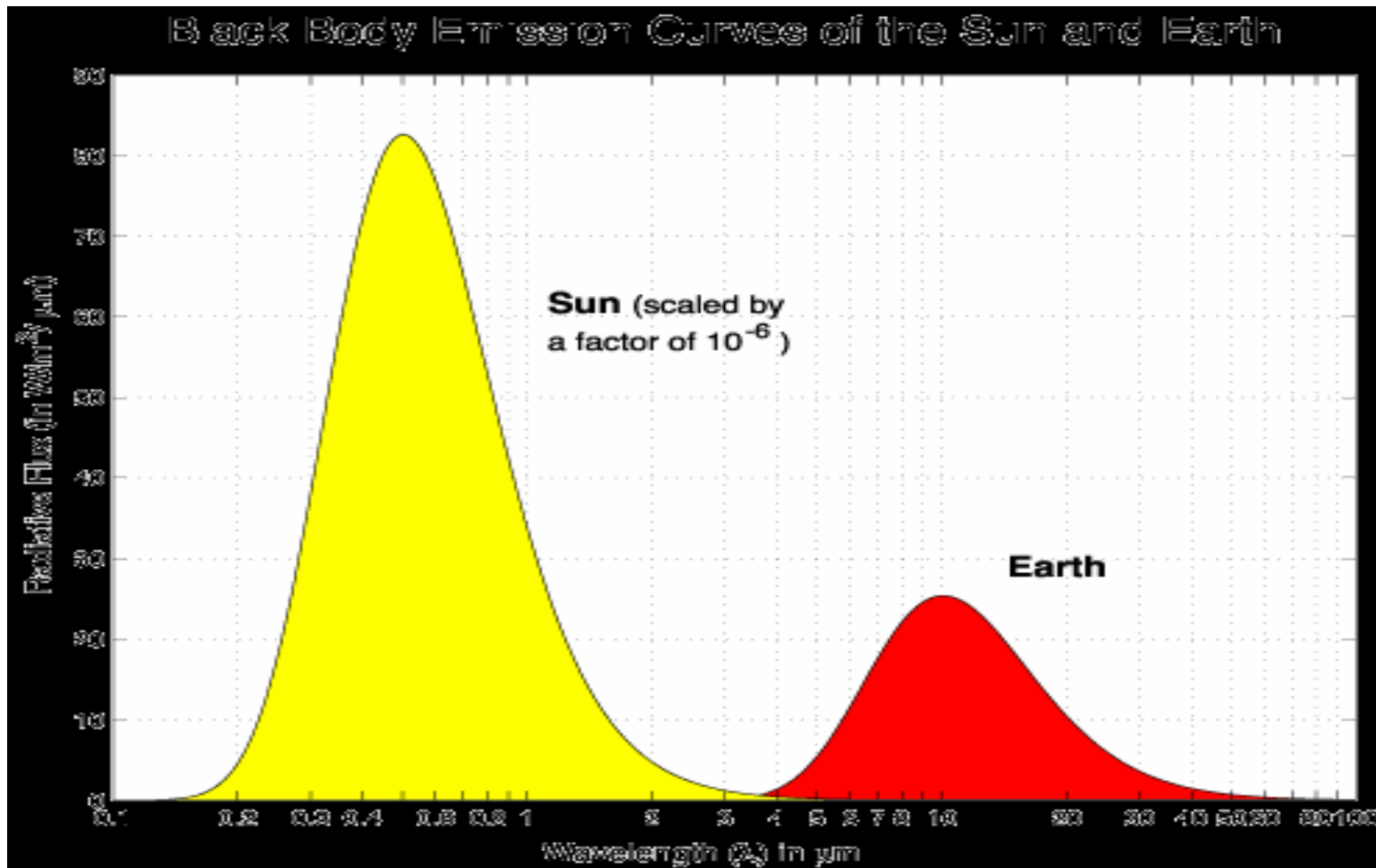
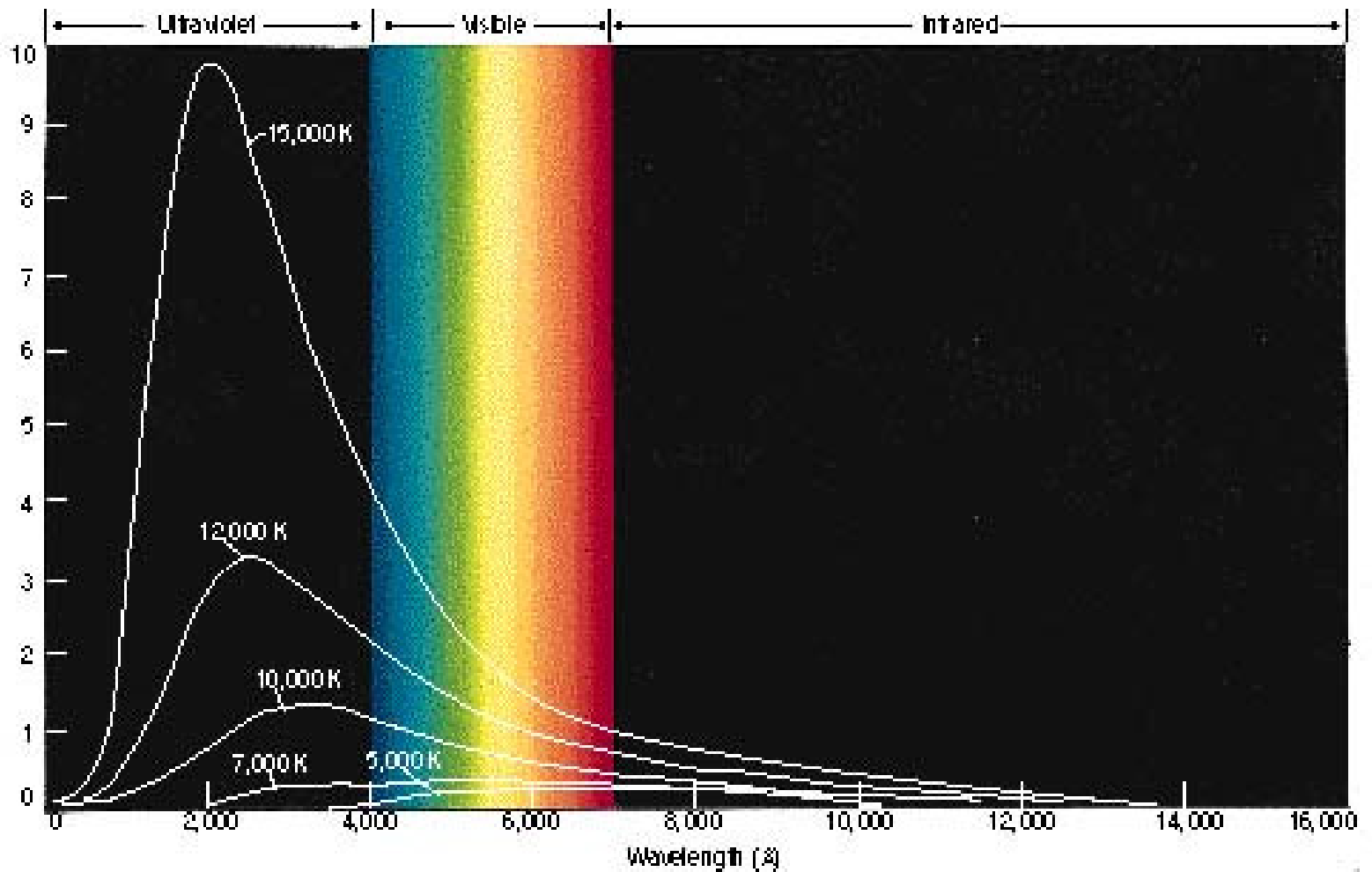


# Espectro del cuerpo negro: sol, tierra

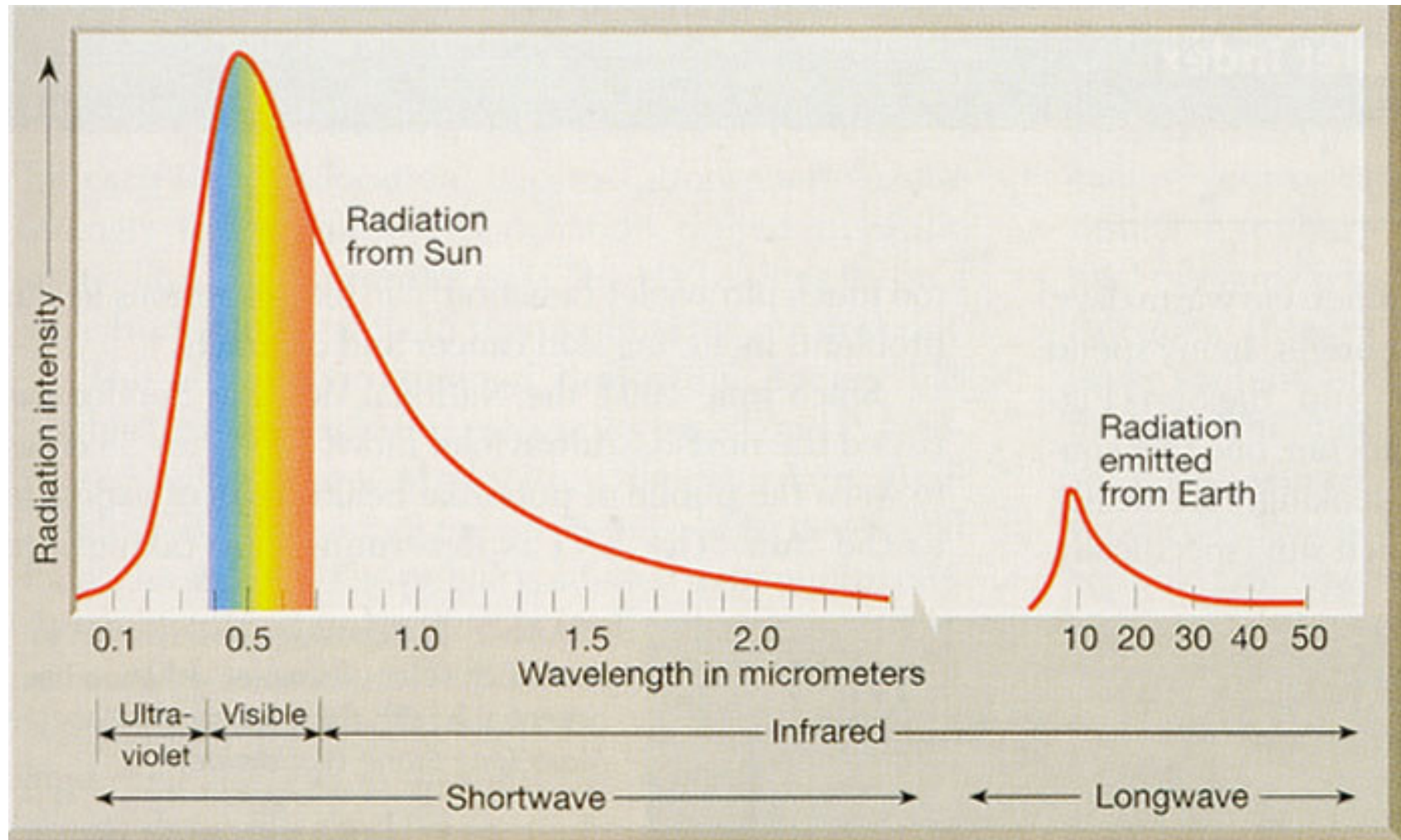


- Ley de Wien

$$\lambda_{max} = \frac{0.2897756}{T} (cm)$$



# Espectro comparativo de radiación solar y terrestre



# Ley de Stefan-Boltzman

$$B = \int B_{\lambda}(T) d\lambda = \int \frac{C_1 \lambda^{-5}}{\pi [\exp(C_2 / \lambda T) - 1]} d\lambda = \frac{1}{\pi} \sigma T^4$$

$\sigma = 5.6705 \cdot 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4$  es la constante de Stefan

la potencia emitida por unidad de área para el cuerpo negro:

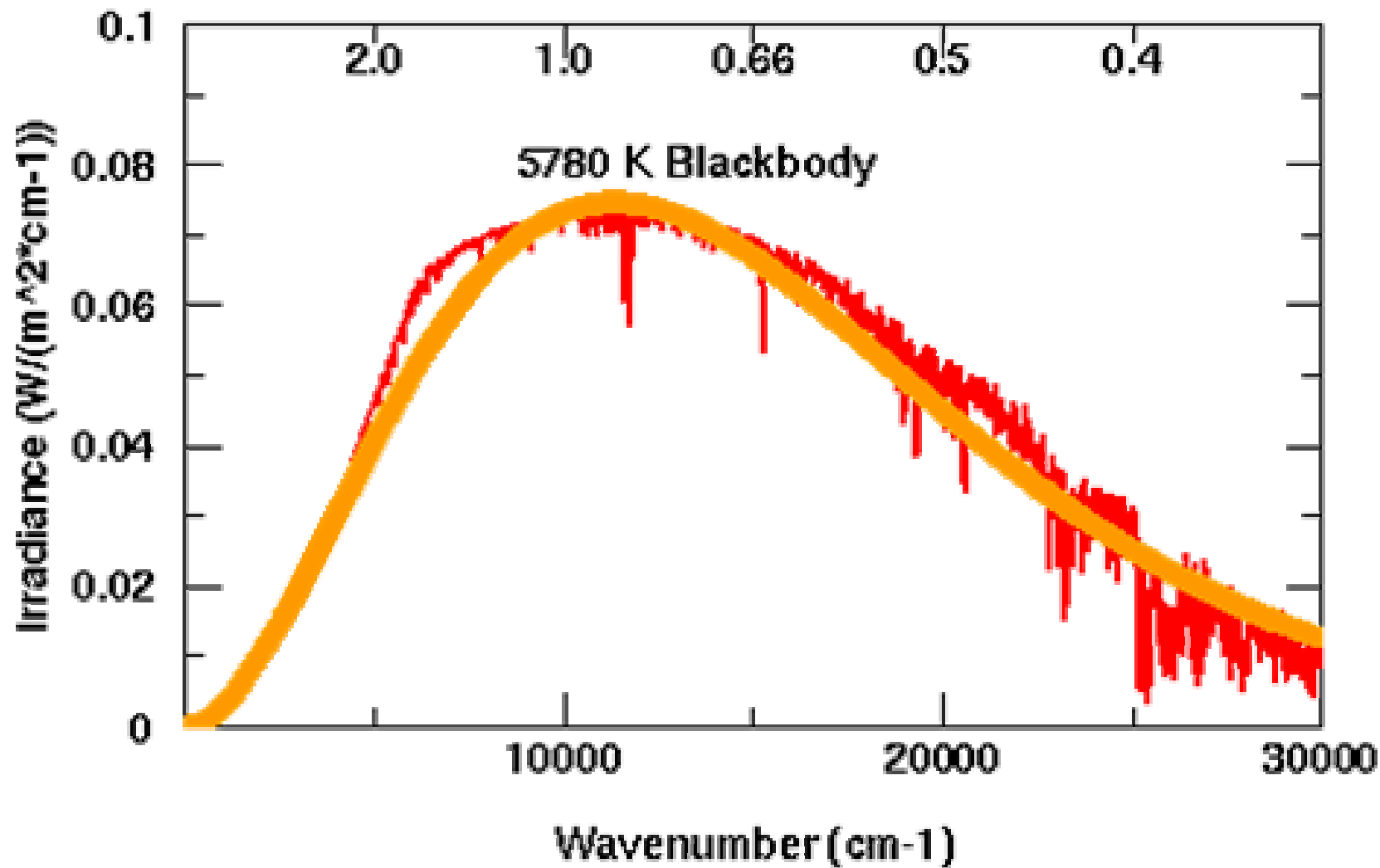
$$F = \pi B = \sigma T^4$$

la potencia emitida por unidad de área para el cuerpo gris:

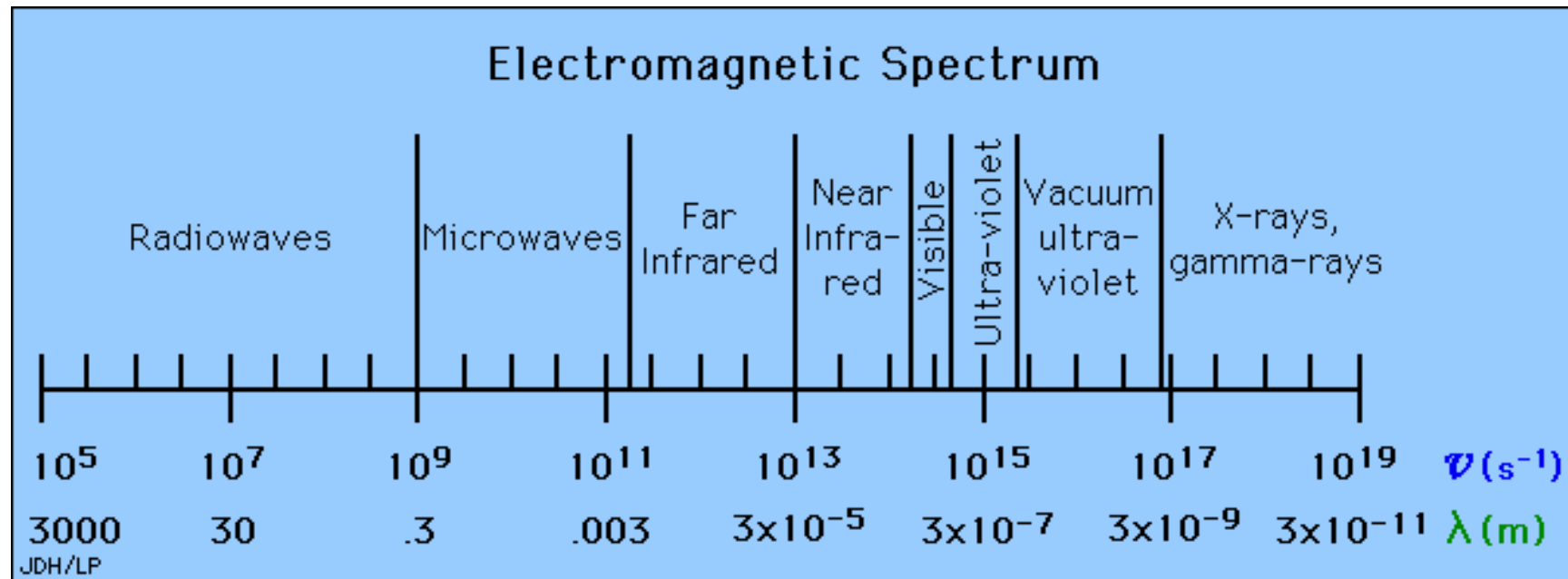
$$F = \varepsilon \sigma T^4$$

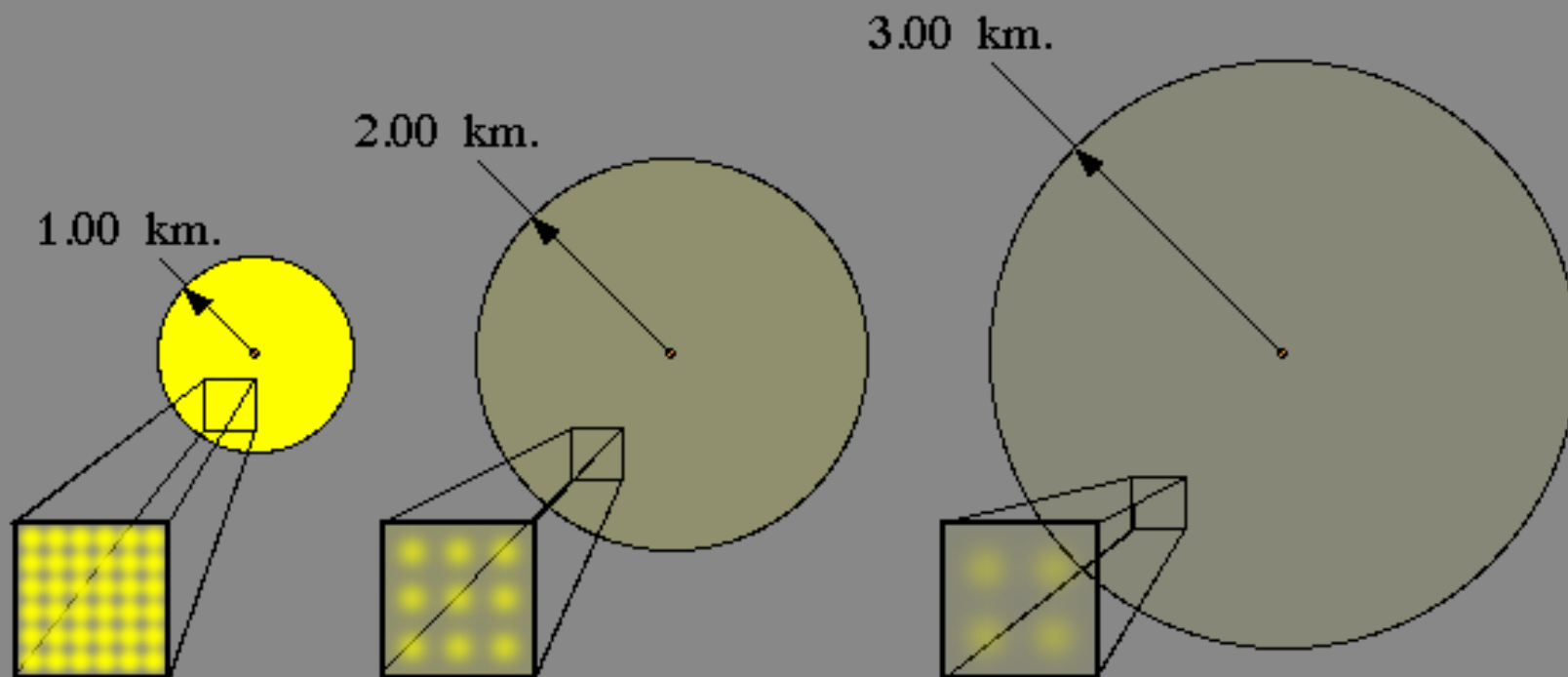
$\varepsilon$  es la emitividad (=1 para el cuerpo negro)

### Solar Irradiance at TOA



# Espectro electromagnético





Decreasing intensity ( $I$ ) of a pulse of light with increasing distance from the source ( $r$ ) for  $X = 36$ .

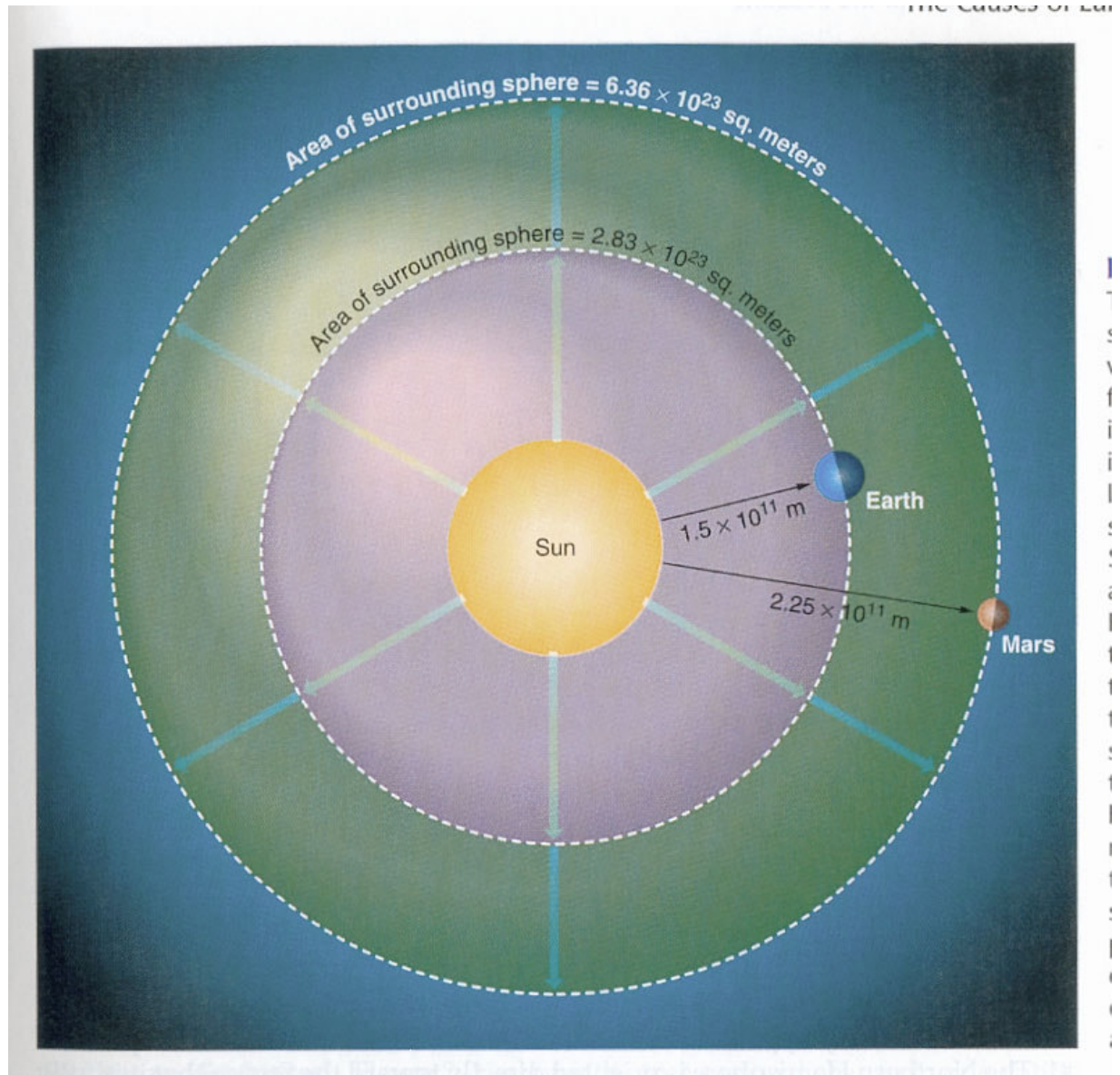
$$I = X \cdot \frac{1}{r^2}, \text{ where } X \text{ is the initial number of dots/photons} \longrightarrow I \propto \frac{1}{r^2}$$

# Ley inversa del cuadrado

$$F_1 \cdot 4\pi R_1^2 = F_2 \cdot 4\pi R_2^2$$

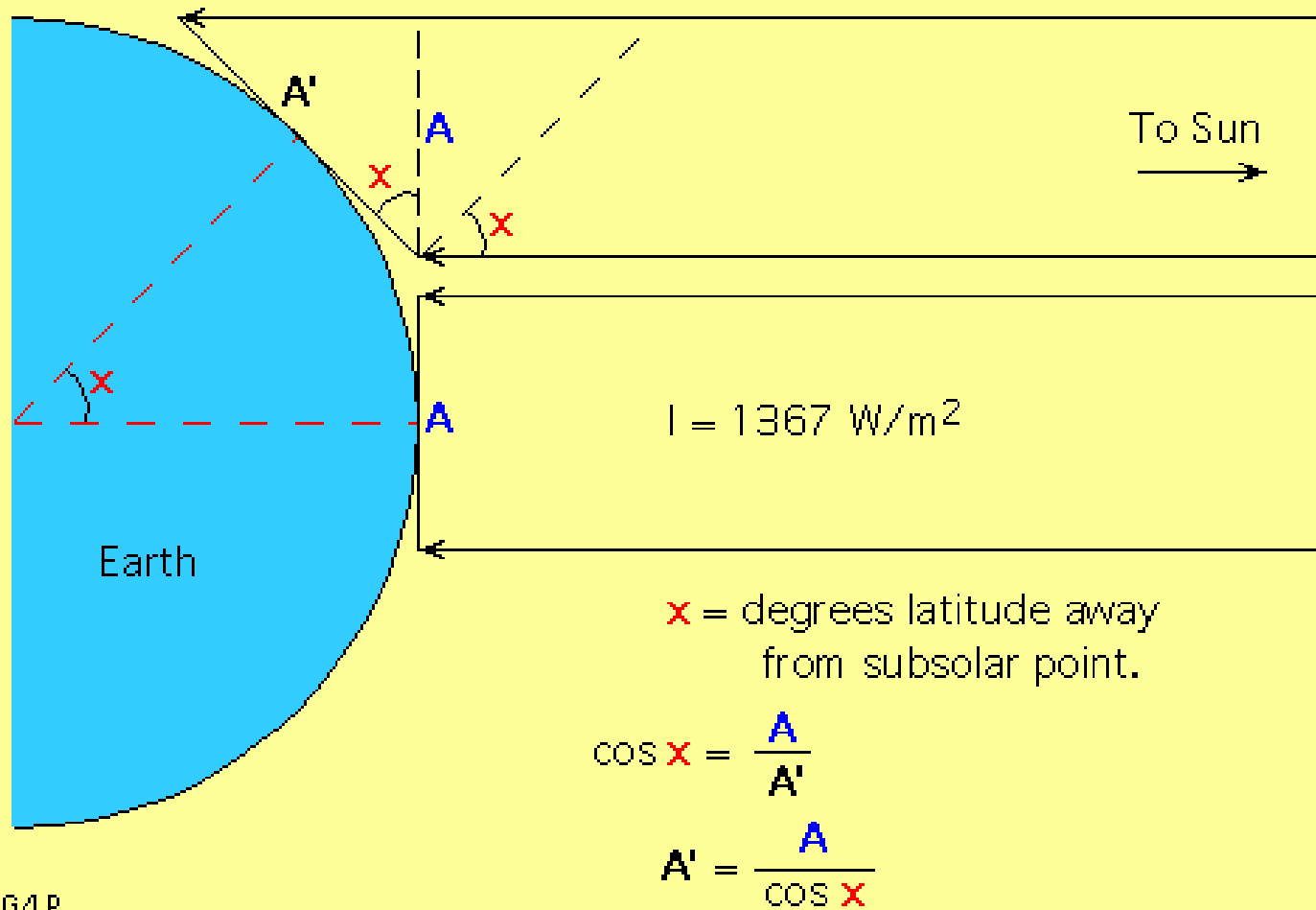


$$F_2 = F_1 \cdot \frac{R_1^2}{R_2^2}$$

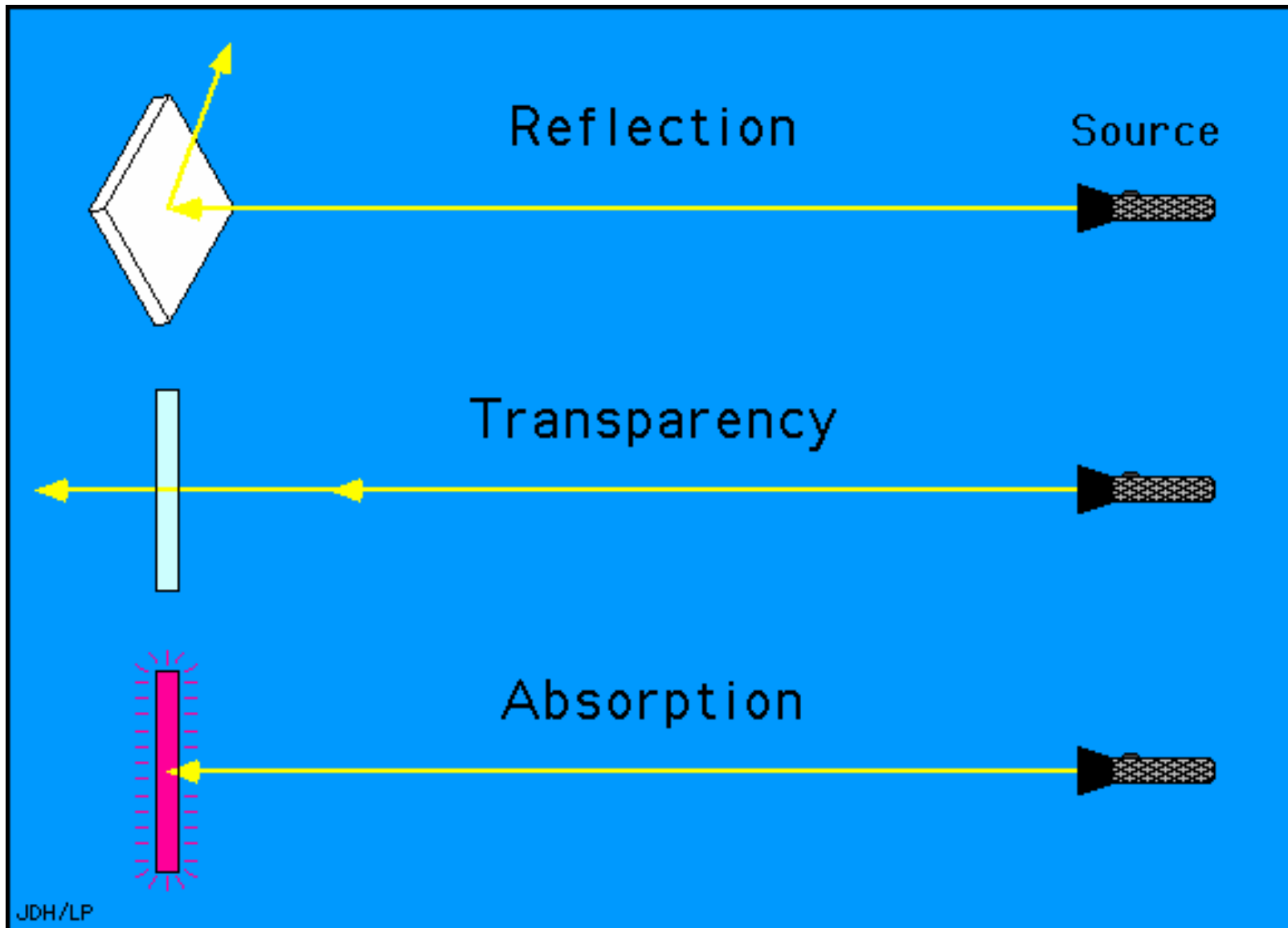




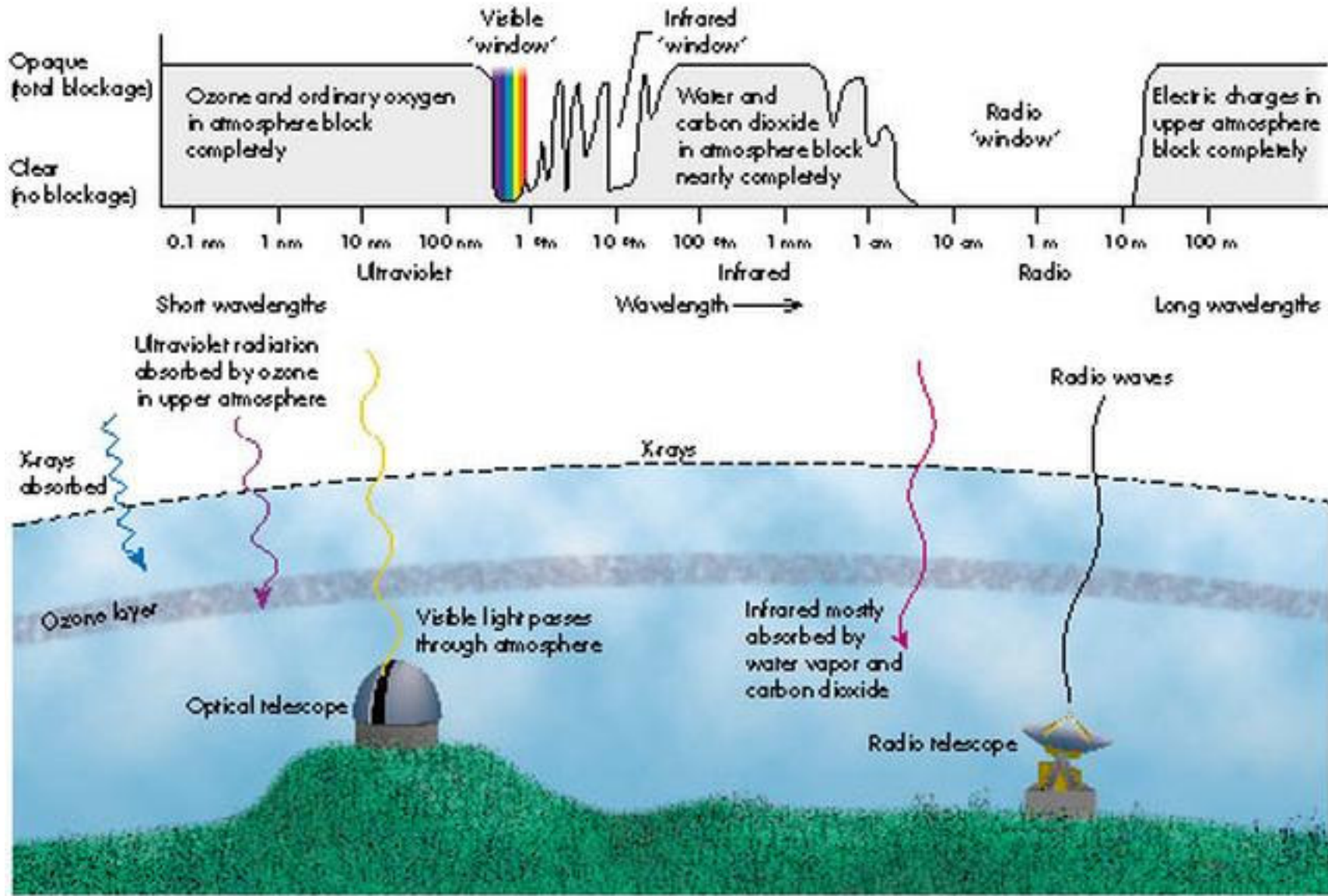
As the angle of incidence ( $x$ ) increases, insolation decreases.



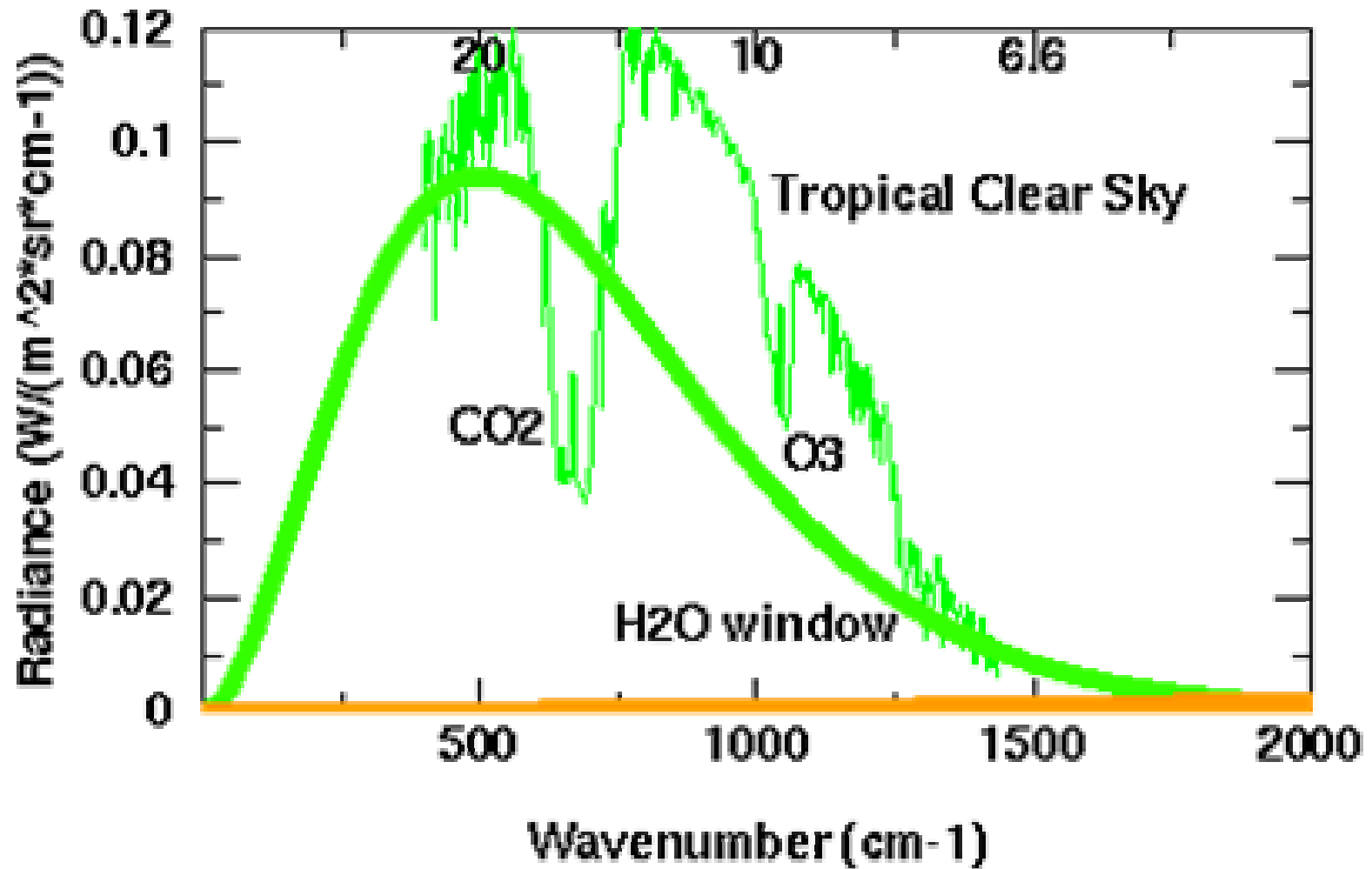
# Interacción de la luz con la materia



# Absorción de la radiación electromagnética en la atmósfera



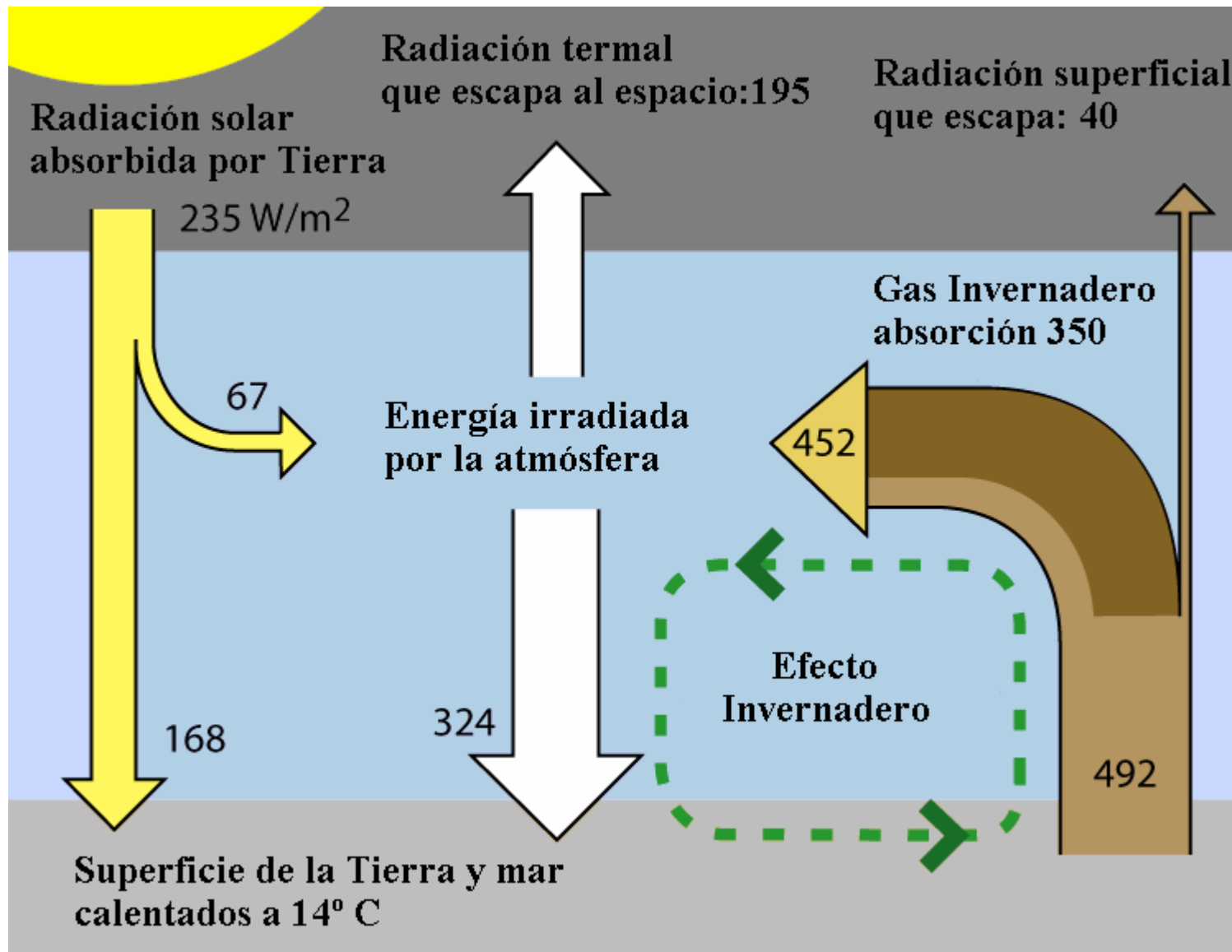
# Earth Radiance (Tropical Clear Sky)



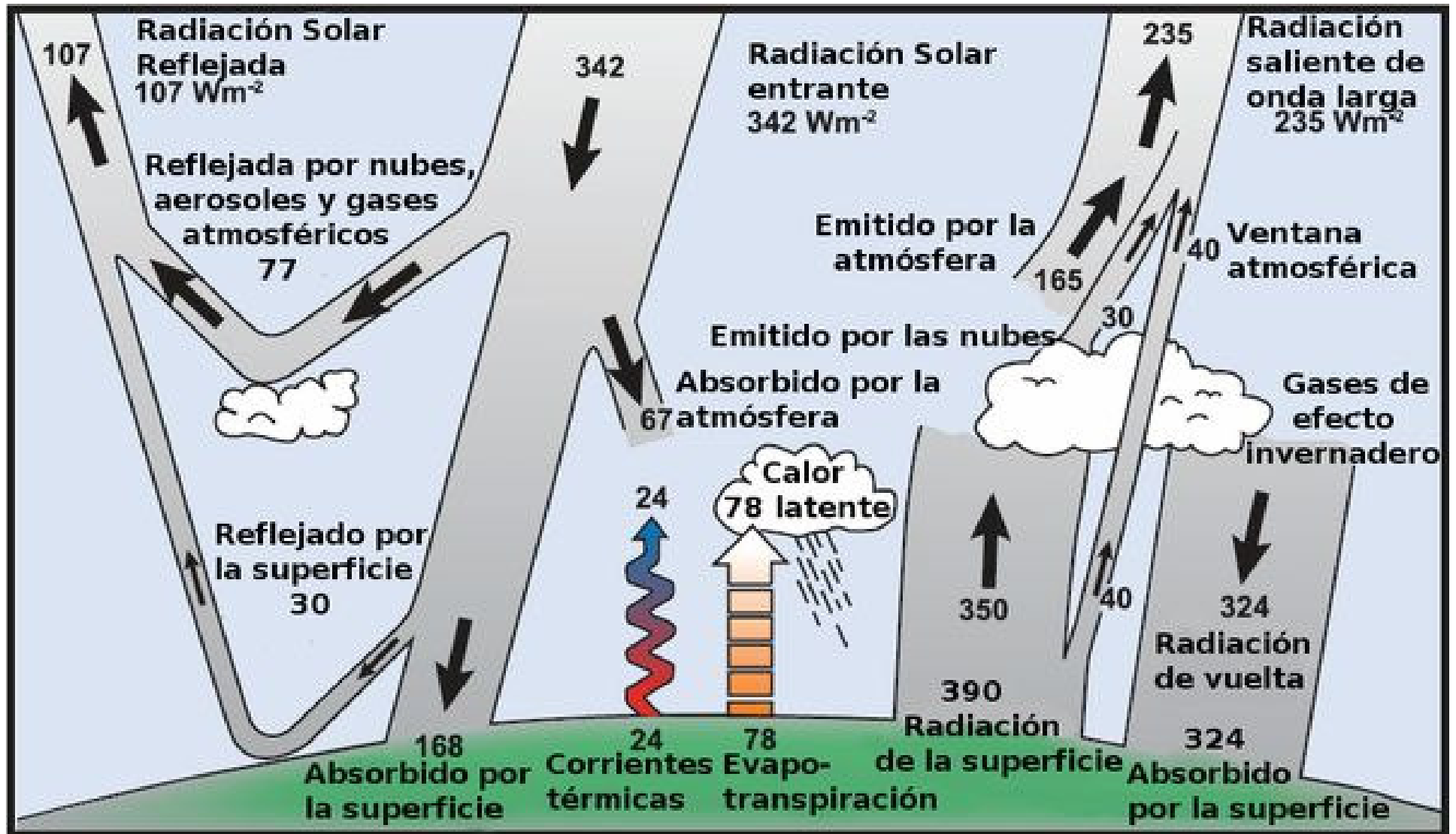
# Equilibrio radiativo:

Un cuerpo se dice que está en equilibrio radiativo si absorbe tanta energía como emite.

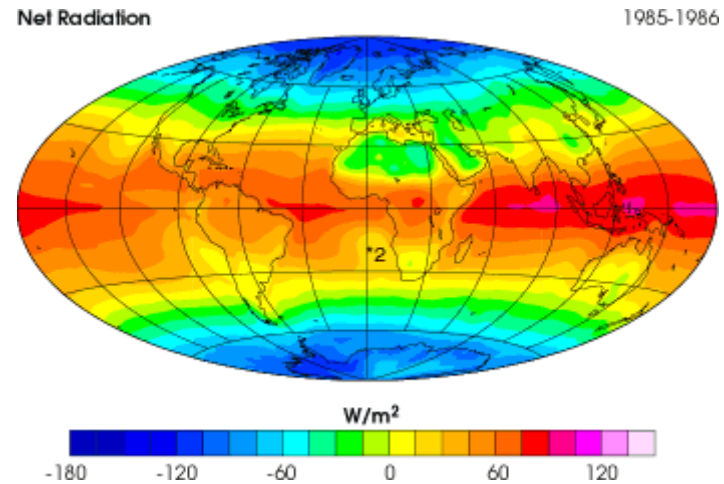
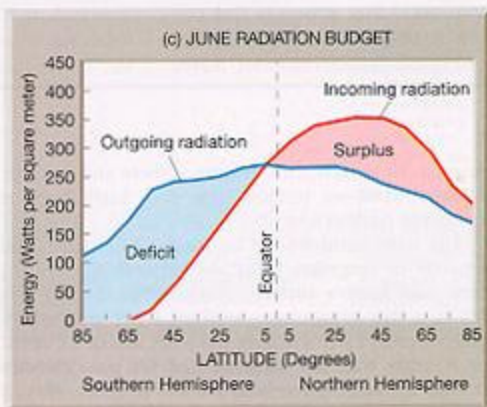
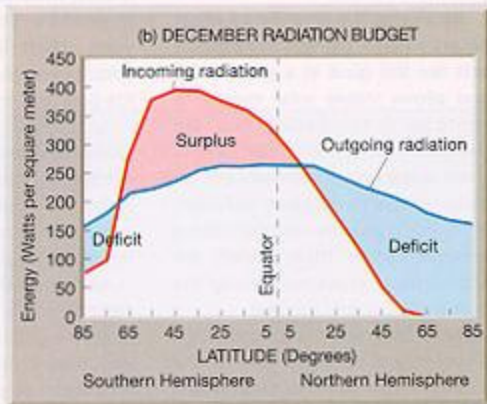
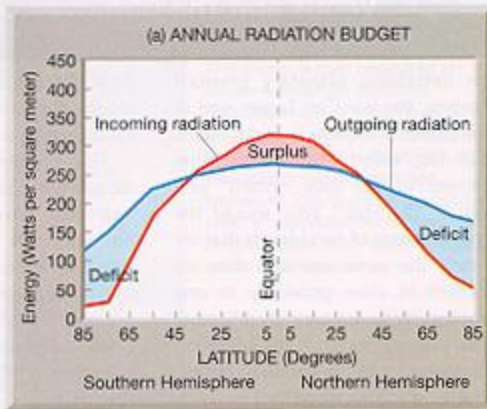
# Equilibrio radiativo terrestre global



# Equilibrio radiativo terrestre en detalle



# Estructura espacial y temporal del equilibrio radiativo terrestre





# EFECTO INVERNADERO

## Modelo simple para calcular la temperatura en la Tierra

La temperatura de la Tierra viene determinada por la cantidad de radiación que alcanza y calienta la superficie

- 1º) La radiación solar es interceptada por un disco del radio de la Tierra y por tanto la cantidad promedio disponible en el suelo es

$$G_{SC} \cdot \pi R^2 \cdot (1 - \alpha)$$

Diagram illustrating the equation for solar radiation intercepted by Earth:

- $G_{SC}$  is labeled as Constante solar.
- $\pi R^2$  is labeled as Radio de la Tierra.
- $(1 - \alpha)$  is labeled as Albedo.

- 2º) La Tierra radia en el IR térmico como un cuerpo negro a temperatura T. A dicha temperatura la energía radiada en promedio es

$$4\pi R^2 \cdot \sigma T^4$$

Diagram illustrating the equation for thermal radiation from Earth:

- $4\pi R^2$  is labeled as Radio de la Tierra.
- $\sigma$  is labeled as Constante de Boltzmann.
- $T^4$  is labeled as Temperatura absoluta.

## EFECTO INVERNADERO (II)

3º) La temperatura de equilibrio se alcanza cuando la energía incidente y la energía irradiada son iguales. Esta temperatura se obtiene igualando los dos términos anteriores:

$$G_{SC} \cdot \pi R^2 \cdot (1 - \alpha) = 4\pi R^2 \cdot \sigma T^4$$
$$G_{SC} = 1367 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \quad \sigma = 5.6866 \cdot 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4} \quad \alpha = 0.30$$

De aquí obtenemos T:

$$T = \left[ \frac{G_{SC}(1 - \alpha)}{4\sigma} \right]^{1/4} = 254.7 \text{ K} \approx -18^\circ\text{C}$$

A esta temperatura, y de acuerdo con la ley de Stefan-Boltzmann, la potencia emisiva de un cuerpo negro es

$$e_b = \sigma T^4 = 239 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$$

Éste es el valor de la constante solar efectiva

## EFEECTO INVERNADERO (III)

Pero la temperatura media de la Tierra en superficie es aproximadamente 15 °C, no -18 °C!

Esto corresponde aproximadamente a una emisión de cuerpo negro de 391 W·m<sup>-2</sup>

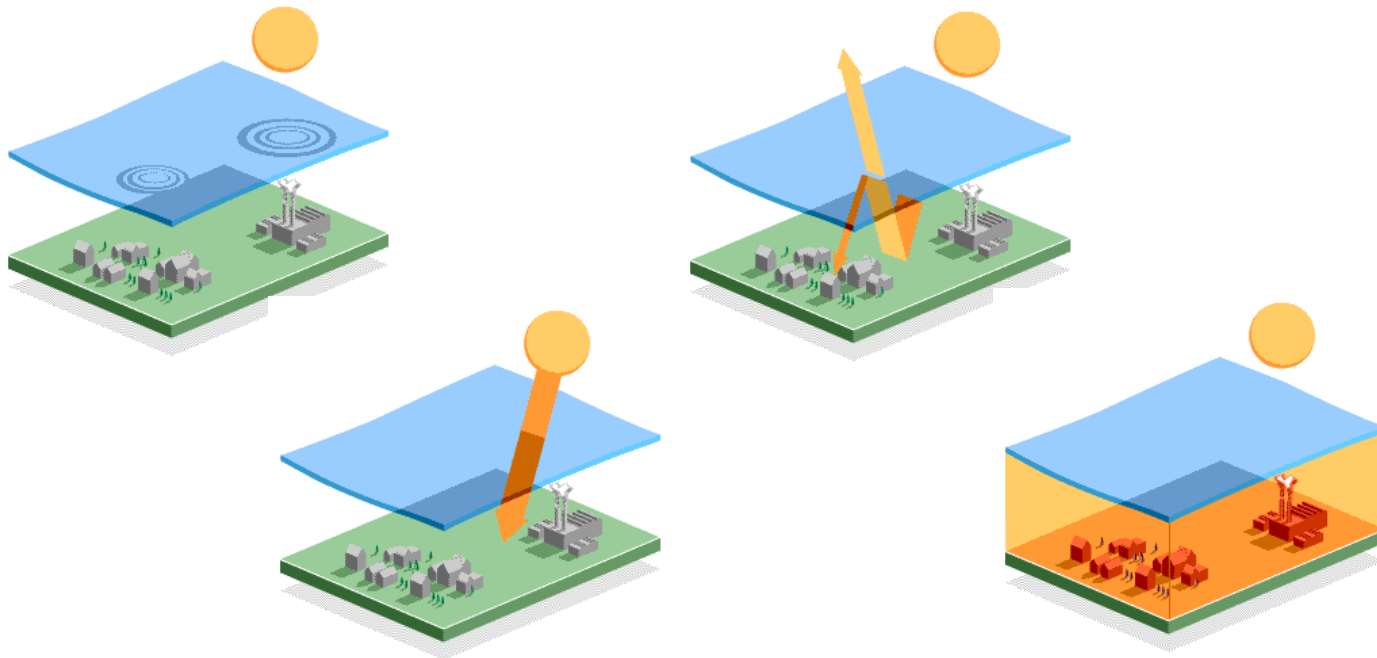
*Hay que explicar porqué, si la Tierra irradia como cuerpo negro 239 W·m<sup>-2</sup>, su temperatura media en superficie se encuentra alrededor de 33 °C por encima de la que le corresponde.*

- Los diferentes gases componentes de la atmósfera no absorben de igual forma las distintas frecuencias que componen la radiación de onda corta.
- Algunos gases, como oxígeno y nitrógeno son transparentes a casi todas las frecuencias
- Otros gases como vapor de agua, dióxido de carbono, metano y óxidos de nitrógeno son transparentes a las radiaciones de onda corta, pero absorben las radiaciones de onda larga.

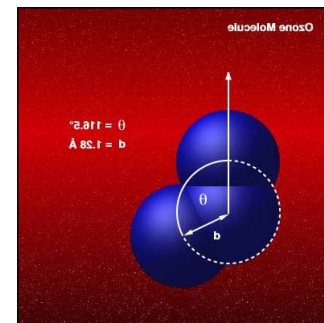
# EFEECTO INVERNADERO (IV)

La atmósfera deja pasar la mayor parte de la radiación de onda corta procedente del exterior, pero absorbe la mayor parte de la radiación de onda larga reemitida por la Tierra.

*Como resultado la atmósfera se calienta y mantiene la temperatura en superficie por encima del valor que correspondería a un cuerpo negro en equilibrio radiativo.* (Efecto invernadero)



# Ozono

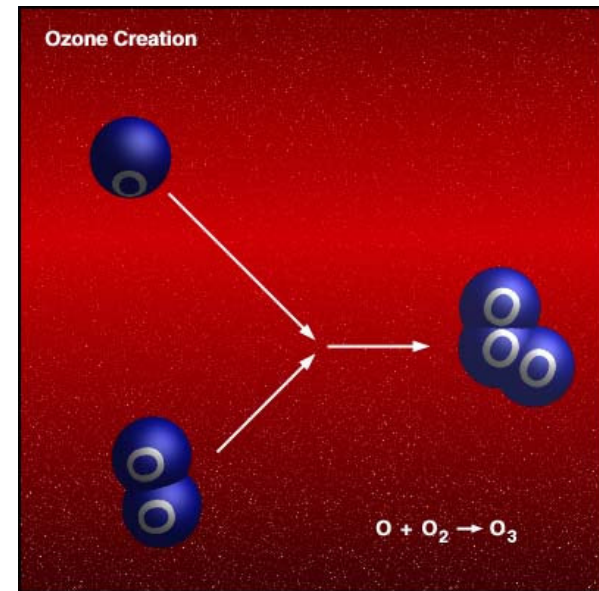
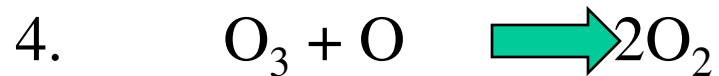
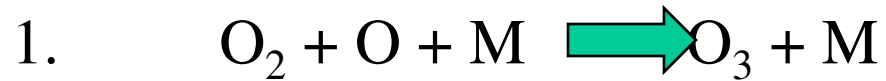


- Compuesto gaseoso con 3 átomos de oxígeno, altamente oxidante, de olor fuerte y penetrante (su nombre deriva de la palabra griega 'ozein':oler), de color azul pálido , peligroso para la respiración pues ataca a las mucosas
- Muy variable en sus concentraciones con la altitud, latitud, estación, hora del día y tipo de tiempo.
- Las concentraciones más importantes (1-10 ppm) se dan entre los 10 y los 50 km de altura.
- También se dan concentraciones altas ( $\approx 1$  ppm) en algunas ciudades por las industrias y el tráfico.
- Absorbe radiación UV en la alta atmósfera, reduciendo la cantidad que llega a la superficie terrestre.
- Gas de efecto invernadero

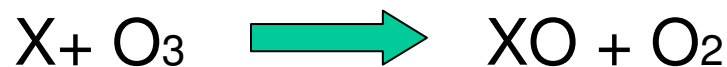
[http://daac.gsfc.nasa.gov/upperatm/ozone\\_atmosphere.html](http://daac.gsfc.nasa.gov/upperatm/ozone_atmosphere.html)

# Ozono: mecanismos de formación y destrucción

## Mecanismo Chapman



## Mecanismos catalítico

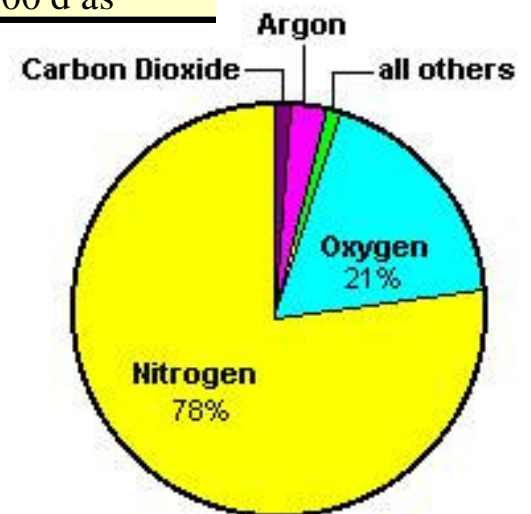


Neto

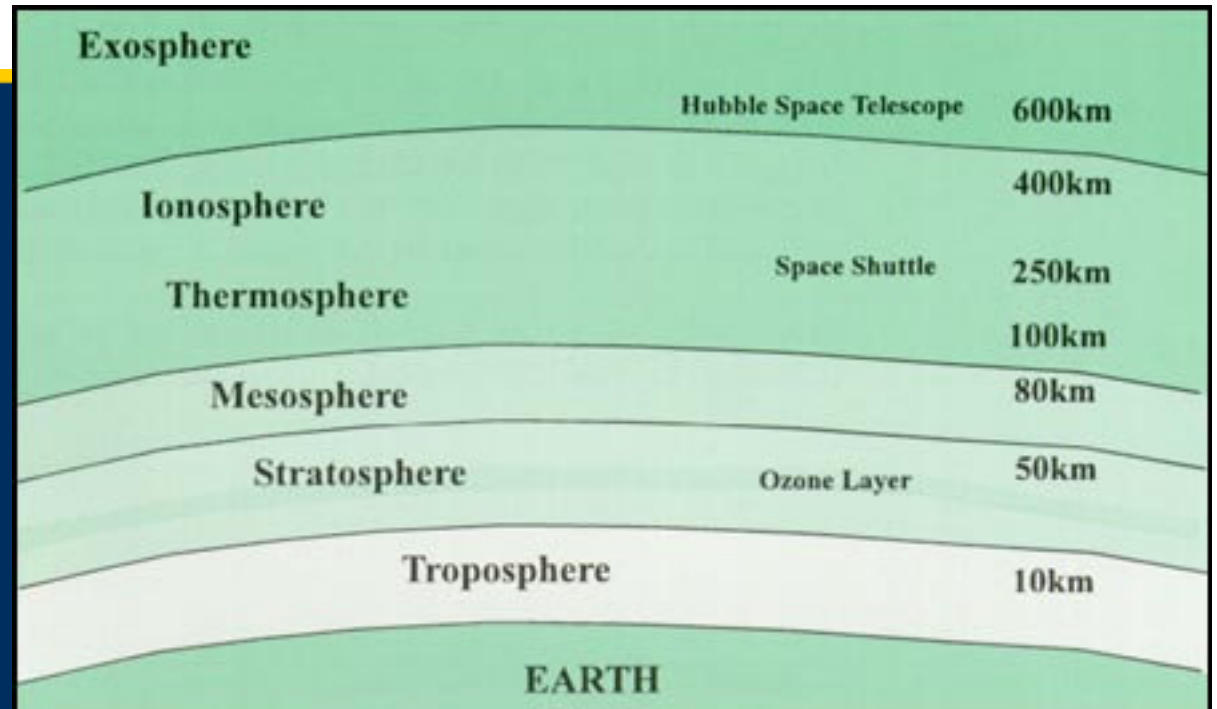
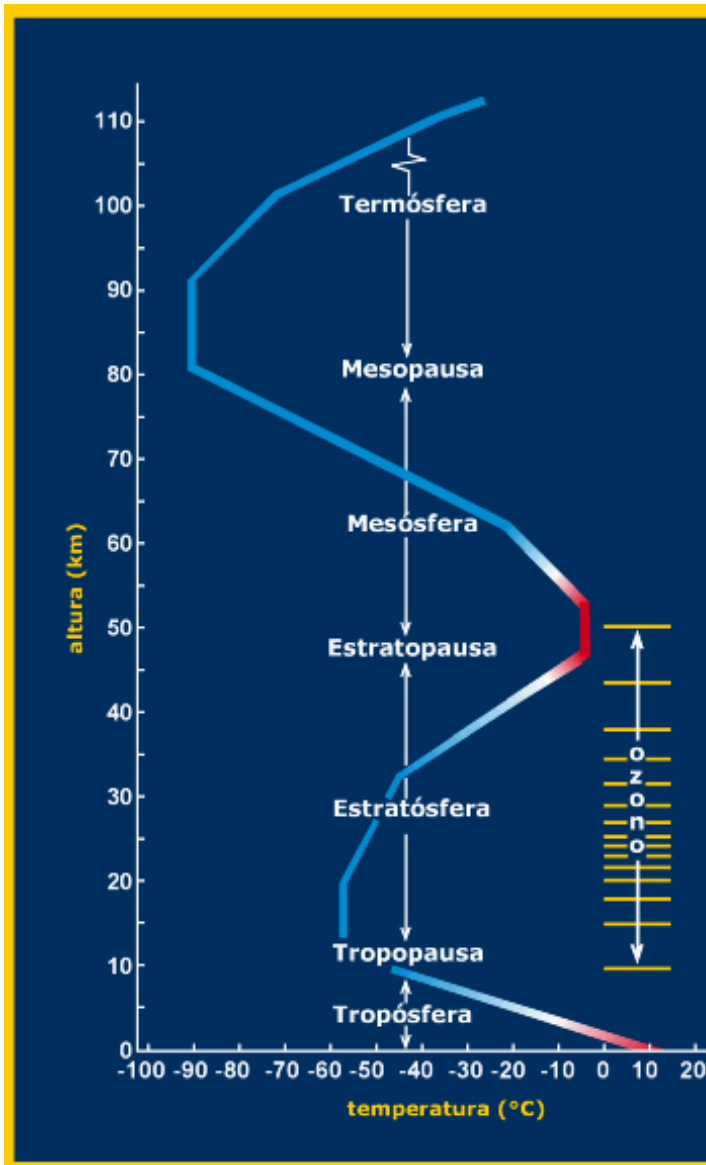


# Principales gases atmosféricos

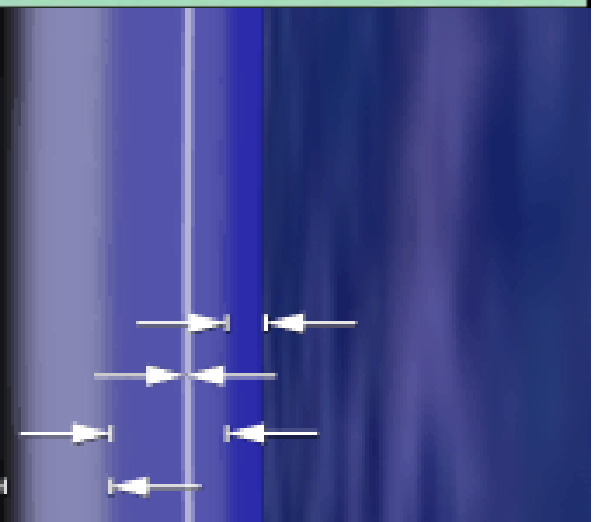
<i>componente</i>	<i>% volumen aire seco</i>	<i>ppm de aire</i>	<i>Tiempo de residencia</i>
<i>nitrógeno (N<sub>2</sub>)</i>	78.084		1.6 · 10 <sup>7</sup>
<i>oxígeno (O<sub>2</sub>)</i>	20.946		3 000-10 000
<i>argon (Ar)</i>	0.934		
<i>neon (Ne)</i>	0.00182	18.2	
<i>helio (He)</i>	0.000524	5.24	10 <sup>6</sup> a-os
<i>metano (CH<sub>4</sub>)</i>	0.00015	1.5	9 a-os
<i>kripton (Kr)</i>	0.000114	1.14	
<i>hidrógeno (H<sub>2</sub>)</i>	0.00005	0.5	4-8 a-os
<i>variables</i>			
<i>vapor de agua (H<sub>2</sub>O)</i>	0-5		10 d'as
<i>dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) ↑</i>	0.0340	340	3-4
<i>monóxido de carbono (CO)</i>		≤ 100	60 d'as
<i>dióxido de azufre</i>		0-1	1 d'a
<i>dióxido de nitrógeno (NO<sub>2</sub>)</i>		0-0.2	0.5 - 2 d'as
<i>ozono (O<sub>3</sub>)</i>		0-10	100 d'as



# Estructura en capas de la atmósfera

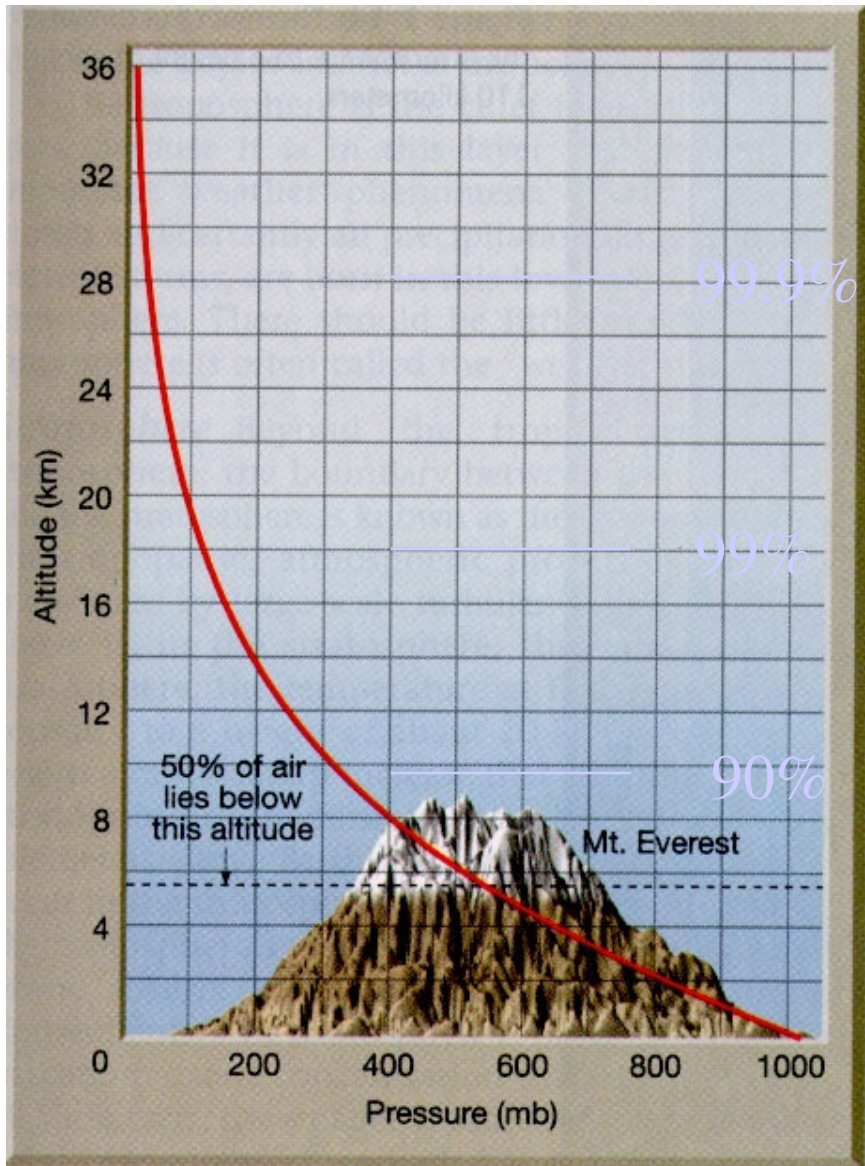


Troposphere	0-10km
Ozone Layer	25km
Stratosphere	10-50km
Mesosphere	50-80km





# Relación entre presión atmosférica y altitud

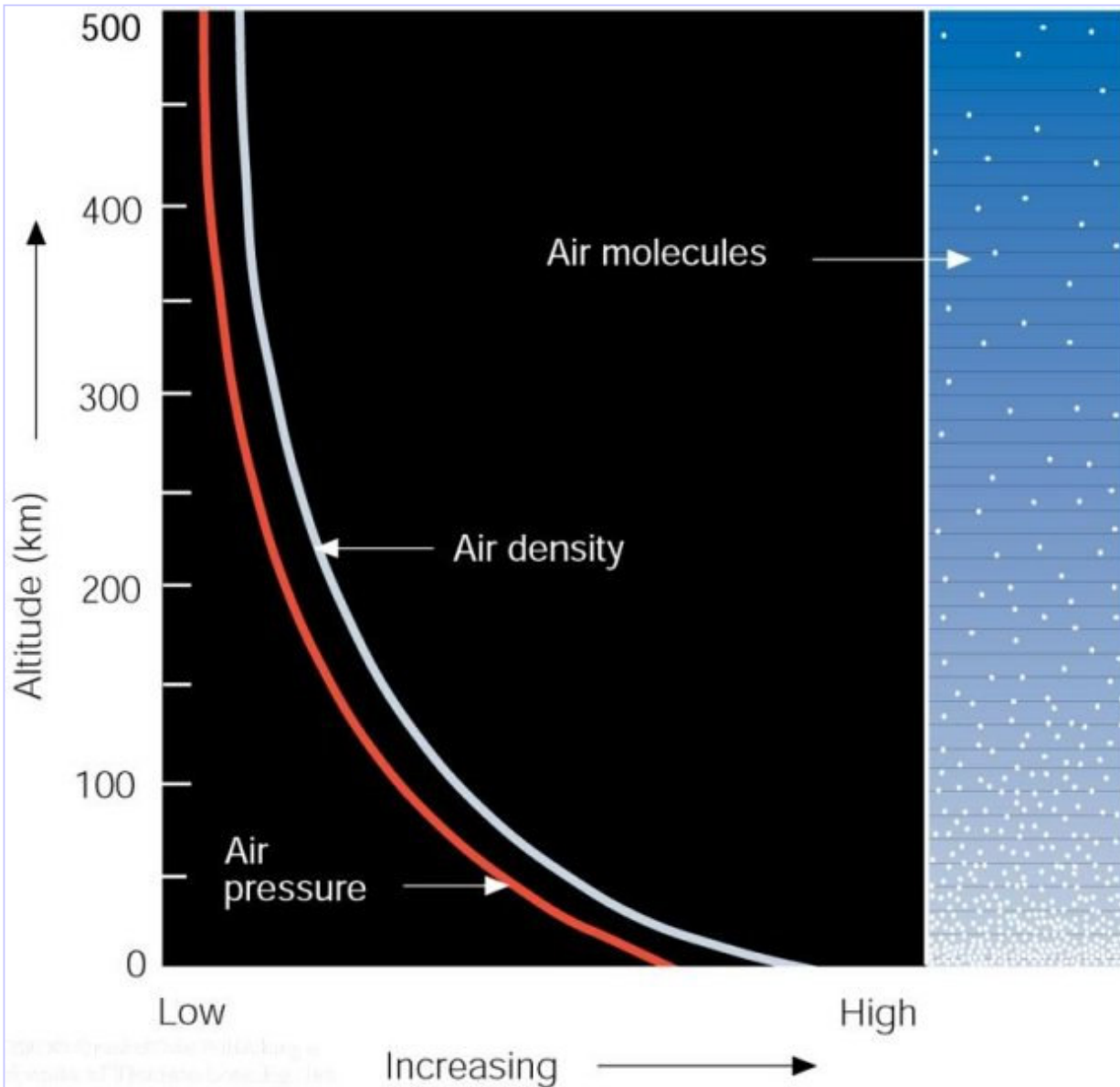


La presión disminuye cuando aumenta la altura.

El cambio de presión no es constante. La presión disminuye *exponencialmente* con la altura.

$$P(z) = P(0) \cdot e^{-\frac{z}{H}}$$

$$H \approx 7\text{Km}$$



Tanto la presión como la densidad también varían exponencialmente con la altura

# Primer y segundo principios de la termodinámica

- Conservación de la energía

$$\Delta Q = dU + pdV$$

- Aumento de la entropía

$$dS \geq \frac{\Delta Q}{T} \xrightarrow{\text{reversible}} \Delta Q = TdS$$

$$TdS = dU + pdV$$

## **Variables termodinámicas y funciones de estado.**

En termodinámica, la descripción del *estado* de un sistema se realiza mediante los valores de determinadas propiedades macroscópicas denominadas *variables termodinámicas*, tales como  $p$ ,  $V$ ,  $T$ ,  $m$ , ...

No todas estas variables son independientes, basta conocer los valores de un pequeño número de ellas para caracterizar el sistema. Estas variables independientes se denominan *variables de estado*.

Toda función que pueda expresarse con ayuda de las variables de estado se denomina *función de estado* del sistema.

# Gases ideales:

Verifican:

## 1) Ley de Boyle-Mariotte

A  $T=cte$ , el  $V$  ocupado por el gas es inversamente proporcional a su presión:

$$V = \frac{c_1}{p}$$

## 2) Ley de Gay-Lussac:

A presión cte, el volumen es directamente proporcional a la temperatura

$$V = \frac{c_2}{T}$$

## Ecuación de estado gas ideal:

$$pV = nR^+T$$

Donde  $R^+$  es la constante universal de los gases =  $8.3143 \text{ J/mol K}$ .

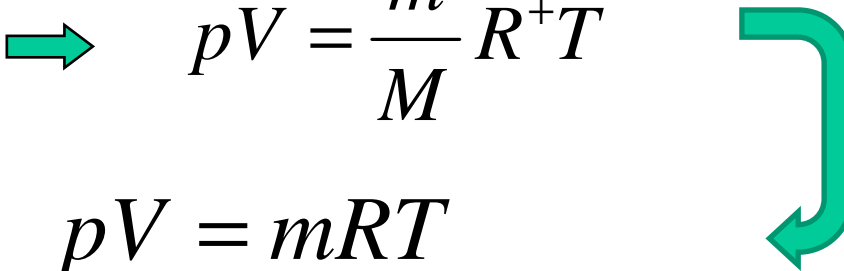
Se obtiene, de acuerdo con el **principio de Avogadro**, sabiendo que, para

$T=273.15 \text{ K}$  y  $p=1 \text{ atm}$ , el volumen de un mol de un gas ideal es  $22.4125 \text{ l}$ .

$n$  es el número de moles

# Ecuación del gas ideal en meteorología

En meteorología se suele emplear otra forma de la ecuación de estado:

$$pV = nR^+T \quad \rightarrow \quad pV = \frac{m}{M} R^+T$$
$$pV = mRT$$


Siendo  $R$  la constante específica para cada gas. Utilizando la densidad  $\rho = m/V$

$$p = \rho RT$$

Las unidades de  $R$  son de Julios/Kg K. Para el vapor de agua ( $H_2O$ )  $M=18 \text{ gr/mol}$  y

$$R_v = \frac{R^+}{M} = \frac{8.3143 \text{ J / ( mol } \cdot \text{ K )}}{0.018 \text{ kg / mol}} = 461.9 \text{ J / ( Kg } \cdot \text{ K )}$$

# Ley de Dalton

Si se tiene una mezcla de gases ideales *inertes* a la temperatura  $T$ , la presión  $p$  y ocupando un volumen  $V$  y  $n_1, n_2, \dots$  es el número de moles de cada especie, la ecuación de estado aplicada al conjunto:

$$pV = (n_1 + n_2 + \dots)R^+T = \sum n_i R^+T$$

puede escribirse en la forma:

$$p = \frac{n_1 R^+T}{V} + \frac{n_2 R^+T}{V} + \dots = \sum \frac{n_i R^+T}{V}$$

Cada uno de los términos del segundo miembro representa la presión que el gas correspondiente ejercería si estuviera por sí sólo ocupando el volumen total de la mezcla y se denomina *presión parcial*:

$$p_i = \frac{n_i R^+T}{V}$$

por lo que

$$p = p_1 + p_2 + \dots = \sum p_i \quad \text{ley de Dalton}$$

Teniendo en cuenta que

$$n_i = \frac{m_i}{M_i}$$

$m_i$ : masa de cada gas;  $M_i$ : masa molecular de cada gas

introduciendo la constante específica de cada gas  $R_i = \frac{R^+}{M_i}$   
obtenemos

$$pV = \left( \sum m_i R_i \right) T$$

Introduciendo una constante específica de la mezcla,  $\bar{R}$

$$\bar{R} = \sum m_i R_i$$

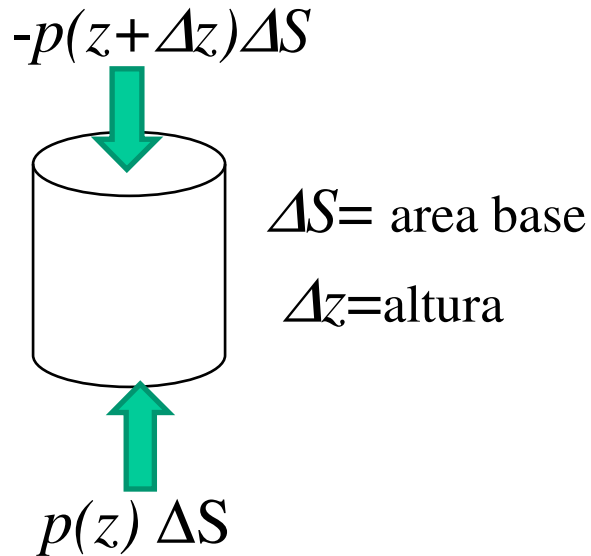
obtenemos

$$pV = m \bar{R} T$$

**ecuación de estado de una mezcla de gases perfectos**



# Equilibrio hidrostático



Fuerza neta de volumen (peso)

$$-mg = -\rho\Delta Vg = -\rho\Delta z\Delta Sg$$

Fuerza neta de superficie

$$(-p(z + \Delta z) + p(z))\Delta S$$

Fuerza neta total=0 (equilibrio hidrostático)

$$(-p(z + \Delta z) + p(z))\Delta S - \rho g\Delta z\Delta S = 0$$


↓

$$-\rho g = \frac{p(z + \Delta z) - p(z)}{\Delta z}$$

De donde obtenemos la

**Ecuación general de la hidrostática**

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g$$

Como  $\rho = \frac{p}{TR}$    $\frac{dp}{p} = -\frac{gdz}{RT(z)}$

Consideremos que la temperatura de la atmósfera es constante

$$\int_{p_s}^p \frac{dp}{p} = -\int_0^z \frac{gdz}{RT} = -\frac{g}{RT} \int_0^z dz$$

$p_s$  es la presión en la superficie ( $p(0)$ )

$$p(z) = p_s e^{-\frac{g}{RT}z}$$

**La presión hidrostática  $p(z)$  varía exponencialmente con la altura**

**Calculemos el peso  $W$  de la columna de aire, de sección unidad, por encima de  $z$ .**

Integrando la expresión anterior entre el nivel  $z$  y el límite superior de la atmósfera,  $H$  obtenemos

$$p = \int_z^H \rho g dz$$

El peso de un elemento de masa de una columna de superficie unitaria será:

$$dW = g\Delta m = \rho g\Delta V = \rho g\Delta z$$

e integrando en toda la columna:

$$W = \int_z^H \rho g dz$$

**La presión hidrostática en un nivel  $z$  equivale al peso de la columna de aire de sección unidad que tiene encima.**

# Unidades de presión

En el Sistema Internacional: *Pascal (Pa)*

$$1Pa = \frac{N}{m^2}$$

En meteorología se usa frecuentemente el *milibar (mb)*

$$1 mb = 100 Pa = 1 hPa$$

El *bar*:

$$1 bar = 1000 mb = 10^5 Pa$$

La *atmósfera(atm)*:

$$1 atm = \underbrace{[13.6 \times 10^3 (kg/m^3)]}_{\rho_{Hg} (15^\circ C)} \cdot \underbrace{[9.8 (m/s^2)]}_{g} \cdot [760 \times 10^{-3} (m)] = 1.01325 \times 10^5 Pa$$

$1 atm = 760 mm Hg = 1013.25 mb = 1013.25 hPa = 101325 Pa$
--

## Ley de Arquímedes. Estabilidad hidrostática de la atmósfera

*Todo volumen sumergido en un fluido experimenta un empuje igual al peso del volumen de fluido desplazado.*

Supongamos una “burbuja” de aire en equilibrio *térmico* y *mecánico* con su entorno → estará también en equilibrio “másico” (tiene la misma densidad que el entorno) → está sometido a una fuerza neta nula.

Desplazamos la burbuja a otra posición, donde  $p, T$  y  $\rho$  son diferentes:

De acuerdo con la ley de Newton:

$m$ : masa de la burbuja

$a$ : aceleración vertical

$F$ : fuerza vertical

$$F=ma$$

$-mg$ : peso de la burbuja

$m'g$ : empuje

$m'$ : masa de volumen  
desplazado

$$ma = -mg + m'g = (m' - m)g$$

O bien

$$\rho a = (\rho' - \rho) g$$

$\rho$ : densidad de la burbuja  
 $\rho'$ : densidad del ambiente

Si

$$\rho' > \rho$$

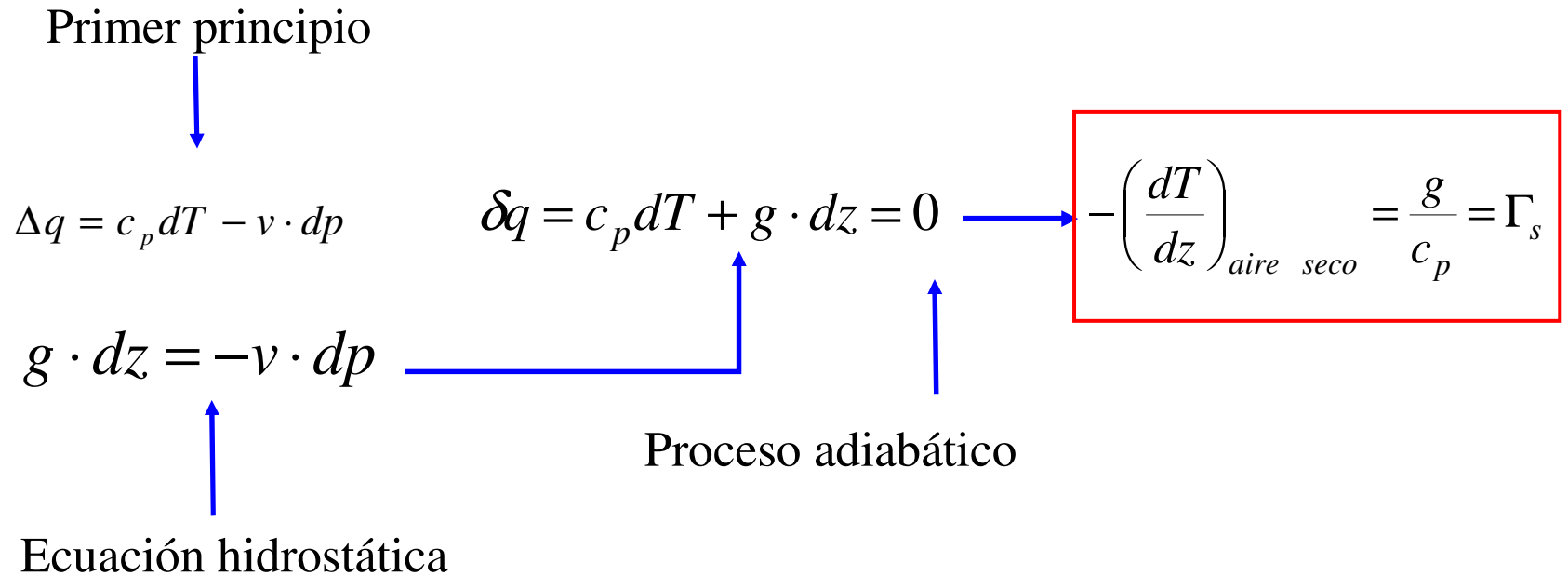


la aceleración es positiva y la burbuja tiende a subir. Por el contrario, si  $\rho' < \rho$ , la burbuja tiende a descender.

En la atmósfera, las presiones se equilibran rápidamente, por ello se puede poner con buena aproximación:  $p = p'$  y, por tanto:

$$\frac{p}{R_a T_v} a = \left( \frac{p}{R_a T_v'} - \frac{p}{R_a T_v} \right) g$$

# GRADIENTE ADIABÁTICO DEL AIRE SECO



$$\left. \begin{array}{l} g = 9.81 \text{ ms}^{-2} \\ c_p = 1004 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1} \end{array} \right\} \Gamma_s = 0.0098 \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} = 9.8 \text{ K} \cdot \text{km}^{-1}$$

y, por tanto,

$$a = \frac{T_v - T'_v}{T'_v} g$$



Si la temperatura virtual de la burbuja es mayor que la del entorno, la aceleración es positiva y la burbuja tiende a seguir subiendo. Lo contrario sucede cuando la temperatura virtual de la burbuja es menor que la del entorno.

Si multiplicamos numerador y denominador del segundo miembro por

$$\left( \frac{1000}{p} \right)^{\frac{R_a}{c_{pa}}}$$

y, teniendo en cuenta la definición de temperatura potencial,

se tiene  $\Rightarrow$

$$a = \frac{\theta_v - \theta'_v}{\theta'_v} g$$

que da la aceleración de la burbuja en función de la *temperatura potencial virtual*



## Análisis de la estabilidad vertical local

⇒ En un punto de la atmósfera y su entorno inmediato

Sea una burbuja de volumen muy pequeño que se encuentra en equilibrio mecánico y térmico

⇒

Se desplaza de su posición de equilibrio sin mezclarse con el entorno. Supongamos también *proceso adiabático* ⇒  $\theta$  se mantiene constante

Consideremos aire seco

⇒

Se aplican las ecuaciones anteriores sustituyendo temperaturas virtuales por reales

Sea  $\Gamma = -\frac{dT'}{dz}$  el gradiente real de temperatura en la atmósfera.

En  $z \Rightarrow T'(z)$

En  $z + \Delta z \Rightarrow T'(z + \Delta z) = T'(z) - \Gamma \Delta z$

Puesto que hemos considerado ascenso adiabático de la burbuja y que no perturba el ambiente que lo rodea, la variación de temperatura de la burbuja será (de acuerdo con el ejercicio visto anteriormente):

$$T(z + \Delta z) = T(z) - \frac{g}{c_{pa}} \Delta z$$

Sea  $\Gamma_d = \frac{g}{c_{pa}}$  el gradiente adiabático.



La aceleración de la burbuja en el nivel  $(z+\Delta z)$  será

$$a = \frac{(T(z) - \Gamma_d \Delta z) - (T'(z) - \Gamma \Delta z)}{T'(z + \Delta z)} g$$

Puesto que en el nivel  $z$  el ambiente y la burbuja tienen la misma temperatura :

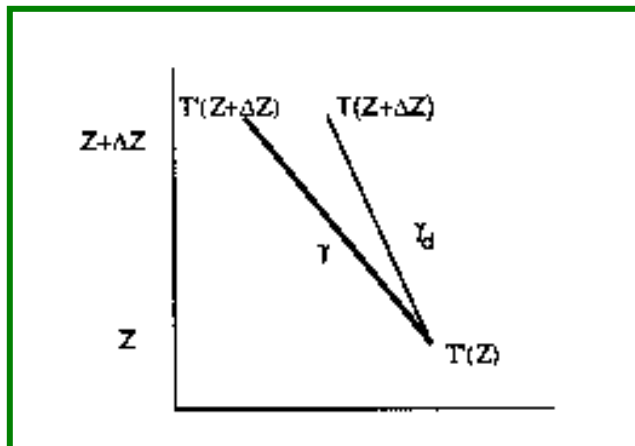
$$a = \Delta z \frac{\Gamma - \Gamma_d}{T'(z + \Delta z)} g$$

Si  $\Gamma > \Gamma_d$   $\rightarrow$  la aceleración es positiva y la burbuja tenderá a seguir ascendiendo. Se dice entonces que la atmósfera es *inestable*.

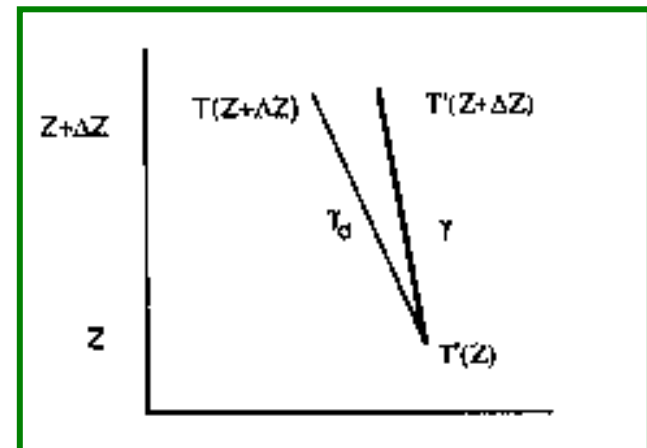
Si  $\Gamma < \Gamma_d$   $\rightarrow$  la aceleración es negativa y la burbuja tiende a volver al nivel original.  $\rightarrow$  atmósfera *estable*.

Si  $\Gamma = \Gamma_d$   $\rightarrow$  atmósfera *neutra*

*inestable*



*estable*



## Inversión térmica

Hasta ahora se ha supuesto que la temperatura de la atmósfera real disminuía con la altura (la de la burbuja ascendente, por ser un proceso adiabático, siempre disminuye con la altura)

Pero, pueden darse situaciones en las que la temperatura aumente con la altura  $\Rightarrow$  **atmósfera fuertemente estable**  $\Rightarrow$  inversión térmica



Los contaminantes lanzados a la atmósfera en la superficie quedan atrapados en capas cercanas a la misma.

# Índices de humedad

**Humedad absoluta:** densidad del vapor de agua  
(como si ocupase todo el volumen)  
(kg/m<sup>3</sup>)

$$\rho_v = \frac{p_v}{R_v T}$$

**Humedad específica**

masa de vapor contenida en la unidad de masa de  
aire húmedo.

(kg/kg)

$$q_v = \frac{m_v}{m} = \frac{m_v}{m_a + m_v} = \frac{\rho_v}{\rho_a + \rho_v}$$

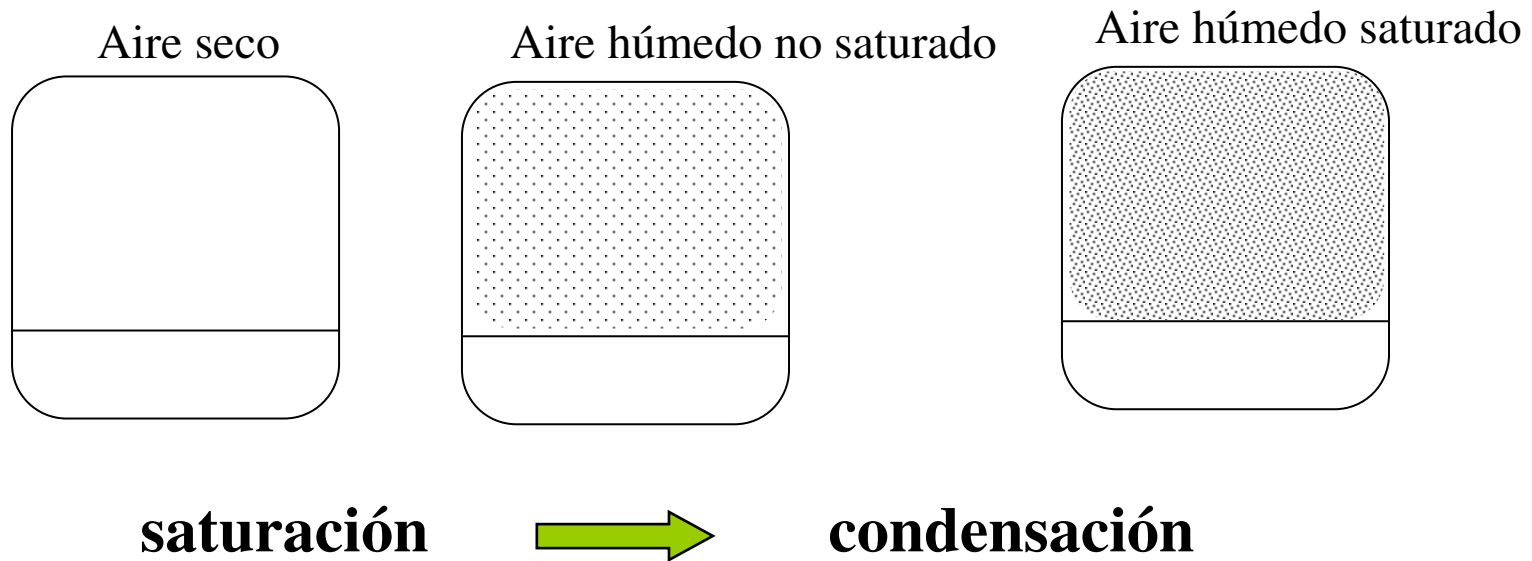
$$q_v = \frac{p_v / R_v}{p_a / R_a + p_v / R_v} = \varepsilon \frac{p_v}{p_a + \varepsilon p_v}$$

$$\varepsilon = \frac{R_a}{R_v} = 0.622$$

$$q_v \approx \frac{p_v}{p_a} \approx \varepsilon \frac{p_v}{p}$$

Presión de saturación de vapor es la presión ejercida por el vapor cuando el aire está saturado de humedad. Es función de la temperatura

Aire húmedo: aire seco + vapor de agua



La humedad relativa indica lo lejos que se está de la saturación:

Presión de vapor  
(tensión de vapor)

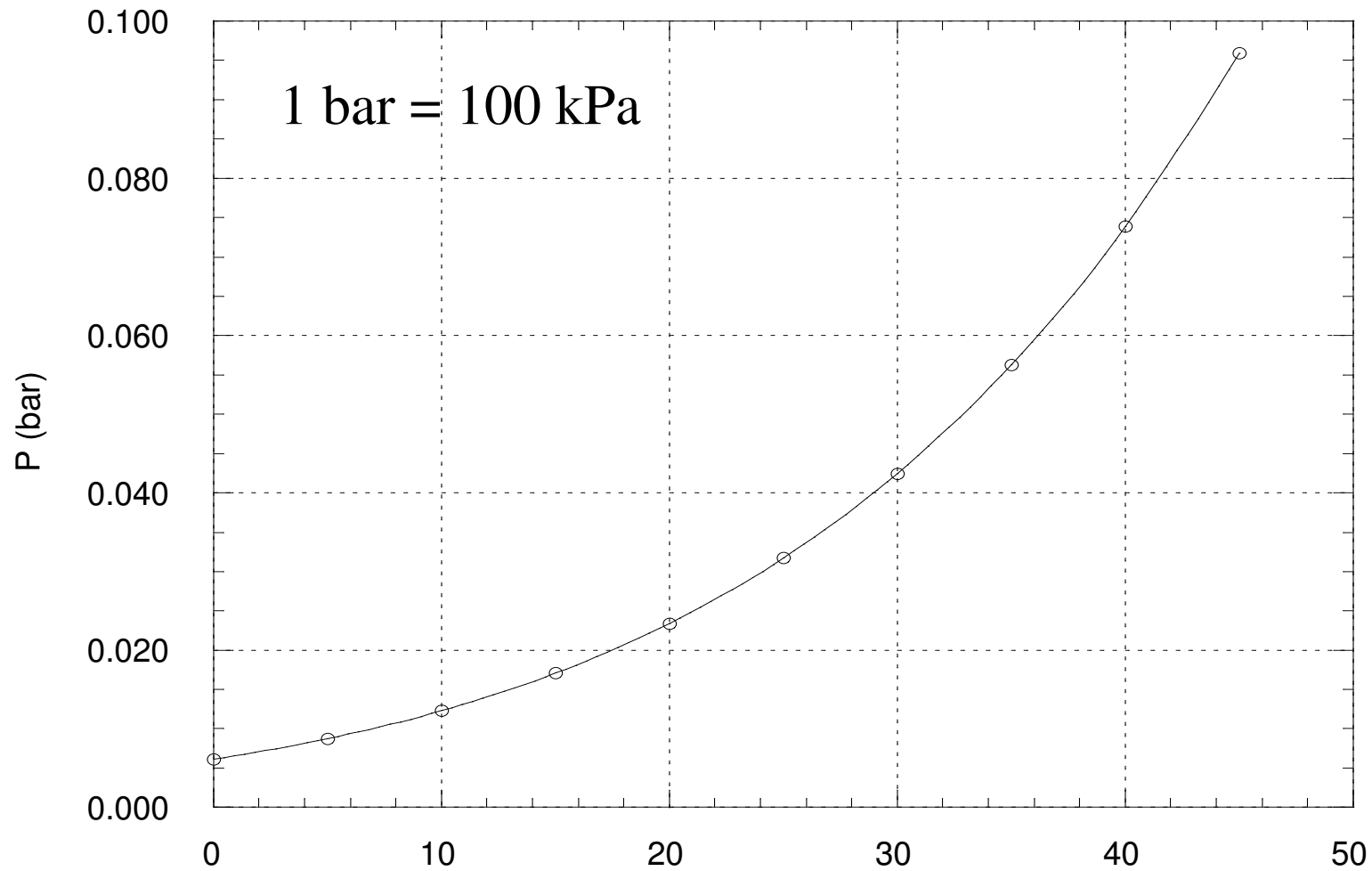
$$p_{vw} = 6.10 \times 10^{\frac{7.4475 \cdot t}{234.07 + t}} \text{ (mb)}$$

fórmula de Magnus (t en °C)

# CONTENIDO DEL VAPOR DE AGUA EN LA ATMÓSFERA ESTADO DE SATURACIÓN

## PRESIÓN DE VAPOR DE AGUA EN SATURACIÓN

Presion de vapor del agua (liq) en funcion de la temperatura



## Humedad relativa

cociente entre la presión parcial de vapor,  $p_v$ , y la presión de vapor en saturación,  $p_{vw}$ , a la misma temperatura y presión

La humedad relativa indica lo lejos que se está de la saturación:

$$H_r = \frac{p_v}{p_{vw}(T)}$$

Formas de aumentar la  $H_r$ :



disminuyendo la temperatura



aumentando el contenido de vapor

## Razón de mezcla

Masa de vapor de agua  
-----  
Masa de aire seco

$$w = \frac{m_v}{m_d}$$

kg vapor/kg aire seco



## Temperatura Virtual.

Temperatura a la cual se debe poner una muestra de aire seco para que, en las mismas condiciones de presión, tenga la misma densidad del aire húmedo.

$$p_d = \rho_d R_d T \qquad p_v = \rho_v R_v T$$

$$\varepsilon = R_d/R_v = M_w/M_d = 0.622$$

$$p = p_d + p_v$$

$$\rho = \rho_d + \rho_v$$

$$\rho = \frac{p - p_v}{R_d T} + \frac{p_v}{R_v T} = \frac{p}{R_d T} \left[ 1 - \frac{p_v}{p} (1 - \varepsilon) \right]$$

TEMPERATURA  
VIRTUAL

$$T_v = \frac{T}{\left[1 - \frac{p_v}{p}(1 - \varepsilon)\right]}$$

Se puede escribir la ecuación de estado en función de la temperatura virtual como:

$$p = R_d \rho T_v$$

Presión del  
aire húmedo

Constante  
del aire seco

Densidad del  
aire húmedo

$$T_v \cong 1.01T$$

Aproximación válida en condiciones  
ambientales,  $p_v$  [1 – 5 kPa]:  $p$  [80-100 kPa]

La **temperatura virtual** es útil para evitar el manejo del contenido en vapor de agua, que es variable

**El aire húmedo es menos denso que el aire seco → la temperatura virtual es mayor que la temperatura absoluta.**

De la expresión para  $T_v$ , se observa que  $T_v > T$



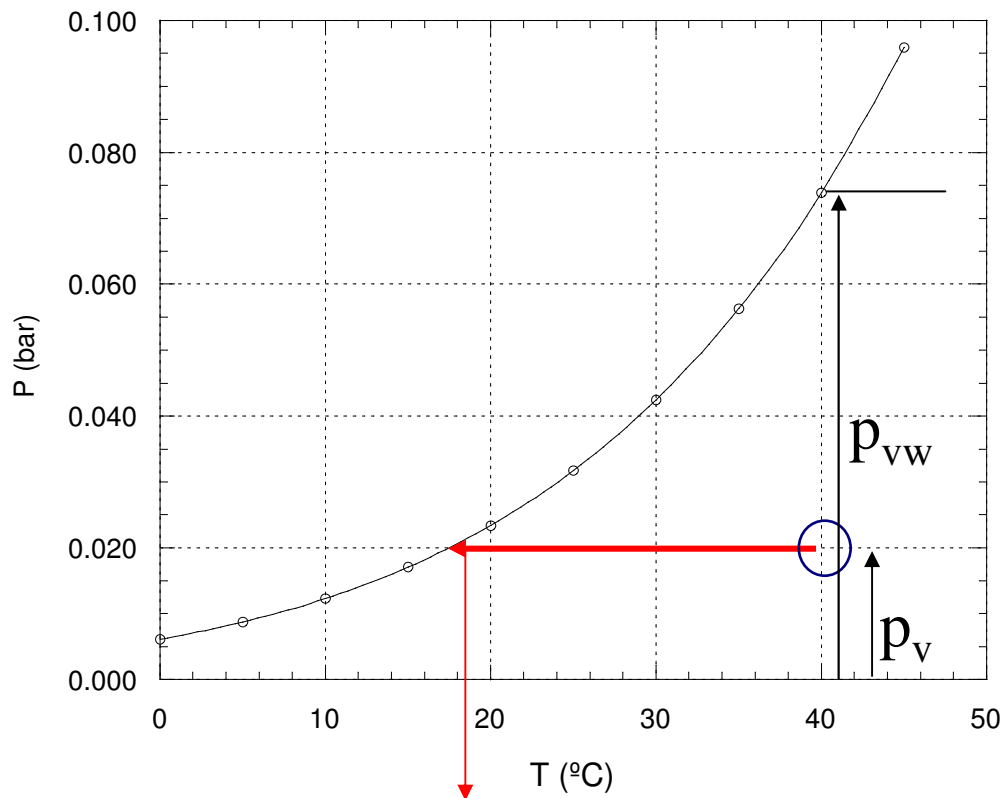
Hay que calentar el aire seco para que su densidad se iguale a la del aire húmedo

Como las densidades son inversamente proporcionales a las temperaturas . La densidad del aire seco es mayor que la del húmedo. El aire húmedo tiende a flotar respecto al aire seco.

# Temperatura del punto de rocío

Temperatura a la que debe enfriarse el aire (manteniendo constante su presión y su contenido en vapor) para alcanzar la saturación.

Presión de vapor del agua (liq) en función de la temperatura



**Temperatura de rocío ( $T_d$ )  $\approx$  17,5 °C**

$$p_v = p_{vw}(T_d)$$

Por tanto

$$H_r = \frac{p_v}{p_{vw}(T)} = \frac{p_{vw}(T_d)}{p_{vw}(T)}$$

# CAMBIOS DE FASE

**CAMBIOS DE FASE:** Aquellos procesos en que un sistema gana o pierde calor sin que cambie su temperatura. El cambio en la energía interna se debe completamente al cambio en la configuración física, que es lo que se conoce como cambio de fase.

Ejemplos: Fusión: sólido a líquido

Vaporización: de líquido a gas

**CALOR LATENTE:** la cantidad de energía en forma de calor necesaria para ocasionar el cambio de fase de la unidad de masa

Para el agua: **Calor latente de vaporización**,  $\lambda$ , la energía en forma de calor necesaria para vaporizar la unidad de masa (<sup>1</sup>, ver ec. de Clausius-Clapeyron).

$$\lambda = 2.501 - (2.361 \times 10^{-3}) T$$

$\lambda$  calor latente de vaporización [MJ kg<sup>-1</sup>]

T temperatura del aire [°C]

Para T = 20 °C,  **$\lambda = 2.45 \text{ MJ kg}^{-1}$**

# Gradiente Adiabático del aire saturado

Una vez alcanzada la saturación se libera en el seno del paquete de aire el calor latente de cambio de estado, y a partir de ese momento la disminución de la temperatura con la altura se hace menor.



Gradiente adiabático del aire saturado: tasa de disminución de la temperatura con la altitud para un paquete de aire saturado en condiciones adiabáticas. Se define como:

$$\Gamma_{sat} = -\left(\frac{dT}{dz}\right)_{aire \ sat}$$

Valores típicos: 4 K·km<sup>-1</sup> para las proximidades del suelo  
6-7 K·km<sup>-1</sup> para la troposfera media

# DIAGRAMAS TERMODINÁMICOS

Se forman con la superposición de los distintos procesos termodinámicos en cartas básicas de temperatura y presión.

Útiles para visualizar el comportamiento de los parámetros atmosféricos.

Parámetros básicos observados en la atmósfera libre: presión, temperatura, humedad y viento

Parámetros recogidos por los servicios meteorológicos

Sirven para graficar un proceso sufrido por una parcela de aire.

**Proceso reversible:** curva cerrada

**Proceso irreversible:** curva abierta.

Los diagramas termodinámicos son útiles no solo para representar la variación vertical de los parámetros, sino también para representar algunas propiedades hidrostáticas y de estabilidad.

## DIAGRAMAS TERMODINÁMICOS: STUVE

Sistema de coordenadas  $T$  (eje horizontal) y  $p$  (eje vertical)  
las isolíneas de temperatura potencial ( $\theta = \text{cte.}$ , o adiabatas) son  
líneas rectas, inclinadas y divergentes.

El área no es proporcional a la energía

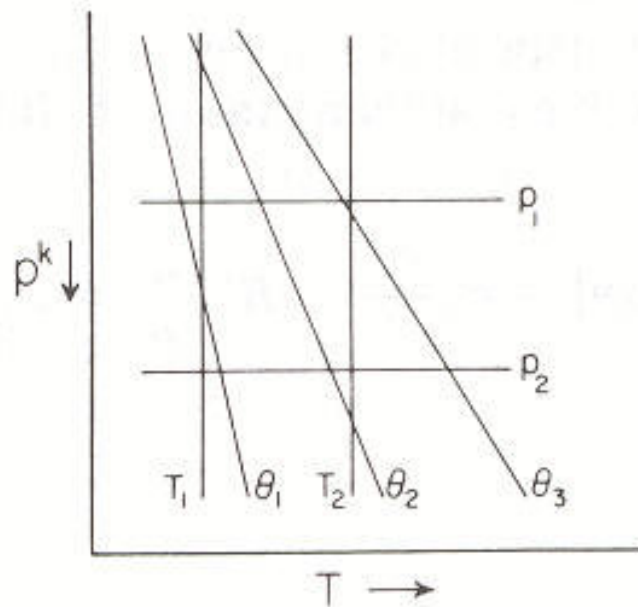


FIG. 1.4. Stüve diagram.

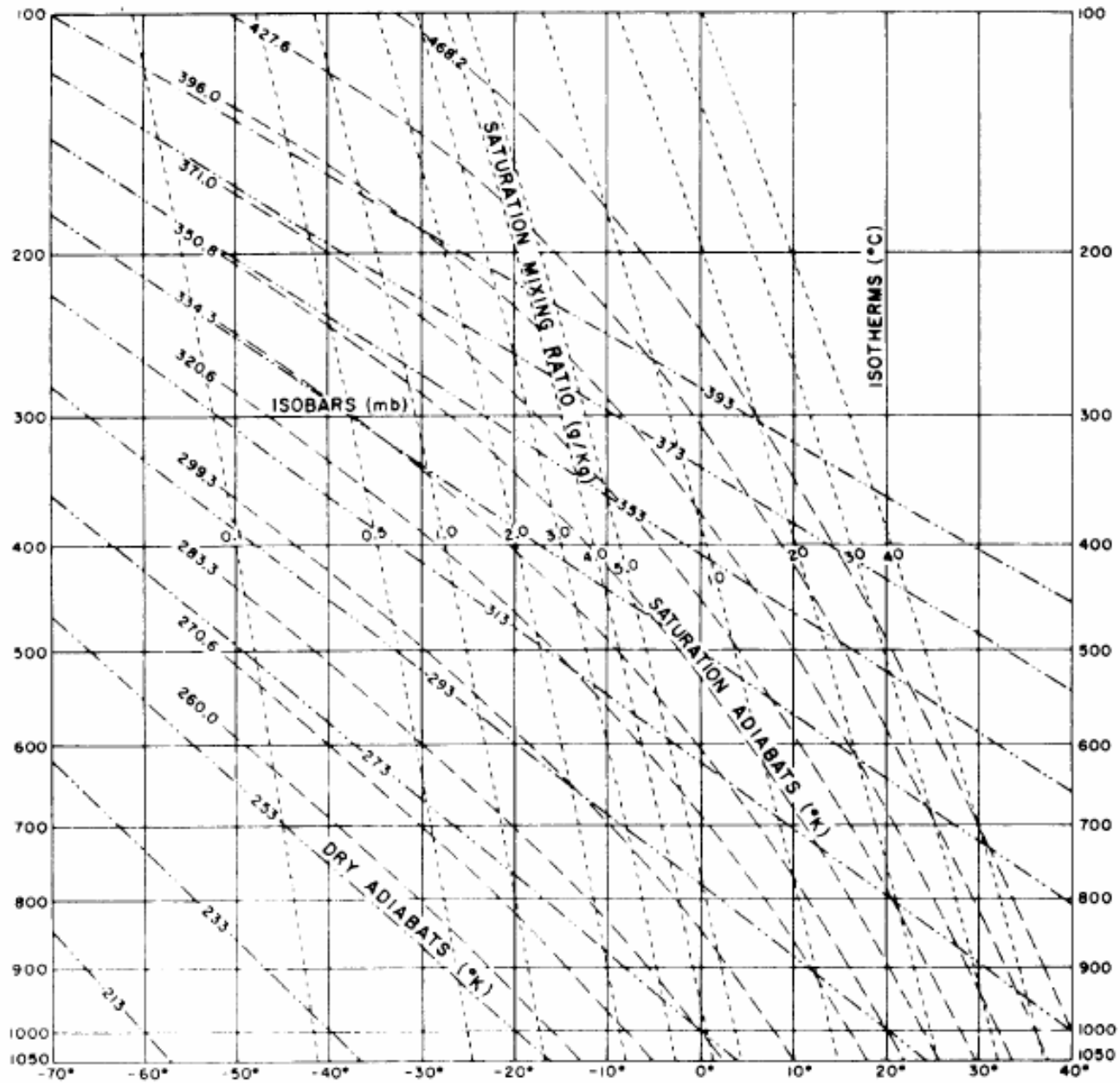
Para un proceso **adiabatico**:

$$\theta = T (1000/p)^K$$

$$K=R/c_p$$



# DIAGRAMAS TERMODINÁMICOS MAS USUALES: Stüve



## DIAGRAMAS TERMODINÁMICOS: EMAGRAMA

En un buen diagrama termodinámico Area  $\propto$  Energia

**el emagrama** es llamado también diagrama termodinámico verdadero. En este tipo de diagrama el área, dentro de cualquier contorno, es proporcional al trabajo (o energía), con la misma constante de proporcionalidad para todo el diagrama.

**Emagrama** es una abreviación de: **energía por unidad de masa en diagrama.**

En meteorología, las variables de estado más usadas para describir el comportamiento atmosférico son presión y temperatura

## DIAGRAMAS TERMODINÁMICOS EMAGRAMA

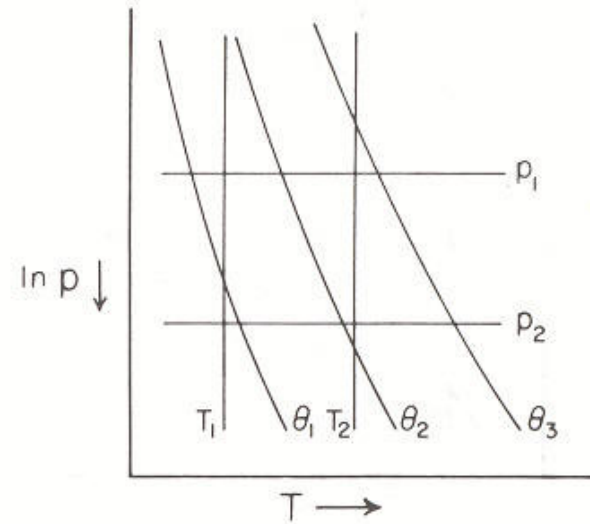
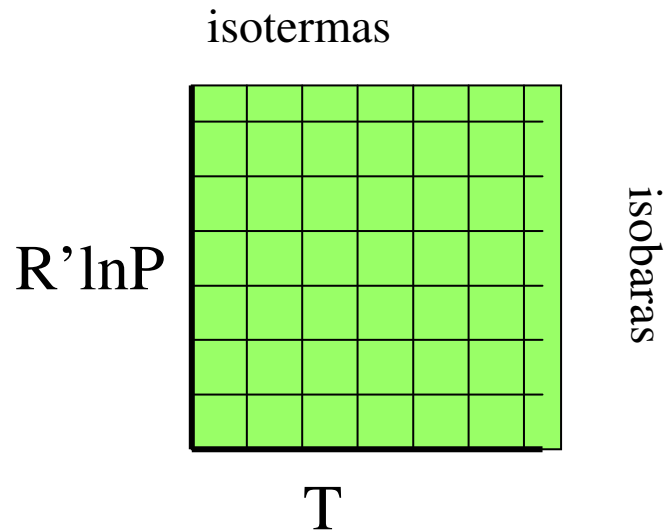


FIG. 1.5. Schematic emagram.

las adiabatas secas ( $\theta = \text{cte.}$ ) están ligeramente curvas, cóncavas hacia arriba y convergen hacia temperaturas y presiones bajas. Las adiabatas hacen un ángulo cercano a los  $45^\circ$  con las isobaras, las líneas de razón de mezcla de saturación son rectas, casi paralelas a las isotermas y las pseudo-adiabatas ( $\theta_e = \text{cte.}$ ) son curvas.

## DIAGRAMAS TERMODINÁMICOS: **TEFIGRAMA**

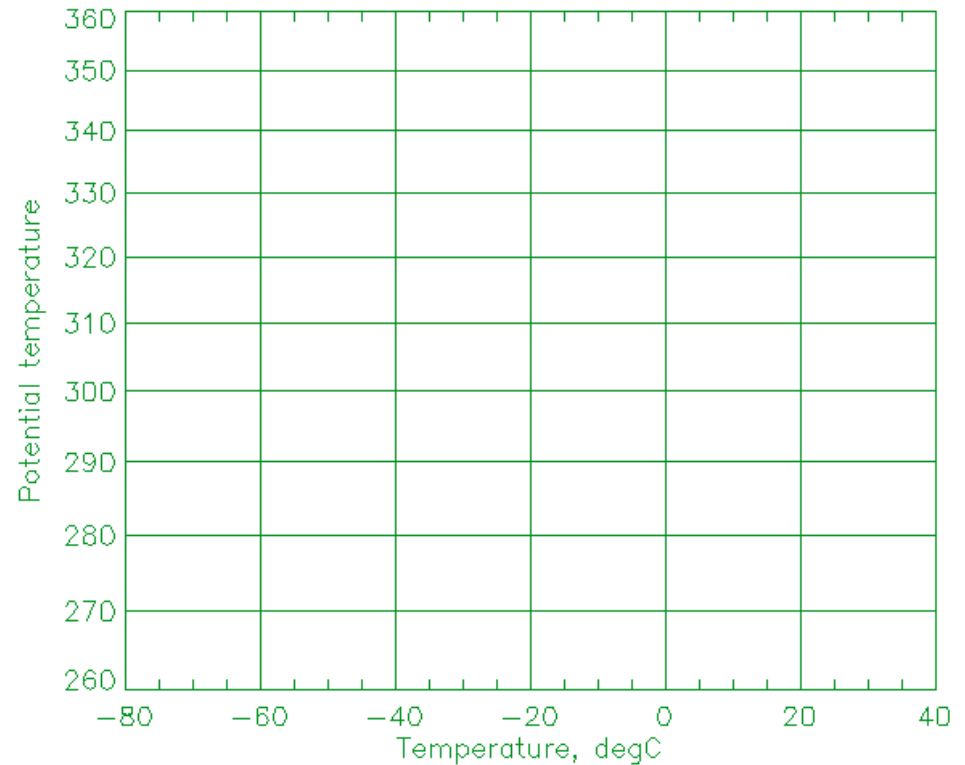
Si las isothermas del emagrama se mantienen fijas y las adiabatas secas son rotadas, hasta que alcancen una posición horizontal, se puede obtener el tefigrama.

El nombre se deriva de las palabras **temperatura, entropía específica (“fi”), y diagrama.**

**En este diagrama de** coordenadas  $T$  vs  $\ln\theta$  ó  $T$  vs  $\varphi$ ; la temperatura está representada por líneas verticales; la temperatura potencial (adiabatas) por líneas horizontales y la presión por líneas curvas, que decrecen en magnitud con la altura,

# Idea básica

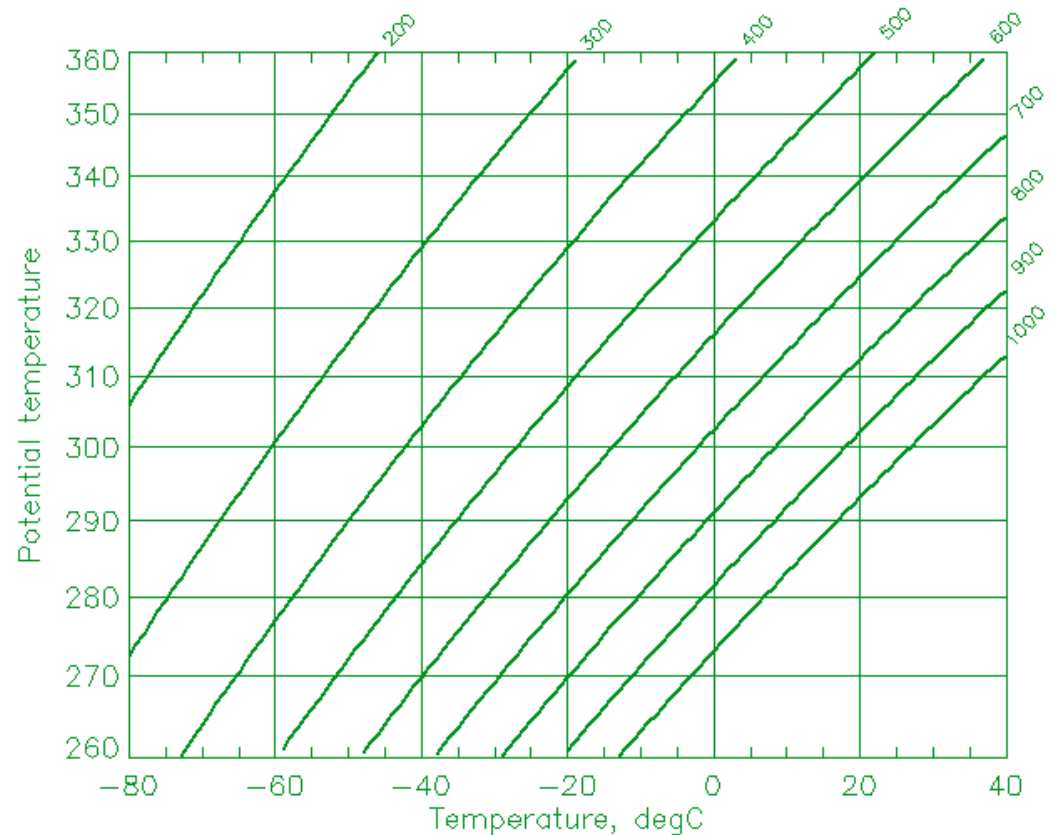
- Dibujar la **temperatura** en el eje de las x
- y la **entropía** en el de las y
- $dS = c_p d \ln \theta$  por lo que dibujamos la temperatura contra  $\ln \theta$



# Añadimos presión

Nosotros medimos temperatura y presión, por lo que queremos que la presión también se represente en nuestro gráfico.

Las líneas curvas son las isobaras, en hPa.

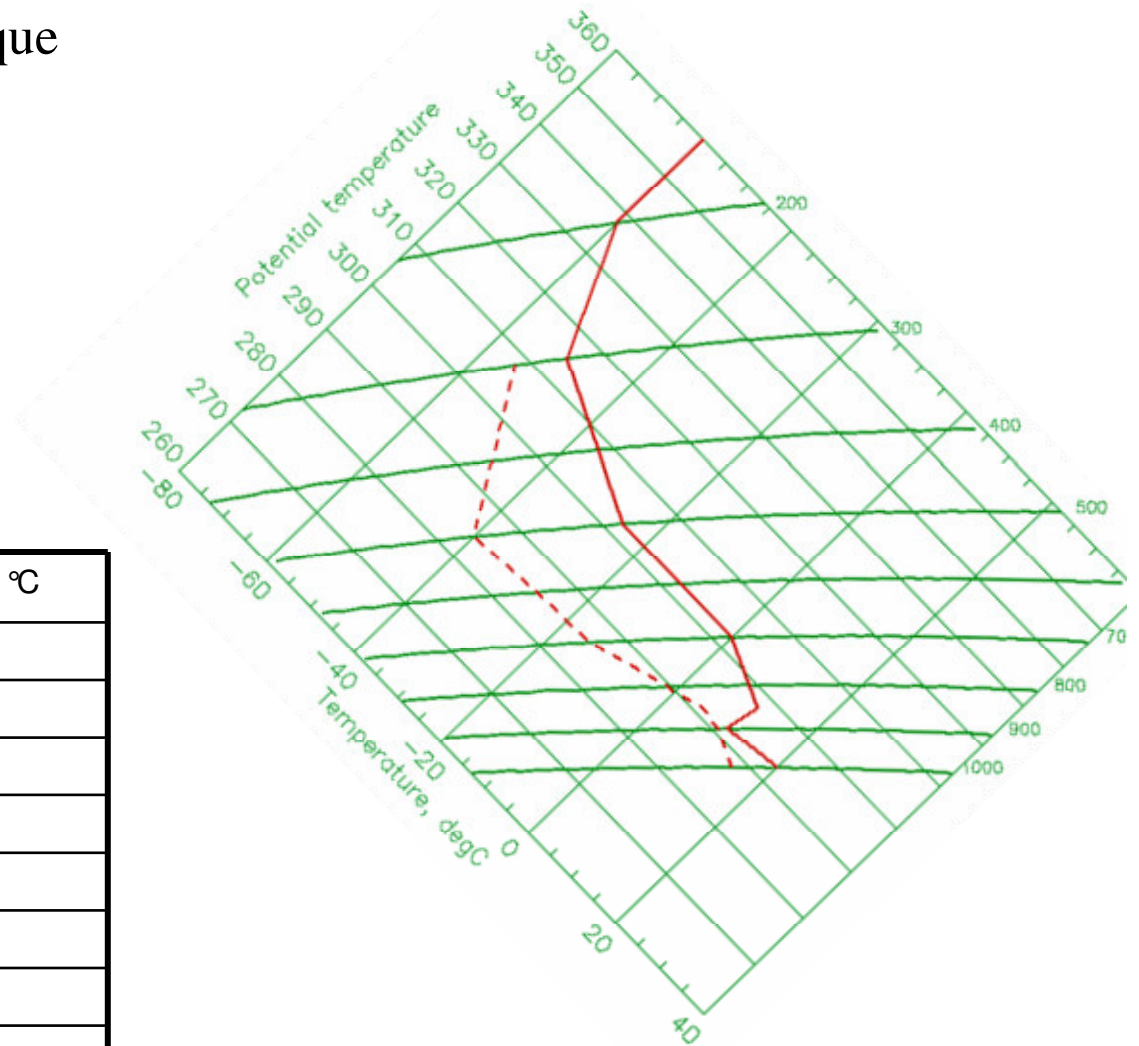


# Rotamos el gráfico

El diagrama es **rotado 45°** para que las líneas de presión sean casi-horizontales

Podemos representar la **Temperatura** and **punto de rocío** en el diagrama. El punto de rocío es representado por la temperatura, por ejemplo:

Pressure, mb	Temp., °C	Dew point, °C
1000	20	15
900	10	9
850	11	5
700	0	-15
500	-25	-40
300	-50	-55
200	-60	
100	-60	



# Añadiendo información sobre humedad

- El punto de rocío es una medida del contenido de humedad. El tefigrama puede ser usado para convertir ( $T_D, T$ ) a razón de mezcla
- Las líneas de razón de mezcla constante son líneas discontinuas. Unidades:  $\text{g kg}^{-1}$
- Las líneas curvas son las adiabáticas saturadas – el camino que sigue una parcela saturada de aire cuando asciende adiabáticamente

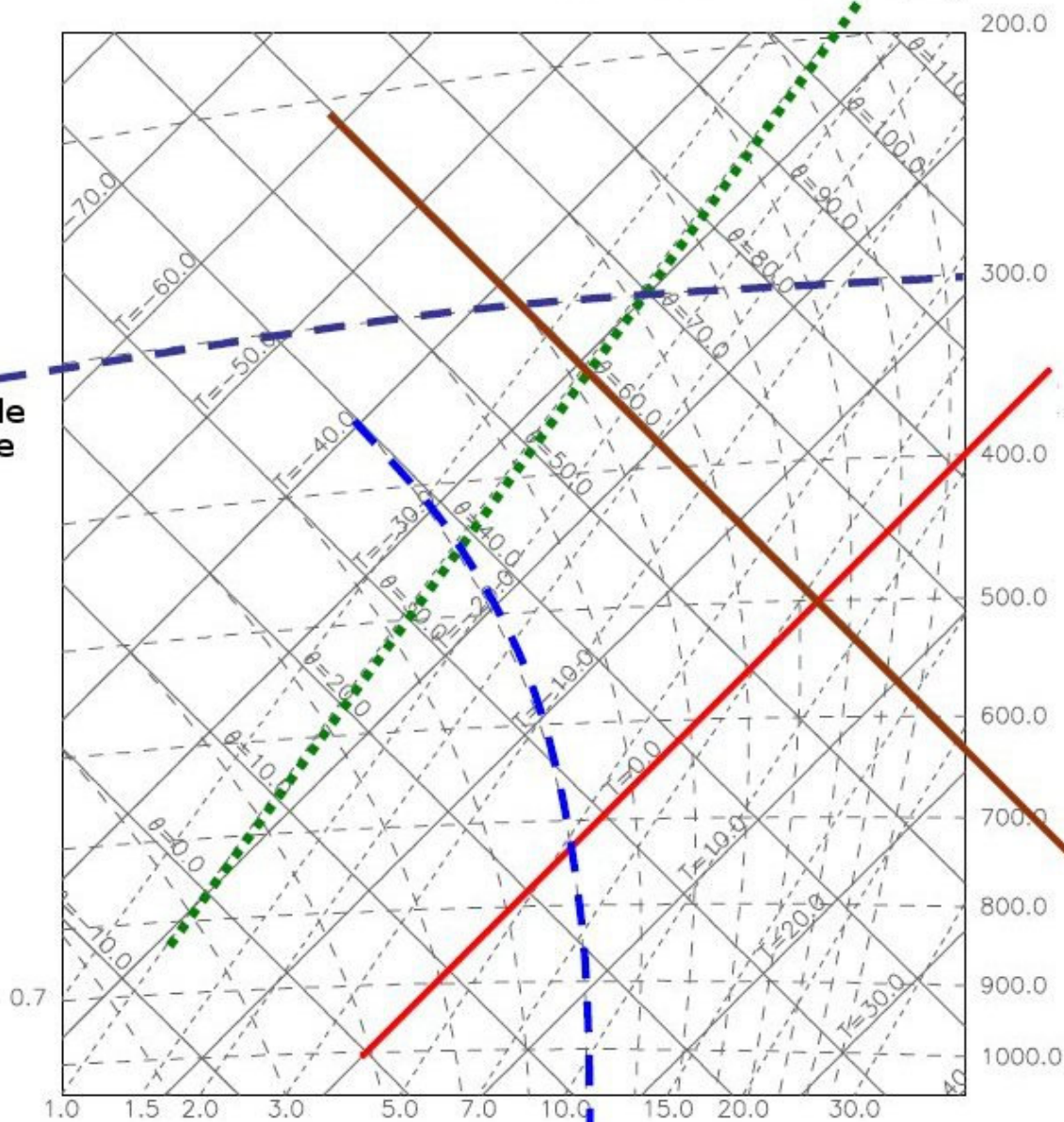


razón de mezcla (g/kg)

Isobaras: líneas de presión constante (mb)

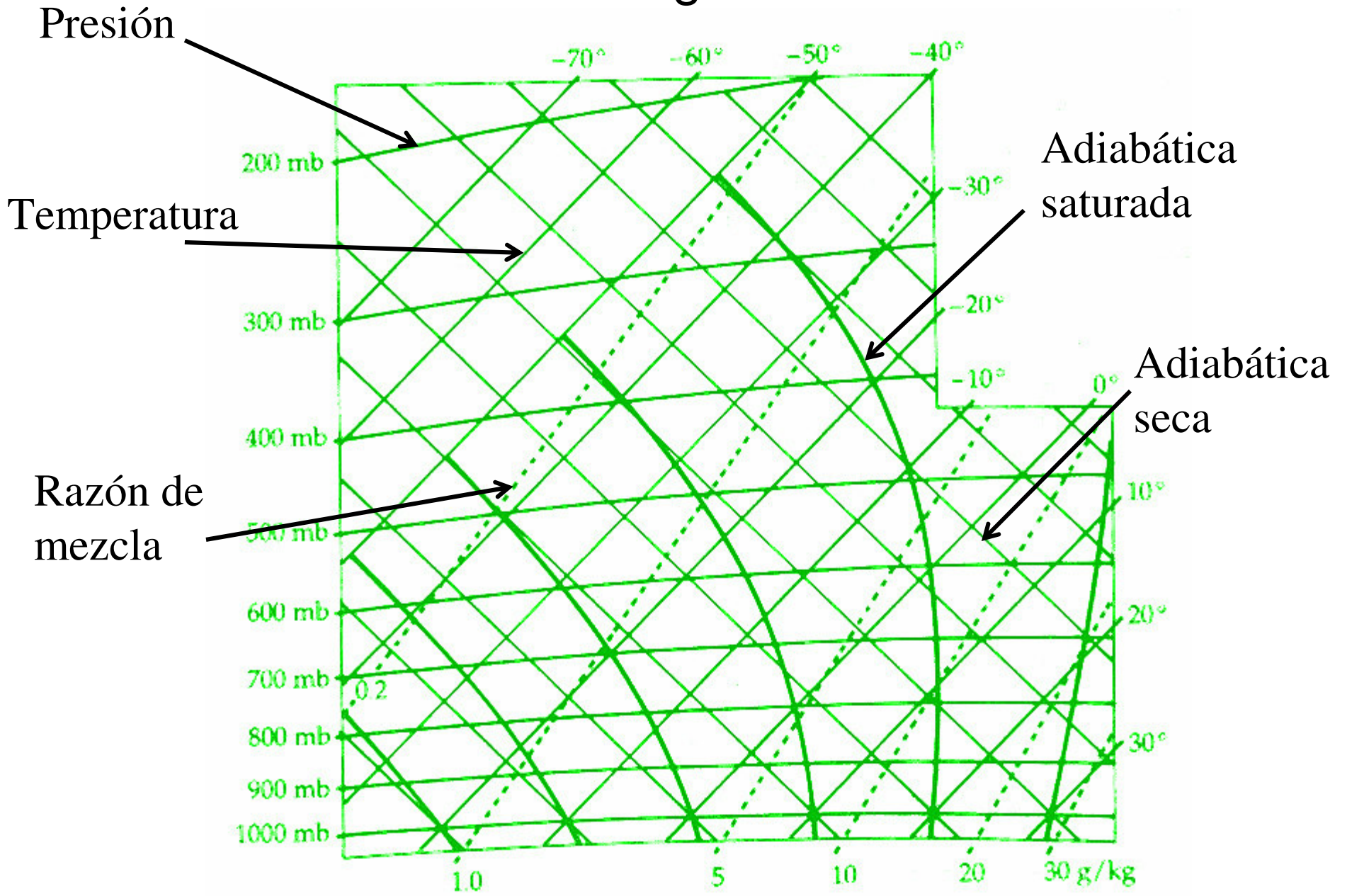
Isotermas: líneas de temperatura constante (°C)

Adiabáticas secas: líneas de temperatura potencial constante (°C)



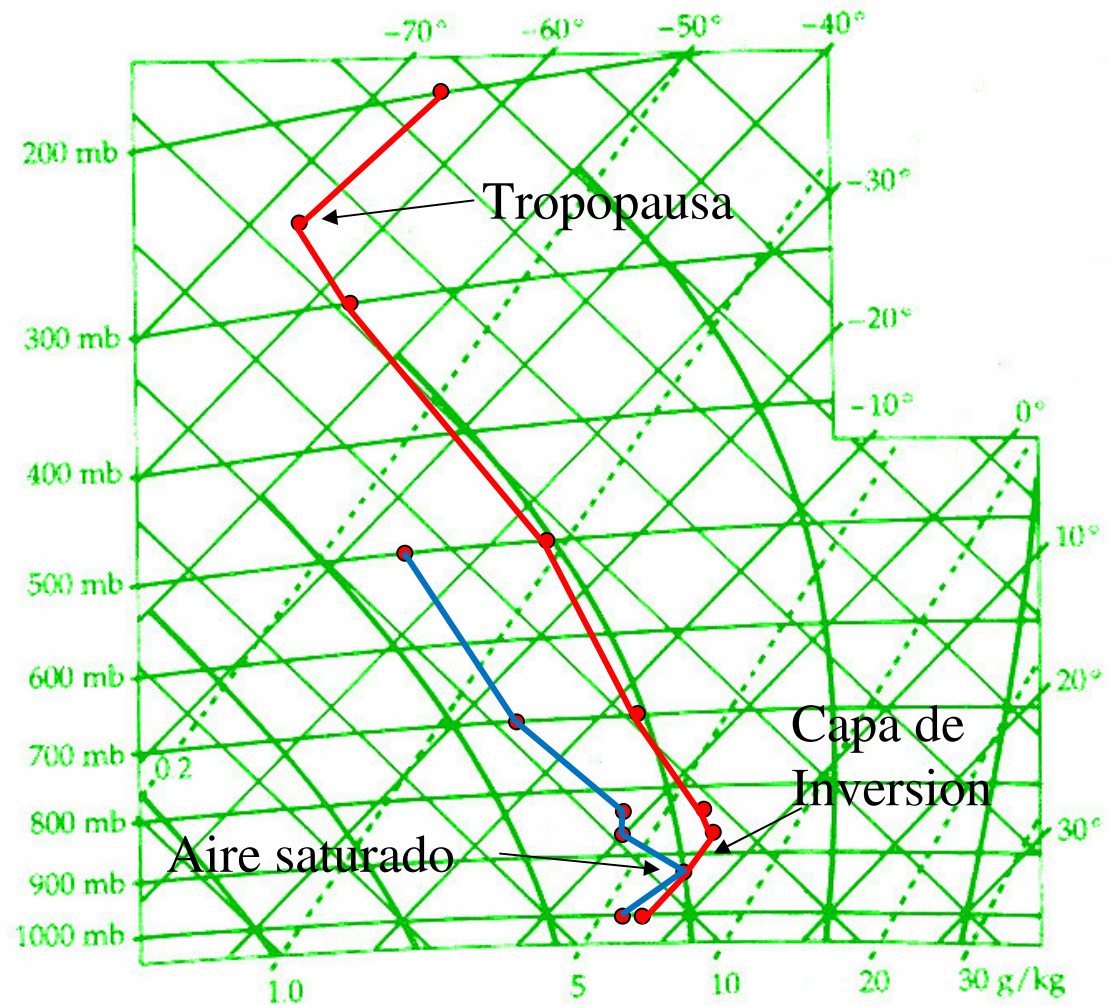
Pseudo adiabáticas: Líneas de temperatura de bulbo constante

# El Tefigrama



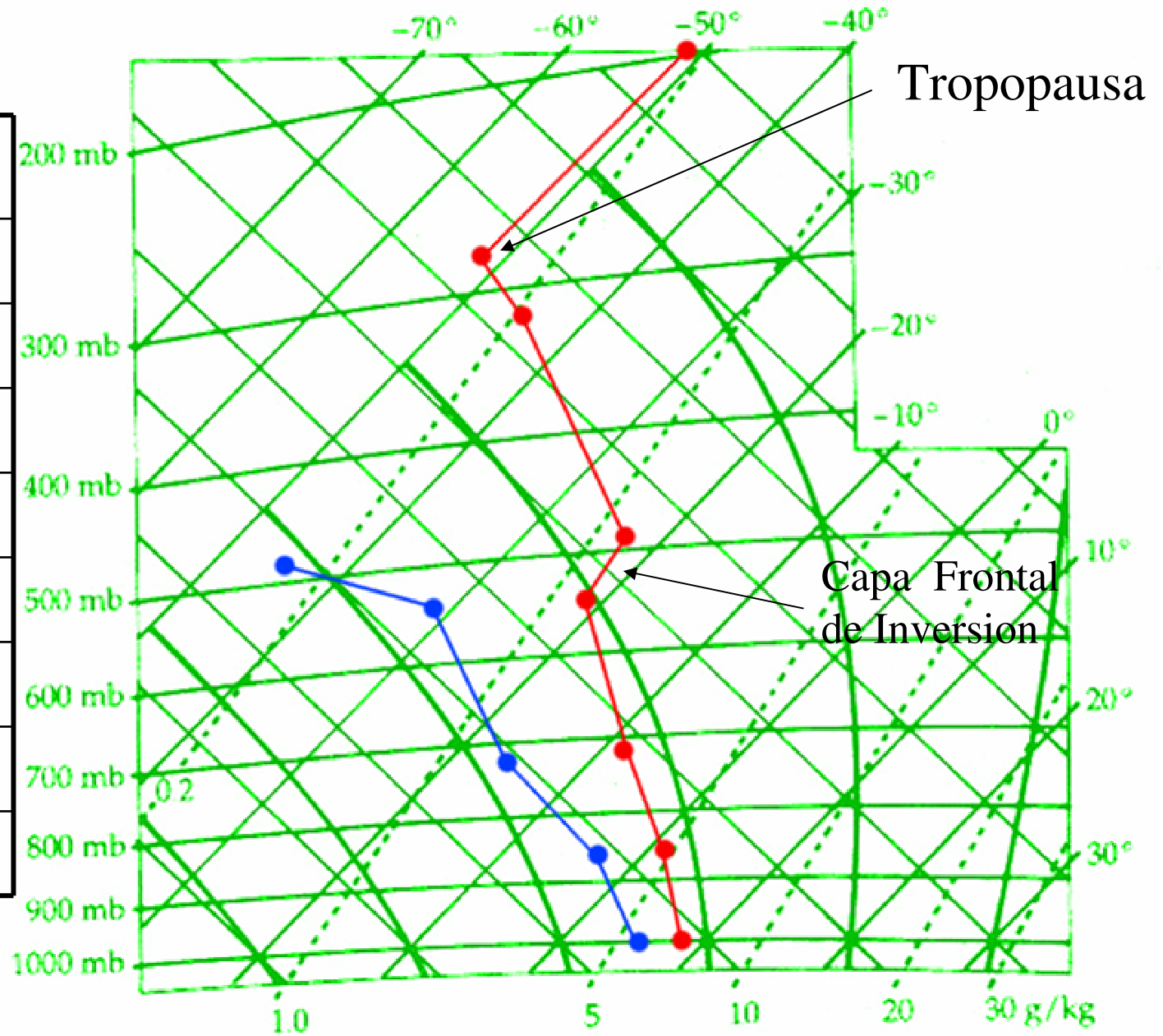
# Ejemplo 1

Presión, mb	Temp., °C	Temp de rocío, °C
1000	7	6
920	7	7
870	6	0
840	3.5	-1.5
700	-8	-16
500	-27	-36
300	-58	
250	-67	
200	-65	



# Ejemplo 2

Presion mb	Temp °C	Punto rocío, °C
1000	8.5	5.5
860	0.5	-3
710	-8	-17
550	-21.5	-31.5
490	-22.5	-45
320	-45	
285	-51	
200	-51	

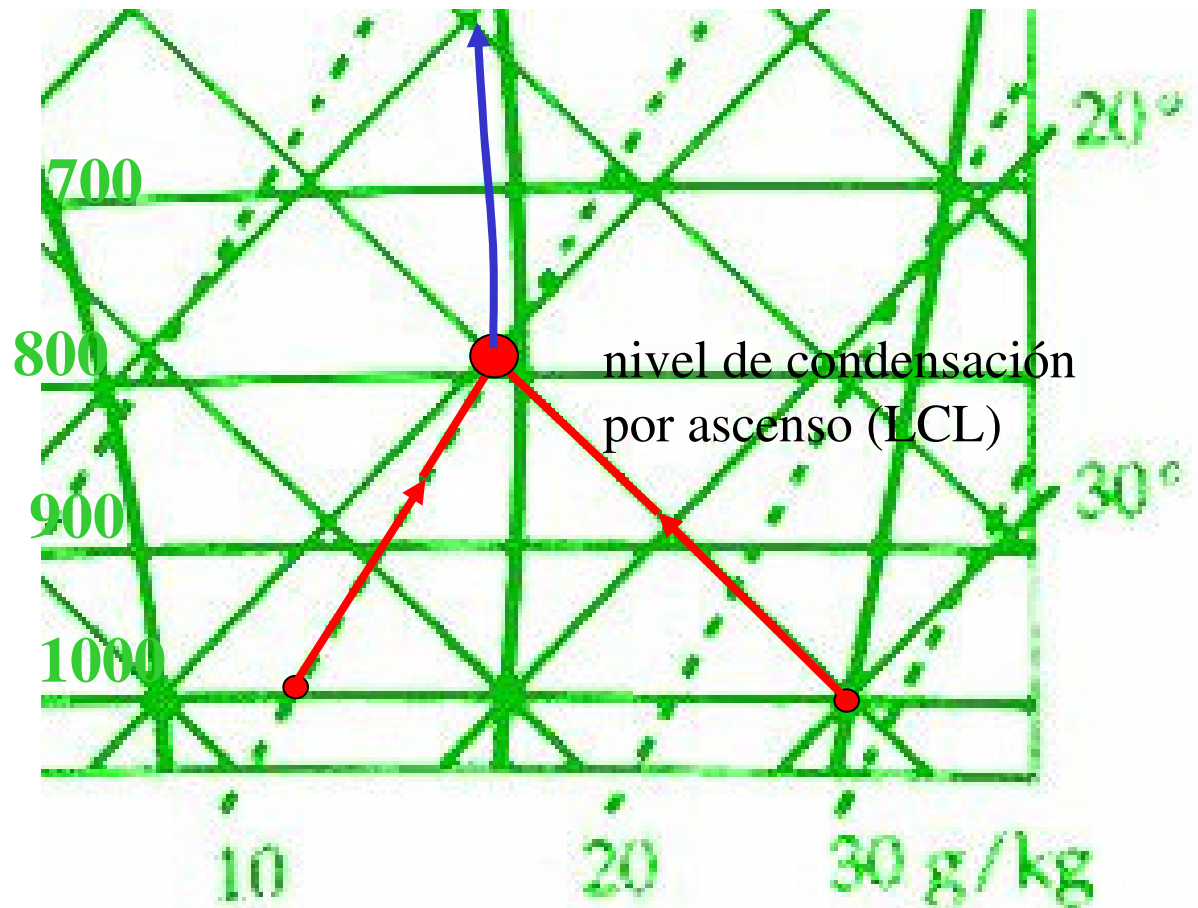


# trayectoria de una parcela de aire en el tefigrama

La parcela se encuentra inicialmente en:  $30^{\circ}\text{C}$ ,  $T_d$   $14^{\circ}$ , presión  $1000\text{ mb}$ . Esto corresponde a  $w = 10\text{ g kg}^{-1}$

Según la parcela asciende:  $T$  sigue una **adiabática seca**,  $w$  **constante** hasta la saturación

A partir de allí la parcela sigue una **adiabática saturada**



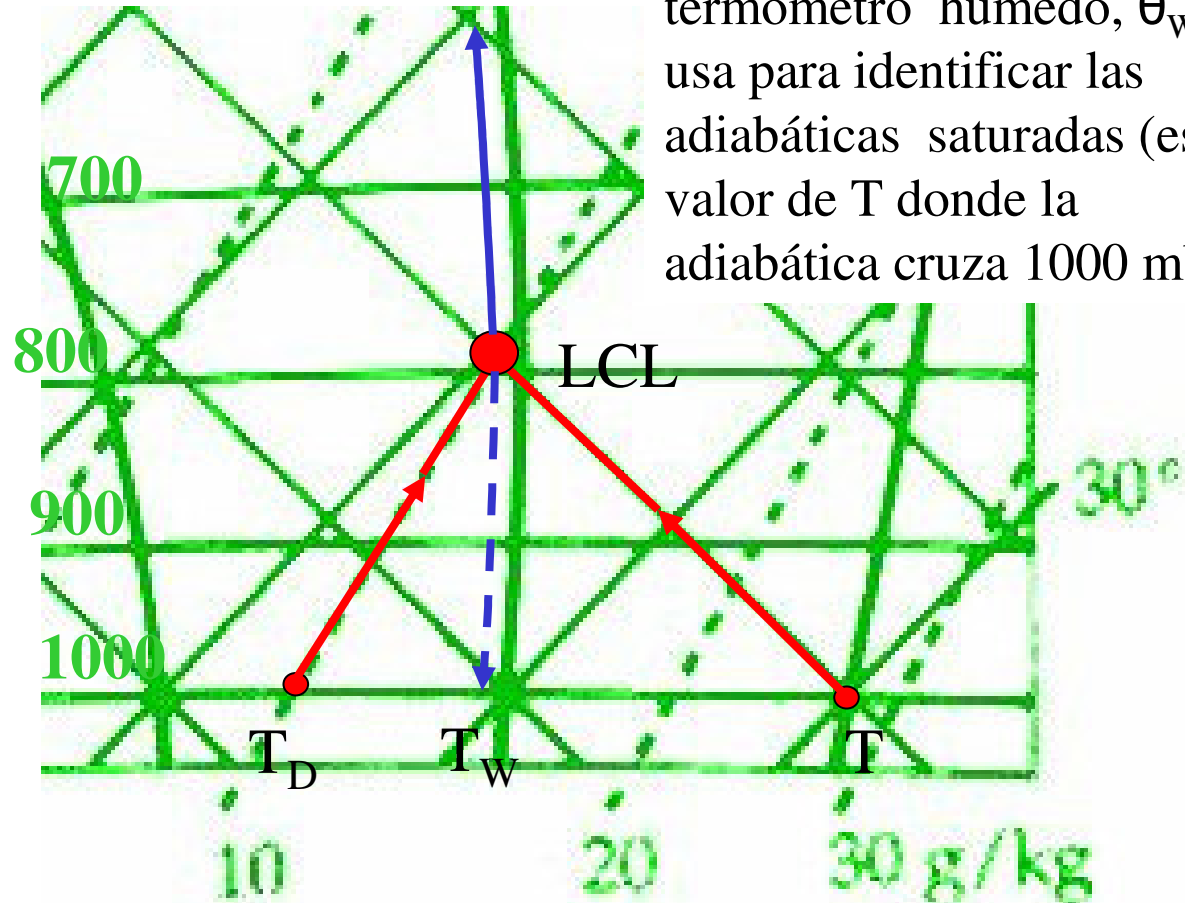
# Teorema de Normand

Prolongamos la  
adiabática saturada  
hasta 1000 mb.

Esta  $T$  es menor que la  
 $T$  sin saturar: el agua se  
evapora para mantener  
el aire saturado, y la  
energía se toma del  
aire.

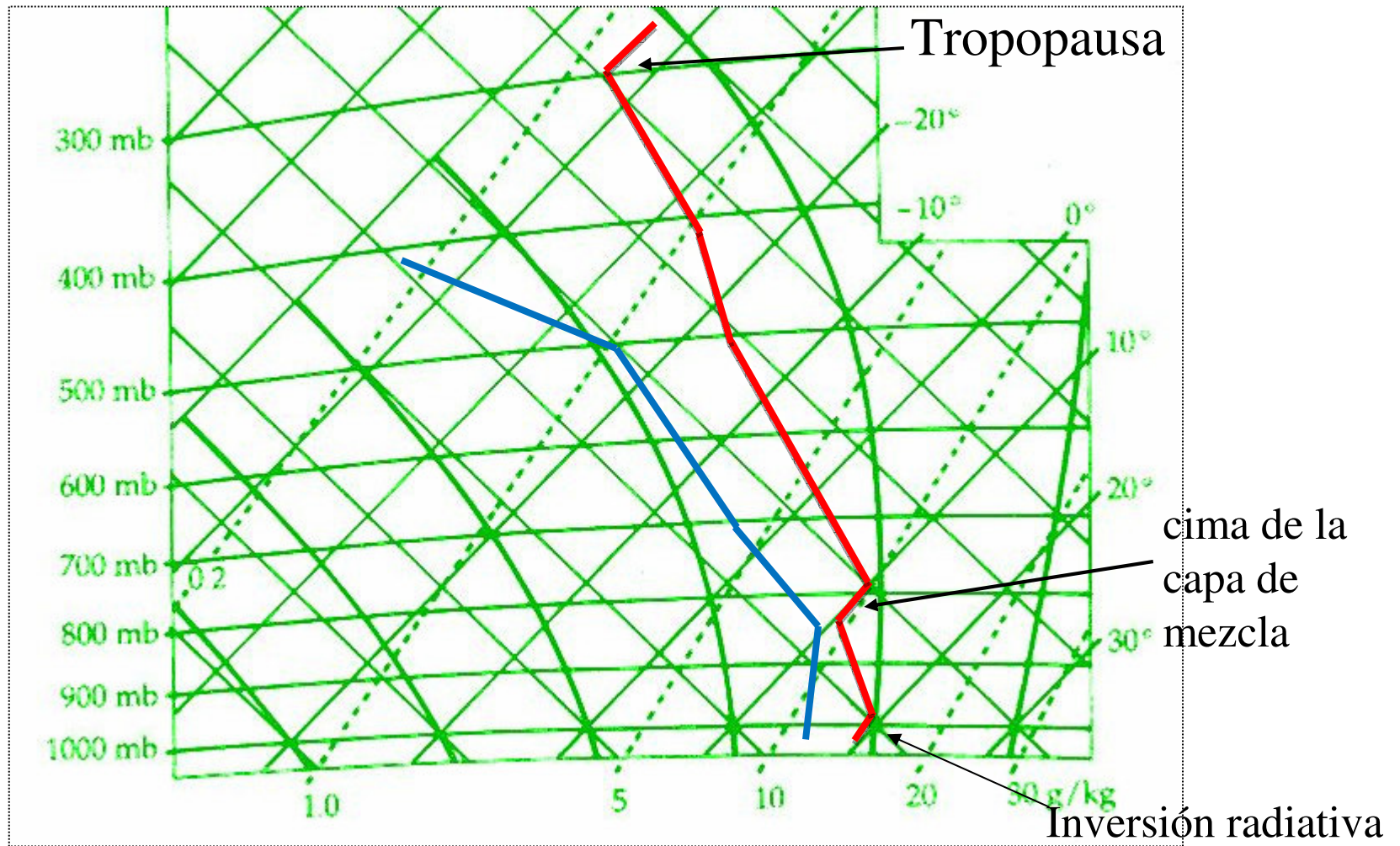
Esta es la definición de  
la temperatura de  
termómetro húmedo

La temperatura potencial de  
termómetro húmedo,  $\theta_w$  se  
usa para identificar las  
adiabáticas saturadas (es el  
valor de  $T$  donde la  
adiabática cruza 1000 mb)

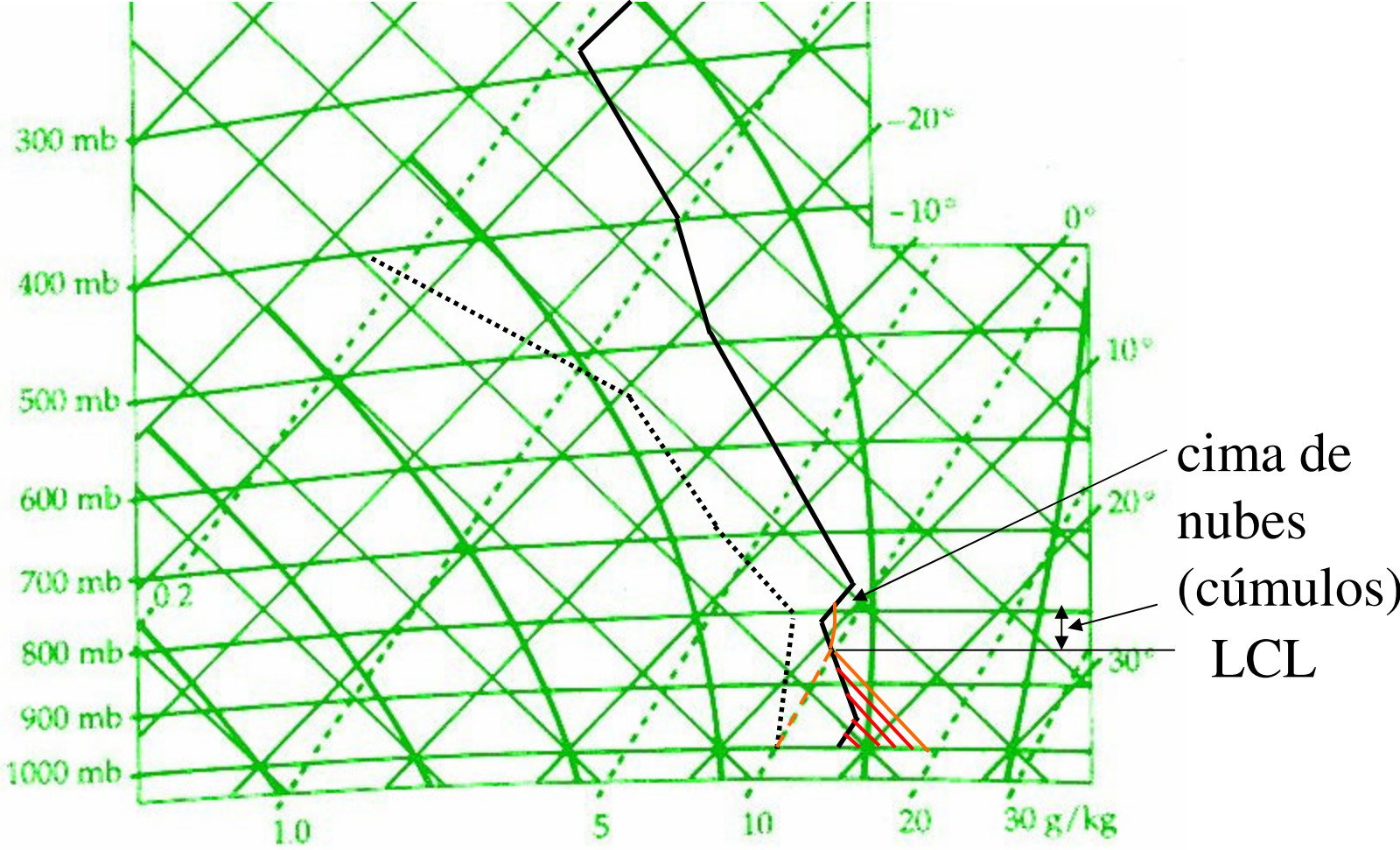


La adiabática seca a través de la temperatura, la línea de la razón de mezcla por el punto de rocío, y la adiabática saturada por  $T_w$  all se cruzan en el LCL

# tefigrama sobre el suelo temprano por la mañana



# Calentamiento de la superficie por radiación solar





# Elevación de cada punto del tefigrama en 50 mb

líneas y puntos en color:  
posiciones inicial y final  
de las parcelas de aire

línea gris – perfil final  
de temperatura

Línea gris oscura  
segmento saturado

En cada punto del perfil:

 No hay nubes       Si hay nubes

