



**UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
DI TRIESTE**

TERMODINAMICA ATMOSFERICA

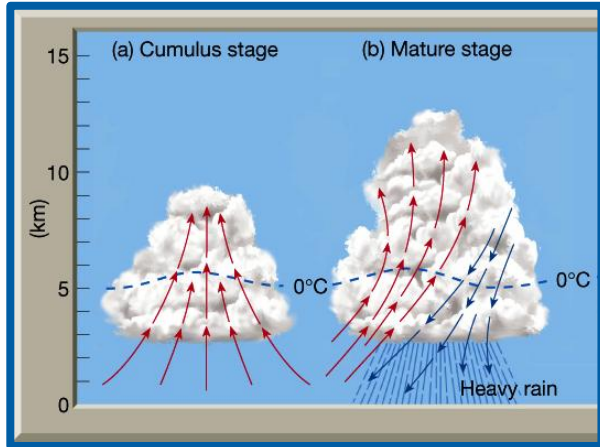
Corso di Fisica dell'atmosfera
Termodinamica e processi alla mesoscala

Dott. Francesco Sioni

Outline del corso

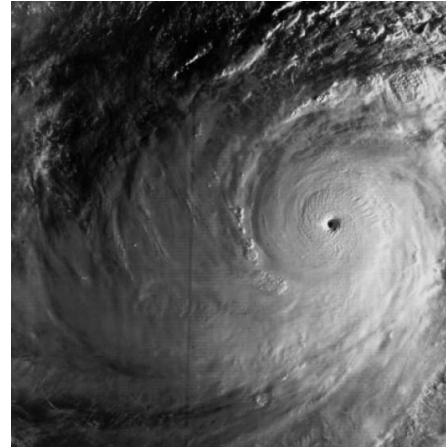
METEOROLOGIA ≠ CLIMATOLOGIA

Termodinamica atmosferica



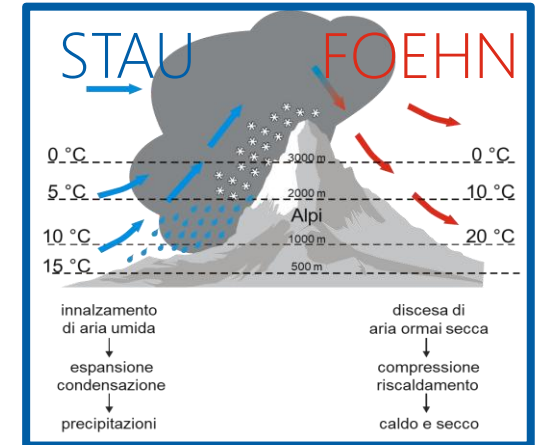
- Termodinamica secca
- Termodinamica umida
- Stabilità e instabilità
- Indici termodinamici e radiosondaggi
- Convezione e temporali

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.

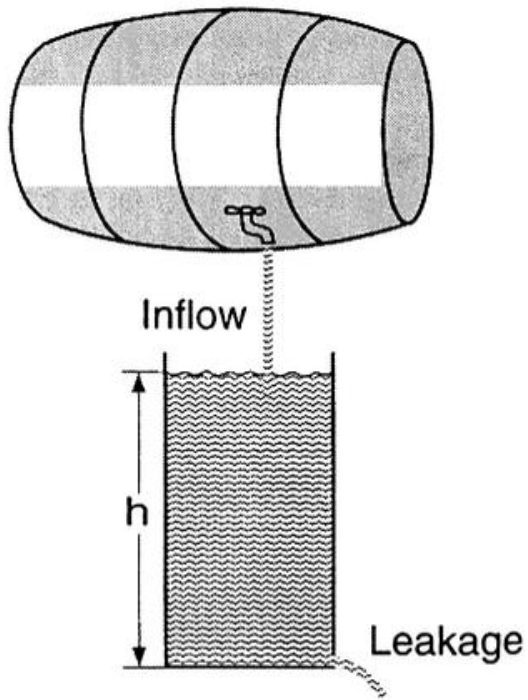
Consider what you must believe or at least be perplexed about if you uncritically accept that air is a sponge with a carrying capacity that increases with temperature:

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

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

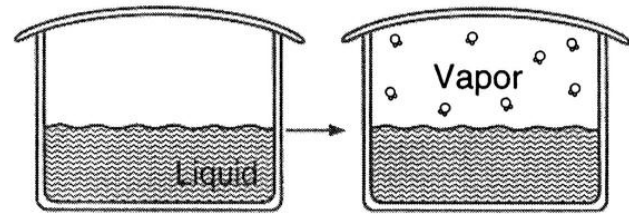
- L'equilibrio dinamico si raggiunge se h è costante: il vino entra ed esce dal recipiente
- All'equilibrio $h=h_e$ e allora $L(h_e)=I$. Se I aumenta allora h_e aumenta.
- L è una funzione monotona crescente rispetto a h_e .

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 $\frac{dM_{ve}}{dE} > 0$

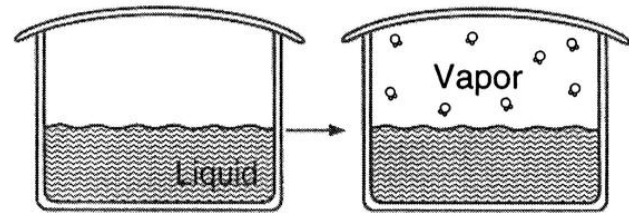
- Derivo rispetto a T nel caso di equilibrio $\frac{dC}{dM_{ve}} \frac{dM_{ve}}{dT} = \frac{dE}{dT} \rightarrow \frac{dM_{ve}}{dT} > 0$

- 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:

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

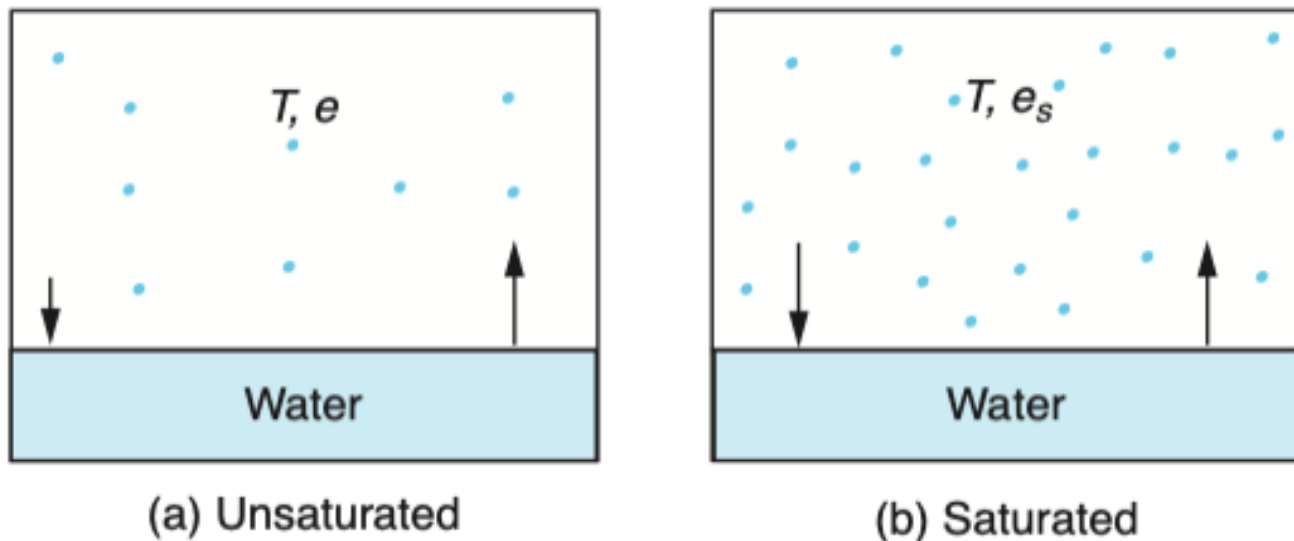
- Nel nostro esperimento lo spazio sopra l'acqua è vuoto! Cosa succederebbe se ci fosse aria? Non cambierebbe nulla
- Sto assumendo che l'acqua nel recipiente rimanga a temperatura costante...in realtà si raffredderebbe nel tempo (l'energia cinetica diminuisce)
 - Evaporazione → processo di raffreddamento
 - 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

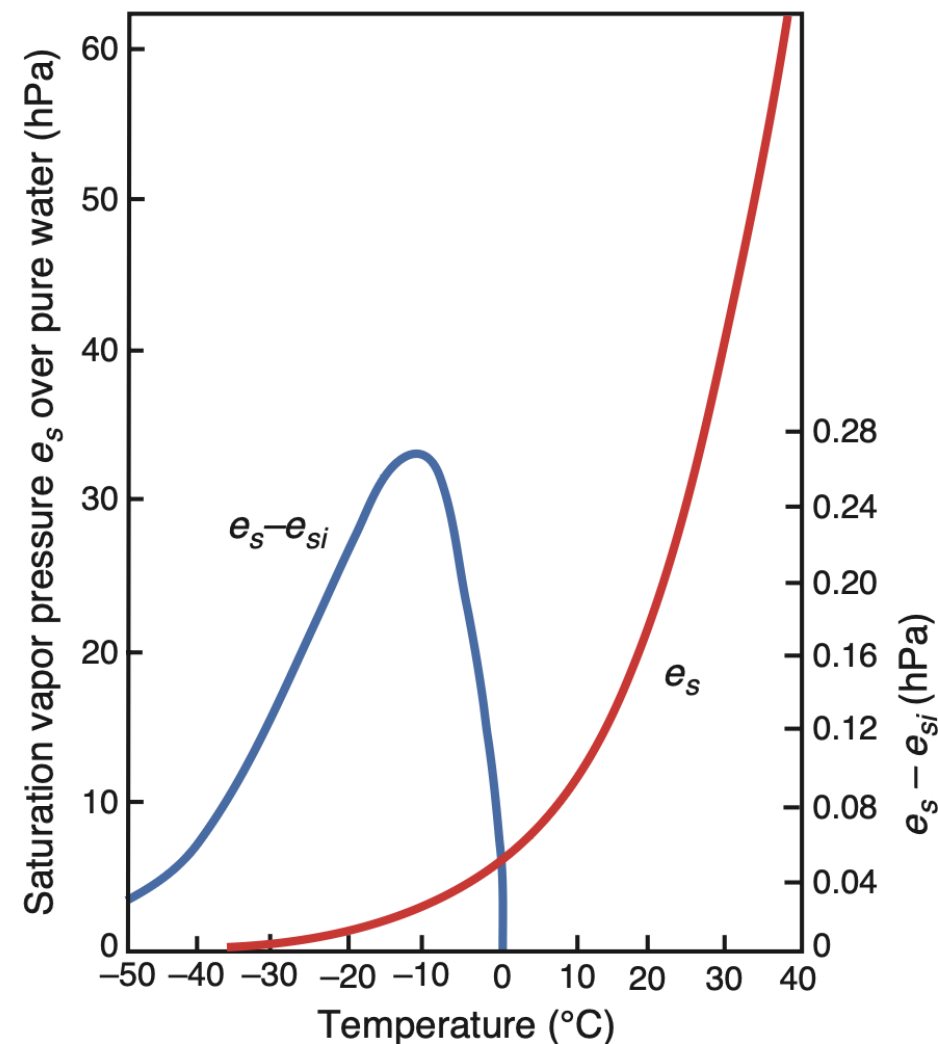
Pressione di vapor saturo

Wallace and Hobbs, 2006



- e = pressione di vapore
- Quando il rate di condensazione in un recipiente chiuso = rate di evaporazione \rightarrow l'aria è satura 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 **sovrasaturazione** (<1%)



Wallace and Hobbs, 2006

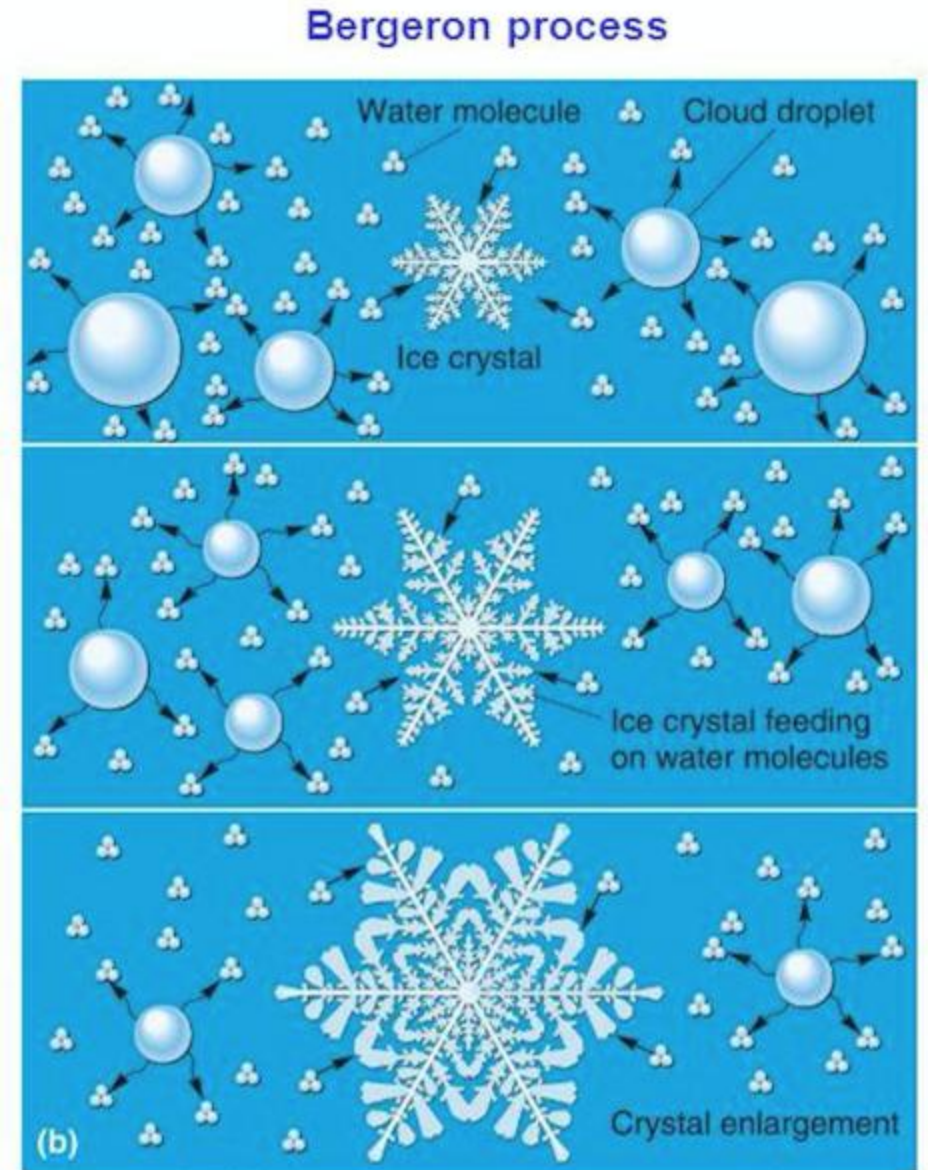
Pressione di vapor saturo

- 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!



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.

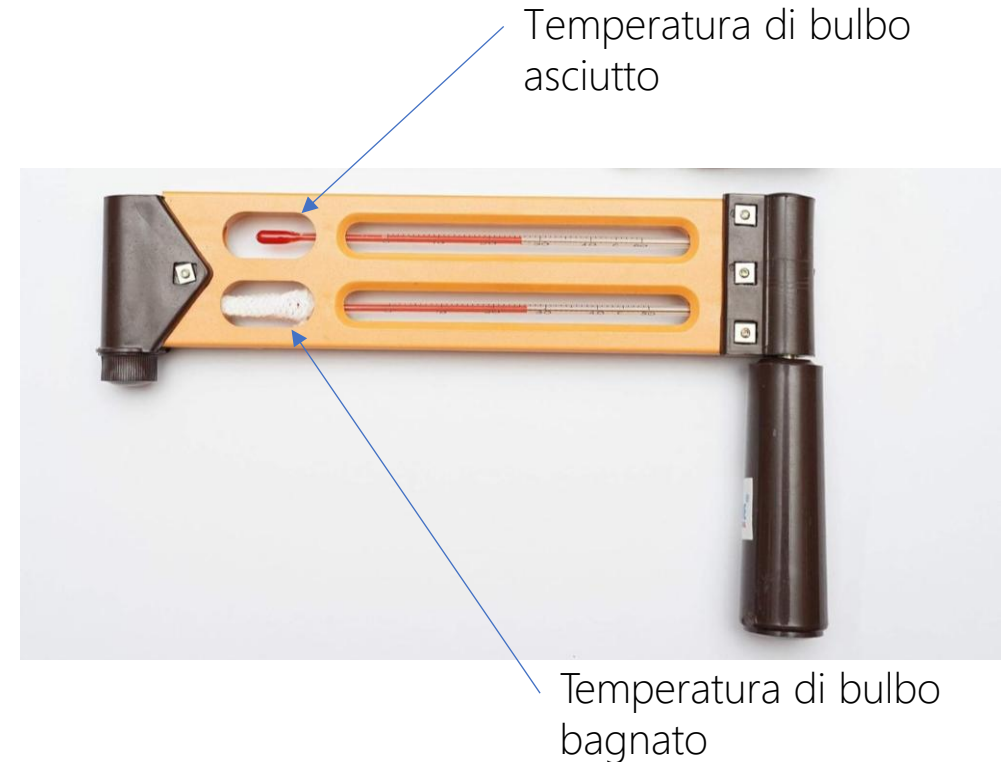


Temperatura di bulbo umido

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.

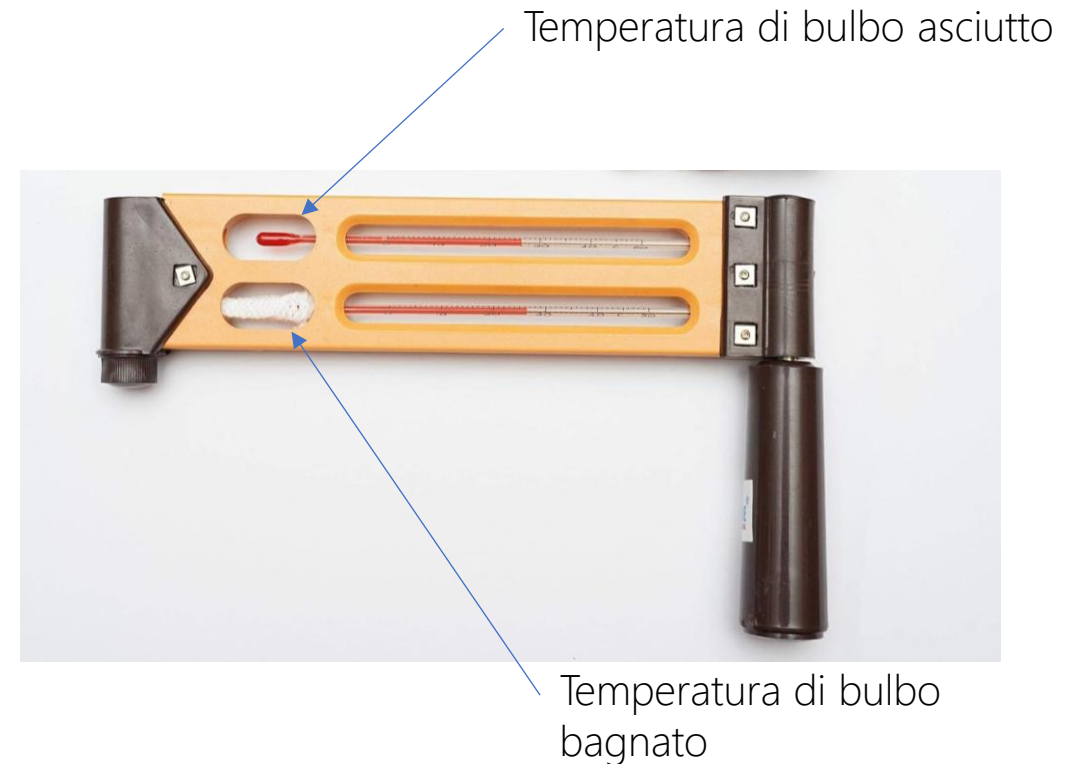
La temperatura letta in questo equilibrio è la temperatura di bulbo umido (T_w)



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%

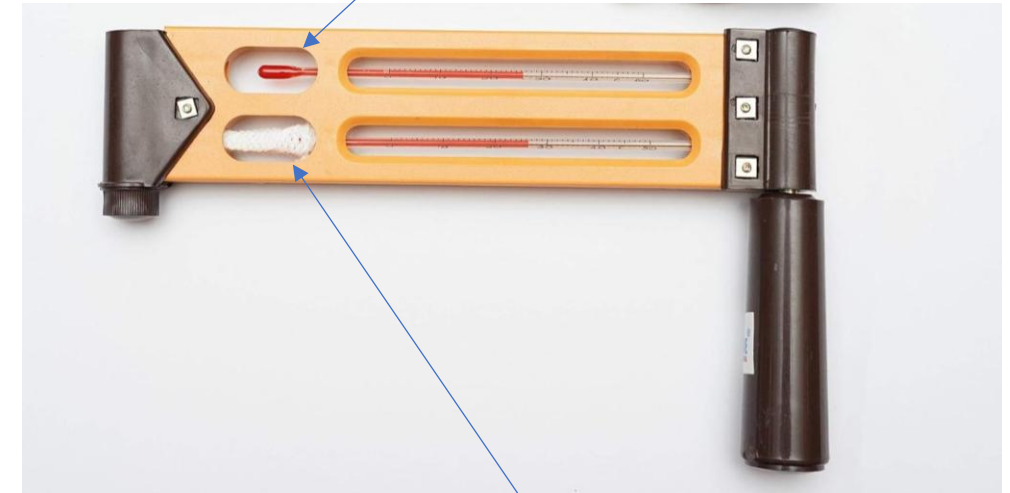


Temperatura di bulbo umido

- 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 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

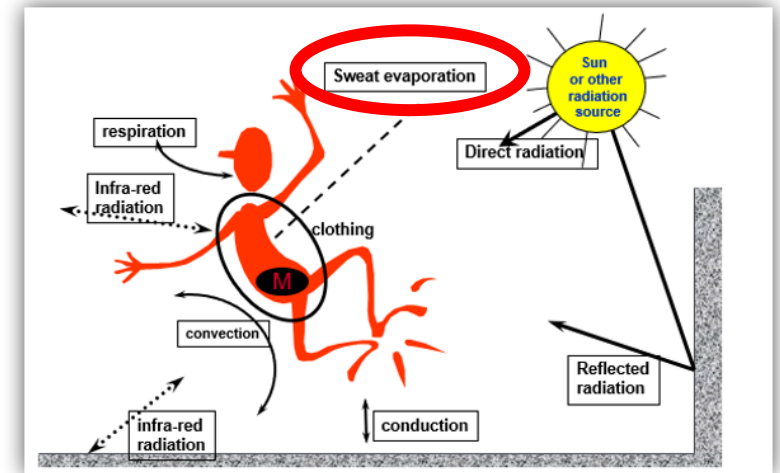


Temperatura di bulbo bagnato



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)
- **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	29	30	30	30	31	31	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

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



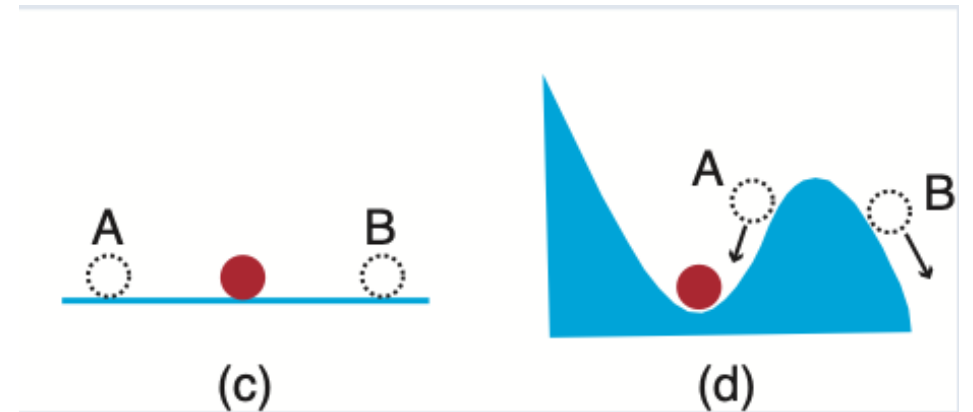
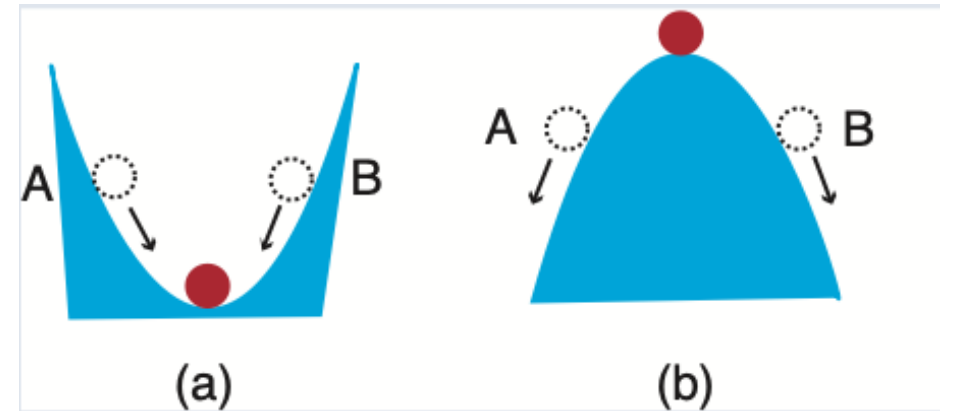
Stabilità e instabilità

La stabilità è una caratteristica di come un sistema reagisce a delle perturbazioni

- Il sistema è **stabile** se se la perturbazione nel tempo viene smorzata
- Il sistema è **instabile** se la perturbazione viene amplificata

L'instabilità alla mesoscala in atmosfera può essere presente in molti modi diversi controllata da molti fattori:

- Galleggiabilità
- Inerzia
- Wind Shear
- Rotazione centrifuga
- Rotazione terrestre

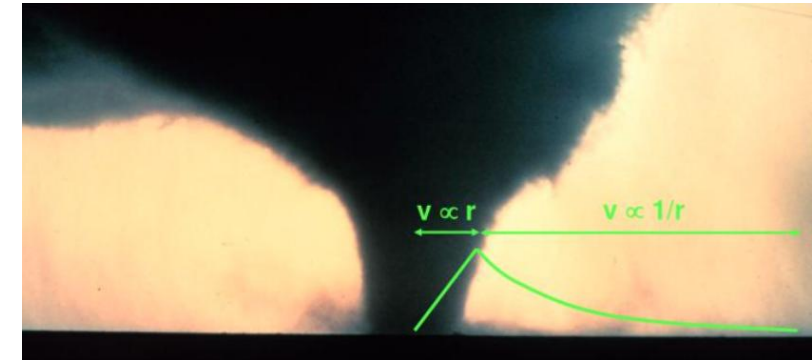
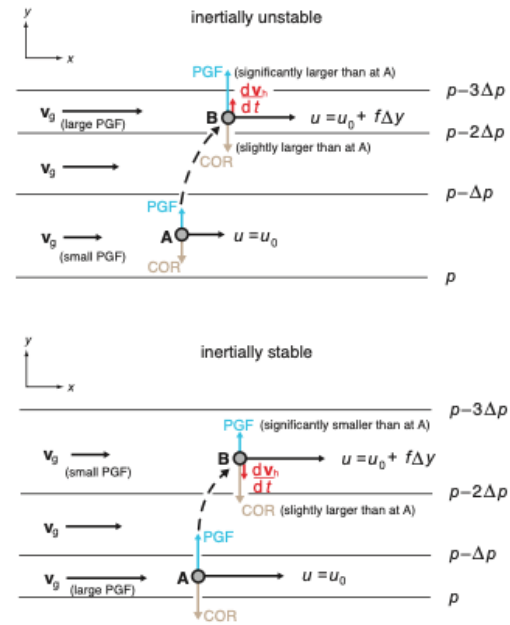


Wallace and Hobbs, 2006

Modi di stabilità/instabilità

Type	Restoring force / mechanism	Instability criterion	Resulting motion
Static (convective)	Buoyancy (gravity) Warm/light air rises, cool/dense air sinks. Purely vertical displacement.	$\Gamma > \Gamma_d$ (dry) or $\Gamma > \Gamma_s$ (sat) i.e. lapse rate exceeds adiabatic lapse rate	Vertical convection thunderstorms, cumulonimbus
Centrifugal (inertia-curved)	Centrifugal force in curved flow balances pressure gradient. Radial displacement.	Absolute angular momentum decreases outward in curved/cyclonic flow	Radial oscillations, spiral bands in tropical cyclones
Inertial (horizontal)	Coriolis + pressure gradient resist horizontal displacement. Straight flow, no curvature. Geostrophic balance assumed.	Absolute vorticity $f + \zeta < 0$ (NH) or > 0 (SH); i.e. anticyclonic shear exceeds f	Horizontal oscillations, jet stream exit regions, low-level jets
Symmetric (slantwise conv.)	Combined buoyancy and inertial forces act along tilted surfaces. Neither purely vertical nor purely horizontal.	Stable to both static and inertial separately, but M-surfaces steeper than θ_e surfaces in the cross-frontal plane	Slantwise ascent, banded precipitation, comma-head bands, warm frontal snow bands
Shear (Kelvin-Helmholtz)	Kinetic energy of vertical wind shear overcomes stabilising buoyancy. Acts at density interfaces / inversions.	Richardson number $Ri < 0.25$ (shear production > buoyancy destruction of turbulence)	KH billows, clear-air turbulence, gravity wave breaking, mixing at inversions

Displacement direction → vertical horizontal slantwise along shear radial



Markowski and Richardson, 2011

[Wikipedia GIF](#)

Stabilità statica e galleggiabilità

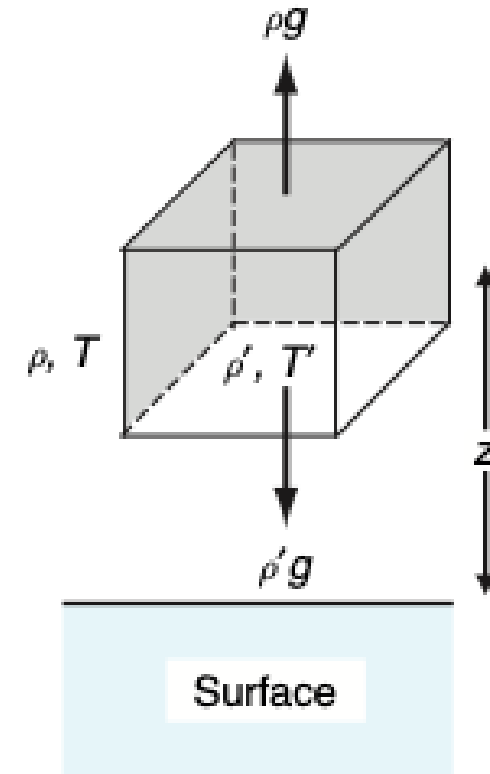
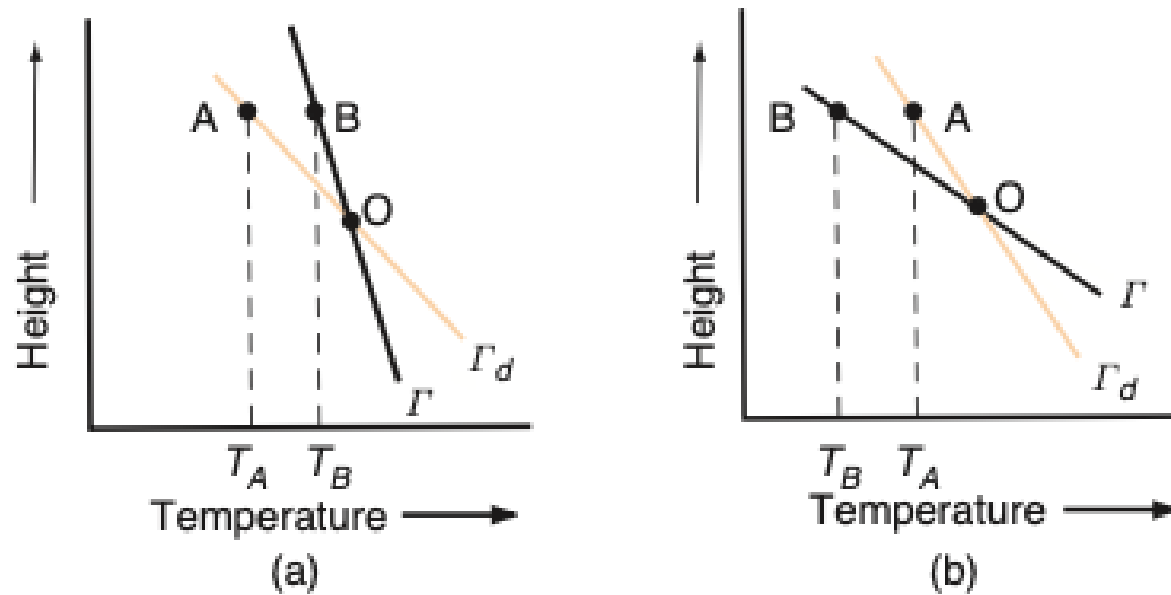
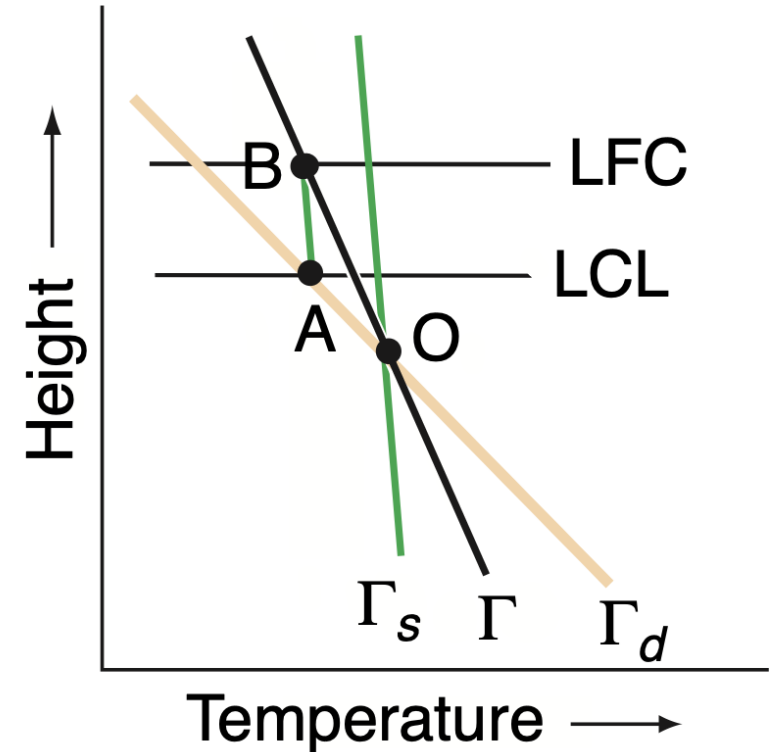


Fig. 3.12 Conditions for (a) positive static stability ($\Gamma < \Gamma_d$) and (b) negative static instability ($\Gamma > \Gamma_d$) for the displacement of unsaturated air parcels.

Sollevamenti nella LPT

Percorso seguito da una parcel nella lifted parcel theory

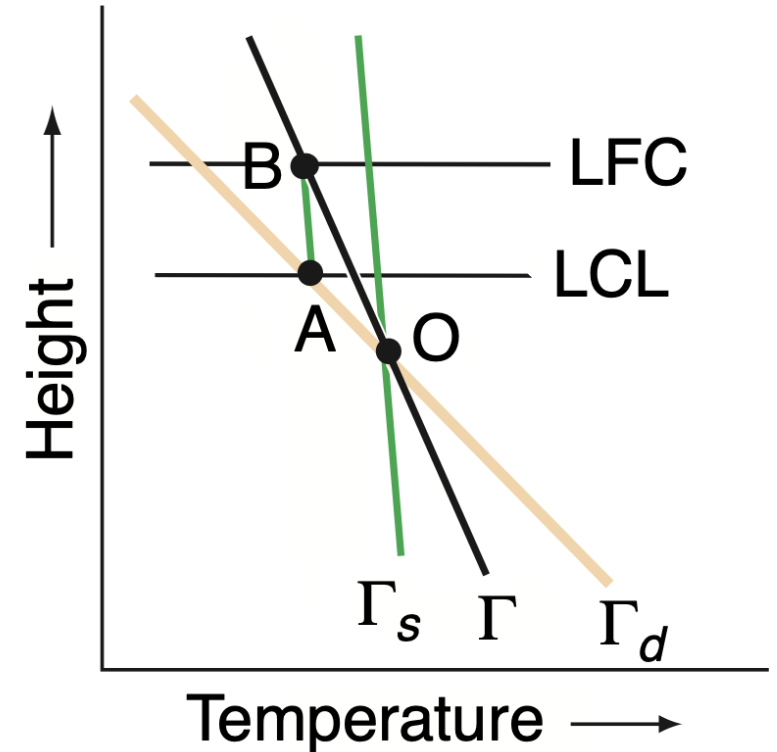
1. Una parcel non satura in sollevamento (si consideri ora dz non infinitesimale) si raffredda in modo adiabatico secco:
 - r si conserva
 - θ si conserva (in realtà anche θ_e)
 - r_s diminuisce
2. La parcel raggiunge la saturazione al **Lifting Condensation Level (LCL)** dove $r(LCL) = r_s$ e $RH=100\%$
3. Ulteriori sollevamenti avvengono in modo pseudoadiabatico saturo con rilascio di calore latente e fuoriuscita del condensato
 - θ_e si conserva
4. Se con ulteriori sollevamenti $\exists z^* \mid T_p(z^*) = T_{env}(z^*)$ allora z^* è il **Level of Free Convection(LFC)**



Wallace and Hobbs, 2006

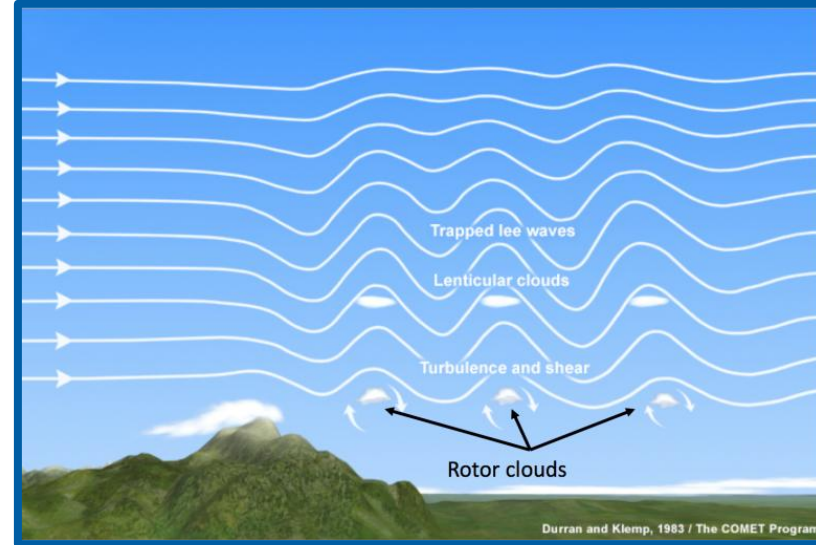
Level of Free Convection

- Al Level of Free Convection (LFC) $T_p(z^*) = T_{env}(z^*)$
- Al di sopra dell'LFC $T_p(z^*) > T_{env}(z^*)$ ovvero la galleggiabilità permette naturalmente alla parcel di salire verso l'alto senza forcing esterni
- In questo caso l'atmosfera sviluppa effettivamente l'instabilità solo se il forcing è sufficiente a far sollevare la parcel fino all'LFC Esempi di forcing:
 - fronti atmosferici
 - riscaldamento superficiale
 - convergenza di masse d'aria al suolo
 - Presenza di orografia



WILLIAMS AND ROBBINS, 2000

Stabilità e onde orografiche



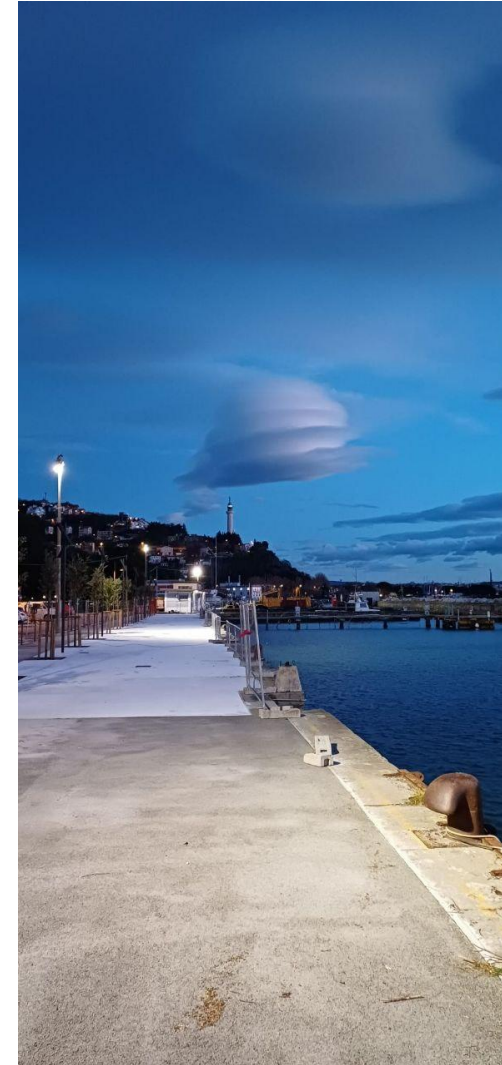
VIDEO



Stabilità e onde orografiche

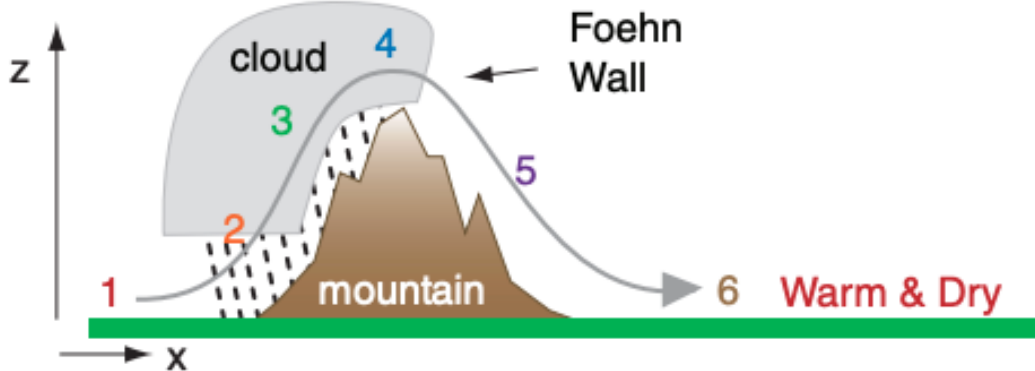
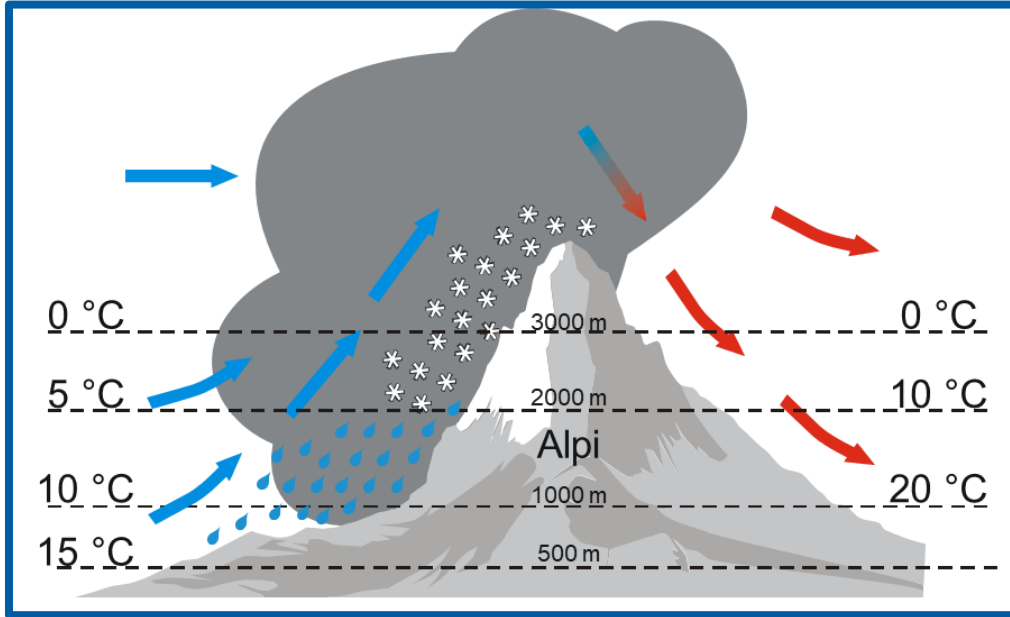


Foto dal Gruppo Segnalazioni Pazzi per il Meteo Goriziano
20/02/2026



Stau/Foehn

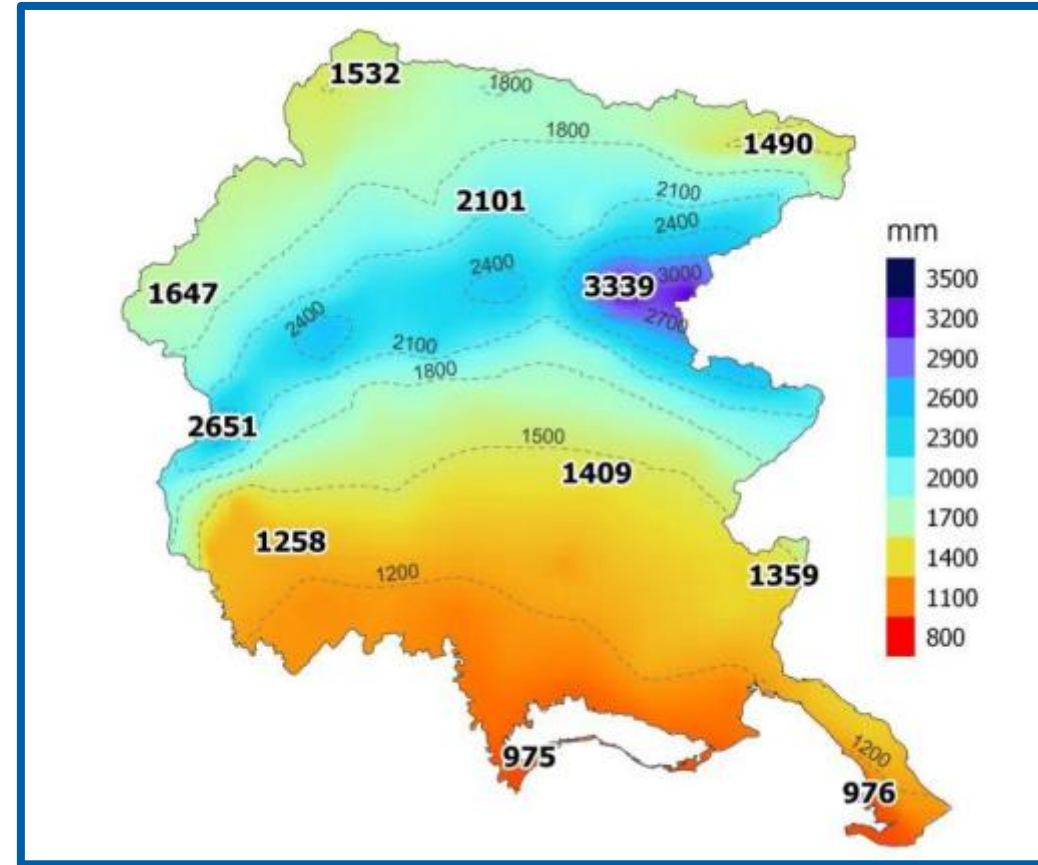
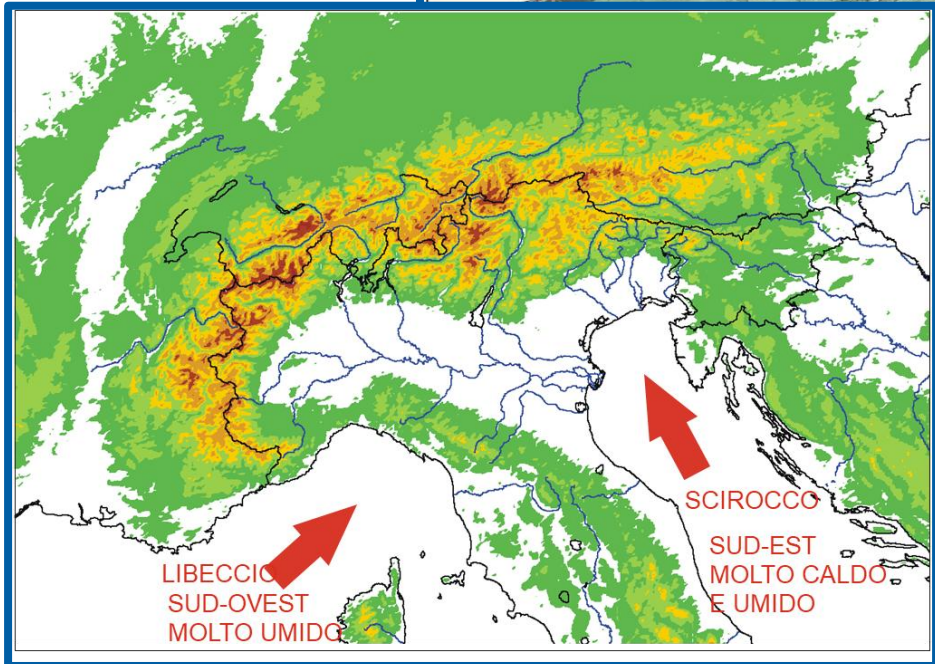
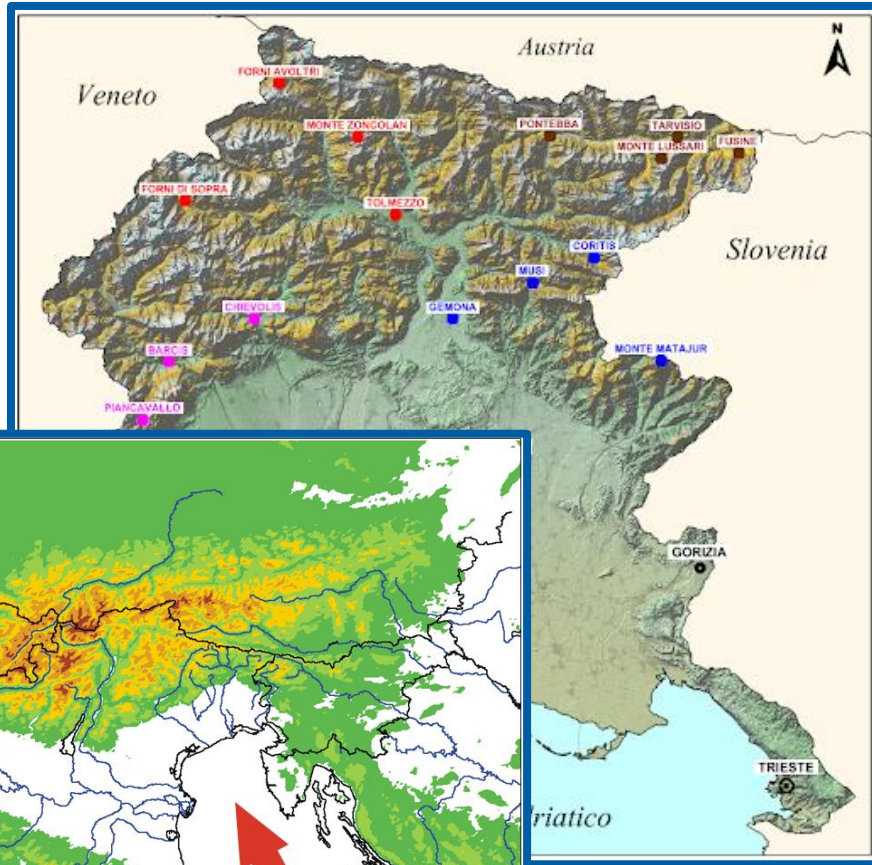
Micheletti e Salvador, 2010



Stull, 2015

- L' orografia offre un ostacolo naturale ai venti umidi. I pendii orografici forzano il sollevamento dei flussi.
- Sul lato sopravvento delle montagne il sollevamento dell'aria porta ad espansione adiabatica, condensazione e precipitazioni (**effetto Stau**).
- Sul lato sottovento l'aria ormai secca scende verso il basso si comprime adiabaticamente e si riscalda (**effetto Foehn**).
- Il Foehn (favonio) è quindi un vento di caduta secco e più caldo della massa d'aria preesistente.
- Il Foehn può essere molto rafficoso e portare a raffiche di vento molto forti in discesa dai versanti montani.
- Il foehn, in realtà, può avvenire indipendentemente dalla realizzazione di piogge sul lato sopravvento.
- Lo Stau spiega la maggior parte della climatologia delle piogge negli extratropici.

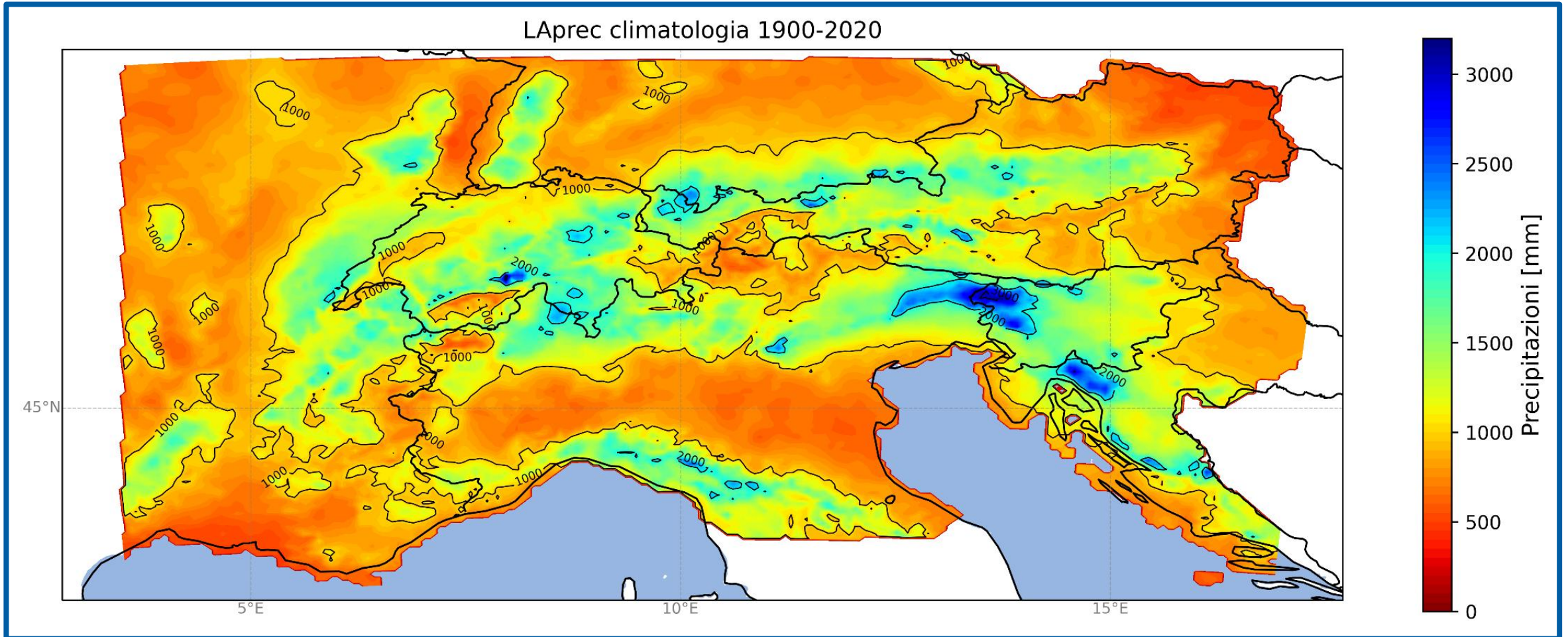
Climatologia piogge FVG



Il clima del FVG, 2023

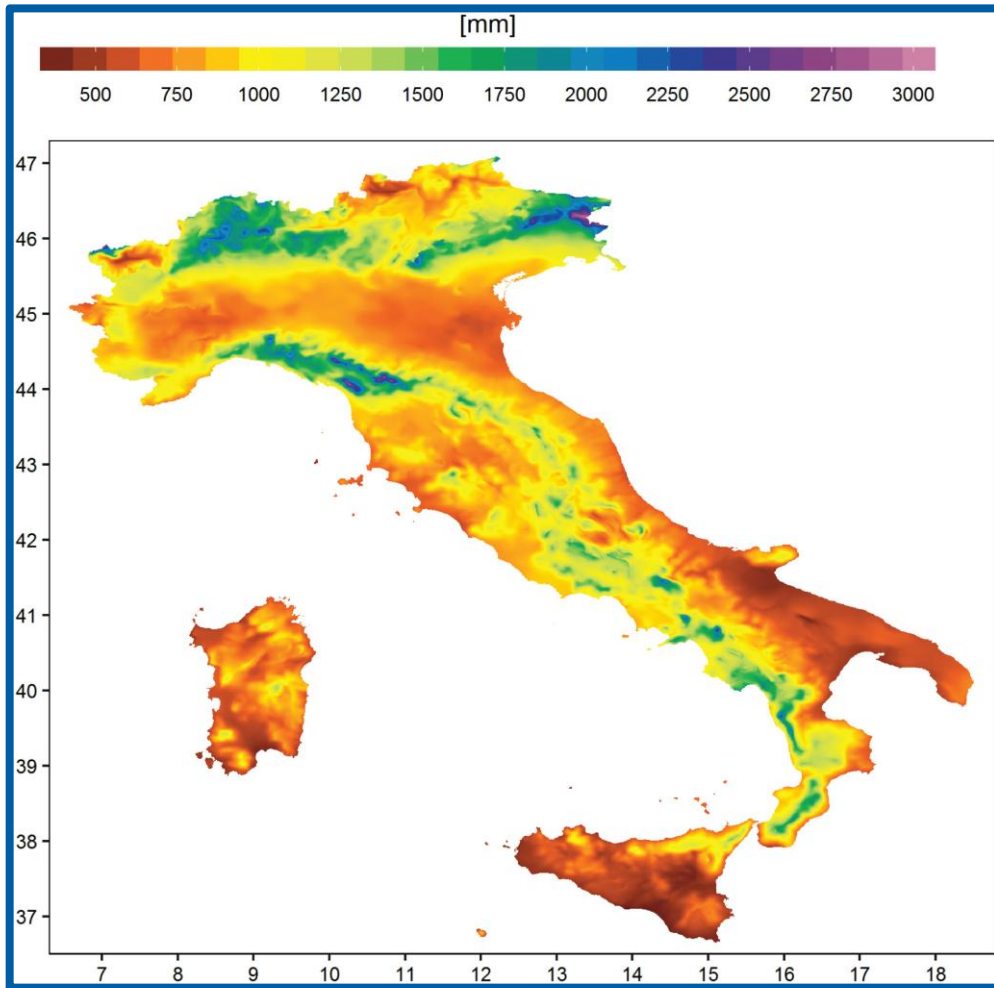
Climatologia piogge sulle Alpi

LAprec climatologia 1900-2020

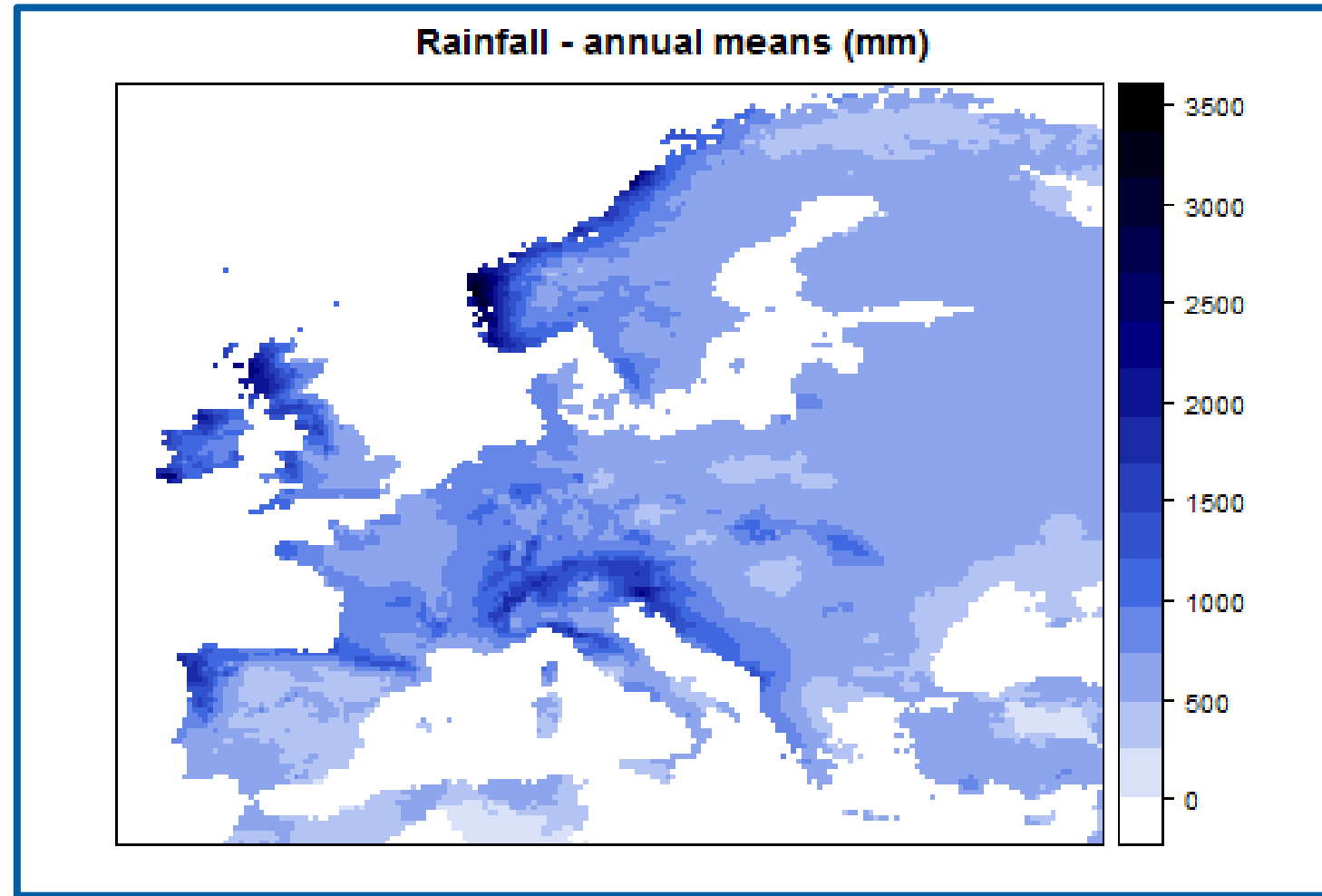


LAprec

Climatologia piogge in Italia e in Europa



Crespi et al., 2018

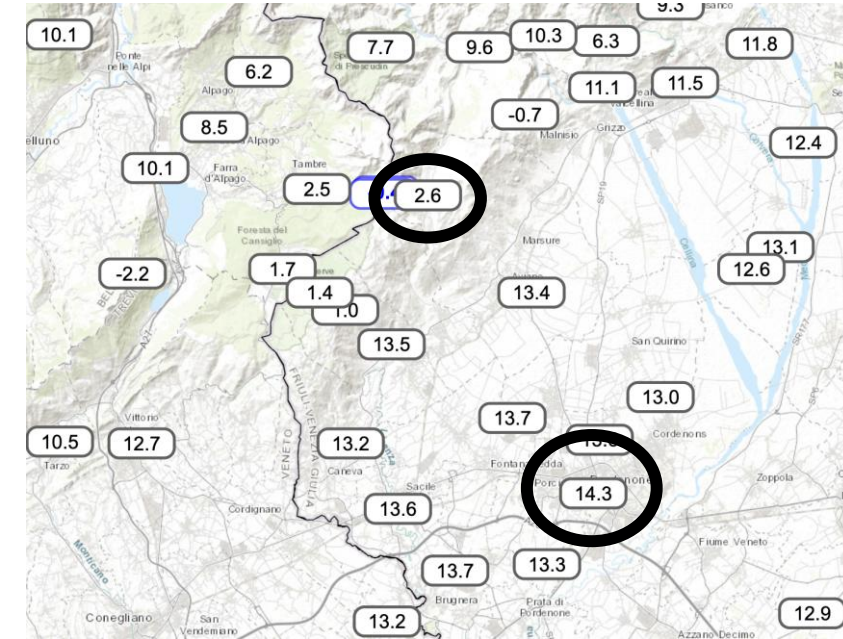
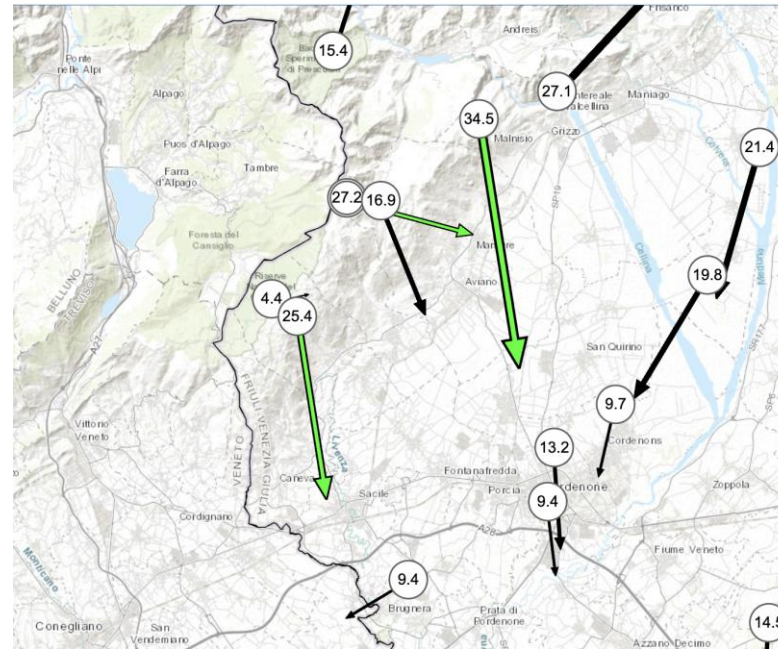
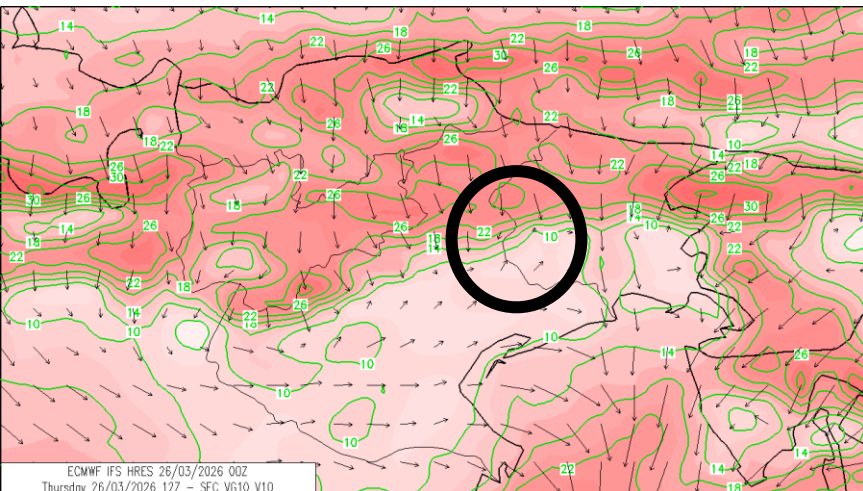
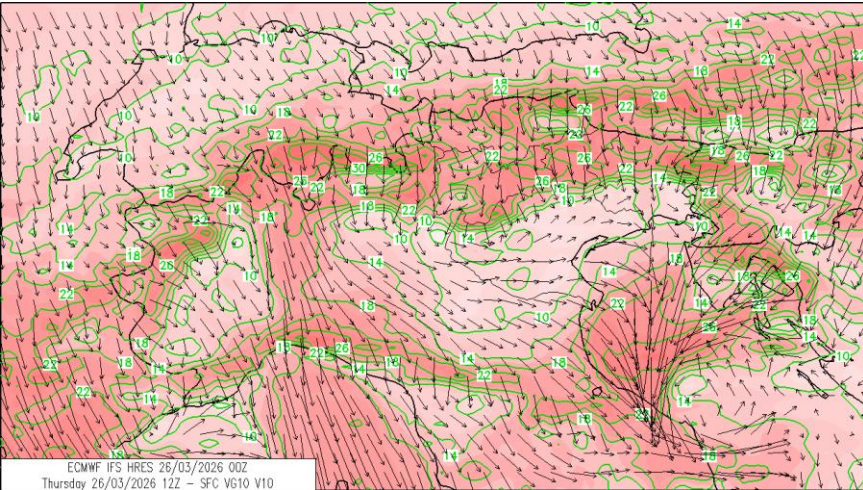


Tapia et al., 2015

Climatologia piogge negli Stati Uniti



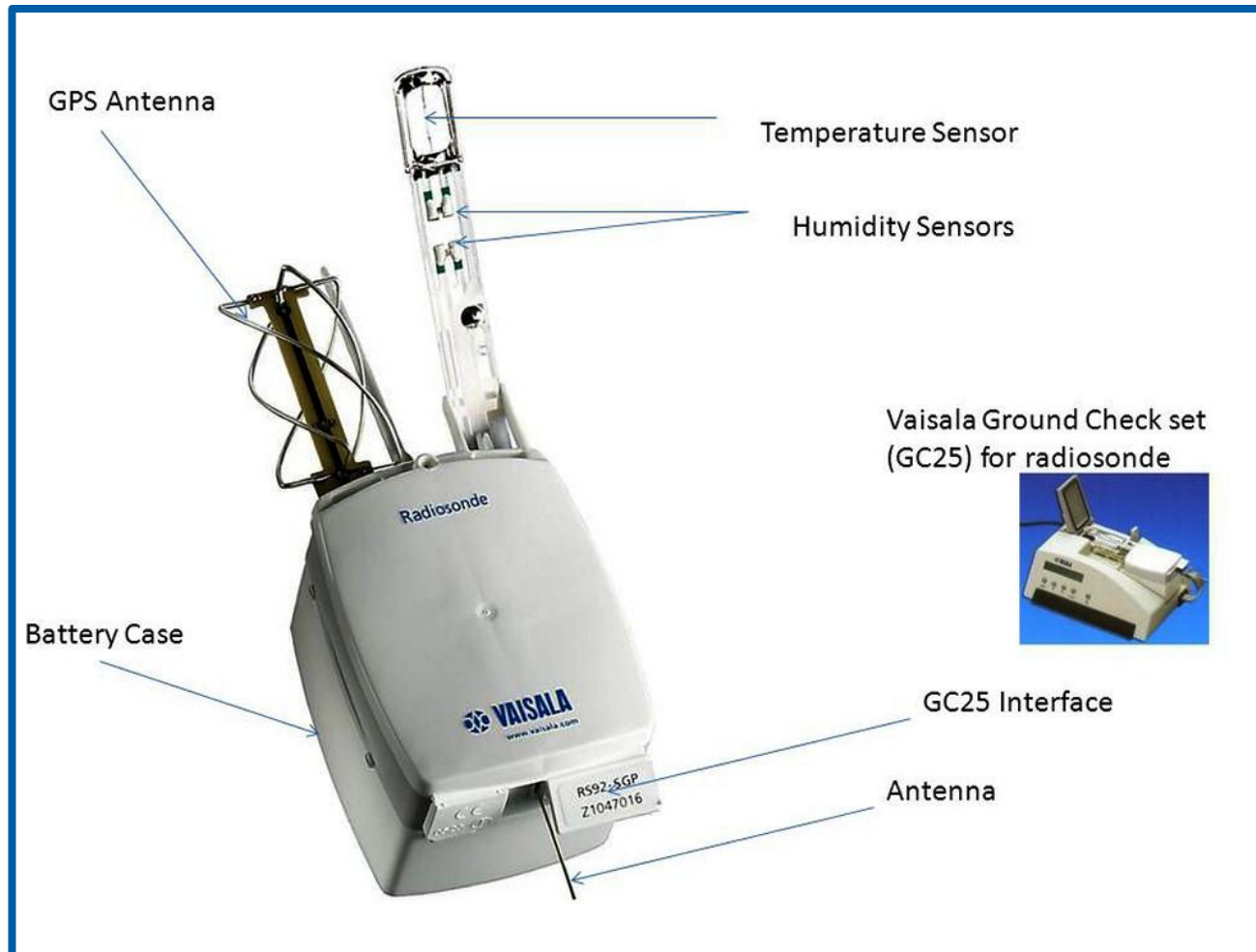
Dati osservativi in caso di Foehn



- Il 26 Marzo 2026 sul Nord Italia era presente un caso di foehn sul nord Italia
- I dati osservativi mostrano chiaramente venti forti da nord sulle Prealpi
- Alle ore 12:
 - T Piancavallo (1275 mslm) = 2.6°C
 - T Pordenone (36 mslm) = 14.3°C
- Conferma compressione adiabatica secca ($\approx 12^{\circ}\text{C}/\text{km}$)

La radiosonda

VIDEO



La radiosonda misura per ogni secondo:

- Posizione (lat, lon, altezza) tramite GPS
- Pressione
- Temperatura
- Umidità relativa → Temperatura di rugiada
- Direzione e intensità del vento tramite GPS

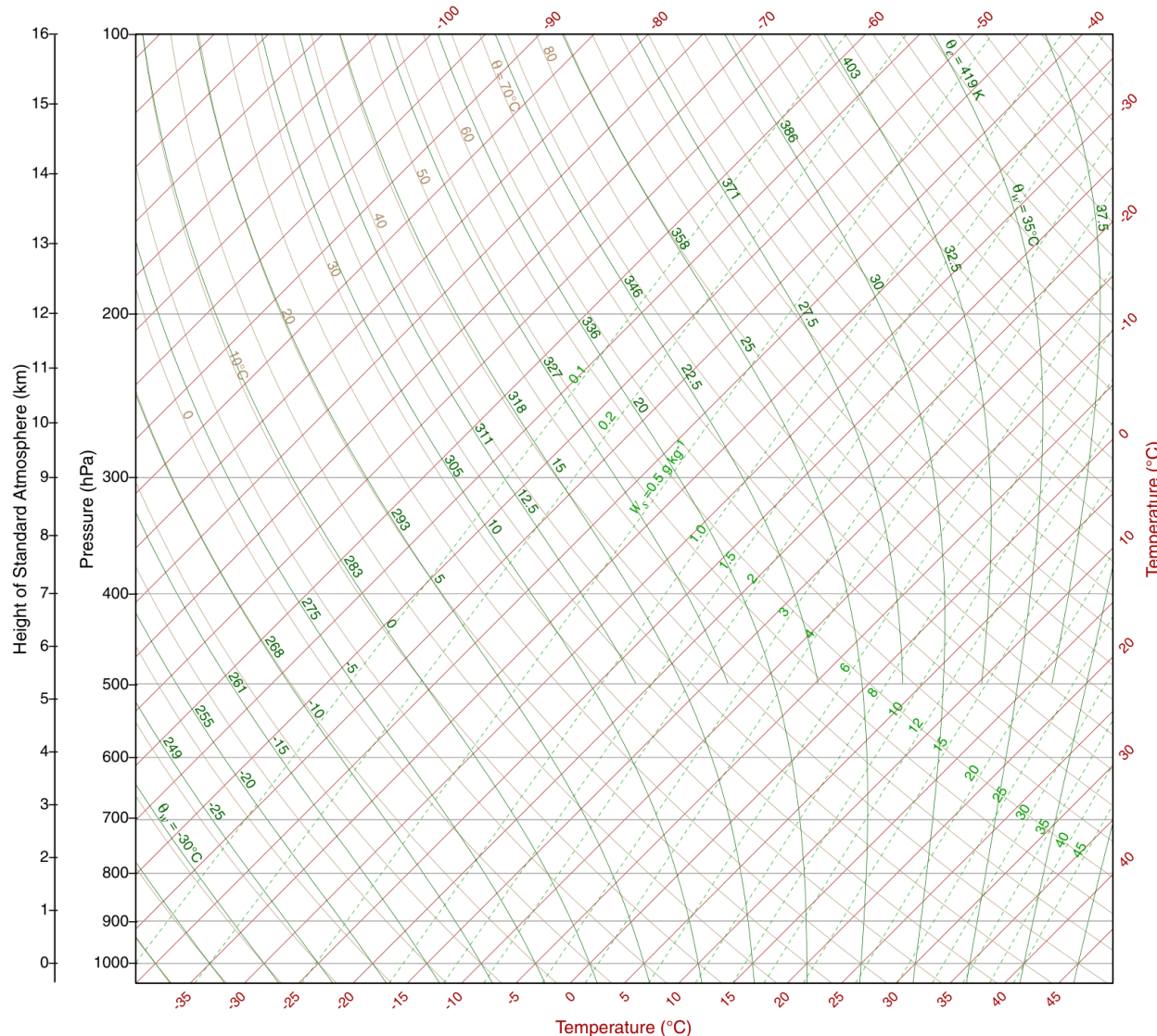
Per i curiosi
[Radiosonde tracker](#)

Il radiosondaggio

16045 LIPI Rivolto Observations at 12Z 07 Nov 2023

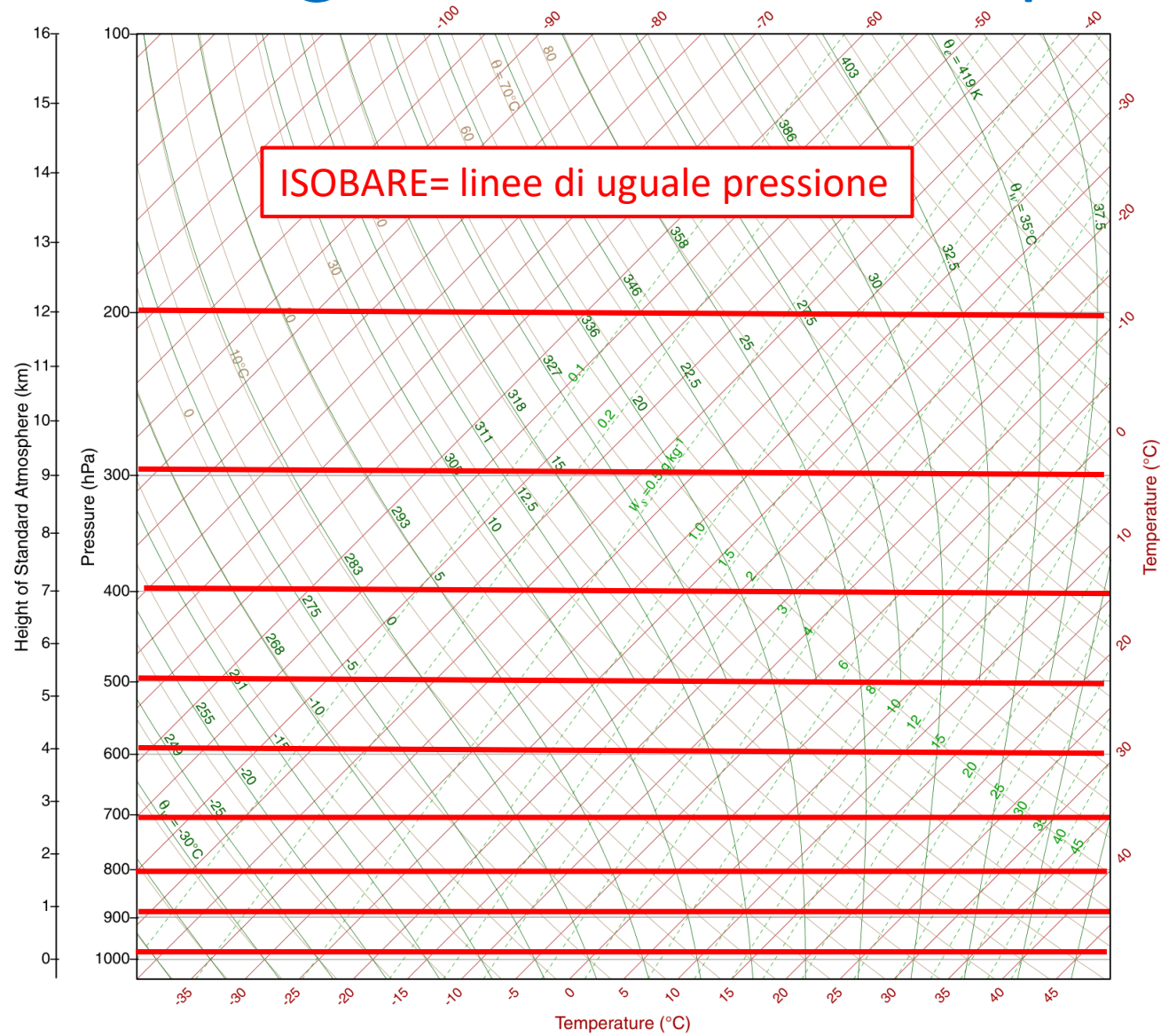
PRES	HGHT	TEMP	DWPT	RELH	MIXR	DRCT	SKNT	THTA	THTE	THTV
hPa	m	C	C	%	g/kg	deg	knot	K	K	K
1009.0	52	17.4	12.4	72	9.04	140	1	289.8	315.5	291.4
1000.0	135	15.6	10.6	72	8.08	135	7	288.8	311.7	290.2
949.0	576	11.6	8.7	82	7.49	145	6	289.0	310.4	290.4
925.0	790	10.6	2.6	58	5.01	150	6	290.1	304.8	291.0
861.0	1382	5.8	-0.5	64	4.32	230	10	291.2	303.9	291.9
850.0	1488	5.0	-1.0	65	4.20	225	11	291.4	303.8	292.1
808.0	1891	1.5	-3.5	70	3.68	210	10	291.9	302.9	292.5
726.0	2743	-6.0	-8.6	81	2.76	245	15	292.8	301.2	293.3
706.0	2965	-7.9	-10.0	85	2.55	260	19	293.0	300.8	293.4
700.0	3033	-8.5	-10.4	86	2.49	255	20	293.0	300.7	293.5
691.0	3134	-9.1	-11.7	81	2.27	238	23	293.5	300.5	293.9
684.0	3213	-8.5	-18.3	45	1.33	225	25	295.0	299.3	295.3
680.0	3258	-8.1	-22.1	31	0.96	225	26	295.9	299.1	296.1
669.0	3385	-7.9	-31.9	13	0.40	225	27	297.5	298.9	297.6
566.0	4661	-18.1	-37.1	17	0.28	228	43	300.1	301.1	300.1
503.0	5536	-22.9	-43.9	13	0.16	230	54	304.5	305.1	304.6
500.0	5580	-22.3	-53.3	4	0.05	230	55	305.8	306.0	305.8
499.0	5595	-22.1	-54.1	4	0.05	230	55	306.2	306.4	306.2
437.0	6555	-29.9	-48.9	14	0.10	230	71	308.2	308.6	308.2
400.0	7180	-33.7	-54.7	10	0.06	230	82	311.1	311.3	311.1
388.0	7393	-34.3	-59.3	6	0.03	232	85	313.0	313.2	313.1
363.0	7845	-37.8	-60.4	8	0.03	235	90	314.4	314.6	314.4
313.0	8852	-45.5	-63.0	12	0.03	235	87	317.3	317.4	317.3
300.0	9140	-47.7	-63.7	14	0.02	230	89	318.0	318.1	318.0
298.0	9184	-47.9	-63.9	14	0.02	230	90	318.3	318.4	318.3
250.0	10320	-54.3	-69.3	14	0.01	230	105	325.2	325.3	325.2
244.0	10476	-54.9	-68.9	16	0.01	230	109	326.6	326.6	326.6
240.0	10583	-54.7	-69.7	14	0.01	230	110	328.4	328.4	328.4
200.0	11760	-52.9	-78.9	3	0.00	240	89	348.8	348.9	348.8
186.0	12227	-52.5	-80.5	2	0.00	238	92	356.8	356.8	356.8
172.0	12730	-52.9	-81.7	2	0.00	235	95	364.1	364.1	364.1
159.0	13235	-53.4	-82.8	2	0.00	245	83	371.7	371.7	371.7
153.0	13483	-53.6	-83.4	1	0.00	250	88	375.4	375.4	375.4
150.0	13610	-53.7	-83.7	1	0.00	255	82	377.3	377.4	377.4
135.0	14288	-53.1	-84.1	1	0.00	237	71	389.9	389.9	389.9
133.0	14383	-53.4	-84.2	1	0.00	235	70	391.1	391.1	391.1
122.0	14934	-55.1	-84.8	1	0.00	245	53	397.7	397.8	397.7
107.0	15771	-57.7	-85.7	2	0.00	240	52	408.0	408.0	408.0
100.0	16200	-55.3	-86.3	1	0.00	240	55	420.6	420.6	420.6

Il diagramma skewT-lnp

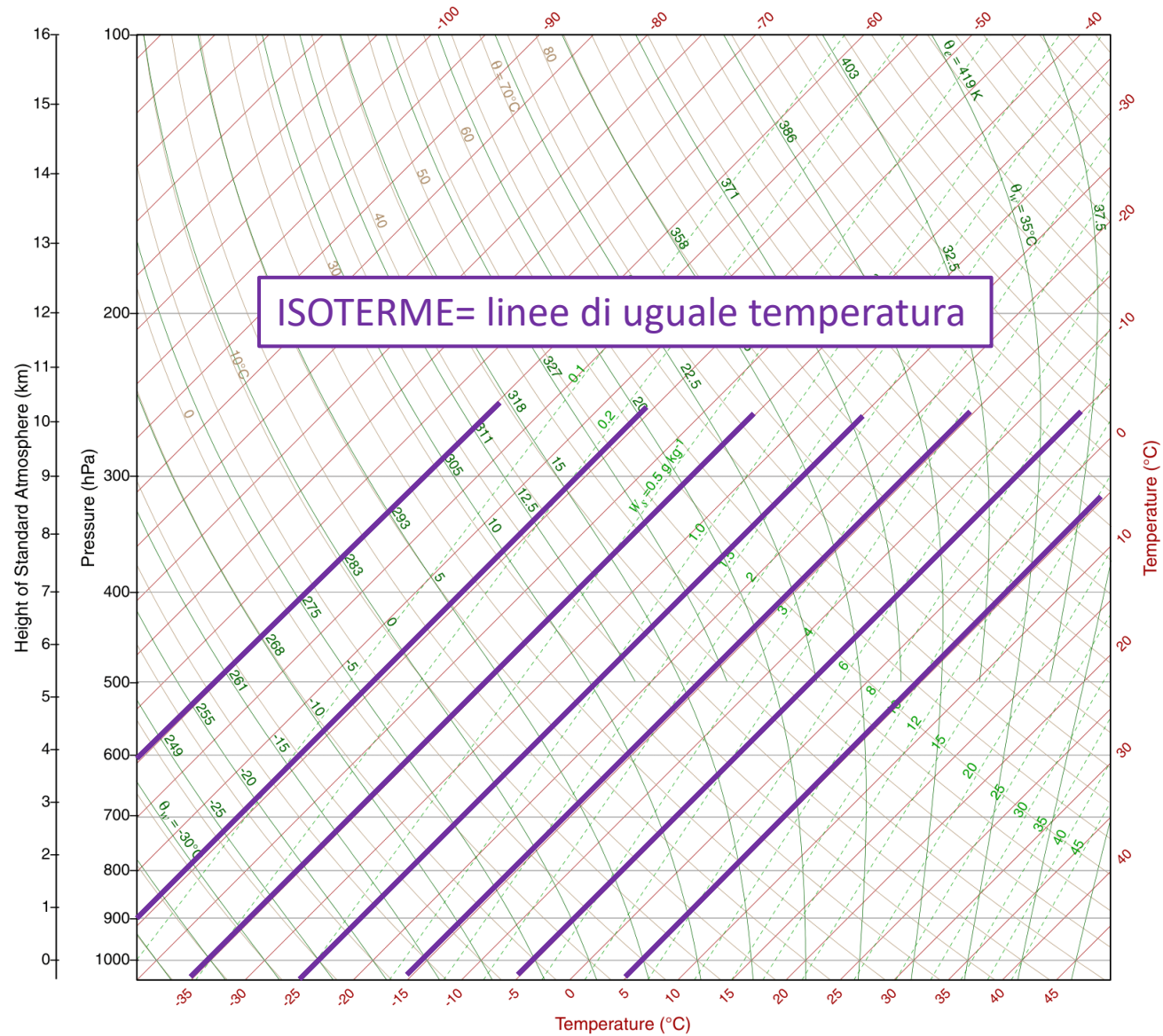


- In un diagramma termodinamico sono rispettate:
 - la legge dei gas
 - l'equazione di Clausius-Clapeyron
 - la prima legge della TD per processi adiabatici secchi e pseudoadiabatici umidi
- Processi ciclici sono rappresentati da aree chiuse
- L'area è proporzionale al lavoro
- Il diagramma skewT-lnp è solo uno dei possibili diagrammi termodinamici con:
 - In ascissa la temperatura «ruotata» di 45°
 - In ordinata $-\ln(p)$ proporzionale a z

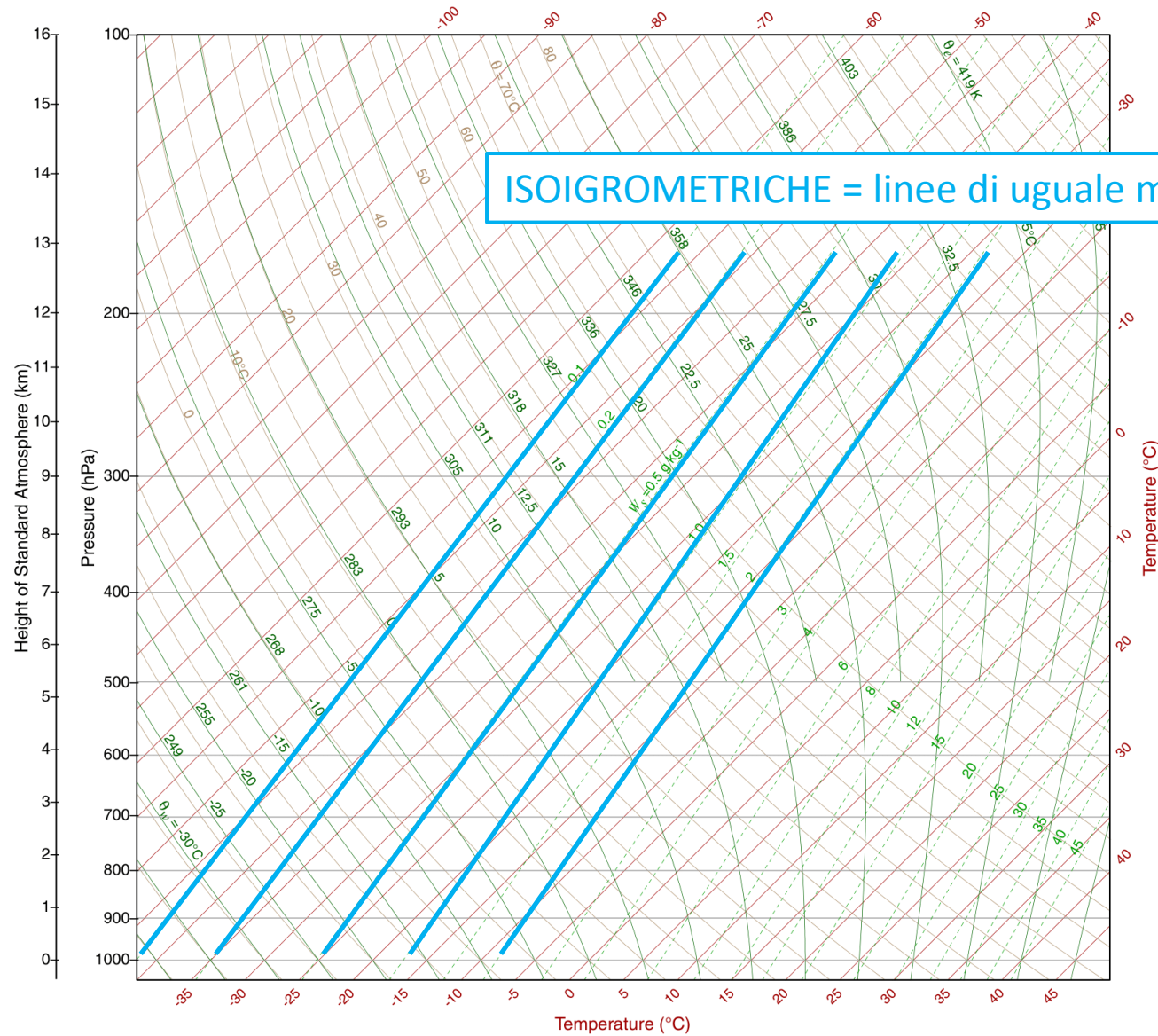
Il diagramma skewT-lnp



Il diagramma skewT-lnp

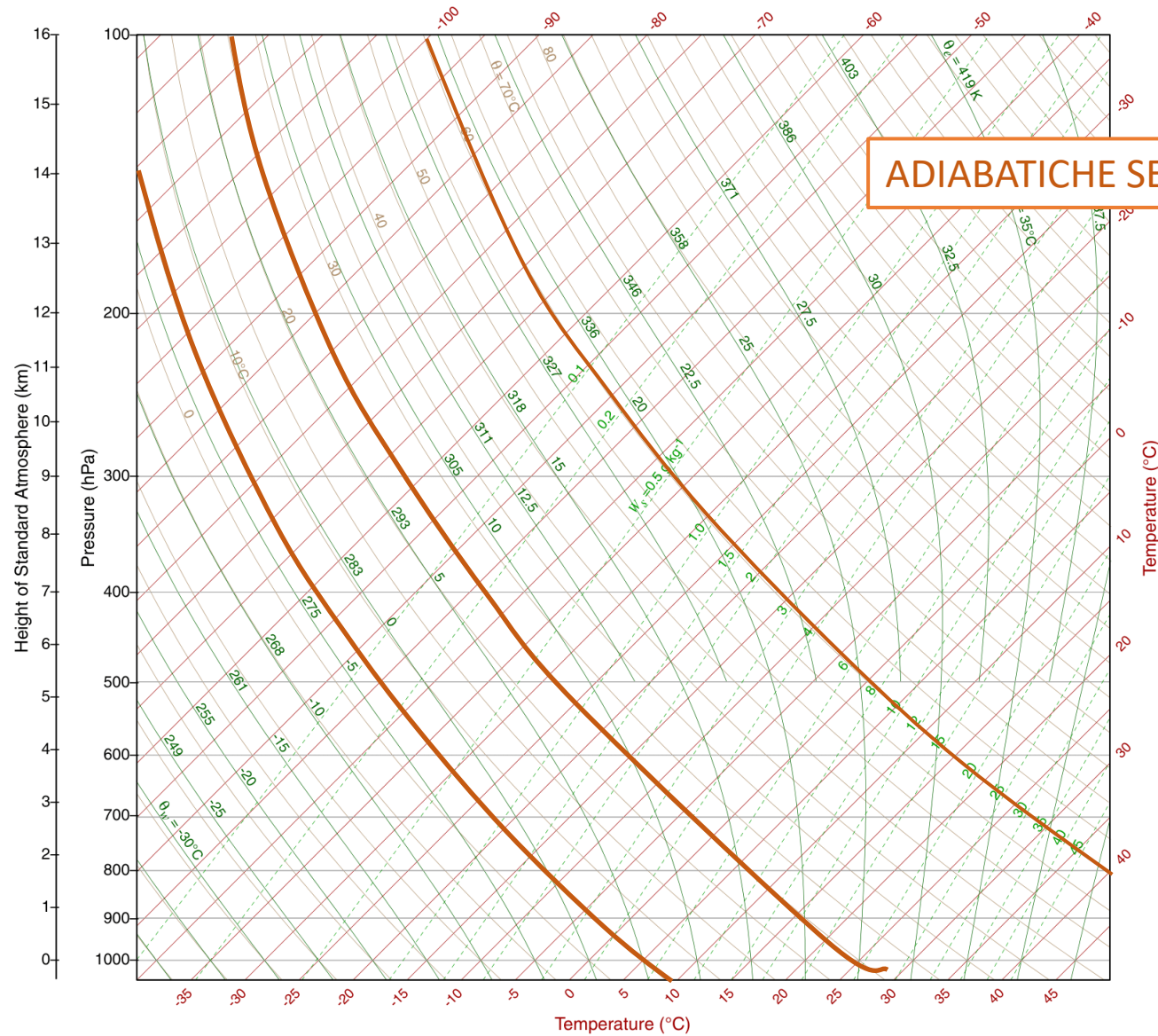


Il diagramma skewT-lnp



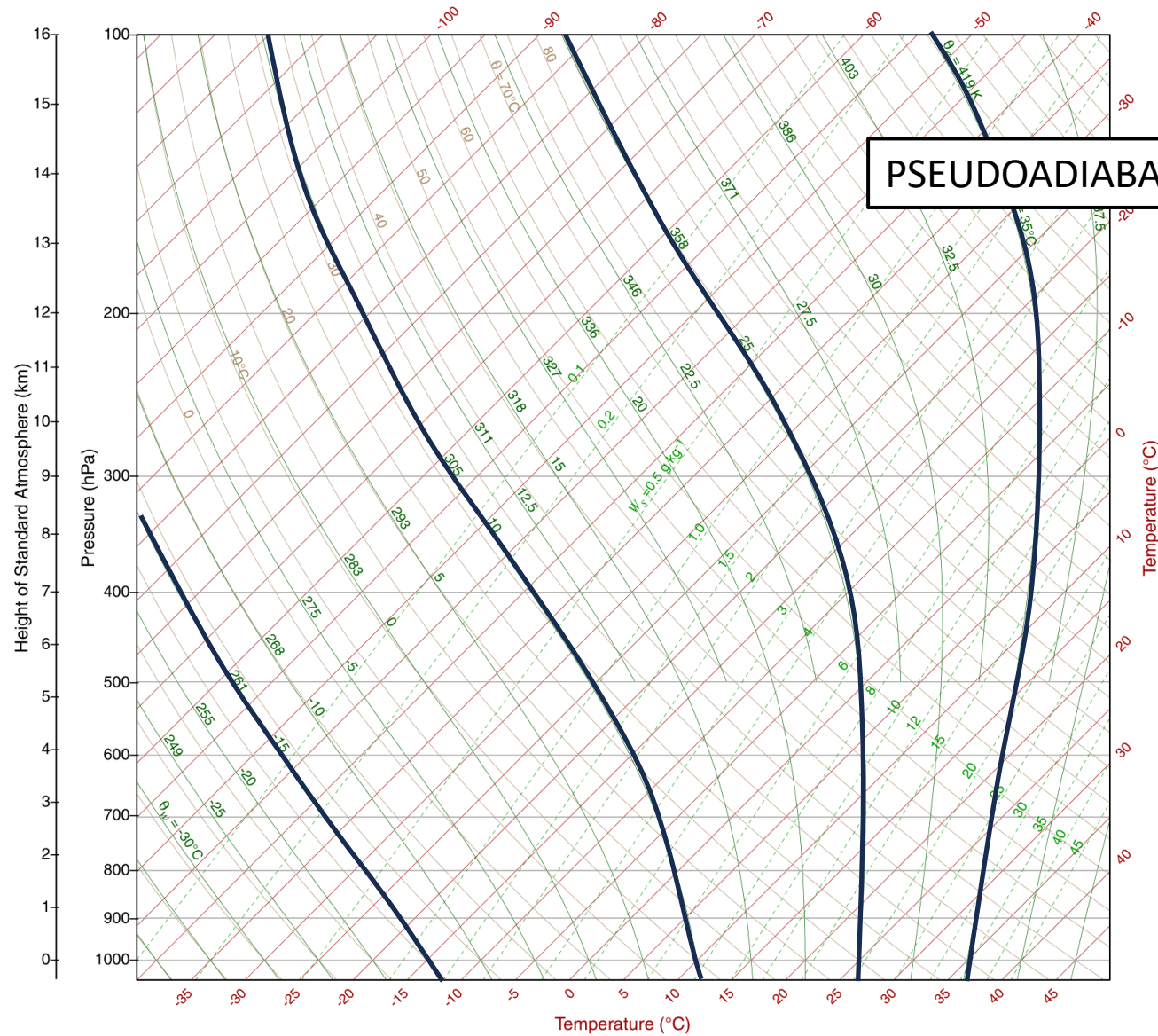
ISOIGROMETRICHE = linee di uguale mixing ratio (r)

Il diagramma skewT-lnp



ADIABATICHE SECICHE (isoθ)

Il diagramma skewT-lnp



PSEUDOADIABATICHE SATURE (iso θ_e)

Che cosa ci dice la forma di queste linee?

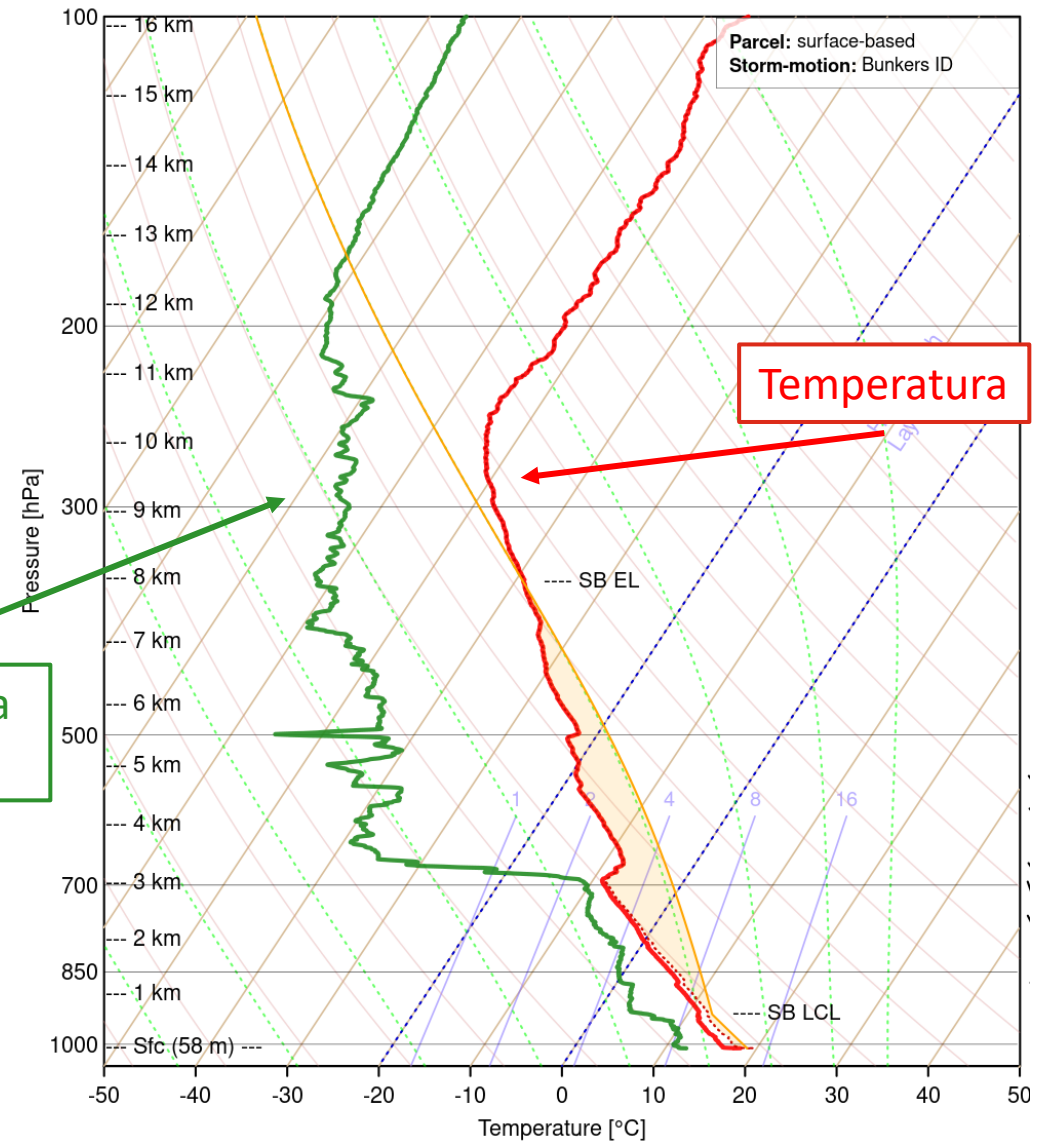
Il radiosondaggio

Wyoming RDS

ThunderR

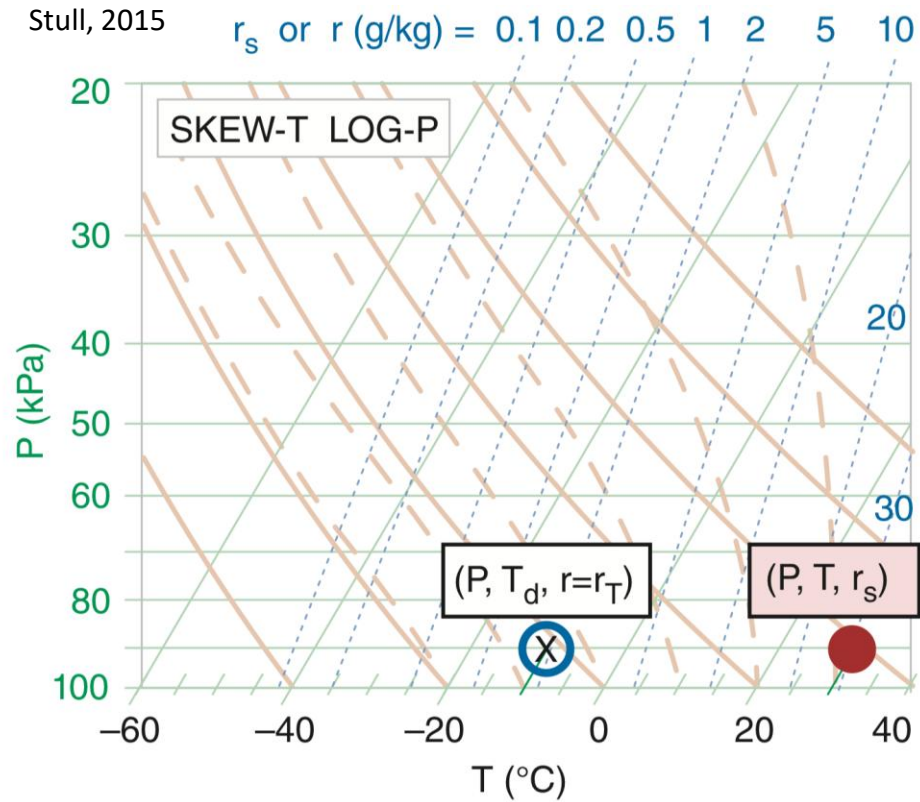
16045 LIPI Rivolto Observations at 12Z 07 Nov 2023

PRES hPa	HGHT m	TEMP C	DWPT C	RELH %	MIXR g/kg	DRCT deg	SKNT knot	THTA K	THTE K	THTV K
1009.0	52	17.4	12.4	72	9.04	140	1	289.8	315.5	291.4
1000.0	135	15.6	10.6	72	8.08	135	7	288.8	311.7	290.2
949.0	576	11.6	8.7	82	7.49	145	6	289.0	310.4	290.4
925.0	790	10.6	2.6	58	5.01	150	6	290.1	304.8	291.0
861.0	1382	5.8	-0.5	64	4.32	230	10	291.2	303.9	291.9
850.0	1488	5.0	-1.0	65	4.20	225	11	291.4	303.8	292.1
808.0	1891	1.5	-3.5	70	3.68	210	10	291.9	302.9	292.5
726.0	2743	-6.0	-8.6	81	2.76	245	15	292.8	301.2	293.3
706.0	2965	-7.9	-10.0	85	2.55	260	19	293.0	300.8	293.4
700.0	3033	-8.5	-10.4	86	2.49	255	20	293.0	300.7	293.5
691.0	3134	-9.1	-11.7	81	2.27	238	23	293.5	300.5	293.9
684.0	3213	-8.5	-18.3	45	1.33	225	25	295.0	299.3	295.3
680.0	3258	-8.1	-22.1	31	0.96	225	26	295.9	299.1	296.1
669.0	3385	-7.9	-31.9	13	0.40	225	27	297.5	298.9	297.6
566.0	4661	-18.1	-37.1	17	0.28	228	43	300.1	301.1	300.1
503.0	5536	-22.9	-43.9	13	0.16	230	54	304.5	305.1	304.6
500.0	5580	-22.3	-53.3	4	0.05	230	55	305.8	306.0	305.8
499.0	5595	-22.1	-54.1	4	0.05	230	55	306.2	306.4	306.2
437.0	6555	-29.9	-48.9	14	0.10	230	71	308.2	308.6	308.2
400.0	7180	-33.7	-54.7	10	0.06	230	82	311.1	311.3	311.1
388.0	7393	-34.3	-59.3	6	0.03	232	85	313.0	313.2	
363.0	7845	-37.8	-60.4	8	0.03	235	90	314.4	314.6	
313.0	8852	-45.5	-63.0	12	0.03	235	87	317.3	317.4	
300.0	9140	-47.7	-63.7	14	0.02	230	89	318.0	318.1	
298.0	9184	-47.9	-63.9	14	0.02	230	90	318.3	318.4	
250.0	10320	-54.3	-69.3	14	0.01	230	105	325.2	325.3	
244.0	10476	-54.9	-68.9	16	0.01	230	109	326.6	326.6	326.6
240.0	10583	-54.7	-69.7	14	0.01	230	110	328.4	328.4	328.4
200.0	11760	-52.9	-78.9	3	0.00	240	89	348.8	348.9	348.8
186.0	12227	-52.5	-80.5	2	0.00	238	92	356.8	356.8	356.8
172.0	12730	-52.9	-81.7	2	0.00	235	95	364.1	364.1	364.1
159.0	13235	-53.4	-82.8	2	0.00	245	83	371.7	371.7	371.7
153.0	13483	-53.6	-83.4	1	0.00	250	88	375.4	375.4	375.4
150.0	13610	-53.7	-83.7	1	0.00	255	82	377.3	377.4	377.4
135.0	14288	-53.1	-84.1	1	0.00	237	71	389.9	389.9	389.9
133.0	14383	-53.4	-84.2	1	0.00	235	70	391.1	391.1	391.1
122.0	14934	-55.1	-84.8	1	0.00	245	53	397.7	397.8	397.7
107.0	15771	-57.7	-85.7	2	0.00	240	52	408.0	408.0	408.0
100.0	16200	-55.3	-86.3	1	0.00	240	55	420.6	420.6	420.6

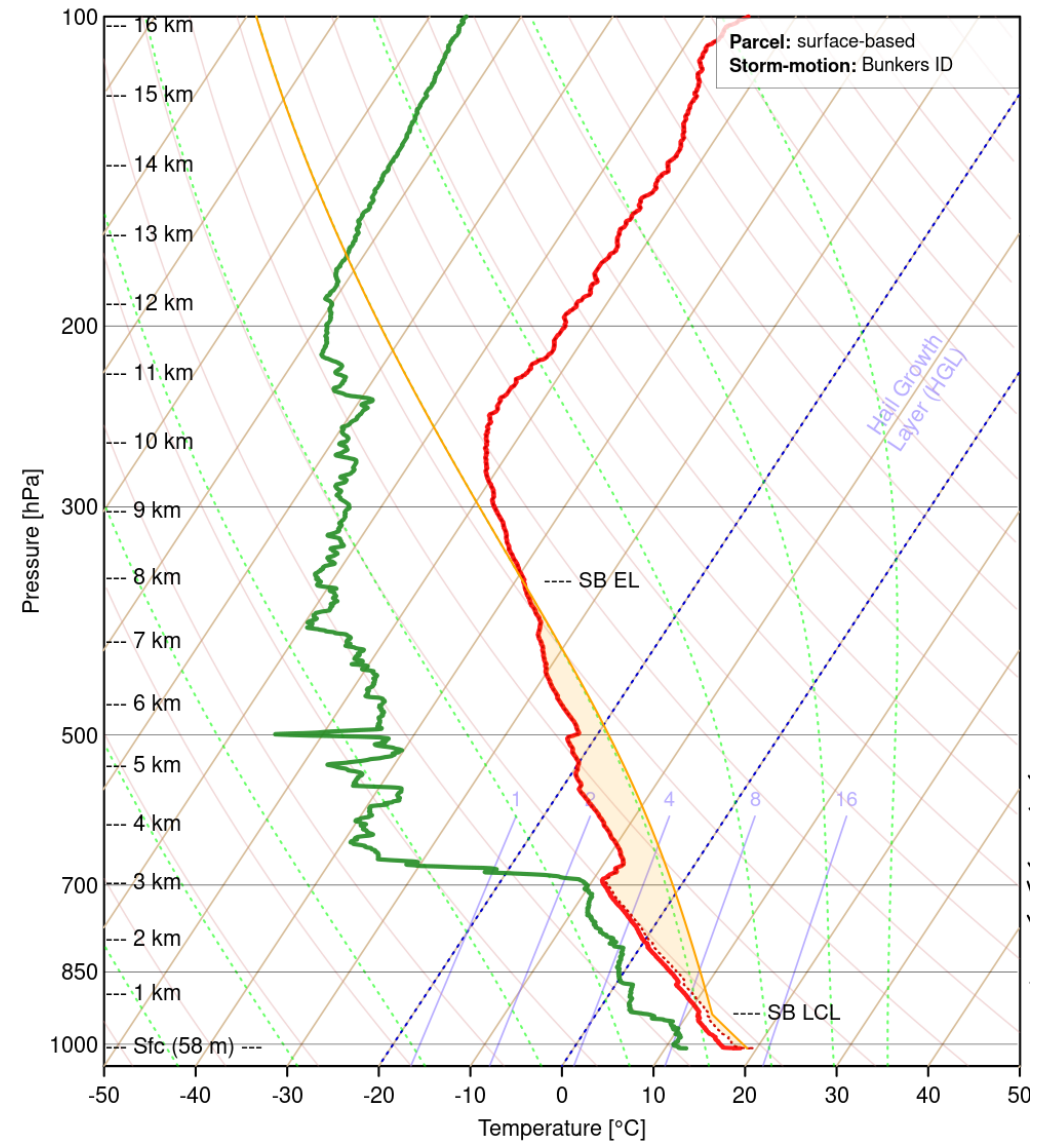


Il radiosondaggio

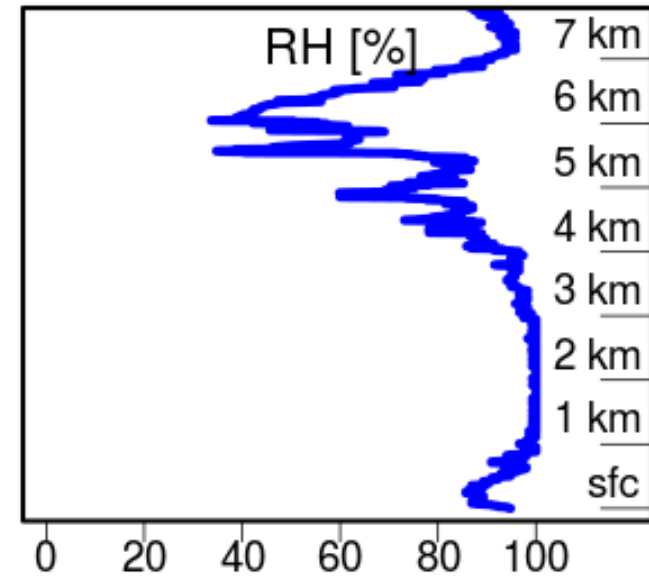
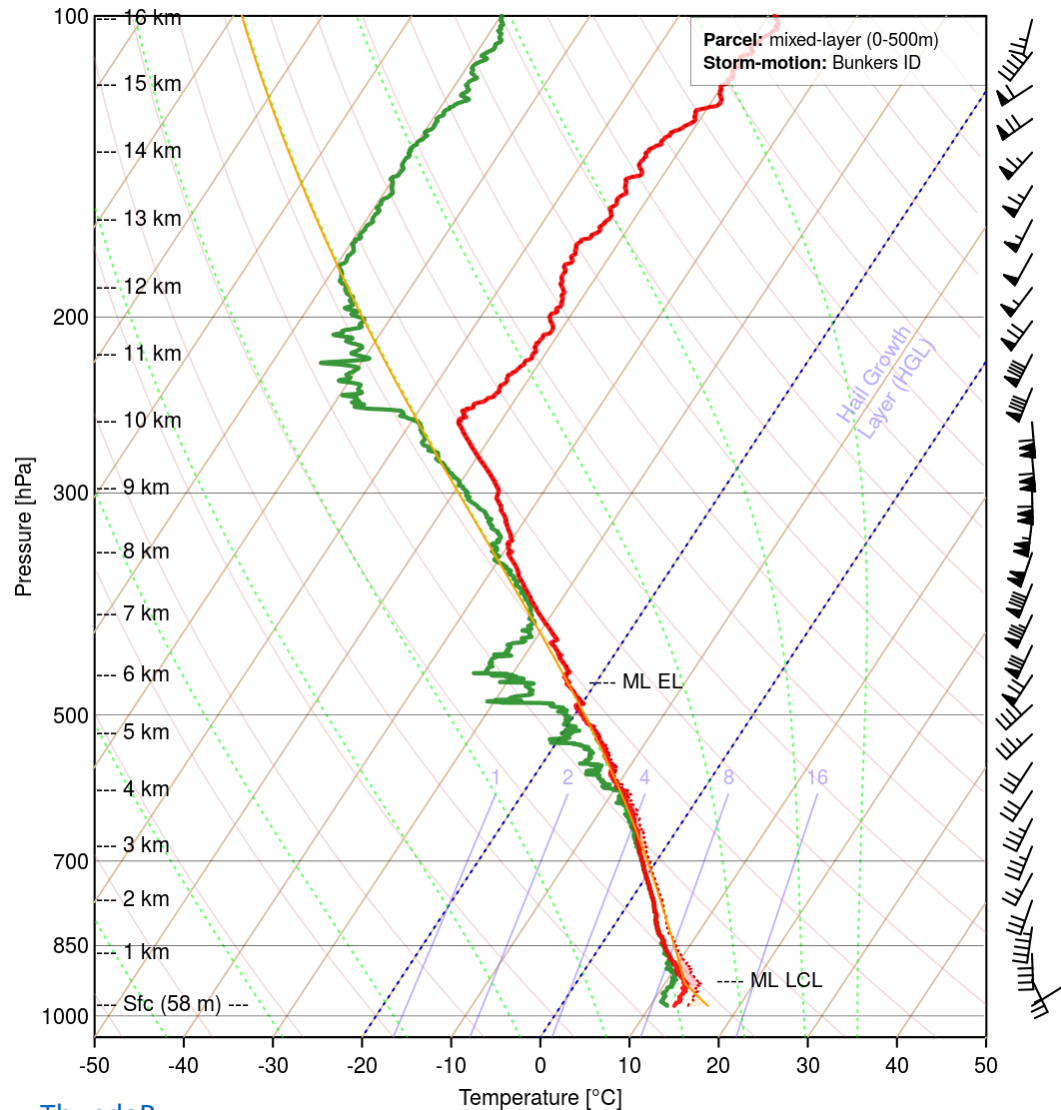
ThunderR



- L'isoigrometrica che passa per (p, T_d) indica l'ammontare di vapore in aria r
- L'isoigrometrica che passa per (p, T) fornisce r_s



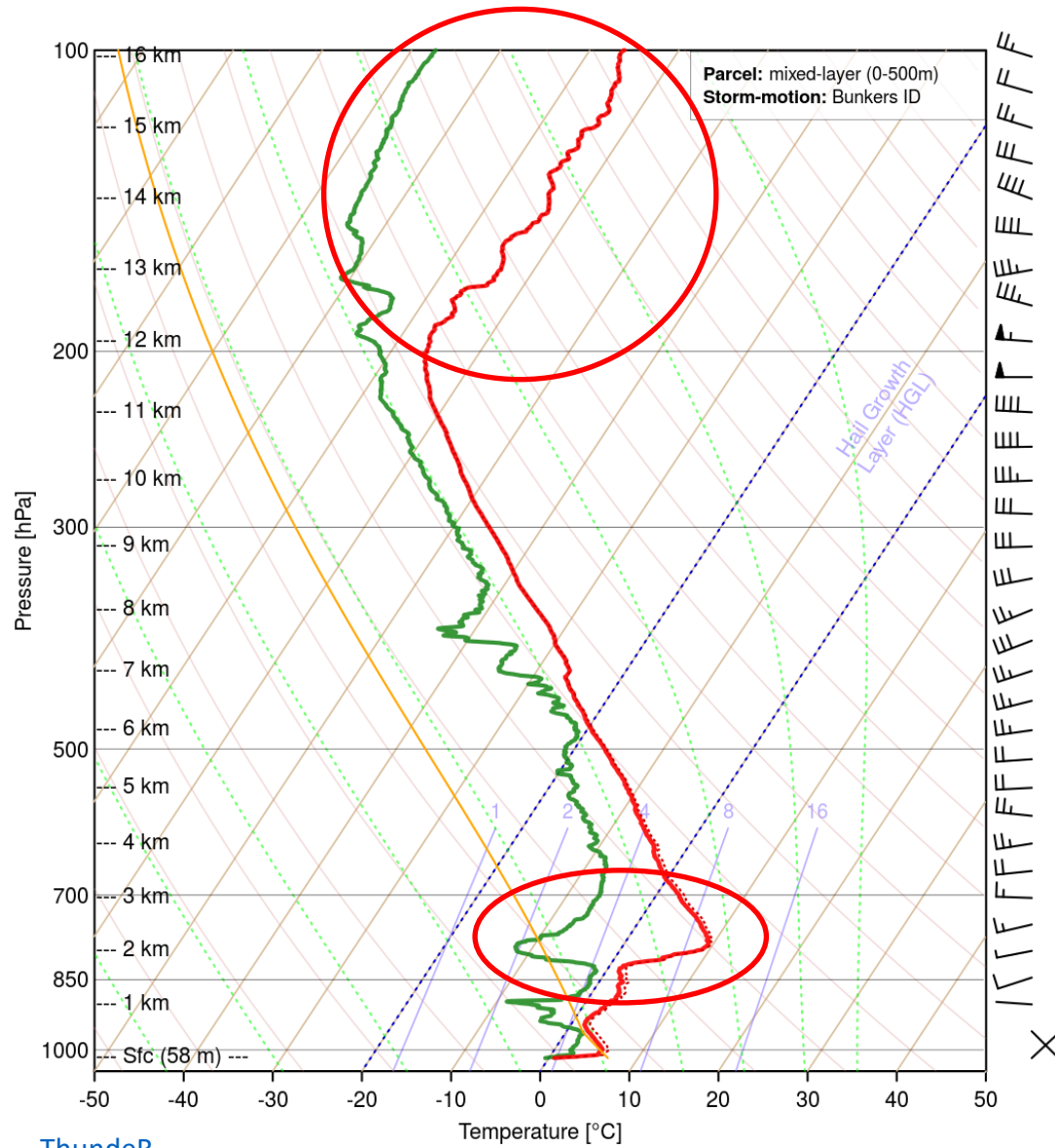
Saturazione



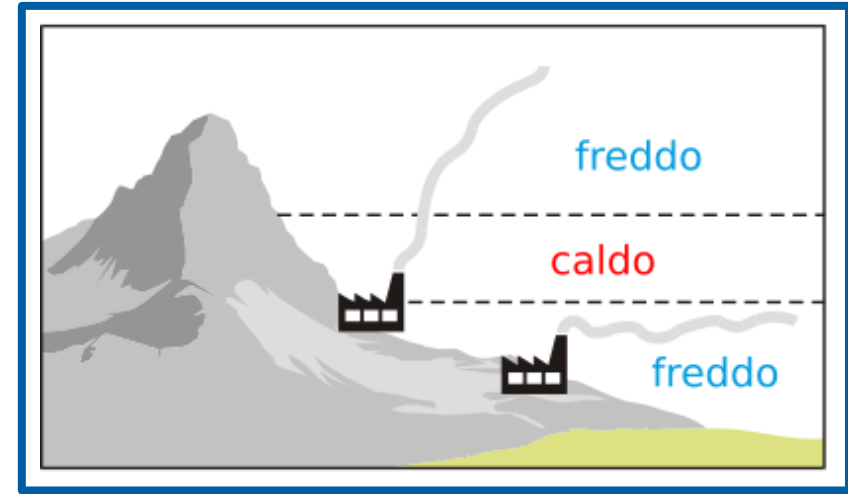
- Se le linee si toccano ($T = T_d$) allora è presente saturazione (RH=100%)
- È presente una nube
- Ampia estensione verticale di saturazione può indicare il passaggio di un fronte
- Saturazione \neq precipitazione

Thunder

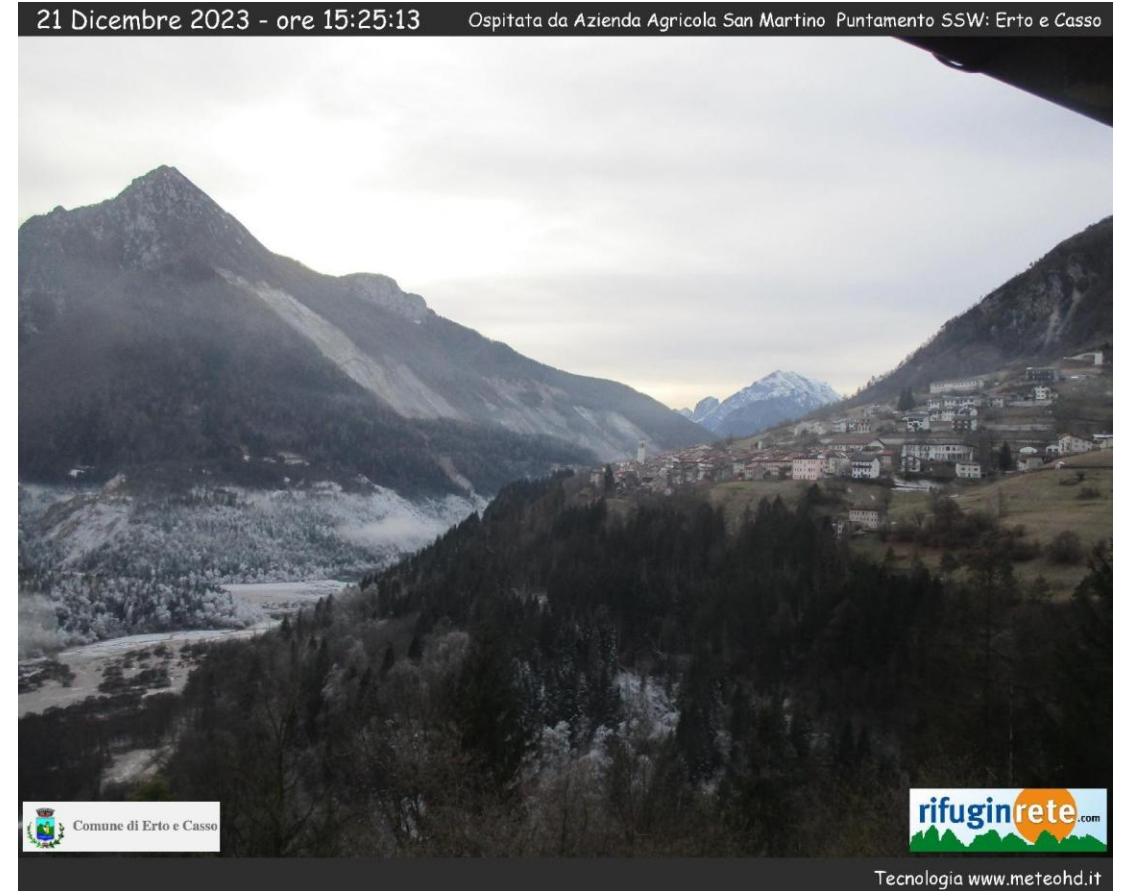
Inversioni termiche



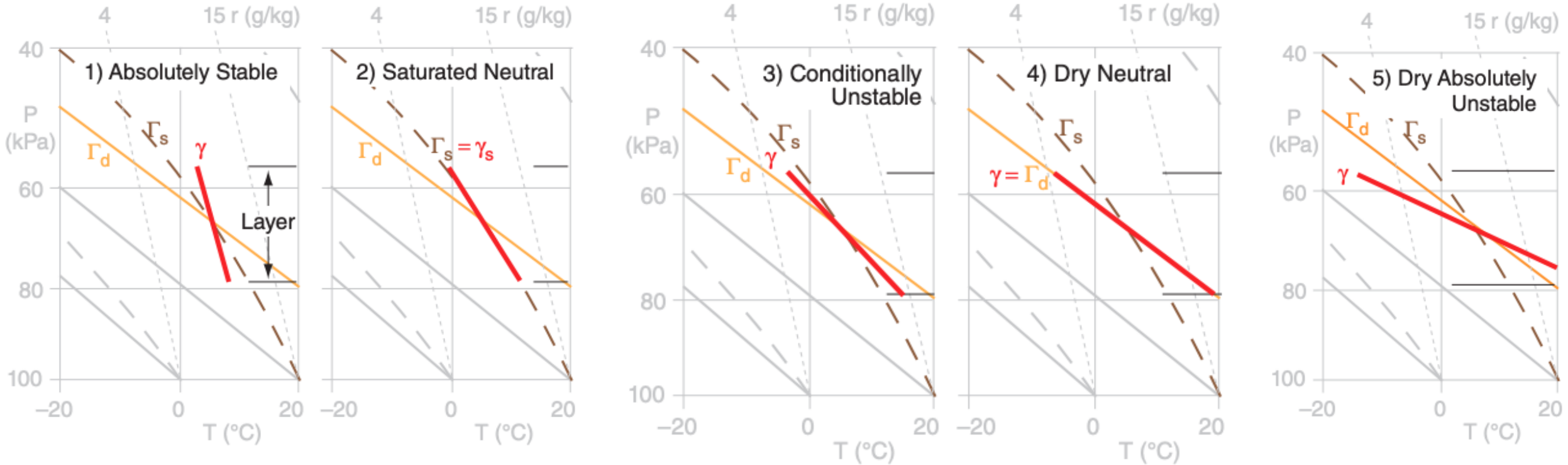
Thunder



Inversioni termiche



Instabilità/stabilità statica

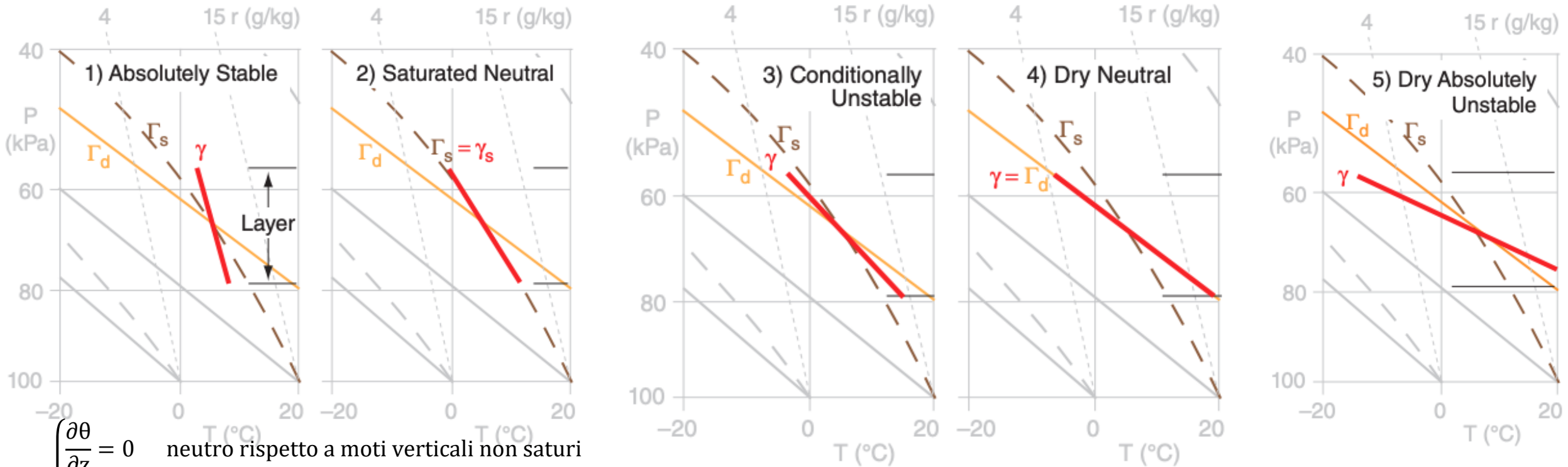


Stull, 2015

$$\left\{ \begin{array}{ll}
 \Gamma_{env} = \Gamma_d & \text{neutro rispetto a moti verticali non saturi} \\
 \Gamma_{env} = \Gamma_s & \text{neutro rispetto a moti verticali saturi} \\
 \Gamma_{env} > \Gamma_d & \text{assolutamente instabile} \\
 \Gamma_{env} < \Gamma_s & \text{assolutamente stabile} \\
 \Gamma_s < \Gamma_{env} < \Gamma_d & \text{condizionatamente instabile}
 \end{array} \right.$$

Condizionatamente instabile si riferisce al fatto che la stabilità della parcel dipende dalla condizione di umidità: è stabile in aria secca, instabile per aria satura

Instabilità/stabilità statica



Stull, 2015

$$\left\{ \begin{array}{ll} \frac{\partial \theta}{\partial z} = 0 & \text{neutro rispetto a moti verticali non saturi} \\ \frac{\partial \theta_{es}}{\partial z} = 0 & \text{neutro rispetto a moti verticali saturi} \\ \frac{\partial \theta}{\partial z} < 0 & \text{assolutamente instabile} \\ \frac{\partial \theta_{es}}{\partial z} > 0 & \text{assolutamente stabile} \\ \frac{\partial \theta_{es}}{\partial z} < 0 & \text{condizionatamente instabile} \end{array} \right.$$

Condizionatamente instabile si riferisce al fatto che la stabilità della parcel dipende dalla condizione di umidità: è stabile in aria secca, instabile per aria saturata

Instabilità convettiva potenziale

- In atmosfera molto più comune è il sollevamento di un layer intero
- L'**instabilità potenziale** considera gli effetti del sollevamento di un layer intero (non solo una parcel) Può capitare che la base del layer (più umida) raggiunga la saturazione prima del top (più secco)
- La base evolve con pseudoadiabatica satura e il top con adiabatica secca
- Un layer assolutamente stabile può quindi diventare condizionatamente instabile attraverso il sollevamento
- θ_e si conserva prima e dopo la saturazione, quando la saturazione viene raggiunta $\theta_e = \theta_{es}$
- Un layer è potenzialmente instabile se $\frac{\partial \theta_e}{\partial z} < 0$

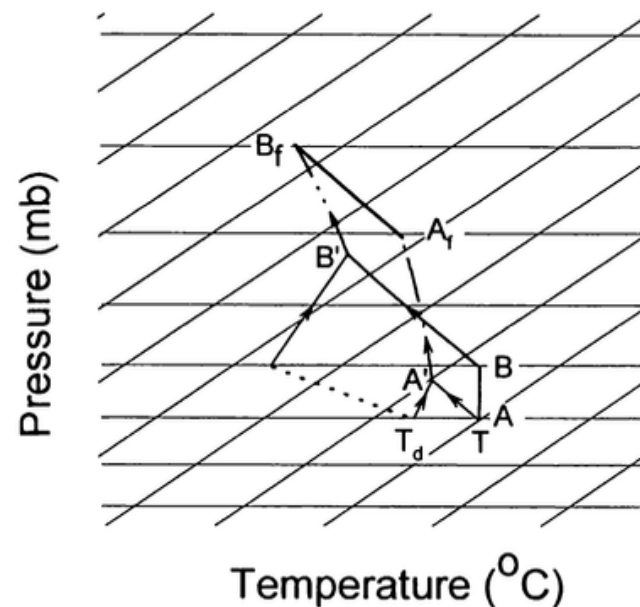
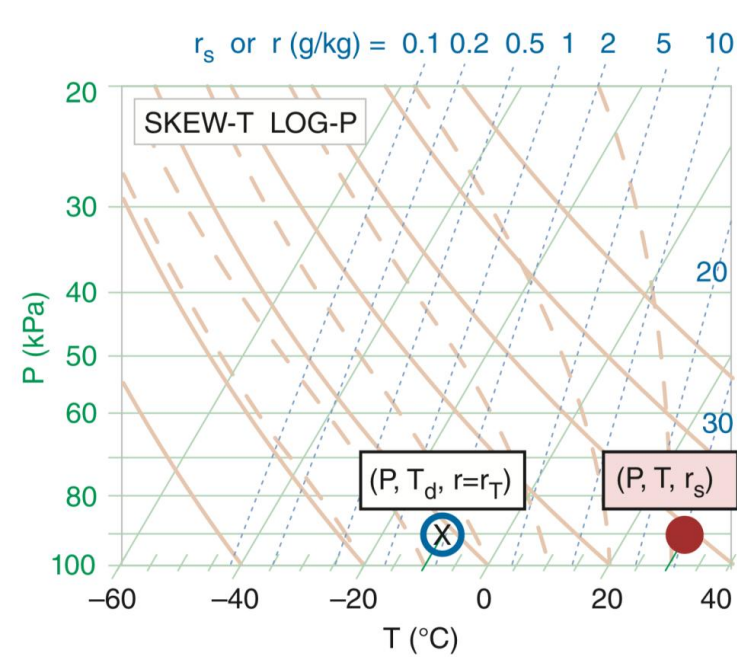


Figure 6.16 Schematic diagram showing how a layer that is potentially unstable can be destabilized as it is lifted. Solid lines are temperature soundings, the dashed line is a dew point sounding. Lines with arrows indicate processes. Initially the layer AB is absolutely stable. As this layer is lifted, its bottom becomes saturated before its top. The LCL for a parcel beginning at A (B) is A' (B'). Along AA' (BB') a parcel follows a dry adiabat; along $A'A_f$ ($B'B_f$) a parcel follows a moist adiabat. The final layer $A_f B_f$ is conditionally unstable.

Bohren e Albrecht, 1998

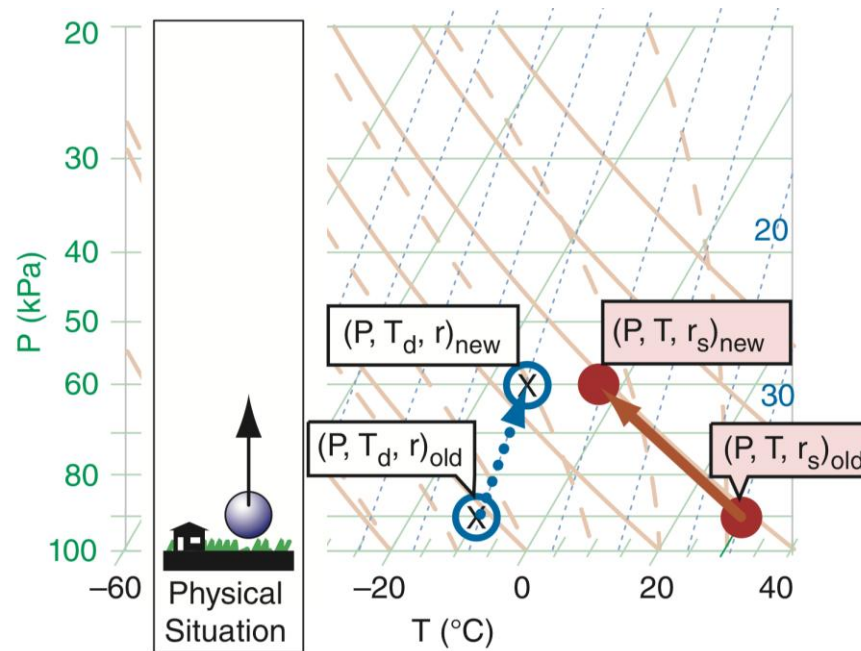
Sollevamenti sullo skewT

Stull, 2015



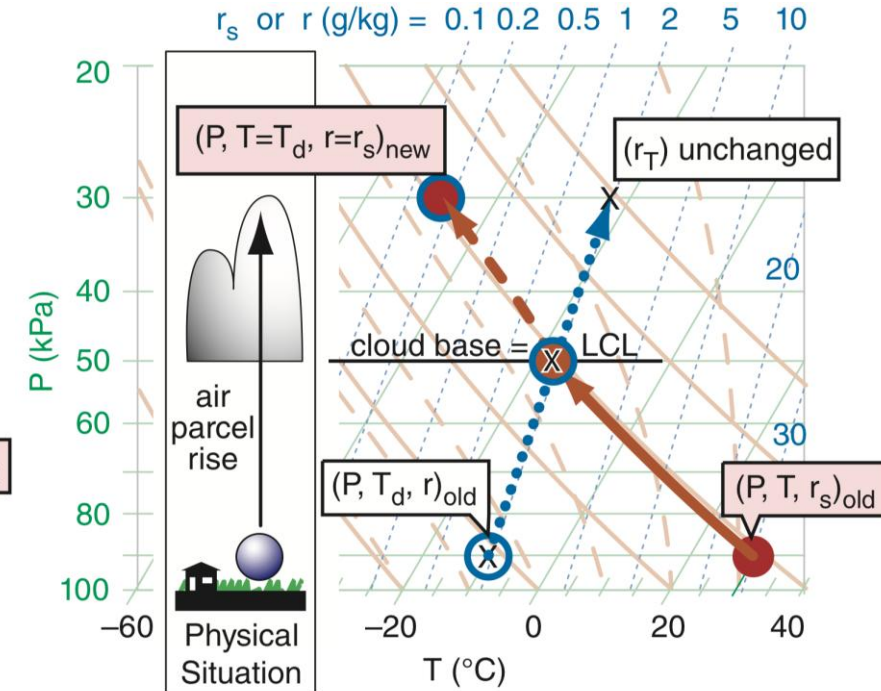
STATO INIZIALE

LCL = livello al quale una parcel non satura sollevata adiabaticamente raggiunge la saturazione



SOLLEVAMENTO ADIABATICO SECCO

- r si conserva
- θ si conserva



SOLLEVAMENTO PSEUODOADIABATICO

- $r = r_s$ dall'LCL in su
- $r_s(T) - r_0$ per ogni livello è il quantitativo di condensato
 - θ_e si conserva

Altre grandezze termodinamiche sullo skewT

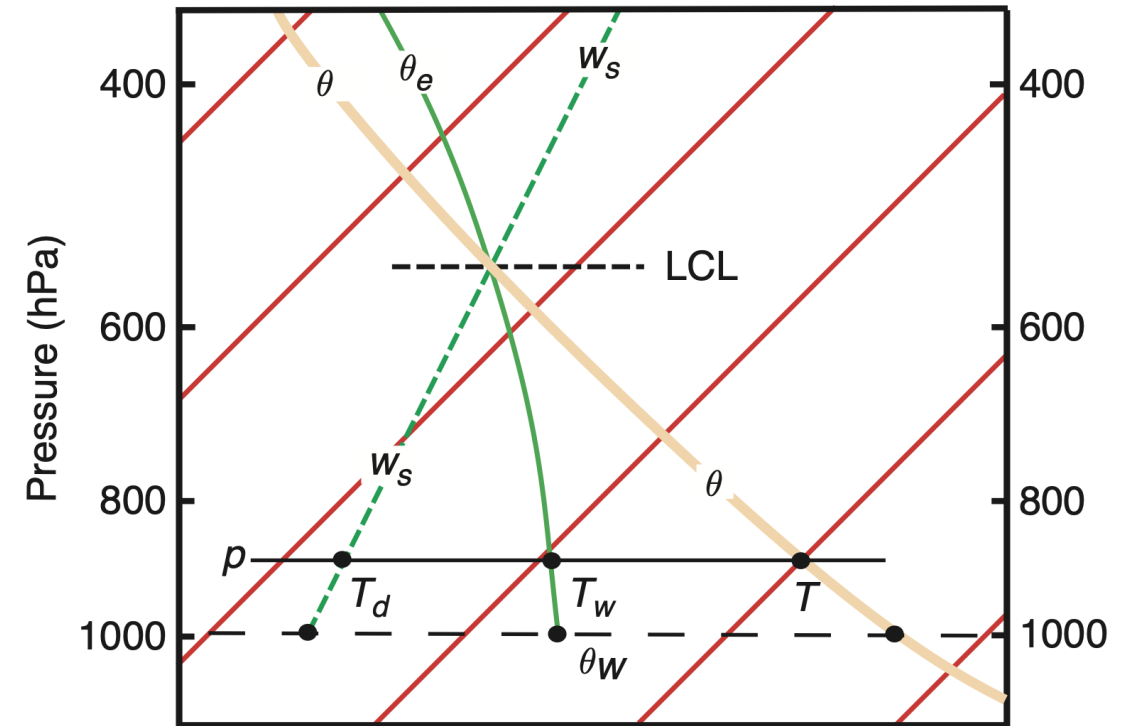
Legge di Normand

In un diagramma SkewT-lnp l'LCL si trova all'intersezione tra:

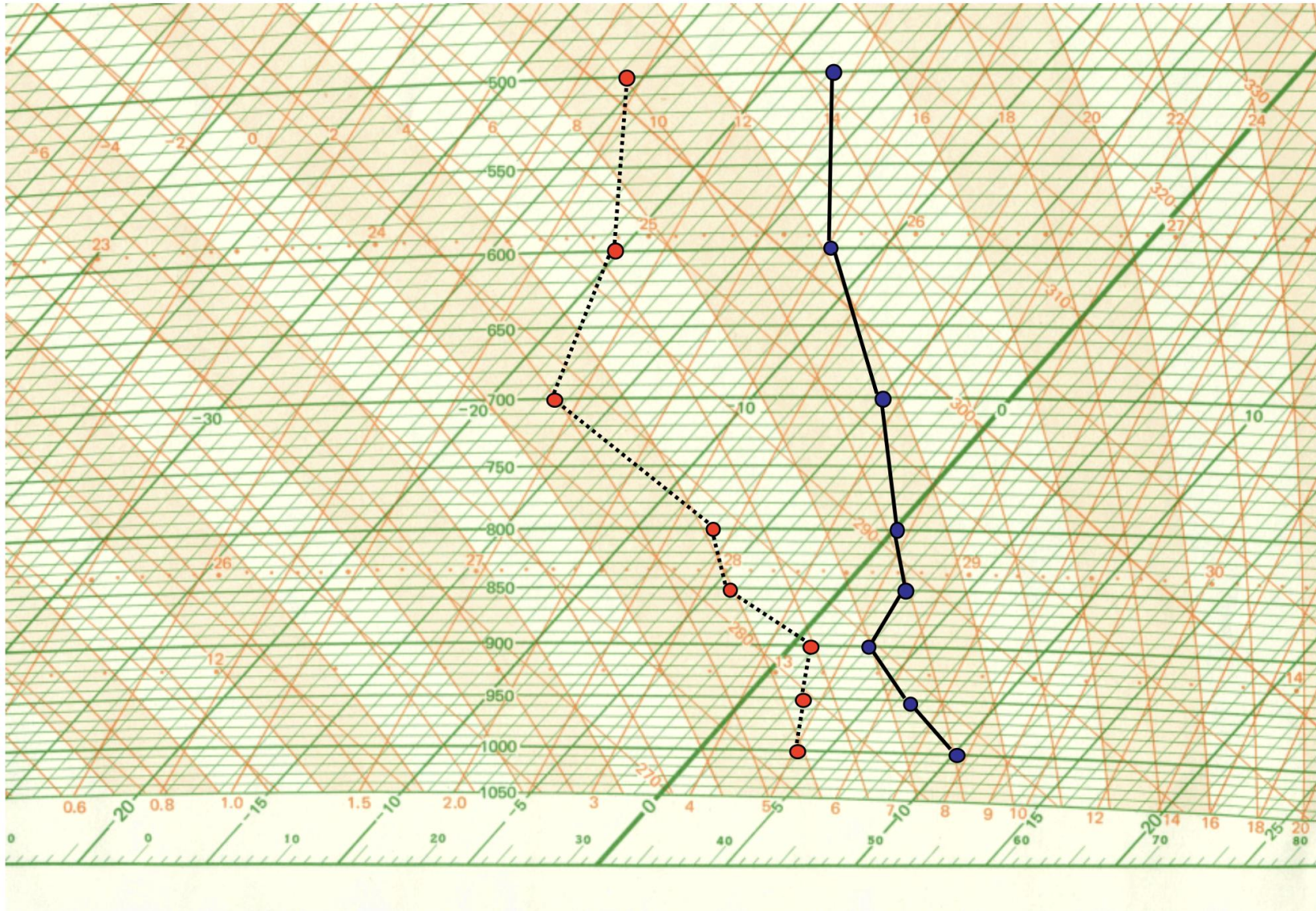
- l'adiabatica secca che passa per (p, T) della parcel di interesse e (p_0, θ)
- la pseudoadiabatica umida che passa per (p, T_w) e (p_0, θ_w)
- l'isoigrometrica che passa attraverso (p, T_d) e (p_0, θ_d)

Basta ricordare le definizioni:

θ = temperatura che la parcel avrebbe se fosse portata adiabaticamente a un livello di pressione standard p_0



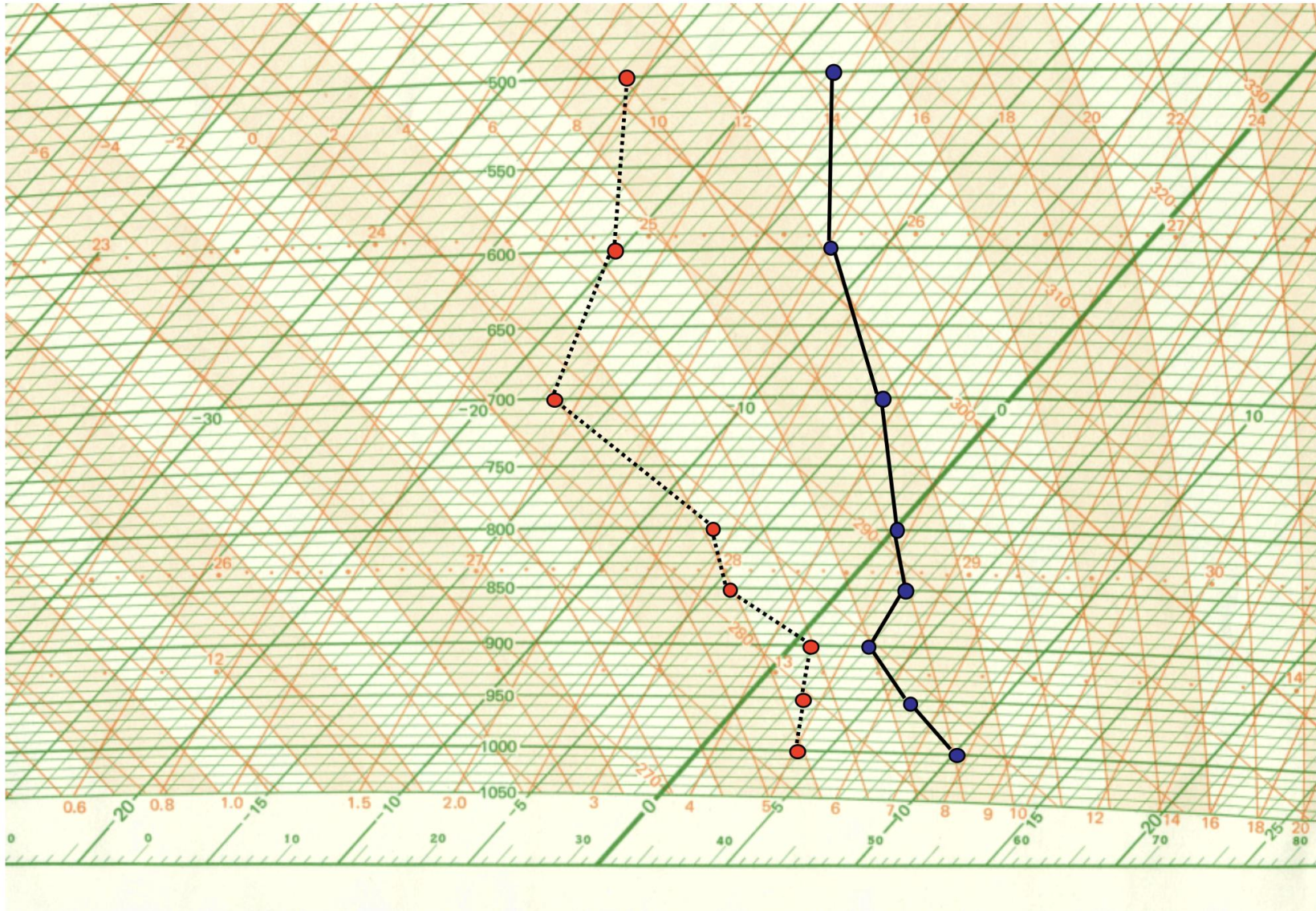
Wallace and Hobbs, 2006



Trova alcune caratteristiche del radiosondaggio

T, Td e RH della parcel a 900 hPa e 800 hPa

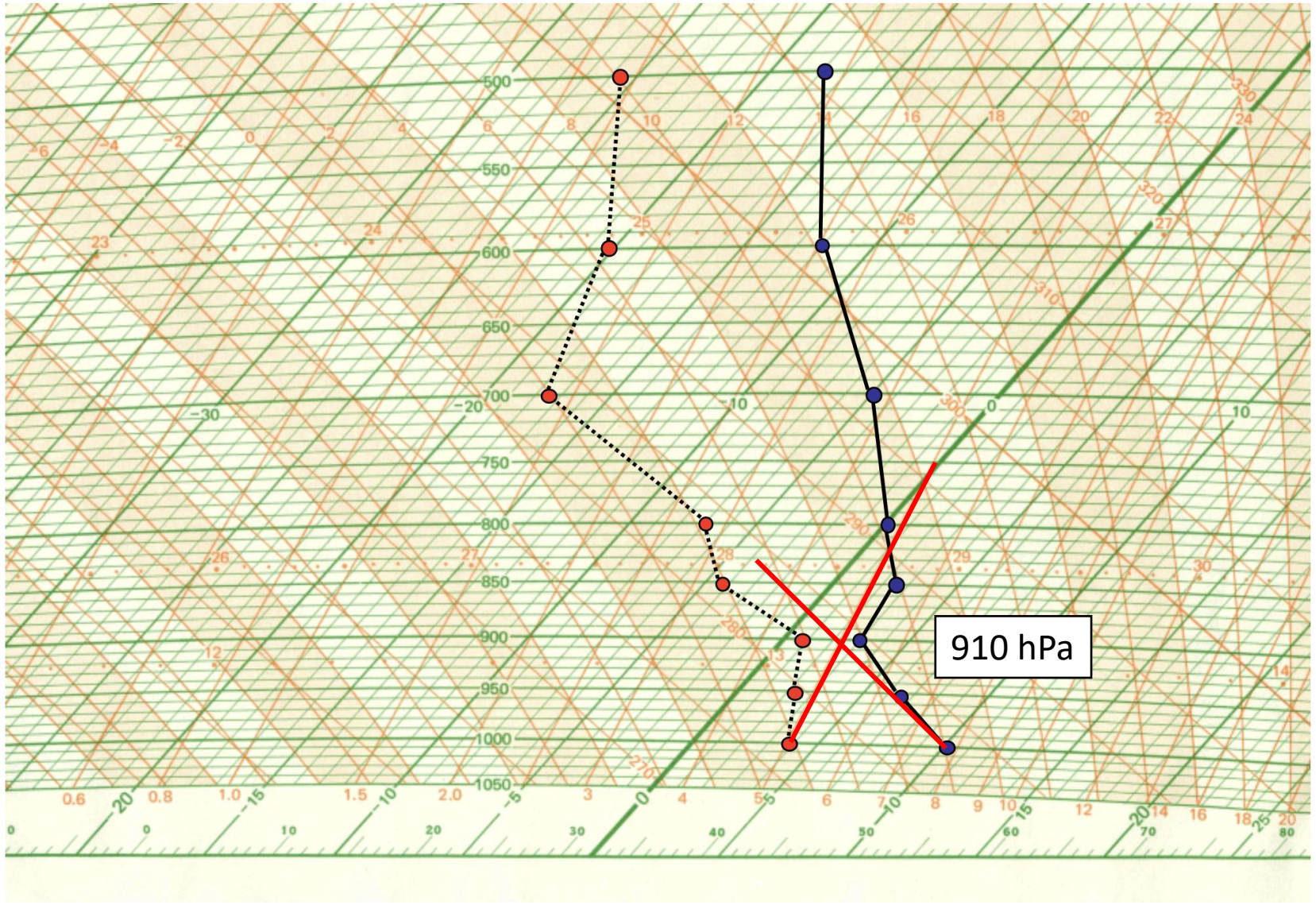
Bordoni, 2019



900 hPa
 $T=3^{\circ}\text{C}$
 $T_d=1^{\circ}\text{C}$
 $\text{RH}=r/r_s \approx 4.5/5.25=86\%$

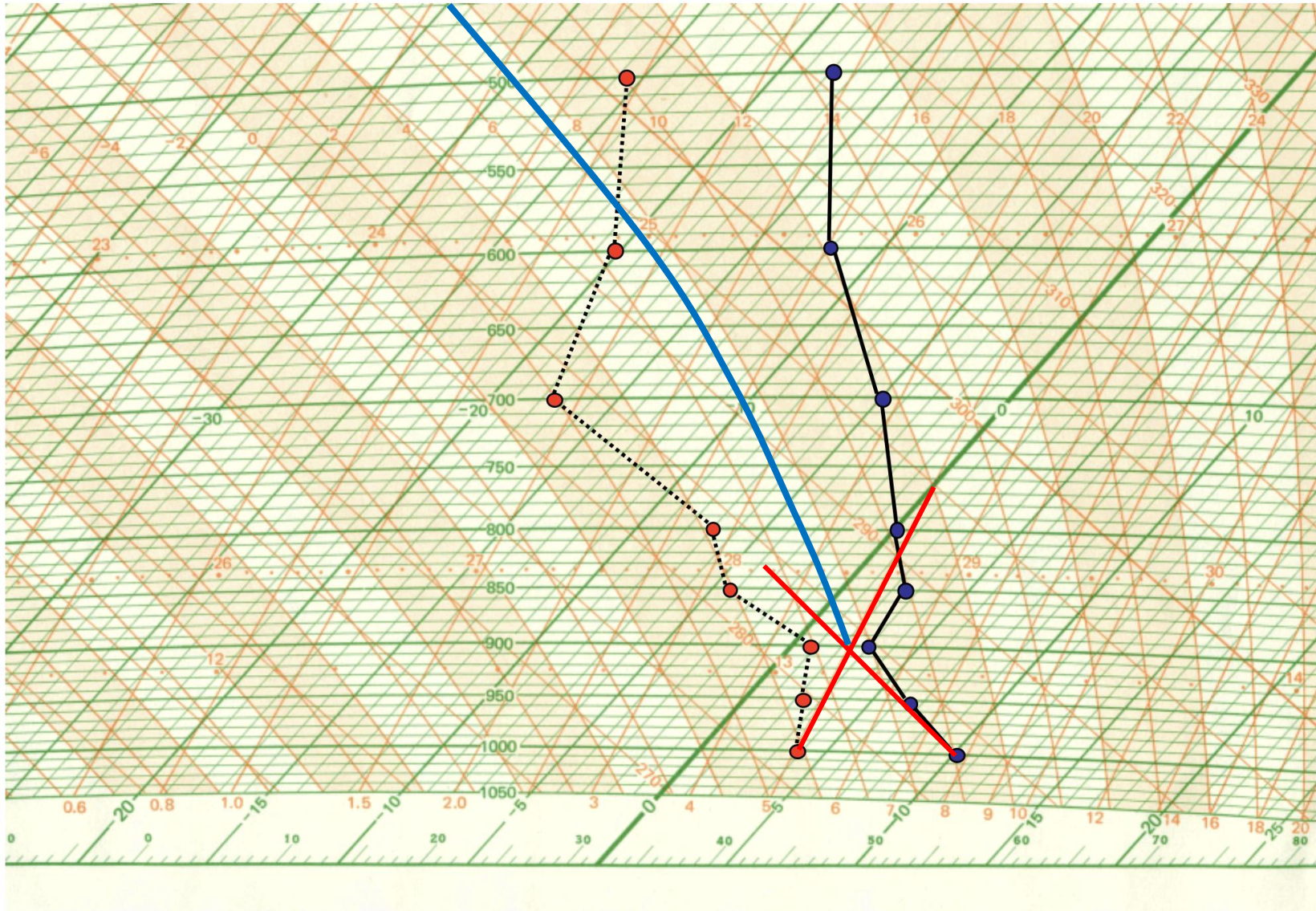
800 hPa
 $T=0^{\circ}\text{C}$
 $T_d=-7^{\circ}\text{C}$
 $\text{RH}=r/r_s \approx 2.8/4.75=60\%$

Bordoni, 2019



Trova LCL e LFC per parcel a 1000 e 900 hPa

Per 1000 hPa LCL= 910 hPa



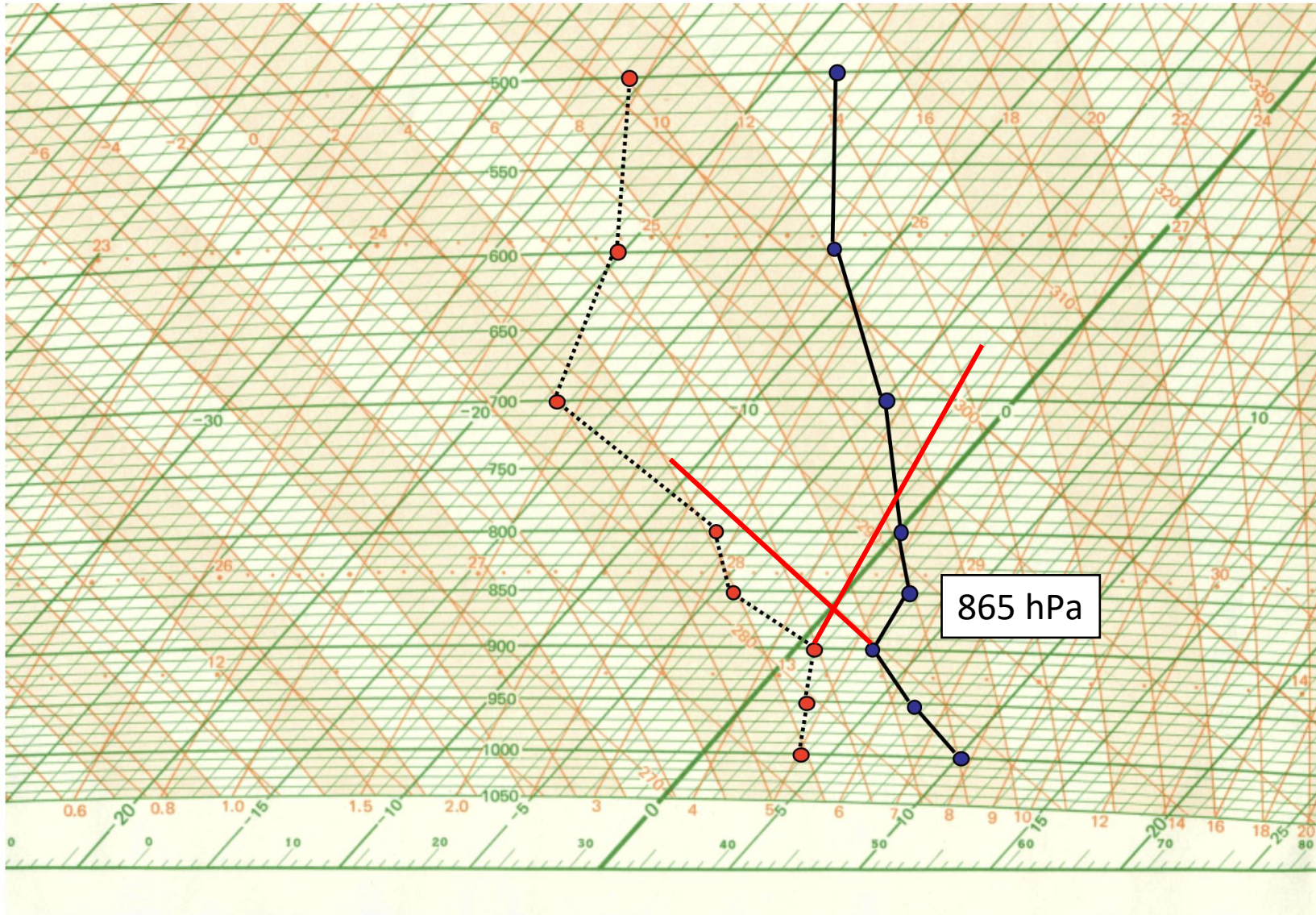
Per 1000 hPa LFC non esiste!

a priori:

$\Gamma_s < \Gamma < \Gamma_d \rightarrow$ profilo condizionatamente instabile

ma per moti secchi:

$\Gamma < \Gamma_d \rightarrow$ profilo stabile per moti adiabatici secchi

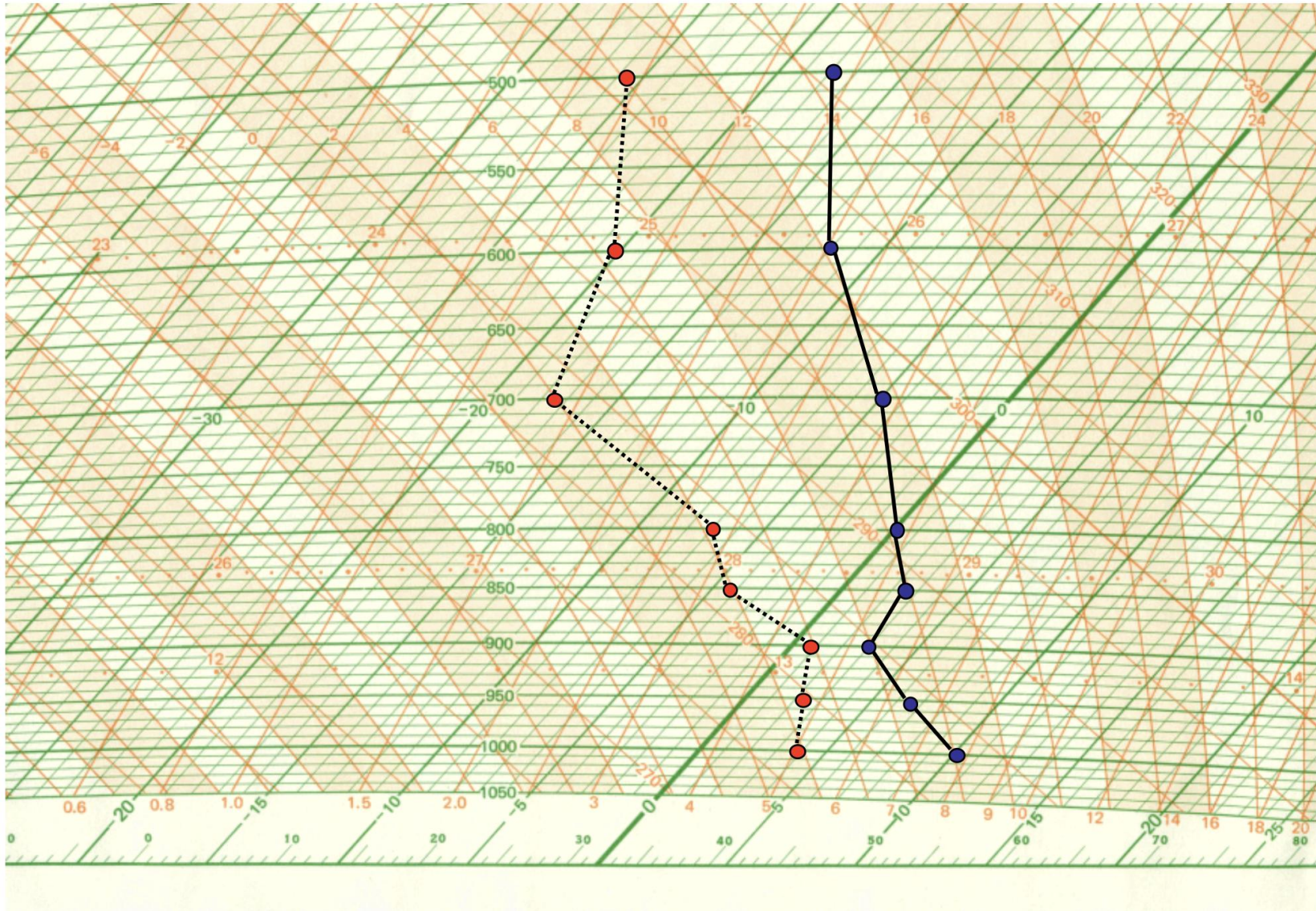


LCL dipende dalla parcel scelta

Per 900 hPa LCL è 865 hPa
 $RH = 4.5 / 5.3 * 100 = 85\%$

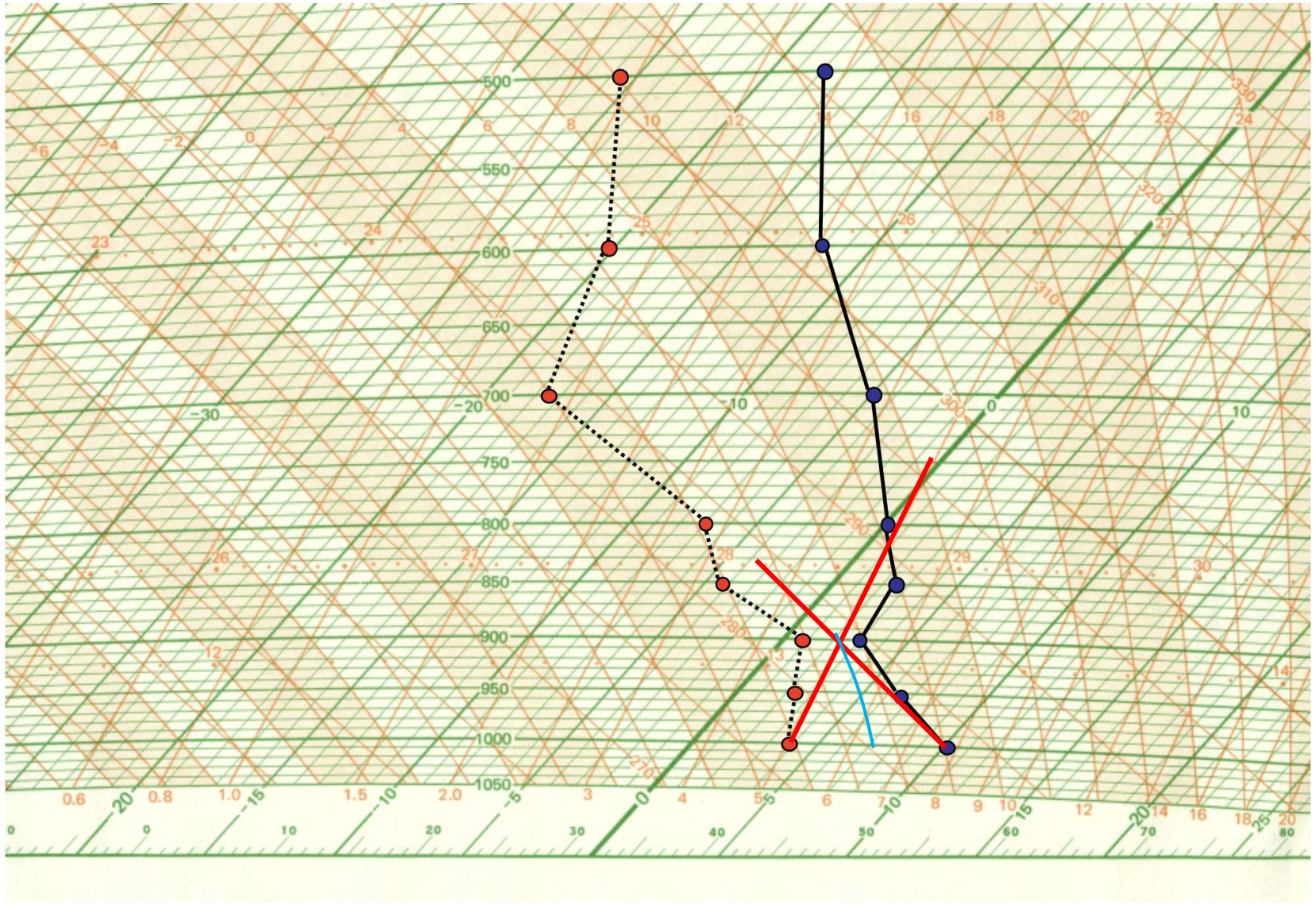
Più umido → linee più vicine →
 LCL più vicino al livello di partenza

Anche per 900 hPa l'LFC non esiste

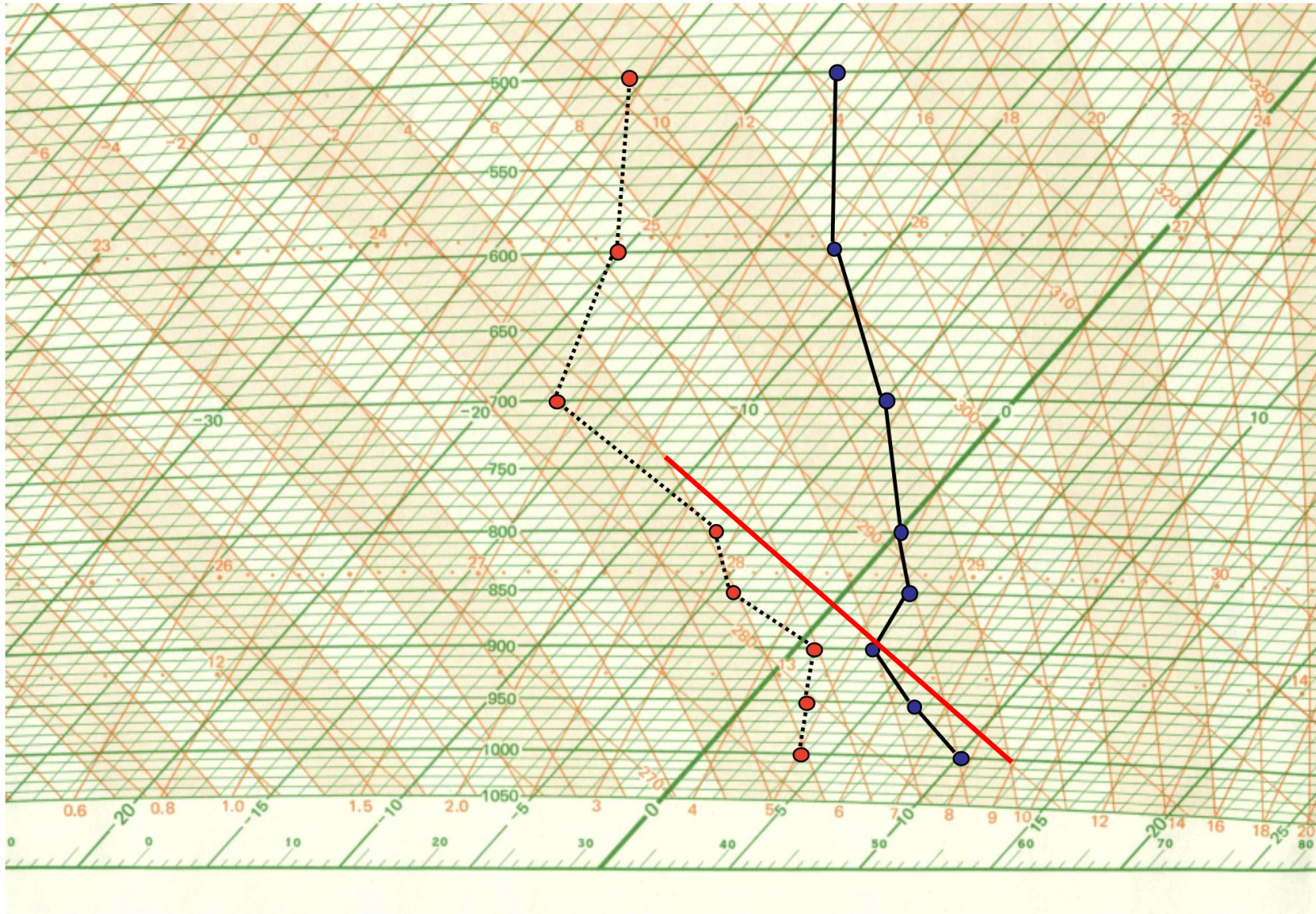


Trovare la temperatura che avrebbe una goccia di pioggia che cade dall'alto quando raggiunge i 1000 hPa

Bordoni, 2019



È la temperatura di bulbo umido!
 $T_w = 7^\circ\text{C}$

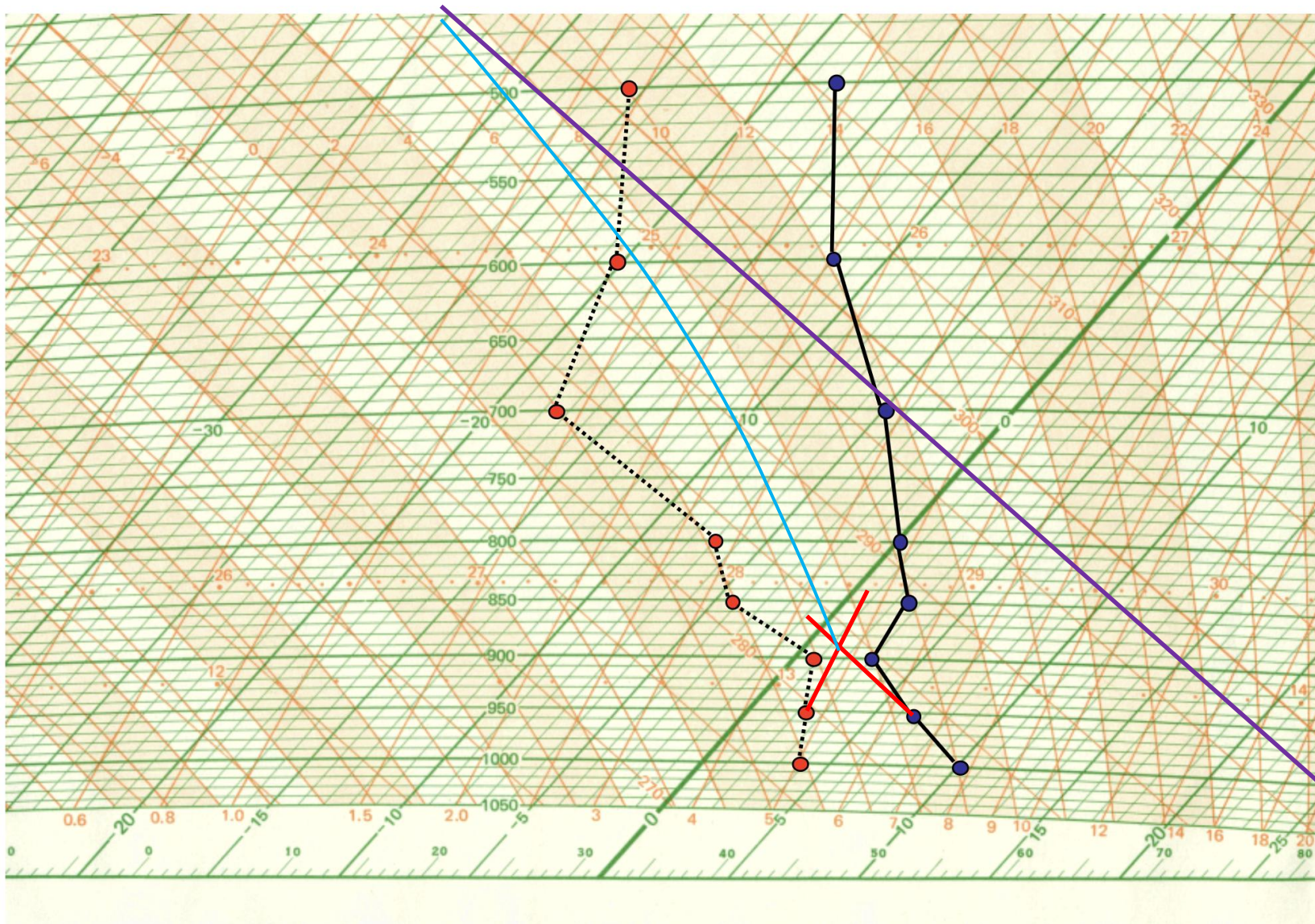


Temperatura potenziale per
parcel a 900 hPa?

285K

2 metodi possibili:

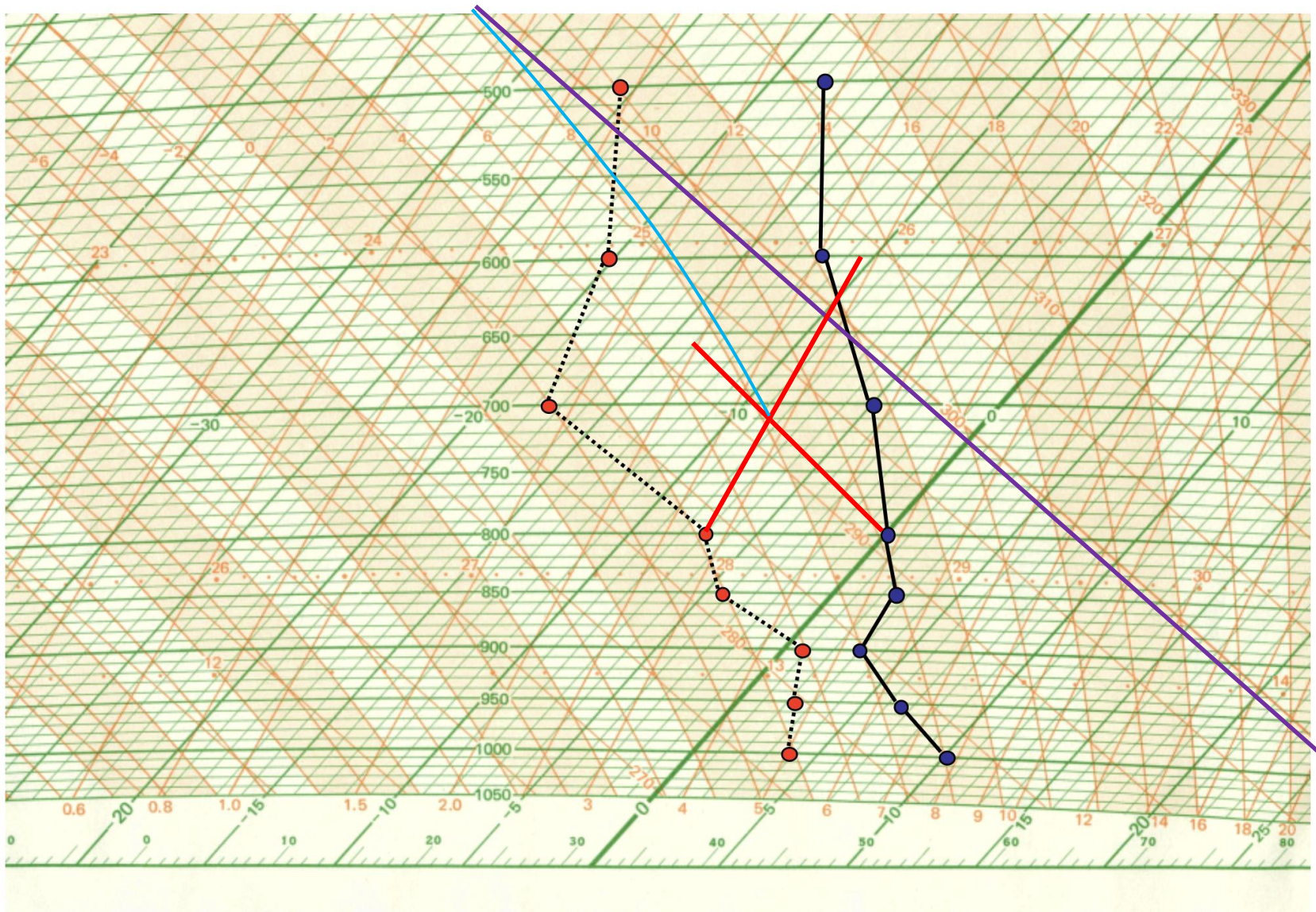
1. Guardo all'adiabatica secca che passa per la parcel
2. Riporto la parcel adiabaticamente a 1000 hPa e leggo la temperatura (12°C)



Temperatura potenziale
equivalente per parcel a 900
hPa?

Ricordo la definizione:
 θ_e = temperatura che la parcel
 avrebbe se fosse sollevata
 pseudoadiabaticamente fino a
 far condensare tutto il vapore
 contenuto nella parcel,
 rilasciando il calore latente. E
 che in seguito sia compressa
 adiabaticamente fino un livello
 di pressione standard p_0

$\approx 25^\circ\text{C}$



C'è instabilità potenziale tra
900 e 800 hPa?

θ_e a 900 hPa = 25°C
Trovo θ_e anche per 800 hPa
>25°C
 $d\theta_e/dz > 0$

**Non c'è instabilità
potenziale**

Esercizio realistico per diagramma termodinamico su Stau/Foehn

Adattato da Wallace and Hobbs, 2006. Ex. 3.10

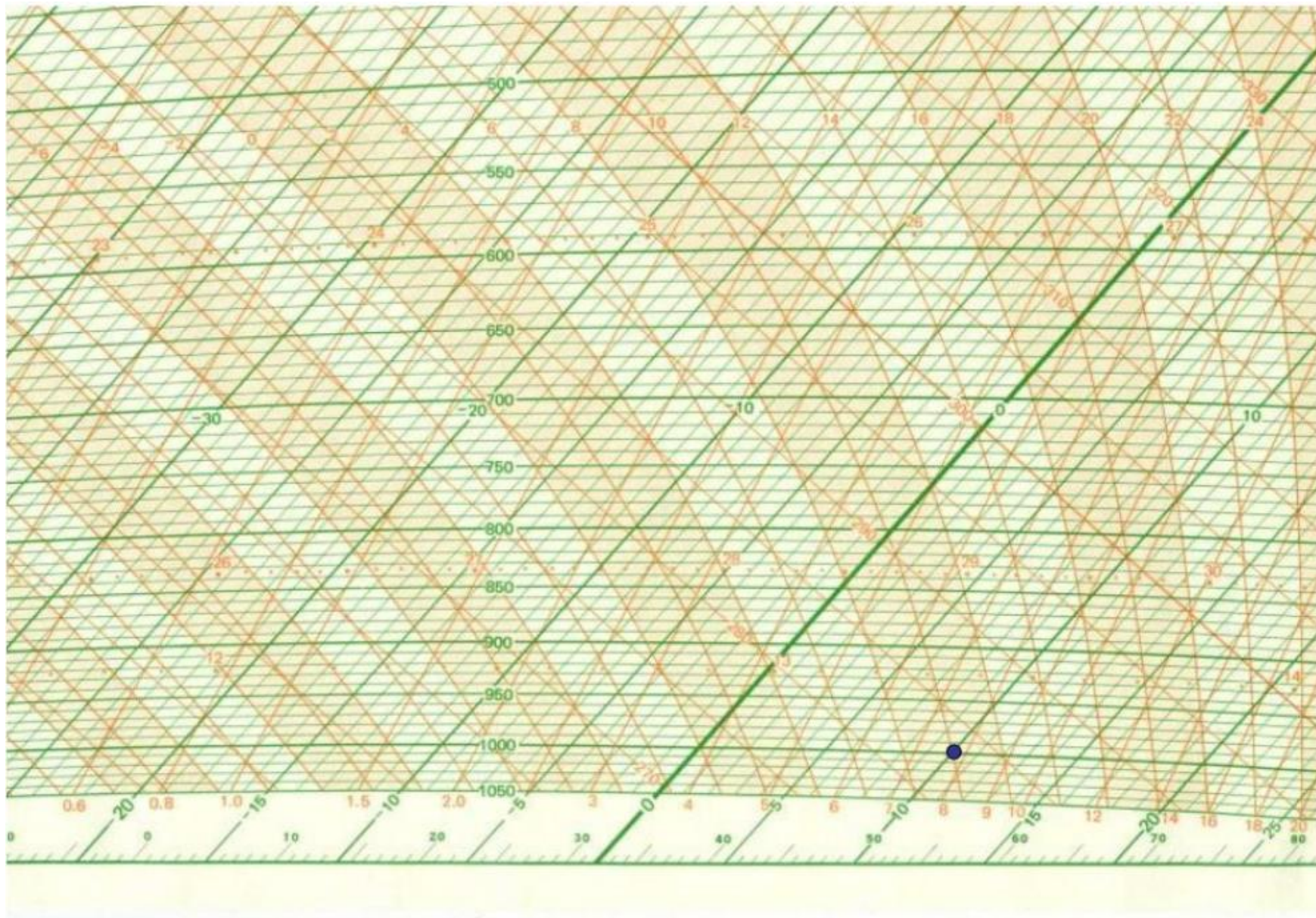
Una parcel a 950 hPa ha una temperatura di 14°C e un mixing ratio di 8 g/kg.

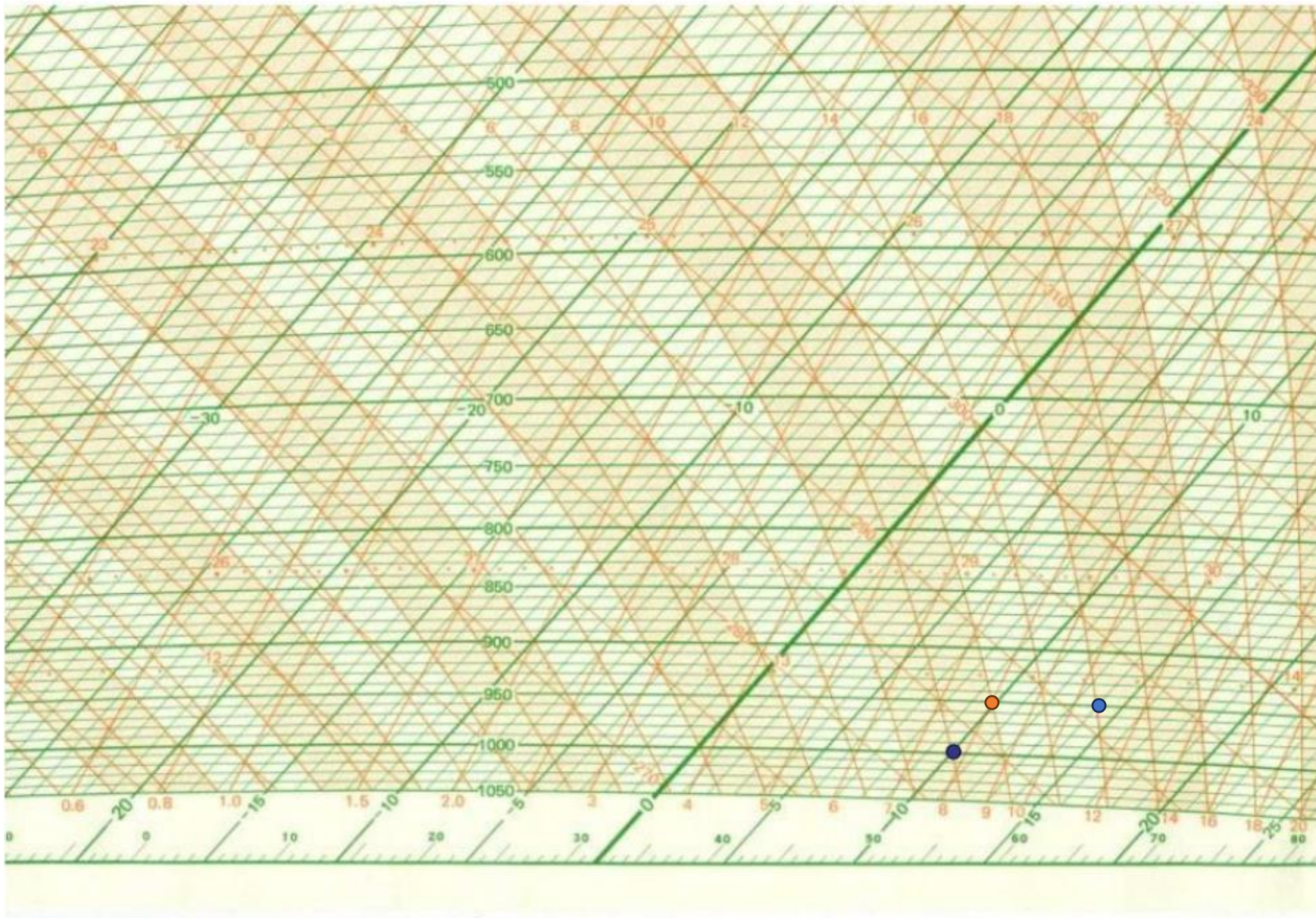
- Qual è la temperatura di rugiada?
- Qual è la temperatura di bulbo umido?

La parcel viene sollevata fino a 700 hPa passando sopra una montagna.

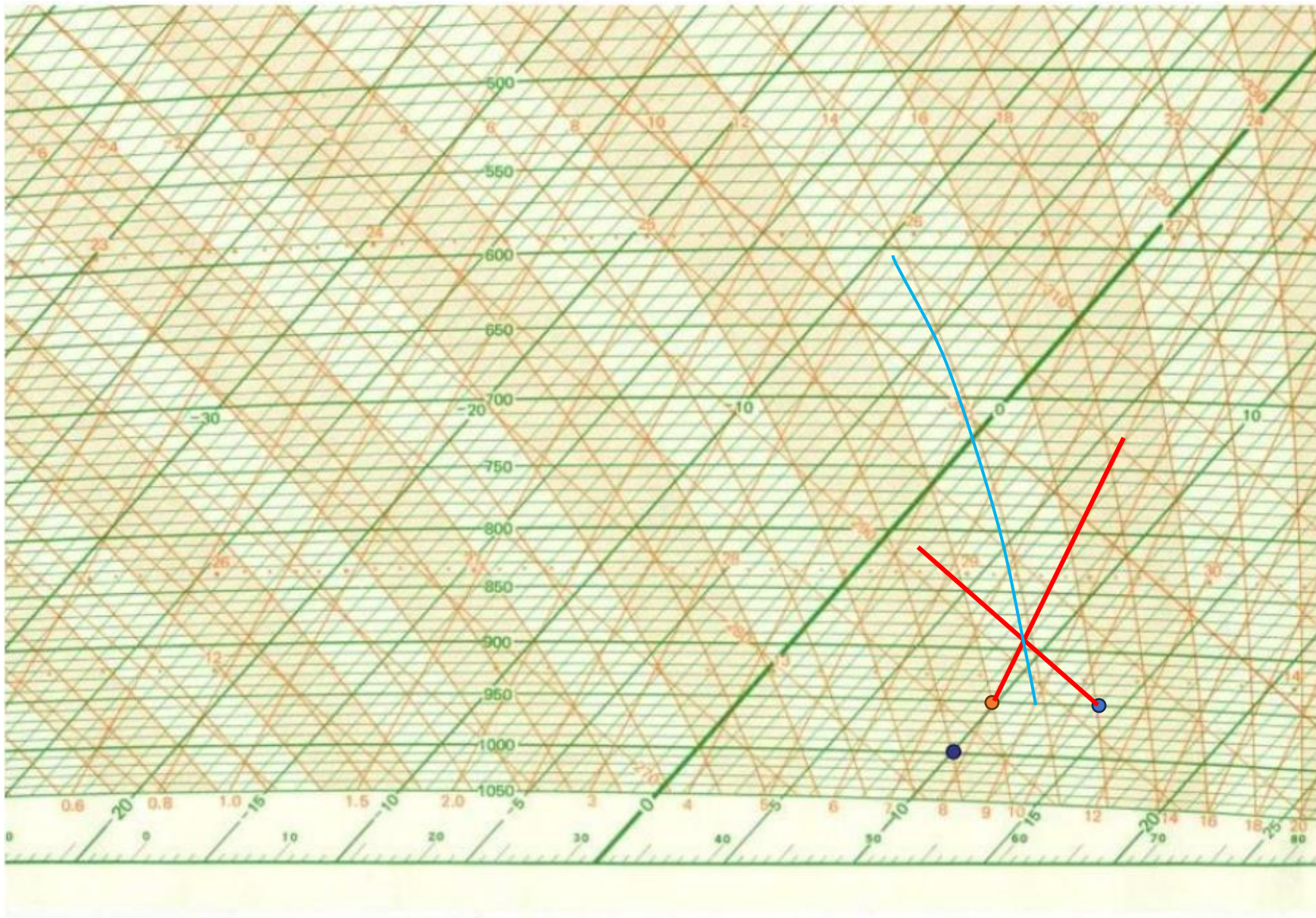
Il 70% del condensato prodotto dal sollevamento è stato rimosso tramite precipitazione.

- Determinare la temperatura della parcel una volta ridiscesa la montagna fino a 950 hPa

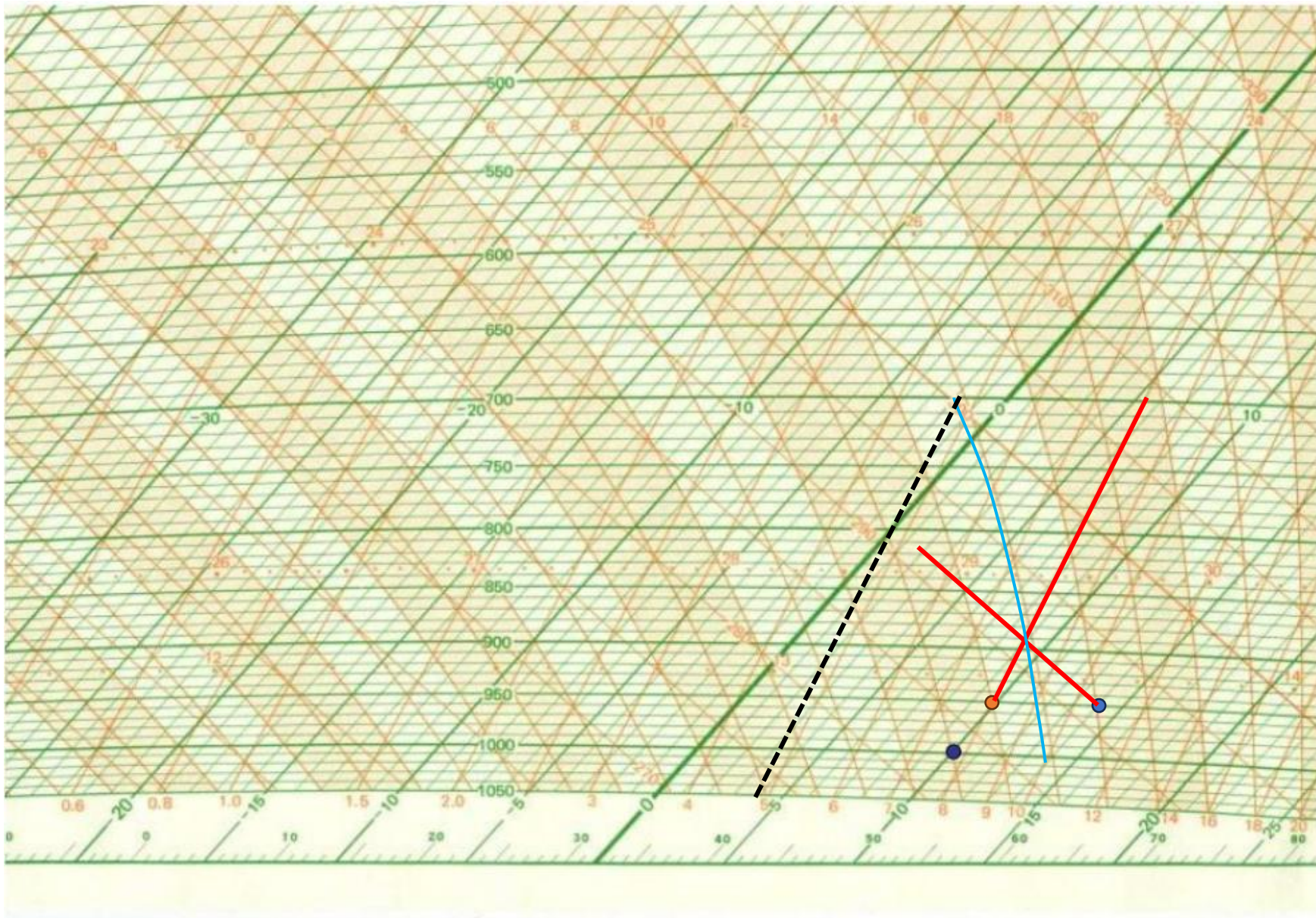




$T_d = 10^\circ\text{C}$

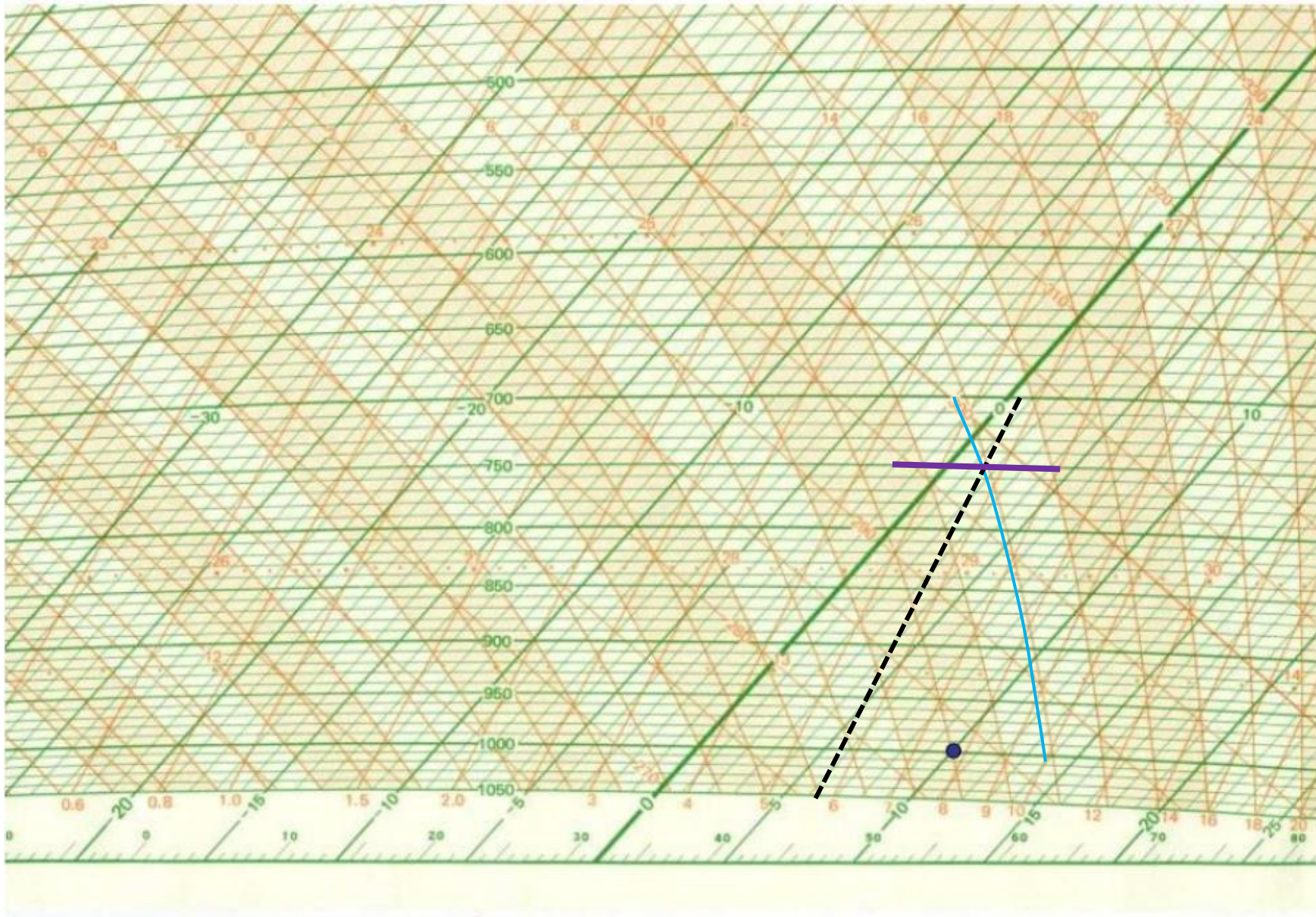


$T_w = 11.5^\circ\text{C}$



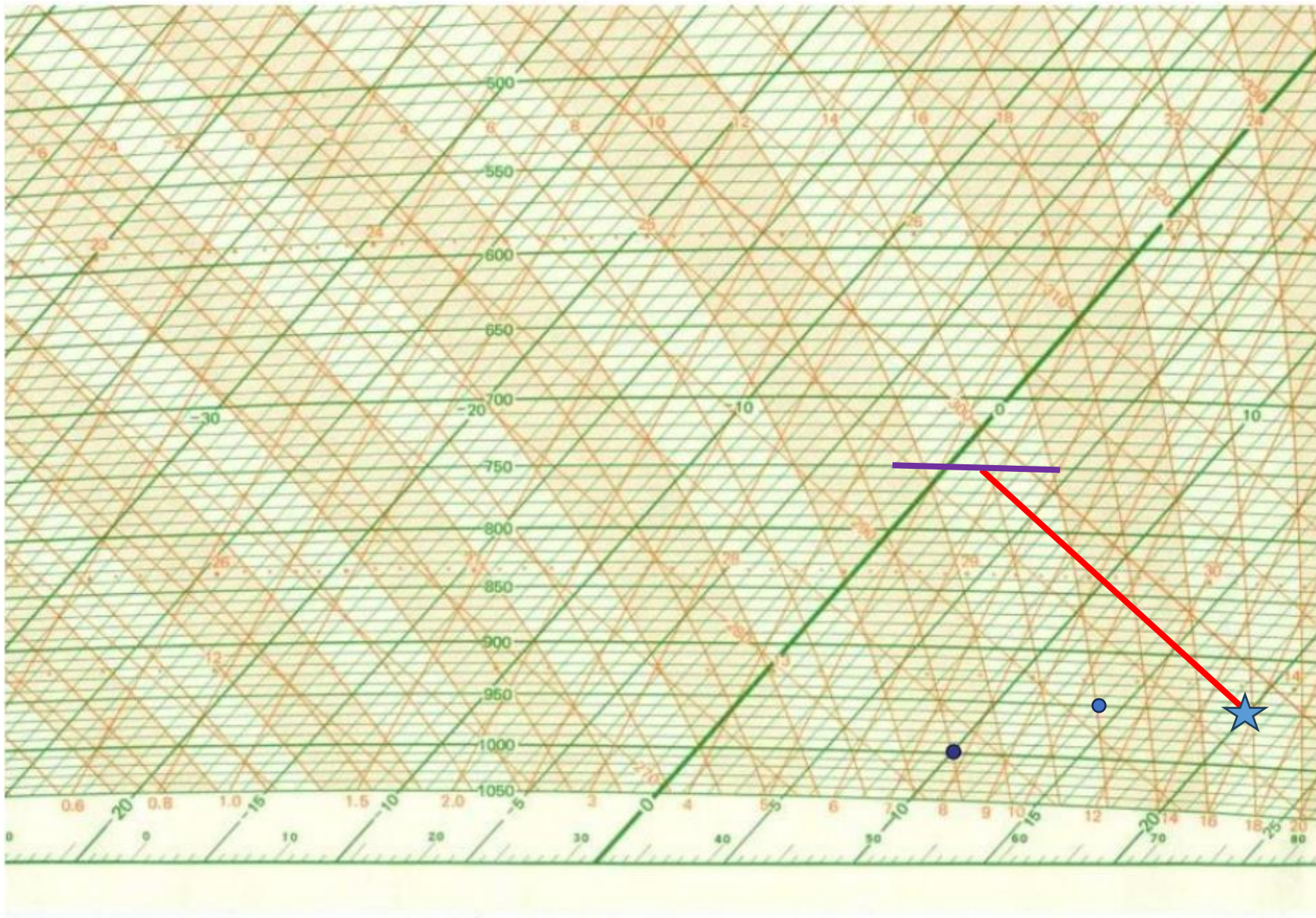
A 700 hPa $r=r_s=4.7$ g/kg
 ovvero $8-4.7=3.3$ g/kg hanno condensato e di questi il 70% (cioè 2.3 g/kg) sono precipitati
 Rimangono 1 g/kg di condensato!

La situazione a 700 hPa vede:
 4.7 g/kg di w_v
 1 g/kg di liquido



Scendo verso il basso da 700 hPa fino a che tutto il condensato torna in forma di vapore ovvero quando $r=r_s=4.7+1=5.7$ g/kg

Questo avviene a circa 760 hPa



Ora tutta l'acqua contenuta nella parcel è in forma di vapore quindi se scendo ulteriormente scendo con un'adiabatica secca fino a 950 hPa

$T=20^{\circ}\text{C}$ vs. una temperatura iniziale di 14°C !

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
- Morgan, G. (1992). THETAPLOT, an equivalent potential temperature diagram. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 47(2), 259-265.
- Manzato, A. (2018). [Analysis of the thermodynamic profile of the atmosphere.](#)
- Crespi, A., Brunetti, M., Lentini, G. and Maugeri, M. (2018), 1961–1990 high-resolution monthly precipitation climatologies for Italy. *Int. J. Climatol*, 38: 878-895. <https://doi.org/10.1002/joc.5217>
- Micheletti S., Salvador M., *Appunti di meteorologia per il Friuli Venezia Giulia* (2010)
- ARPA FVG, *Il clima del Friuli Venezia Giulia*, 2023

Sitografia

- [SIAP+Micros schermo meteo](#)
- [ThundeR radiosondaggi e indici](#)
- [Wyoming Radiosounding database](#)
- [Windchill temperature – meteoSwiss](#)
- [Adrian Tompkins – Esercizi sul Tephigram](#)