



**UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
DI TRIESTE**

TERMODINAMICA ATMOSFERICA

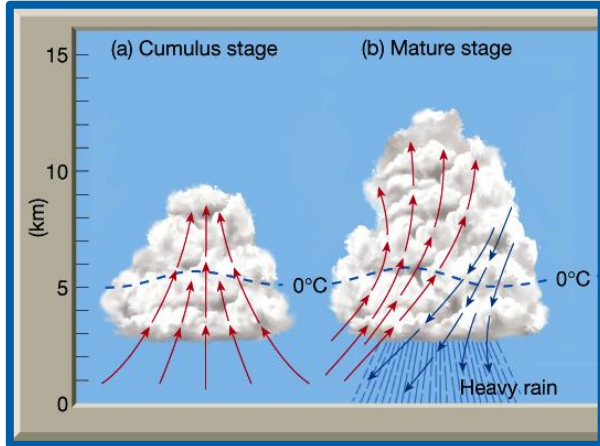
Corso di Fisica dell'atmosfera
Termodinamica e processi alla mesoscala

Dott. Francesco Sioni

Outline del corso

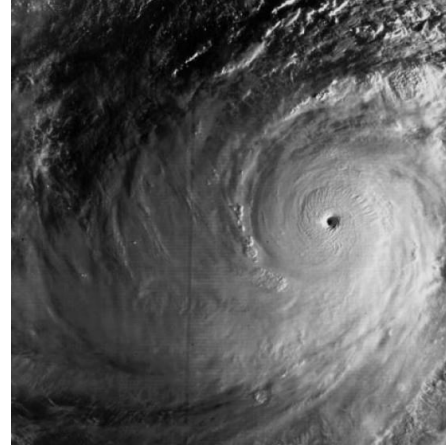
METEOROLOGIA ≠ CLIMATOLOGIA

Termodinamica atmosferica



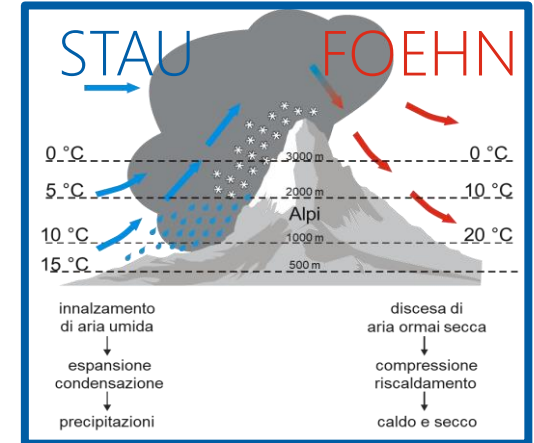
- Termodinamica secca
- Termodinamica umida
- Stabilità e instabilità
- Indici termodinamici e radiosondaggi
- Convezione e temporali

Meteorologia dinamica e sinottica



- Cicloni extratropicali
- Cicloni tropicali
- Diagramma di Hart?
- Mediane?

Processi alla mesoscala/microfisica



- Effetti orografici?
- Formazione delle precipitazioni?
- Tipi di nubi?

Modellistica numerica

- Il sistema terra come sistema caotico
- Funzionamento dei modelli numerici

- Previsioni del tempo
- Modellistica ad ensemble
- Sistemi di rilevamento e telerilevamento

Water and Its Transformations

Da Bohren & Albrecht, 1998

Once upon a time some well-meaning but misguided soul concocted a simplistic explanation of cloud formation: Air rises, cools, and because cold air can't hold as much water vapor as hot air can, the vapor condenses and a cloud forms. This explanation, designed to save those to whom it is directed from the terrible burden of thought, has spread like wildfire, consuming the power to think wherever its flames have reached. Now it is virtually impossible to find anyone who does not firmly believe that air is like a sponge with a variable capacity that increases with temperature. Poorly chosen terms such as *saturation vapor pressure* strengthen this belief.

Once an explanation, no matter how faulty, has appeared in print three times it becomes an immutable truth, and a minor industry develops to feed it and keep it alive. For example, a colleague sent us a paragraph from a book in which a physicist—who ought to know better—carefully explains why hot air can hold more water vapor: As the air is heated, it expands, the separation between molecules increases, thereby allowing more room for water molecules. And a former student showed us a book in which air was represented as a set of boxes of varying size, the higher the air temperature, the bigger the box.

Examine this nonsense in light of what can be found on the first page of the English translation (1891) of Wilhem Ostwald's *Solutions*: "two gases can always form homogeneous mixtures with one another in all proportions, provided they do not combine together chemically." Dalton's law of partial pressures (1802) also implies that air is not like a sponge with a limited capacity. Thus the sponge analogy is faulty and has been known to be so for nearly two centuries.

Air is not some kind of sponge with a limited carrying capacity for water vapor because at normal temperatures and pressures the average separation between air molecules is about 10 molecular diameters. Thus only about one part in a thousand of the volume of air is occupied by something palpable (see Section 2.5). Hot or cold, air is so thinly populated with molecules that it can easily accommodate many more.

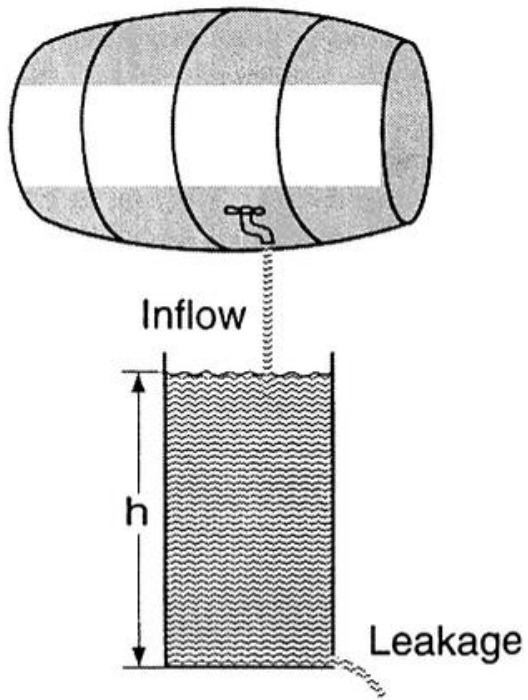
Consider what you must believe or at least be perplexed about if you uncritically accept that air is a sponge with a carrying capacity that increases with temperature:

1. At a relative humidity of 100% all pores in the air sponge are filled with water vapor. Therefore, gasoline, benzene, alcohol, and thousands of other volatile compounds cannot evaporate into air with 100% relative humidity because there is no room for the molecules of these compounds.
2. Air of a given temperature above a solution holds less water vapor than air of the same temperature above pure water. Thus air somehow knows when it is above a solution and shrinks its pore sizes accordingly.
3. The air around a small droplet holds more water vapor than that around a large droplet (in Section 5.10, we'll make clearer what is meant by "small" and "large"). Thus air somehow can sense the size of droplets and shrink or expand its pores accordingly.
4. Although air is a sponge that can hold only so much water vapor, by some mysterious process it sometimes can increase the size and number of its pores. This is the phenomenon of *supersaturation*, an essential ingredient in the formation of clouds (see Section 5.11). Adherence to the sponge theory of air makes it difficult to understand (or even accept) supersaturation.

Confused? If so, don't blame us; blame the scores of sponge theorists who have thoughtlessly passed on nonsense dressed up as knowledge. In what follows we attempt to demolish this nonsense and tell the true story of water vapor in air.



Analogia con evaporazione/condensazione



Da Bohren & Albrecht, 1998

- Si consideri un recipiente cilindrico di sezione A e altezza indefinita con un foro alla base
- Un liquido di densità costante con flusso costante cade nel recipiente da una tanica tramite un rubinetto
- Non importa quanto apriamo il rubinetto, il flusso alla base del recipiente si adatterà secondo l'altezza h
- Chiamando L la perdita e I il flusso in ingresso allora è valido

$$A \frac{dh}{dt} = I - L(h)$$

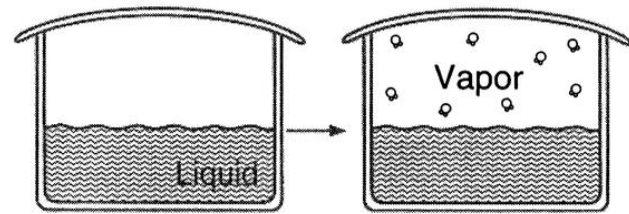
- L'equilibrio dinamico si raggiunge se h è costante: il vino entra ed esce dal recipiente
- All'equilibrio $h=h_e$ e allora $L(h_e)=I$. Se I aumenta allora h_e aumenta.
- L è una funzione monotona crescente rispetto a h_e .

Evaporazione/condensazione

- Si consideri un recipiente parzialmente riempito da acqua liquida e coperto (sistema chiuso).
- Inizialmente lo spazio al di sopra dell'acqua è vuoto (no aria, no vapore)
- Le molecole nell'acqua si muovono in tutte le direzioni ma non tutte con la stessa energia cinetica.
- Le molecole d'acqua in superficie possono ottenere un'energia cinetica tramite collisioni tale da fuggire dall'attrazione coesiva delle altre molecole: **evaporazione**. L'opposto è la **condensazione**.
- In generale con evaporazione si intende l'evaporazione netta «macroscopica» (evaporazione-condensazione) ma questo rischia di creare confusione.
- L'evaporazione dipende dallo stato del liquido e la condensazione dipende dallo stato del vapore sopra il liquido.
- Sia M_v la massa di vapore sopra il liquido

$$\frac{dM_v}{dt} = E - C(M_v)$$

- C è una funzione monotona crescente rispetto a M_v , mentre E è fissata quindi $\exists M_{ve}$ tale che $C(M_{ve})=E$
- Se C aumenta in modo monotono rispetto a M_v , M_{ve} aumenta in modo monotono rispetto a E allora $\frac{dM_{ve}}{dE} > 0$



Da Bohren & Albrecht, 1998

Evaporazione/condensazione

- Sia M_v la massa di vapore sopra il liquido

$$\frac{dM_v}{dt} = E - C(M_v)$$

- Se C aumenta in modo monotono rispetto a M_v , M_{ve} aumenta in modo monotono rispetto a E allora $\frac{dM_{ve}}{dE} > 0$

- Derivo rispetto a T nel caso di equilibrio $\frac{dC}{dM_{ve}} \frac{dM_{ve}}{dT} = \frac{dE}{dT} \rightarrow \frac{dM_{ve}}{dT} > 0$

- La concentrazione di vapore acqueo in equilibrio con un liquido aumenta con la temperatura perché l'evaporazione aumenta con la temperatura

- Analogia tra i due casi:

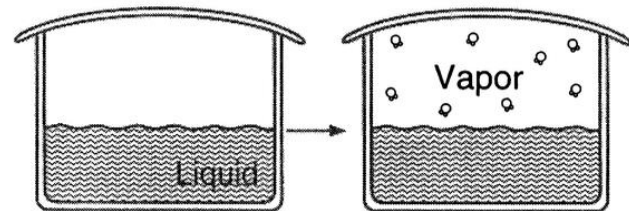
$$M_{ve} \leftrightarrow h_e; \quad E \leftrightarrow I; \quad C \leftrightarrow L$$

- Nel nostro esperimento lo spazio sopra l'acqua è vuoto! Cosa succederebbe se ci fosse aria? Non cambierebbe nulla

- Sto assumendo che l'acqua nel recipiente rimanga a temperatura costante...in realtà si raffredderebbe nel tempo (l'energia cinetica diminuisce)

- Evaporazione → processo di raffreddamento
- Condensazione → processo di riscaldamento (le molecole di vapore vicine all'acqua sono attratte e quindi ho un aumento di energia cinetica quando entrano nel liquido)

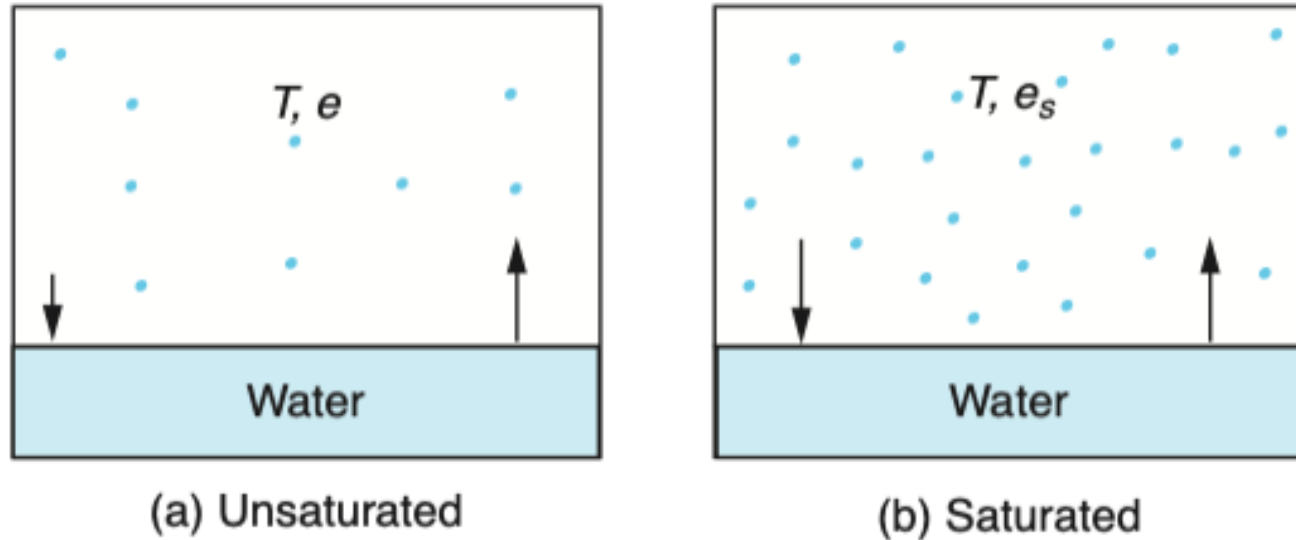
- *L'evaporazione può avvenire senza ebollizione, non il contrario*



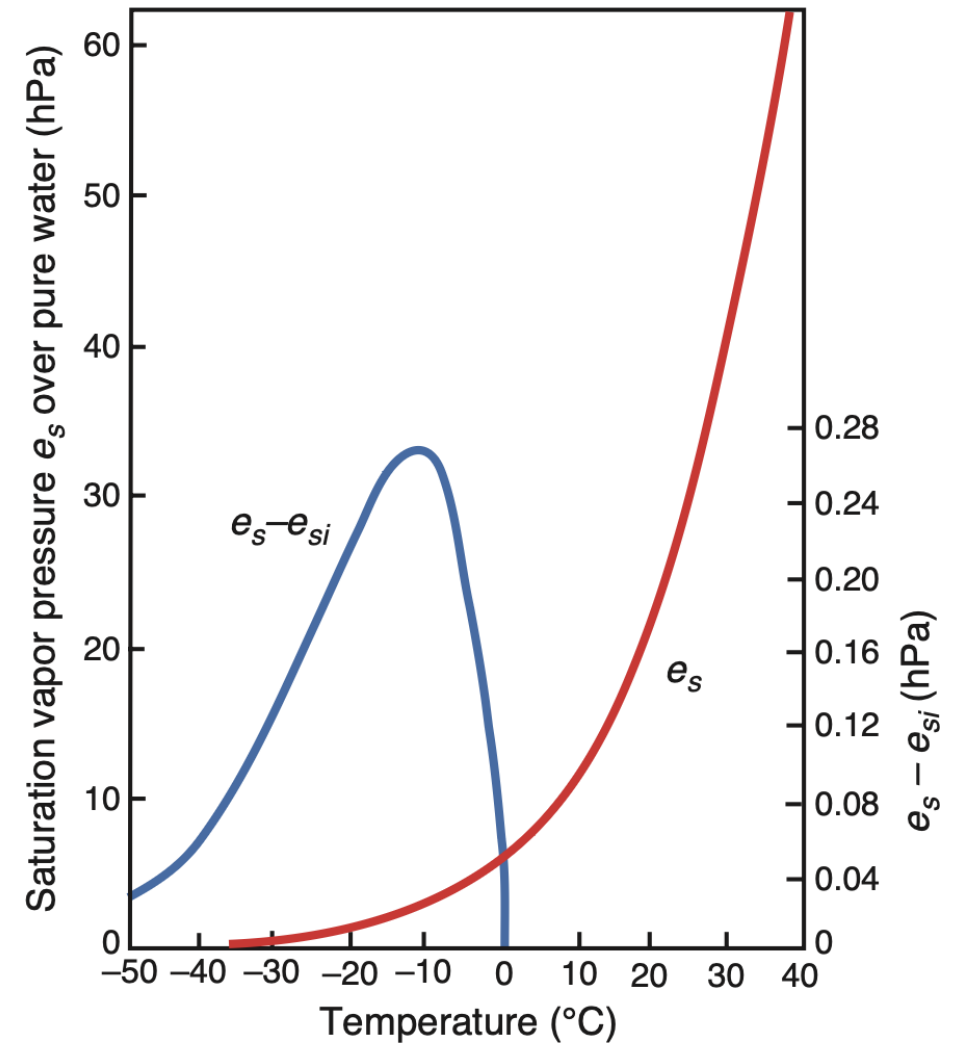
Da Bohren & Albrecht, 1998

Pressione di vapor saturo

Wallace and Hobbs, 2006



- e = pressione di vapore
- Quando il rate di condensazione in un recipiente chiuso = rate di evaporazione \rightarrow l'aria è saturo rispetto a una superficie di acqua pura di temperatura $T \rightarrow e = e_s(T)$ pressione di vapor saturo
- **Saturazione** è un termine che può essere ingannevole!
- Un termine più appropriato potrebbe essere pressione di vapore all'equilibrio
- Se $e > e_s(T)$ allora l'aria è in condizione di **sovraturazione** (<1%)



Wallace and Hobbs, 2006

Pressione di vapor saturo

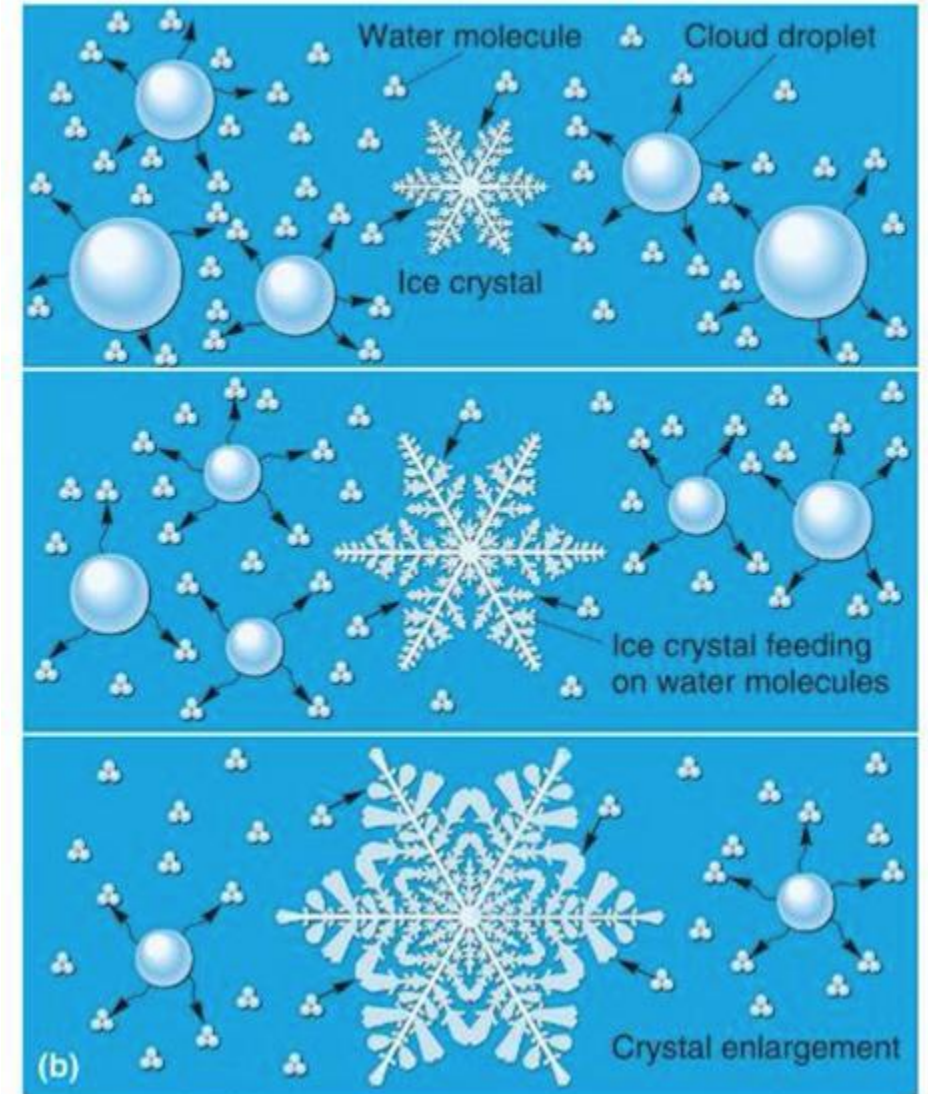
- L'evoluzione di e_s rispetto alla temperatura è definita dall' Equazione di Clausius-Clapeyron

$$\frac{1}{e_s} \frac{de_s}{dT} = \frac{L_v}{R_v T^2}$$

con L_v calore latente di vaporizzazione

- e_s aumenta di circa 7% / °C
- L'equilibrio tra vapore e liquido può essere raggiunto anche tra vapore e ghiaccio
- Con una superficie ghiacciata *l'aria è satura rispetto a una superficie di ghiaccio puro* di temperatura $T \rightarrow$ la pressione del vapore è $e_{si}(T)$
- $e_s(T) > e_{si}(T) \forall T \rightarrow$ il rate di sublimazione da ghiaccio è minore che dall'acqua
- Se un cristallo di ghiaccio si trova in aria satura rispetto all'acqua crescerà per deposizione del vapore su esso \rightarrow importante per nubi!

Bergeron process



Sopraffusione

- In atmosfera l'acqua può rimanere liquida fino a -40°
- La mancata transizione di fase anche sotto la temperatura di congelamento è chiamata **sopraffusione** e l'acqua non ghiacciata è chiamata **sopraffusa**
- Una goccia d'acqua di dimensioni ridotte ha la proprietà di avere una tensione superficiale tale da non farla ghiacciare.
- È necessario che nella goccia non ci siano sali
- L'acqua sopraffusa si trova in condizioni instabili e la transizione può essere molto veloce
- Pericolosa per gli aerei
- Importante per la crescita della grandine → **riming**



Misure di umidità

- Umidità assoluta ρ_v
- Umidità specifica $q = \frac{\rho_v}{\rho}$
- Mixing ratio/rapporto di mescolanza $r = \frac{\rho_v}{\rho_d}$
- Umidità relativa $RH = \frac{e}{e_s}$
- Temperatura di rugiada T_d
- Temperatura di bulbo umido T_w



Temperatura di rugiada

Temperatura di rugiada T_d = temperatura alla quale, a pressione e mixing ratio costante, è necessario raffreddare una massa d'aria per portarla alla saturazione

- $r(T) = r_s(T_d)$
- $RH = 100 \frac{r(T)}{r_s(T)} = 100 \frac{r_s(T_d, p)}{r_s(T, p)}$
- Con T e T_d si può trovare RH
- T_d è una misura dell'umidità
- Facile da misurare tramite il raffreddamento di uno specchio fino al punto in cui la rugiada si forma. Misurato dalla variazione della riflessione di un fascio di luce su tale specchio.

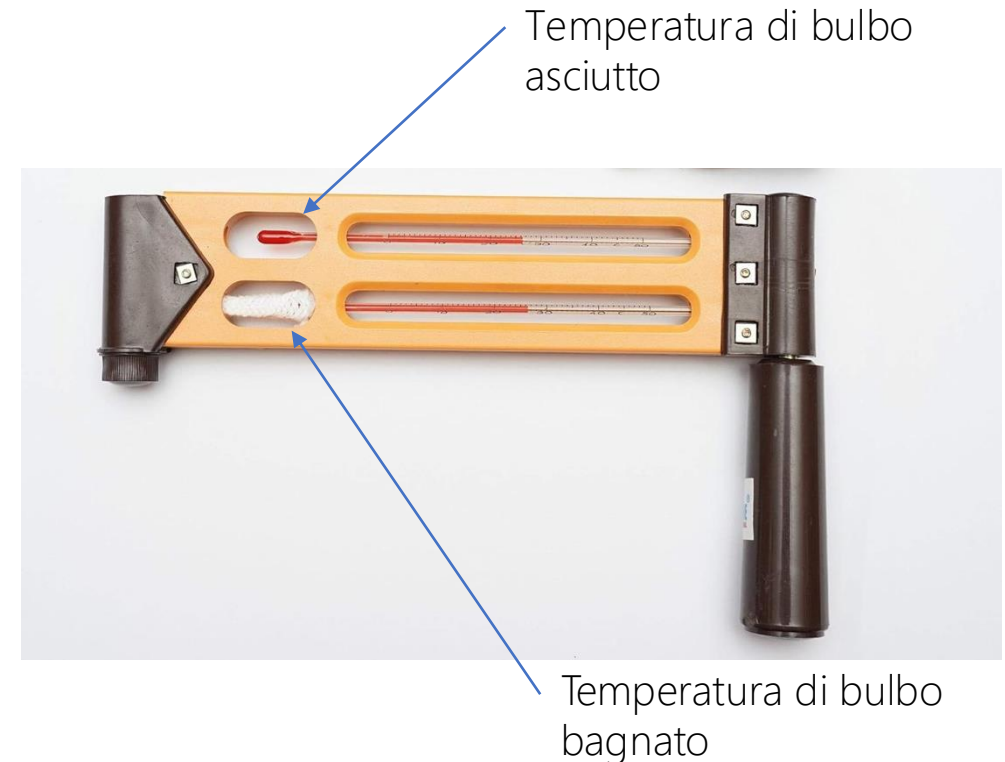


Temperatura di bulbo umido

Temperatura di bulbo umido T_w = la temperatura che avrebbe una massa d'aria se fosse raffreddata adiabaticamente fino alla saturazione a pressione costante mediante l'evaporazione di acqua al suo interno, con tutto il calore latente fornito dalla massa stessa.

- temperatura misurata da un termometro avvolto in un panno bagnato attraverso cui fluisce l'aria:
 1. L'acqua nel tessuto evapora nell'aria circostante.
 2. L'evaporazione è un processo endotermico: sottrae calore dal bulbo del termometro (calore latente di vaporizzazione)
 3. Il termometro si raffredda rispetto alla temperatura dell'aria.
 4. Si raggiunge un equilibrio dinamico (sono a saturazione): il calore ceduto dall'aria al bulbo (che è ora più freddo di T_d) bilancia esattamente il calore sottratto dall'evaporazione.

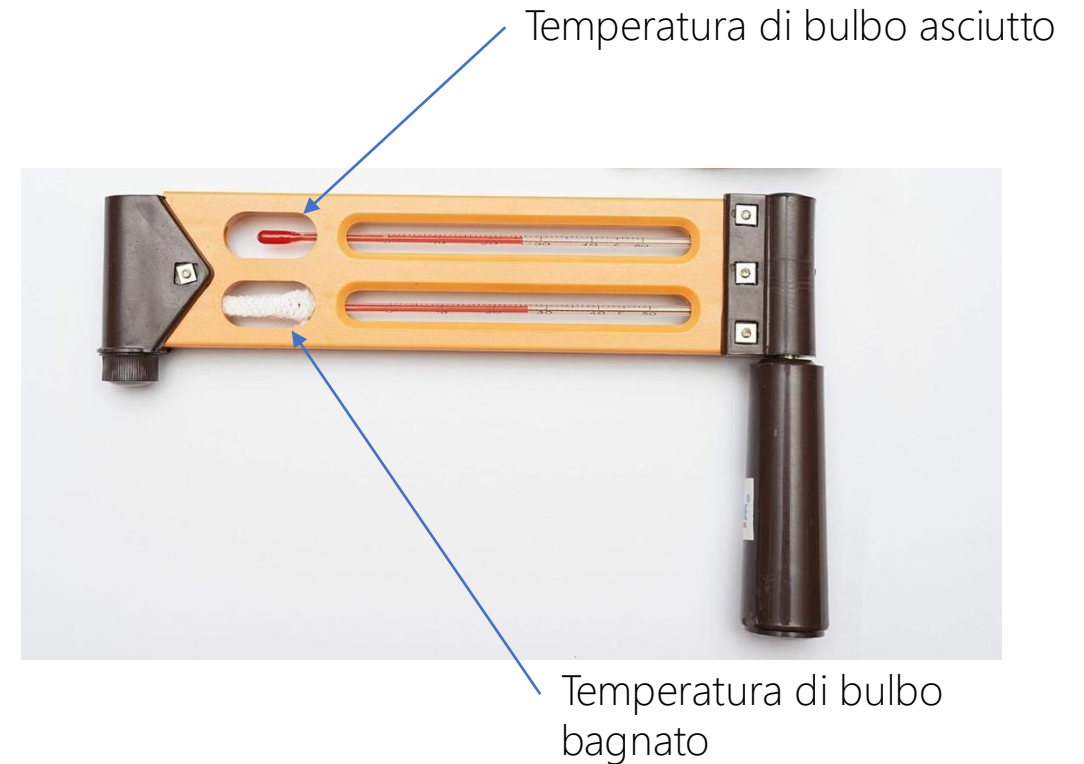
La temperatura letta in questo equilibrio è la temperatura di bulbo umido (T_w)



Temperatura di bulbo umido

Temperatura di bulbo umido T_w = Temperatura di bulbo umido T_w = la temperatura che avrebbe una massa d'aria se fosse raffreddata adiabaticamente fino alla saturazione a pressione costante mediante l'evaporazione di acqua al suo interno, con tutto il calore latente fornito dalla massa stessa.

- la più bassa temperatura che si può raggiungere in condizioni ambientali costanti unicamente dall'evaporazione dell'acqua
- è una misura indiretta dell'umidità: maggiore è l'umidità minore sarà il raffreddamento e il contrario per aria secca
- se $T = T_w = T_d$ (temperatura di bulbo asciutto) allora RH=100%

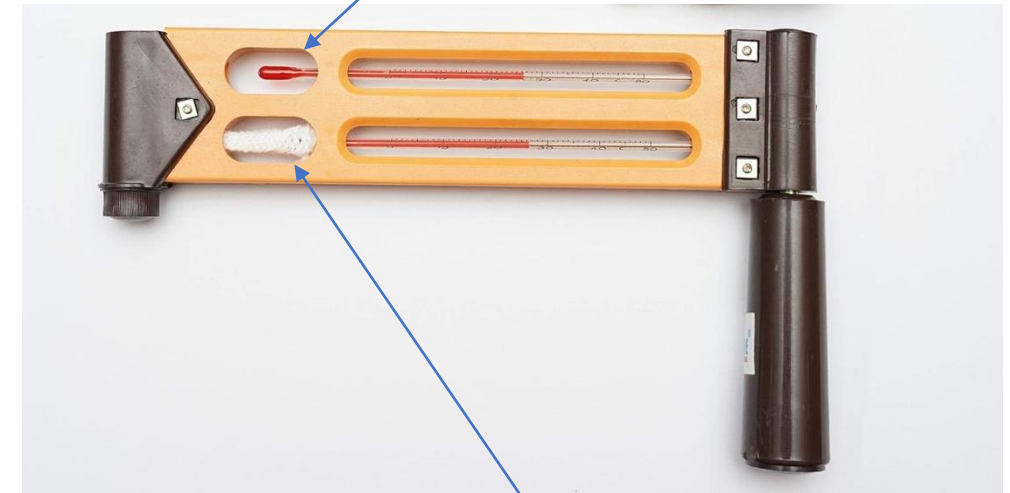


Temperatura di bulbo umido

- Quando una precipitazione (pioggia, neve, ecc.), in condizioni non sature, cade attraverso uno strato d'aria a temperatura T_w tenderà ad acquisire tale temperatura
- $T_d \leq T_w \leq T$

La misura di temperatura di bulbo asciutto dell'aria T_d deve essere effettuata con molta attenzione per essere attendibile. È necessario uno schermo o una capannina di protezione (v. *Stevenson screen*).

Temperatura di bulbo asciutto

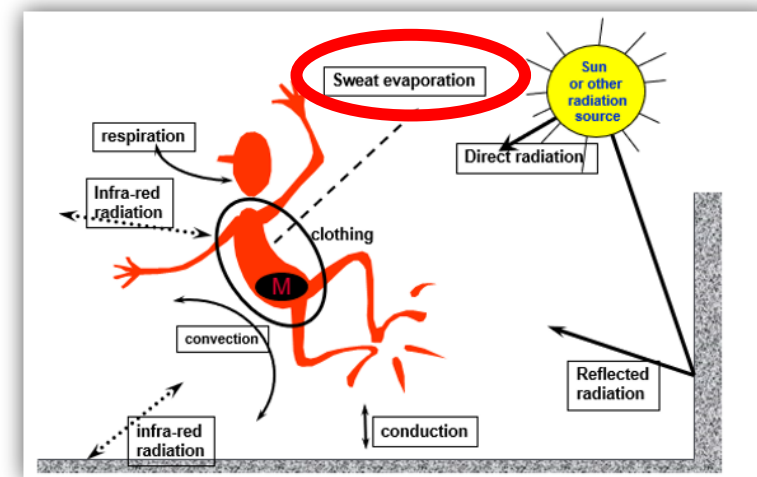


Temperatura di bulbo bagnato



Umidità e disagio da caldo

- la sensazione di caldo e di disagio è maggiormente legata all'umidità rispetto che alla temperatura
- in condizioni di caldo e vicine alla saturazione il raffreddamento corporeo evaporativo è inibito
- RH, da solo, NON è un buon indicatore del disagio da caldo perché dipende da T
- T_d è un buon indicatore. Valori superiori a 20° di temperatura di rugiada determinando atmosfera «appiccicosa»
- **Discomfort Index (DI)** (anche chiamato *indice di THOM*):
forte disagio (DI > 29)
$$DI = 0.4 (T_d + T_w) + 4.8$$
- **Universal Thermal Climate Index (UTCI)** (Bröde, 2012) è l'indice più completo che tiene in considerazione temperatura, umidità, vento e radiazione solare



Havenith (2001)

temperatura °C	Umidità																		
	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75	80	85	90	95	100
20	16	16	16	17	17	17	18	18	18	19	19	19	19	20	20	20	20	21	21
21	16	17	17	17	18	18	18	19	19	19	20	20	20	20	21	21	21	21	22
22	17	17	18	18	18	19	19	19	20	20	20	21	21	21	21	22	22	22	22
23	18	18	19	19	20	20	20	20	21	21	21	21	22	22	22	22	23	23	23
24	18	19	19	20	20	21	21	21	22	22	22	22	22	23	23	23	23	24	24
25	19	19	20	20	21	21	21	22	22	22	23	23	23	23	24	24	24	25	25
26	20	20	20	21	21	22	22	22	23	23	23	24	24	24	25	25	25	25	26
27	20	21	21	22	22	22	23	23	23	24	24	24	25	25	25	26	26	26	26
28	21	21	22	22	23	23	23	24	24	24	25	25	25	26	26	26	27	27	27
29	21	22	22	23	23	24	24	24	25	25	26	26	26	27	27	27	27	28	28
30	22	23	23	24	24	24	25	25	26	26	26	27	27	27	28	28	28	29	29
31	23	23	24	24	25	25	26	26	26	27	27	27	28	28	28	29	29	29	30
32	23	24	24	25	25	26	26	27	27	27	28	28	29	29	29	30	30	30	30
33	24	24	25	26	26	26	27	27	28	28	29	29	29	30	30	30	31	31	31
34	25	25	26	26	27	27	28	28	29	29	29	30	30	30	31	31	31	32	32
35	25	26	26	27	27	28	28	29	29	30	30	30	31	31	32	32	32	32	33
36	26	26	27	28	28	29	29	30	30	30	31	31	32	32	32	33	33	33	34

Tabella con valori di Discomfort Index

Disagio da freddo

- **Windchill** = la sensazione di freddo provocata dal vento sulla pelle esposta a una data temperatura dell'aria ambiente
- Il movimento dell'aria (vento) accelera il tasso di trasferimento di calore dal corpo all'atmosfera circostante.
- **Windchill factor** o **Windchill temperature (WCT)** fornisce un indicatore approssimativo di come la temperatura misurata sarà percepita in combinazione con il vento.
- La WCT non rappresenta la temperatura di equilibrio del corpo con l'ambiente circostante, in presenza di vento.
- La WCT esprime un'informazione in merito a quanto rapidamente la temperatura della pelle si avvicina alla temperatura dell'aria misurata, rispetto a una situazione senza vento.

v	T									
	10 °C	5 °C	0 °C	-5 °C	-10 °C	-15 °C	-20 °C	-30 °C	-40 °C	-50 °C
0 km/h	9,8	4,1	-1,6	-7,3	-12,9	-18,6	-24,3	-35,6	-47,0	-58,3
5 km/h	8,6	2,7	-3,3	-9,3	-15,3	-21,2	-27,2	-39,2	-51,1	-63,0
10 km/h	7,9	1,7	-4,4	-10,6	-16,7	-22,9	-29,1	-41,4	-53,7	-66,1
15 km/h	7,4	1,1	-5,2	-11,6	-17,9	-24,2	-30,5	-43,1	-55,7	-68,3
20 km/h	6,9	0,5	-5,9	-12,3	-18,8	-25,2	-31,6	-44,5	-57,3	-70,2
25 km/h	6,6	0,1	-6,5	-13,0	-19,5	-26,0	-32,6	-45,6	-58,7	-71,7
30 km/h	6,0	-0,7	-7,4	-14,1	-20,8	-27,4	-34,1	-47,5	-60,9	-74,2
40 km/h	5,5	-1,3	-8,1	-15,0	-21,8	-28,6	-35,4	-49,0	-62,7	-76,3
50 km/h	5,1	-1,8	-8,8	-15,7	-22,6	-29,5	-36,5	-50,3	-64,2	-78,0
60 km/h										

Nota: nei campi colorati di blu, esiste la possibilità che si verifichino congelamenti entro 30 minuti o meno.

MeteoSwiss

Lifted Parcel Theory

Per studiare i moti verticali in atmosfera e la stabilità si consideri un volume di aria di dimensioni infinitesimali (*parcel*) e si decida di sollevarlo verso l'alto (abbassarlo verso il basso).

Valgono le seguenti ipotesi:

1. l'ambiente è in **equilibrio idrostatico** $\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$
2. la parcel è termicamente isolata dall'ambiente, la sua temperatura cambia solo **adiabaticamente** salendo o scendendo
3. non esiste mixing tra l'aria della parcel e dell'ambiente (r si conserva)
4. la pressione della parcel si adatta istantaneamente alla pressione dell'ambiente
5. la parcel è di dimensioni così piccole da non disturbare l'ambiente quando viene spostata



Bibliografia

- Wallace, J. M., & Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric science: an introductory survey* (Vol. 92). Elsevier.
- Bohren, C., & Albrecht, B. (1998). *Atmospheric thermodynamics*. Oxford University Press.
- Markowski, P., & Richardson, Y. (2011). *Mesoscale meteorology in midlatitudes*. John Wiley & Sons.
- Stull, R. (2015). *Practical meteorology: an algebra-based survey of atmospheric science*. University of British Columbia.

- Havenith, G. (2001). Individualized model of human thermoregulation for the simulation of heat stress response. *Journal of applied physiology*, 90(5), 1943-1954.
- Bröde, P., Fiala, D., Błażejczyk, K. et al. (2012). Deriving the operational procedure for the Universal Thermal Climate Index (UTCI). *Int J Biometeorol* 56, 481–494 (2012). <https://doi.org/10.1007/s00484-011-0454-1>
- Nugent A. and DeCou D., *Atmospheric processes and Phenomena*, Chapter 5: Atmospheric stability, [online book](#)
- Bordoni S., Slide dal corso *Introduction to Meteorology and Climatology*, 2019

Sitografia

- [SIAP+Micros schermo meteo](#)
- [ThundeR radiosondaggi e indici](#)
- [Wyoming Radiosounding database](#)
- [Windchill temperature - meteoSwiss](#)