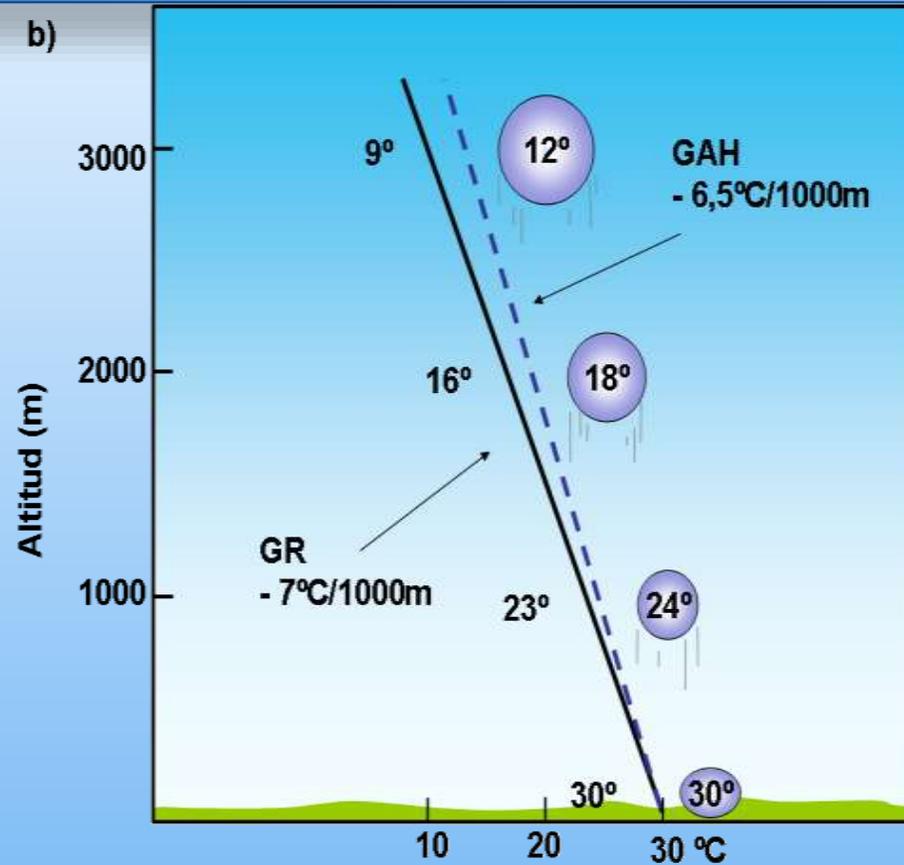


Humedad Atmosférica

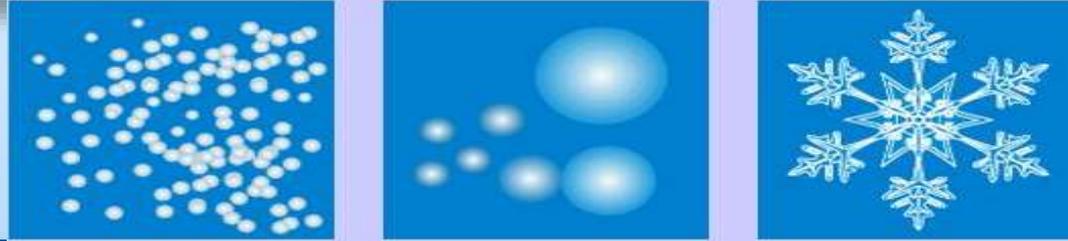


Equipo docente:

Rafael Hurtado
Mónica Valdiviezo Corte
Carla Moreno
Fabio Alabar
María Rivera Funes

Importancia:

El agua es la única sustancia que puede existir de manera natural en sus tres formas: **sólida**, **líquida** y **gaseosa**.



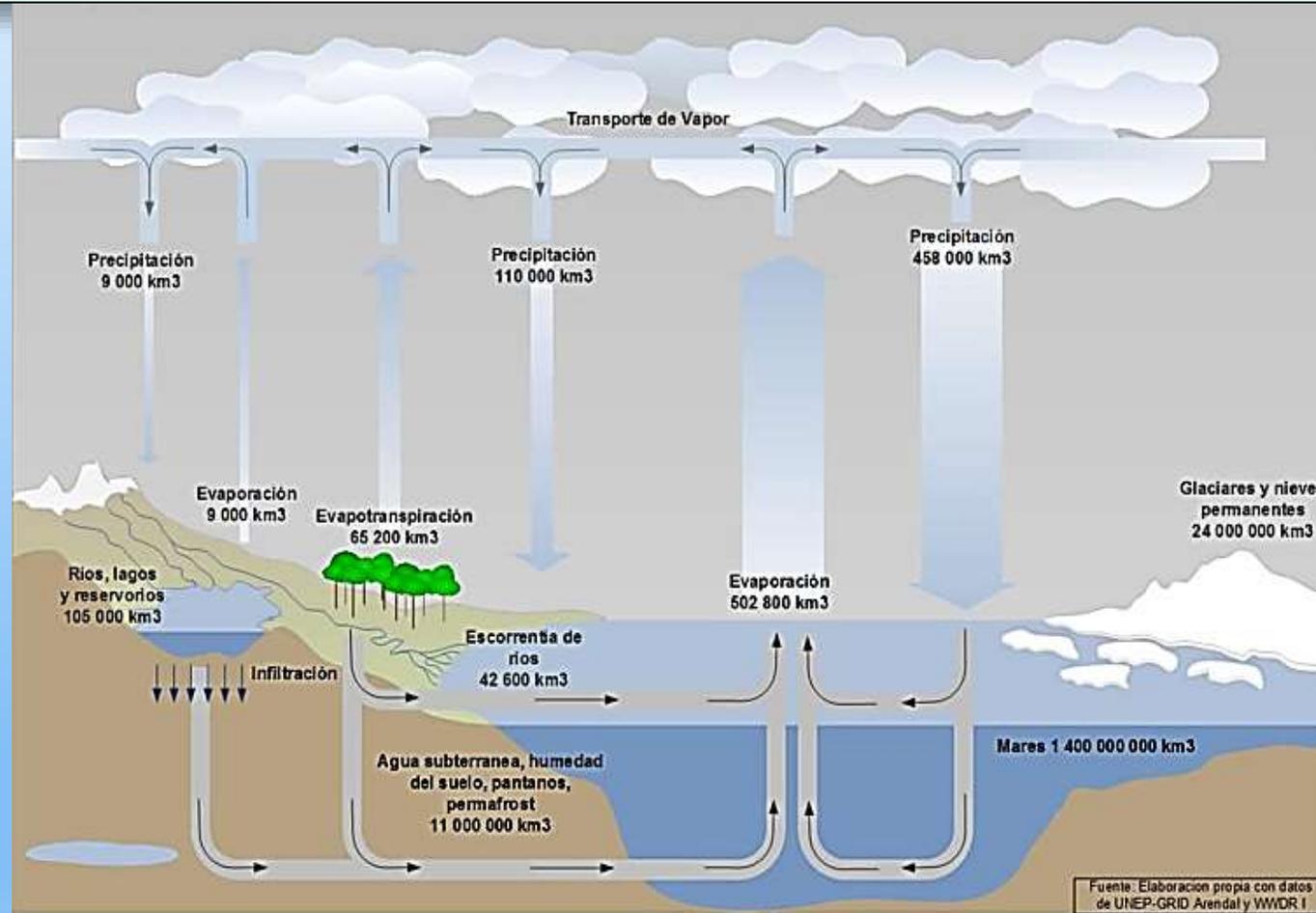
La atmósfera es una mezcla de **aire seco** y **vapor de agua**. Y la mayor parte de él se encuentra en los primeros kilómetros de la tropósfera.



Del total de agua en el planeta, el vapor de agua en la atmosfera constituye menos del **0,001%**, sin embargo su papel es fundamental en el clima.

Importancia:

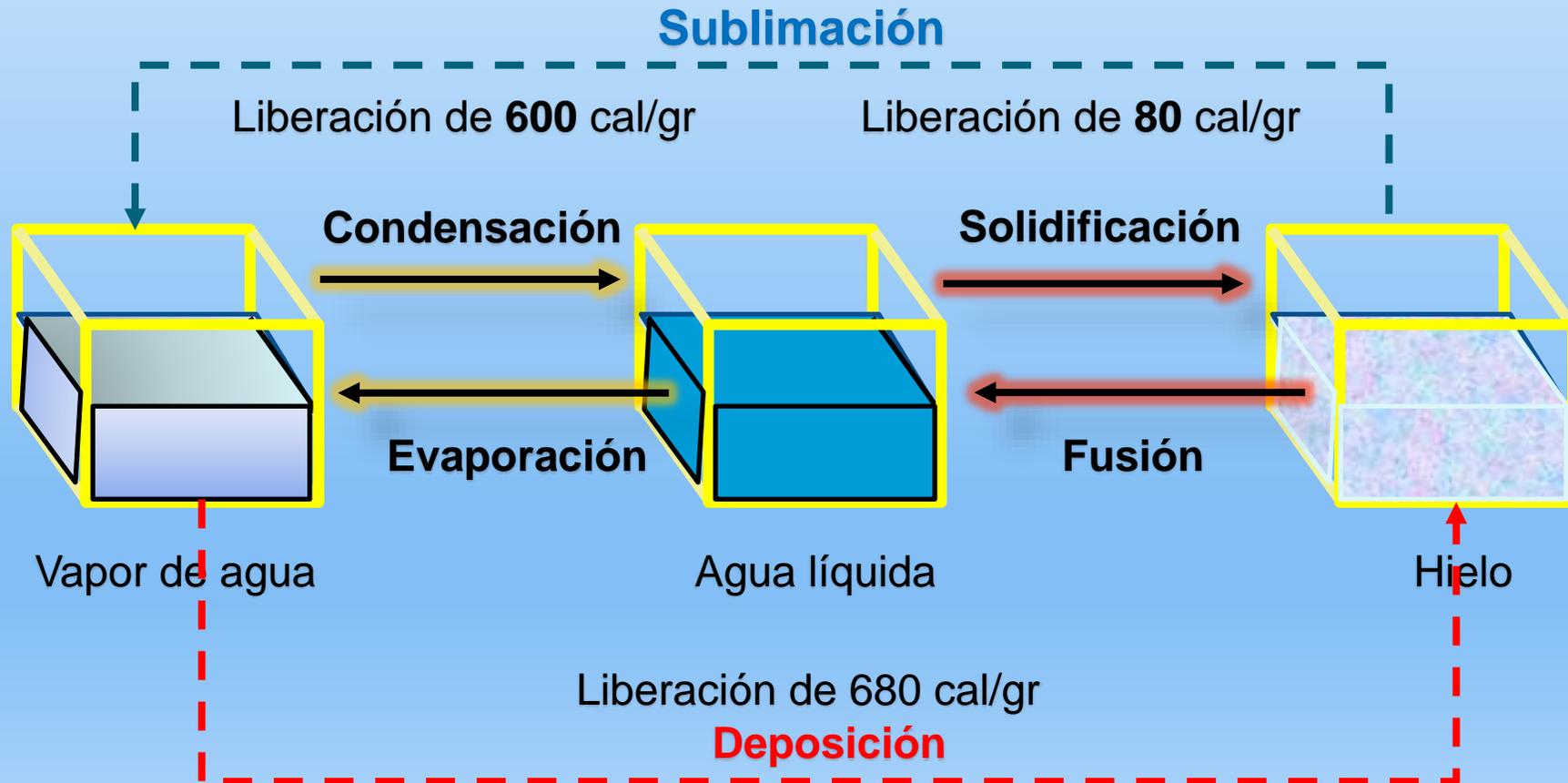
Es un nexo fundamental entre el **balance de energía** y el **ciclo hídrico**, ya que en los procesos de cambio de estados produce la redistribución de la **energía** en el planeta.



El agua al cambiar de estado libera y absorbe energía, este proceso se conoce como **calor latente**.

CAMBIOS DE FASE

CAMBIOS DE FASE: 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.

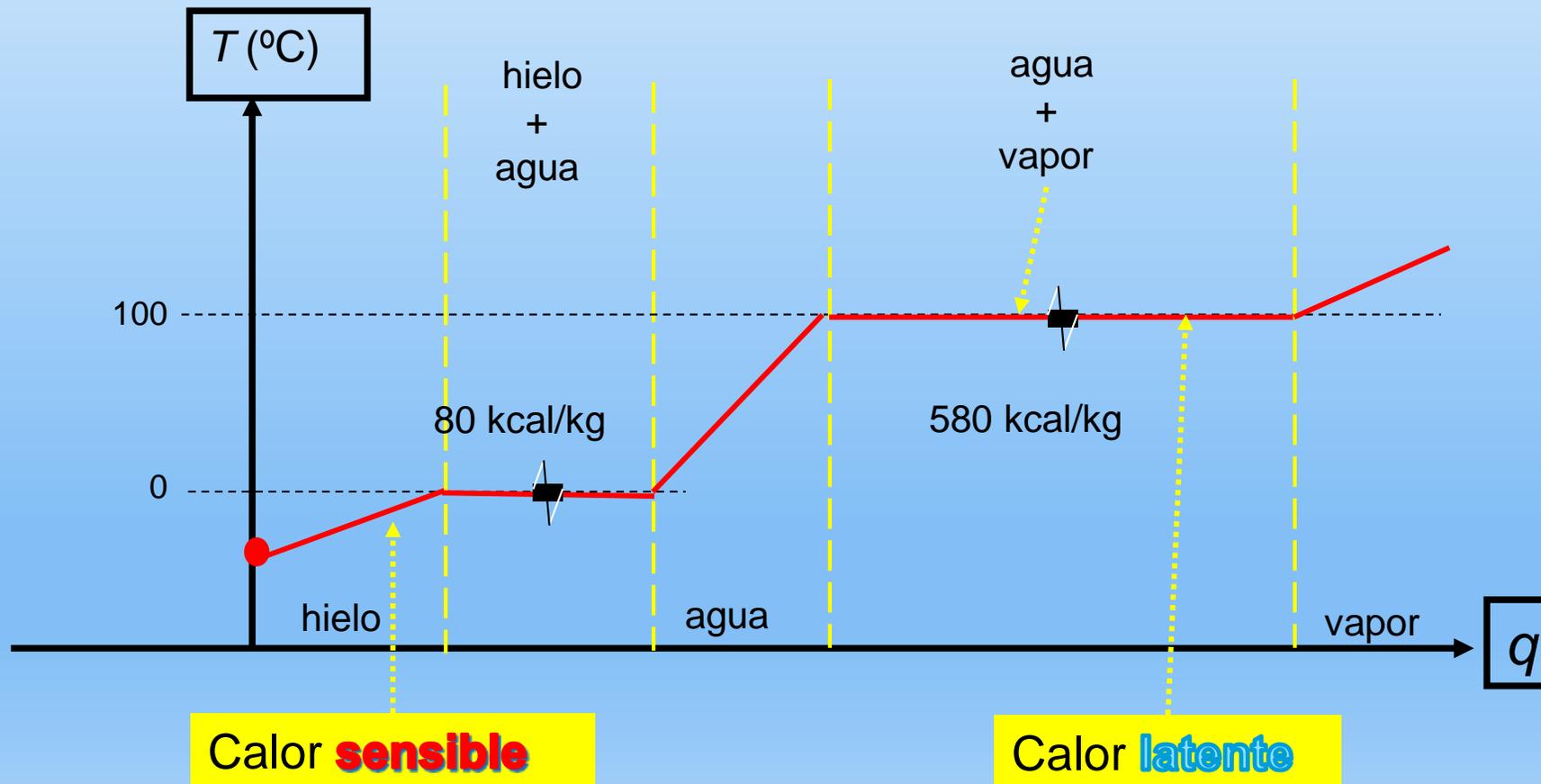


CAMBIOS DE ESTADO DEL AGUA

Llevan asociados intercambios de energía:

El **calor** que se utiliza para **cambiar** de estado = **calor latente** de cambio de estado

El **calor** que se emplea en **variar** la temperatura del cuerpo = **calor sensible**



Importancia:

El vapor de agua es importante por su papel en el proceso de condensación y constituye la reserva de calor de la atmósfera y es el motor de los fenómenos meteorológicos.

Balance calórico de la superficie terrestre

Flujos radiativos de diferente λ

Calor **sensible**

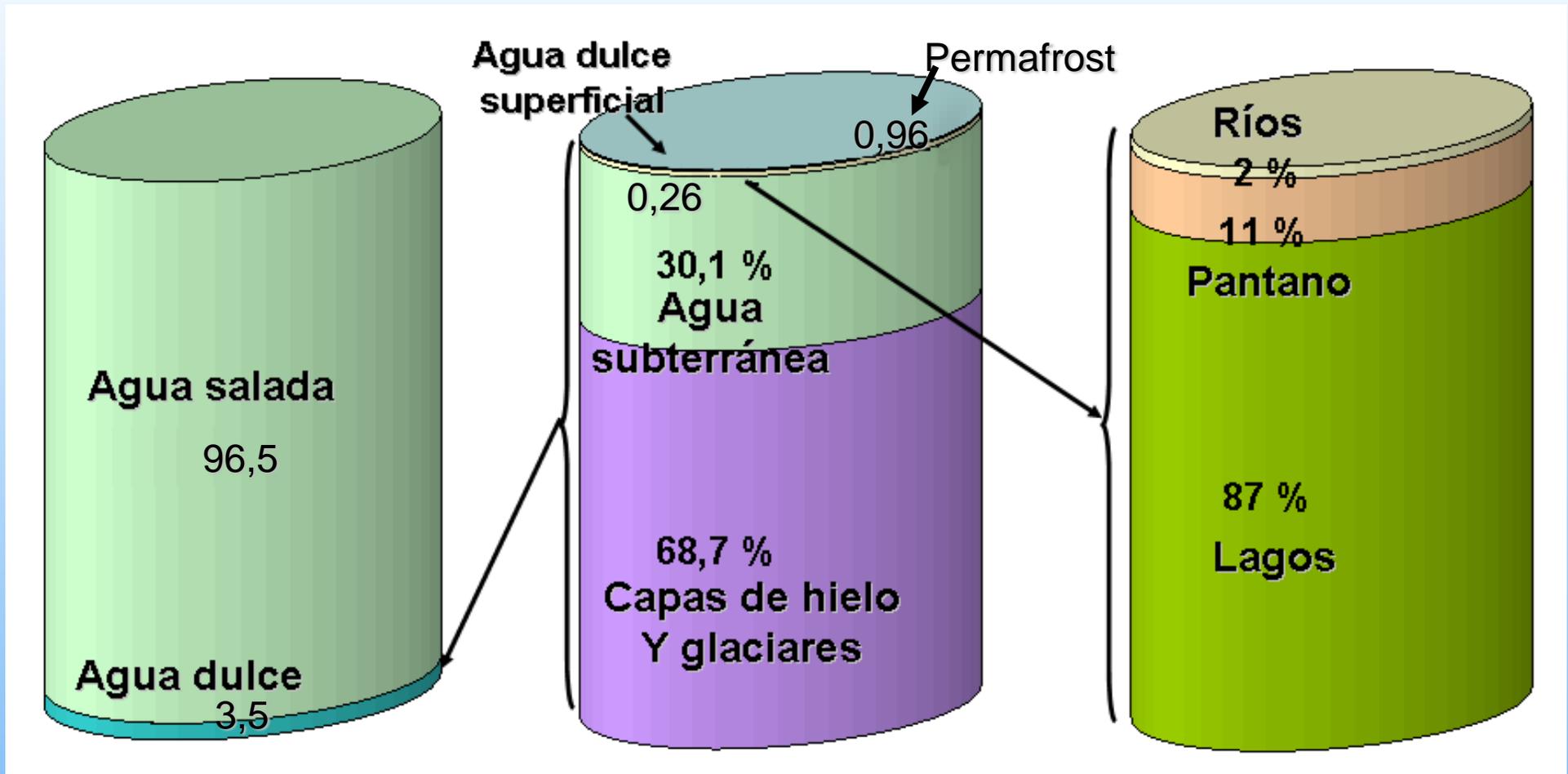
Calor **Latente**

Evaporación

(absorción de energía)

Condensación

(liberación de energía)



Tasa de renovación del agua (tiempo de residencia)

El agua de los océanos se renueva lentamente, **una vez cada 3.000 años.**

El vapor atmosférico lo hace rápidamente, **cada 10 días** aproximadamente.

Importancia del Vapor de Agua en la atmósfera

A. Meteorológica:

- Absorbe fácilmente el calor. Un volumen de aire húmedo se calentará más que el mismo volumen de aire seco.
- Al condensarse o sublimarse en la atmósfera produce variaciones en la temperatura del aire, provocando cambios en el estado del tiempo.
- La cantidad de Vapor de Agua en la atmósfera regula la intensidad de evaporación y evapotranspiración de los mares y de la superficie terrestre, respectivamente.

B. Agrícola:

- Regula la desecación de los suelos.
- Influye en la velocidad de transpiración de las plantas:

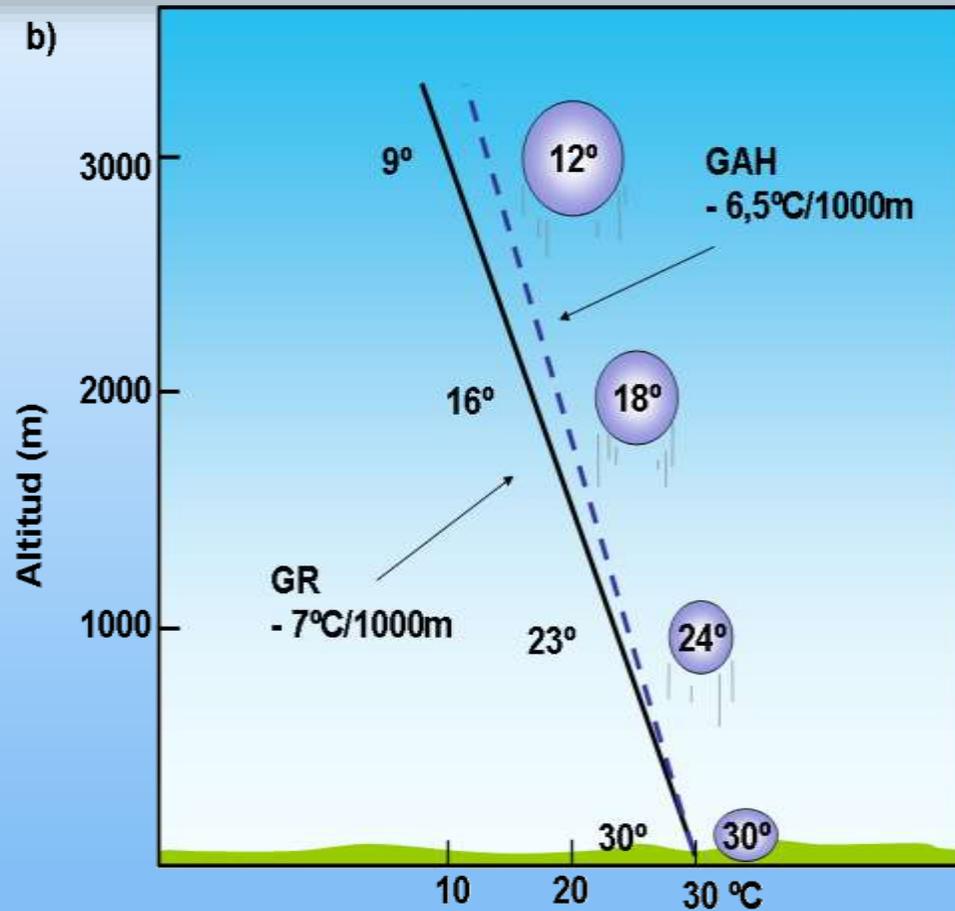
- Aire **saturado** → menor intensidad de Transpiración
- Aire **seco** → mayor intensidad de Transpiración

- Favorece o no la aparición de enfermedades y plagas:

- ✓ Sarna del peral
 - ✓ Royas del trigo
- Se manifiestan con tiempo húmedo
- ✓ Arañita roja de alfalfa: Requiere tiempo seco

- La cantidad de **VA** determina el **tipo de helada** (blanca o negra) cuando éstas se producen.

Humedad Atmosférica



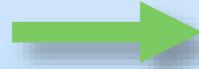
Equipo docente:

Rafael Hurtado
Mónica Valdiviezo Corte
Carla Moreno
Fabio Alabar
María Rivera Funes

Facultad de Ciencias Agrarias
U.N.Ju.

Variables de Humedad

Gran variabilidad espacial y temporal



Posibilidad de existir en la atmósfera en estado gaseoso, líquido y sólido

Una forma de expresar el contenido de vapor es considerando la *presión* ejercida por él.



Presión parcial de vapor (e)
(tensión parcial o actual de vapor, presión actual de vapor)



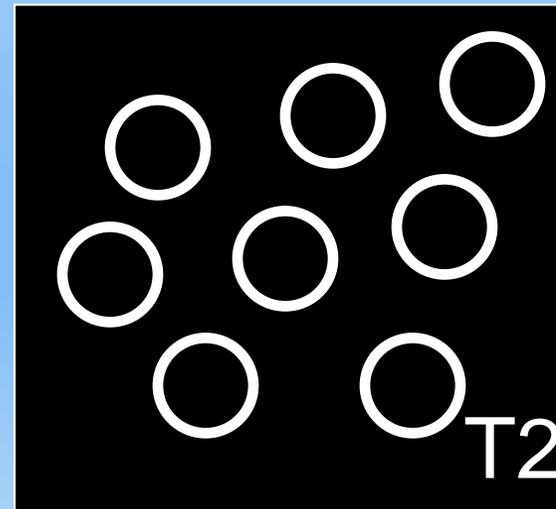
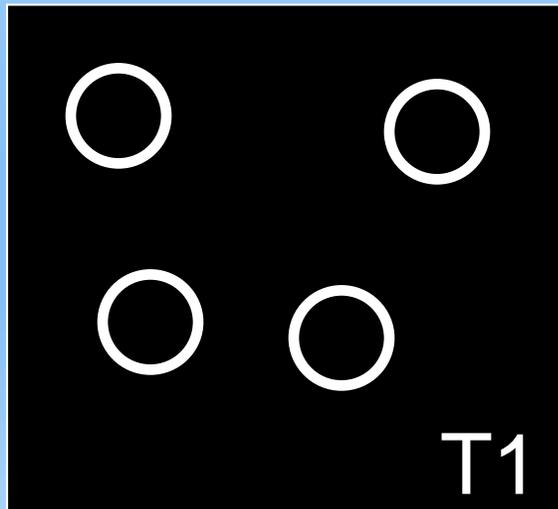
hPa

Presión de vapor de saturación

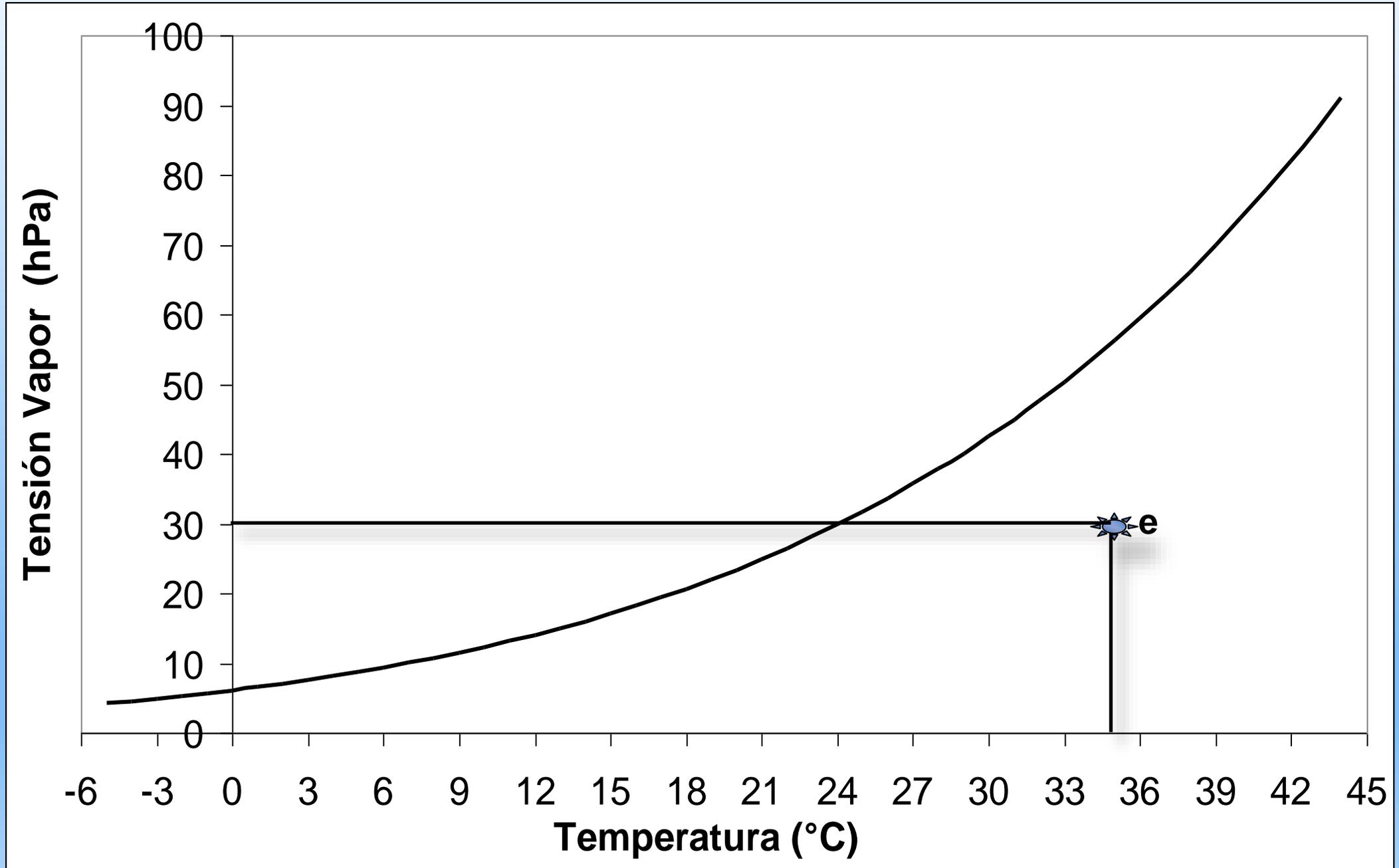
La cantidad de vapor de agua que puede contener un volumen determinado a cualquier presión y temperatura es limitado.

Cuando se alcanza ese límite, se dice que está *saturado* y ya no acepta más agua en estado gaseoso. $\rightarrow e_s$

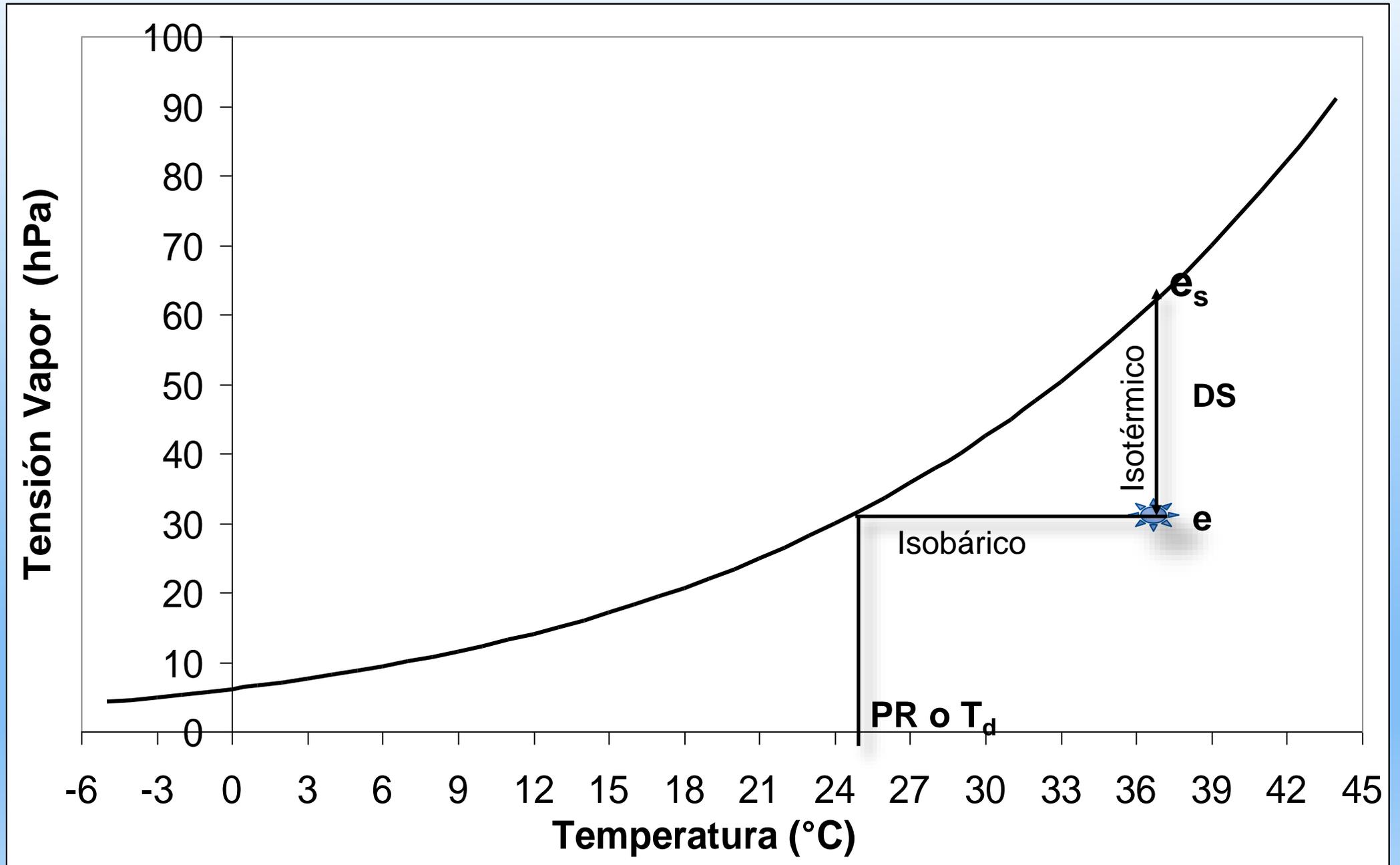
$T_1 < T_2$



Curva de tensión de vapor de saturación en función de la temperatura



Tensión de vapor de saturación en función de la temperatura



Temperatura o punto de rocío

Es la temperatura a la cual una masa de aire debe ser enfriada mediante un proceso isobárico para que se produzca la condensación

Déficit de saturación

$$DS = e_s - e$$

Humedad Relativa

$$HR = \frac{e}{e_s} \times 100$$

MEDIDA DEL CONTENIDO DE VAPOR DE AGUA EN EL AIRE HUMEDAD

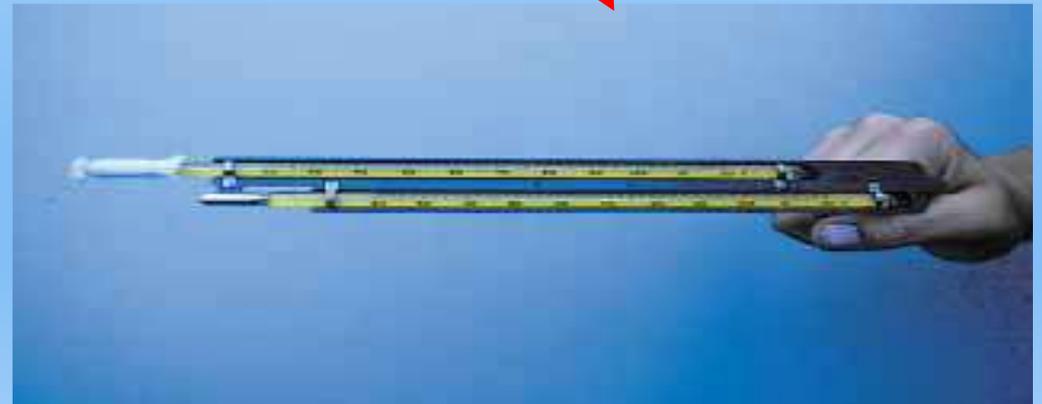
MEDIDA DE LA HUMEDAD: No es posible medir directamente la presión parcial de vapor. La presión parcial de vapor se deriva de:

- a) humedad relativa, medida mediante higrómetros / grafos,
- b) de la temperatura del punto de rocío,
- c) de la temperatura de bulbo húmedo y seco (mediante psicrómetros)

Temperatura de rocío: $T_{d \acute{o} PR}$

Temperatura de bulbo seco: T

Temperatura de bulbo húmedo: T_w

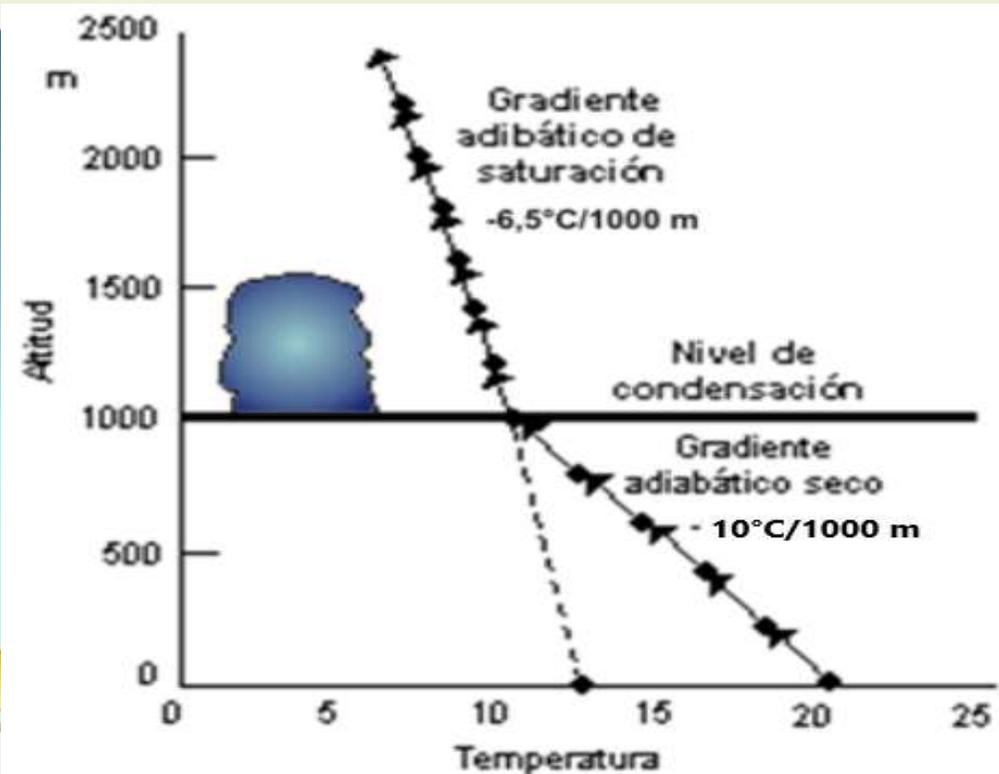
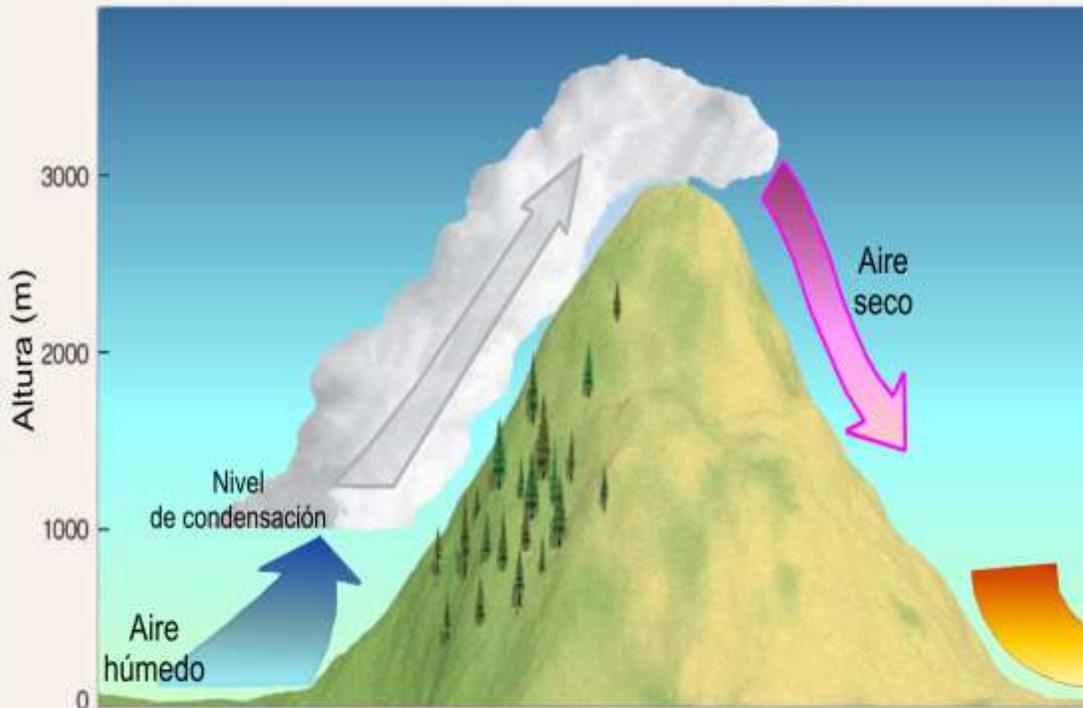


GRADIENTE ADIABATICO SECO Y HUMEDO

Si una parcela de aire sube suficientemente, su enfriamiento puede causar condensación. El nivel donde esto ocurre es llamado

NIVEL DE CONDENSACION POR ASCENSO

A partir de este nivel, el **calor latente de condensación** es liberado. No obstante la parcela continúa enfriándose **adiabáticamente**, la liberación de calor latente tiende a disminuir la tasa de enfriamiento, por lo tanto, arriba del nivel de condensación la tasa de enfriamiento es reducida por la liberación de calor latente. Esta tasa de enfriamiento más baja es llamada Gradiente Adiabático Húmedo o saturado



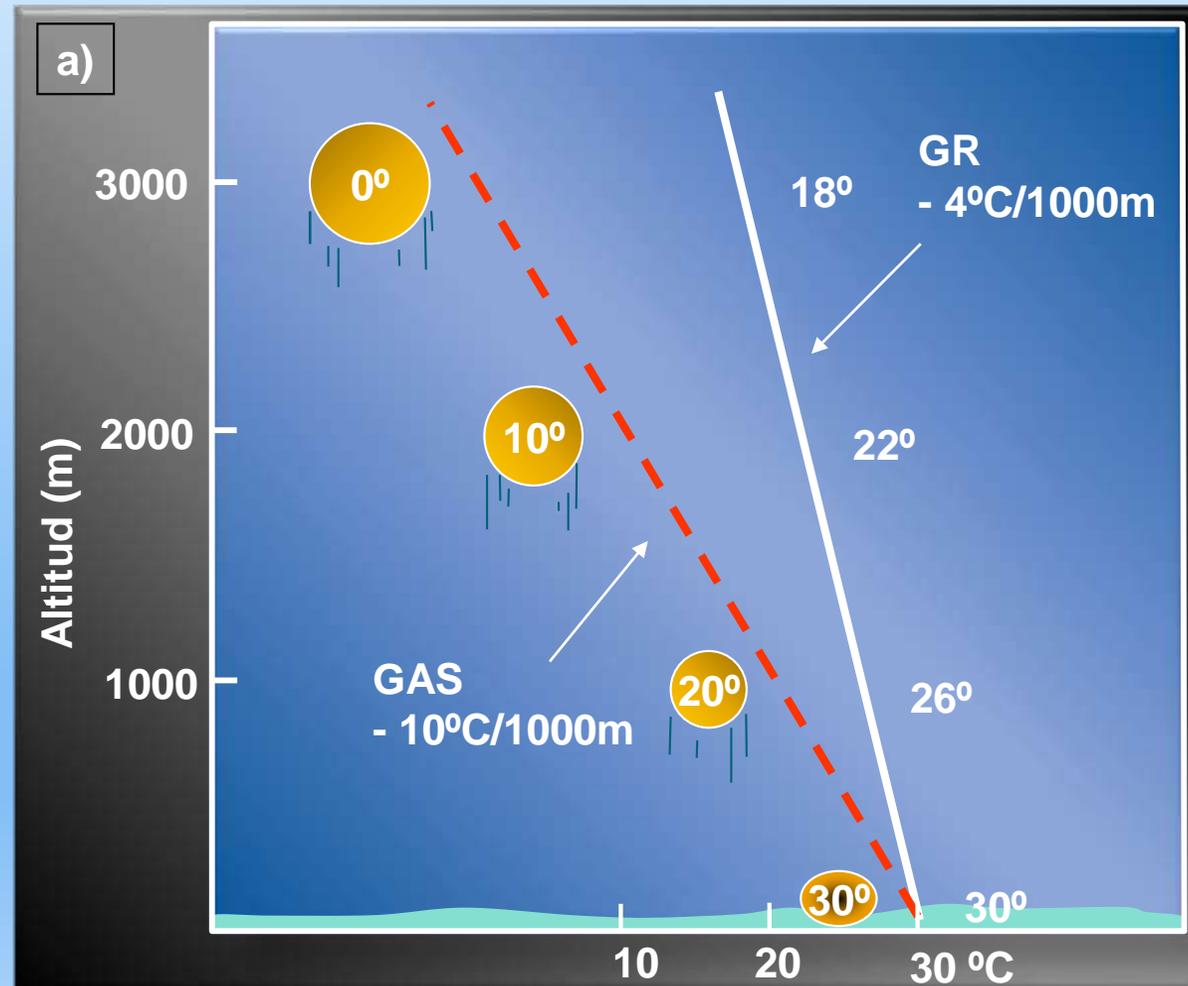
GRADIENTE ADIABATICO SECO

Es la variación de temperatura que experimentan las masas de aire **no saturadas** en movimiento vertical. En condiciones promedio disminuye **10 °C** por cada 1000 m (-1°C/100m).

Sin
humedad
gradiente.

embargo
afecta

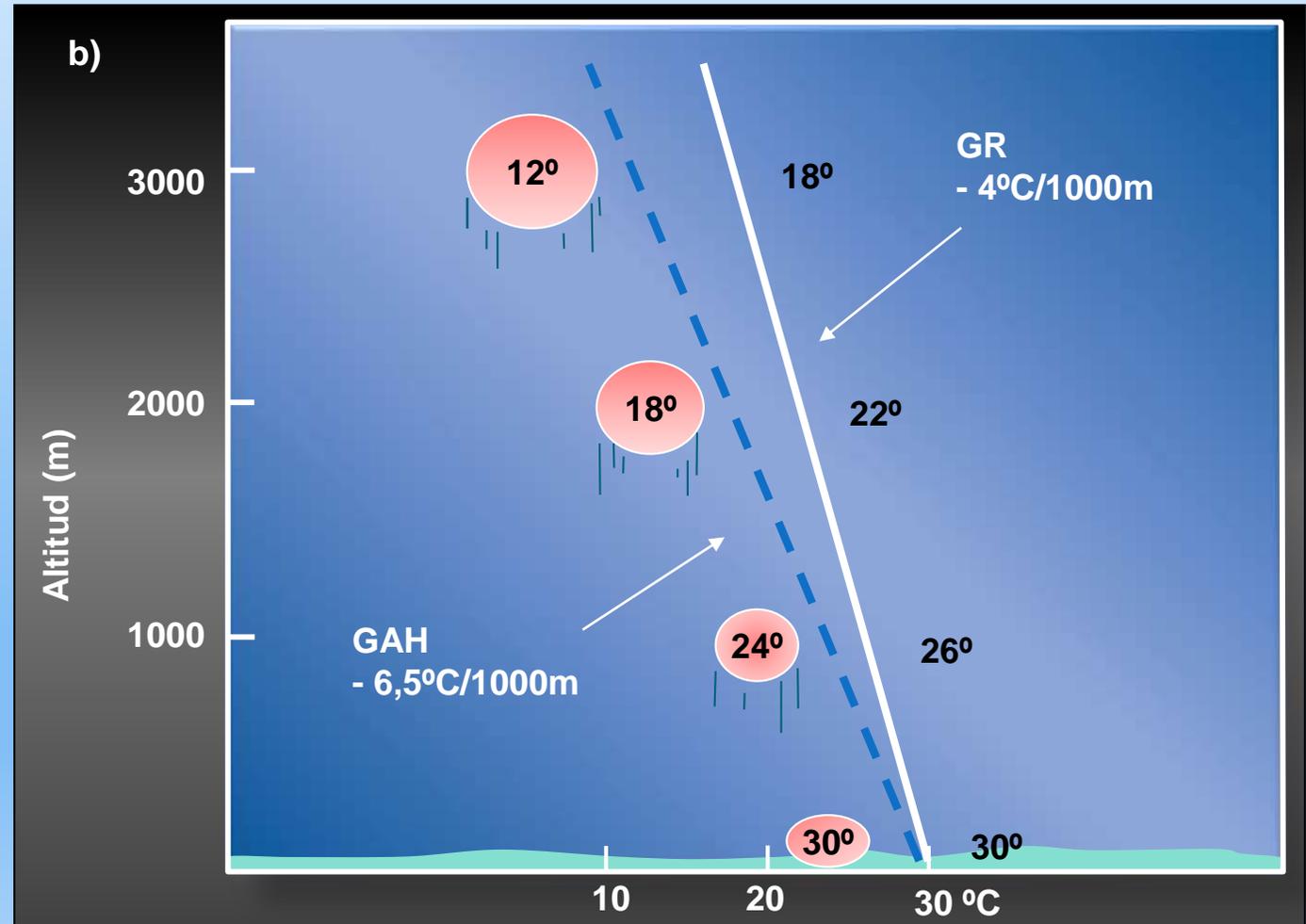
la
este



GRADIENTE ADIABATICO HUMEDO

Es la variación de temperatura que experimentan las masas de aire con vapor de agua en movimiento vertical. En condiciones promedio disminuye $6,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ por cada 1000 m ($-0,65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$).

Hay liberación del **calor latente**: 580 cal/gramo). La disminución de temperatura será menor que en el caso anterior por liberación de calor latente. La variación de la temperatura con la altura es menor que la del aire seco



OTRAS FORMAS DE MEDICIÓN DEL VAPOR DE AGUA EN EL AIRE:

Relacionados con el valor absoluto de la humedad

Humedad específica, q

$$q = \frac{m_w}{m_w + m_d} \left[\frac{\text{kg vapor de agua}}{\text{kg de aire húmedo}} \right]$$

Es prácticamente independiente de la temperatura

Humedad absoluta, ρ_w , χ [densidad, concentración]

$$\chi = \rho_w = \frac{m_w}{V} \left[\frac{\text{kg vapor de agua}}{\text{m}^3 \text{ aire húmedo}} \right]$$

En saturación, la densidad sólo depende de la temperatura