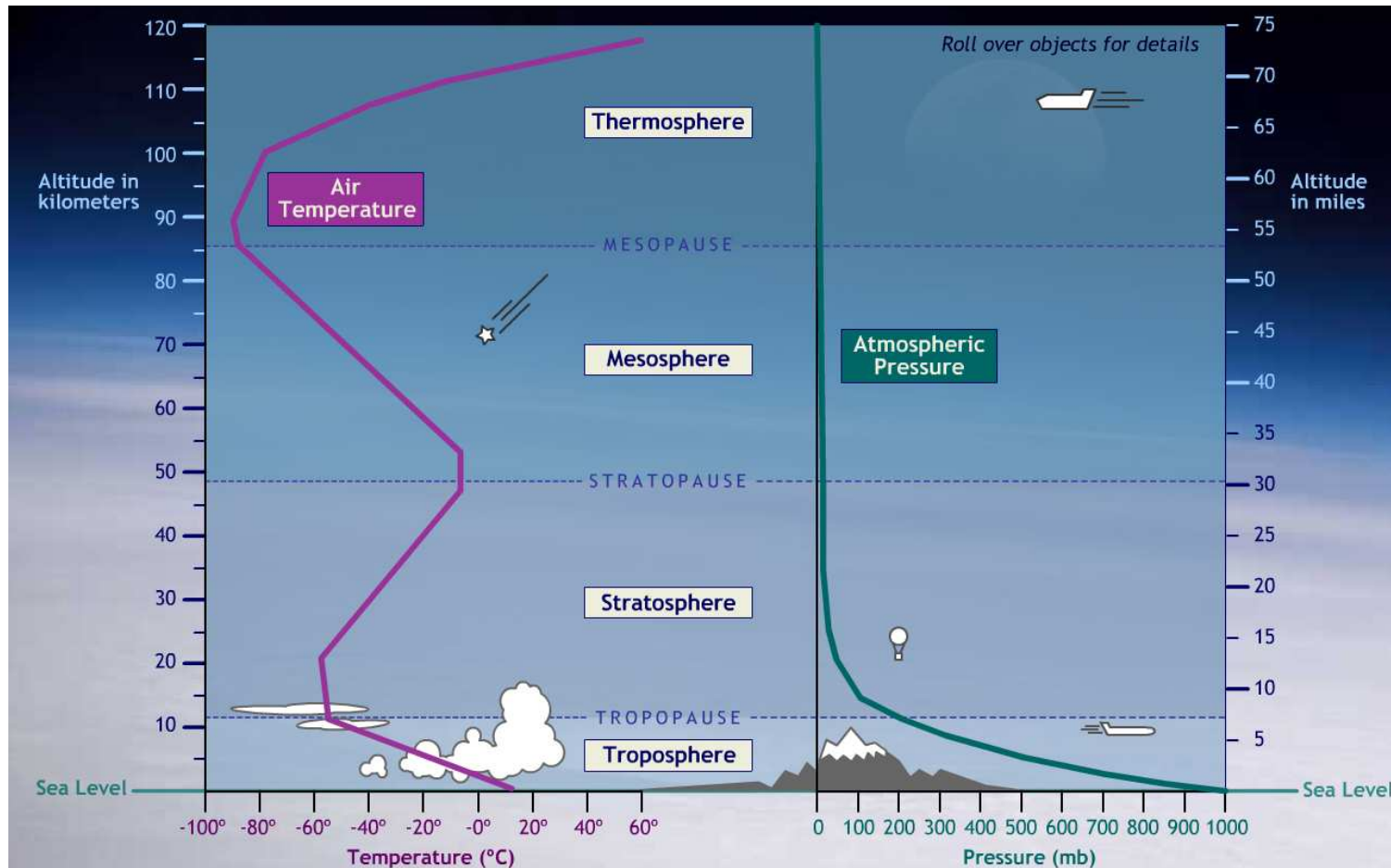


**Modelos de dispersión**  
**- Atmósfera y variables meteorológicas -**

# Atmósfera

- ✎ Las capas de la atmósfera son: troposfera, estratosfera, mesosfera, termosfera y exosfera



## Movimientos de la atmósfera

La densidad de cualquier parte de la atmósfera se puede determinar con la ley de gases ideales,

$$\rho = \frac{M P}{R T}$$

Al contrario cuando  $P$  es variable, la densidad del aire en cualquier punto de la atmósfera se puede determinar con

$$\rho = -\frac{1}{g} \frac{dP}{dz}$$

Combinando estas dos ecuaciones obtenemos,

$$\frac{dP}{dz} = -\frac{gMP}{RT}$$

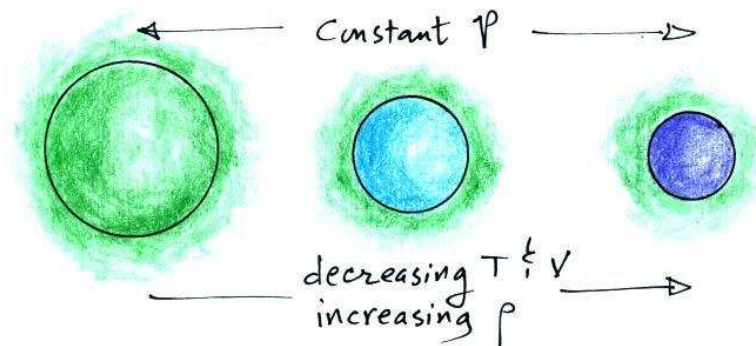
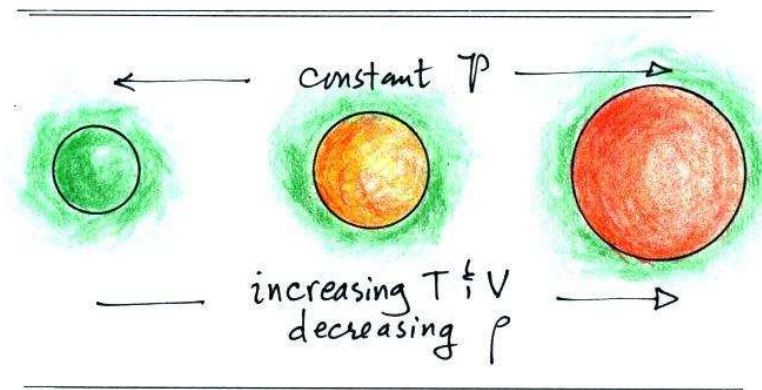
Cuando la temperatura y el peso molar del aire son ambas constantes, la integración de esta ecuación desde  $P_0$  en  $z_0$  hasta  $P$  en  $z$  produce

$$P(z) = P_0 \exp\left(-\frac{gM}{RT}z\right)$$

## Parcela de aire

$$p = \rho R T \quad \text{Ideal Gas Law}$$

Charles' Law  $p, V, \text{ and } T \text{ change in a way that keeps } p \text{ constant}$



## Descenso adiabático de la temperatura

La tasa de cambio de la temperatura con la altura se puede derivar de la primera ley de la termodinámica,

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_{p,a} + h_{fg}(dw/dT)}$$

donde  $c_{p,a}$  es el calor específico del aire,  $w$  es la fracción de vapor del agua en el aire (kg vapor/aire). Simplificando la ecuación queda, de la termodinámica,

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_{p,a}}$$

Esto es conocido como descenso adiabático de la temperatura de aire seco.

Con un calor específico del aire  $c_{p,a} = 1.006 \text{ J/kg.K}$  y  $g = 9.81 \text{ m/s}^2$ , el descenso adiabático de la temperatura de aire seco  $dT/dz = 0.975$  o  $9.75 \text{ K/km}$ .

## Estabilidad atmosférica

La fuerza total que ejerce una parcela de aire se describe por,

$$F = (\rho_a - \rho_p)Vg = \rho_p V \frac{dv}{dt}$$

$\rho_a$  y  $\rho_p$  son las densidades de la parcela de aire y el aire que rodea la parcela;  $V$  es el volumen de la parcela de aire,  $(dv/dt)$  es la aceleración de la parcela de aire.

Simplificando,

$$\frac{dv}{dt} = \left( \frac{\rho_a}{\rho_p} - 1 \right) g$$

Si la parcela de aire y el aire que la rodea siguen la ley de gases ideales, la densidad se puede expresar así,

$$\frac{dv}{dt} = \left( \frac{T_p}{T_a} - 1 \right) g$$

## Estabilidad atmosférica

**Atmósfera estable.** Cuando la temperatura de la parcela de aire es superior a la temperatura del aire circundante. El gradiente vertical ambiental es menor que el gradiente vertical adiabático (se enfría a menos de  $9.8\text{ C/km}$ ), el aire es estable y resiste la circulación vertical,

**Atmósfera inestable.** Cuando la temperatura de la parcela de aire es inferior a la temperatura del aire circundante. El gradiente vertical ambiental es mayor que el gradiente adiabático (se enfría a más de  $> 9.8\text{ C/km}$ ),

**Atmósfera neutra.** Cuando la temperatura de la parcela de aire que cambia con la elevación es la misma del aire que le rodea. El gradiente vertical de la temperatura del ambiente es el mismo que el gradiente vertical adiabático seco, la atmósfera se encuentra en estabilidad neutra. Estas condiciones no estimulan ni inhiben el movimiento vertical del aire. La condición neutra es importante porque constituye el límite entre las condiciones estables y las inestables.

## Estabilidad atmosférica

**Atmósfera estable.** Las condiciones estables se producen durante la noche, cuando el viento es escaso o nulo.

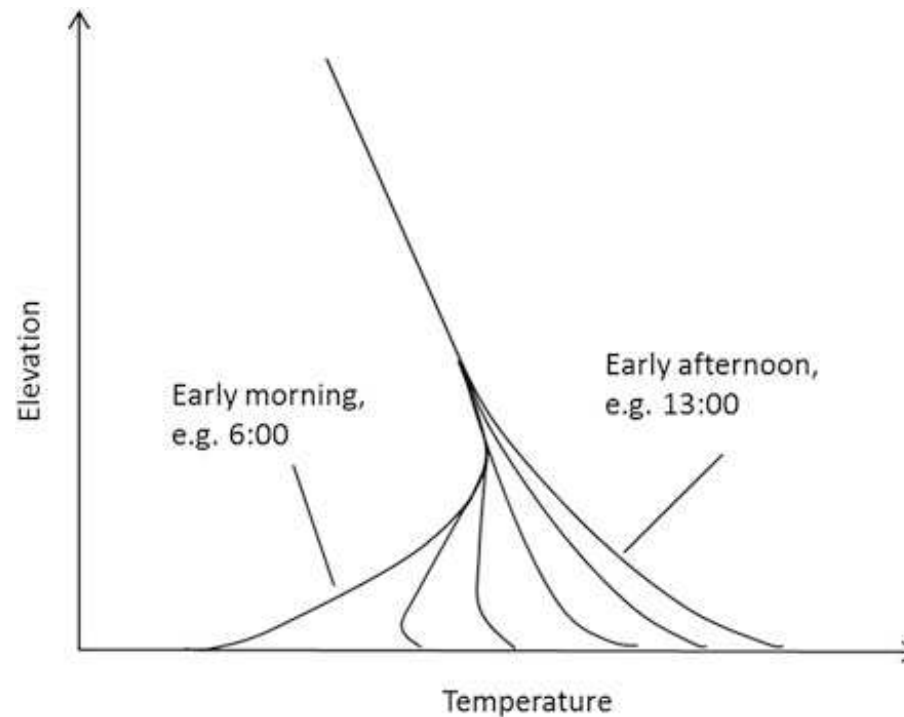
**Atmósfera inestable.** Las condiciones inestables más comunes se producen durante los días soleados con vientos de bajas velocidades y fuerte insolación. La Tierra absorbe rápidamente el calor y transfiere parte de este a la capa de aire superficial.

**Atmósfera neutra.** Se produce durante los días con viento fuerte o cuando una capa de nubes impide el calentamiento o enfriamiento fuerte de la superficie terrestre.



## Estabilidad atmosférica

El ciclo diario del calentamiento y enfriamiento del suelo bajo la acción de la radiación del sol, así como la mezcla de masas de aire de procedencia diferente tiene como consecuencia la modificación del valor de la temperatura del aire en función de la altura. Esta modificación repercute en la habilidad de la atmósfera en iniciar o inhibir los movimientos verticales del aire.



## Estabilidad atmosférica

| Surface wind speed |         | Daytime incoming solar radiation |          |        | Night-time cloud cover |       |
|--------------------|---------|----------------------------------|----------|--------|------------------------|-------|
| m/s                | mph     | Strong                           | Moderate | Slight | >50 %                  | <50 % |
| <2                 | <5      | A                                | A – B    | B      | E                      | F     |
| 2 – 3              | 5 – 7   | A – B                            | B        | C      | E                      | F     |
| 3 – 5              | 7 – 11  | B                                | B – C    | C      | D                      | E     |
| 5 – 6              | 11 – 13 | C                                | C        | D      | D                      | D     |
| >6                 | >13     | C                                | C        | D      | D                      | D     |

## Velocidad del viento

El perfil del viento en la atmósfera neutral se puede calcular como,

$$\frac{u}{u_*} = \frac{1}{k} \ln \left( \frac{z}{z_0} \right)$$

La velocidad de fricción se puede determinar de,

$$u_* = \frac{k u'}{\ln(z'/z_0)}$$

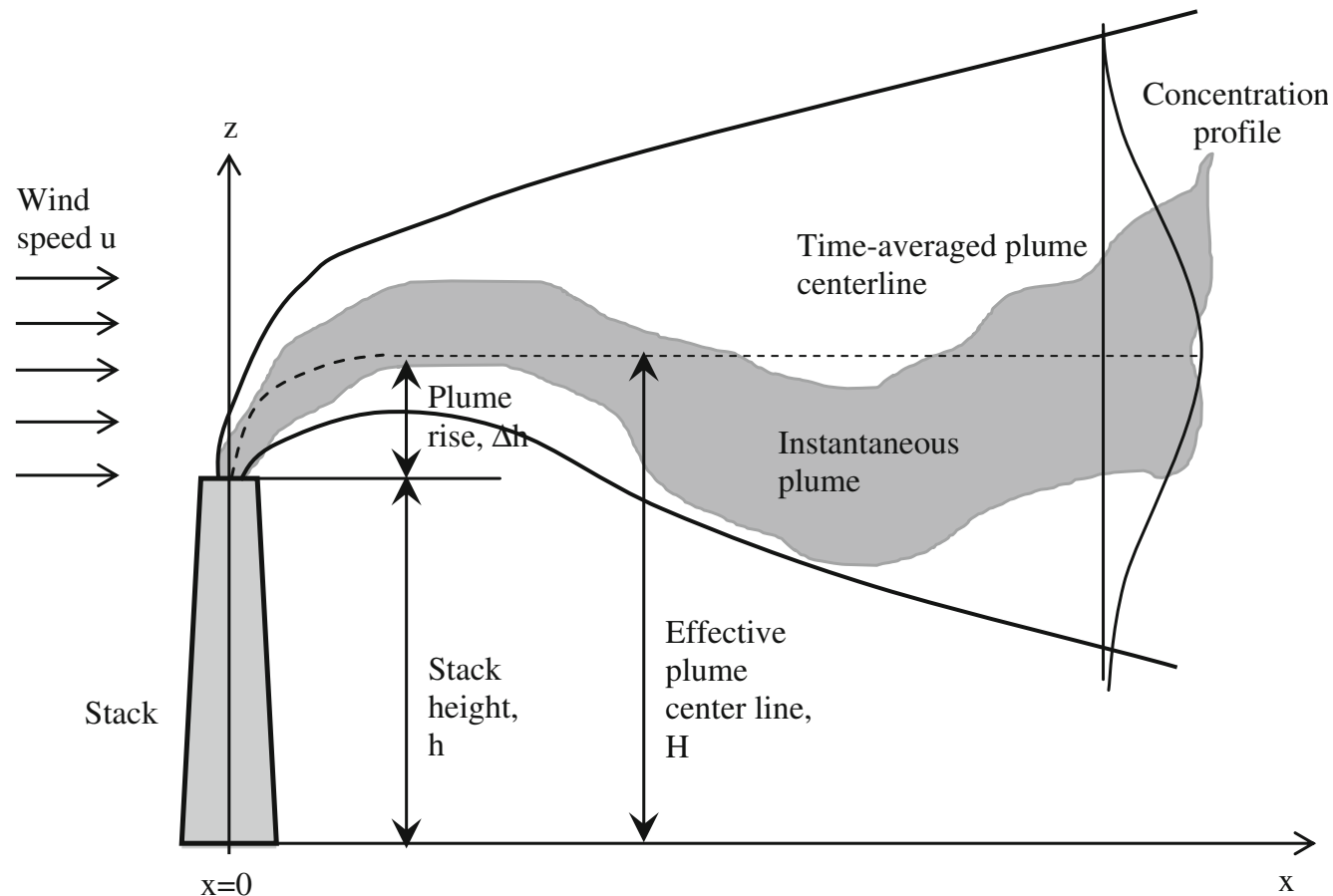
Problema. En un área rural la rugosidad  $z_0$  es 0.25 m y la velocidad del viento medido a 10 m es 4 m/s en condiciones neutrales. Grafique el perfil del viento.

$$\frac{u_*}{k} = \frac{u_{10}}{\ln(z_{10}/z_0)} = \frac{4}{\ln(10/0.25)}$$

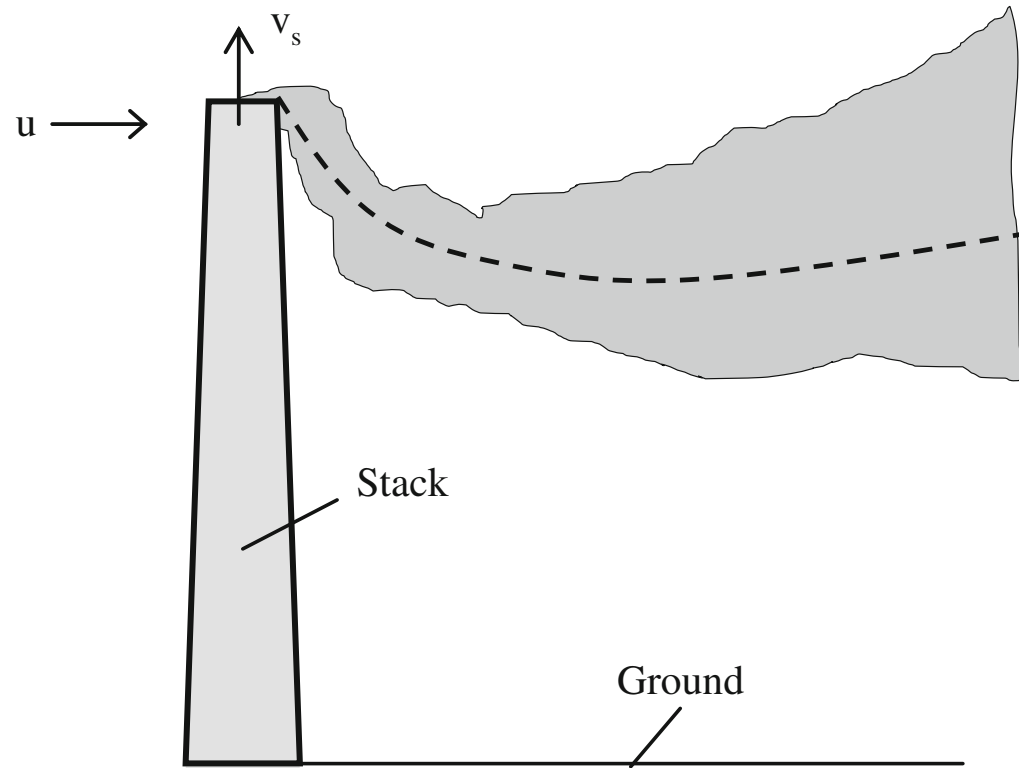
Ahora tenemos la velocidad en función de la elevación,

$$u = \frac{u_*}{k} \ln \left( \frac{z}{z_0} \right) = 1.084 \ln(4z)$$

## Modelo de pluma gaussiana



## Lavado de pluma - Downwash



## Lavado de edificaciones - Building Downwash

