

Universidad de Chile  
Departamento de Geofísica

Introducción a la Meteorología y Oceanografía

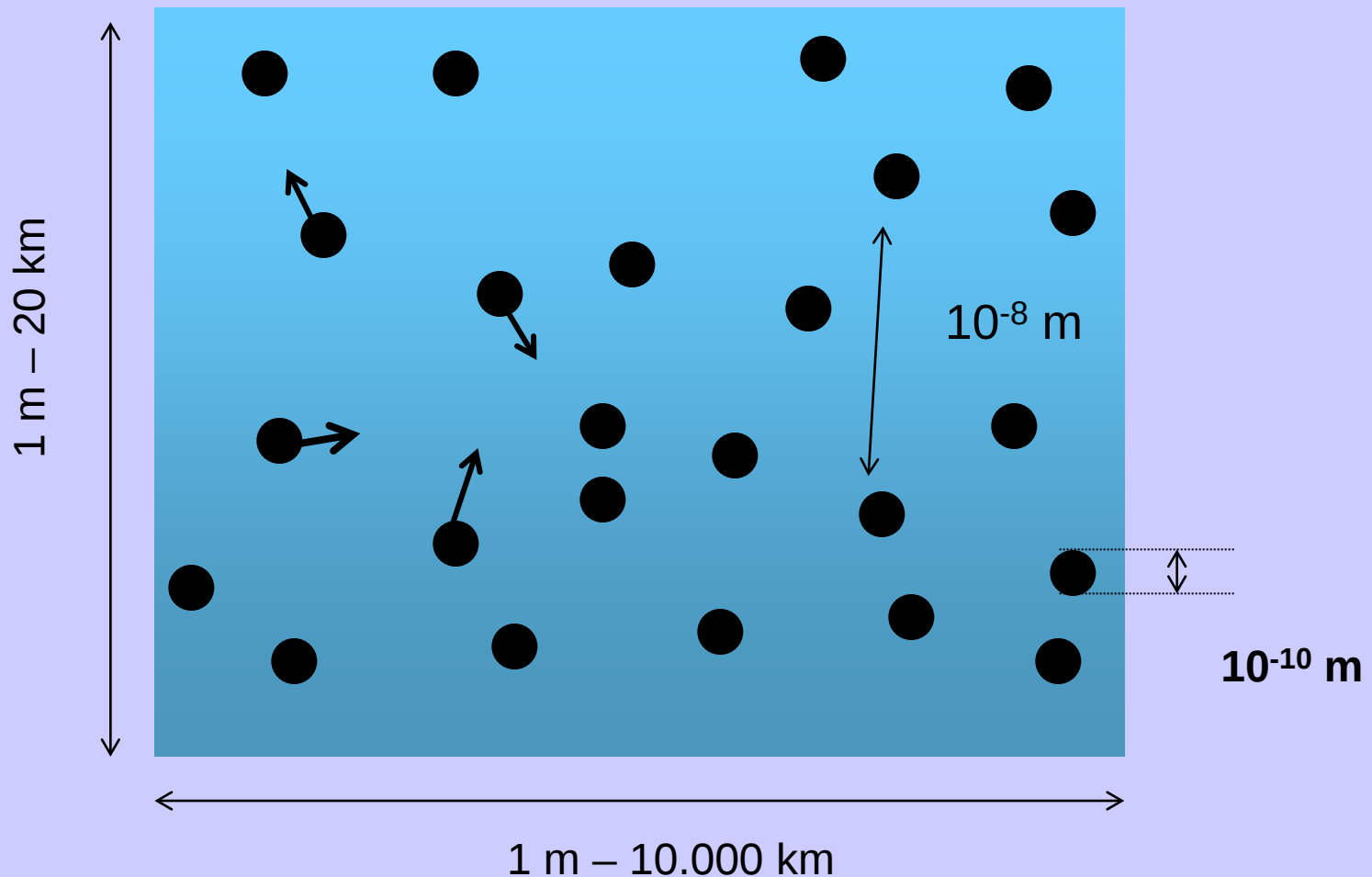
# Estructura y Composición de la Atmósfera y el Océano

Prof. René Garreaud  
[www.dgf.uchile.cl/rene](http://www.dgf.uchile.cl/rene)

## Atmósfera – Aire – Moléculas

Mundo Microscópico: seguimos cada molécula:  $\mathbf{v}_i$ ...imposible seguir

Mundo Macroscópico: fluido con propiedades continuas:  $\mathbf{v}(x,y,z,t)$ ...OK



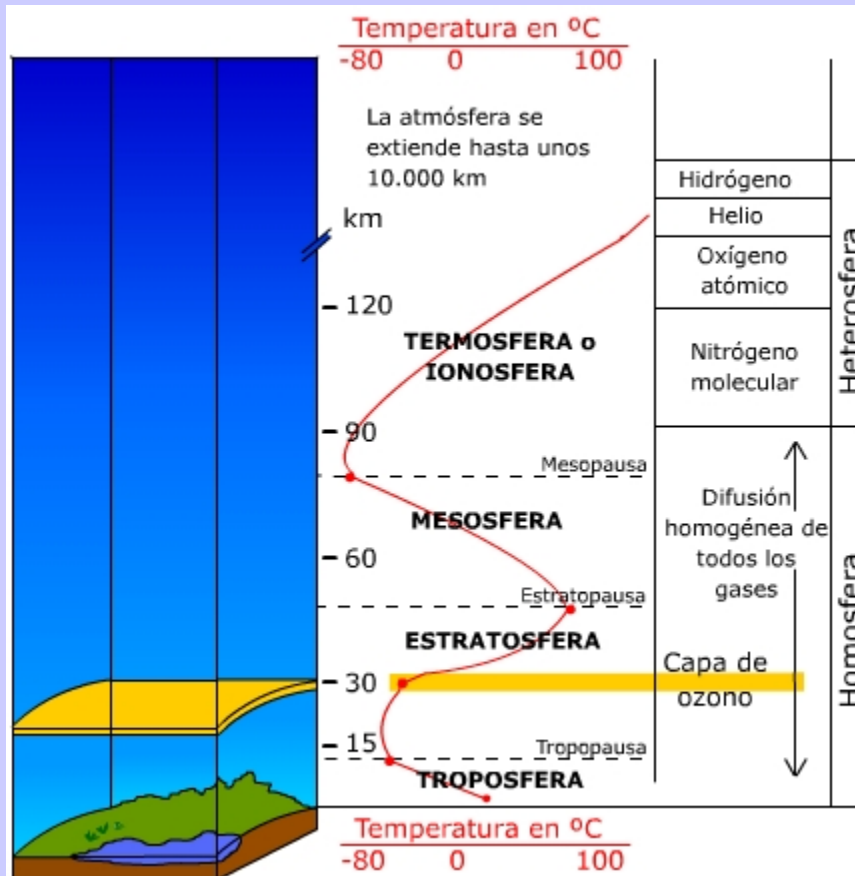
## Average Composition of the Troposphere

| Gas Name        | Formula          | Abundance (%) | Residence time (approx) |
|-----------------|------------------|---------------|-------------------------|
| Nitrogen        | N <sub>2</sub>   | 78.08%        | 42,000,000 years        |
| Oxygen          | O <sub>2</sub>   | 20.95%        | 5,000 years             |
| *Water          | H <sub>2</sub> O | 0 to 4%       | 10 days                 |
| Argon           | Ar               | 0.93%         | ~Infinite               |
| *Carbon Dioxide | CO <sub>2</sub>  | 0.0360%       | 4 years                 |
| Neon            | Ne               | 0.0018%       | ~Infinite               |
| Helium          | He               | 0.0005%       | ~Infinite               |
| *Methane        | CH <sub>4</sub>  | 0.00017%      | 10 years                |
| Hydrogen        | H <sub>2</sub>   | 0.00005%      | 3 years                 |
| *Nitrous Oxide  | N <sub>2</sub> O | 0.00003%      | 170 years               |
| *Ozone          | O <sub>3</sub>   | 0.000004%     | 20 days                 |

\*variable gases

# Introducción a la Meteorología – Estructura & Comp. Atmos/Ocean

## UCH/FCFM/DGF – R. Garreaud



difusión molecular

## Presión atmosférica

**Mundo Microscópico:**  $P = F/A = (2/3) \cdot (N/V) \cdot (\frac{1}{2}mv^2)$

**Mundo macroscópico**  $P = F/A$ ....F ejercida por el fluido

La presión dentro de un fluido la continuamos definiendo como la fuerza por unidad de área que ejerce el fluido sobre una pared (real o virtual).

La podemos medir con un manómetro

Fuerza  $\propto$  Deformación

**1 Pascal = 1 Newton / m<sup>2</sup>**

**1 hPa = 100 Pa**

**1 hPa = 1 milibar**

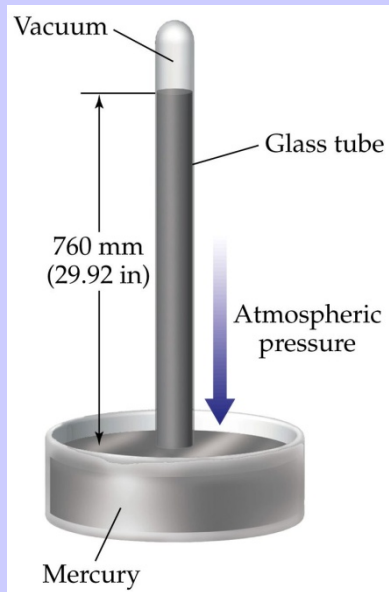


Podemos pasear nuestro manómetro por el fluido, con lo cual obtendremos la distribución de presiones:  $P = P(x,y,z)$ .

# Introducción a la Meteorología – Estructura & Comp. Atmos/Ocean

## UCH/FCFM/DGF – R. Garreaud

Presión Atmosférica es “facil” de medir...mucho mas facil que la densidad del aire y la altura sobre el nivel del mar... e.g.: aviones emplean Altímetros (y actualmente GPS)



### Barómetro de Mercurio

¿Porque  $1013 \text{ hPa} = 76 \text{ cm Hg}$ ?  
¿Porque no son de  $\text{H}_2\text{O}$ ?



### Barómetro Aneroid

(presión atmosférica comprime un recipiente flexible con vacío en su interior)



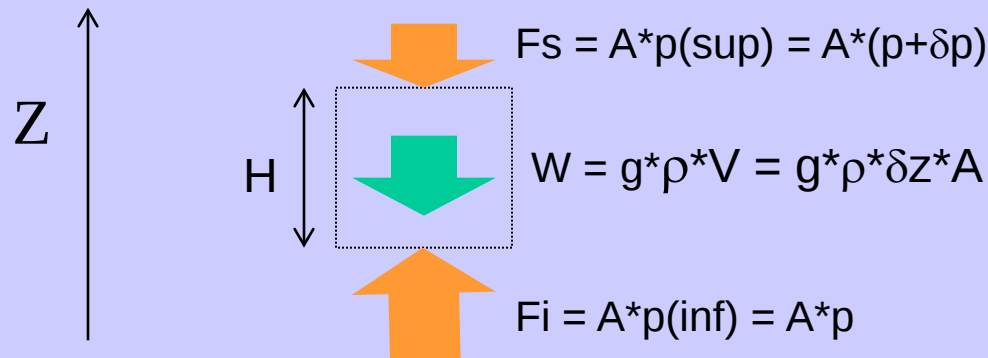
### Barómetro piezoeléctrico

(presión atmosférica altera resistencia a corriente electrica de ciertos materiales)

## Mundo macroscópico: Equilibrio Hidrostático

Una observación importante es que en un punto fijo, la presión es independiente de la orientación del manómetro.

Además, aplicando la segunda ley de Newton a un cierto volumen de aire de densidad  $\rho$  ( $=M/V$ ) en reposo obtenemos la ecuación de balance hidrostático:



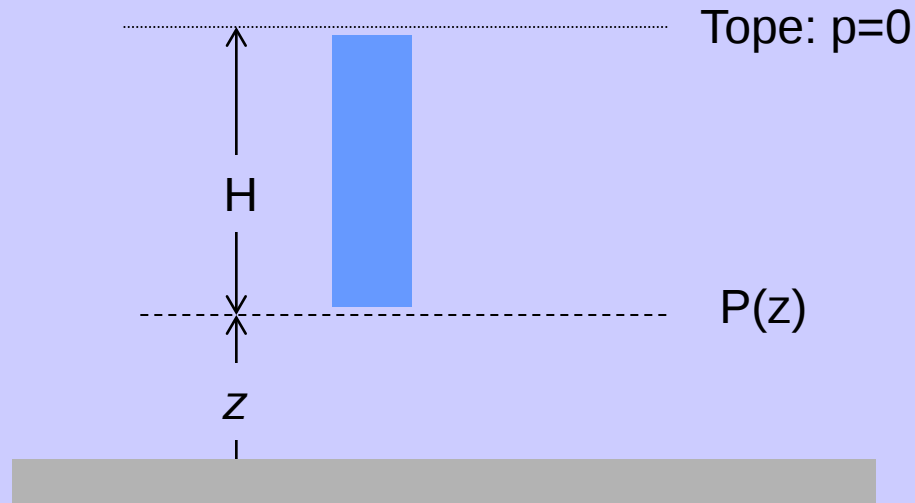
$$\delta p = -\rho g \cdot \delta z$$

Es decir, la presión siempre aumenta hacia abajo, y el aumento de presión es proporcional a la densidad del fluido y el espesor de la capa.

# Introducción a la Meteorología – Estructura & Comp. Atmos/Ocean

## UCH/FCFM/DGF – R. Garreaud

En el caso de la atmósfera, la condición en el tope es  $P(\text{superior}) = 0$



Suponiendo equilibrio hidrostático ( $\delta p = -\rho \cdot g \cdot \delta z$ )  
e integrando entre  $(z, p)$  y  $(z=\infty, p=0)$  obtenemos:

$$p(z) = \int_z^{\infty} g \rho dz$$

Si  $g$  y  $\rho$  no varían con  $z$ ,  $p(z) = g \cdot \rho \cdot H = g \cdot \rho \cdot H \cdot 1 \cdot 1 = g \cdot \rho \cdot \text{Vol} = g \cdot \text{Masa}$

$P(z)$  = Peso columna de aire de área unitaria por encima del nivel  $z$

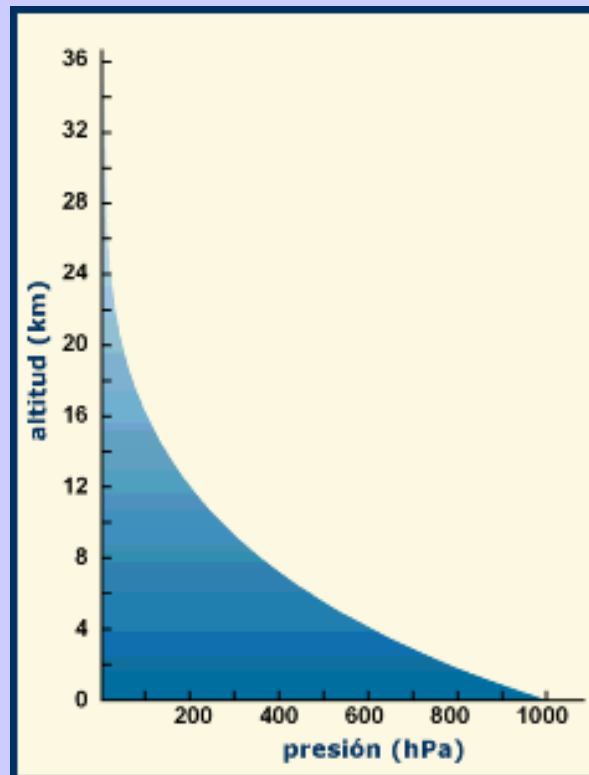
$P(z=0) = \text{PNM}$  = Peso de la atmósfera... calcular masa de la atmosfera...

estos resultados son generalizables a  $g(z)$  y  $\rho(z)$

## Mundo macroscópico: Presión atmosférica (barométrica)

$P(z)$  = Peso columna de aire por encima del nivel  $z$

Entonces la presión atmosférica siempre disminuye con la altura (sobre la superficie) y puede ser empleada como una coordenada vertical.



# Introducción a la Meteorología – Estructura & Comp. Atmos/Ocean

## UCH/FCFM/DGF – R. Garreaud

**Completar la tabla siguiente....**

| Nivel | Presión | Masa sobre nivel |     | Masa bajo nivel |     | Observaciones      |
|-------|---------|------------------|-----|-----------------|-----|--------------------|
| [km]  | [hPa]   | [kg]             | [%] | [kg]            | [%] |                    |
| 0     | 1013    |                  |     |                 |     | Superficie del mar |
| 5     | 500     |                  |     |                 |     | Mo. Aconcagua      |
| 12    | 200     |                  |     |                 |     | Tropopausa         |
| 30    | 15      |                  |     |                 |     | Max. Ozono         |
| 50    | 1       |                  |     |                 |     | Estratopausa       |
| 80    | 1e-2    |                  |     |                 |     | Termopausa         |
| 120   | 1e-5    |                  |     |                 |     | Homopausa          |

# Introducción a la Meteorología – Estructura & Comp. Atmos/Ocean

## UCH/FCFM/DGF – R. Garreaud

En el caso de la atmósfera, podemos combinar la ecuación de balance hidrostático con la ley de gases ideales  $p = \rho RT$  para obtener la ecuación hipsométrica:

$$\frac{\partial p}{p} = \partial(\ln(p)) = -\frac{g(z)}{RT(z)} \partial z \approx -\frac{g_0}{RT(z)} \partial z$$

Para una atmósfera isotermal ( $T = \text{constante}$ ):

$$z_2 - z_1 = \frac{RT}{g_0} \ln(p_1 / p_2) = H \ln(p_1 / p_2)$$

Para  $R = 287$  (aire),  $T = 15^\circ + 273^\circ\text{C} = 288\text{K}$ ,  $g = 9.8 \text{ m/s}^2$ ,  $H = 8.3 \text{ km}$

Para una atmósfera con  $T(z)$  podemos usar el promedio:

$$z_2 - z_1 = \frac{R\bar{T}}{g_0} \ln(p_1 / p_2)$$

Para una atmósfera con  $T(z) = T_0 - \Gamma z$  podemos usar el promedio:

$$z_2 - z_1 = \frac{T_0}{\Gamma} \left[ 1 - \left( \frac{p_2}{p_1} \right)^{\Gamma/g} \right]$$

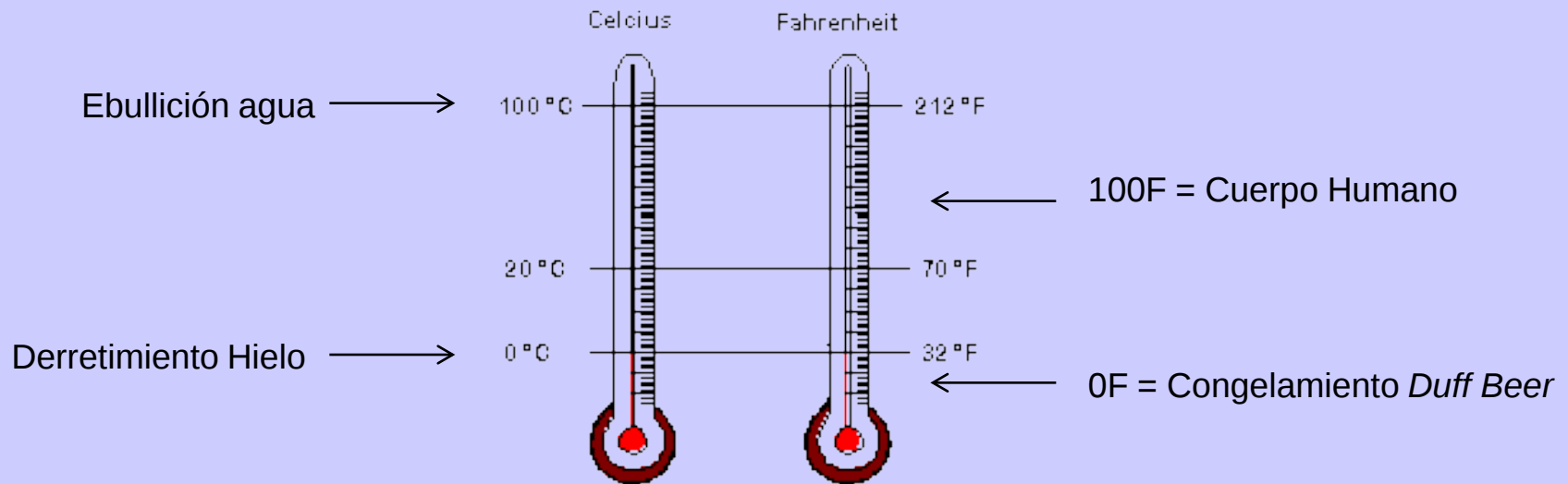
Atmósfera Estándar:  
 $T_0 = 288 \text{ K}$ ,  $\Gamma = 6.5^\circ/\text{Km}$   
 $z_1 = 0$ ,  $p_1 = 1013.25 \text{ hPa}$

## Temperatura

**Mundo Microscópico:**  $T = 2/(3k) * (\frac{1}{2}mv^2)$

**Mundo macroscópico:** La temperatura en tanto se asocia con el concepto de cuan caliente o frío esta un cuerpo o fluido.

Esta indicación cualitativa se cuantifica a través de los **termómetros**, que usualmente se basan en la dilatación o contracción de un material cuando cambia la temperatura.



$$T(F) = 9 * T(C) / 5 + 32 \quad T(K) = T(C) + 273$$

## Estructura vertical de la atmósfera: $p(z)$ , $T(z)$ , $\mu(z)$

### ¿Como conocemos $T(z)$ ?

1830-1920: Mediciones hasta 10-12 km mediante Globos Aerostaticos

1920: Invención del radiosonda (hasta 40 km)

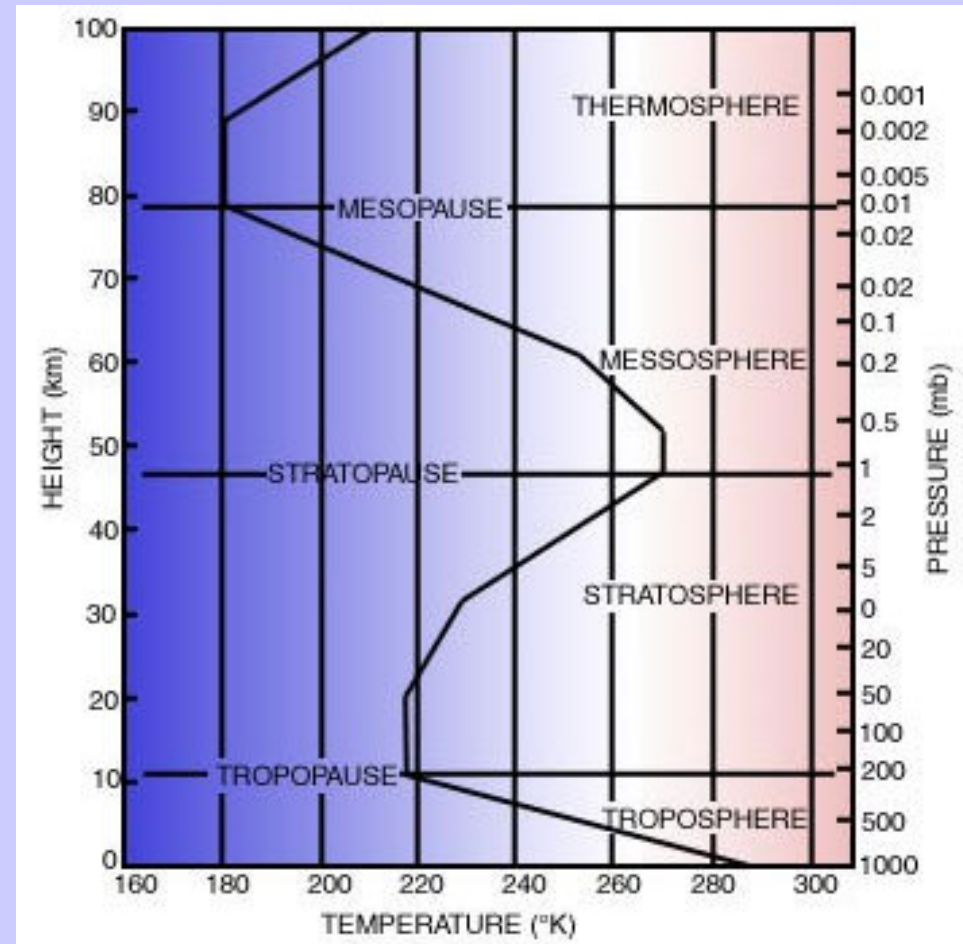
1950: Invención del Cohete-sonda (hasta 80 km)



## Estructura vertical de la atmósfera

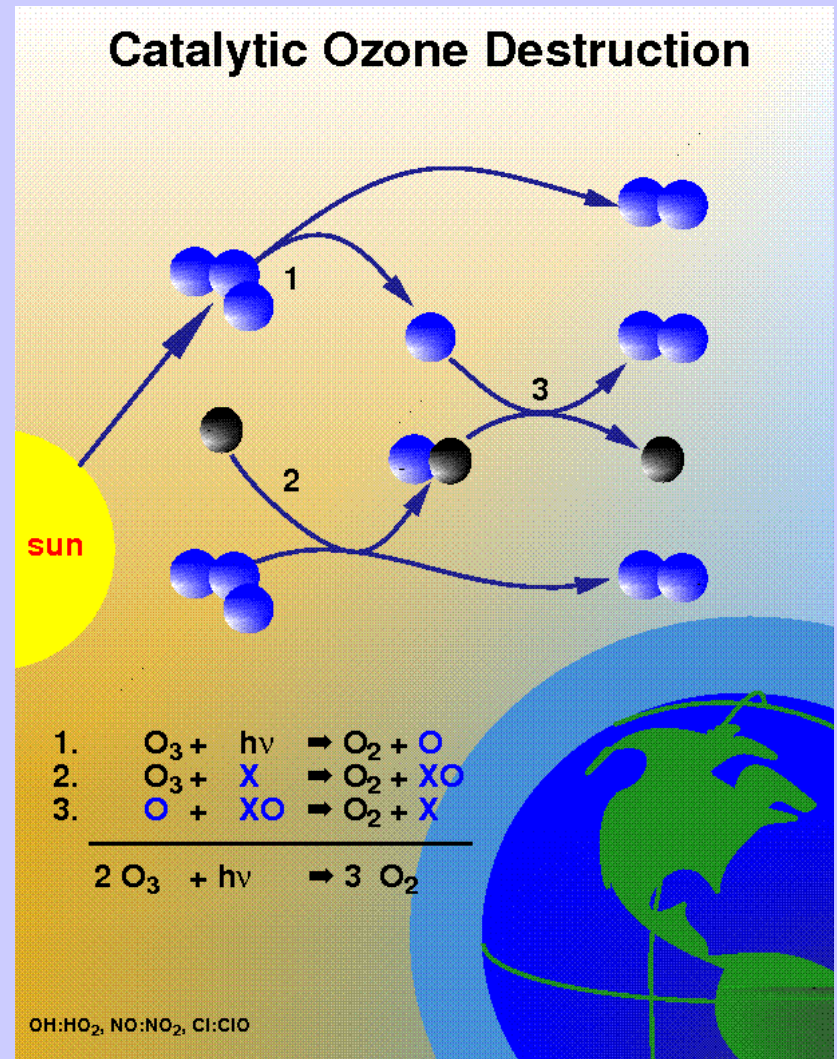
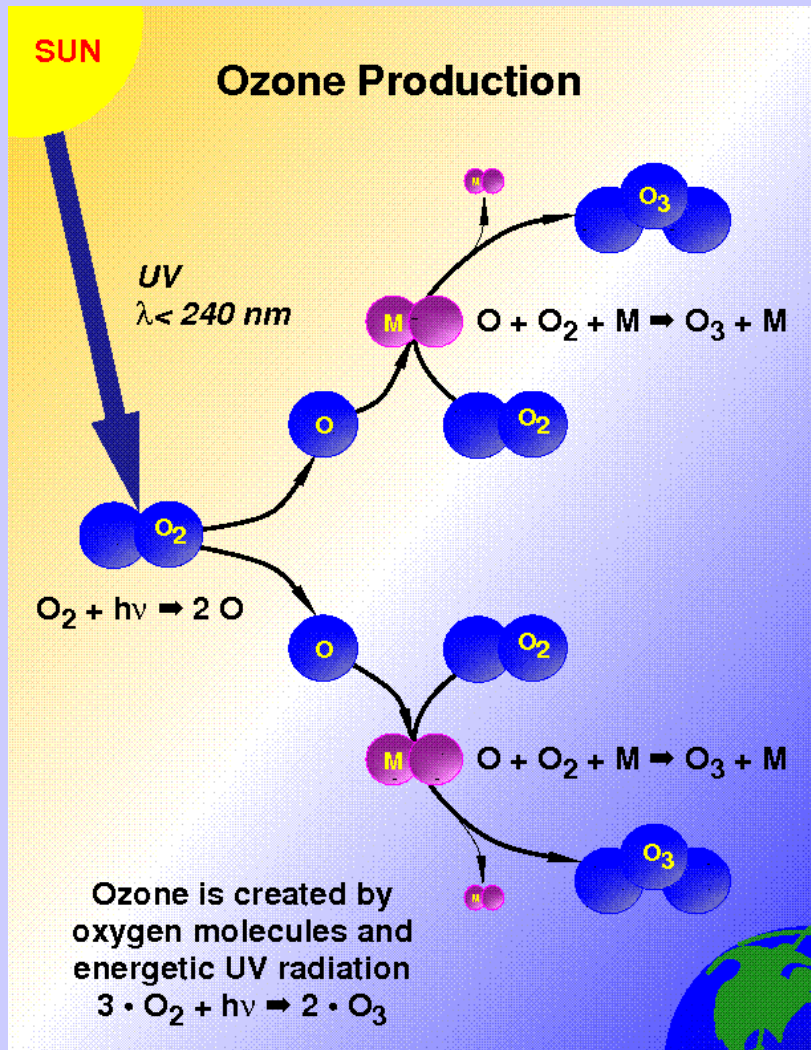
Inspección del perfil vertical de temperatura revela varias capas en las cuales la temperatura disminuye con la altura (condición normal?) o aumenta con la altura (inversiones térmicas):

- Troposfera (esfera móvil)
- Estratosfera (esfera de capas)
- Mesosfera (esfera media)
- Termosfera



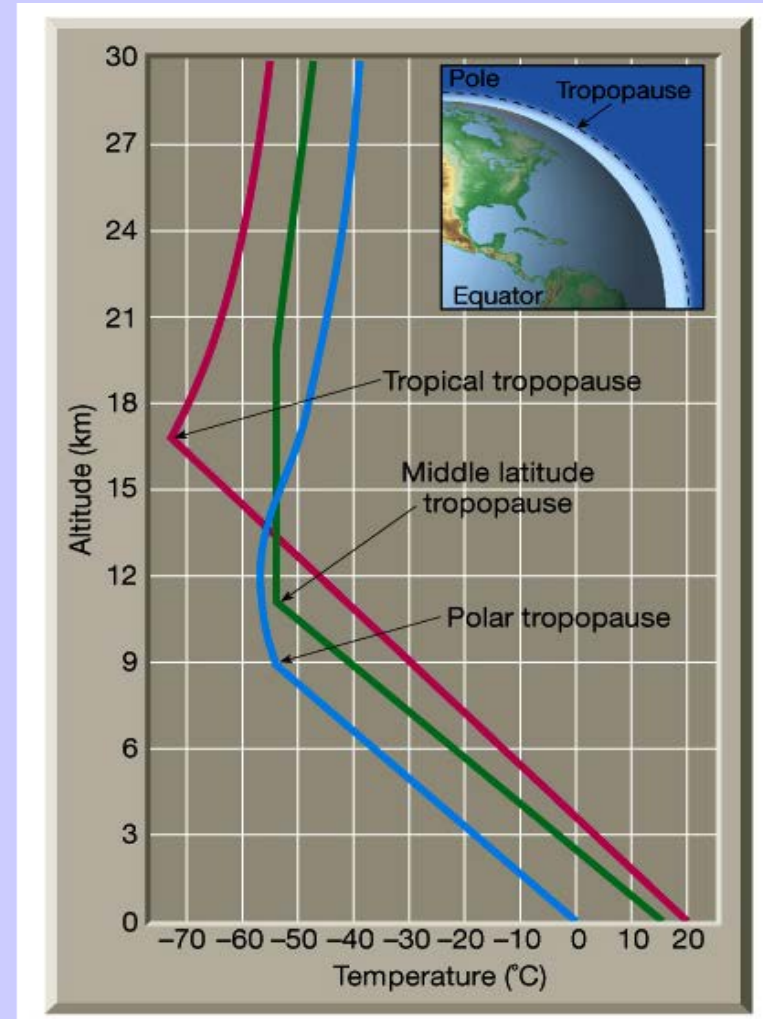
# Introducción a la Meteorología – Estructura & Comp. Atmos/Ocean

## UCH/FCFM/DGF – R. Garreaud



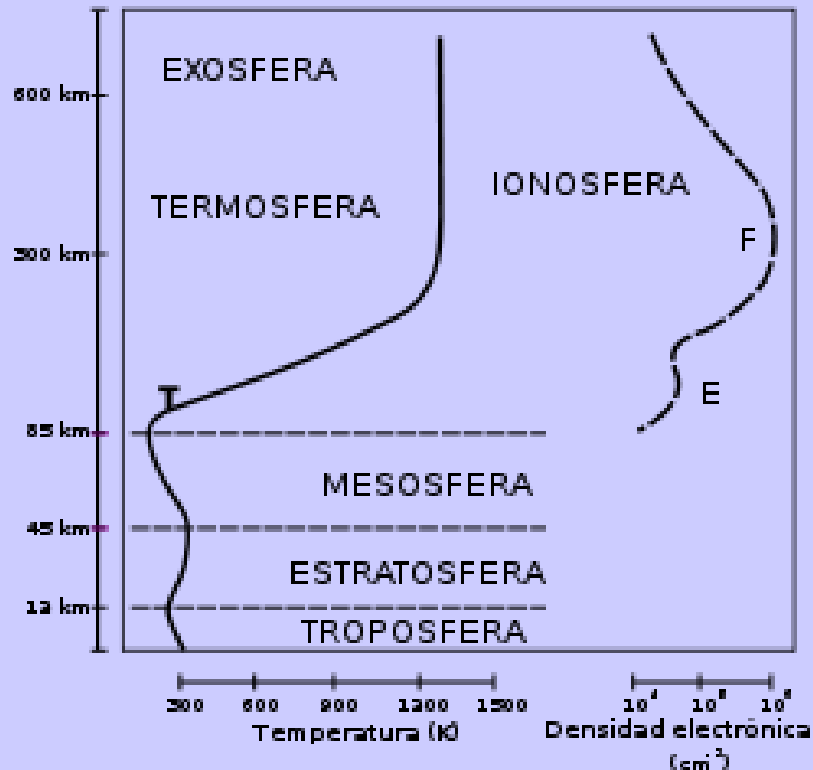
## Estructura vertical de la atmósfera

Altura de la troposfera cambia con la latitud y también en el tiempo....



# Introducción a la Meteorología – Estructura & Comp. Atmos/Ocean

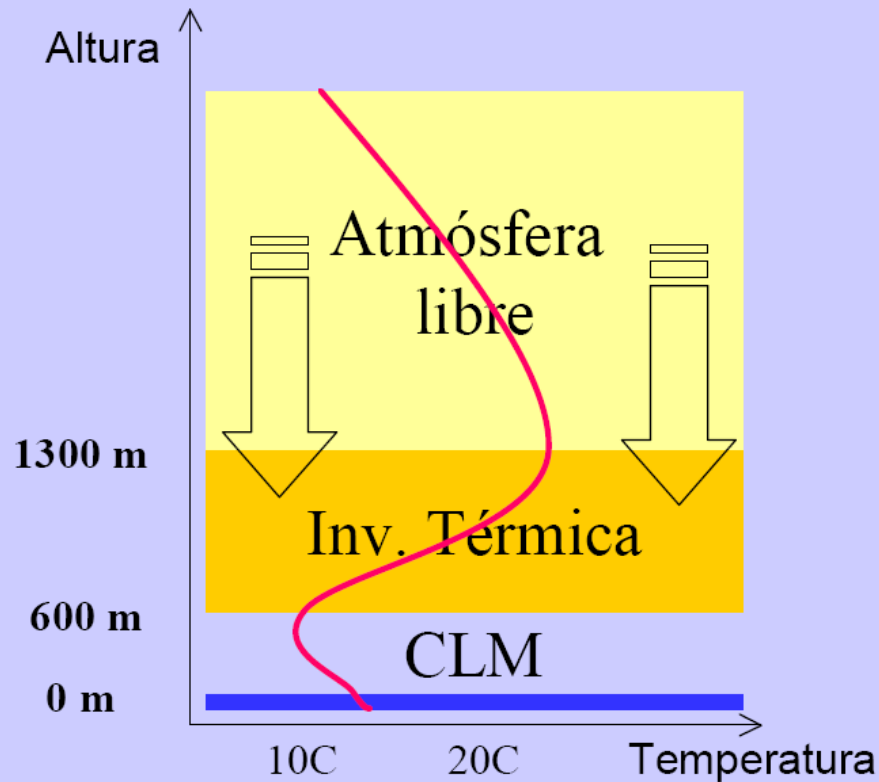
UCH/FCFM/DGF – R. Garreaud



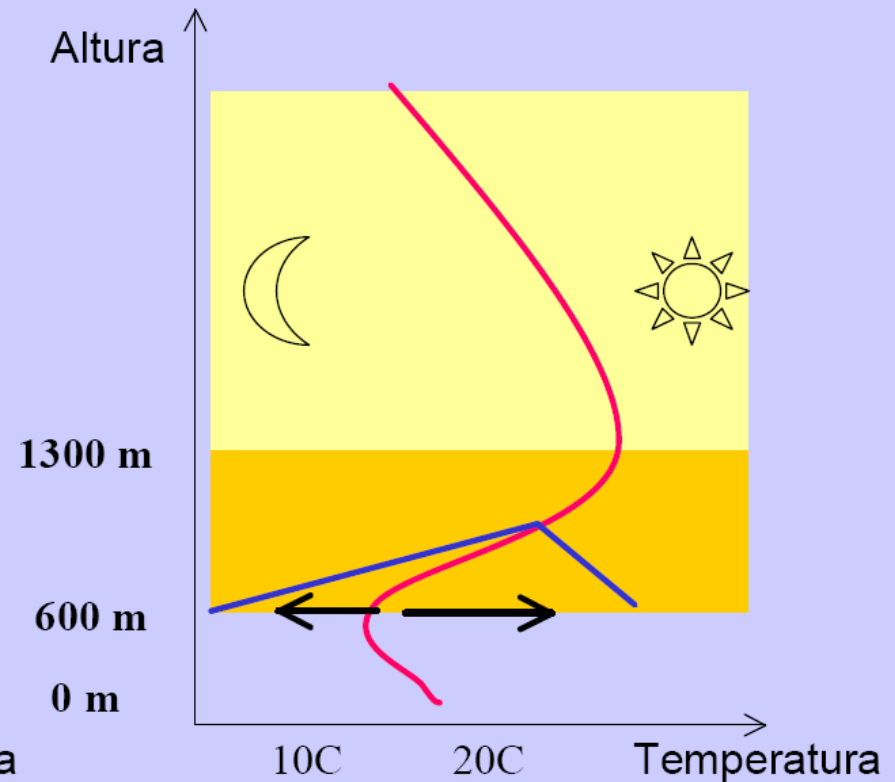
# Introducción a la Meteorología – Estructura & Comp. Atmos/Ocean

UCH/FCFM/DGF – R. Garreaud

Perfil típico en la **costa**  
centro-norte de Chile: determinado  
por subsidencia de gran escala

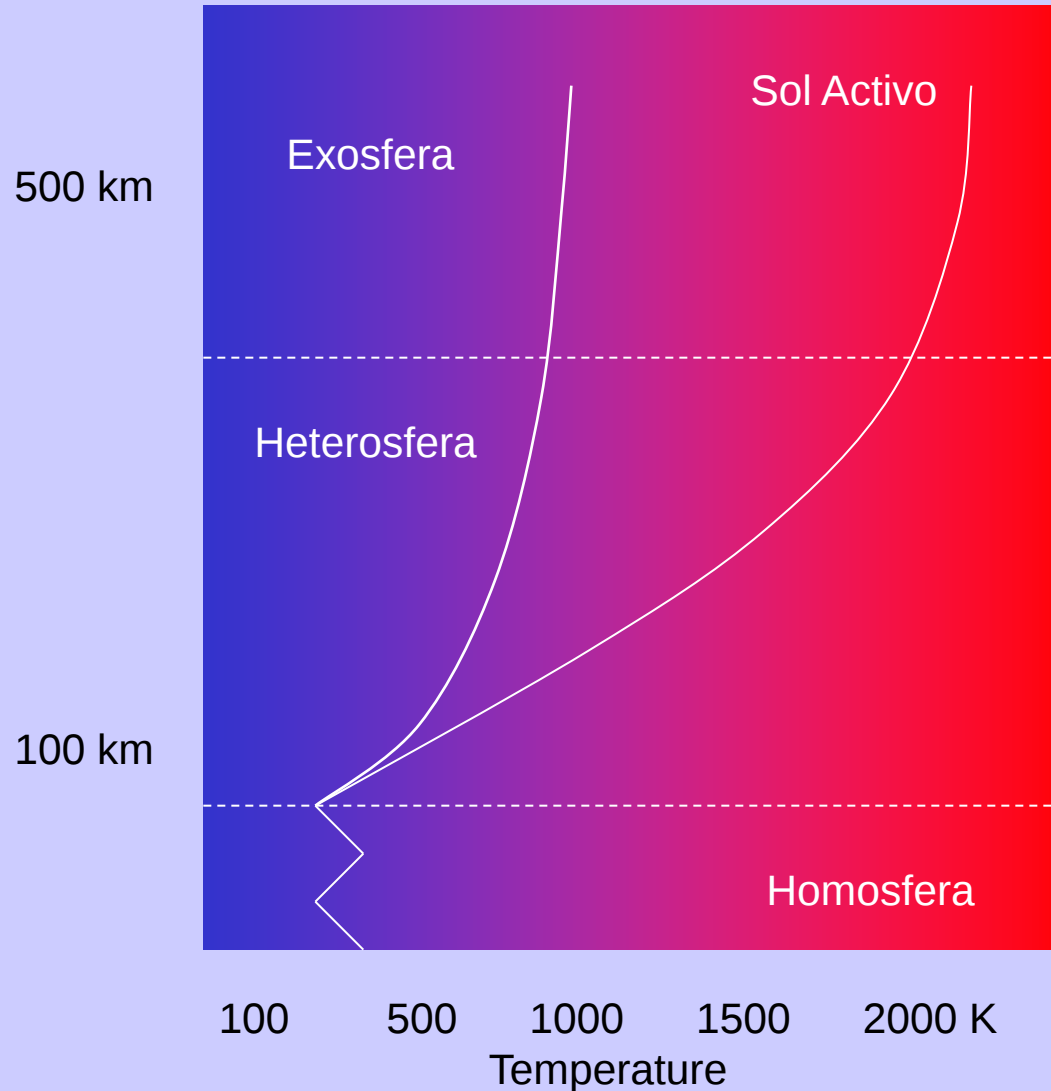


Perfil típico sobre **Santiago**:  
modificación por calentamiento  
- enfriamiento superficial



## Estructura vertical de la atmósfera

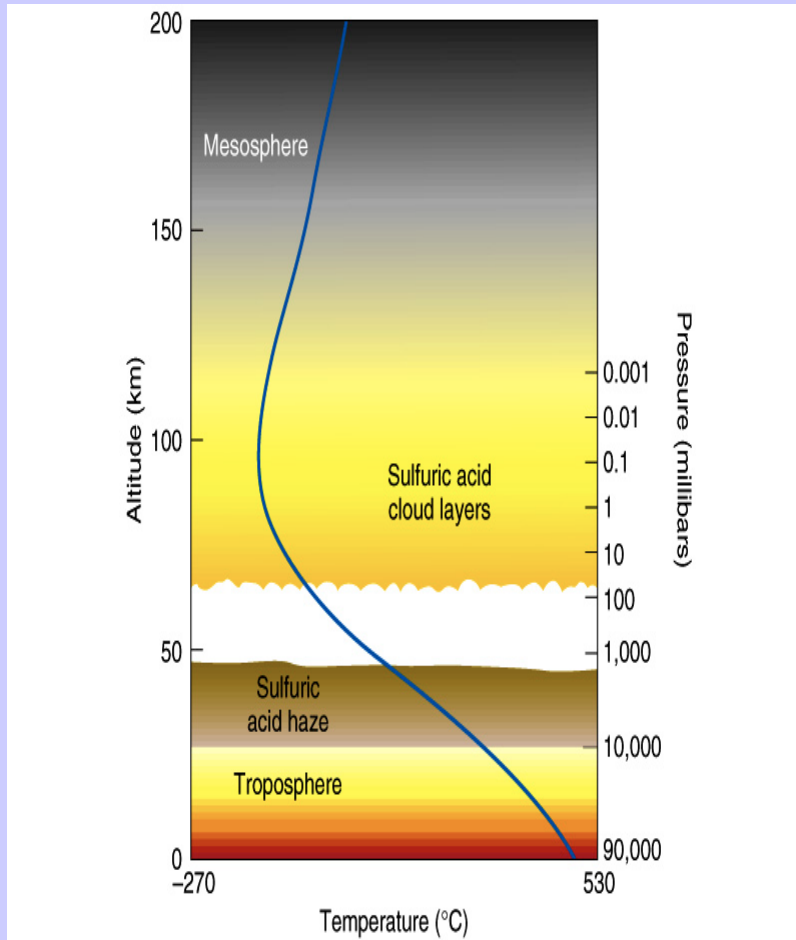
En un contexto mas amplio y considerando la distribución de los gases se distingue la homosfera (0-100 km) y la heterosfera (100-500 km).



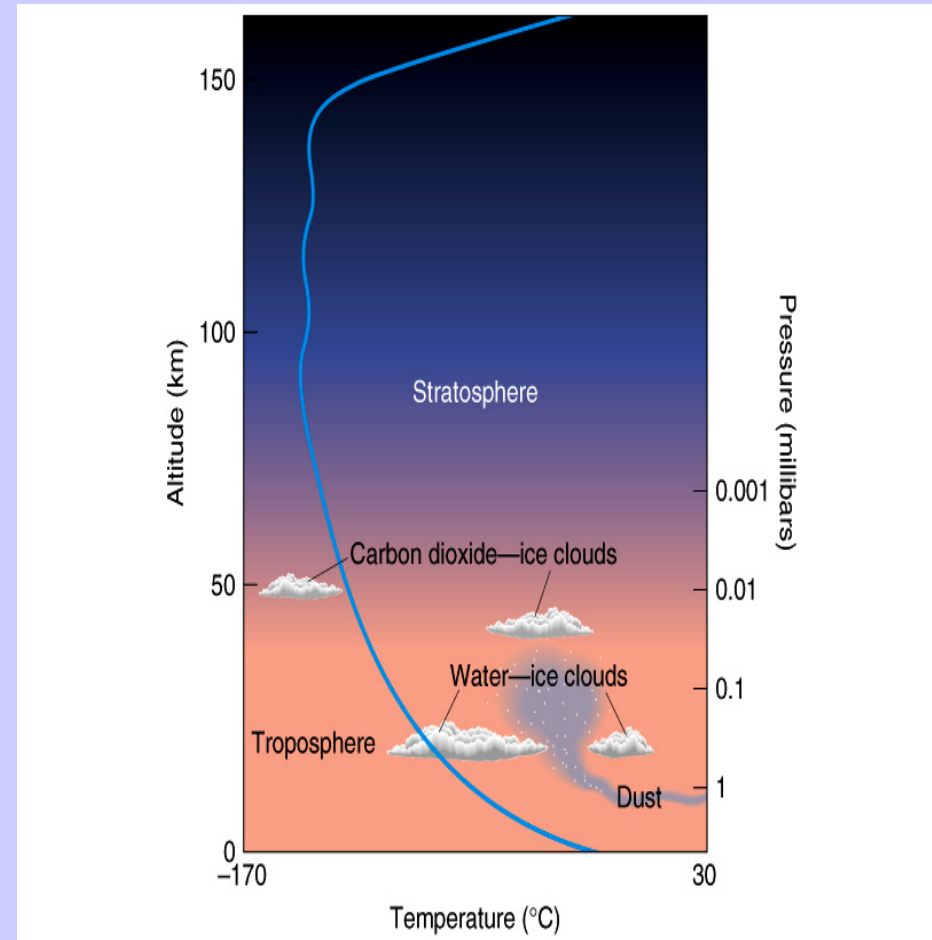
# Introducción a la Meteorología – Estructura & Comp. Atmos/Ocean

## UCH/FCFM/DGF – R. Garreaud

### Venus



### Marte



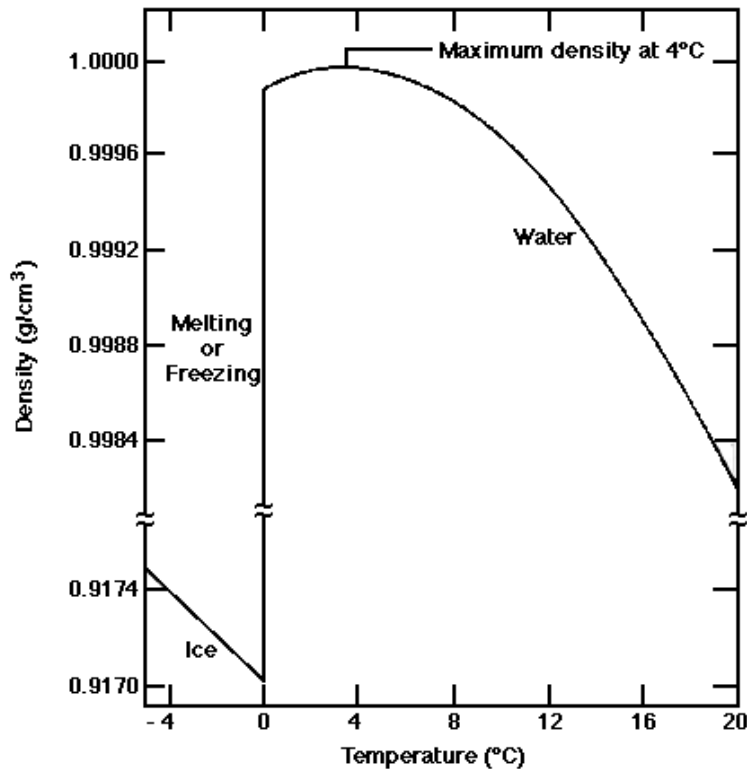
Que similitudes/diferencias existen entre la atmósfera de la Tierra, Marte y Venus?  
Como es la estructura vertical de Júpiter, Saturno, etc...?

# Introducción a la Meteorología – Estructura & Comp. Atmos/Ocean

## UCH/FCFM/DGF – R. Garreaud

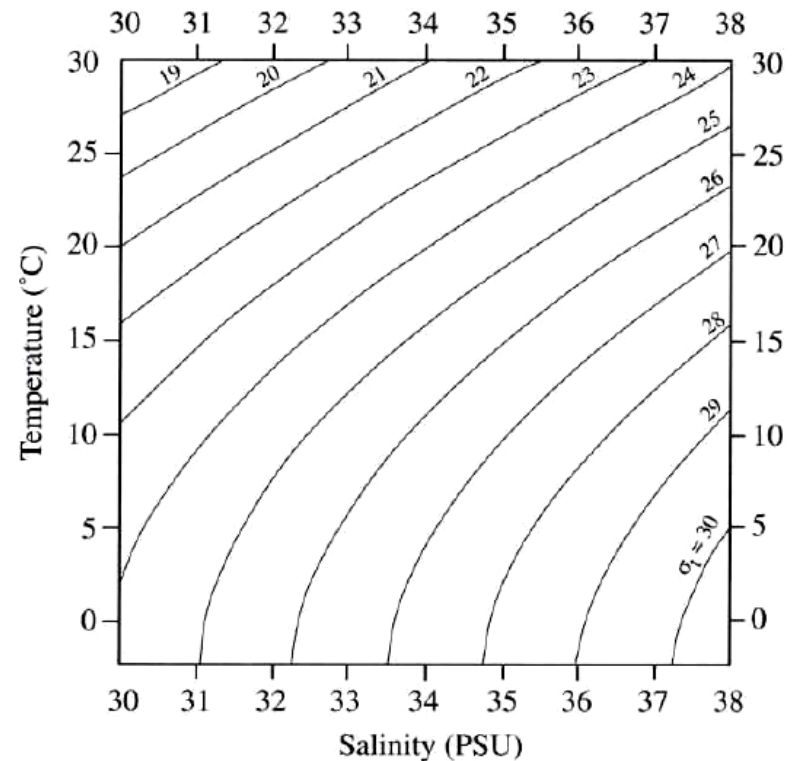
Agua destilada a 20°C,  $p=1000$  hPa,  $\rho=1000$  Kg/m<sup>3</sup>  
1 Kg agua de mar contiene aprox. 35 gr de sal (Cl,Na,...)

Agua “dulce”



Density of water (and ice) as a function of temperature. Note maximum density of water at 4°C. (Data from Pauling 1953 and Hutchinson 1957: 204.)

$$\rho(T, P, S) = \sigma(T, P, S) + 1000 \text{ kg m}^{-3}$$

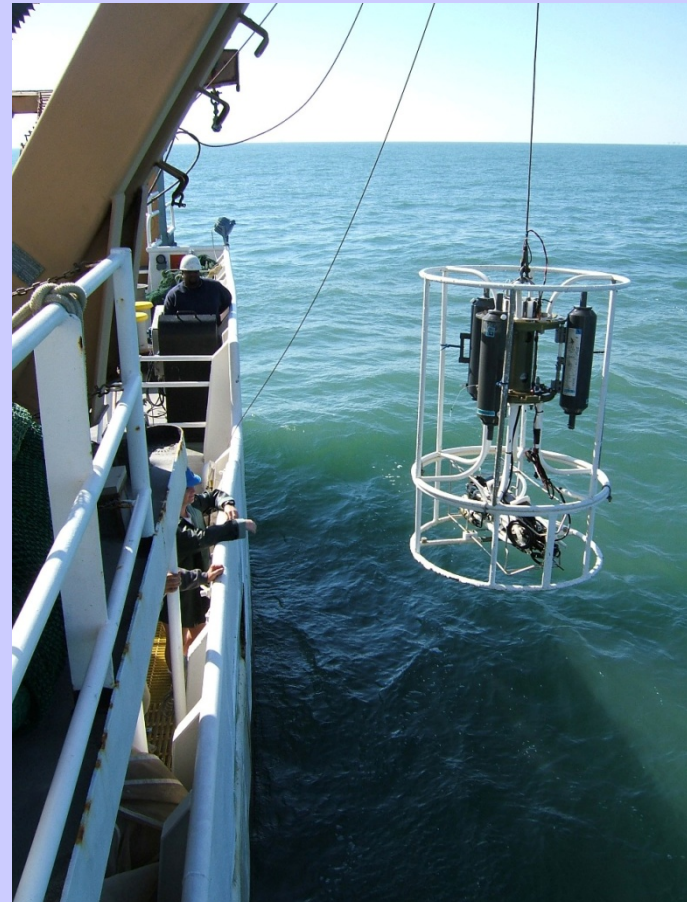


**Figure 2.1** Density of sea water ( $\sigma_t$ ) as a function of temperature and salinity

# Introducción a la Meteorología – Estructura & Comp. Atmos/Ocean

## UCH/FCFM/DGF – R. Garreaud

¿Como conocemos  $T(z)$  en el océano?  
CTD: Conductivity, Temperature, Disolved Oxygen



$T(z)$  en el océano

Typical Temperature Profiles

