

Universidad de Chile
Departamento de Geofísica

GF45A-GF3003
Introducción a la Meteorología y Oceanografía
Semestre Otoño 2009

CLASE 5: Termodinámica Atmosférica

Prof. René Garreaud
www.dgf.uchile.cl/rene

I. Leyes fundamentales de los gases

- Ecuación de estado gases ideales
- Conservación de Energía (1er Ppio. Td)
- Ecuación Hidrostática
- Ley de Dalton

II. Humedad Atmosférica

- Vapor en el aire
- Saturación
- Parámetros de humedad
- Mediciones

III. Procesos Termodinámicos

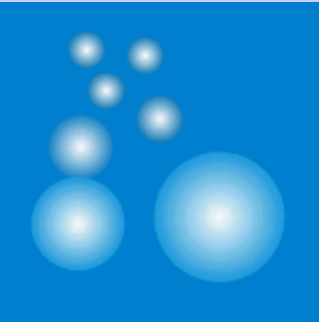
- Procesos Adiabático seco
- Procesos Adiabático saturado
- Estabilidad Atmosférica

El agua en la atmósfera se encuentra en tres formas:



Vapor de agua (Fase gaseosa)

Invisible debido a su tamaño muy pequeño



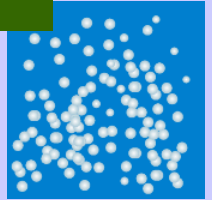
Gotas de nube o lluvia (Fase líquida)

Diferentes tamaños 0.001 mm - 1 cm



Cristales de hielo o nieve (Fase sólida)

Estructura ordenada o desordenada



Humedad Atmosférica

Consideremos en primer lugar como cuantificar el contenido de vapor de agua en el aire:

- **Razón de mezcla = Masa de vapor de agua / Masa de aire seco**

$[q] = \text{gr vapor} / \text{kg de aire seco}$

En esta sala, probablemente $q = 5 \text{ gr/Kg}$

- **Humedad específica = Masa vapor de agua / Masa de aire**

$[H] = \text{gr vapor} / \text{kg de aire}$

Notar que $H < q$, pero $H \sim q$

- **Humedad absoluta = densidad del vapor (Masa/Volumen)**

Como $\rho(\text{aire}) \sim 1 \text{ kg/m}^3$, si $q=5 \text{ gr/Kg}$ entonces $\rho(\text{vapor}) \sim 5 \text{ g/m}^3$

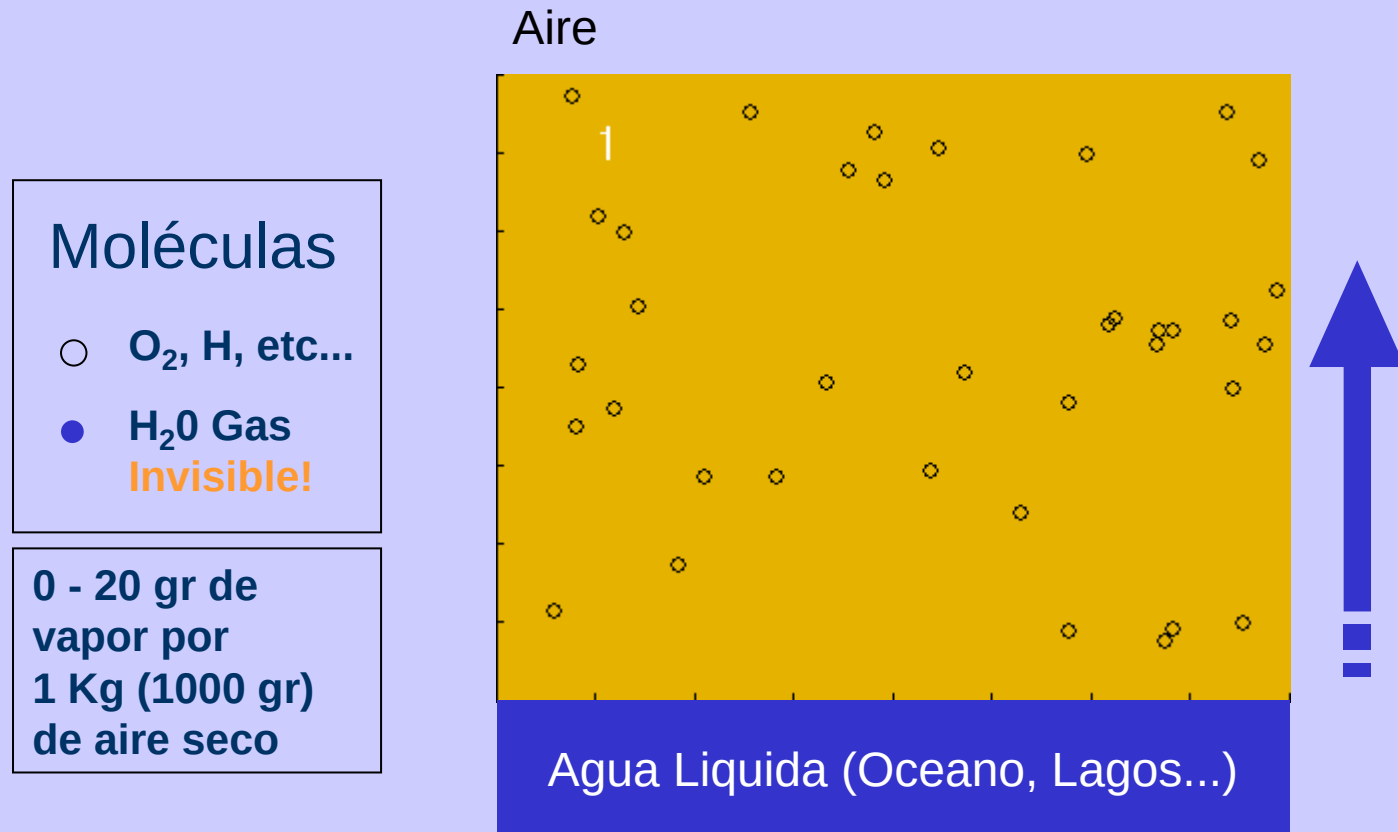
Naturalmente, todos los parámetros anteriores son difíciles de medir directamente...(necesitamos contar moléculas de vapor)

GF45A-GF3003 Introducción a la Meteorología – Clase 5

Semestre Otoño 2009 – R. Garreaud

Las moléculas de vapor de agua pasan desde la superficie de cuerpos de agua hacia la atmósfera.

Este proceso se denomina evaporación.



La evaporación es rápida cuando el aire es seco, la temperatura es alta y el viento es fuerte.

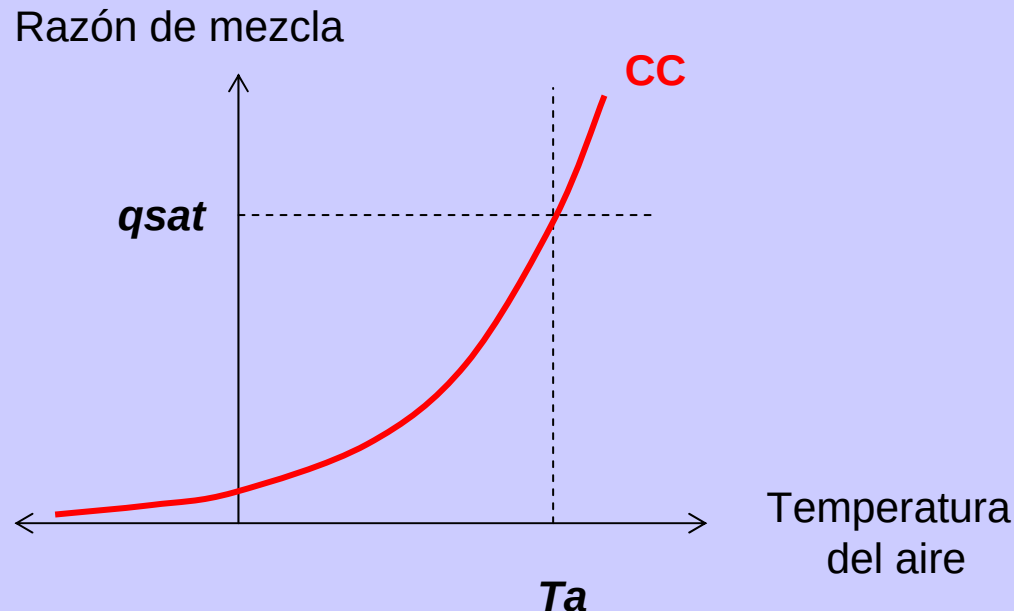
GF45A-GF3003 Introducción a la Meteorología – Clase 5

Semestre Otoño 2009 – R. Garreaud

Si la evaporación continua, la razón de mezcla aumenta y llegara un momento en que el aire no puede contener mas vapor de agua y comienza la formación de gotas.

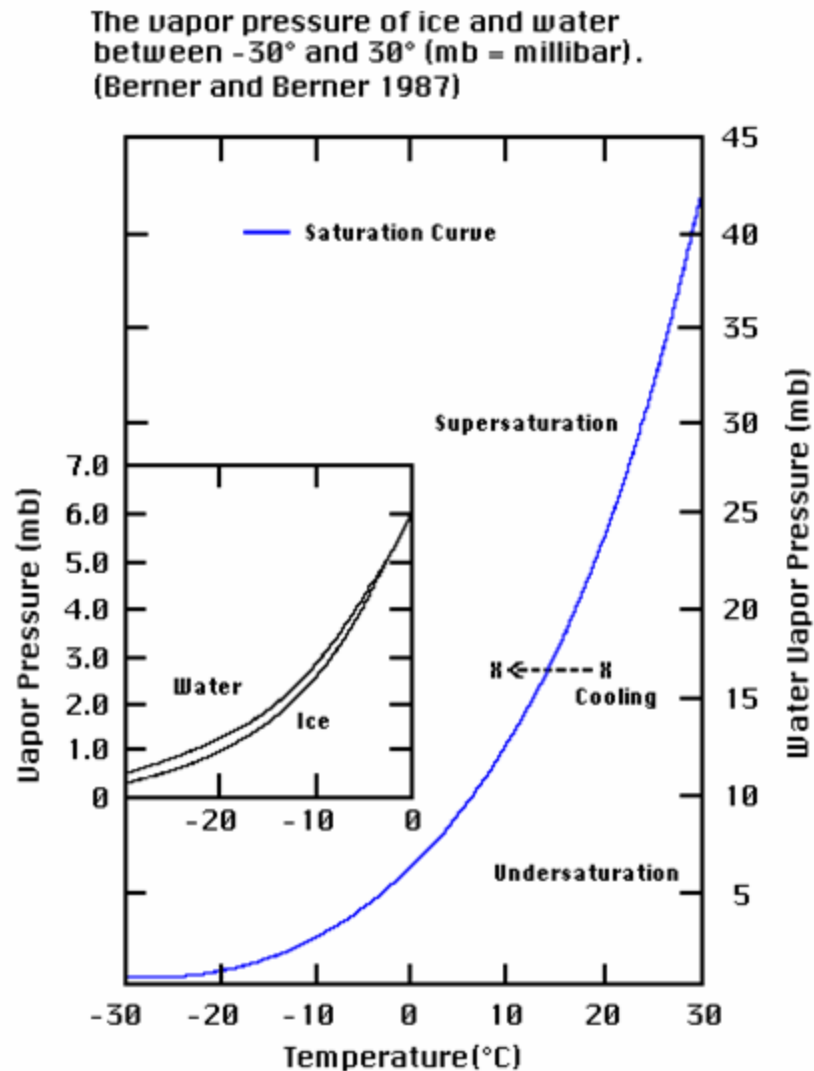
Esa condición se denomina estado de **saturación**. El valor de q en ese estado se denomina como razón de mezcla de saturación (q_{sat}).

Se puede demostrar que a presión constante, q_{sat} solo depende de la temperatura, a través de la ley de Clausius-Clapeyron:



GF45A-GF3003 Introducción a la Meteorología – Clase 5

Semestre Otoño 2009 – R. Garreaud



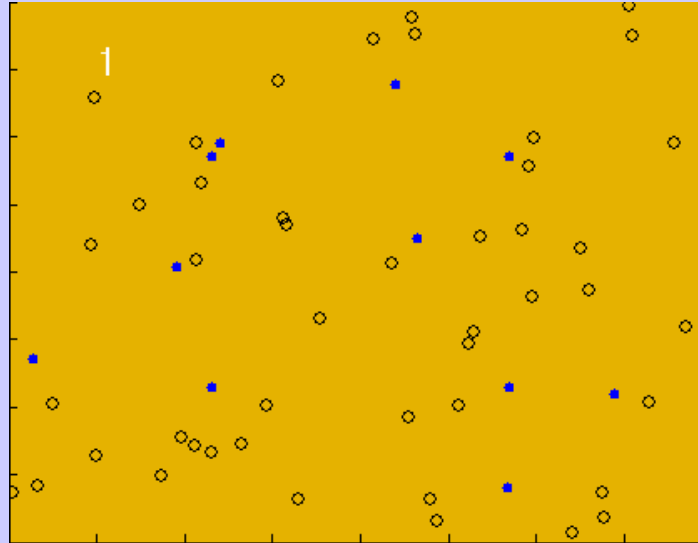
GF45A-GF3003 Introducción a la Meteorología – Clase 5

Semestre Otoño 2009 – R. Garreaud

Interpretación
simple de la ley
de Clausius-
Clapeyron

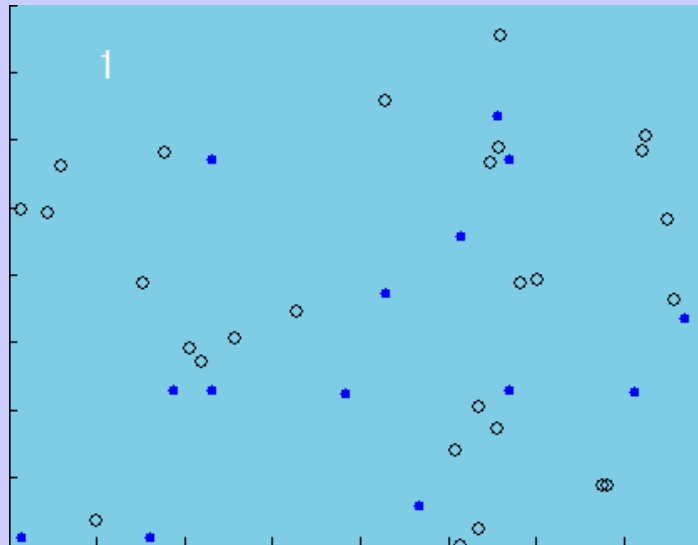
Moléculas

- O_2 , H, etc...
- H_2O Vapor
- H_2O Liquido



**Temperatura
del aire: 22°C**

Moléculas se mueven
rápido y choques de
 H_2O vapor no logran
formar una gota



**Temperatura
del aire: 5°C**

Moléculas se mueven
lento y choques de H_2O
vapor si logran formar
una gota:

Condensación

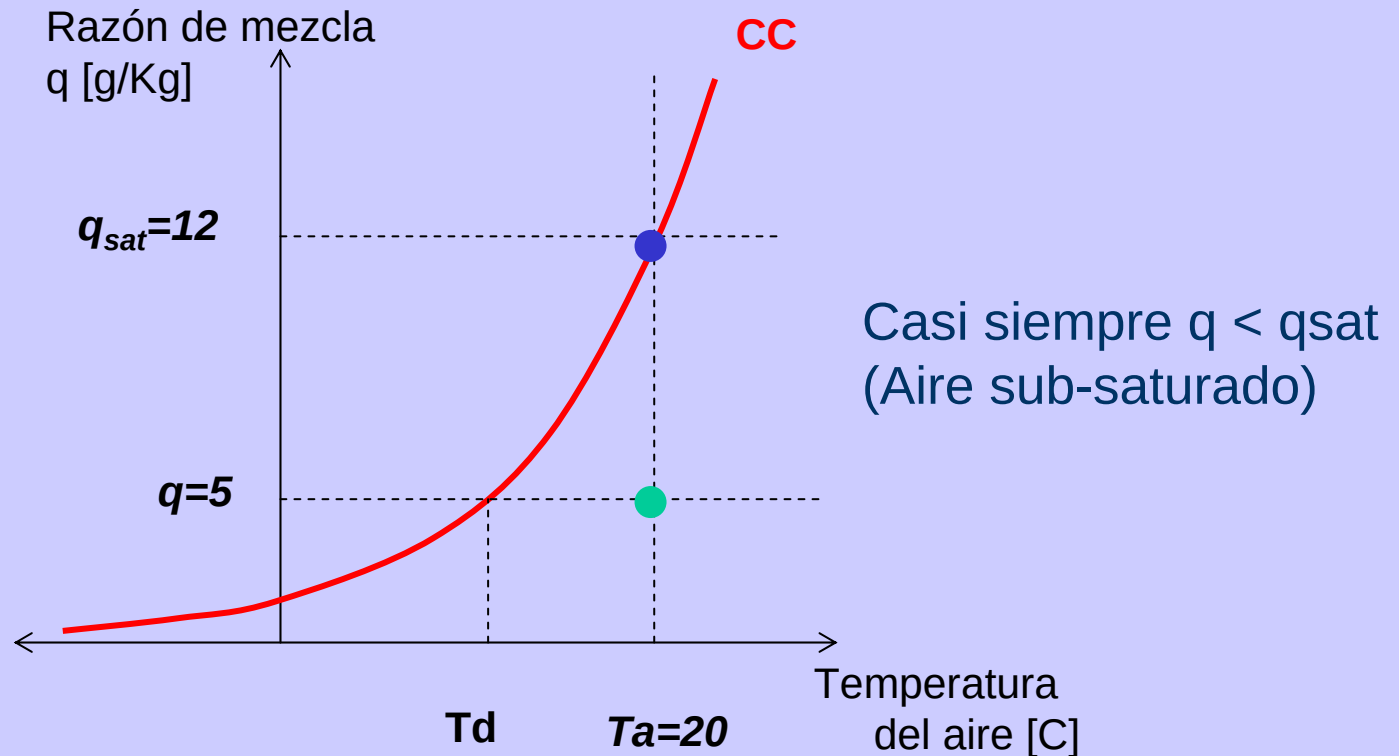
GF45A-GF3003 Introducción a la Meteorología – Clase 5

Semestre Otoño 2009 – R. Garreaud

Tenemos entonces dos valores de razón de mezcla.

Uno corresponde al “medido” (q) e indica cuanto vapor hay en la sala. El otro corresponde al de saturación (q_{sat}), solo depende de la temperatura (y presión) y nos dice cuanto vapor se requiere para saturar esta sala.

Ambos valores pueden ser dibujados en el grafico T - q :



Calculo de razón de mezcla de saturación:

Primero se calcula la presión parcial de vapor de saturación usando la ley de Clausius-Clapeyron

$$e_{\text{sat}} = 6.11 * 10^{[7.5 * T / (T + 237.3)]} \quad (T \text{ del aire en } ^\circ\text{C y } e_{\text{sat}} \text{ en hPa})$$

La razón de mezcla se calcula entonces como:

$$q_{\text{sat}} = 622 * e_{\text{sat}} / [p - e_{\text{sat}}] \quad (q_{\text{sat}} \text{ en g/Kg})$$

Donde p es la presión atmosférica expresada en hPa.

Ejemplo: esta sala.... $T=20^\circ\text{C}$, $p=950$ hPa.

$$e_{\text{sat}} = 23.4 \text{ hPa}$$

$$q_{\text{sat}} = 15.7 \text{ g/Kg}$$

Humedad relativa

Se define la humedad relativa como: **$HR = 100 * q / q_{sat}$**

Es decir, la humedad relativa nos indica cuan cerca o lejos estamos de la condición de saturación. 0% indica aire completamente seco. 100% indica aire saturado. 101% indica sobresaturación....

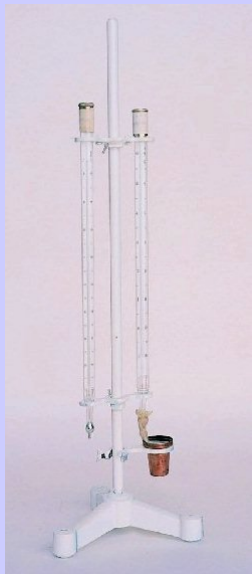
Notar que HR es función de q (contenido de vapor) Y de la temperatura, por lo cual HR no es un buen indicador de la cantidad de vapor de agua en el aire:

HR=70%, T=20°C, p=950 hPa → q = 11.0 g/Kg

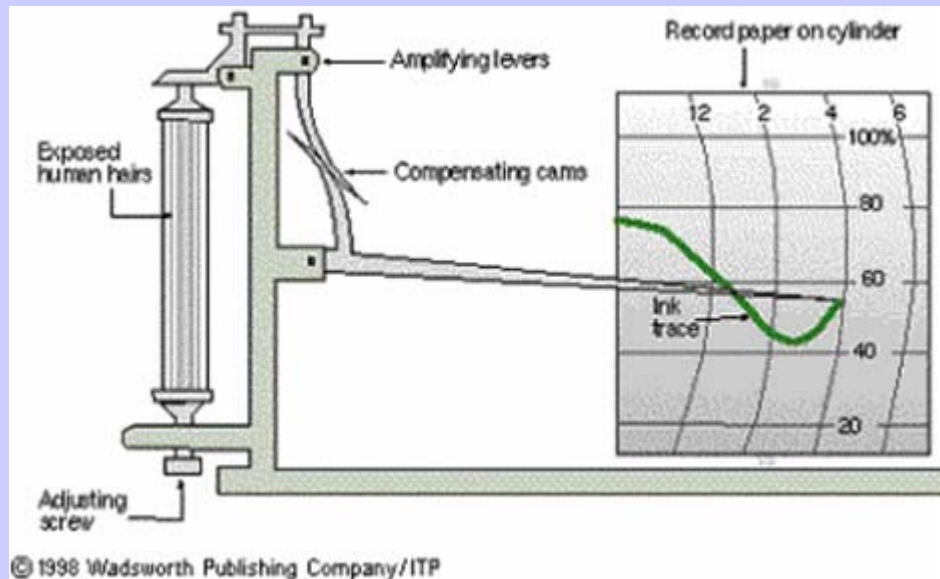
HR=70%, T= 2°C, p=950 hPa → q = 3.2 g/Kg ($q_{sat} = 4.7$ g/Kg)

Humedad Relativa

Sin embargo, la humedad relativa es una cantidad fácilmente medible a través de higrometros, en los cuales un material (e.g., cabello humano) responde a cambios de humedad relativa.

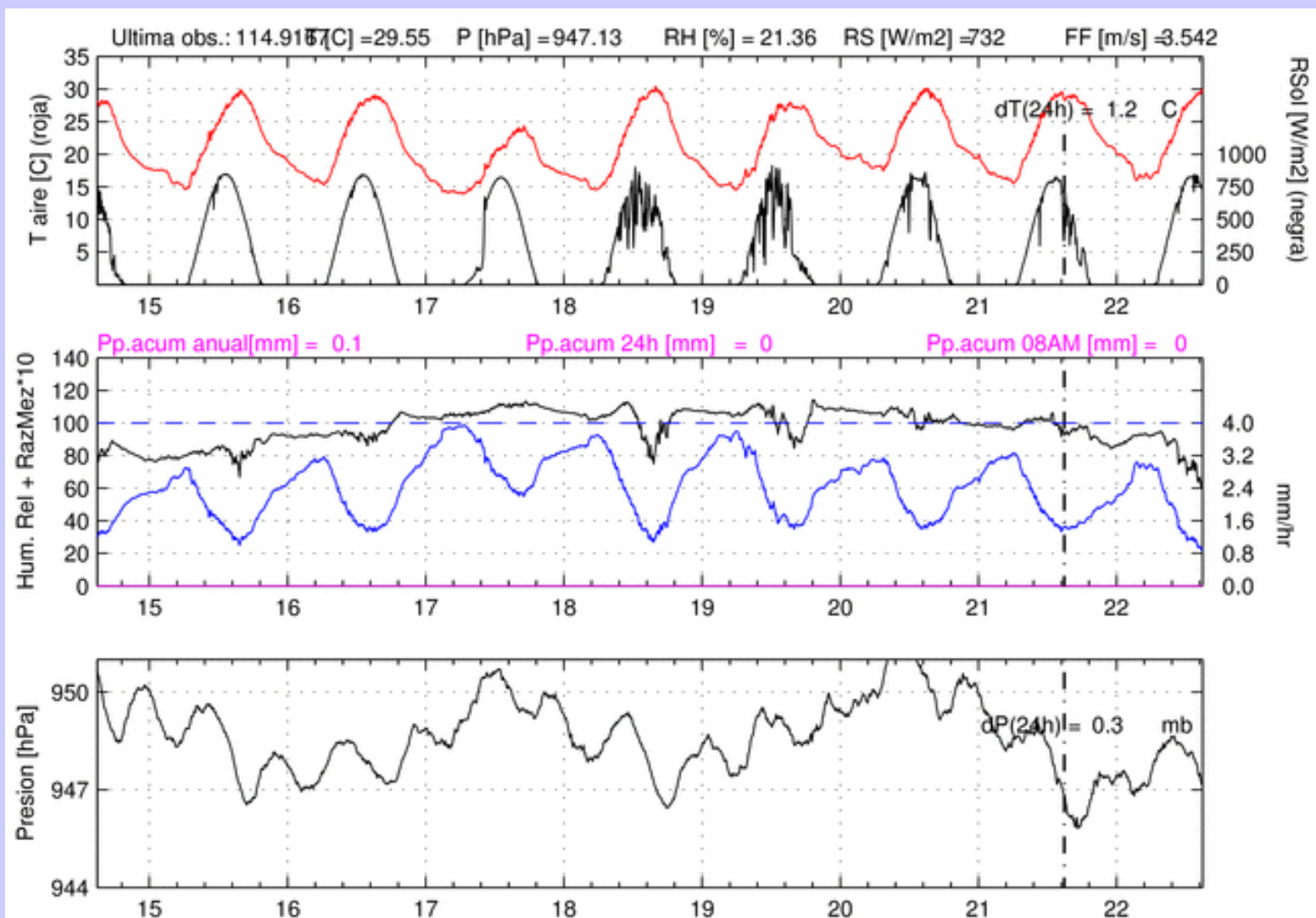


Psicrómetro



GF45A-GF3003 Introducción a la Meteorología – Clase 5

Semestre Otoño 2009 – R. Garreaud

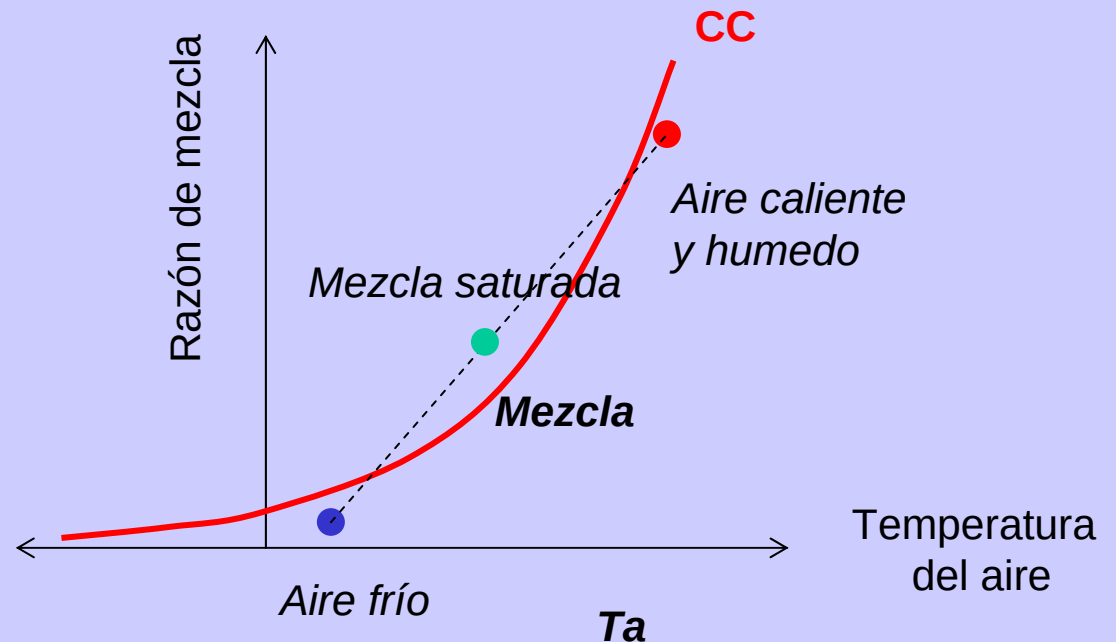
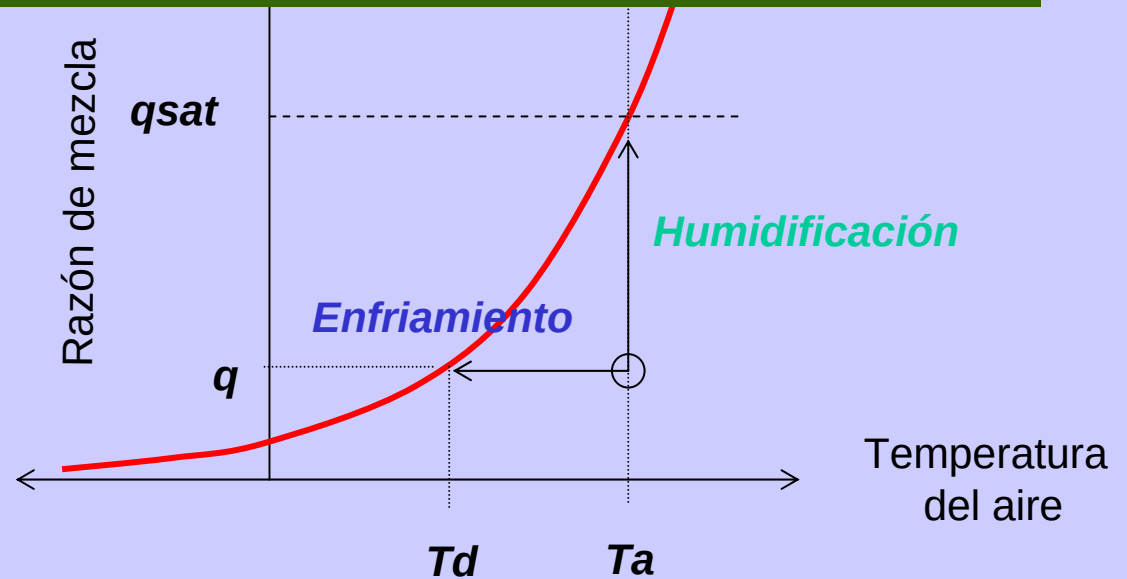


La saturación de aire puede alcanzarse en la atmósfera a través de tres mecanismos:

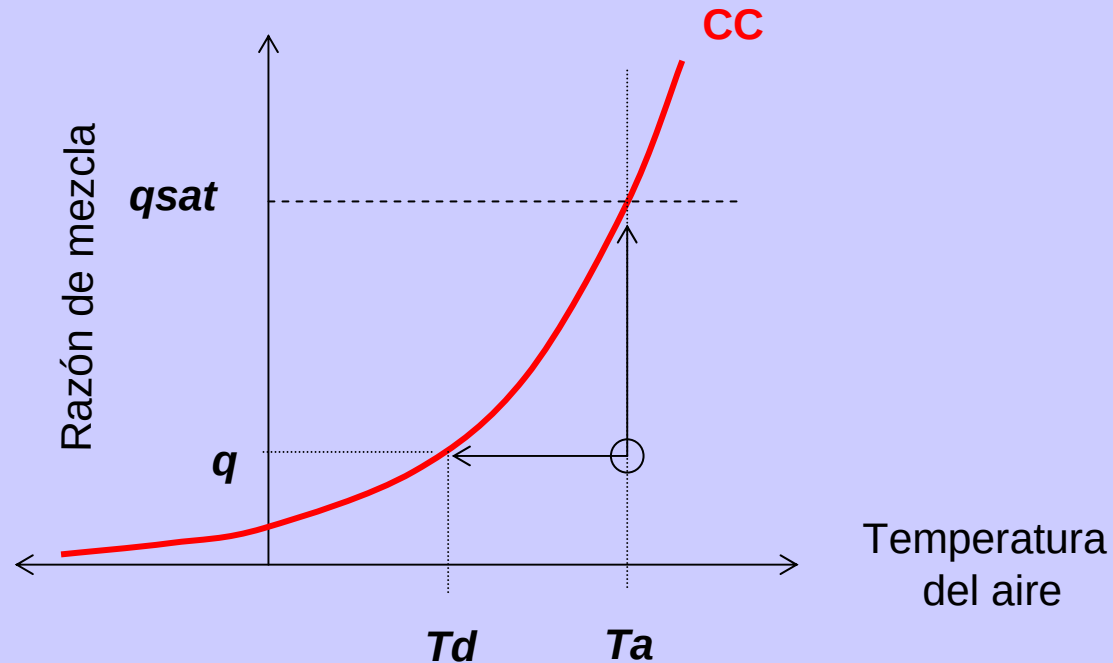
1. Humidificación (aumentar q por medio de evaporación)
2. Enfriamiento (disminuye q_{sat})
3. Mezcla de dos masas de aire subaturadas, pero cercanas a la saturación

GF45A-GF3003 Introducción a la Meteorología – Clase 5

Semestre Otoño 2009 – R. Garreaud



GF45A-GF3003 Introducción a la Meteorología – Clase 5
Semestre Otoño 2009 – R. Garreaud



Otra parámetro que indica el grado de humedad del aire es la **temperatura del punto de rocío** (T_d): valor al cual hay que enfriar el aire para que sature.

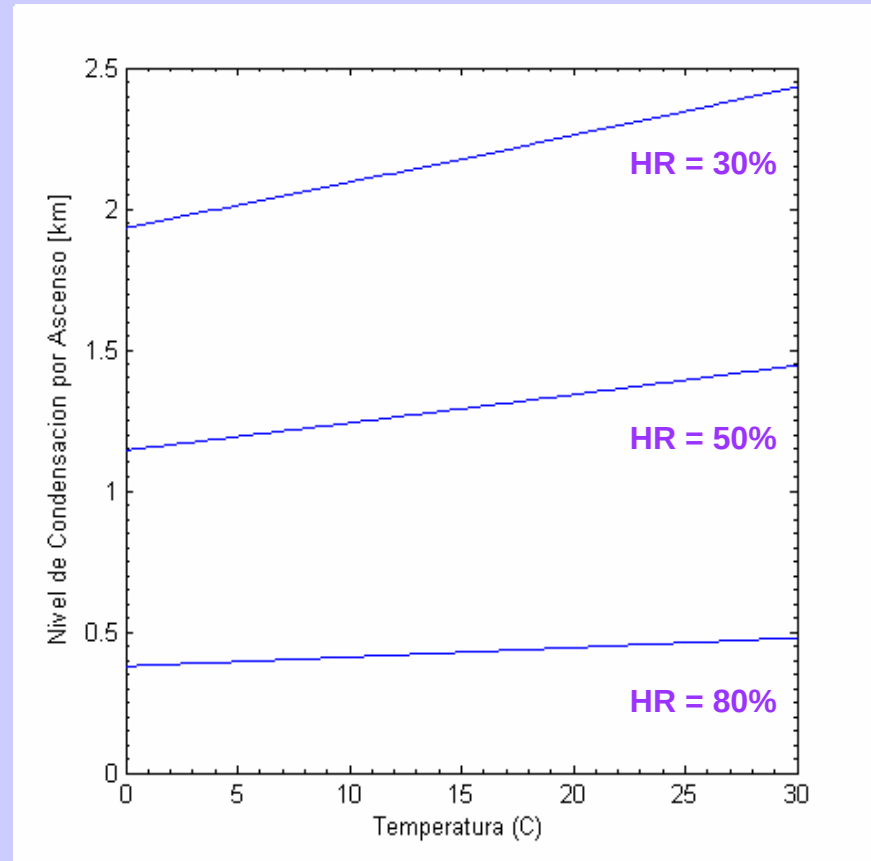
Con excepción del caso de las nieblas y neblinas, casi todas las nubes que observamos se debe al enfriamiento de masas de aire producto del ascenso de estas últimas...

¿Cuanto debe subir una parcela para que se sature?: **NCA**

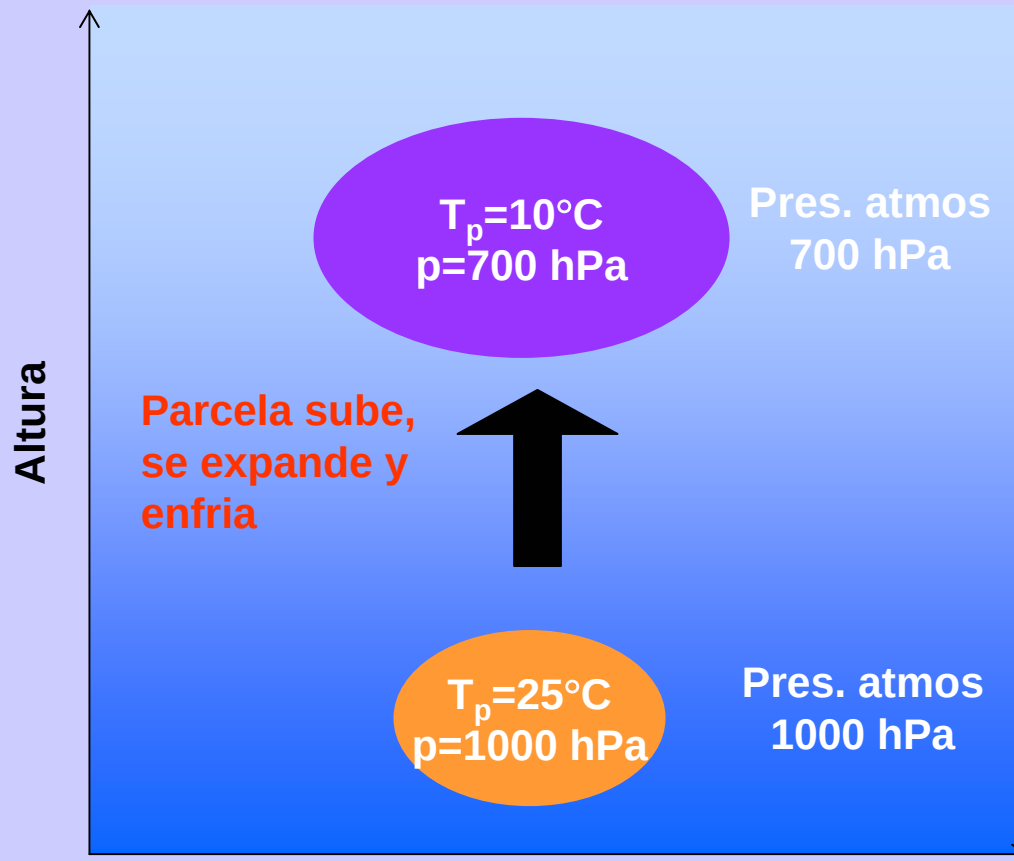
Recuerde que si el proceso es adiabático, la temperatura disminuye a $10^\circ/\text{Km}$...(Gad)

El NCA también depende de la humedad relativa inicial (casos limite: 0% y 100%)

Nivel de Condensación por Ascenso (NCA)



Enfriamiento Adiabático



Nota: el proceso también actúa a la inversa; si una parcela desciende se comprime y calienta adiabáticamente

Gradiente adiabático (seco)

Empleando la **ley de gases ideales** ($pV=nRT$) y el **segundo principio de la termodinámica** ($dQ = dU + dW$) se puede demostrar que en un ascenso o descenso adiabático el **gradiente (cambio) de temperatura** con la altura es:

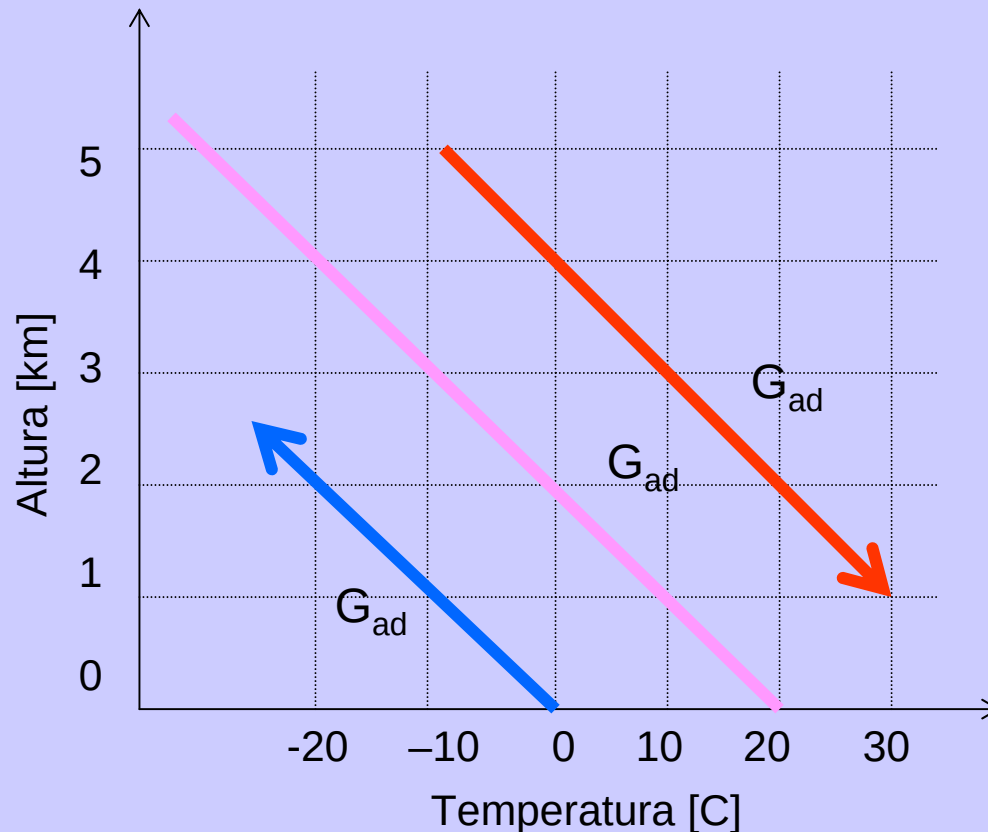
$$G_{\text{adiabatico}} = g/C_p = +10 \text{ }^{\circ}\text{C/km}$$

Esto es, por cada kilómetro de ascenso (descenso) la temperatura de la parcela disminuye (aumenta) 10°C , si el proceso es adiabático.

Nota: Si el ascenso/descenso toma menos de un día la aproximación adiabática es muy buena (intercambio de calor con el medio es pequeña).

GF45A-GF3003 Introducción a la Meteorología – Clase 5
Semestre Otoño 2009 – R. Garreaud

Ejemplo del cambio de temperatura de tres parcelas de aire al desplazarse verticalmente siguiendo un gradiente adiabático seco ($10^{\circ}\text{C}/\text{km}$)



- Principio de Arquímedes: Cuerpos mas densos que el medio se hunden / Cuerpos menos densos (más livianos) que el medio ascienden

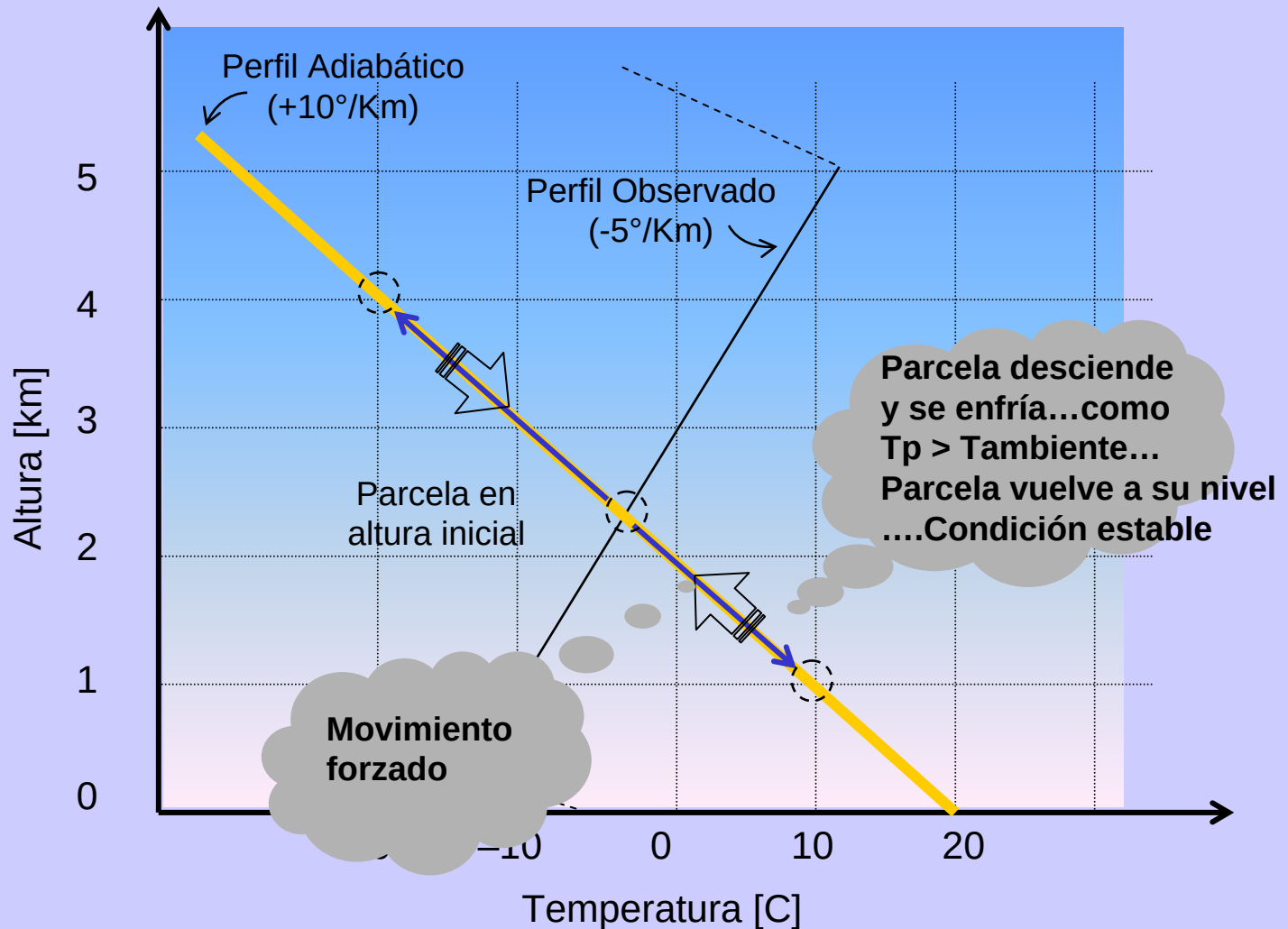
- En un gas ideal, a presión constante, la densidad es inversamente proporcional a la temperatura: aire frío es mas denso / aire cálido es más liviano.

Si $T(\text{parcela}) > T(\text{ambiente}) \rightarrow$ parcela tiende a subir

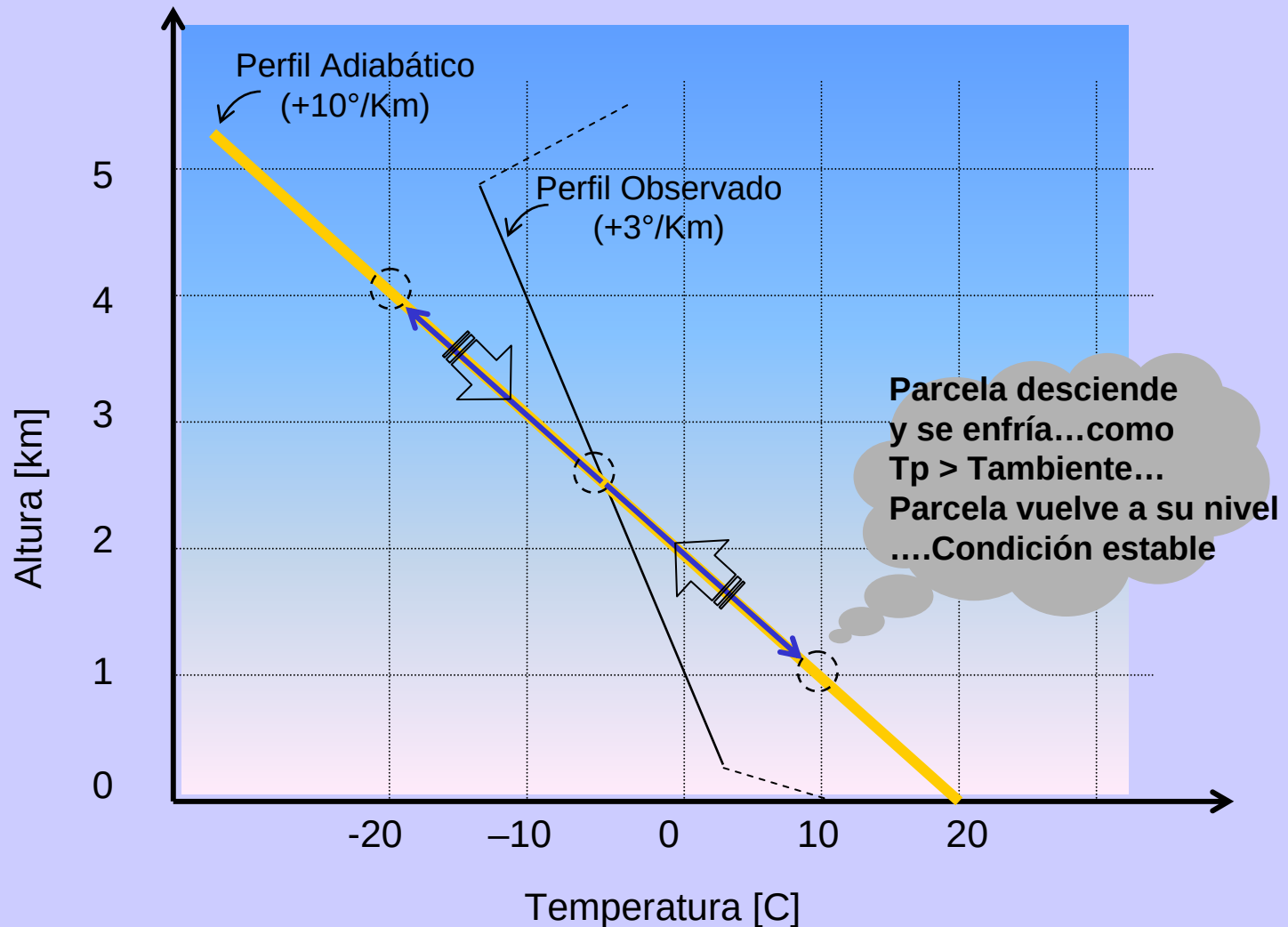
Si $T(\text{parcela}) = T(\text{ambiente}) \rightarrow$ parcela se mantiene nivelada

Si $T(\text{parcela}) < T(\text{ambiente}) \rightarrow$ parcela tiende a bajar

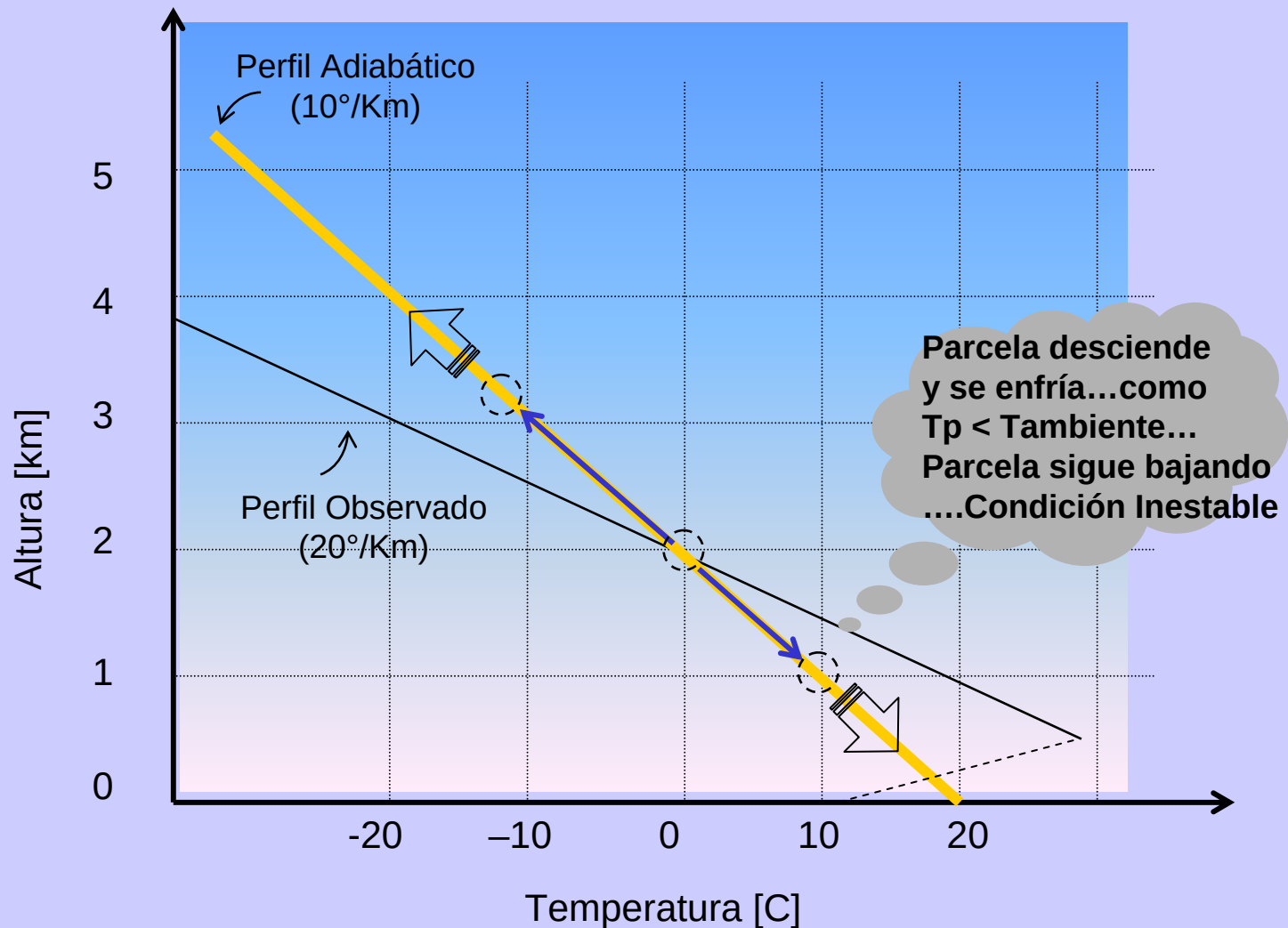
Análisis de estabilidad I (Inv. Térmica)



Análisis de estabilidad II



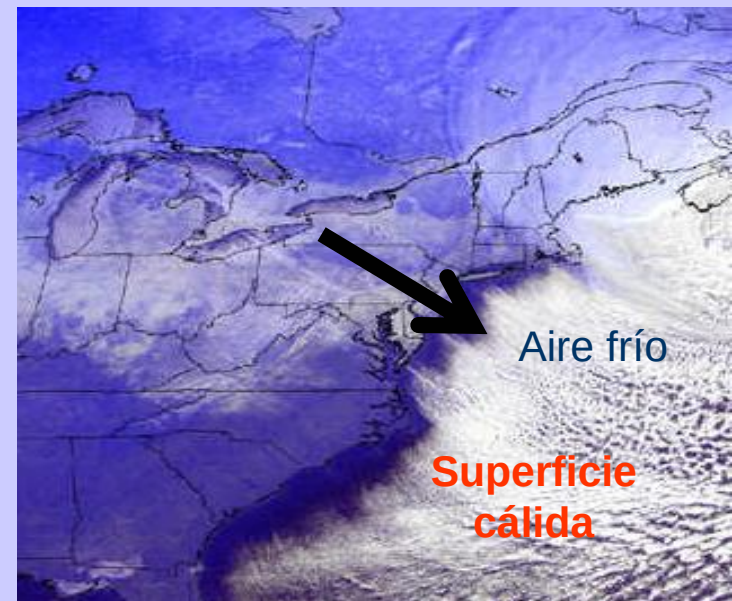
Análisis de estabilidad III



En Resumen

si $G < G_{ad} = + 10^\circ/\text{Km} \rightarrow$ Condición estable...movimientos verticales se atenúan. Caso particular de condición muy estable ocurre en presencia de inversión térmica ($G < 0$)

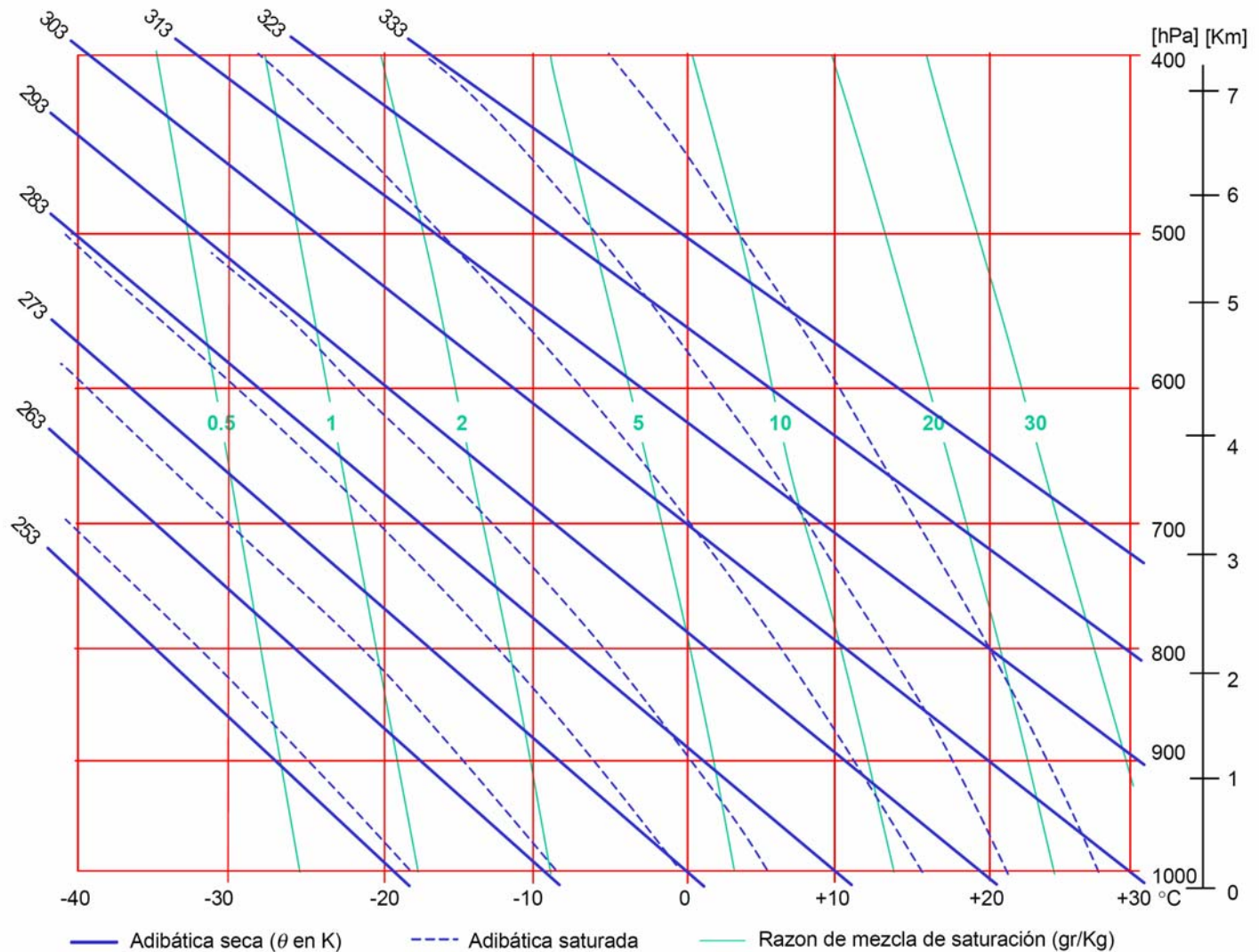
Si $G > G_{ad} \rightarrow$ Condición inestable...movimientos verticales se amplifican.



GF45A-GF3003 Introducción a la Meteorología – Clase 5

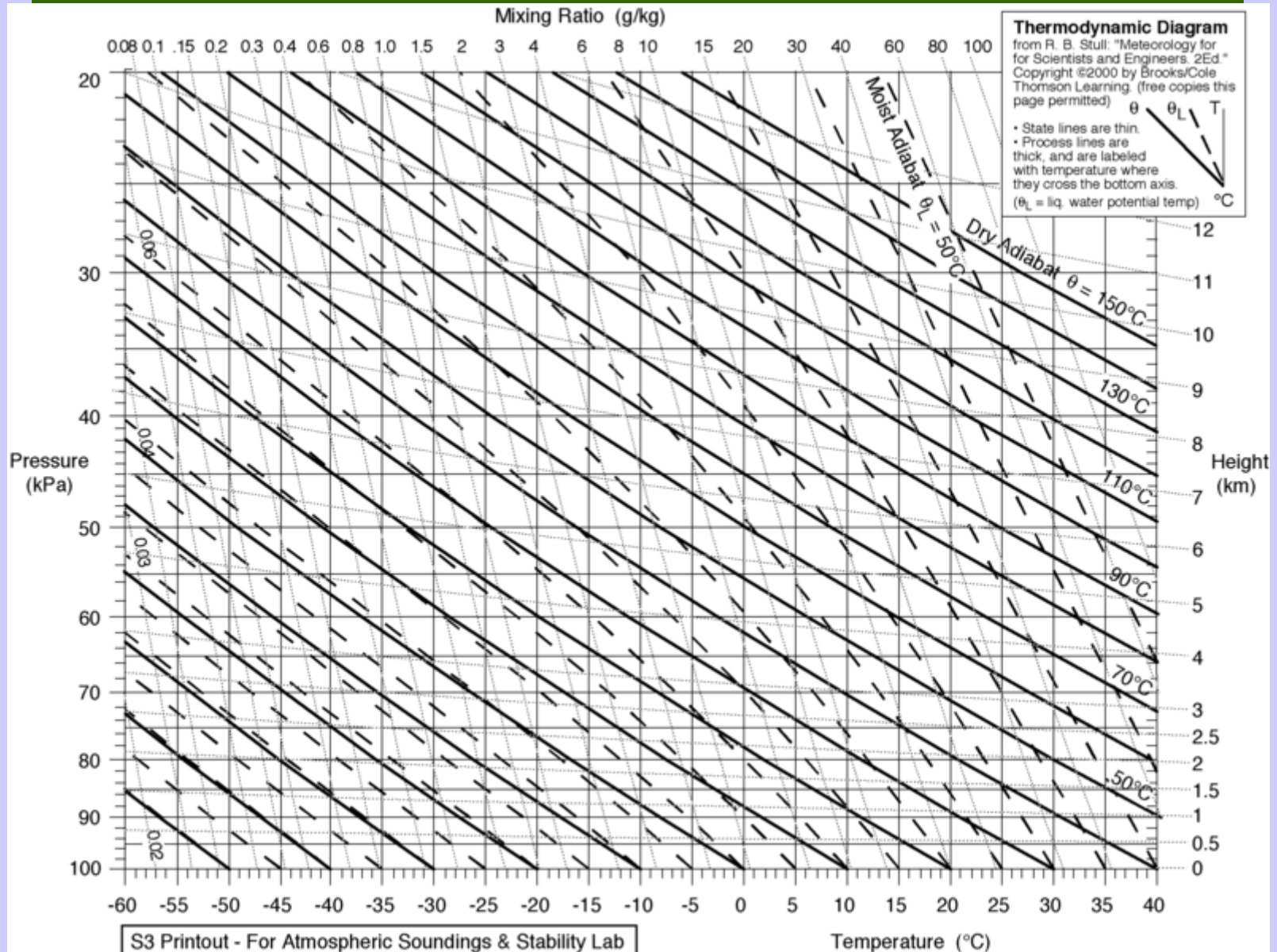
Semestre Otoño 2009 – R. Garreaud

Diagrama Termodinámico (emagrama)



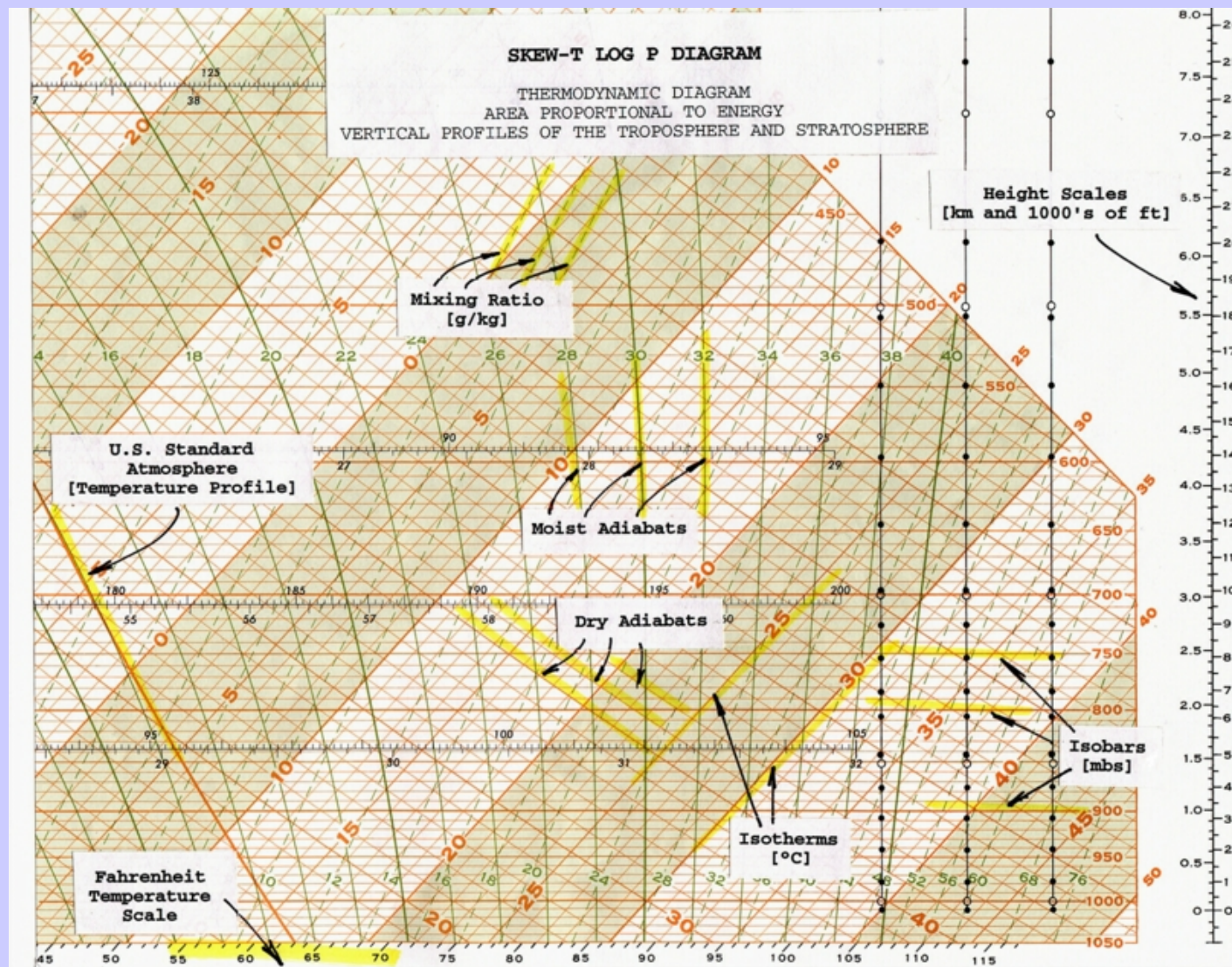
GF45A-GF3003 Introducción a la Meteorología – Clase 5

Semestre Otoño 2009 – R. Garreaud



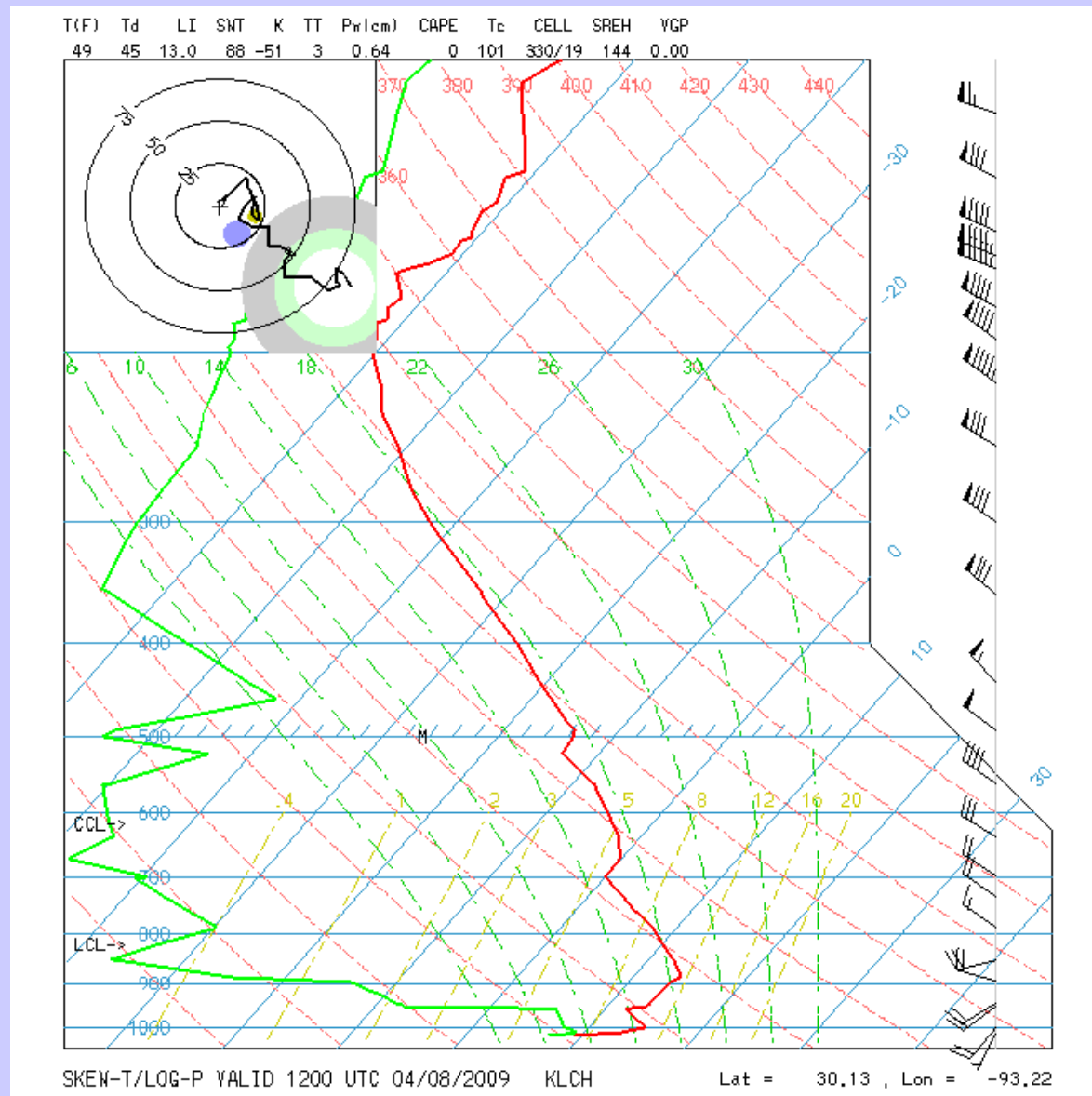
GF45A-GF3003 Introducción a la Meteorología – Clase 5

Semestre Otoño 2009 – R. Garreaud



GF45A-GF3003 Introducción a la Meteorología – Clase 5

Semestre Otoño 2009 – R. Garreaud



GF45A-GF3003 Introduction à la Météorologie – Classe 5

Semestre Otoño 2009 – R. Garreaud

