

Astrofísica del Sistema Solar

Atmósferas planetarias

Introducción

- Una atmósfera es la región gaseosa más externa de un objeto.
- Hay atmósferas en planetas, planetas enanos, satélites y objetos menores.
- Su composición varía considerablemente (H-He en planetas gigantes a N-CO₂ en objetos menores).
- Todos los casos son diferentes pero respetan los mismos procesos físicos y químicos.
- Las atmósferas planetarias se calientan desde arriba por la irradiación solar.
- La estructura térmica de una atmósfera, dT/dz está gobernada por la eficiencia en el transporte de energía.

Introducción

- Para determinar su estructura hay que considerar que:
 1. La atmósfera superior está irradiada por el Sol.
 2. La energía de fuentes de calor internas (planetas gigantes) y la re-irradiación modifican el perfil de temperatura.
 3. Reacciones químicas cambian la composición, lo que modifica la opacidad y la estructura térmica.
 4. Las nubes cambian la opacidad pero también la temperatura localmente por pérdida o absorción de calor latente.

Estructura:

- En primera aproximación las atmósferas están en equilibrio hidroestático con un gradiente de presión:

$$\frac{dp}{dr} = - \left(\frac{GM}{r^2} \right) mN = -g(r)\rho$$

Siendo la ley de los gases ideales:

$$p = NkT = \rho RT \quad R = k/m$$

Siendo k la cte. De Boltzmann y R la cte. Del gas apropiada para la composición de la atmósfera.

Estructura:

- Entonces, el equilibrio hidroestático es:

$$\frac{dp}{p} = -\frac{GMm}{kT} \frac{dr}{r^2} \approx -\frac{gm}{kT} dz = -\frac{dz}{H}$$

Donde z es la altura sobre la superficie y H es la escala de altura para la presión. Si la masa media y temperatura es cte. con la altura obtenemos la ley barométrica:

$$p(r) = p(r_0) \exp\left(-\frac{GMm}{kTrr_0}[r - r_0]\right)$$

$$\approx p(r_0) \exp\left(-\frac{r-r_0}{H}\right)$$

$$p(z) = p(z_0) \exp\left(-\frac{z-z_0}{H}\right)$$

Estructura:

- En el caso general, la distribución de densidad es:

$$\begin{aligned}\frac{dN}{N} &= -\frac{dT}{T} - \frac{GMm}{kT} \frac{dr}{r^2} \approx -\frac{dT}{T} - \frac{dz}{H} \\ &= -\left(\frac{1}{T} \frac{dT}{dz} + \frac{mg}{kT}\right) dz = -\frac{dz}{H^*}\end{aligned}$$

Donde H^* es la altura de escala para la densidad. En el caso de una atmósfera isoterma tenemos que $H = H^*$

Estructura:

- La estructura térmica de una atmósfera, dT/dz está gobernada por la eficiencia en el transporte de energía, el cual depende de la opacidad y de la profundidad óptica de la atmósfera.
- Los fotones solares (~ 500 nm) calientan la superficie del planeta o las capas atmosféricas de mayor profundidad óptica y esta energía es re-irradiada principalmente en el IR.
- La alta atmósfera también se calienta por ionización (radiación UV) y por precipitación de partículas cargadas (viento solar, CR).
- Otro proceso es posible por corrientes eléctricas en la ionósfera del planeta, donde la disipación de la energía eléctrica produce colisiones entre partículas cargadas.

Estructura:

- El transporte de energía en la atmósfera se produce por conducción, convección y radiación.

Conducción: colisiones entre partículas. Importante en las regiones más altas de la atmósfera y cerca de la superficie. Las colisiones equilibran la temperatura (~isotérmica).

Convección: aparece en la región cercana a la superficie y produce un perfil de temperatura adiabático. Limita la tasa de enfriamiento con la altura.

Radiación: es el mecanismo más eficiente y aparece cuando hay absorción y re-emisión de energía en casi toda la atmósfera.

Estructura:

- Si la atmòsfera esta en equilibrio radiativo el flujo total es constante con la profundidad:

$$\frac{d\mathcal{F}_\nu}{dz} = 0$$

- Asumiendo LTE, aplicando las ecuaciones de transferencia radiativa e integrando:

$$\mathcal{F}(z) = -\frac{4\pi}{3\rho} \frac{\partial T}{\partial z} \int_0^\infty \frac{1}{\alpha_\nu} \frac{\partial B_\nu(T)}{\partial T} d\nu$$

Estructura:

- Si se utiliza un coeficiente de absorción medio, se simplifica a:

$$\mathcal{F}(z) = -\frac{16 \sigma T^3}{3 \alpha_R \rho} \frac{\partial T}{\partial z}$$

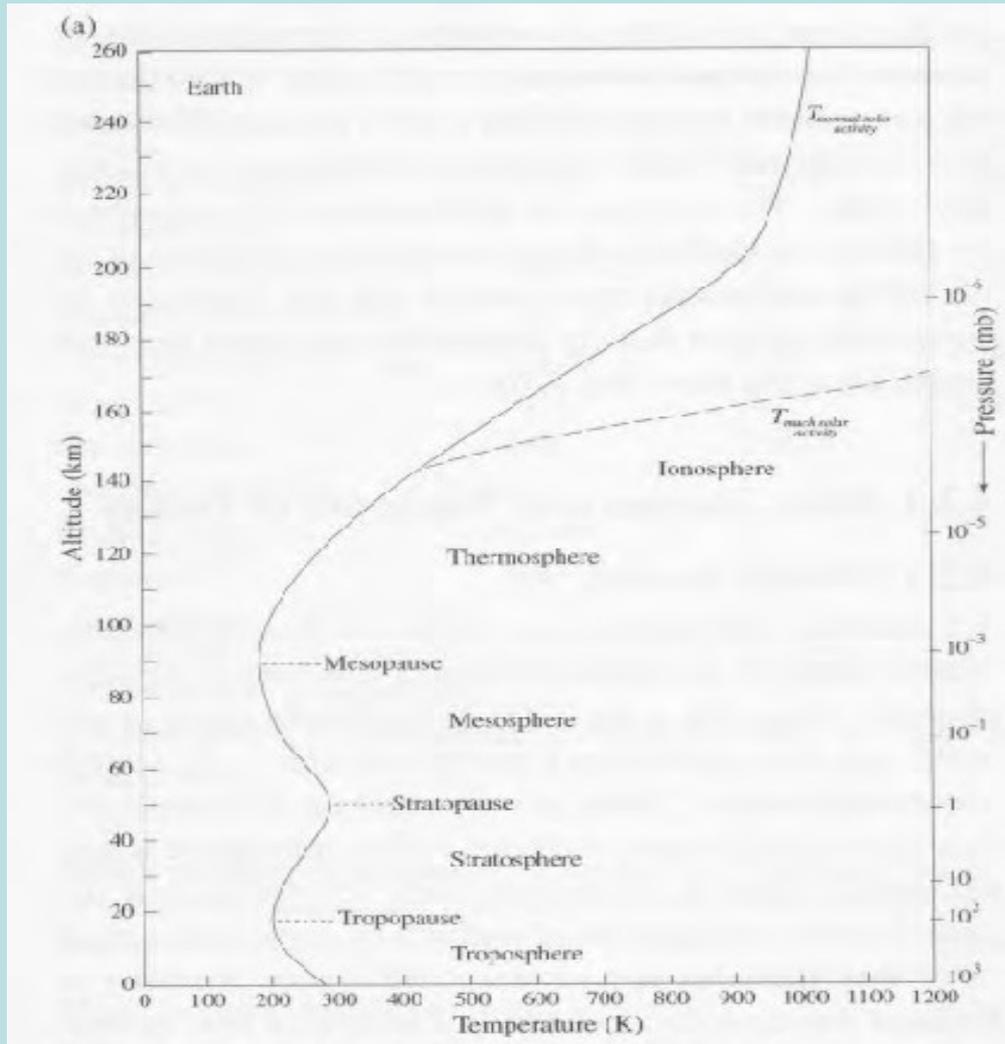
- Relacionando el flujo total con la temperatura efectiva mediante la ley de Stefan-Boltzmann:

$$\mathcal{F} = \sigma T_e^4$$

- Se obtiene el perfil de temperatura de la atmósfera:

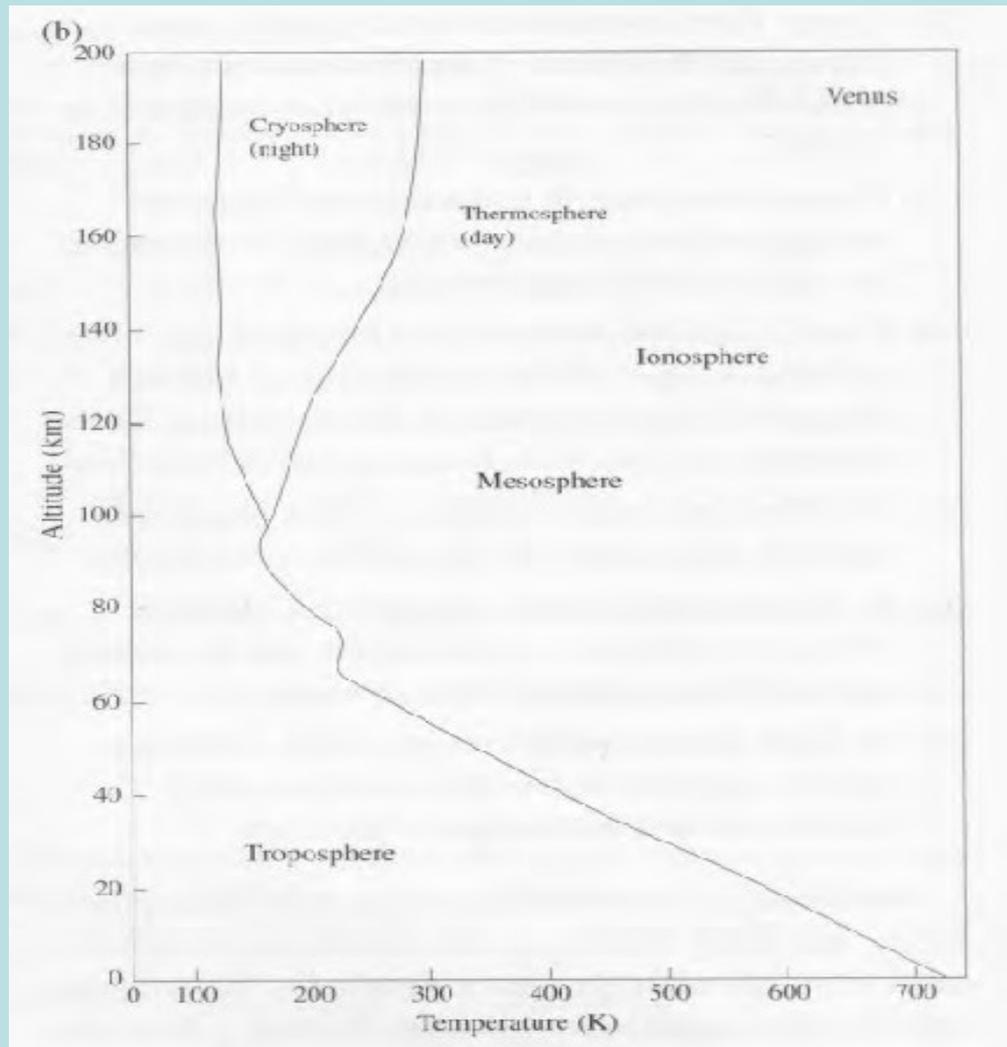
$$\frac{dT}{dz} = -\frac{3 \alpha_r \rho}{16 T^3} T_e^4$$

Perfil de temperatura:



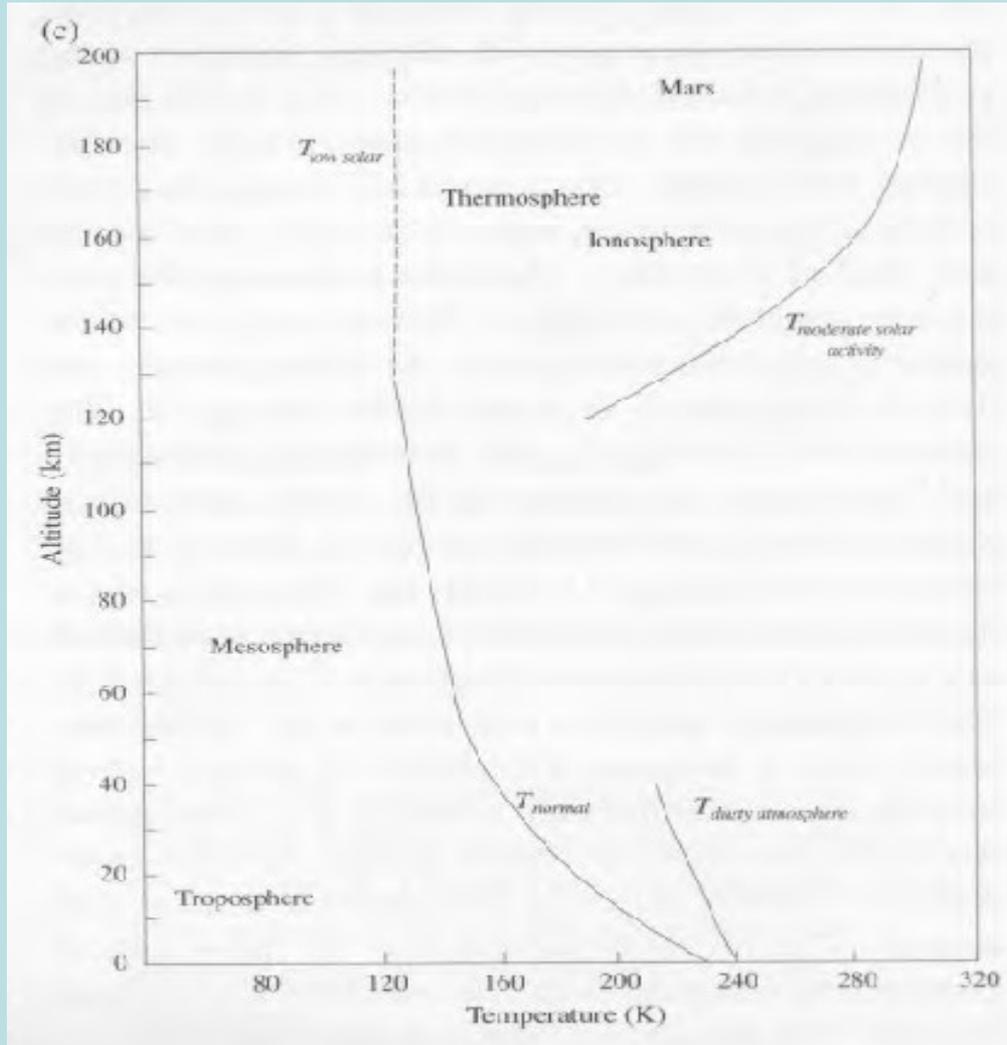
Tierra

Perfil de temperatura:



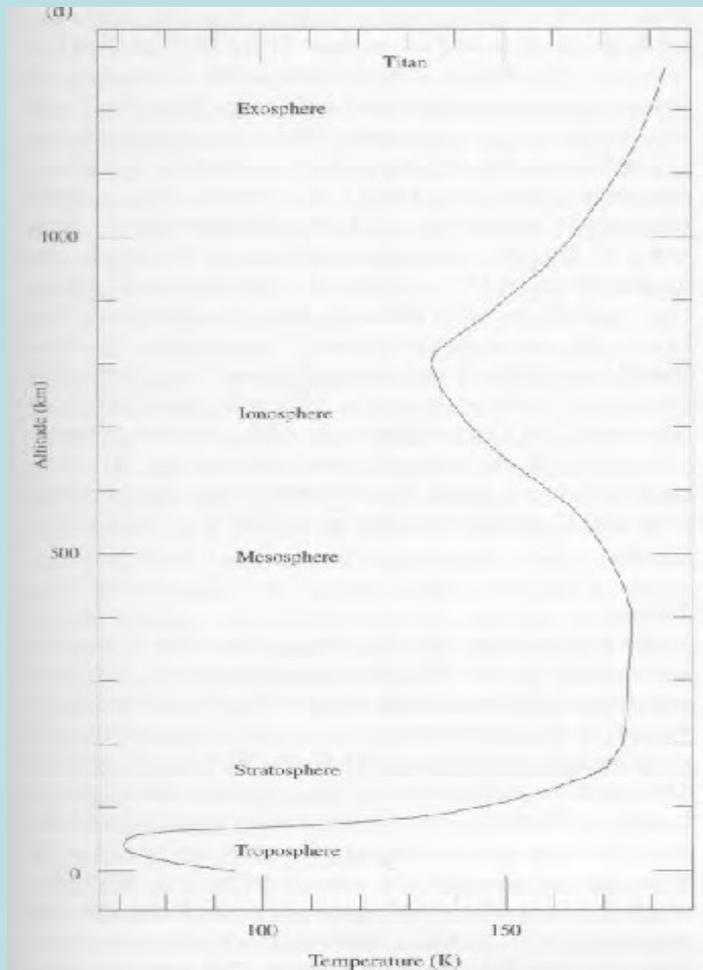
Venus

Perfil de temperatura:



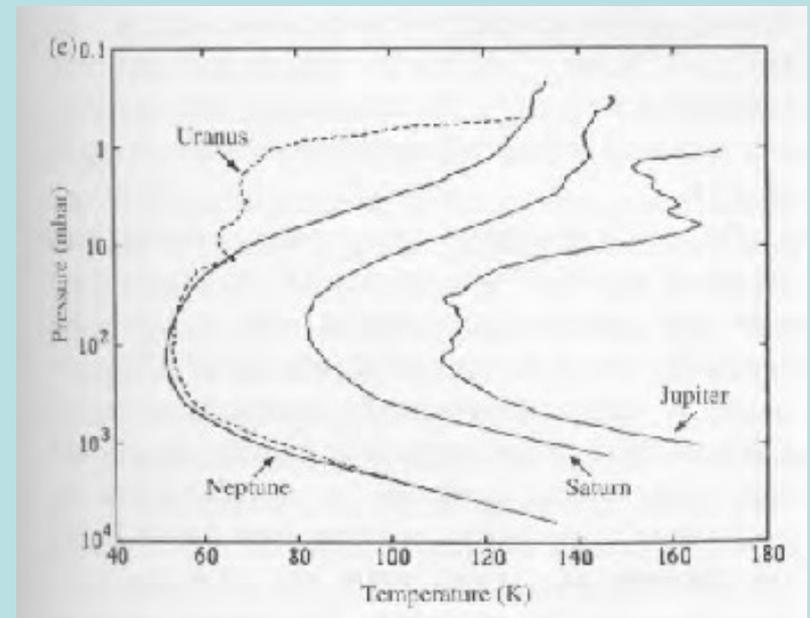
Marte

Perfil de temperatura:



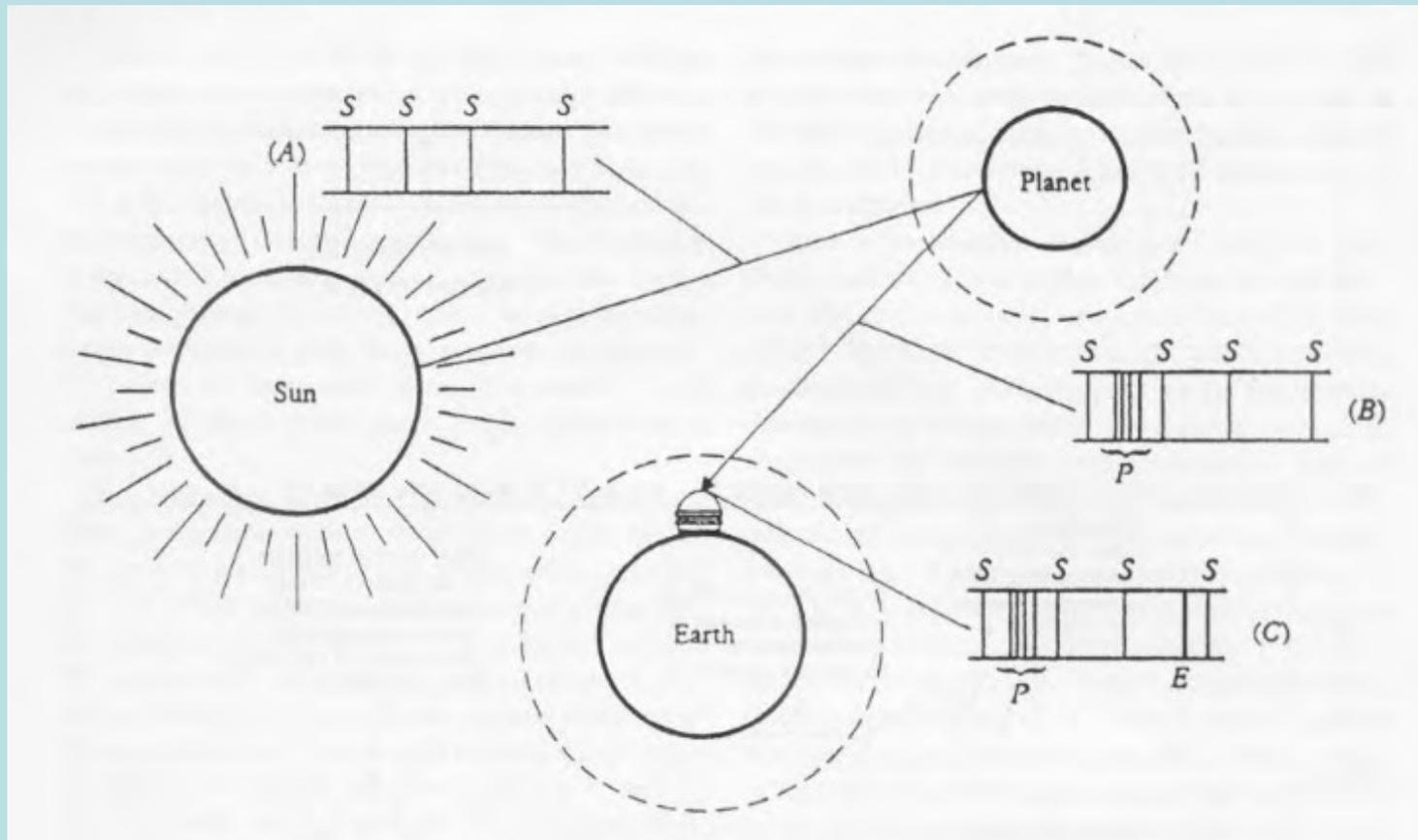
Titán

Planetas Gigantes



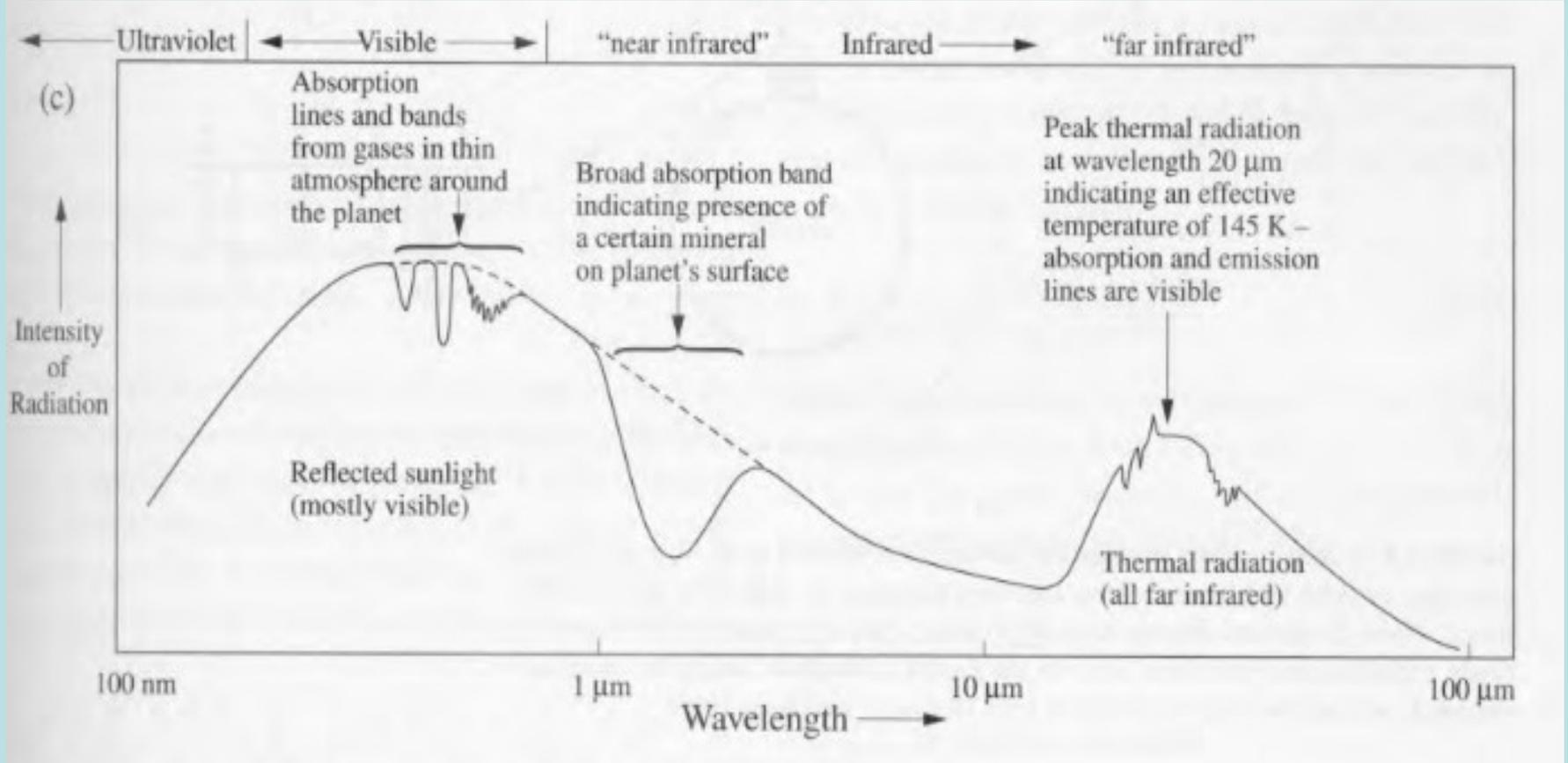
Composición:

En el caso de los planetas, se observan líneas de absorción en el espectro de luz solar reflejada (UV – visible – NIR) y en la emisión térmica (IR – radio).



Composición:

Planeta hipotético con una temperatura efectiva de 145K:



Composición:

Marte (Mariner 9)
Primavera en el sur
Polvo en lat. medias

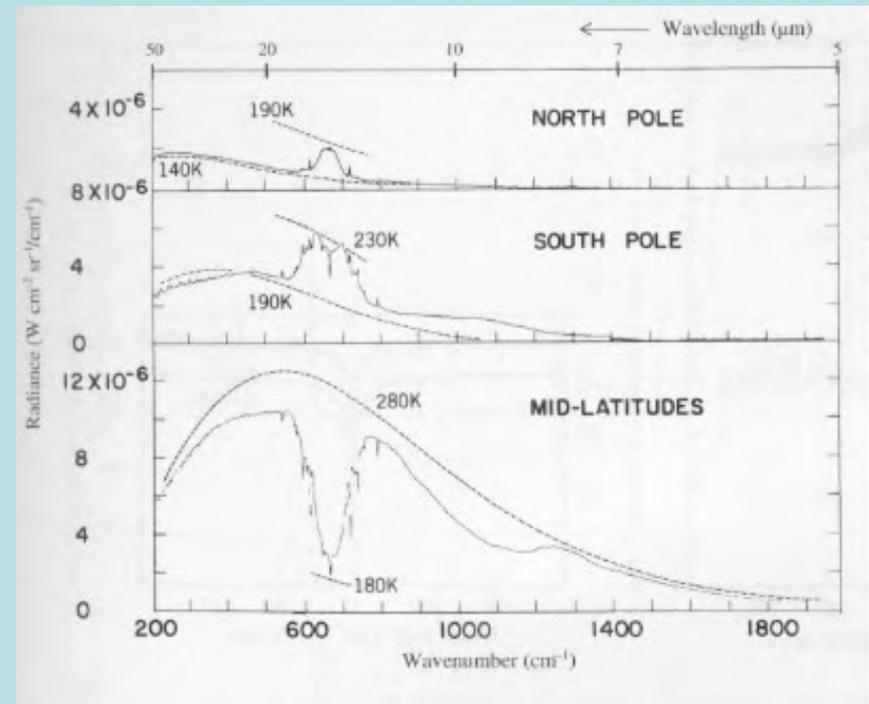
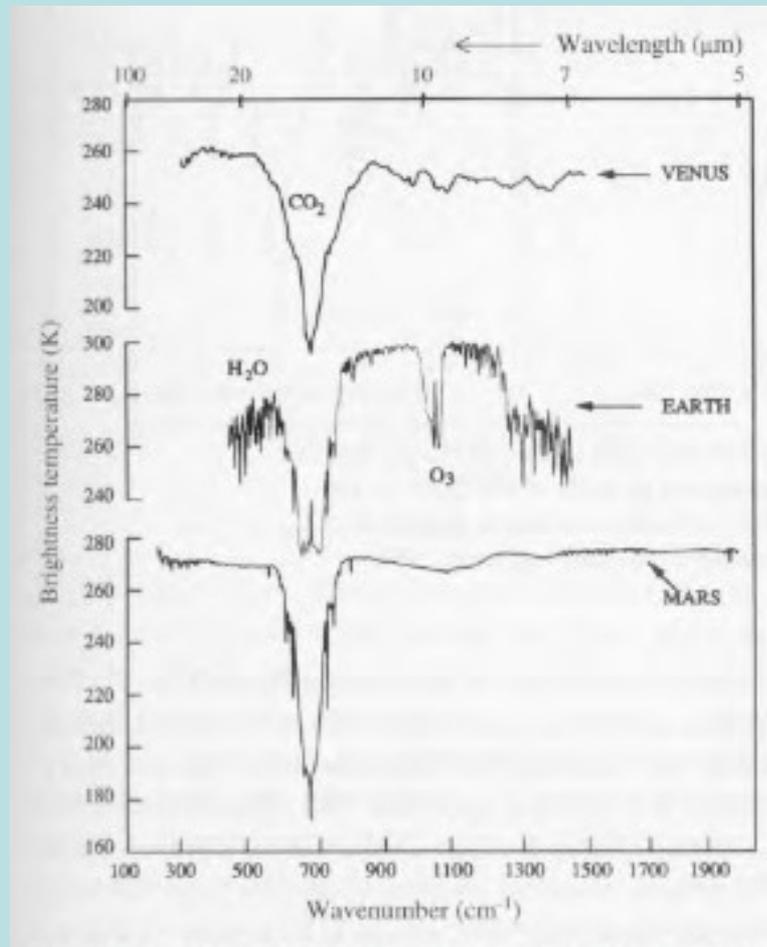


TABLE 4.3 Atmospheric Composition of Earth, Venus, Mars and Titan.

Constituent	Earth ^a	Venus	Mars	Titan	References
N ₂	0.7808	0.035	0.027	0.90–0.97 ^b	1, 2, 3, 4
O ₂	0.2095	0–20 ppm	0.13 ppm		1, 2, 5
CO ₂	345 ppm	0.965	0.953	10 ppb	1, 2, 4
CH ₄	3 ppm			0.005–0.04	2, 3, 4, 6
H ₂ O	<0.03 ^c	50 ppm	<100 ppm ^c	0.4 ppb	1, 7, 5
Ar	0.009	70 ppm	0.016	0.0–0.06 ^b	2, 3, 4
CO	0.2 ppm	50 ppm	700 ppm	10 ppm	2
O ₃	10 ppm		0.01 ppm		1, 2
HCN				0.1 ppm	4
HC ₃ N				10–100 ppb	8
C ₂ H ₂	8.7 ppb			2 ppm	4, 9
C ₂ H ₆	13.6 ppb			10 ppm	4, 9
C ₃ H ₈	18.7 ppb			0.5 ppm	4, 9
C ₂ H ₄	11.2 ppb			0.1 ppm	4, 9
C ₄ H ₂				1 ppb	4
CH ₃ C ₂ H				30 ppb	8
C ₂ N ₂				10–100 ppb	8
NO	<0.01 ppm		3 ppm		2
N ₂ O	0.35 ppm				1
SO ₂	< 2 ^c ppb	60 ppm			9, 10
H ₂	0.5 ppm	?	10 ppm	0.002	2, 4
HCl		0.5 ppm			5
HF		5 ppb			5
COS		250 ppb			5
He	5 ppm	12 ppm			2
Ne	18 ppm	7 ppm	2.5 ppm	< 0.01	2, 8
Kr	1 ppm	0.2 ppm	0.3 ppm		2, 5
Xe	0.09 ppm	<0.1 ppm	0.08 ppm		2

All numbers are given in volume mixing ratios, as a fraction or ppm (part per million) or ppb (part per billion).

TABLE 4.4 Composition of Planets and Satellites with Tenuous Atmospheres^a.

Planet	Constituent	Abundance (cm ⁻³)	References
Mercury	O	4×10^4	1
	Na	3×10^4	
	He	6×10^3	
	K	500	
	H	23 (suprathermal) 230 (thermal)	
	Ca	~ 30	2
Moon	He	2×10^3 (day)– 4×10^4 (night)	1, 3, 4
	Ar	1.6×10^3 (day)– 4×10^4 (night)	
	Na	70	
	K	16	
Pluto	N ₂		5
	CO	trace	
	CH ₄	trace	
Triton	N ₂		6
	CH ₄	trace	
Io ^b	SO ₂	10^{11} – 10^{12}	7
	SO	trace	8
	Na		
	K		
	O		

TABLE 4.5 Atmospheric Composition of the Giant Planets.

Gas	Element	Sun	Jupiter	Saturn	Uranus	Neptune	References
Major gases							
H ₂	H	0.835	0.864 ± 0.006	0.963 ± 0.03	0.85 ± 0.05	0.85 ± 0.05	1, 2, 3, 4
He	He	0.195	0.157 ± 0.004	0.034 ± 0.03	0.18 ± 0.05	0.18 ± 0.05	1, 2, 3, 4
Condensable gases							
H ₂ O	O in stratosphere Galileo, 19 bar	1.70 × 10 ⁻³	2.6 × 10 ⁻³ (2–20) × 10 ⁻⁹ (6 ± 3) × 10 ⁻⁴	> 1.70 × 10 ⁻³ ? detection	> 1.70 × 10 ⁻³ ? detection	> 1.70 × 10 ⁻³ ? detection	5, 6 6, 7 6
CH ₄	C	7.94 × 10 ⁻⁴	(2.1 ± 0.2) × 10 ⁻³	(4.5 ± 2.2) × 10 ⁻³	0.024 ± 0.01	0.035 ± 0.010	4, 8, 9, 10
NH ₃	N Galileo, 8 bar	2.24 × 10 ⁻⁴	(2.60 ± 0.3) × 10 ⁻⁴ (8 ± 1) × 10 ⁻⁴	(5 ± 1) × 10 ⁻⁴	< 2.2 × 10 ⁻⁴	< 2.2 × 10 ⁻⁴	6, 8 6
H ₂ S	S Galileo, 16 bar	3.70 × 10 ⁻⁵	(2.22 ± 0.4) × 10 ⁻⁴ ? (7.7 ± 0.5) × 10 ⁻⁵	(4 ± 1) × 10 ⁻⁴ ?	3.7 × 10 ⁻⁴ ?	1 × 10 ⁻³ ?	6, 8 6
Noble gases							
²⁰ Ne	Ne	2.3 × 10 ⁻⁴	(2.30 ± 0.2) × 10 ⁻⁵				6
³⁶ Ar	Ar	6.1 × 10 ⁻⁶	(1.5 ± 0.3) × 10 ⁻⁵				6
⁸⁴ Kr	Kr	1.84 × 10 ⁻⁹	(5.0 ± 1) × 10 ⁻⁹				6
¹³² Xe	Xe	8.9 × 10 ⁻¹¹	(2.3 ± 0.5) × 10 ⁻¹⁰				6
Disequilibrium species							
PH ₃	P	7.50 × 10 ⁻⁷	6 × 10 ⁻⁷	(7 ± 3) × 10 ⁻⁶			6
GeH ₄			(7 ± 2) × 10 ⁻¹⁰	(4 ± 4) × 10 ⁻¹⁰			6
AsH ₃			(2.2 ± 1.1) × 10 ⁻¹⁰	(3 ± 1) × 10 ⁻⁹			6
CO			~ 2 × 10 ⁻⁹	(1 ± 0.3) × 10 ⁻⁹	< 1 × 10 ⁻⁸	1 × 10 ⁻⁶	6, 11
CO ₂			detection	3 × 10 ⁻¹⁰		detection	6, 7
HCN					< 1 × 10 ⁻¹⁰	1 × 10 ⁻⁹	11
Photochemical species							
C ₂ H ₂			(3–10) × 10 ⁻⁸	(2.1 ± 1.4) × 10 ⁻⁷	1 × 10 ⁻⁸	6 × 10 ⁻⁸	6, 11
C ₂ H ₄			(7 ± 3) × 10 ⁻⁹			detection	6, 12
C ₂ H ₆			(1–5) × 10 ⁻⁶	(3 ± 1) × 10 ⁻⁶	< 1 × 10 ⁻⁸	2 × 10 ⁻⁶	6, 11
C ₃ H ₄			(2.5 ± 2) × 10 ⁻⁹				6
C ₃ H ₈			detection				6
C ₄ H ₂			9 × 10 ⁻¹¹	9 × 10 ⁻¹¹			6, 13
C ₆ H ₆			(2 ± 2) × 10 ⁻⁹	2.5 × 10 ⁻¹⁰			6
CH ₃ C ₂ H				6 × 10 ⁻¹⁰			13

Nubes:

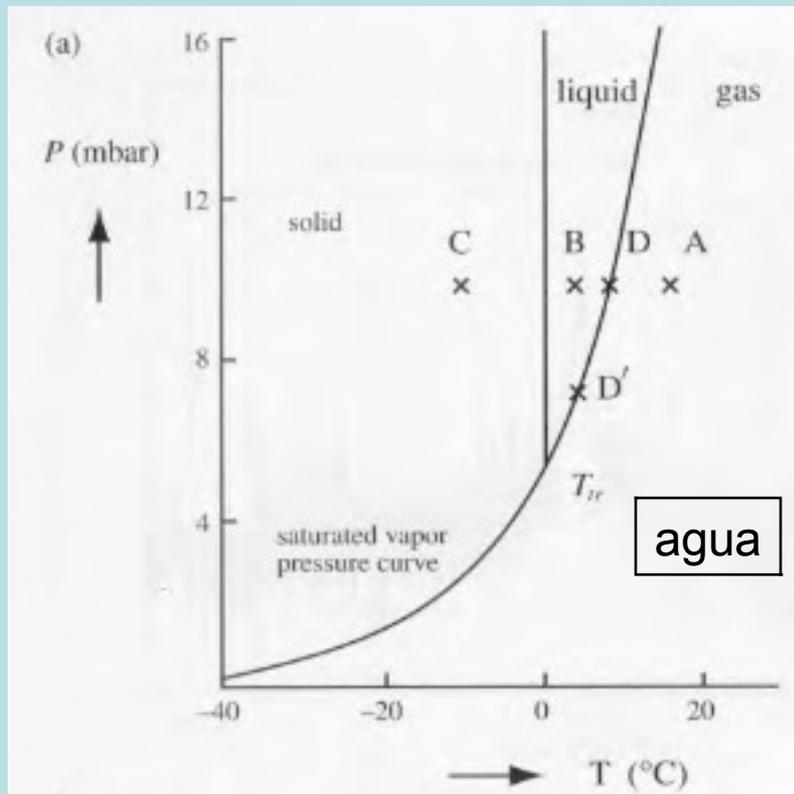
- Cuando la temperatura cae por debajo del punto de condensación de un cierto compuesto, el vapor se condensa o congela y las gotas de líquido o cristales de hielo forman las nubes.
- En la Tierra el compuesto principal es el agua, pero en otros planetas las nubes pueden formarse de diferentes compuestos: NH_3 , H_2S y CH_4 en los planetas gigantes; CO_2 en Marte y H_2SO_4 en Venus.
- Las nubes pueden modificar la temperatura en la superficie y la estructura de la atmósfera cambiando el balance de energía radiada.

Nubes:

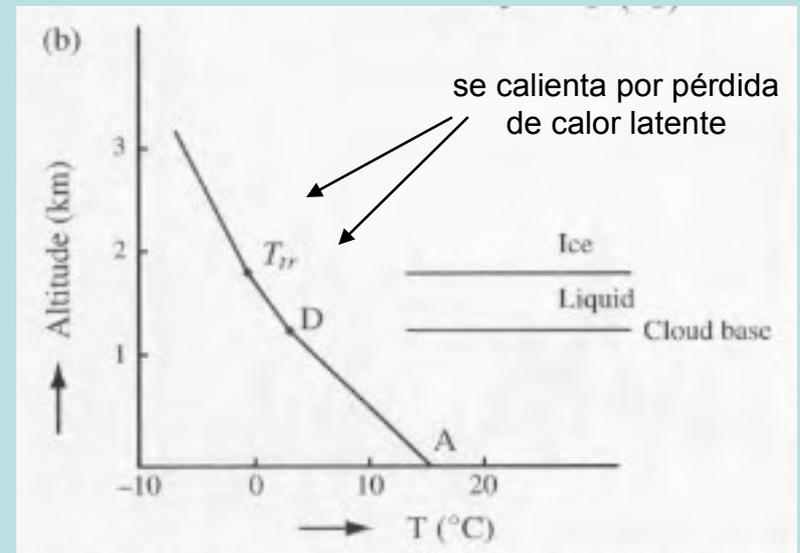
- Las nubes son muy reflectivas y disminuyen la cantidad de luz solar que llega, enfriando la superficie.
- Su gran opacidad resulta en absorción de energía y un calentamiento de la atmósfera circundante.
- También pueden bloquear la radiación IR incrementando el efecto invernadero.
- La estructura térmica de una atmósfera se ve afectada por la presencia de nubes.

Nubes:

Se dice que una atmósfera esta **saturada** cuando el contenido de vapor de un gas es máximo a una cierta presión. Si se agrega vapor se condensan gotas. En condiciones de equilibrio, una atmósfera a cierta temperatura no puede contener más vapor que el indicado por su curva de saturación.

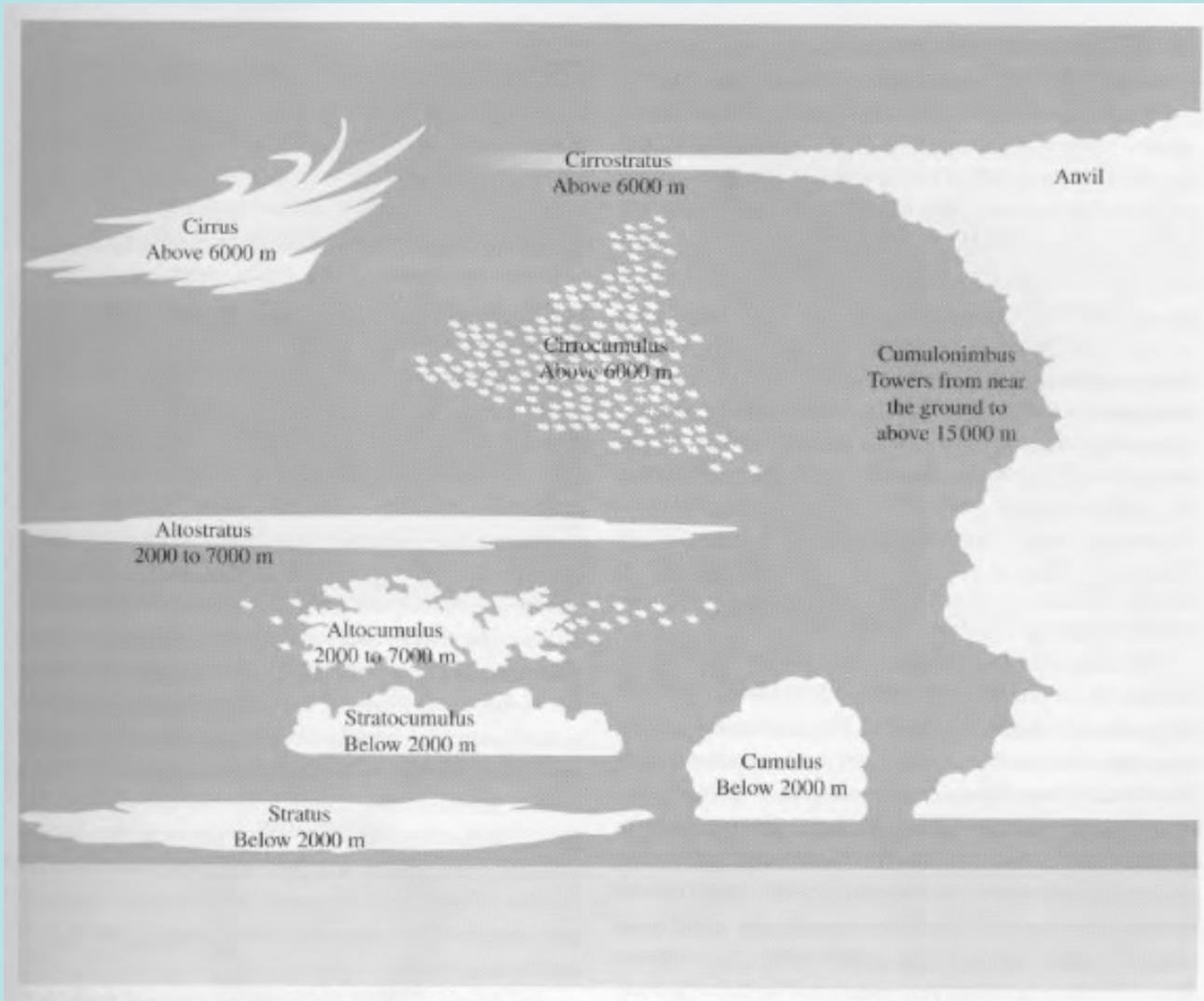


T_{tr} es el “punto triple” donde coexisten hielo, líquido y gas.



Aire ascendiendo adiabáticamente en la tropósfera de la Tierra

Nubes:



Nubes:

