

La Atmósfera Terrestre

La atmósfera es la capa de gas que rodea la Tierra y es retenida por la acción de la gravedad. Está compuesta de 78% de Nitrógeno y 21% de Oxígeno, también están presente otros gases y vapores, como CO₂, H₂O, O₃, Ar, agua, etc. aunque en mucho menor proporción (trazas). Sin embargo varios de estos componentes, juegan un rol fundamental en el resguardo de la vida en la Tierra. Un ejemplo es el ozono (O₃), que nos protege de la radiación ultravioleta.

La atmósfera también regula la temperatura de la Tierra, atemperando las variaciones térmicas entre el día y la noche. En la Luna, donde no hay atmósfera la temperatura media de la superficie durante el día es de unos 110°C y durante la noche de -150°C. La presión y densidad de la atmósfera decrece de un modo gradual. Sin embargo la temperatura de la misma varía de un modo mucho más complejo, como se ilustra en la Fig.1

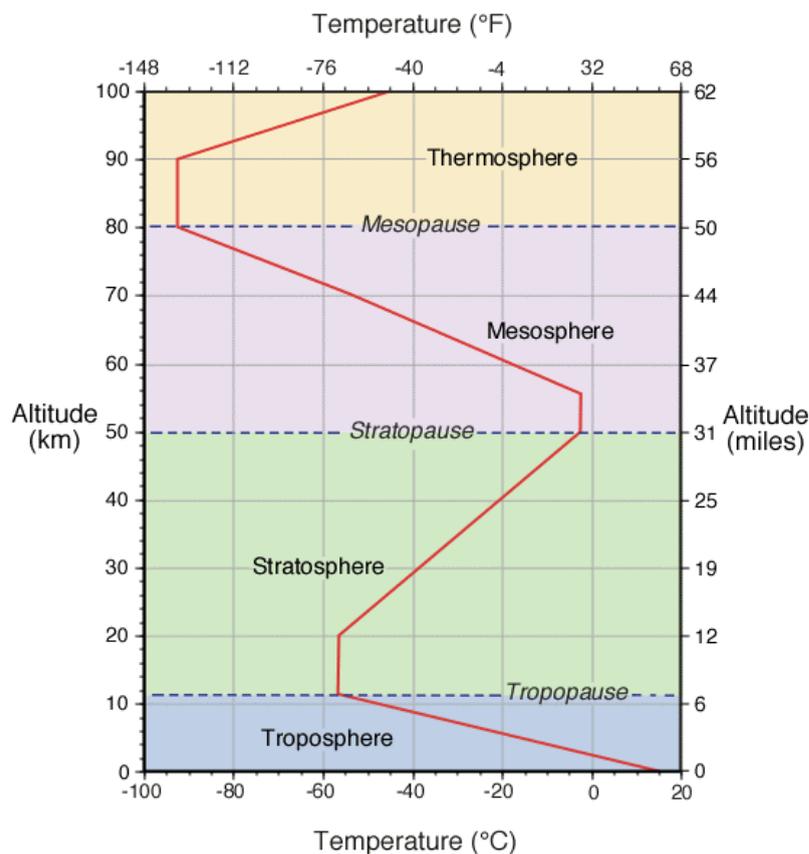


Figura xx.1 Variación esquemática de la temperatura de la atmósfera terrestre con la altura. Obsérvese que hay zonas en que la variación de la temperatura con la altura es constante separada por capas en que la temperatura misma no varía. Las regiones en que el gradiente de temperatura es constante determina las distintas capas de la atmósfera.

Una observación atenta de la temperatura de la atmósfera en función de la altura, Fig. xx.1 y xx.2, revela que existen regiones en las que el gradiente térmico ($G=dT/dz$ = "Temperature lapse rate") es aproximadamente constante y

regiones de transición donde el gradiente térmico tiene cambios significativos pero donde la temperatura es aproximadamente constante.

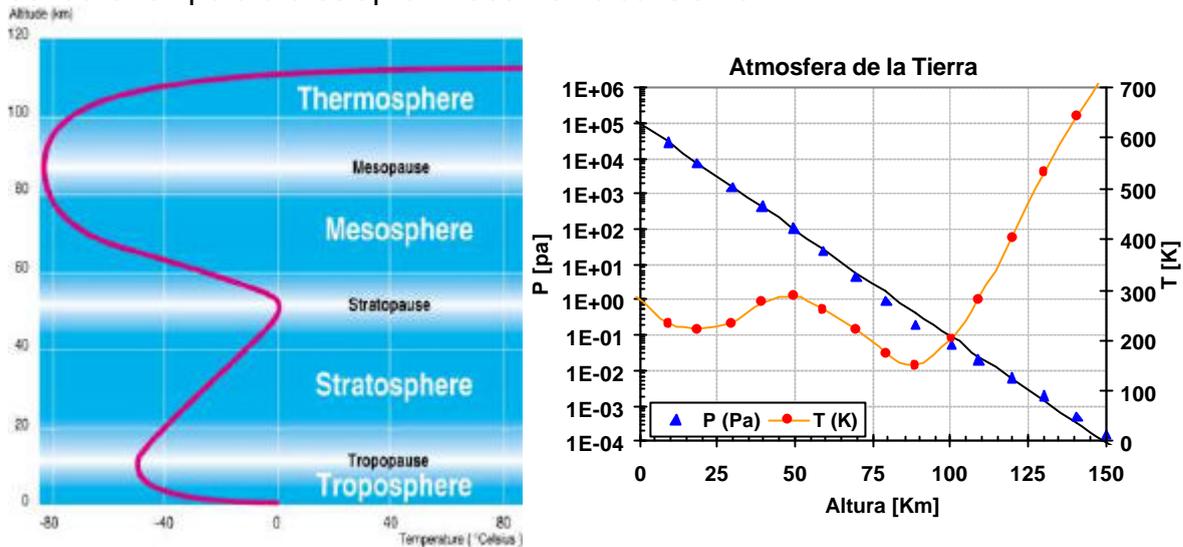


Figura xx.2 Propiedades de la atmósfera terrestre a distintas alturas. En la figura de la izquierda, se indican las distintas capas y su temperatura. A la derecha se observan las presiones y temperaturas como función de la altura. Hasta unos 150 Km, la presión desciende exponencialmente, $P(z)=P_0 \cdot \exp(-z/h)$, con $h=7.19$ Km.

Para estudiar y analizar el comportamiento de la atmósfera, resulta útil dividirla en capas en las que el gradiente térmico es aproximadamente constante y en las que predominan diferentes procesos. La mayor parte de la masa de la atmósfera (aproximadamente unos 75% de ella) está a una altura de menos de 11km, conocida como la **troposfera**, en esta capa la temperatura decrece con al altura ($dT/dz \approx -6.5^\circ\text{C}/\text{Km}$). La vida, las nubes, los vientos, el vuelo de los aviones, etc. se desarrollan en esta capa. El espesor de la Troposfera no es constante en toda la Tierra, sino que en los polos ella tiene casi la mitad de espesor que en los trópicos. En promedio su espesor es de unos 11km. Las máximas temperaturas en la Tierra ocurren en esta capa. A una temperatura de unos -56°C , la temperatura se estabiliza en una zona de transición conocida como la tropopausa.

Arriba de la troposfera y la tropopausa, y hasta una altura de unos 50 km, tenemos la **estratosfera**, aquí la presión es muy baja (~ 0.1 at), al igual que la temperatura ($T_{\text{promedio}} \approx -40^\circ\text{C}$), pero con un gradiente térmico positivo ($dT/dz \approx +1.5^\circ\text{C}/\text{Km}$). En esta región la proporción de ozono es máxima. Si la cantidad total de ozono en la atmósfera estuviese a 1 at, su espesor sería de sólo unos 3 mm. Sin embargo, esta capa de ozono es crucial para la vida en la Tierra, ya que el ozono absorbe la mayoría de la radiación ultravioleta que viene del Sol que tiene efectos muy nocivos para los seres vivos. Este mecanismo de absorción de energía está asociado al aumento de temperatura en esta zona de la atmósfera.

Entre los 50km y 85 km tenemos la **mesosfera** ($dT/dz \approx -3.5^\circ\text{C}/\text{Km}$). Está es una capa muy fría ($T_{\text{promedio}} \approx -40^\circ\text{C}$) y muy poco densa, pero es en general donde se queman la mayoría de los meteoritos que inciden sobre la tierra (estrellas fugaces).

Arriba de esta capa y hasta unos 100 km tenemos la **termósfera** (muy caliente por efecto de la radiación solar $T_{\text{promedio}} \approx 400^\circ\text{C}$ y $dT/dz \approx +10^\circ\text{C}/\text{Km}$) y la

ionosfera (capa altamente ionizada). El 99.999% de la masa de la atmósfera está a una altura menor que los 100km, de hecho se considera que arriba de esta capa tenemos el **espacio**. La temperatura de esta capa puede ser tan alta como unos 1200°C. Estas altas temperaturas están asociadas a la fuerte absorción de radiación solar por las moléculas de oxígeno. Aunque las temperaturas son muy altas, la cantidad de energía empleada en calentarla es muy baja, ya que su masa es muy pequeña. De hecho dada la baja presión de la atmósfera en esta zona, el equilibrio térmico es muy difícil de lograr (las colisiones son muy escasas). Por esta razón es muy complicado medir las temperaturas en esta capa con un termómetro.

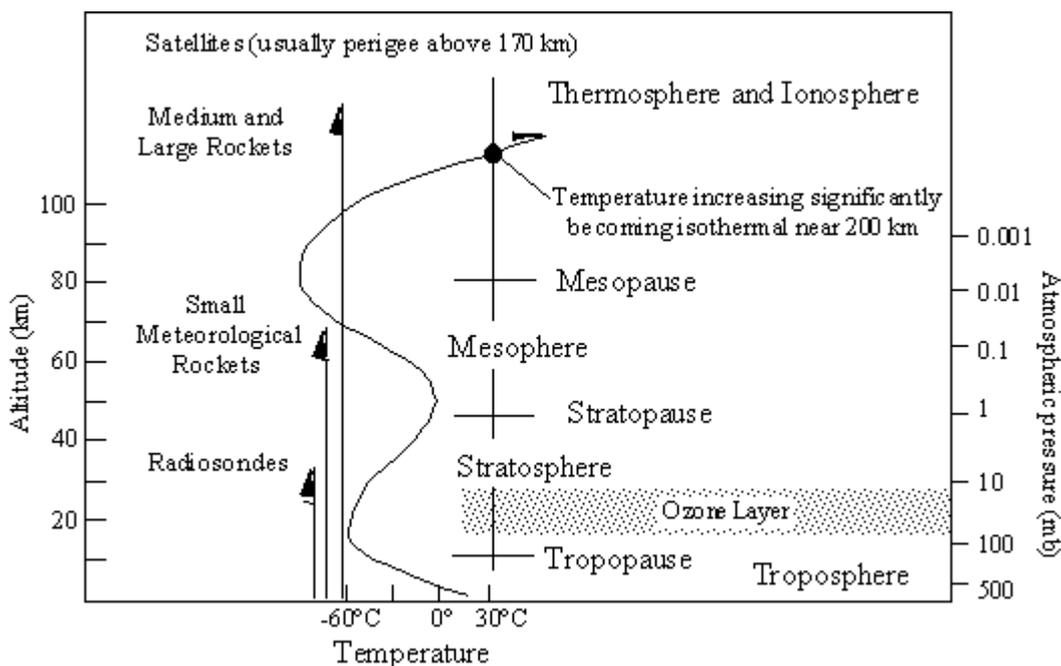


Figura xx.3 Propiedades de la atmósfera terrestre a distintas alturas. En esta figura también se indica la variación de la presión y la temperatura con la altura.

Para explicar las características básicas de la troposfera, podemos usar los principios de la termodinámica. El punto de partida, es que debido al peso del gas, la presión debe de disminuir con altura según la ecuación general de la hidrostática:

$$\frac{dP(z)}{dz} = -r(z) \cdot g, \quad (\text{XX.1})$$

donde $P(z)$ es la presión a una altura z , $r(z)$ es la densidad y g el valor de la aceleración de la gravedad. Según la ecuación de estado para los gases ideales, válida en particular para la atmósfera, la presión está relacionada con la densidad por:

$$P = \frac{r}{M} \cdot R \cdot T, \quad (\text{XX.2})$$

donde M es la masa molecular del aire ($M=0.0289644 \text{ Kg/m}^3$) y T la temperatura absoluta y R a constante universal de los gases. Por lo tanto:

$$\frac{dP(z)}{dz} = -\frac{M \cdot g}{R} \cdot \frac{P}{T}, \quad \text{o bien} \quad \frac{dP(z)}{P} = -\frac{M \cdot g}{R} \cdot \frac{dz}{T}. \quad (\text{XX.3})$$

De esta última ecuación obtenemos:

$$P(z) = P_0 \cdot \exp\left(-\frac{M \cdot g}{R} \cdot \int_0^z \frac{dz'}{T(z')}\right). \quad (\text{XX.4})$$

Esta ecuación indica que para poder encontrar $P(z)$ debemos conocer $T(z)$. Esto significa que debemos investigar la relación que existe entre la presión y la temperatura con la altura, para lo cual debemos realizar algún modelo termodinámico de la atmósfera.

Atmósfera Isotérmica

El modelo más simple de la atmósfera es suponer que es isotérmica, es decir suponemos que $T=T_{prom}$ (=temperatura promedio en la troposfera) en toda la troposfera. En este caso la Ec. (XX.3) escribirse como:

$$\frac{dP(z)}{P} = -\frac{M \cdot g}{R} \cdot \frac{1}{T_{prom}} \cdot dz = -\frac{dz}{h}. \quad (\text{XX.5})$$

con $h=R \cdot T_{prom}/M \cdot g$. La Ec.(XX.4) puede integrarse inmediatamente para dar:

$$P(z) = P_0 \cdot \text{Exp}(-z/h). \quad (\text{XX.6})$$

Esta expresión reproduce muy bien los datos observados en la troposfera, si suponemos de $T_{prom}=27^\circ\text{C}$, ($h=7.19 \text{ Km}$). Este valor de la temperatura promedio es también consistente con los valores observados de la temperatura media a lo largo de toda esta región, ver fig.xx.1 y xx.2. Este modelo es exitoso en explicar la variación de la presión con la altura, pero no así para explicar la variación de la temperatura con la altura, que en la troposfera es de aproximadamente $dT/dz=-6.5^\circ\text{C/Km}$. Para explicar esta variación debemos refinar nuestro modelo.

Atmósfera adiabática o isoentrópica

Cuando la masas de aire ascienden o descienden, en general lo hacen suficientemente rápido de modo que intercambian poca energía con su medio. Sabemos que el aire es un mal conductor del calor. Por consiguiente es razonable suponer en primera instancia que los movimientos de las masas de aires son adiabáticas o isoentrópica ($dQ=0$). Por lo tanto podemos suponer que vale:

$$P_0 \cdot V_0^g = P \cdot V^g \quad (\text{XX.7})$$

donde $g=C_p/C_v= 1.40$ para gases diatómicos como los constituyentes del aire. En términos de presión y temperatura esta relación se transforma (usando la ecuación de estado) en:

$$P_0 \cdot T_0 = P \cdot T^{g/(g-1)} \text{ o bien } T = T_0 \cdot (P/P_0)^k \text{ con } k = (g-1)/g. \quad (\text{XX.8})$$

Combinando la expresión del medio con la ecuación Ec.(XX.3), tenemos:

$$\frac{dP(z)}{dz} = -\frac{M \cdot g}{R} \cdot \frac{P}{T_0} \cdot \left(\frac{P_0}{P}\right)^k. \quad (\text{XX.9})$$

de donde:

$$\frac{dP(z)}{dz} = -\frac{M \cdot g}{R} \cdot \frac{P^{1/g}}{T_0} \cdot P_0^k \quad (\text{XX.10})$$

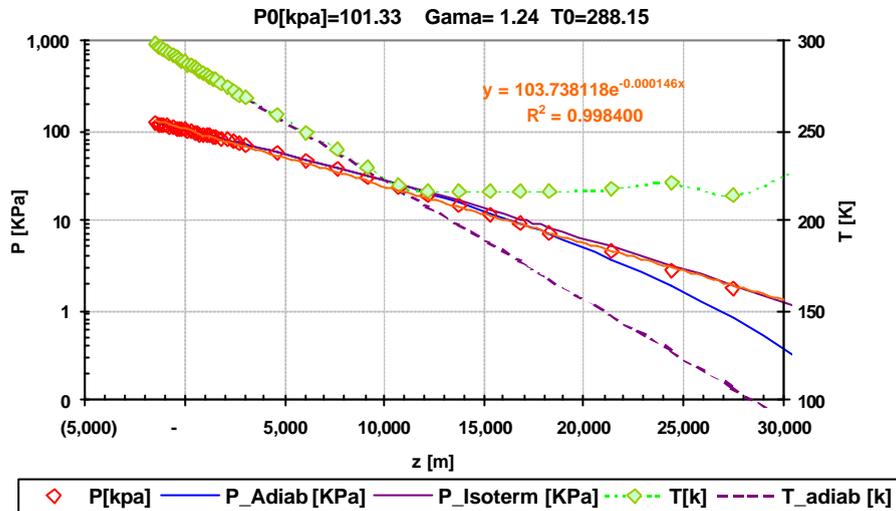


Figura xx.4 Variación de la presión y la temperatura en la baja atmósfera (troposfera y estratosfera). Los símbolos rombo rojo son los valores observados de la presión. Los símbolos verdes representan las temperaturas observadas. La línea de trazos violeta es la predicción del modelo adiabático para la temperatura, que vemos reproduce los datos adecuadamente hasta unos 10Km de altura. La línea de continua azul es la predicción para la presión del modelo adiabático y la curva continua marrón la predicción de la presión por el modelo isotérmico. Ambos modelos reproducen bien la presión en la troposfera.

que integrando resulta en:

$$P(z) = P_0 \cdot \left(1 - k \cdot \frac{Mg}{RT_0} \cdot z \right)^{1/k} \quad (\text{XX.11})$$

con $k=(g-1)/g=0.2857$ y $b=1/k=3.50$, Aquí los subíndices 0 indican valores a nivel del mar. En particular definimos $h_{00}=RT_0/k \cdot M \cdot g = 34.4$ Km.

En término de h_{00} la expresión (xx.10) se escribe como:

$$P(z) = P_0 \cdot \left(1 - \frac{z}{h_{00}} \right)^b \quad (\text{XX.12})$$

Similarmente para la temperatura, usando la expresión (xx.7) obtenemos:

$$T(z) = T_0 \cdot \left(1 - \frac{z}{h_{00}} \right) \quad (\text{XX.13})$$

De esta expresión obtenemos:

$$\frac{dT(z)}{dz} = \frac{T_0}{h_{00}} \approx 7.8^\circ\text{C} / \text{Km} \quad (\text{XX.14})$$

Para reproducir el valor observado de $dT/dz=-6.5$ °C/Km, debemos suponer un valor de $g=1.24$ que es consistente con un modelo adiabáticos modificado, más precisamente un modelo politrópico.

En la figura 4 se muestra una comparación entre los modelos isotérmico y adiabático para la troposfera y estratosfera. Vemos que el modelo adiabático reproduce bien los datos de la troposfera tanto de la presión como de la temperatura, pero con un valor de $g=1.24$, indicativo que los procesos de la atmósfera no son estrictamente adiabáticos sino algo intermedio entre adiabático e isotérmico (politrópico).

El modelo adiabático da cuenta razonablemente de la variación de la temperatura con la altura en la troposfera, pero es menos adecuado que el modelo isotérmico para explicar la variación de presión a grandes alturas ($z > 15$ Km). Por esta razón se desarrollaron métodos semi-empíricos para escribir la variación de la presión y la temperatura en la troposfera ($z < 16$ Km), por ejemplo:

$$\begin{aligned}
 T &= T_0 (1 - z / hh_{00}) , & T_0 &= 15^\circ C = 288K \\
 r &= r_0 (1 - z / hh_{00})^{4.255876} \\
 P &= P_0 (1 - z / hh_{00})^{5.255876} & P_0 &= 1at = 101.3 KPa \\
 \text{Con } &hh_{00} = 44.329 Km
 \end{aligned}
 \tag{XX.15}$$

Referencias:

1. US Standard Atmosphere, 1976, As published by NOAA, NASA, and USAF
<http://scipp.ucsc.edu/outreach/balloon/atmos/1976%20Standard%20Atmosphere.htm>
2. Meteorological Model Within the Troposphere
<http://scipp.ucsc.edu/outreach/balloon/atmos/Meteorological%20Model.htm>
3. Clouds in planetary atmospheres: A useful application of the Clausius–Clapeyron equation, A. Sanchez-Lavega, S. Perez-Hoyos, and R. Hueso, Am. J. Phys. **72** (6), 767, 2004.