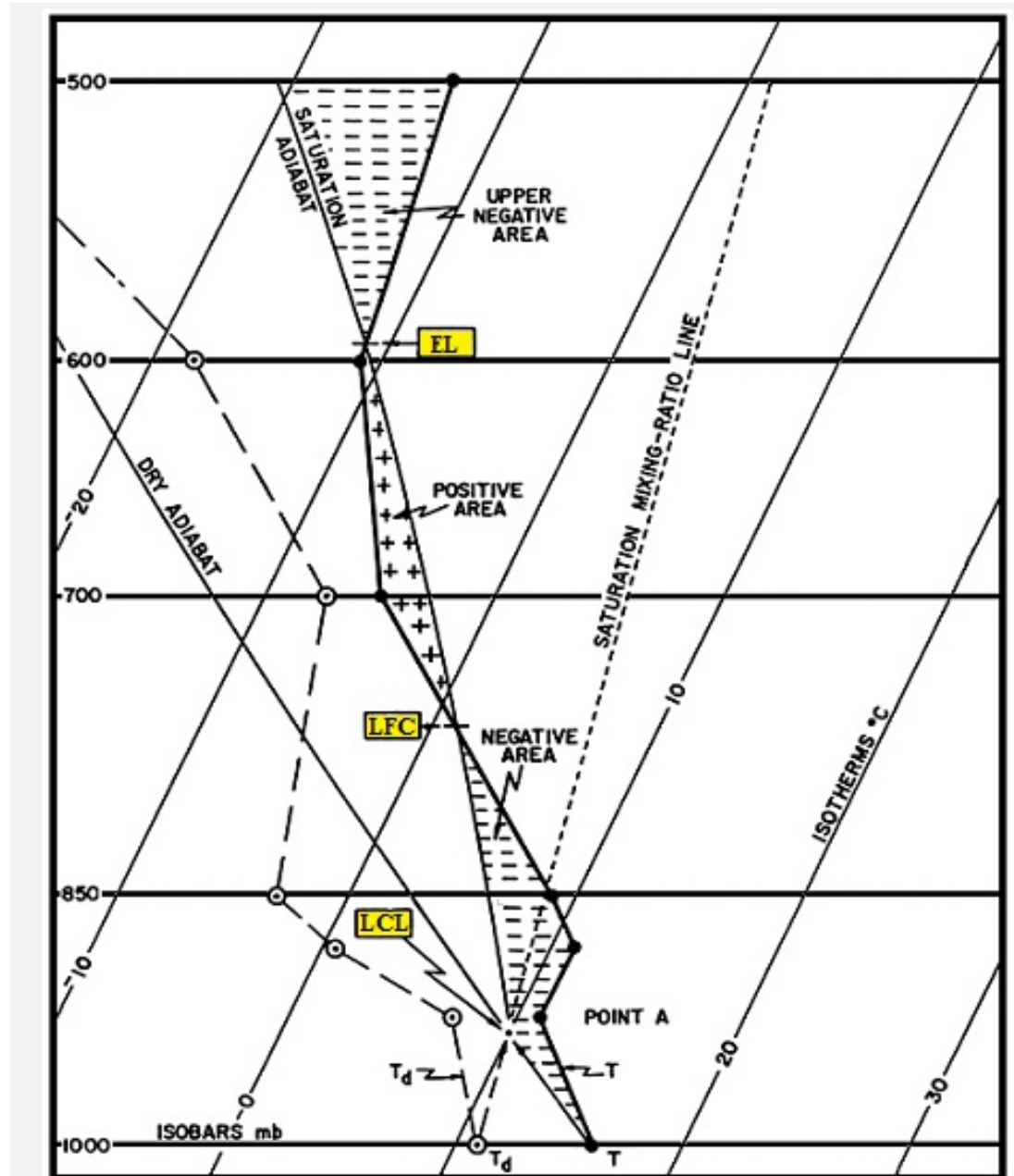


Il raggiungimento dell'Equilibrium Level (EL) detto anche Level of Neutral Buoyancy (LNB)

Il volumetto viene fatto salire lungo l'adiabatica umida sino ad intersecare nuovamente la temperatura ambientale. L'intersezione delle due linee definisce CCL
E' il livello al quale il volumetto non è più instabile e termina la spontanea salita verso l'alto.



Sintesi dei livelli più importanti di un radiosondaggio



La Convective Available Potential Energy (CAPE) e CIN (Convective INhibition)

La Convective Available Potential Energy (CAPE) è l'energia potenziale che il volume d'aria può utilizzare per accelerare lungo la verticale, in condizioni di instabilità atmosferica. Tale energia, viene considerata, idealmente, trasformarsi in energia cinetica

$$CAPE = g \int_{Z_{LFC}}^{Z_{EL}} \left(\frac{T_{vp} - T_{ve}}{T_{ve}} \right) dz,$$

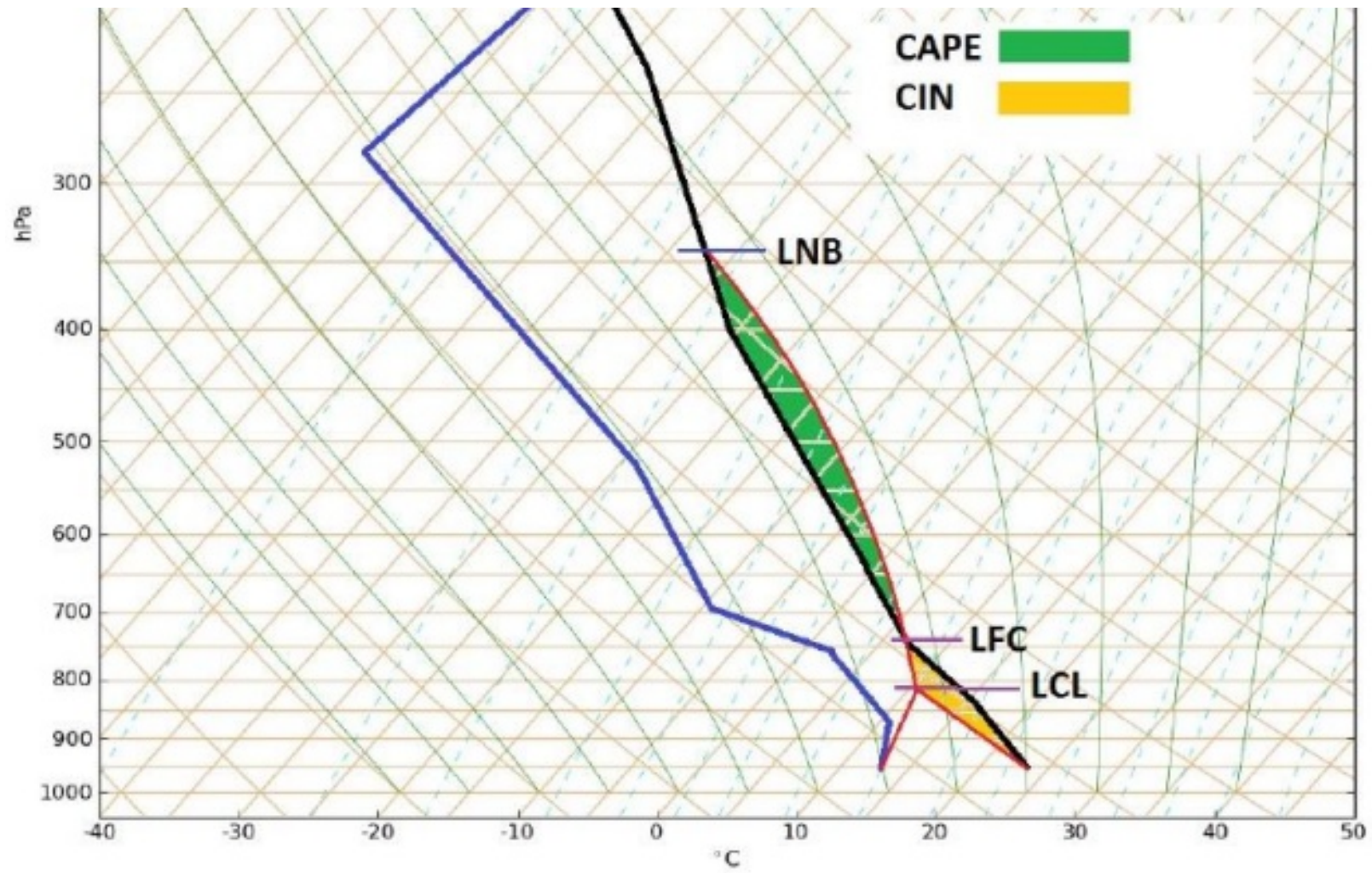
$$CAPE = \int_{base}^{top} B dz = \int_{base}^{top} g \frac{T_v^c - T_v^e}{T_v^e} dz = \int_{P_{top}}^{P_{bot}} R_d (T_v^c - T_v^e) d \ln p,$$

L'integrazione viene fatta da livello dove inizia l'instabilità, cioè la convezione libera (Level of Free Convection) Z_{LFC} , sino alla quota in cui la particella è in equilibrio con l'ambiente (Equilibrium Level) **EL**

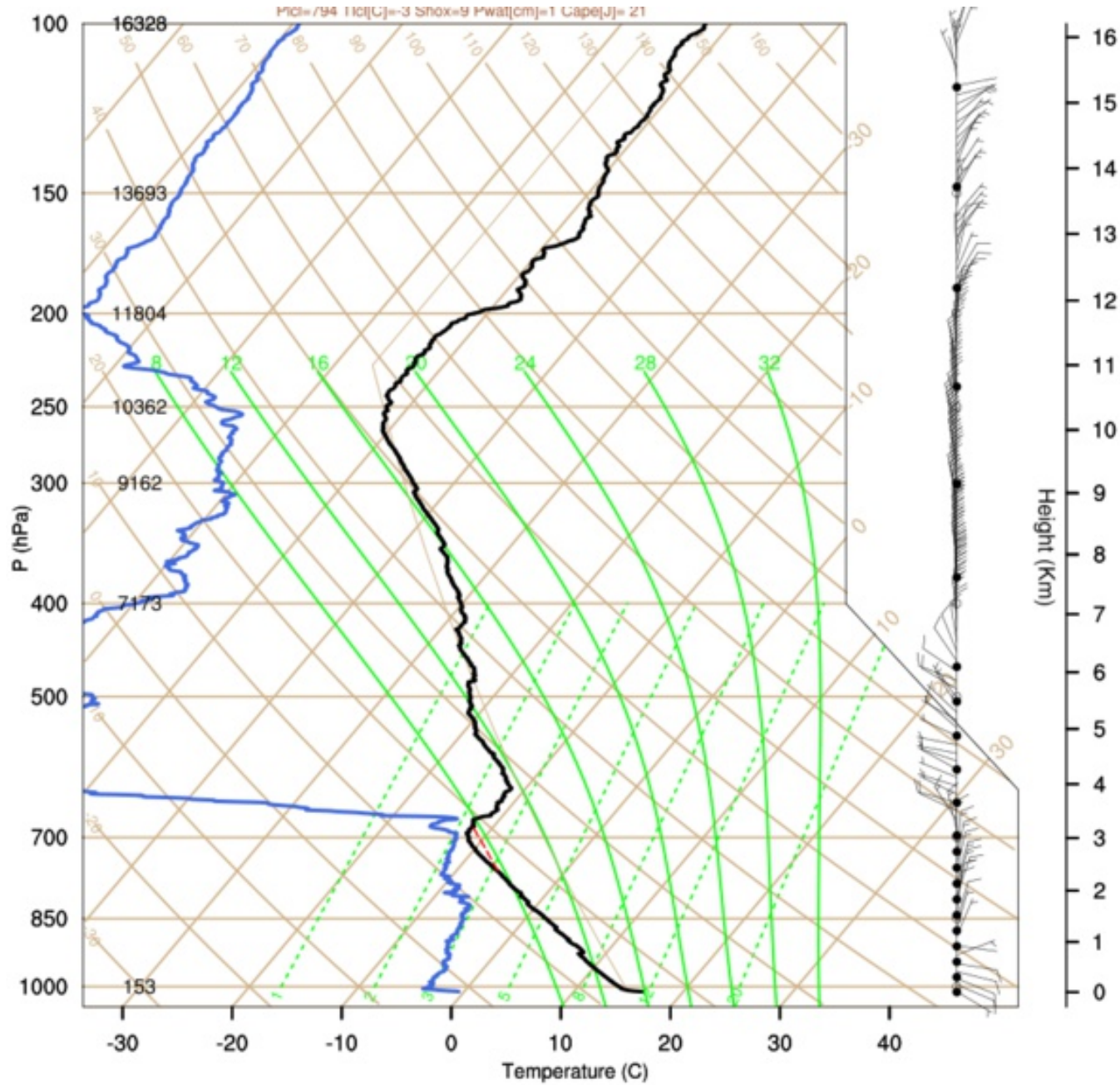
$$\frac{dw}{dt} = w \frac{dw}{dz} = \frac{1}{2} \frac{dw^2}{dz} \approx g \frac{T_v'}{T_v} \approx g \frac{T^c - T^e}{T^e}, \quad \int_0^z \frac{1}{2} \frac{dw^2}{dz} dz = \frac{1}{2} w^2(z) = \int_0^z g \frac{T^c - T^e}{T^e} dz = CAPE$$

$$w = \sqrt{2CAPE}.$$

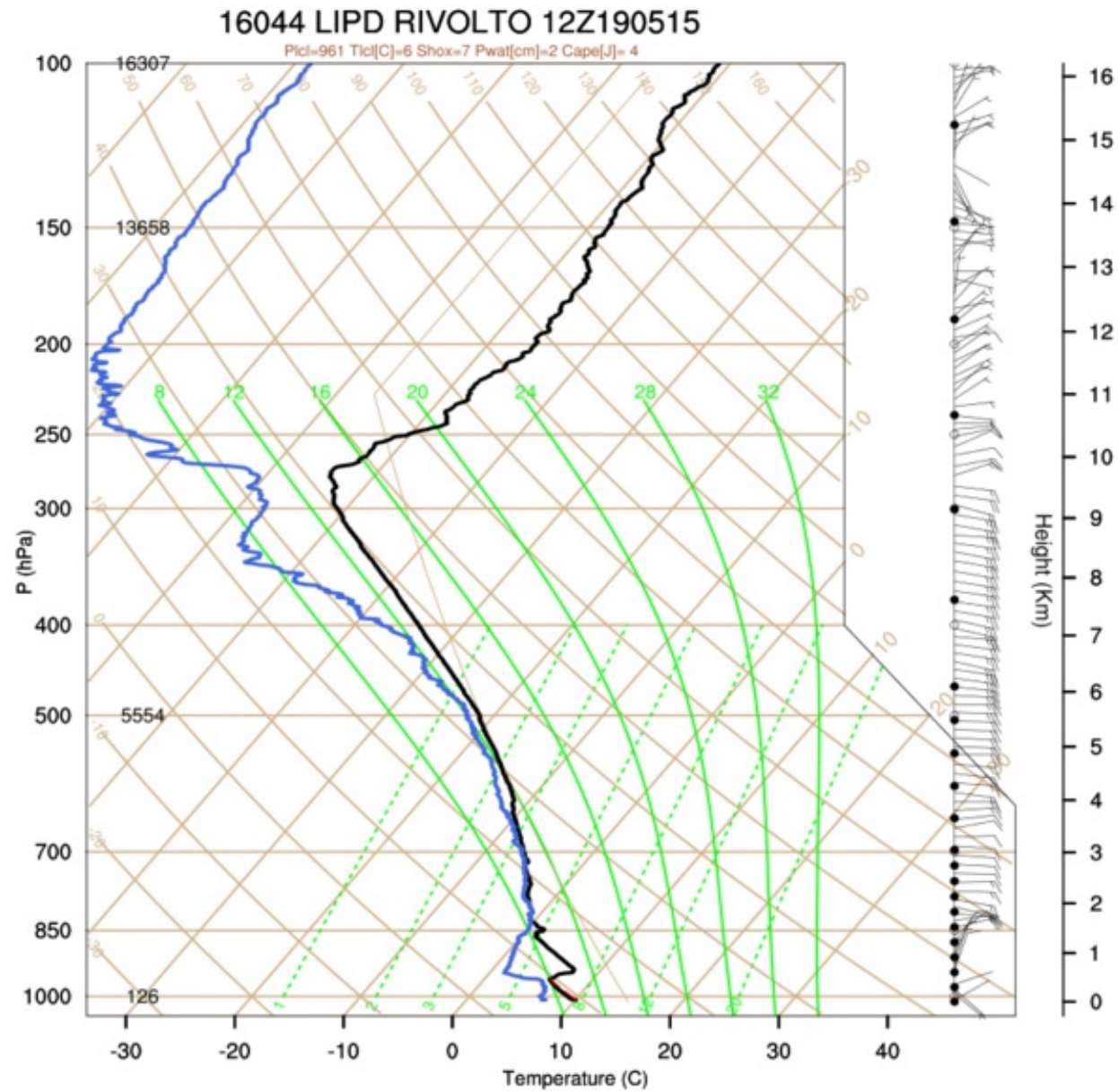
CAPE e CIN



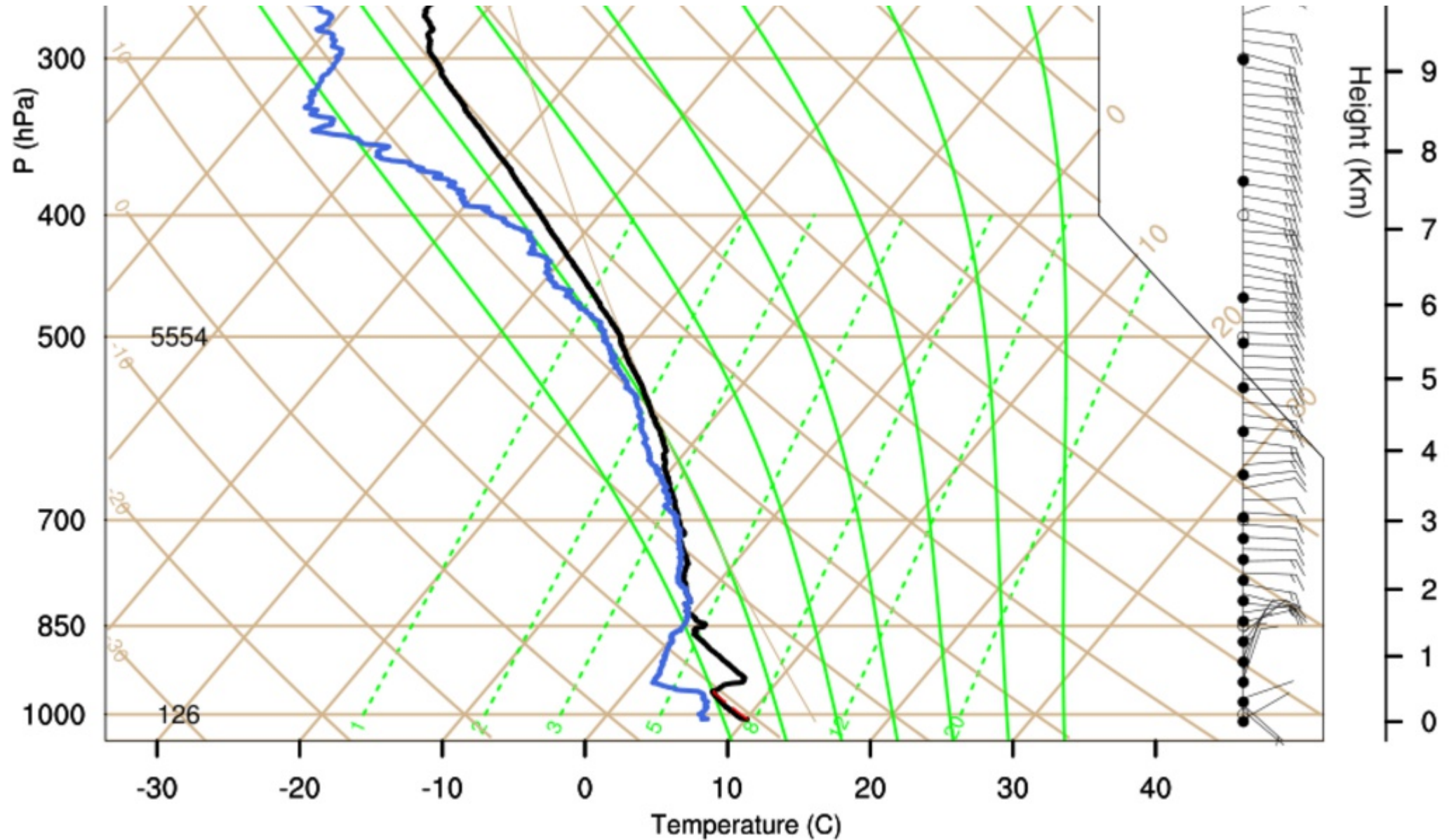
Esempio di CAPE in un radiosondaggio instabile



Skew-T di radiosondaggio con attraversamento nube



Confronto tra zone secche e regione in saturazione di un radiosondaggio



Bibliografia

- [1] Atmospheric Thermodynamics, Bohren C. F., 1998, Oxford University Press, - Biblioteca Tecnico Scientifica (BS/44./0033). [pagine 181-192]
- [2] Termodinamica 2. ed, Fermi E., 1972, Boringhieri, - Biblioteca Tecnico Scientifica (BS/02./N/0010). [pagine 69-79]
- [3] Weather Analysys, Djuric D., 1994, Prentice Hall, Biblioteca Tecnico Scientifica (BS/04./M /0017). [pagine 69-87]
- [4] Atmospheric Science: and introductory survey, Wallace J.M. Hobbs P.V., 2006, Elsevier, Biblioteca Tecnico Scientifica (BS/04./M/0018). [pagine 63-102]