



Interacciones de la radiación solar con la superficie de la Tierra y la atmósfera. Repaso

- Radiación electromagnética
- Leyes de radiación
- Modelos de equilibrio radiativo
- Interacción de la radiación solar con la atmósfera

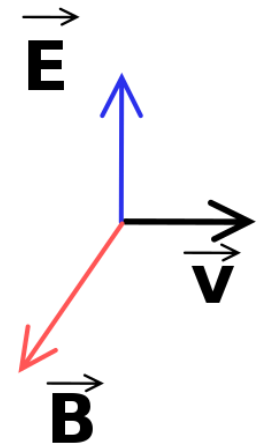
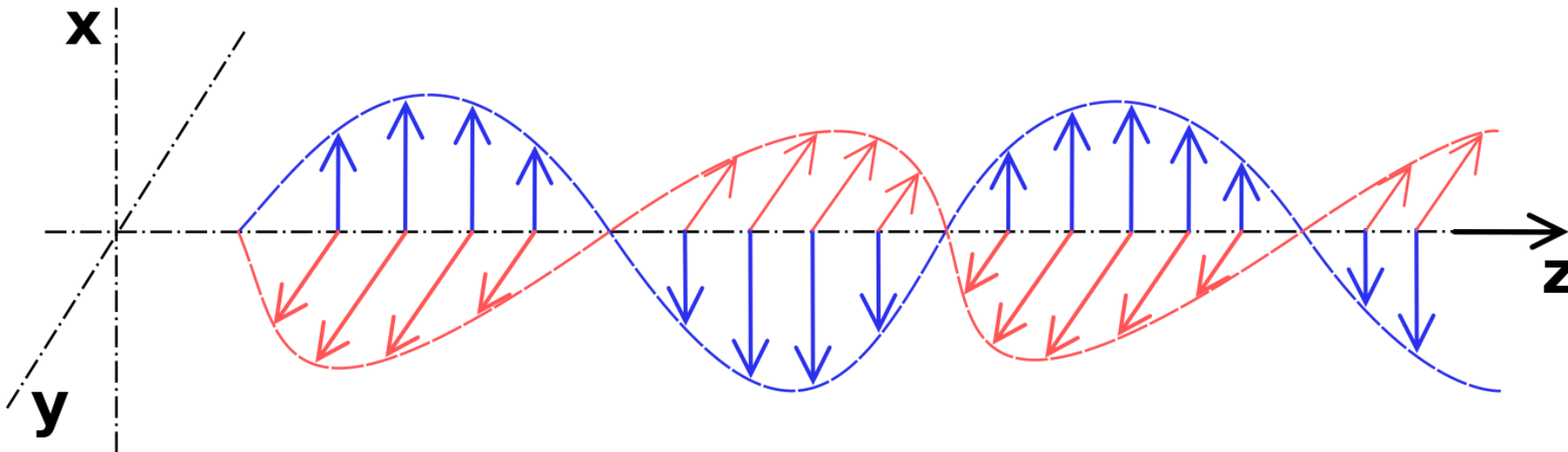
Radiación electromagnética

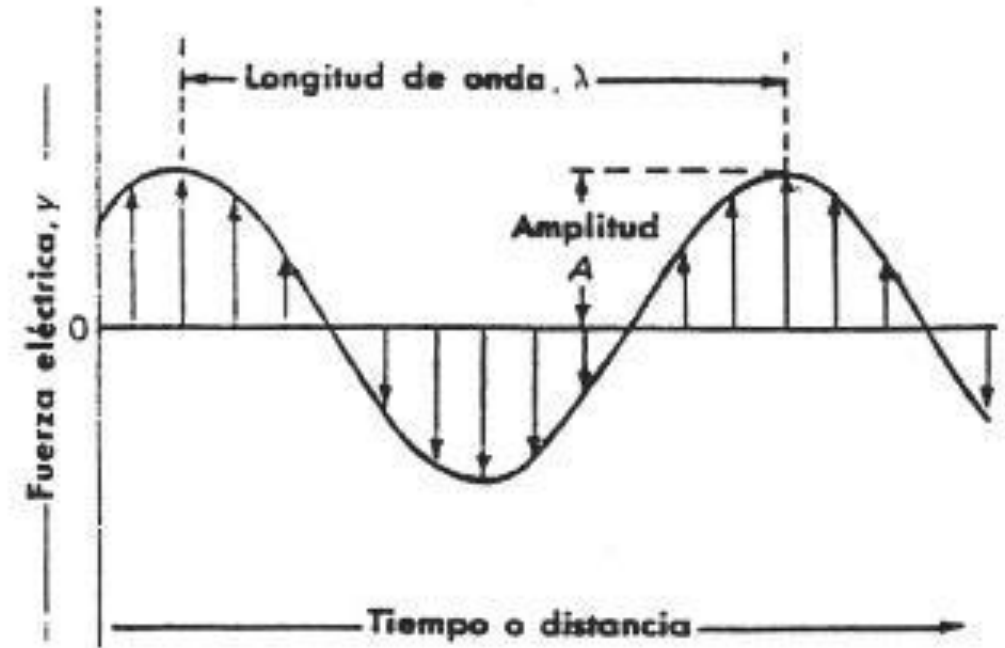
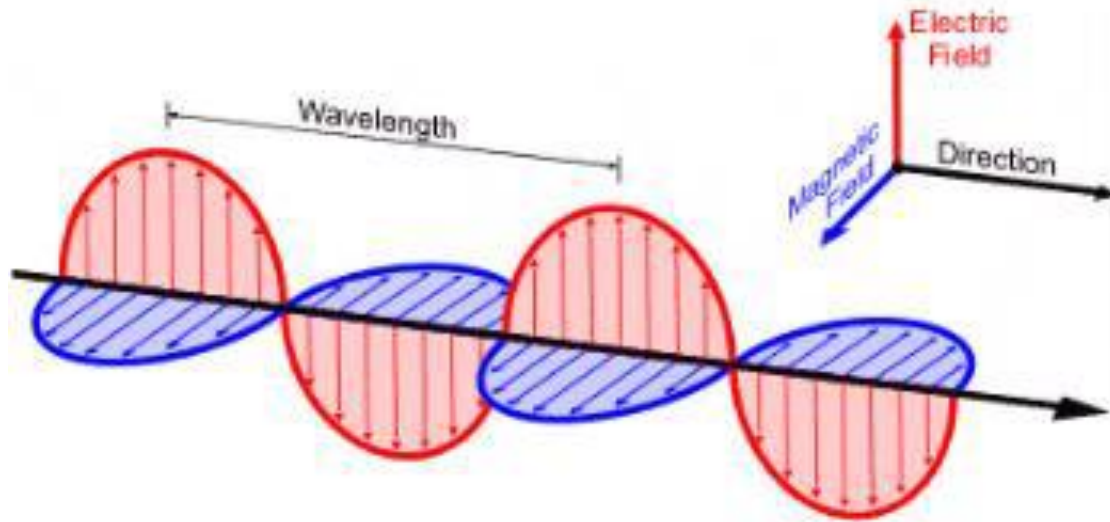
Es un tipo de energía que se propaga como un conjunto de ondas electromagnéticas a la velocidad de la luz.

Estas ondas están compuestas por la superposición de dos campos, uno eléctrico y otro magnético.

No necesitan un medio material para propagarse.

Cuando estas ondas son absorbidas por un medio material, liberan energía que incrementa la temperatura del mismo.





Consideraremos como una onda que se propaga y dicha onda es eléctrica y magnética.

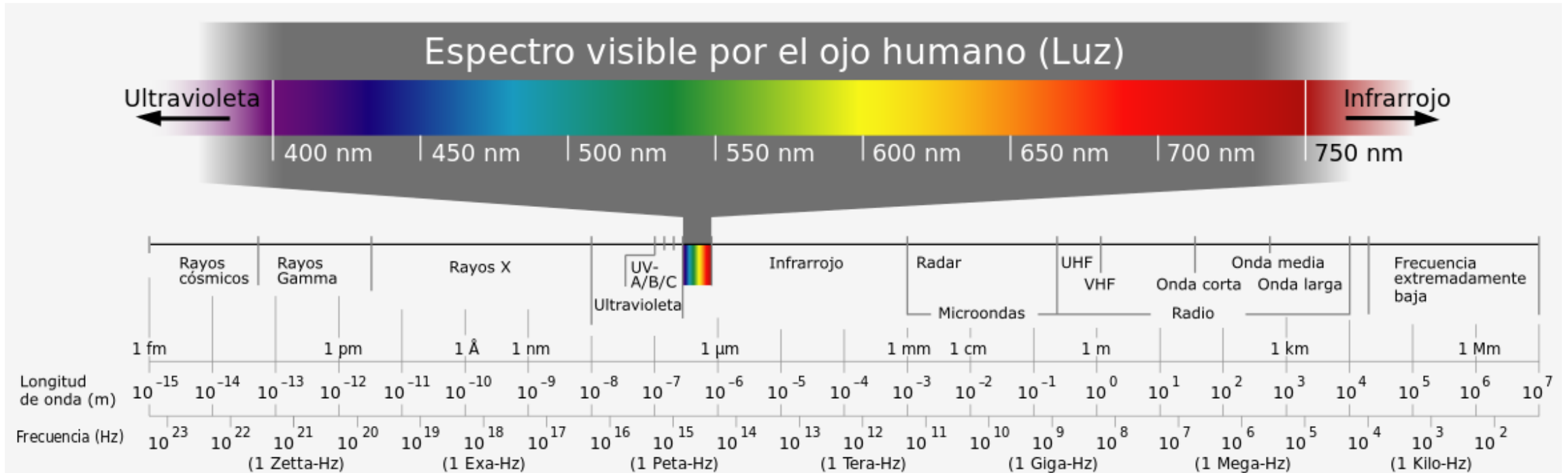
La radiación electromagnética se caracteriza por:

- una longitud de onda (λ): distancia entre dos crestas consecutivas
- Frecuencia (ν)
- Periodo (T)
- La velocidad de la onda cumple; $c = \lambda \cdot \nu$

La velocidad en el vacío es la vel de la luz: $c = 3 \cdot 10^8$ m/s

$c = \lambda \nu$: a mayores longitudes de onda, menores frecuencias

Espectro electromagnético



Espectro electromagnético: distribución energética del conjunto de ondas electromagnéticas.

- La franja del espectro: (400-750)nm >> es la que puede ver el ojo humano, a su vez la luz visible (la longitud de onda viene a ser del orden de la centésima parte del diámetro de un cabello humano)

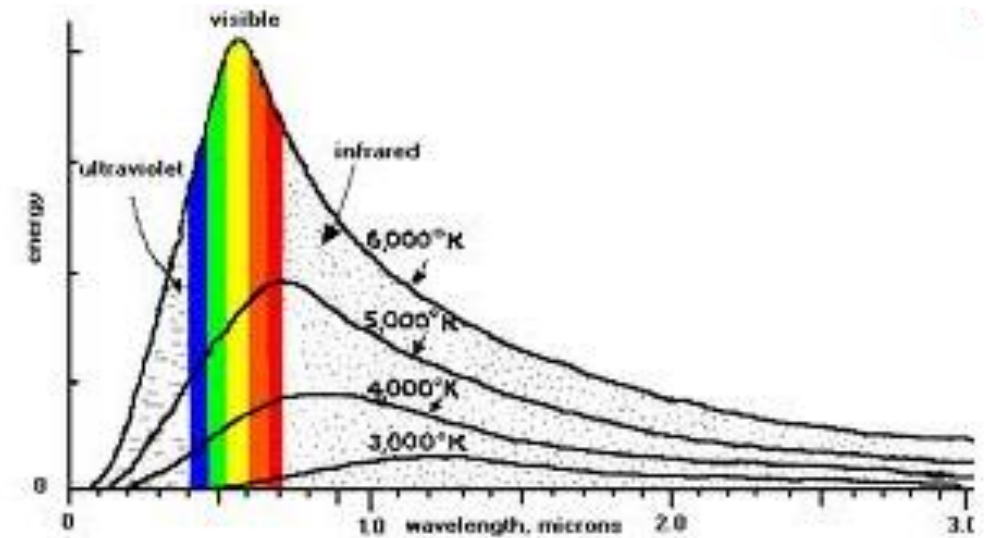
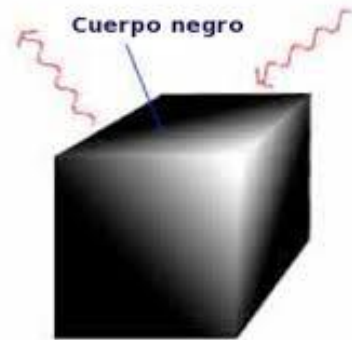
Dentro del visible:

- Longitudes de onda más largas, asociadas al rojo
- Longitudes de onda más cortas, asociadas al violeta
- Por debajo de $\lambda=400\text{nm}$: ultravioleta
- Por encima de $\lambda=750\text{nm}$: infrarrojo
- En términos de energía: cuanto mayor es λ , menos es la energía de la onda

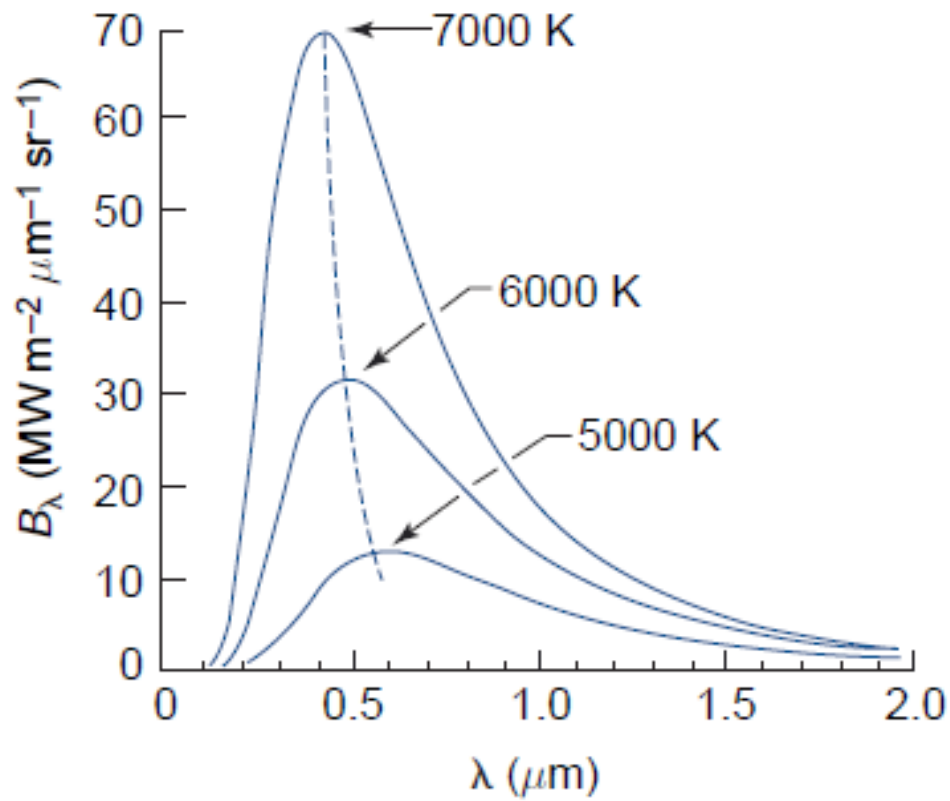
Leyes de radiación

¿Qué es un cuerpo negro? ¿Qué relación tiene con la radiación?

Un cuerpo negro es un cuerpo físico ideal que absorbe toda la radiación incidente (absorbente perfecto). Esto provoca, a su vez, la emisión de la máxima radiación posible a su temperatura T (emisor perfecto)



Radiancia espectral del cuerpo negro en función de la frecuencia.



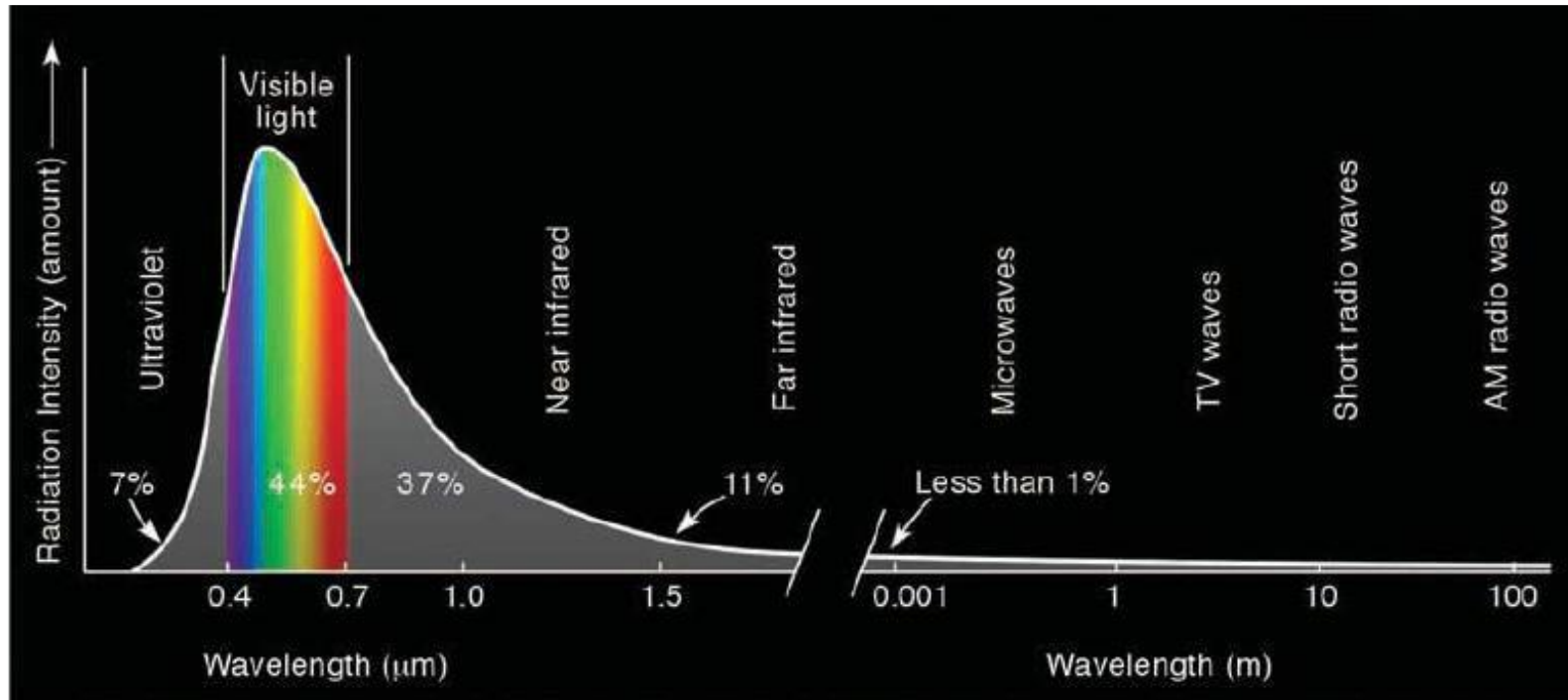
Ley de Planck

- La intensidad de la radiación emitida por un cuerpo negro en **equilibrio termodinámico** depende únicamente de su temperatura T y la longitud de onda λ .

$$B = \frac{c_1 \lambda^{-5}}{\pi \left(e^{\frac{c_2}{\lambda T}} - 1 \right)}$$

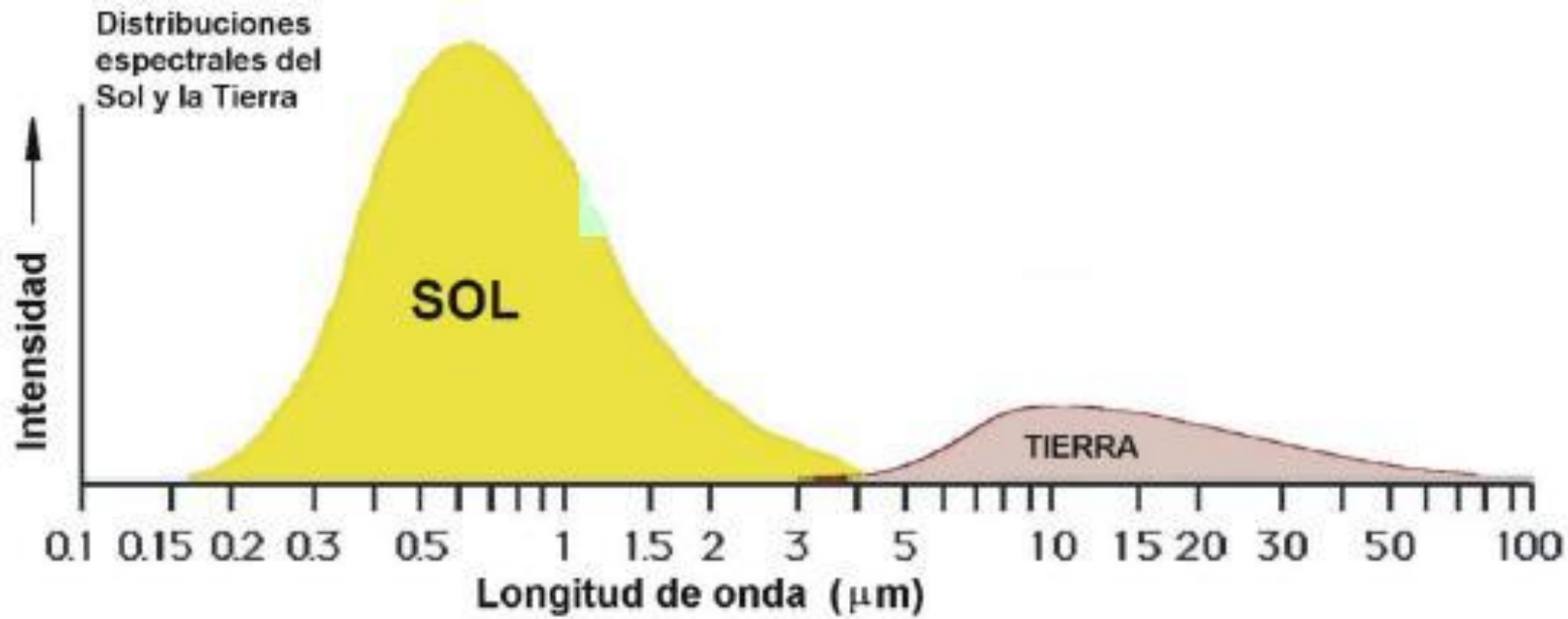
Todo cuerpo con una temperatura T emite radiación, pero esa emisión no es monocromática, sino que abarca un amplio rango de longitudes de onda.

- La energía total emitida vendría representada por el área de debajo de la curva:
 - Cuanto mayor es T , mayor es la energía total emitida
- La longitud de onda del pico de máxima intensidad disminuye conforme T aumenta.



Leyes de radiación

Espectro de emisión del sol según la Ley de Planck



Leyes de radiación

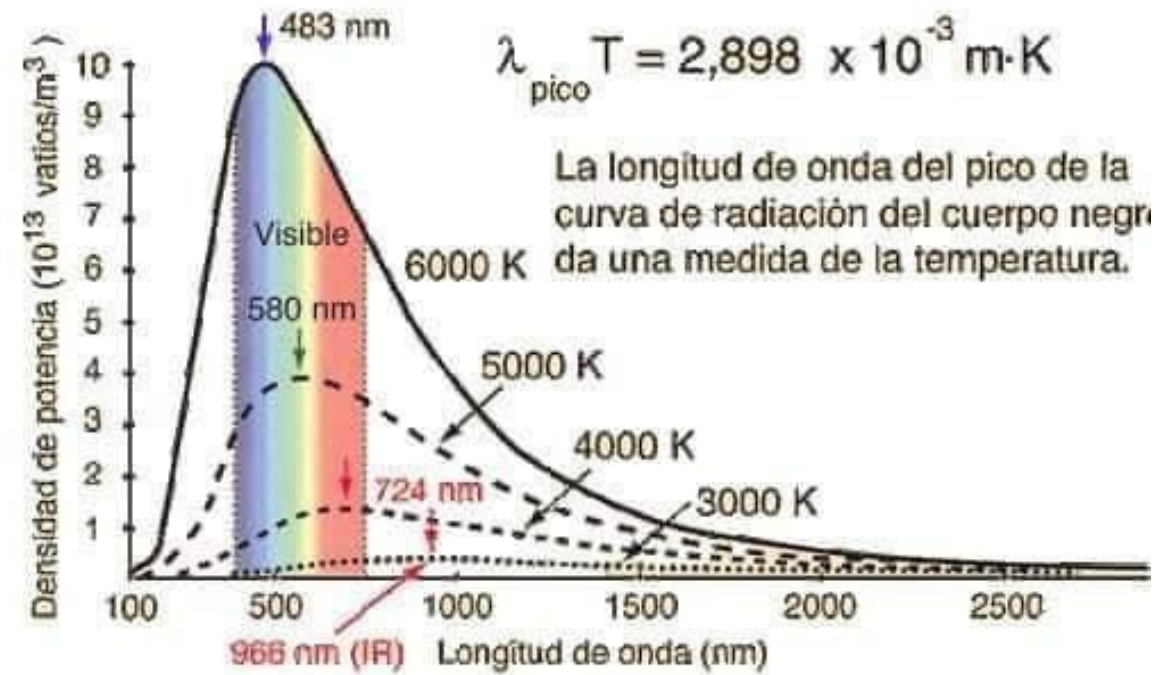
El Sol emite fundamentalmente en longitudes de onda menores a $2\mu\text{m}$ = radiación de onda corta

La mayor parte de la radiación terrestre cae dentro del intervalo $(5-35)\mu\text{m}$ = radiación de onda larga

Espectro de emisión del Sol y la Tierra según la Ley de Planck

Ley de desplazamiento de Wien

- La longitud de onda del máximo de emisión es inversamente proporcional a la temperatura del cuerpo negro .
- ✓ Cuanto mayor es la temperatura T de un cuerpo negro, menor es el valor de la longitud de onda del máximo.
- ✓ Conociendo el espectro de emisión de un cuerpo, se puede determinar cuál es la longitud de onda del máximo de emisión y, a partir de ahí, su temperatura.



$$\lambda_{\text{max}} = \frac{b}{T}$$

- Sol: $T=6000\text{K}$ - Introduciéndolo en la Ley de Wien $\rightarrow \lambda=0.5$ micras
- Tierra: $T=288\text{K}$ – Introduciéndolo en la ley de Wien $\rightarrow \lambda=10$ micras

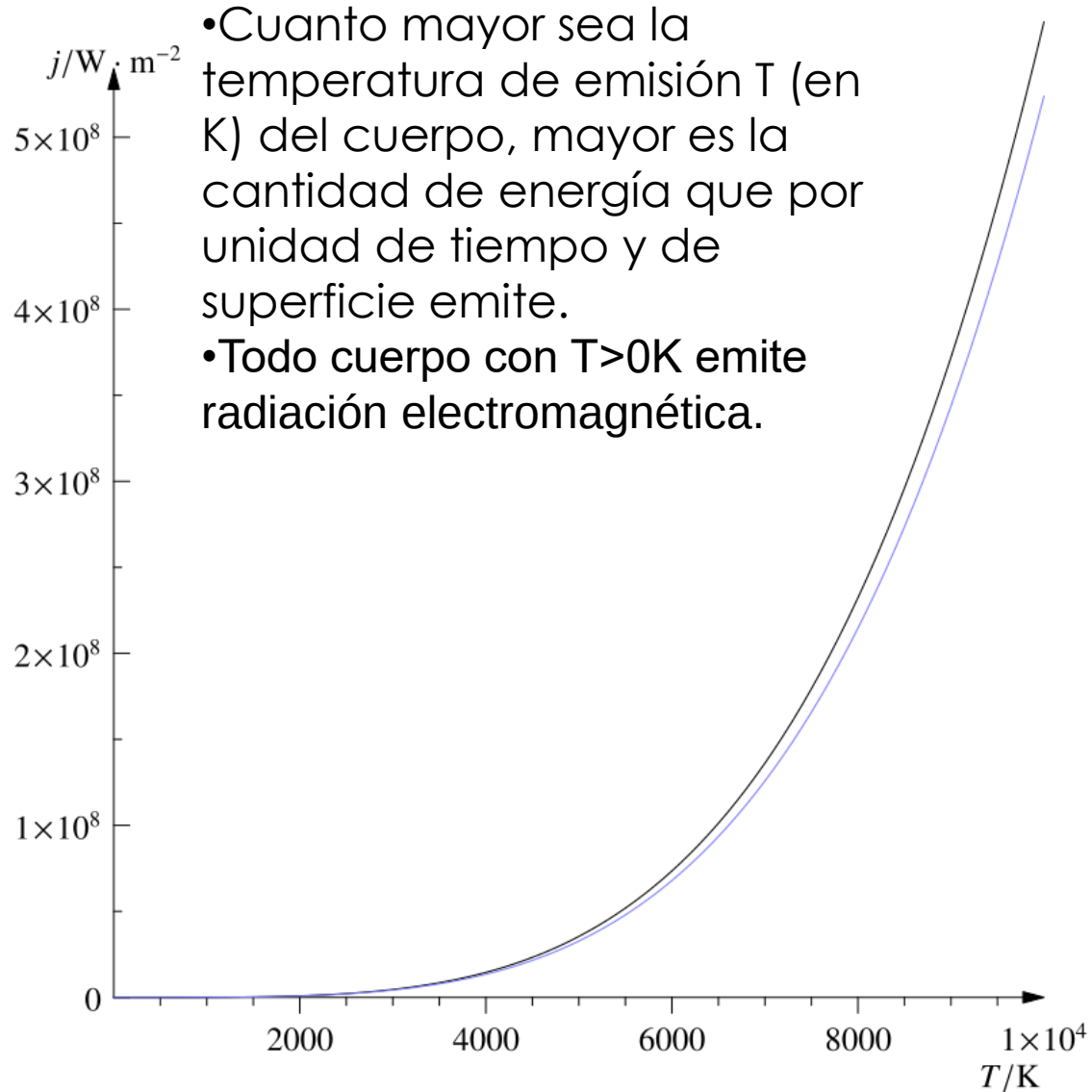
Ley de Stefan-Boltzmann

La energía total que por unidad de tiempo y de superficie (irradiancia o densidad de flujo) emite un cuerpo negro es proporcional a la cuarta potencia de su temperatura.

$$E(T) = \sigma T^4$$

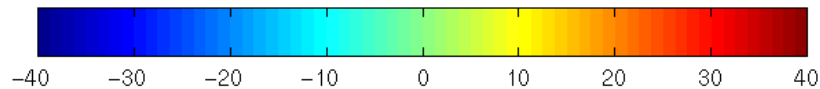
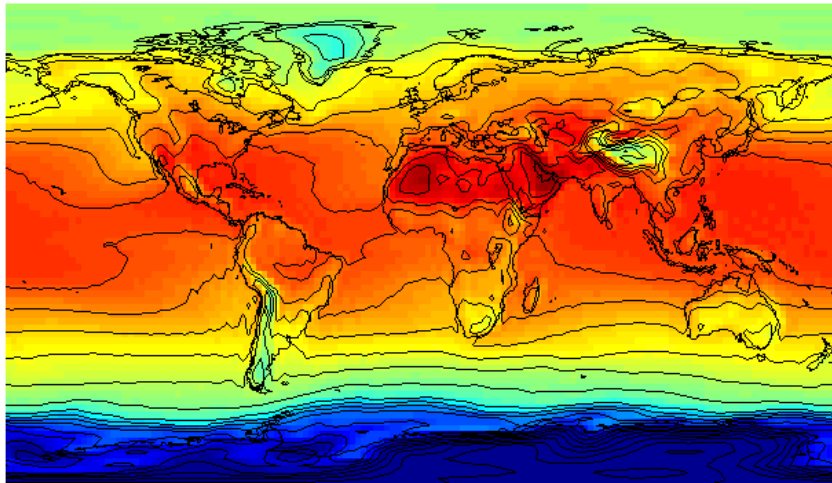
$$\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4$$

T: Temperatura de emisión, es la temperatura a la que tiene que llegar un cuerpo negro para lograr el equilibrio termodinámico.



Comportamiento global de la temperatura

July mean surface temperature (°C)



La temperatura promedio global del planeta es de 15°C aproximadamente. Esta temperatura se ha mantenido aproximadamente constante a lo largo del tiempo. Esto implica que:

$$\left(\frac{\text{Energía}_{total}}{\text{Tiempo} \cdot \text{Superficie}} \right)_{\text{Llega a la superficie}} = \left(\frac{\text{Energía}_{total}}{\text{Tiempo} \cdot \text{Superficie}} \right)_{\text{emite la superficie}}$$



Ecuación de conservación de la energía: Esta ley nos dice que en estado de equilibrio el planeta absorbe y emite iguales cantidades de energía.

A satellite image of Earth showing the Western Hemisphere, with North America and the Pacific Ocean visible. The text is overlaid on the image.

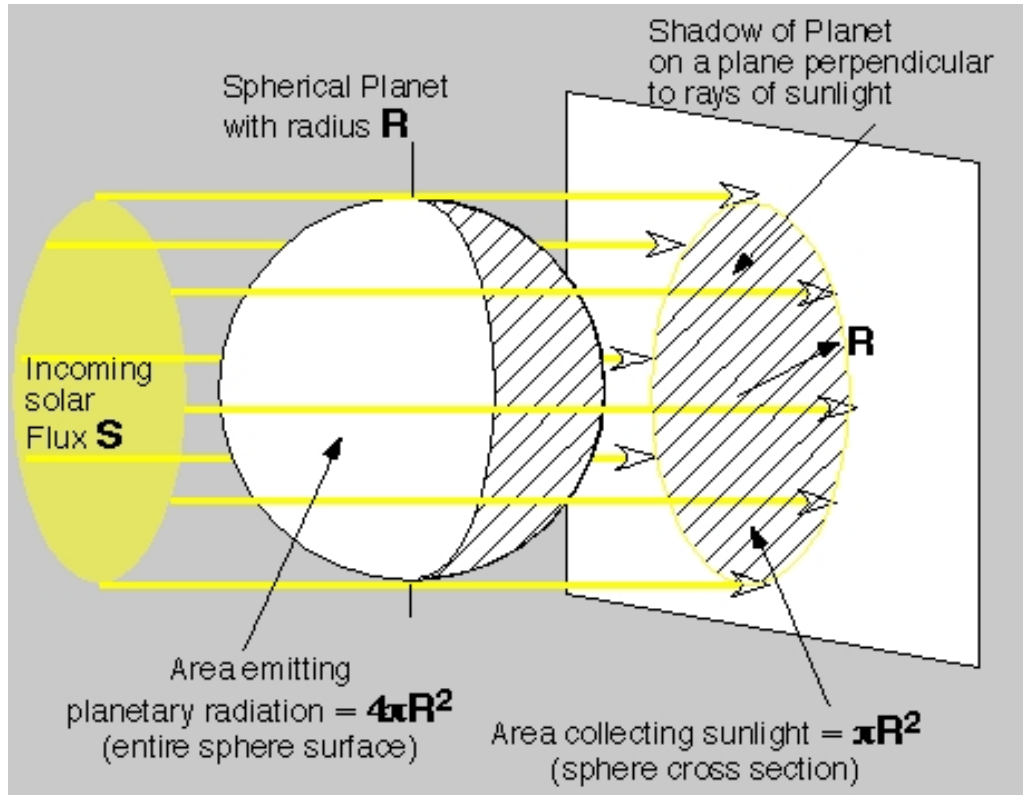
¿Cómo determinamos la
temperatura global de nuestro
planeta?

Modelo de equilibrio radiativo: Caso 1

Hipótesis:

1. La atmósfera es transparente a la radiación solar y la radiación emitida por la superficie de la tierra.
2. No considera flujos de energía no radiativos (Flujos de calor latente y sensible)

Para determinar la T de un planeta debido únicamente a su posición respecto al Sol, utilizamos la ley de conservación de la energía .



•Flujo de energía solar por unidad de área:

$$E_s = \pi R^2 S$$

•Flujo de energía que irradia la Tierra:

$$E_T = 4 \pi R^2 \sigma T^4 \text{ Steffan-Boltzmann}$$

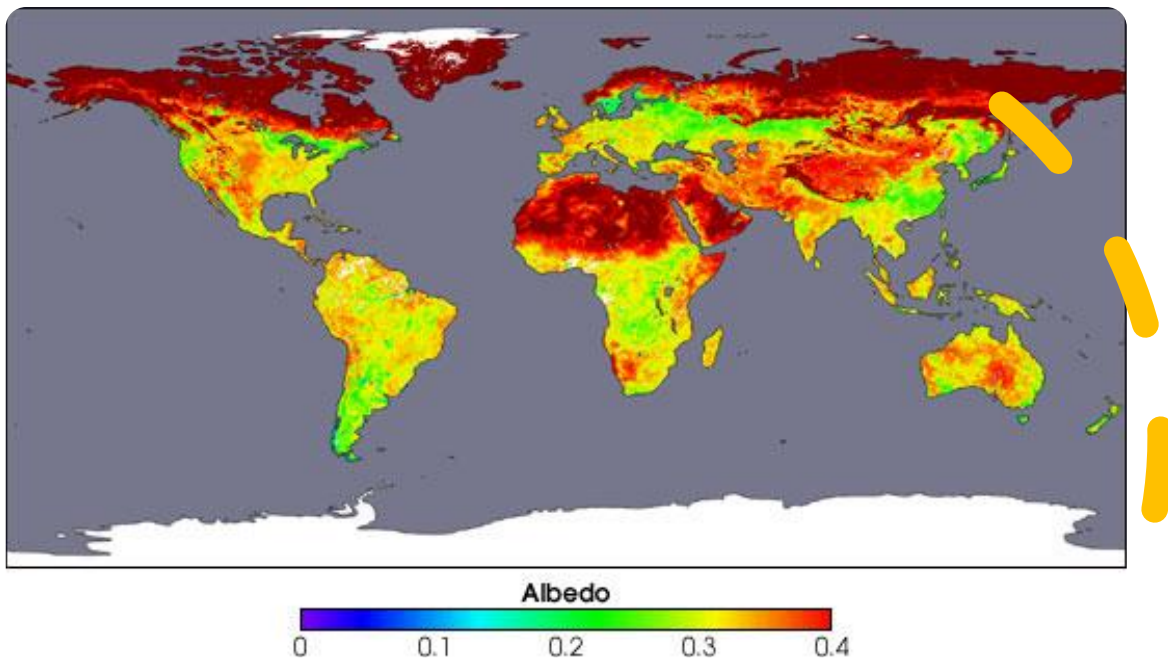
$$\left(\frac{\text{Energía}_{total}}{\text{Tiempo} \cdot \text{Superficie}} \right)_{\text{Llega a la superficie}} = \left(\frac{\text{Energía}_{total}}{\text{Tiempo} \cdot \text{Superficie}} \right)_{\text{emite la superficie}}$$

$$\text{Entonces } E_s = E_T \rightarrow T_{eq} = (S/4 \sigma)^{1/4}$$

Resultado: $T_{eq} \sim -5^\circ\text{C}$ difiere de la temperatura observada



Albedo

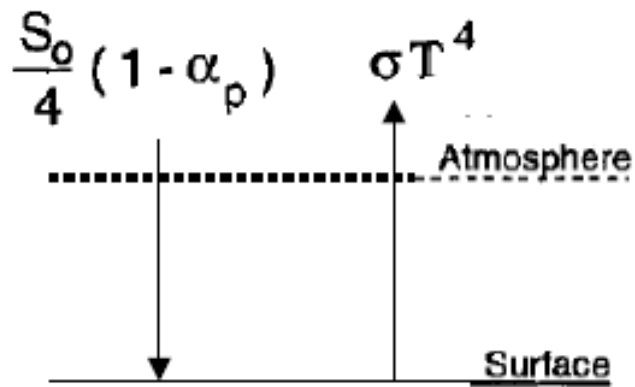


TYPICAL ALBEDOS (%)	
Surface type	Albedo
Water (solar elevation 90°)	3
Water (solar elevation 30°)	7
Water (solar elevation 10°)	24
Sea ice	30-40
Fresh snow	75-95
Old snow	55
Forests	5-10
Dry sand	20-30
Dark soil	5-15
Grassland	15-20
Thin cloud	35-50
Thick cloud	70-90

- La T_e calculada difiere de la T observada, esto ocurre porque no se tiene en cuenta que no toda la radiación que llega a la Tierra es absorbida, parte es reflejada.
- Albedo: Reflectividad de una superficie
- ENERGÍA SOLAR REFLEJADA. ALBEDO TERRESTRE APROX. 30%
- Principalmente por las nubes y los hielos polares

Se debe incluir para calcular la temperatura global

Modelo de equilibrio radiativo: Caso 1 (incluyendo el albedo)



- En base a la distancia de la Tierra al Sol, sabemos la cantidad de Energía que nos llega al tope de la Atmósfera. (E_s)
- Hipótesis: 3: El albedo planetario es del 30%
- Aplicamos la conservación de la energía nuevamente, considerando el **albedo terrestre** (α_T)

$$E_s = E_T \longrightarrow S(1-\alpha_T) \pi R^2 = \sigma T_{sfc}^4 4\pi R^2$$

$$\frac{S(1-\alpha_T)}{4} = \sigma T_{sfc}^4 \longrightarrow T_{sfc} = \sqrt[4]{\frac{S(1-\alpha_T)}{4\sigma}}$$

Resultado: $T_{sfc} = 259\text{K} \approx -19^\circ\text{C}$

El valor de la temperatura superficial obtenido (-19°C) a través de este modelo sencillo es mucho menor que la media global observada de 15°C . El origen de esta diferencia radica en el hecho de no haber considerado la existencia de una atmósfera constituida por gases efecto invernadero que absorben la radiación de onda larga emitida por la superficie de la Tierra (efecto invernadero).

Modelo de equilibrio radiativo

Atmósfera de otros planetas

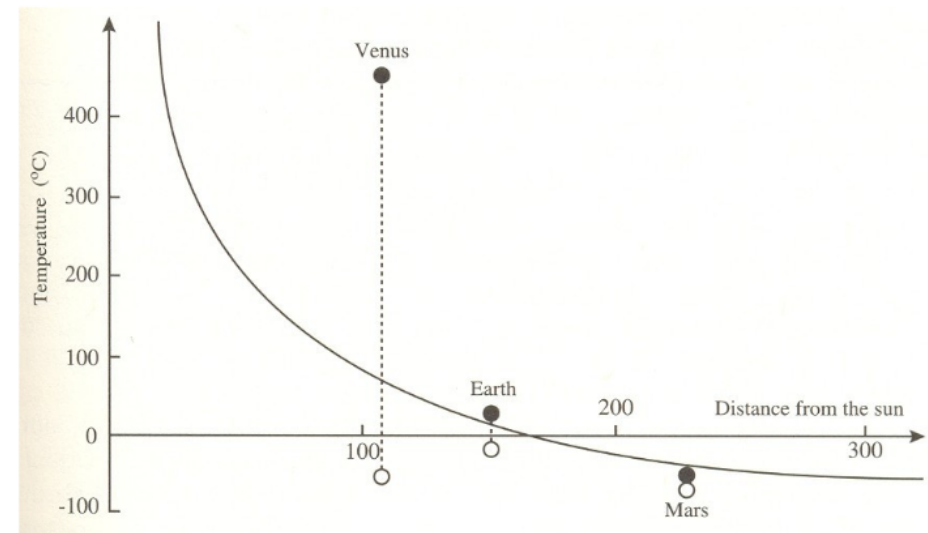
$$T_{superficie} = \sqrt[4]{\frac{S(1-\alpha_T)}{4\sigma}}$$

Modelos de equilibrio radiativo

Planeta	Distancia al sol (m)	Albedo	Constante solar	Te (°C)
Mercurio	$5.80 \cdot 10^{10}$	0,058	9225,7	169
Venus	$1.08 \cdot 10^{11}$	0,71	2660,7	-32
Tierra	$1.50 \cdot 10^{11}$	0,3	1379,3	-19
Marte	$2.28 \cdot 10^{11}$	0,16	597,0	-56
Júpiter	$7.78 \cdot 10^{11}$	0,34	51,3	-163
Saturno	$1.43 \cdot 10^{12}$	0,34	15,2	-1912
Urano	$2.87 \cdot 10^{12}$	0,34	3,8	-21
Neptuno	$4.50 \cdot 10^{12}$	0,29	1,5	-226

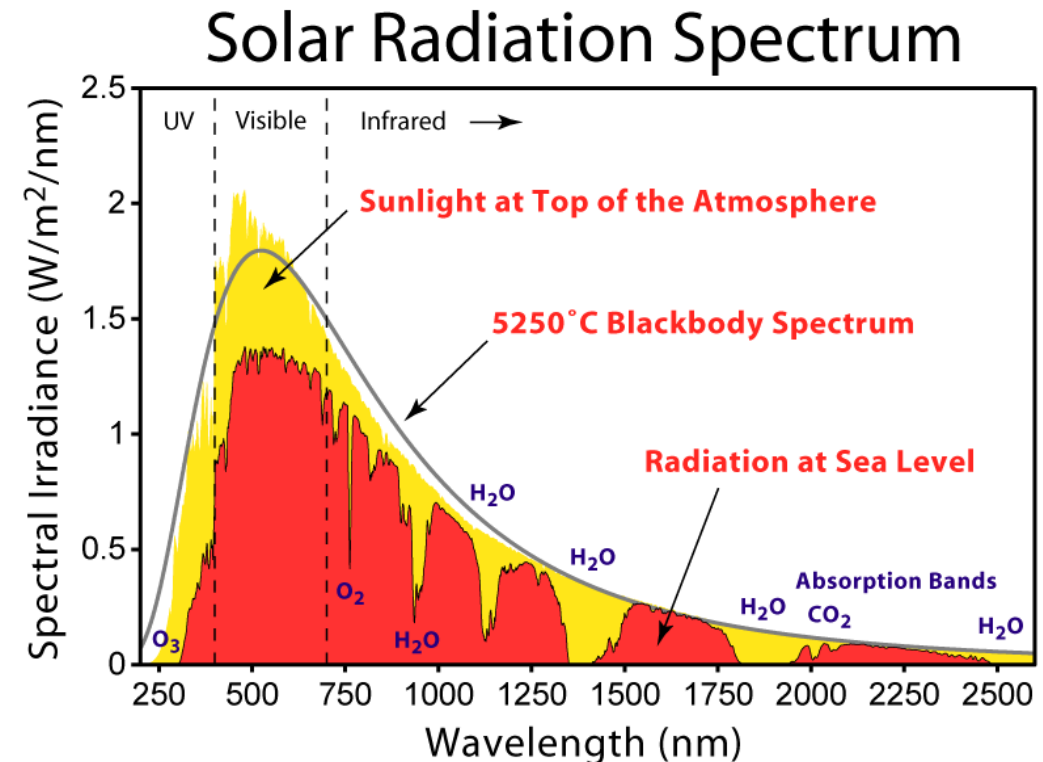
Tabla 1. Temperatura de emisión de cada uno de los planetas del sistema solar en función de su distancia al sol y albedo.

La curva muestra las T calculadas si los planetas absorbieran toda la radiación solar. (Círculos negros: T observada)

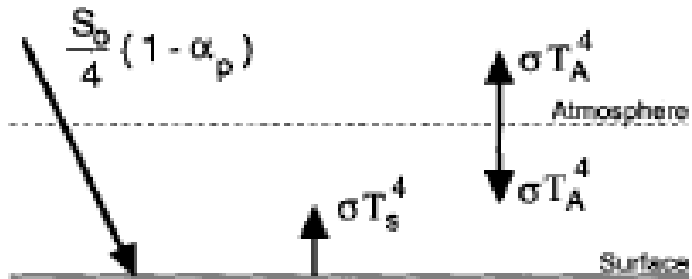


Modelo de equilibrio radiativo: Caso 2

- Se considera **el Efecto invernadero natural**
- Hipótesis:
 - 1) La atmósfera es transparente a la radiación solar pero opaca a la radiación emitida por la superficie de la Tierra.
 - 2) Los gases de la atmósfera absorben la radiación de onda larga emitida por la superficie de la Tierra y la reemiten en todas las direcciones del espacio.
 - 3) No considera flujos de energía no radiativos (flujos de calor sensible y latente).
 - 4) El albedo planetario es del 30%



Modelo de equilibrio radiativo: Caso 2 (Efecto invernadero)



- Aplicamos la conservación de la energía nuevamente, considerando el **albedo terrestre** (α_T)

Vamos a tener 3 balances de energía: 1. en superficie ,2. en la atmósfera y en el tope de la atmósfera

$$E_S = E_T$$



Tope de la atmósfera (TOA)

$$S/4 (1 - \alpha_T) = \sigma T_A^4$$

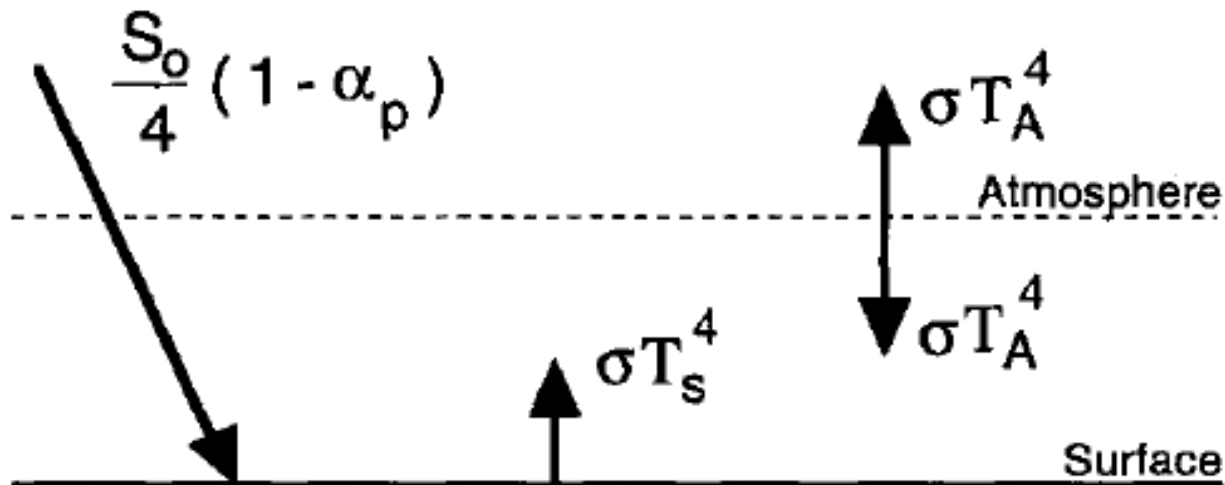
Atmósfera

$$\sigma T_s^4 = \sigma T_A^4 + \sigma T_A^4$$

Superficie

$$S/4 (1 - \alpha_T) + \sigma T_A^4 = \sigma T_s^4$$

Modelo de eq. Radiativo: Caso 2



$$\bullet \frac{S(1-\alpha_T)}{4} + \sigma T_A^4 = \sigma T_s^4$$

$$\bullet \sigma T_s^4 = \sigma T_A^4 + \sigma T_A^4$$

Resolvemos el sistema de ecuaciones:

$$\frac{S(1-\alpha_T)}{4} + \frac{1}{2} \sigma T_s^4 = \sigma T_s^4 \longrightarrow \frac{S(1-\alpha_T)}{4} = \frac{1}{2} \sigma T_s^4$$

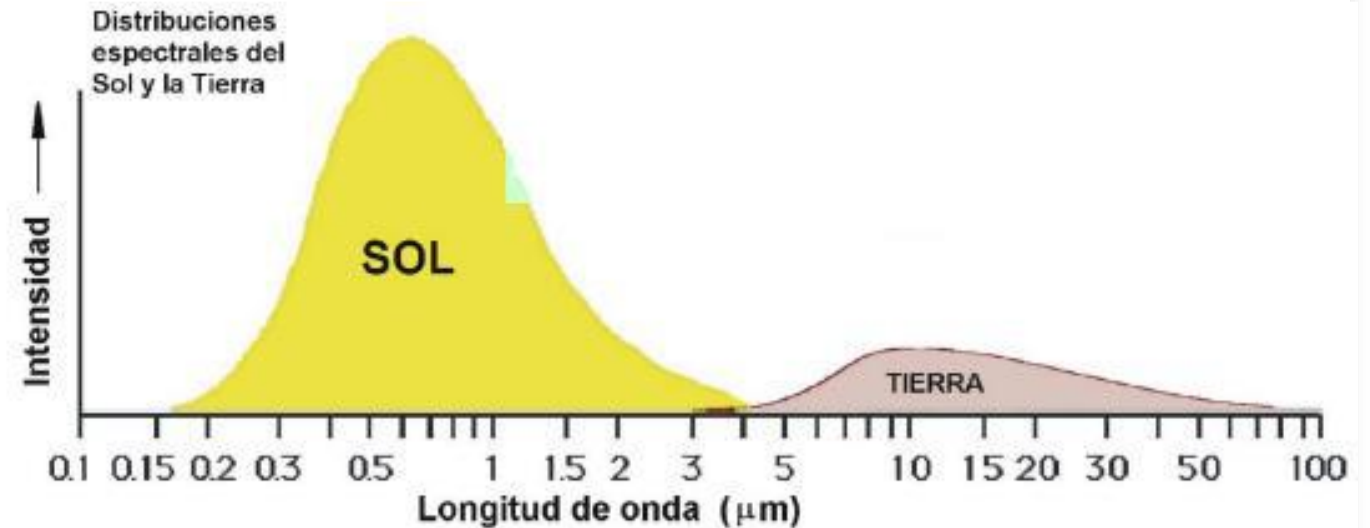
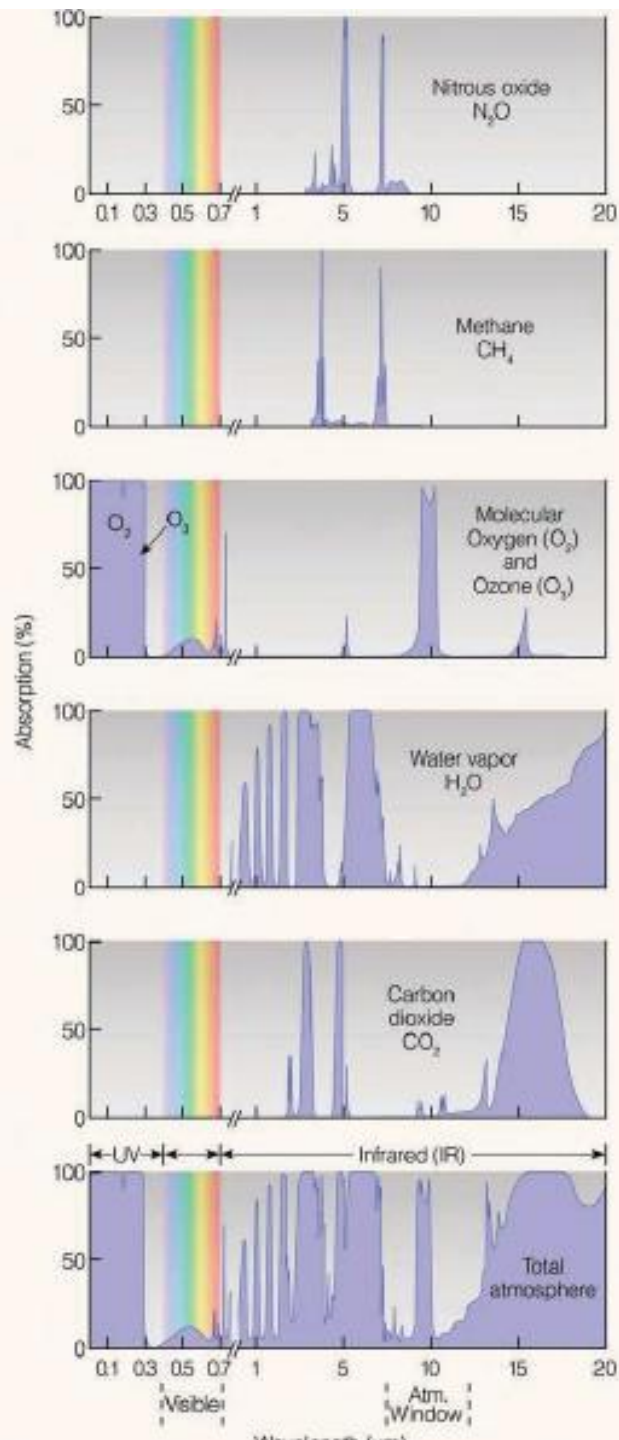
$$\longrightarrow T_s^4 = \frac{S(1-\alpha_T)}{2}$$

$$\longrightarrow T_{superficie} = \sqrt[4]{\frac{S(1-\alpha_T)}{2\sigma}} \cong 303K = 30^\circ C \gg 15^\circ C$$

¿Por qué hay un exceso de temperatura?

Modelo de eq. Radiativo: Caso 2

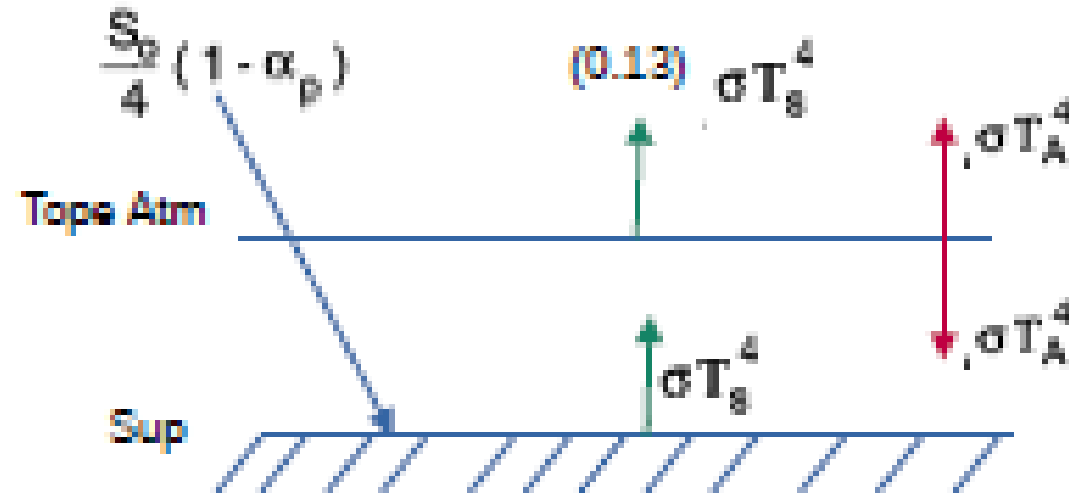
- Motivos del exceso de temperatura:
- (1) Ventana atmosférica
- (2) Existencia de flujos de calor latente y sensible



Modelo de equilibrio radiativo: Caso 3 (Ventanas atmosféricas)

Para una atmósfera transparente a la radiación solar, albedo terrestre de 30% y ventana OL de 13%.

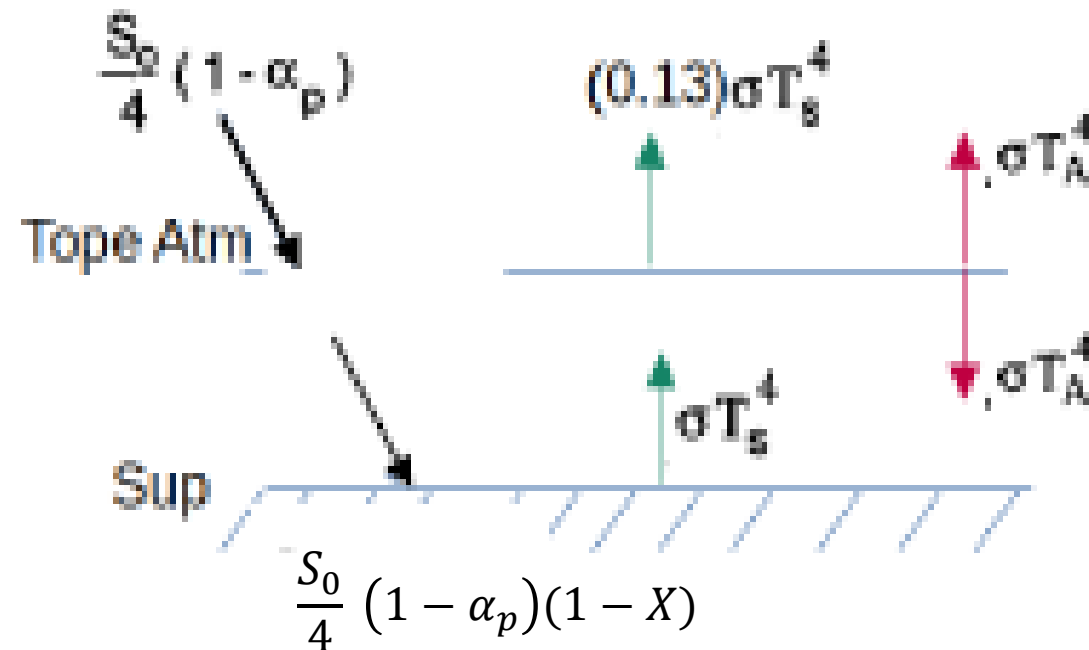
- Ventanas atmosféricas:
 - Ventana visible: La atmósfera es transparente en el rango espectral visible de 0.4 a $7 \mu m$, o sea permite que la radiación solar llegue a la sfc.
 - Ventana de OL: La atmósfera es transparente en el rango espectral onda larga de 8 a $12 \mu m$, o sea permite que la radiación terrestre pase hacia el espacio.



Modelo de equilibrio radiativo: Caso 3 (Ventanas atmosféricas)

Para una atmósfera absorbe parte de RS (X) , albedo terrestre de 30% y ventana OL de 13%.

- Ventanas atmosféricas:
 - Ventana visible: La atmósfera es transparente en el rango espectral visible de 0.4 a $7 \mu m$, o sea permite que la radiación solar llegue a la sfc.
 - Ventana de OL: La atmósfera es transparente en el rango espectral onda larga de 8 a $12 \mu m$, o sea permite que la radiación terrestre pase hacia el espacio.



Dispersión de radiación en la atmósfera

- Scattering: dispersión de la luz en todas las direcciones del espacio como consecuencia de la presencia de moléculas gaseosas o partículas de polvo en suspensión en la atmósfera (dispersión de Rayleigh)
- La radiación dispersada se conoce con el nombre de radiación difusa.
- La intensidad de dispersión S:

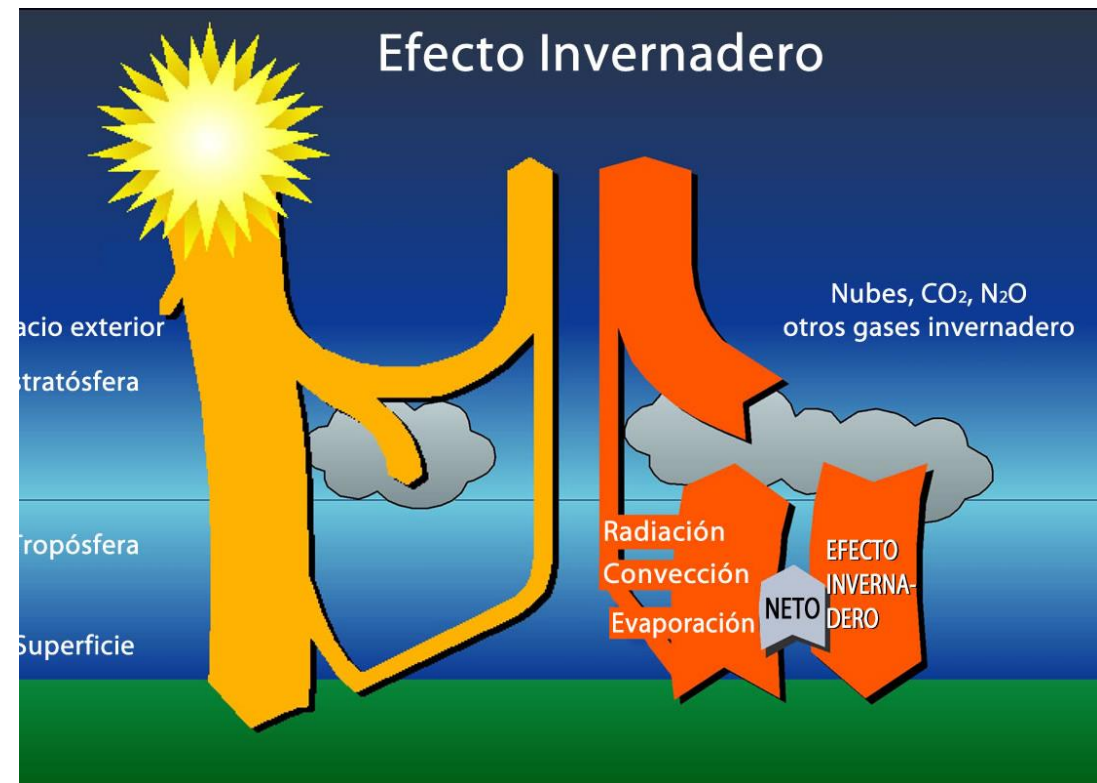
$$S \approx \left(2 \cdot \pi \cdot \frac{r}{\lambda} \right)^4$$

r es el radio de la partícula y lambda la longitud de onda.

- La intensidad de la dispersión, S, es más intensa cuanto menor es la longitud de onda.
- Si bien las moléculas de aire son muy pequeñas con respecto a la longitud de onda del espectro visible, dentro del visible, las moléculas del aire son mucho más efectivas dispersando longitudes de onda cortas (azul) que las largas (rojo).
- La dispersión en el azul es 3.45 veces mayor que en el rojo : cielo azul
- Atardecer rojo: los rayos atraviesan una capa de atmósfera más grande: primero se dispersa el azul y luego el rojo (que es el último que queda).

Balance global de energía

- Para estudiar el balance global de energía en la Tierra se debe considerar la existencia de los flujos de energía radiativos y no radiativos (flujo de calor sensible y latente).
- Se tiene en cuenta a su vez que la atmósfera absorbe parte de la radiación incidente y que existe una ventana atmosférica (que no se considera en los dos casos de modelo radiativo).
- Dependencia latitudinal.

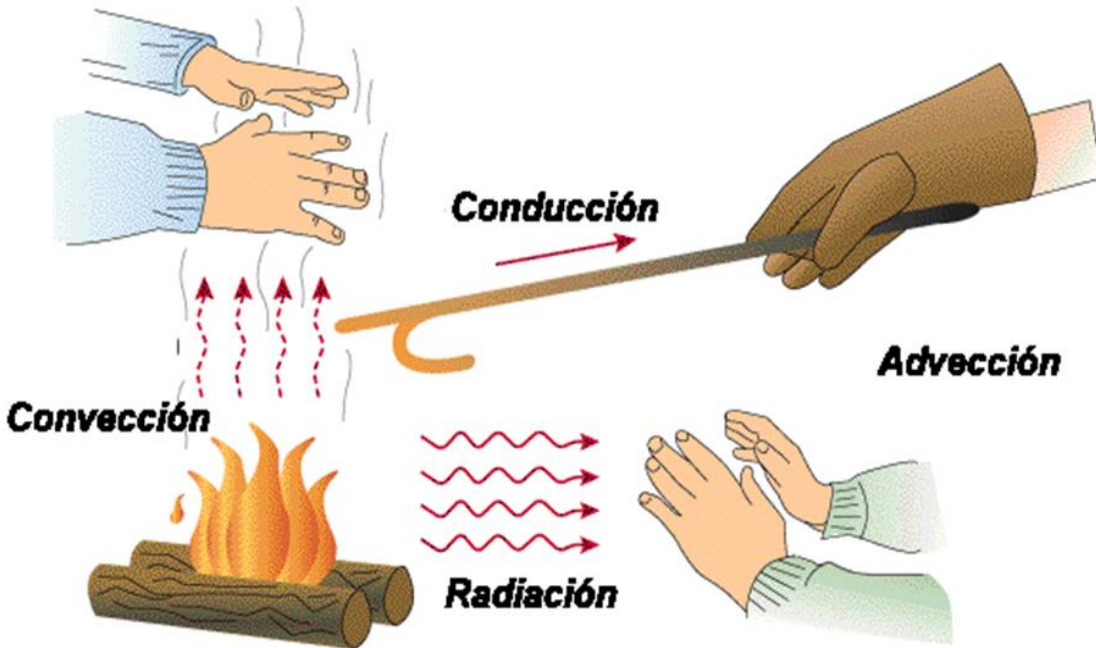


Primera Ley de la termodinámica

$$dq = dU - dW$$



El calor suministrado a un sistema cerrado es igual al cambio en la energía interna menos el trabajo realizado



Mecanismos de transferencia de calor

RADIACIÓN:

NO hay intercambio de masa.
NO requiere de un medio.

CONVECCIÓN:

SI hay intercambio de masa.

CONDUCCIÓN:

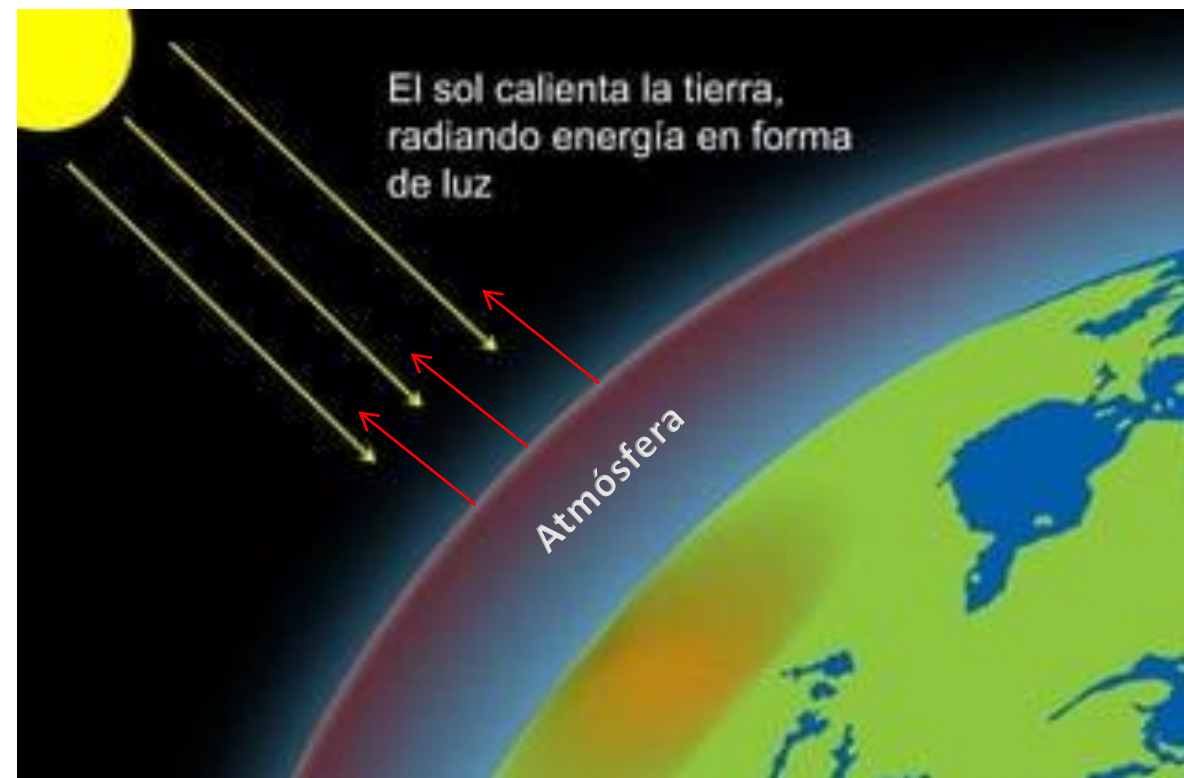
NO hay intercambio de masa.
SI requiere un medio

ADVECCIÓN:

Transporte de una Propiedad calor, por un fluido

Balance global de energía en el Sistema Climático

En equilibrio, la temperatura terrestre es aquella para la cual la Tierra emite tanta radiación como recibe del Sol



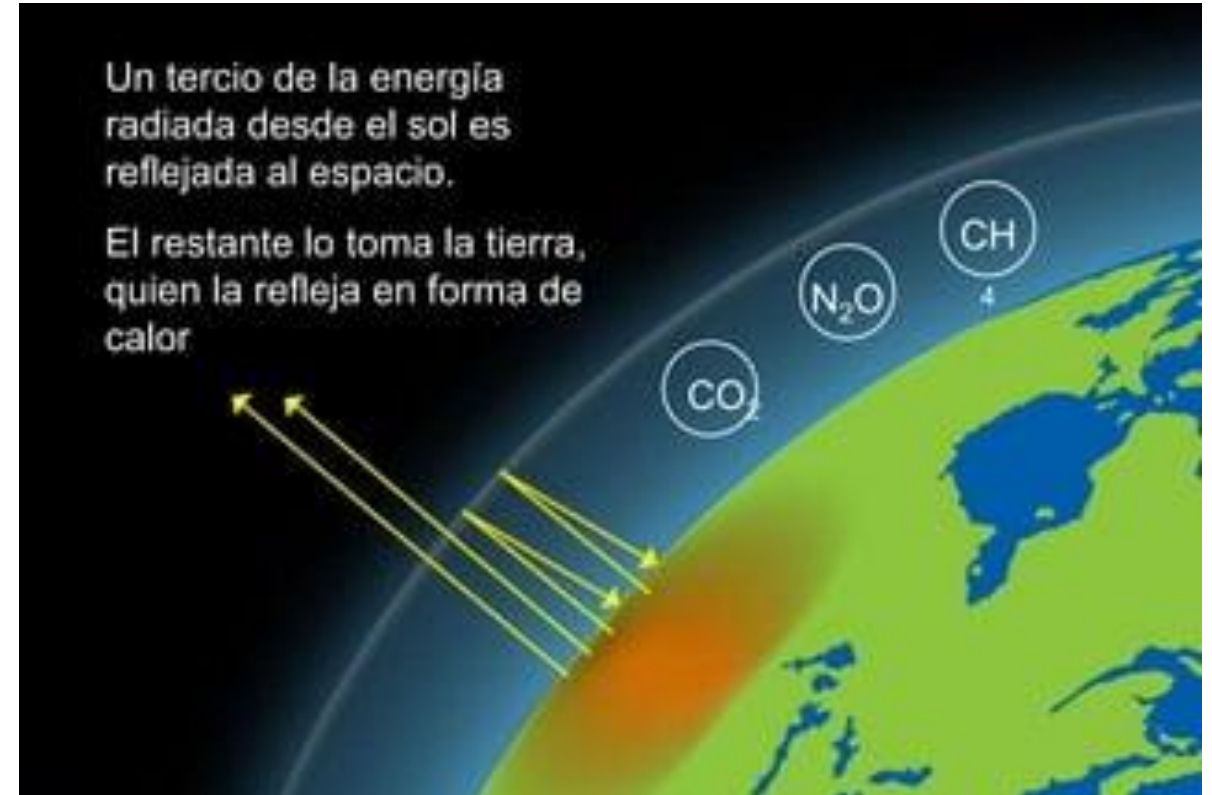
Radiación en el tope de la atmósfera

Balance global de energía en el Sistema Climático

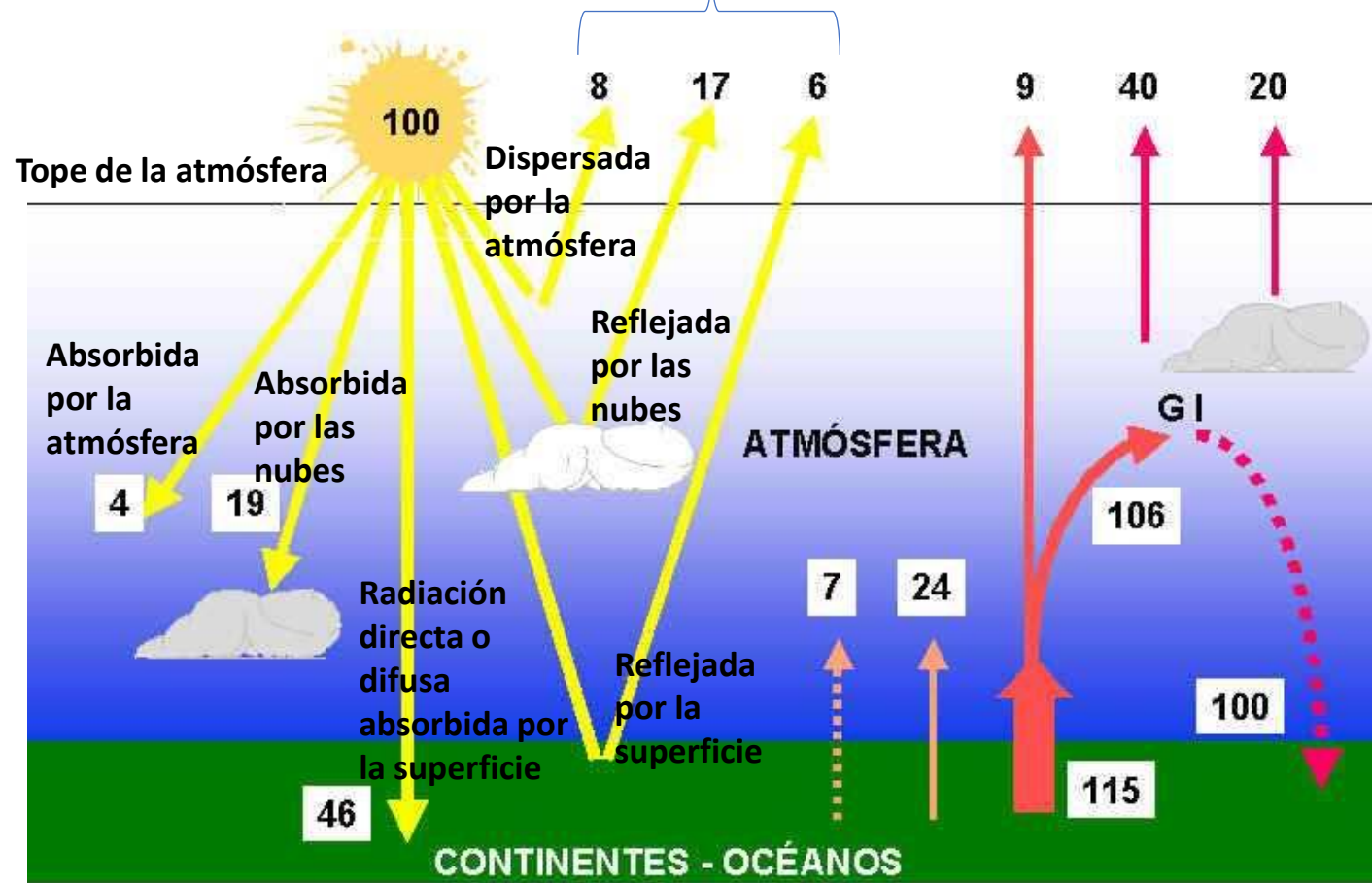
Aunque la temperatura de cualquier lugar puede variar considerablemente en un año, en general la temperatura promedio global anual varía muy poco de un año al siguiente.

En equilibrio, la tierra y su atmósfera (en conjunto) reciben tanta energía del Sol como la que emiten al espacio. El mismo balance debe existir entre la atmósfera y la superficie

Si uno de los componentes cambia, el balance energético se ajustará de forma de recobrar un nuevo equilibrio que tendrá una nueva temperatura.



31/100 El 31 es reflejada y dispersada



ESQUEMA DEL BALANCE DE CALOR DEL SISTEMA CLIMÁTICO

RADIACIÓN TERRESTRE O DE ONDA LARGA

RADIACIÓN SOLAR O DE ONDA CORTA

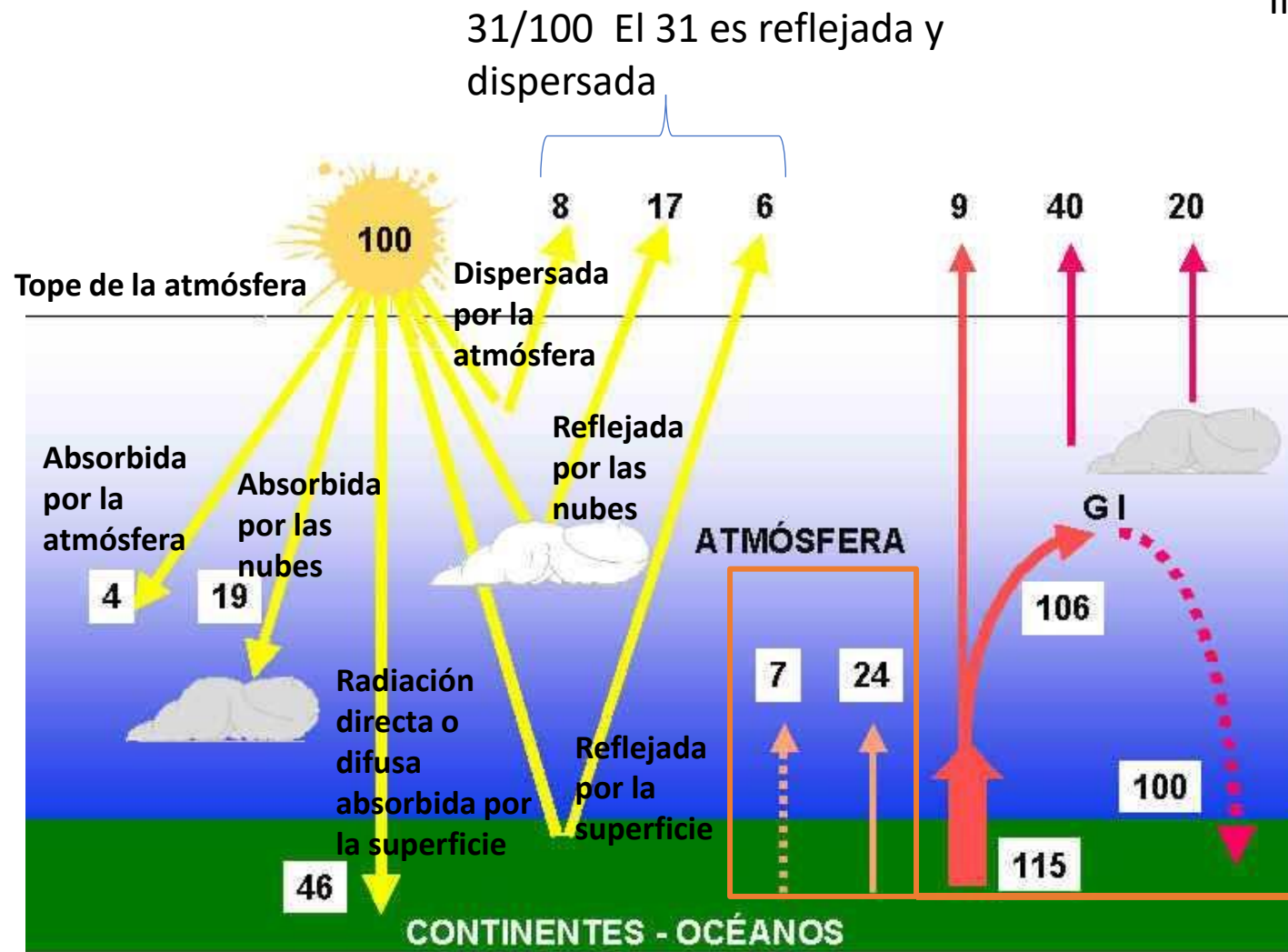
FLUJO DE CALOR SENSIBLE

FLUJO DE CALOR LATENTE

Balance global de energía en el Sistema Climático

Radiación directa: radiación solar que llega directamente al suelo sin haber sido absorbida ni dispersada.

Radiación difusa: es la radiación solar que llega a la superficie de la tierra después de haber sufrido múltiples desviaciones a lo largo de su trayectoria por dispersión o reflexión.

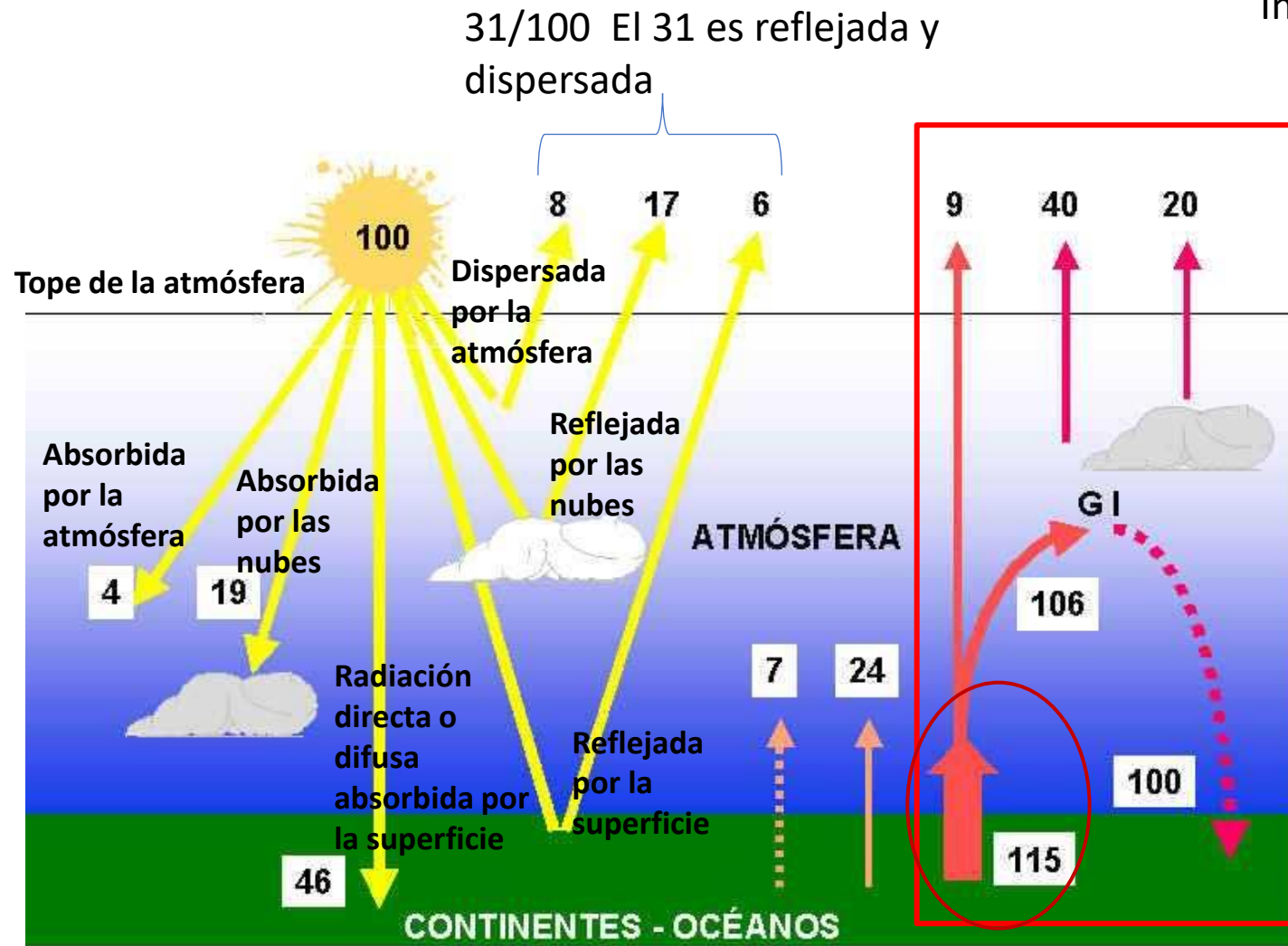


Balance global de energía en el Sistema Climático

¿Cómo se mantiene el equilibrio radiativo anualmente?

1. De las 69 que llega a la superficie de la tierra aproximadamente un 24 se emplea en la evaporación del agua (calor latente), y 7 se pierde en forma de calor sensible (conducción y convección)

Balance global de energía en el Sistema Climático



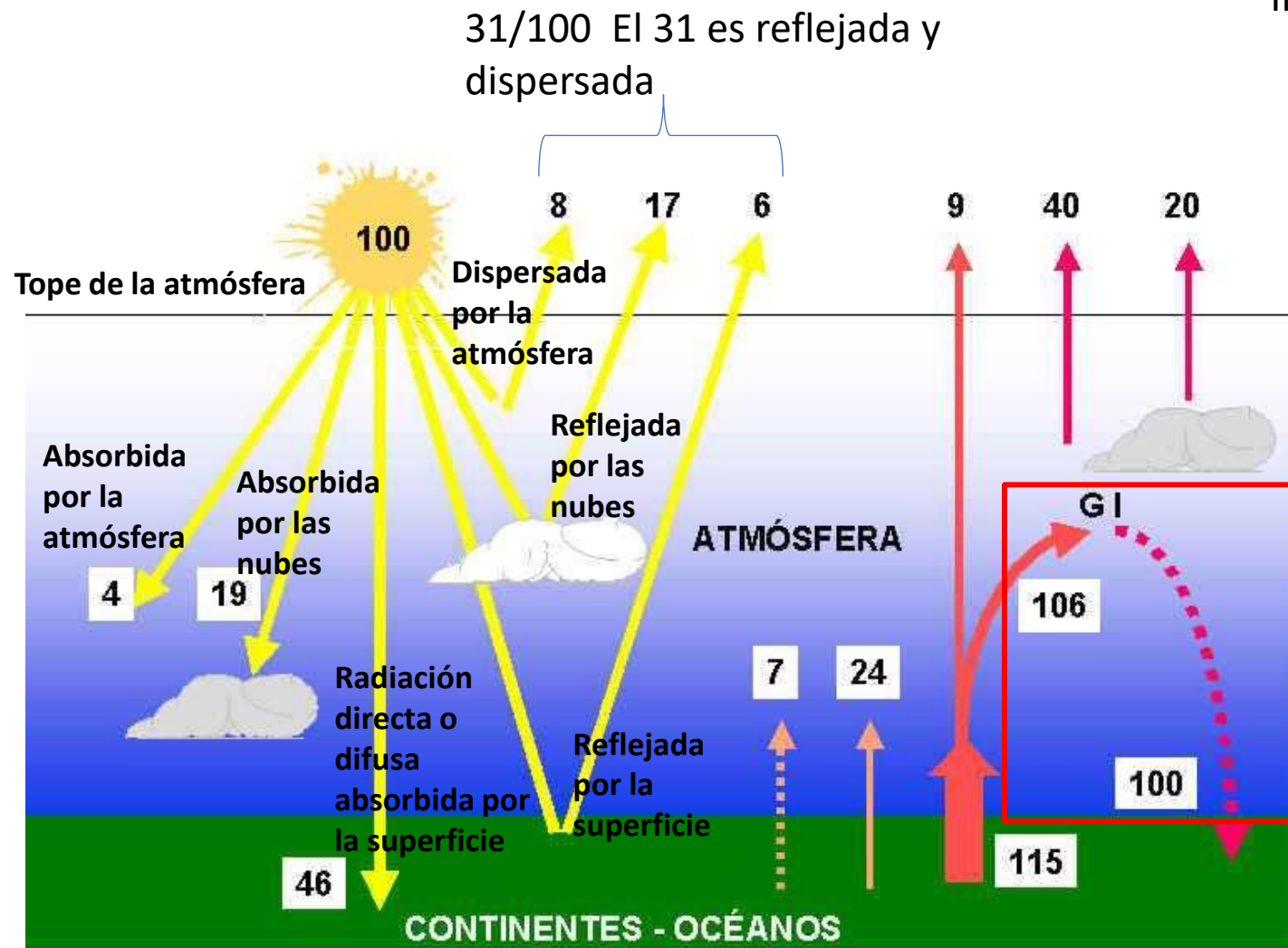
ESQUEMA DEL BALANCE DE CALOR DEL SISTEMA CLIMÁTICO

- RADIACIÓN TERRESTRE O DE ONDA LARGA
- RADIACIÓN SOLAR O DE ONDA CORTA
- - - - - FLUJO DE CALOR SENSIBLE
- FLUJO DE CALOR LATENTE

¿Cómo se mantiene el equilibrio radiativo anualmente?

2. La superficie de la Tierra pierde en forma de radiación de onda larga 115 : 9 escapan directamente hacia el espacio (ventana atmosférica) y 106 son absorbidas por los GI (gases efecto invernadero), principalmente vapor de agua, dióxido de carbono y las nubes.

Balance global de energía en el Sistema Climático

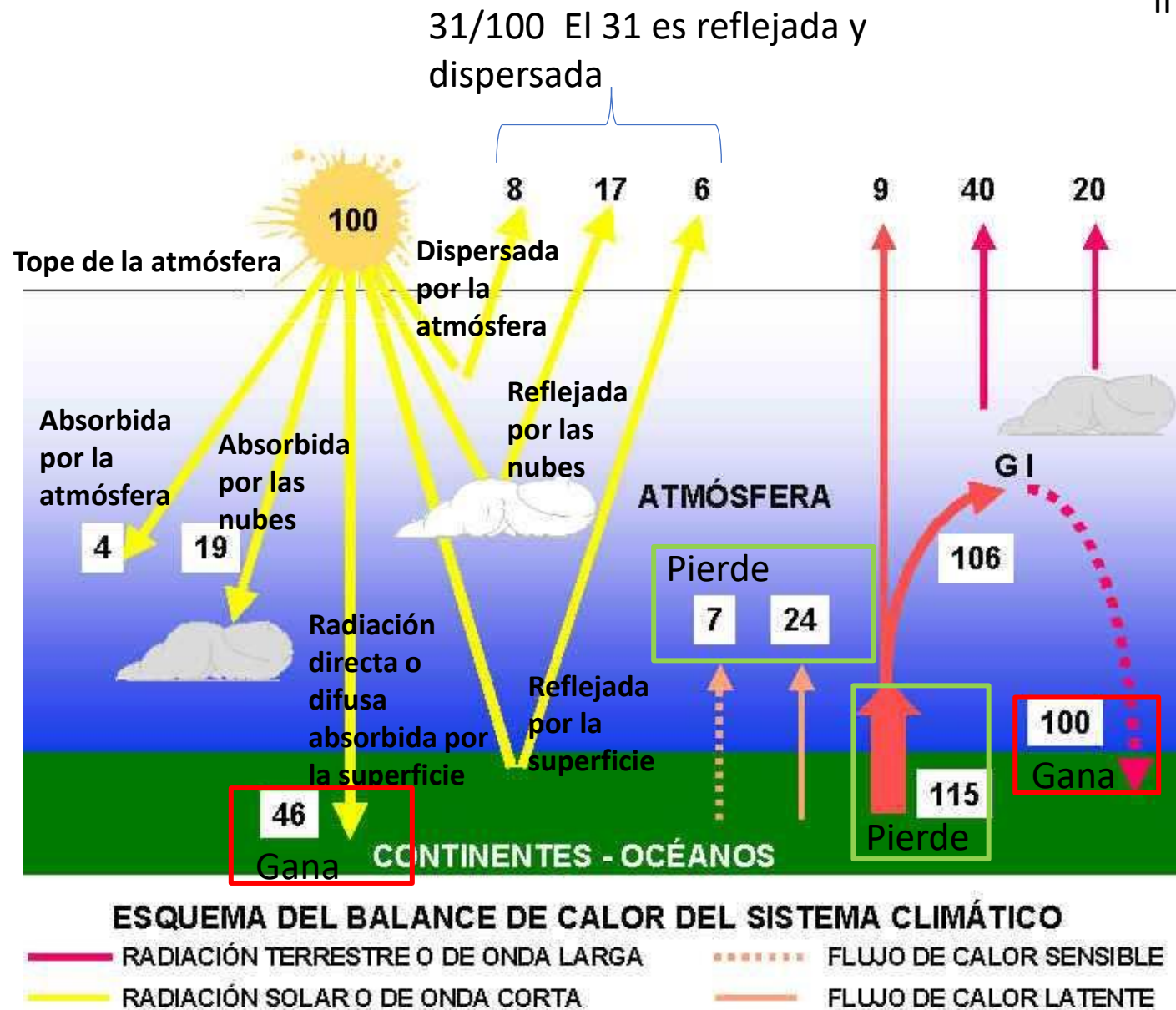


¿Cómo se mantiene el equilibrio radiativo anualmente?

3. Del 106 de radiación de radiación terrestre absorbidas por la atmósfera, 100 vuelven a ser reemitidas hacia la superficie produciendo el efecto invernadero. De toda la energía que recibe la superficie de la tierra, la cantidad que absorbe procedente de los GI es casi el doble de la que recibe del sol.

Balance global de energía en el Sistema Climático

¿Cómo se mantiene el equilibrio radiativo anualmente ?

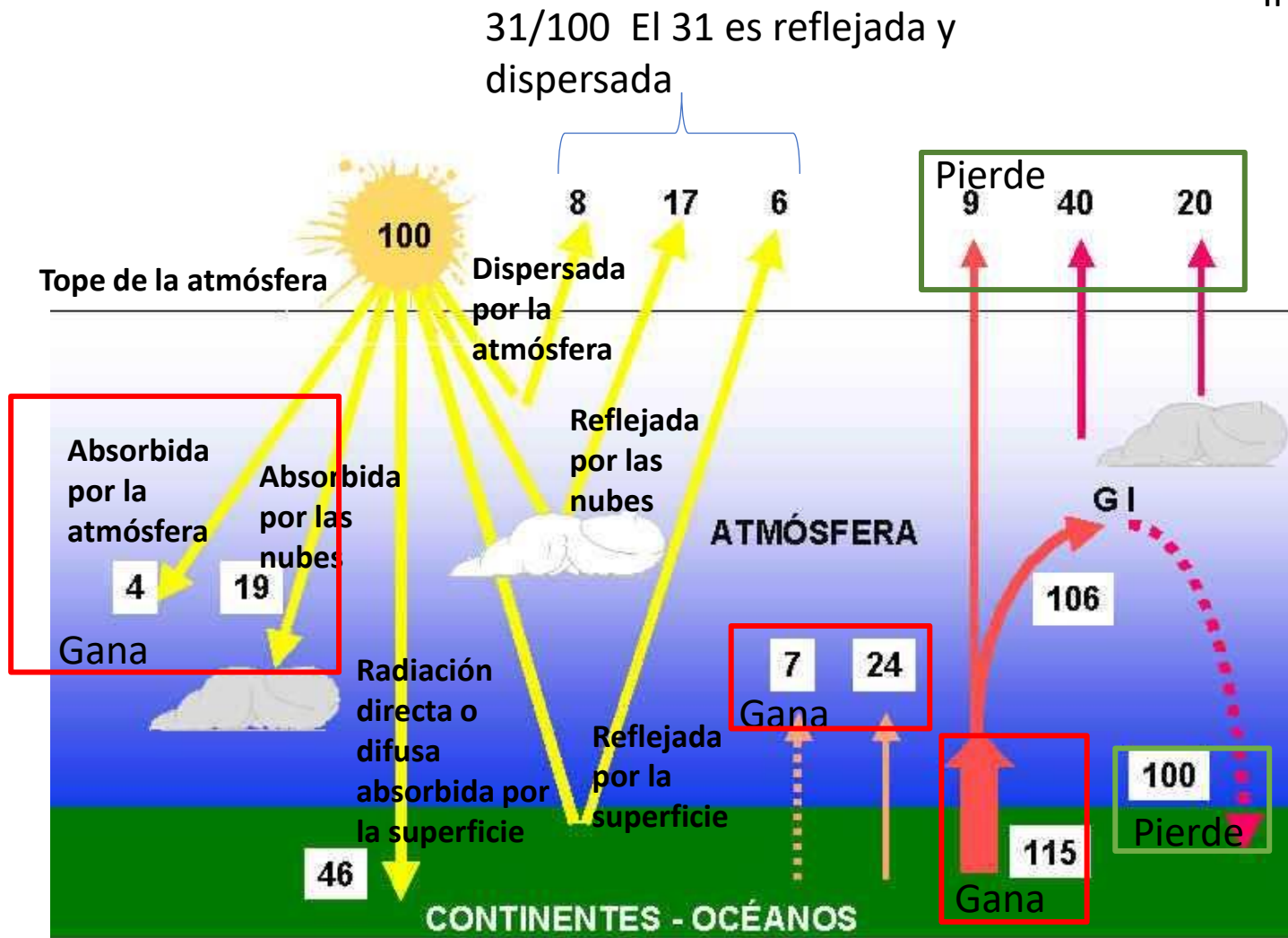


Pero entre todos estos intercambios de energía, nótese que la cantidad total de energía que pierde la superficie de la Tierra son 146 unidades y es balanceada por la energía que gana (otras 146 unidades procedentes sol + GI).

Existe un balance energético en superficie

Balance global de energía en el Sistema Climático

¿Cómo se mantiene el equilibrio radiativo anualmente?



ESQUEMA DEL BALANCE DE CALOR DEL SISTEMA CLIMÁTICO

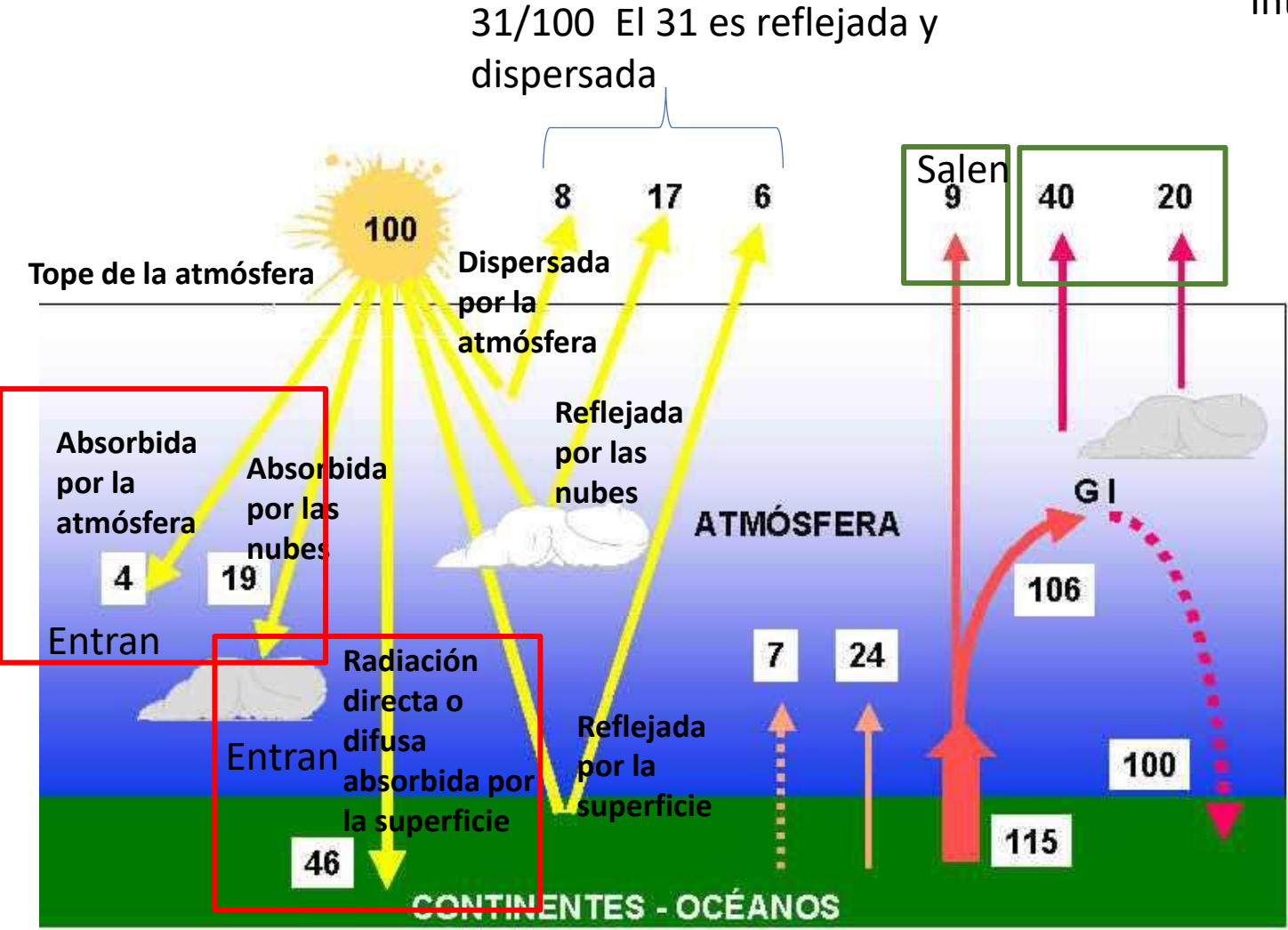
- RADIACIÓN TERRESTRE O DE ONDA LARGA
- RADIACIÓN SOLAR O DE ONDA CORTA
- FLUJO DE CALOR SENSIBLE
- FLUJO DE CALOR LATENTE

Entre los intercambios de energía que también se dan en la atmósfera, nótese que la cantidad total de energía que pierde son de 169 unidades y es balanceada por la energía que gana (otras 169)

Existe un balance energético en la atmósfera

Balance global de energía en el Sistema Climático

¿Qué pasa en el tope de la atmósfera?



ESQUEMA DEL BALANCE DE CALOR DEL SISTEMA CLIMÁTICO

- RADIACIÓN TERRESTRE O DE ONDA LARGA
- RADIACIÓN SOLAR O DE ONDA CORTA
- FLUJO DE CALOR SENSIBLE
- FLUJO DE CALOR LATENTE

Entra: 69 unidades:
Salen: 9 (ventana atmosférica) + 60 (radiación IR de los GI) = 69.

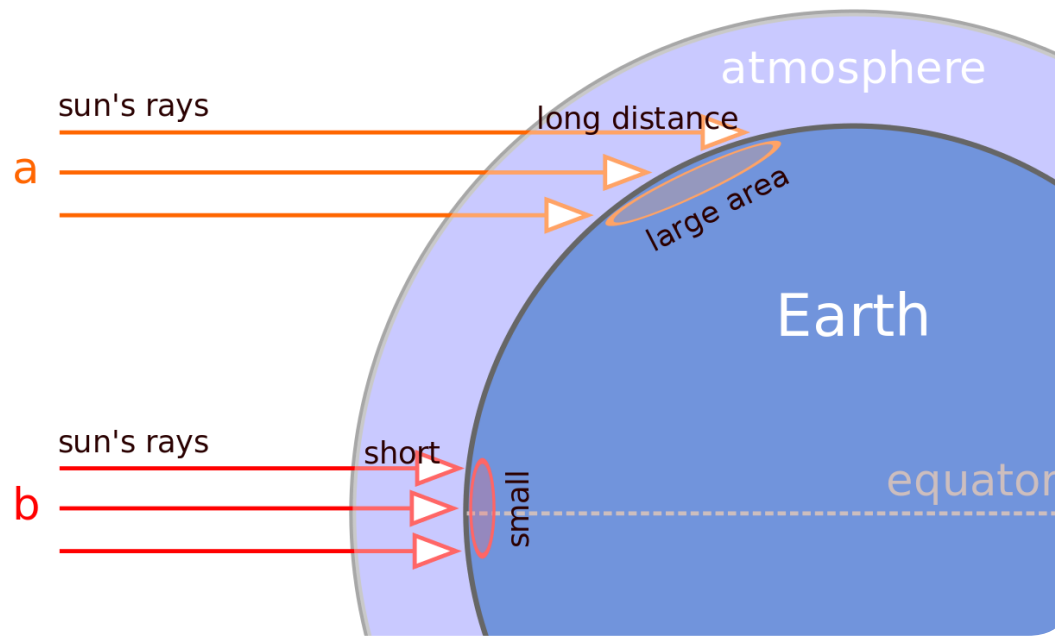
Existe un balance energético en el tope de la atmósfera

Balance radiativo de energía global

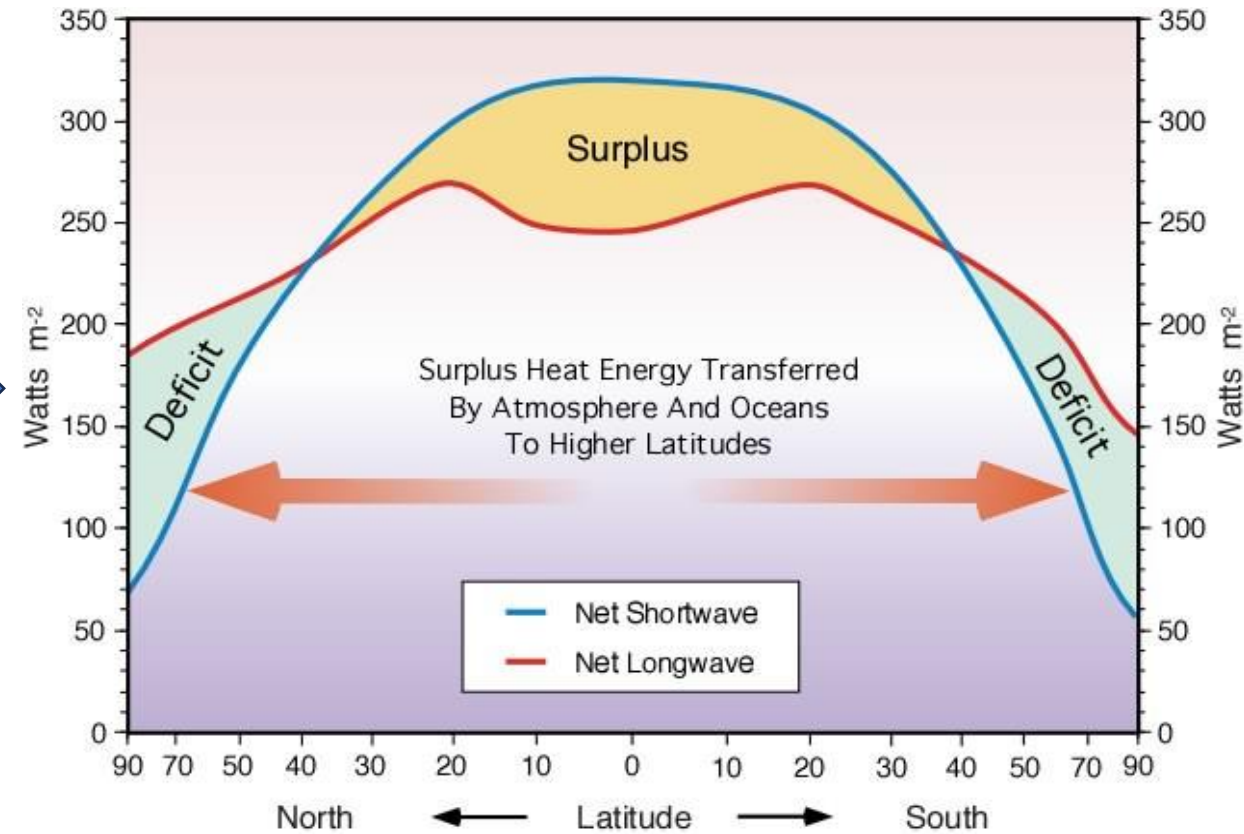
- Tanto en el tope de la atmósfera, como en la atmósfera, como en la superficie de la Tierra: la misma cantidad de energía que se pierde es la que se gana, o sea, existe un balance de energía.
- Fundamentalmente, no hay una ganancia o pérdida neta de energía, por lo que la temperatura de la Tierra y de la atmósfera permanece aproximadamente constante.



Distribución de la radiación solar según la latitud



- La atmósfera recibe más radiación solar en los trópicos y menos en los polos (por m²).



Emite energía en forma más o menos uniforme con la latitud.

Distribución latitudinal de los flujos de energía en la superficie de la Tierra

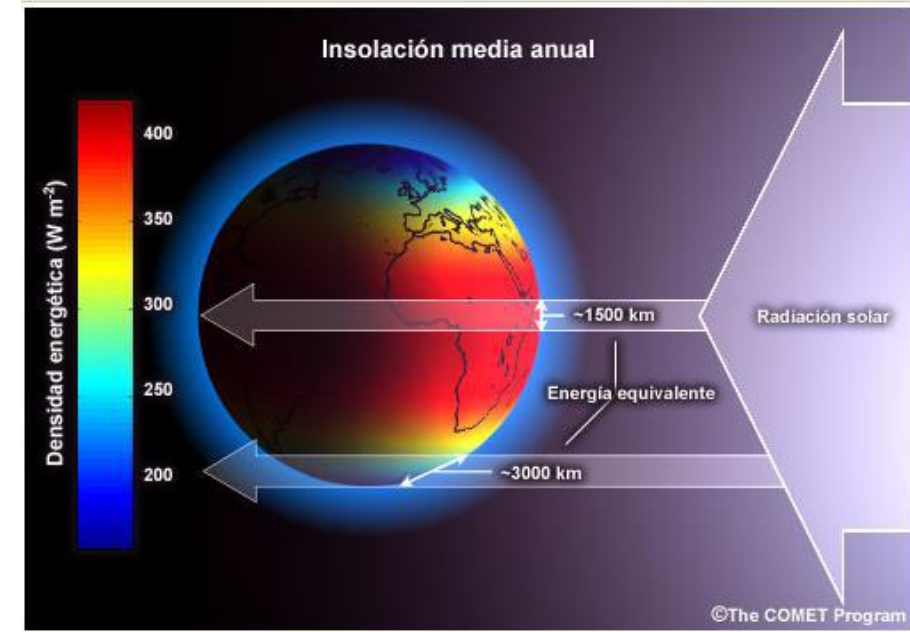
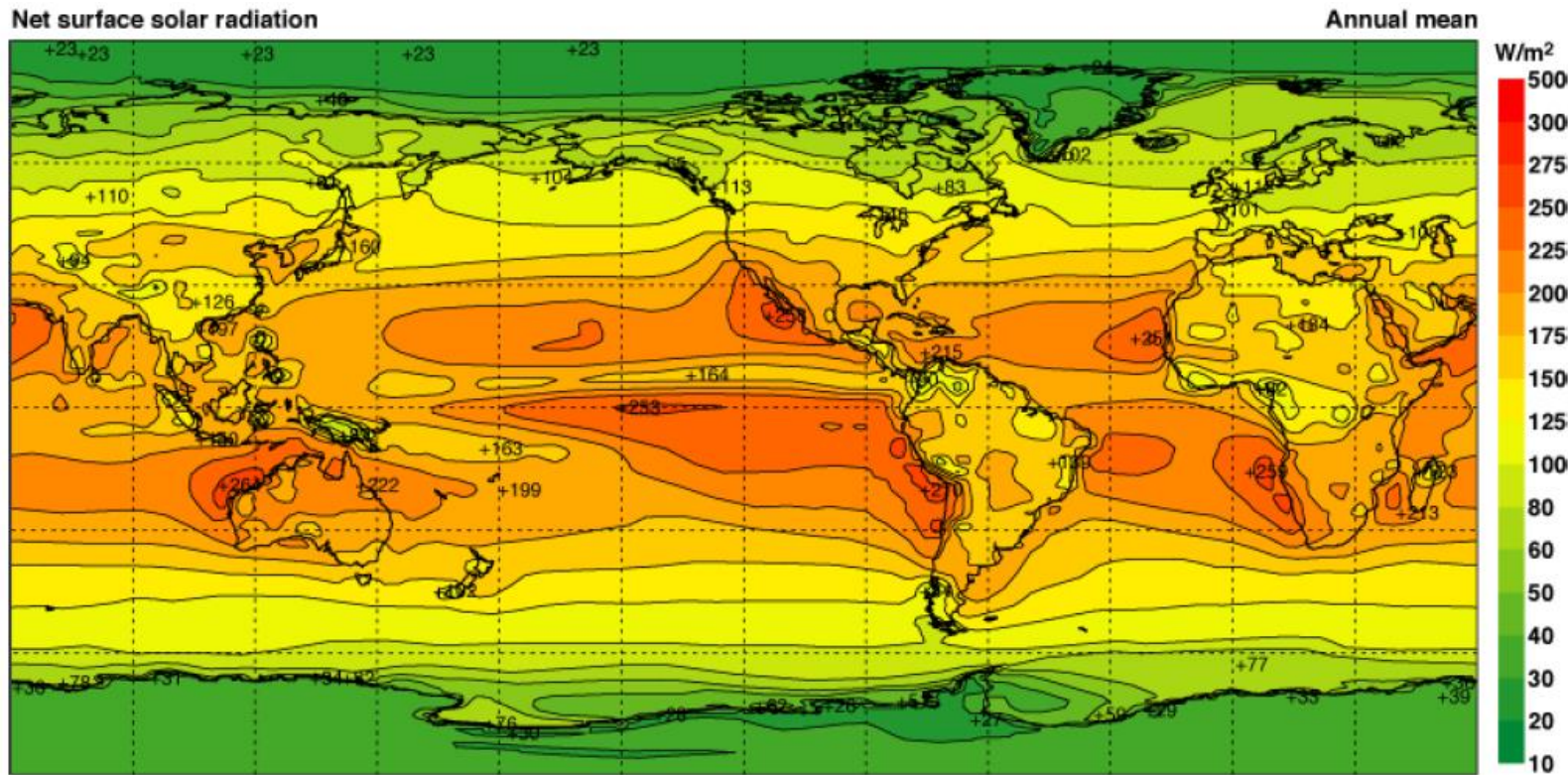
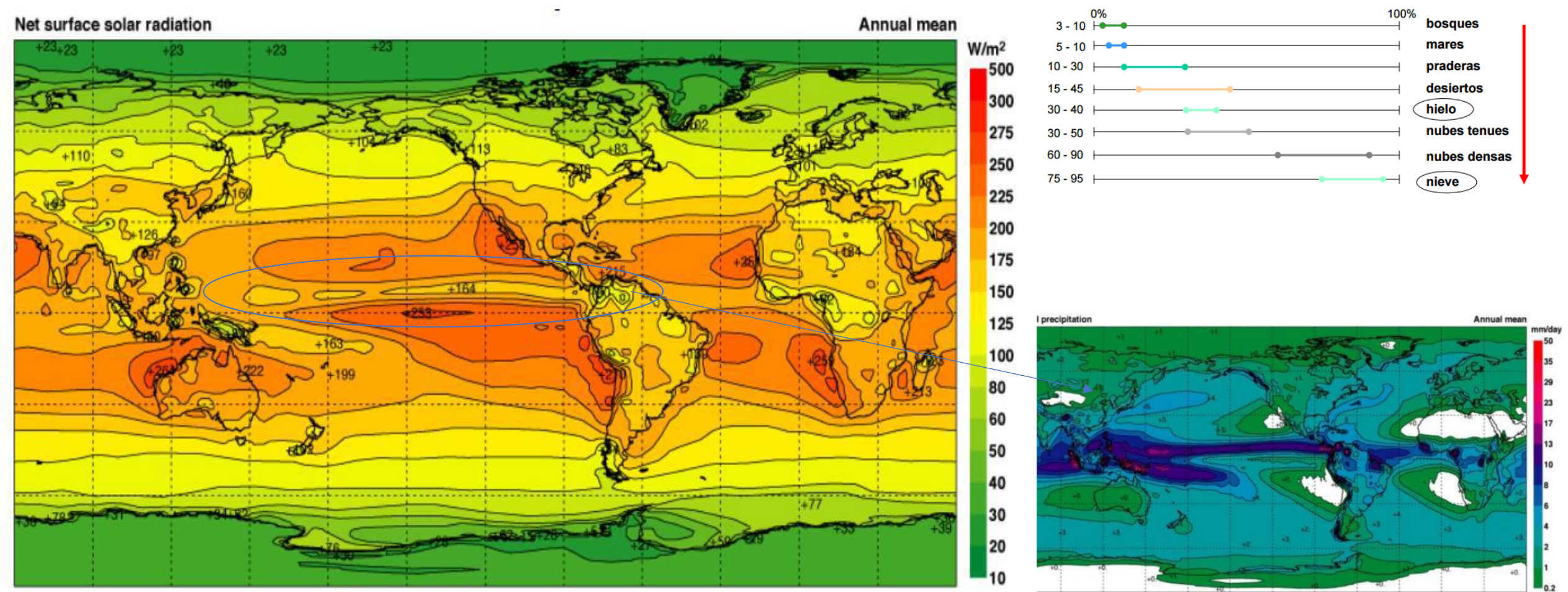
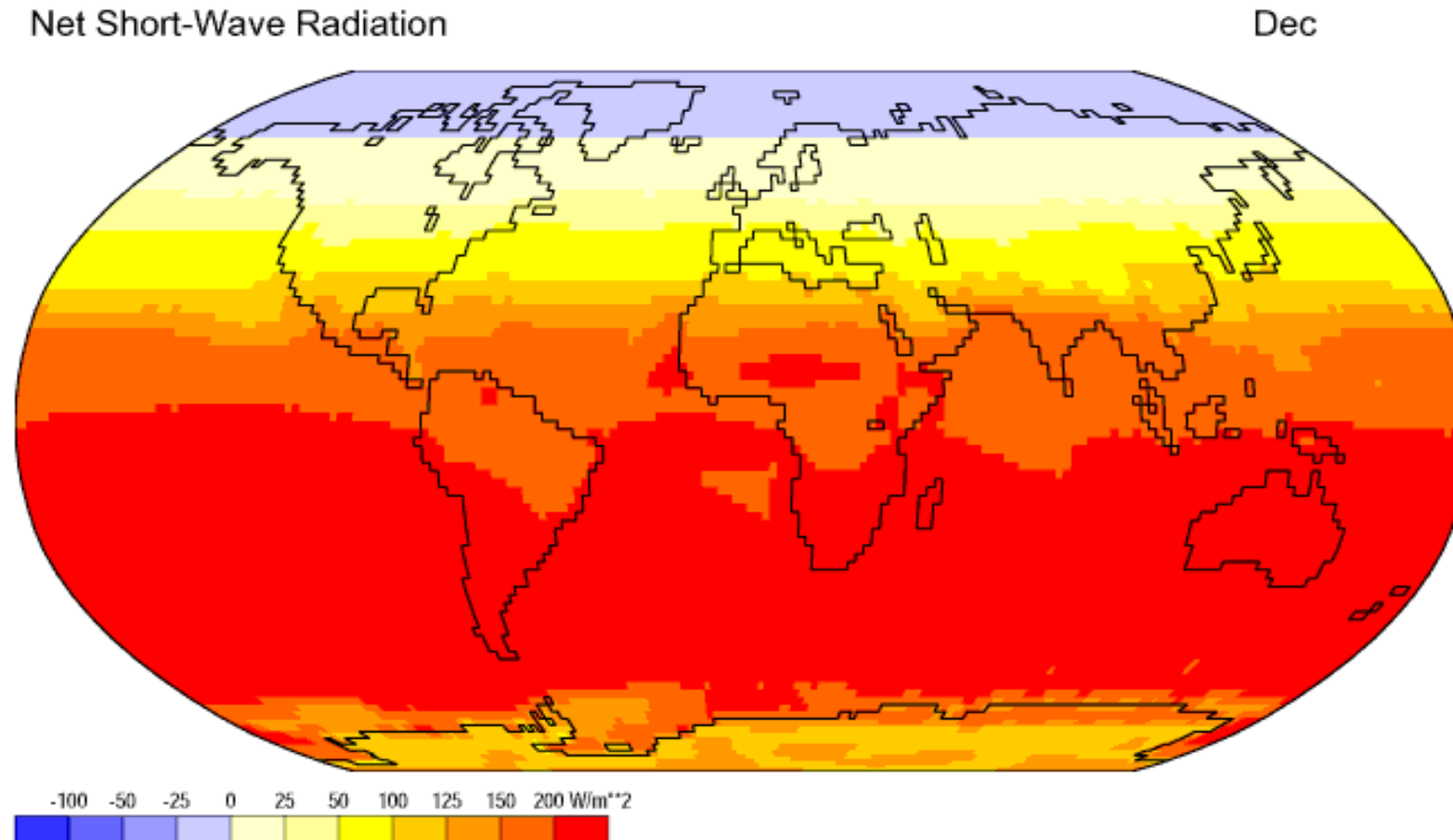


Fig. 1.1. Variaciones latitudinales de la densidad energética entrante (insolación) y la distancia hasta la superficie (promedio anual).

Distribución latitudinal de los flujos de energía en la superficie de la Tierra

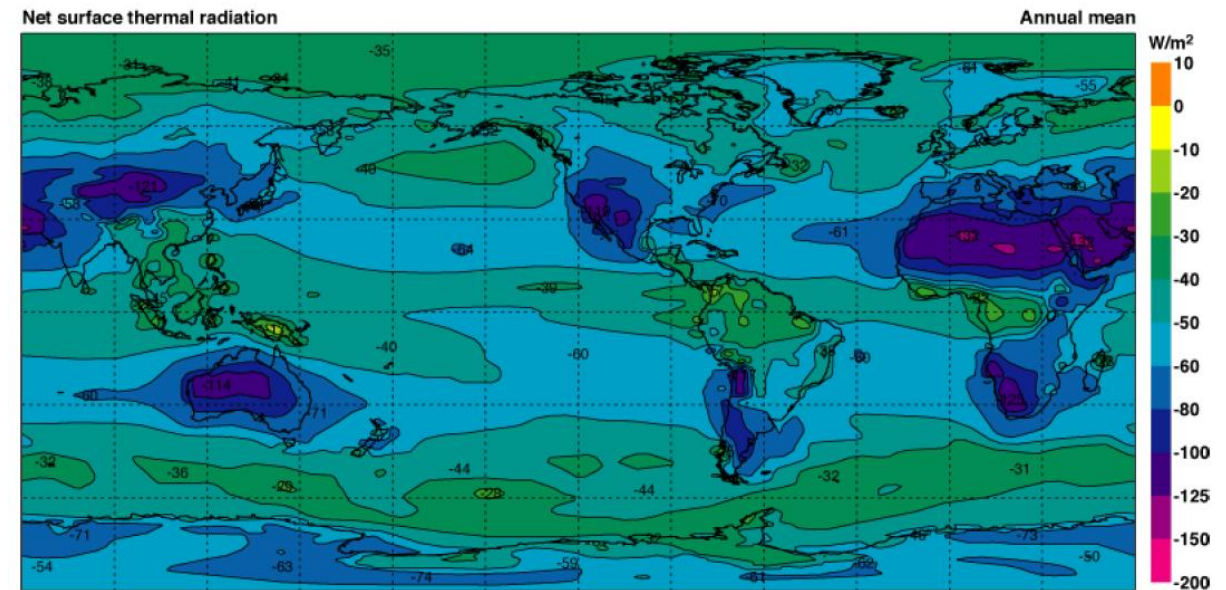
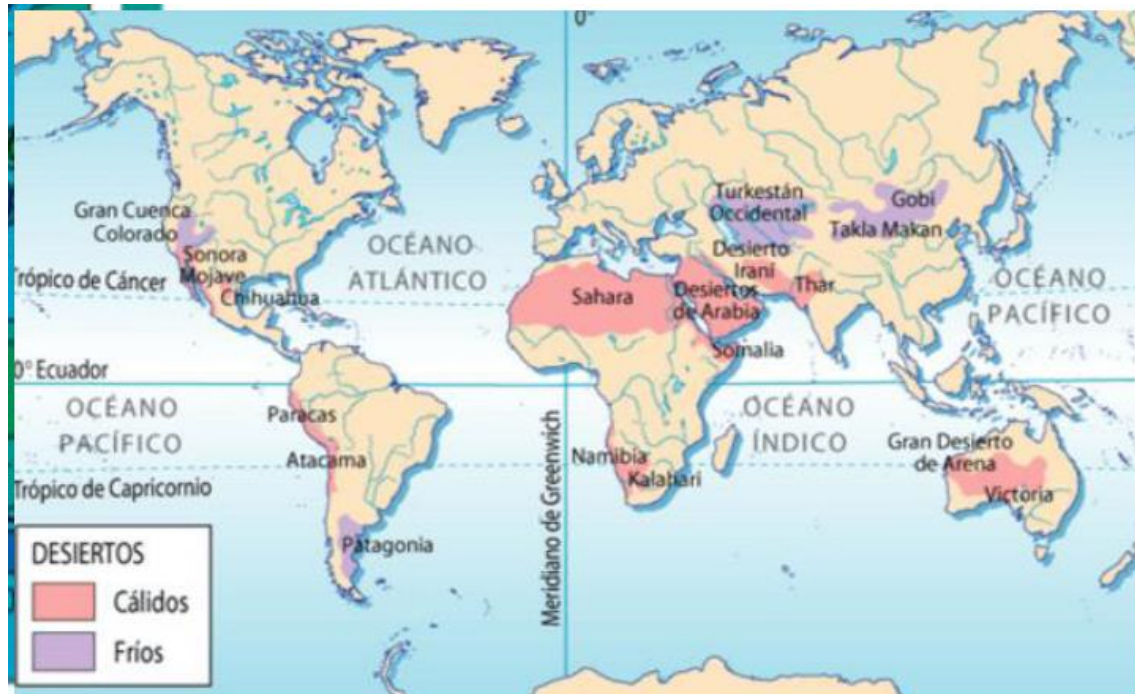


Radiación de onda corta (radiación solar que llega)

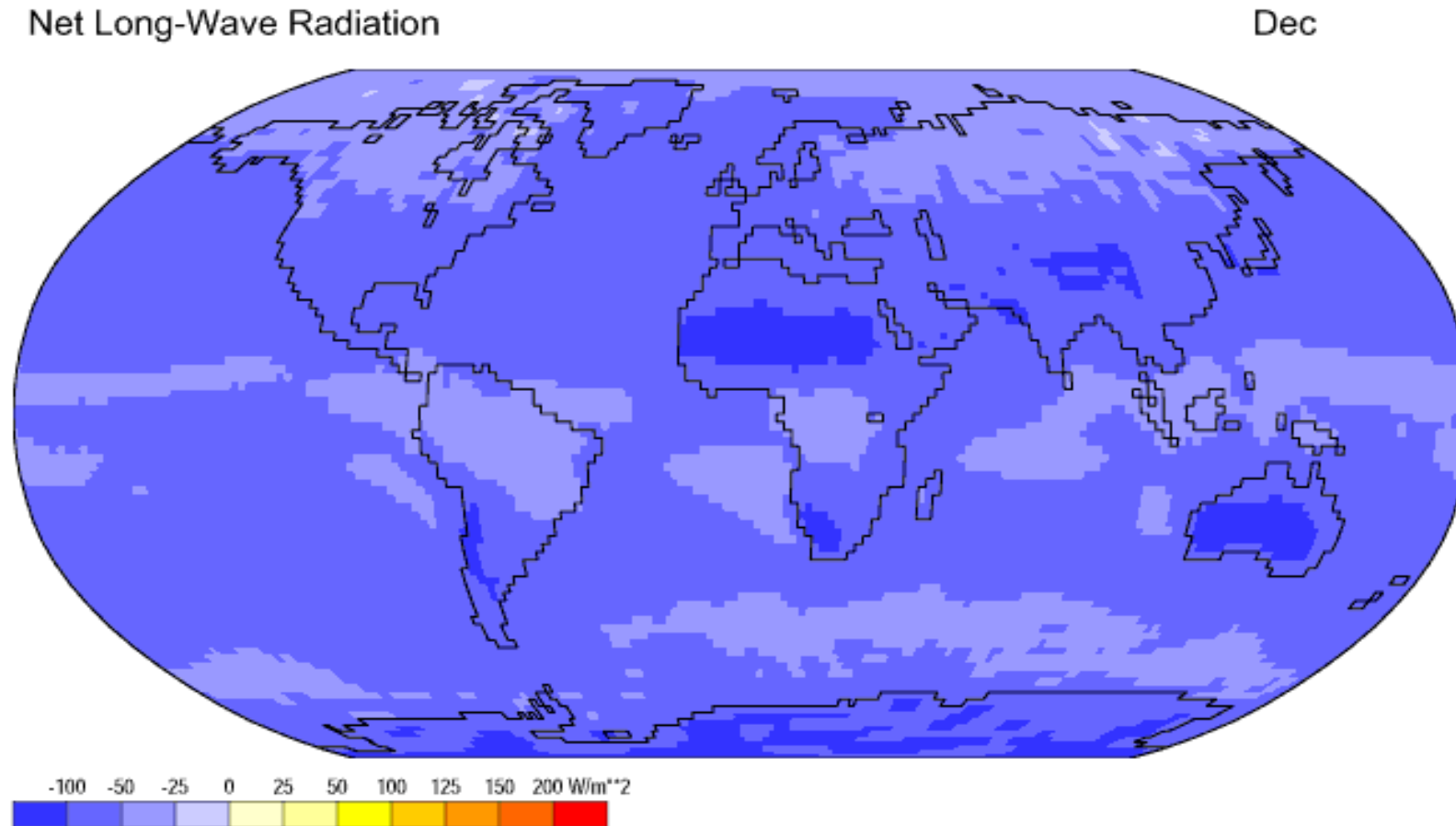


Data: NCEP/NCAR Reanalysis Project, 1959-1997 Climatologies
Animation: Department of Geography, University of Oregon, March 2000

Distribución latitudinal de los flujos de energía en la superficie de la Tierra



Radiación de onda larga (OLR) (radiación terrestre que sale)



Data: NCEP/NCAR Reanalysis Project, 1959-1997 Climatologies
Animation: Department of Geography, University of Oregon, March 2000

Distribución latitudinal de los flujos de energía en la superficie de la Tierra

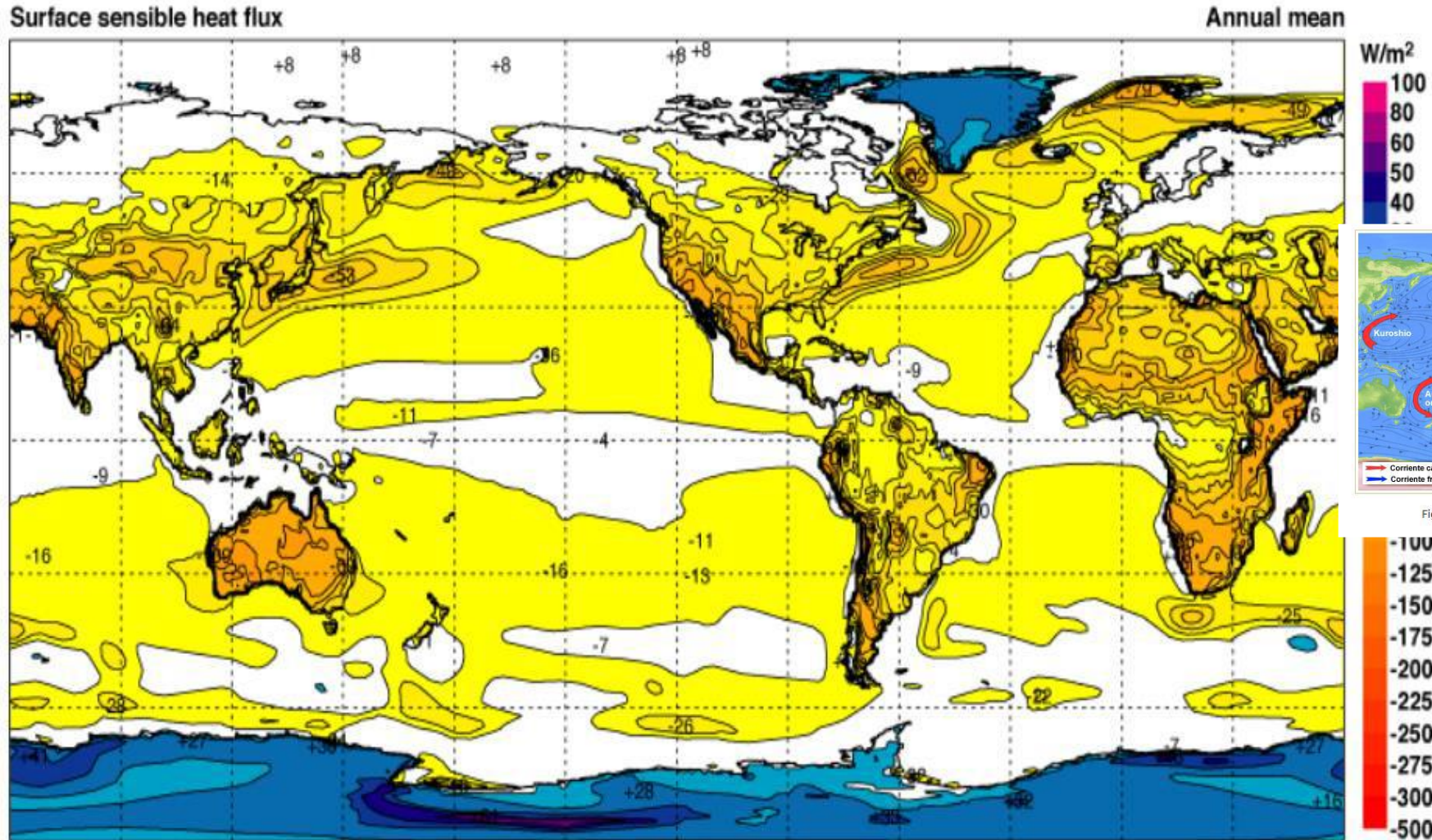
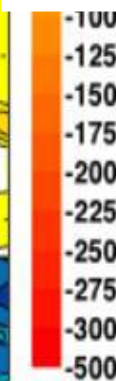
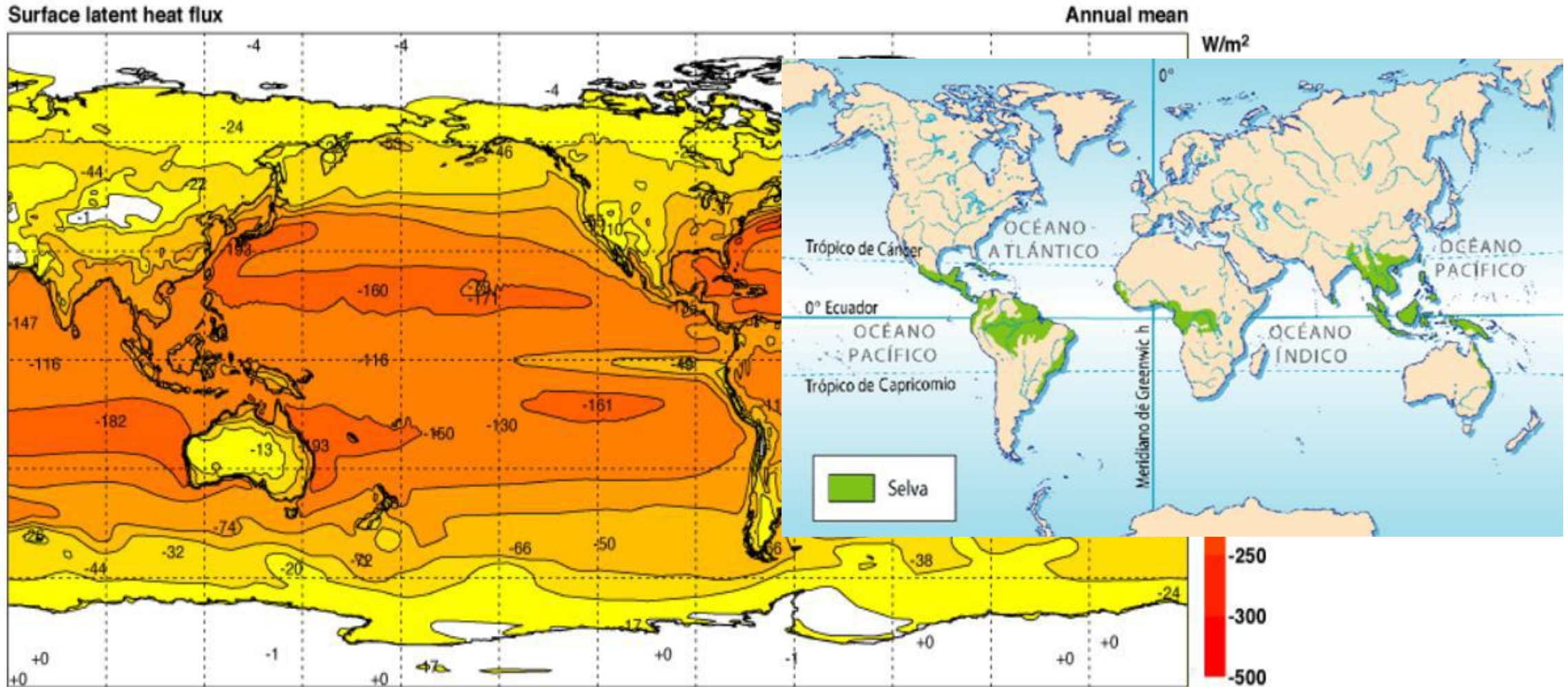


Fig. 3.20. Circulaciones oceánicas globales superficiales y giros subtropicales; las corrientes oceánicas cálidas se indican en rojo y las frías, en azul.



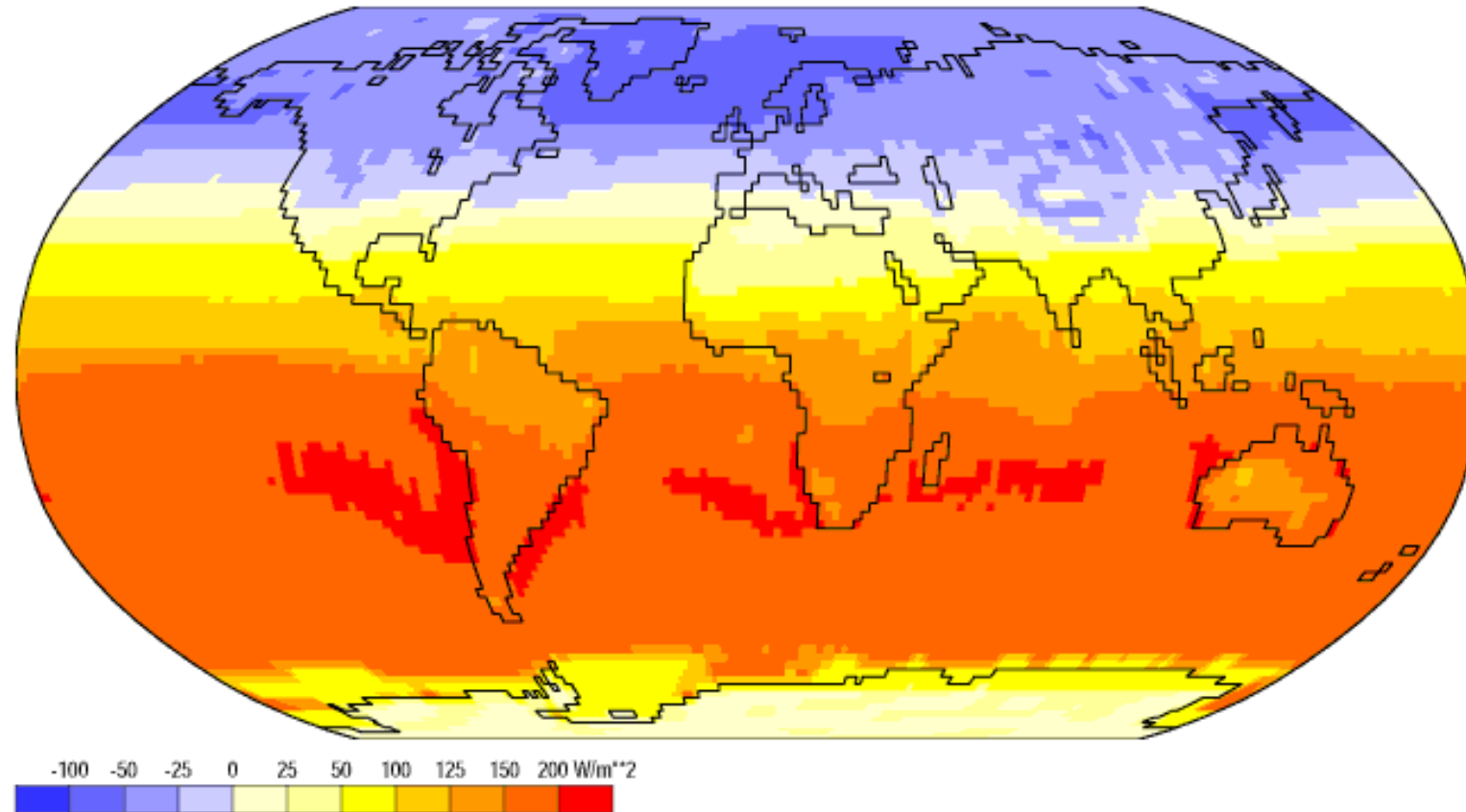
Distribución latitudinal de los flujos de energía en la superficie de la Tierra



Flujo neto de radiación (al tope)

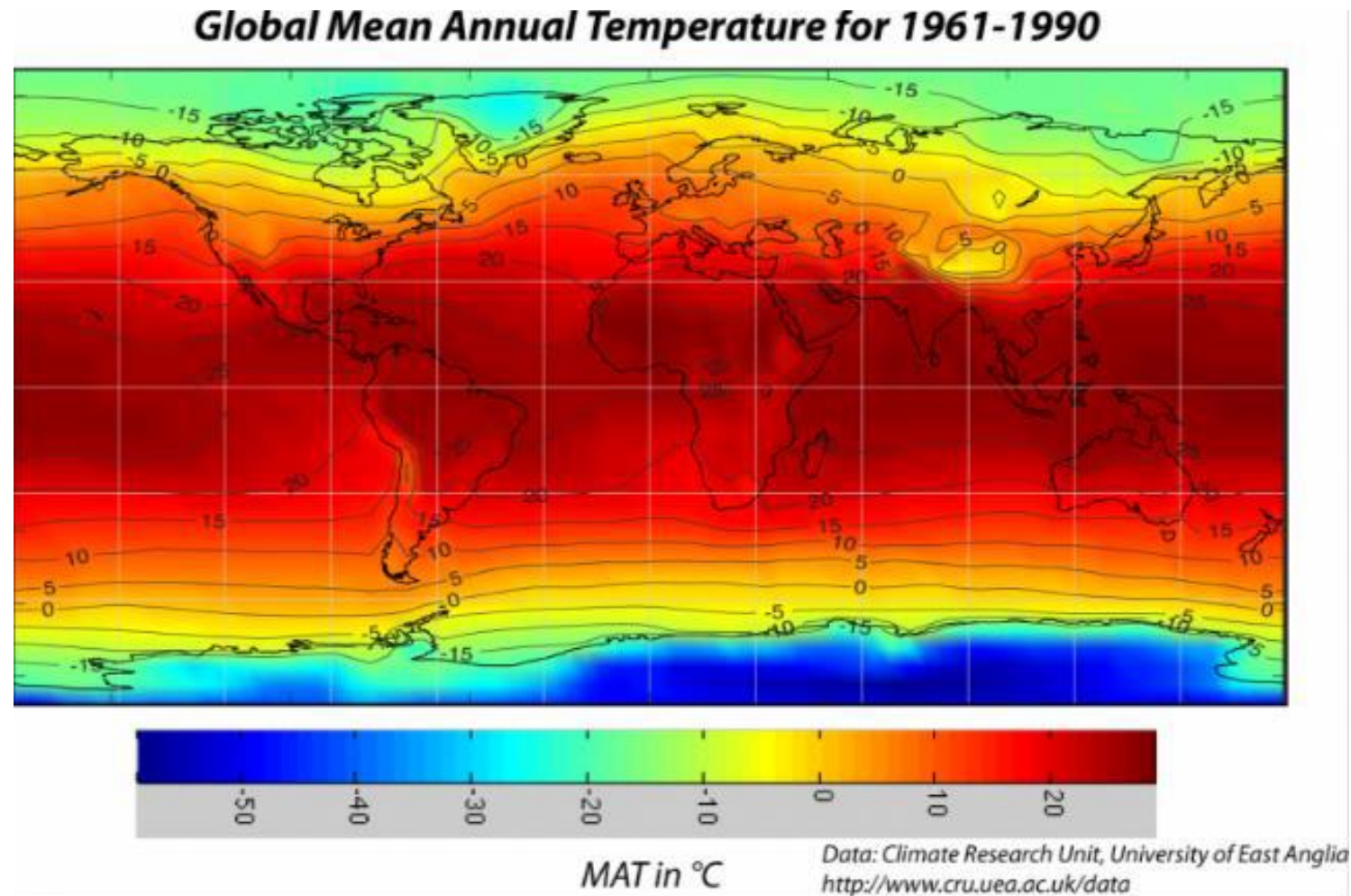
Net Radiation

Dec

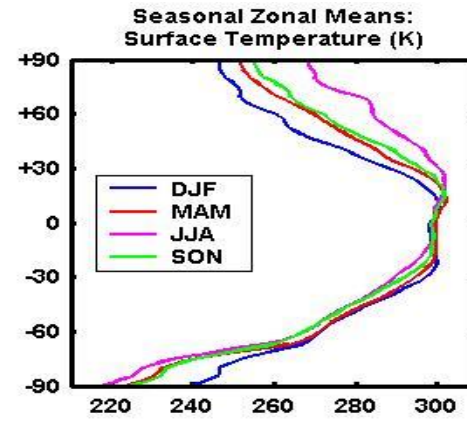


Data: NCEP/NCAR Reanalysis Project, 1959-1997 Climatologies
Animation: Department of Geography, University of Oregon, March 2000

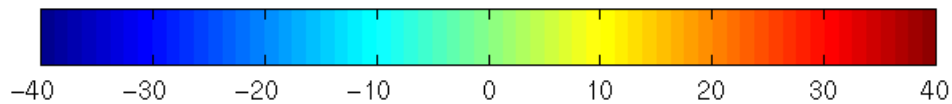
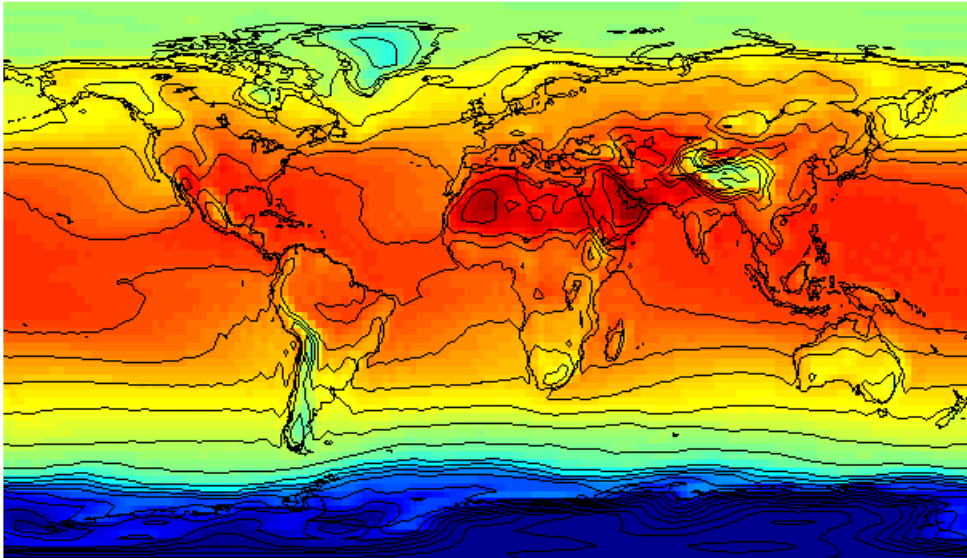
Distribución latitudinal de los flujos de energía en la superficie de la Tierra



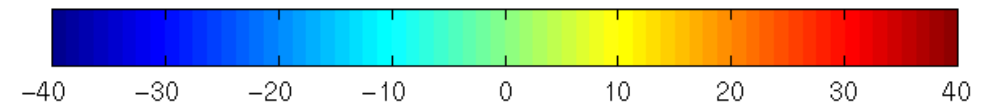
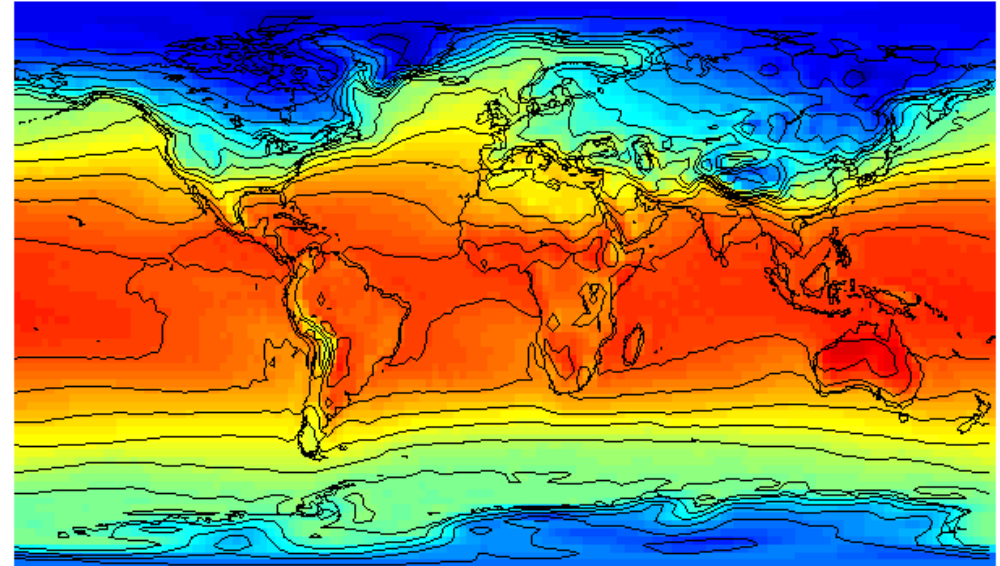
Distribución latitudinal de los flujos de energía en la superficie de la Tierra



July mean surface temperature (°C)



January mean surface temperature (°C)



Pregunta 1:
Diga si las
siguientes
afirmaciones
son
verdaderas o
falsas
(justifique su
respuesta):

a) Cuanto mayor es la temperatura de un cuerpo negro, mayor es la energía total que emite y la longitud de onda del máximo en su espectro de emisión.

b) La cantidad de energía que por unidad de tiempo y de superficie emite un cuerpo negro depende de su temperatura y de las propiedades químicas del mismo.

c) Según la ley de Planck el espectro de emisión de un cuerpo negro a una temperatura T es monocromático.

d) La ventana atmosférica es una franja dentro del espectro electromagnético en el que los gases de la atmósfera no absorben radiación.

e) Cuanto mayor es la temperatura de un cuerpo negro, mayor es el área por debajo de la ley de Planck, el cual representa la energía total que emite el mismo.

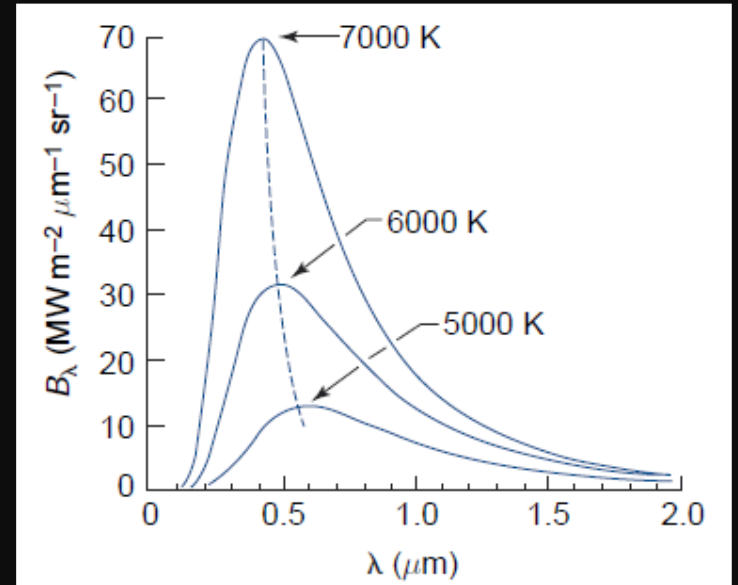
FAKE

a) Cuanto mayor es la temperatura de un cuerpo negro, mayor es la energía total que emite y la longitud de onda del máximo en su espectro de emisión.

c) Según la ley de Planck el espectro de emisión de un cuerpo negro a una temperatura T es monocromático

$$\lambda_{\max} = \frac{b}{T}$$

Ley de Planck y Wien





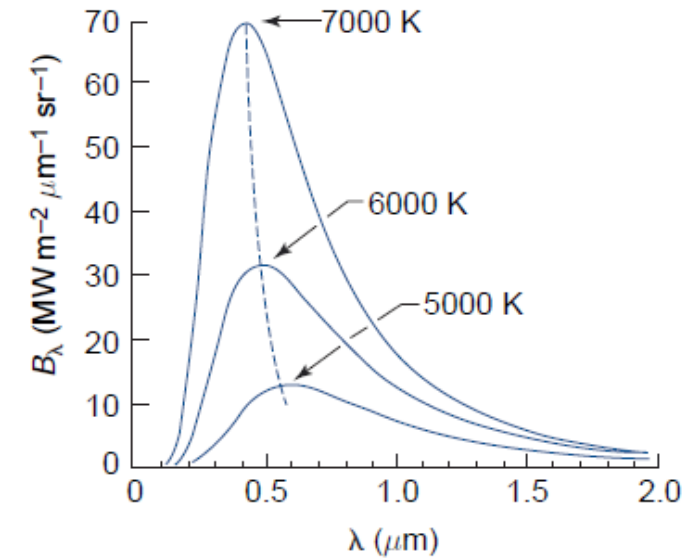
b) La cantidad de energía que por unidad de tiempo y de superficie emite un cuerpo negro depende de su temperatura y de las propiedades químicas del mismo.

Según la Ley de Stefan-Boltzmann: La energía total que por unidad de tiempo y de superficie (irradiancia o densidad de flujo) emite un cuerpo negro es proporcional a la cuarta potencia de su temperatura.

$$E(T) = \sigma T^4$$

d) La ventana atmosférica es una franja dentro del espectro electromagnético en el que los gases de la atmósfera no absorben radiación.

e) Cuanto mayor es la temperatura de un cuerpo negro, mayor es el área por debajo de la ley de Planck, el cual representa la energía total que emite el mismo.



Pregunta 2: Si dos cuerpos negros de temperaturas T_1 y T_2 , si $T_1 = 3 T_2$, ¿cuál es la relación entre la energía total que por unidad de tiempo y de superficie emiten estos cuerpos negros ?

$$T_1 = 3 \cdot T_2$$

$$T_2 = \sqrt[4]{E_2 / \sigma}$$

$$\text{Como } E_1 = \sigma T_1^4 = \sigma (3 T_2)^4 = \sigma (3 \sqrt[4]{E_2 / \sigma})^4 = 81 E_2$$

Pregunta 3: Si dos cuerpos negros de longitudes de onda de máxima emisión cumplen la siguiente relación $\lambda_1 = 2 \cdot \lambda_2$, ¿cuál es la relación entre la energía total que por unidad de tiempo y de superficie emiten estos cuerpos negros?

$$\lambda_1 = b/T_1$$

$$T_1 = b/\lambda_1 = b/2\lambda_2 = b/2(b/T_2) = \frac{T_2}{2} \\ = \frac{\sqrt[4]{E_2/\sigma}}{2}$$

$$\text{Como } E_1 = \sigma \left(\frac{\sqrt[4]{E_2/\sigma}}{2} \right)^4 = \sigma \frac{E_2/\sigma}{16} = E_2/16$$

Pregunta 3:

Teniendo en cuenta que la luminosidad solar es de $L_0 = 3,9 \times 10^{26} \text{ W}$ y que el radio del Sol es de $R_0 = 7 \times 10^8 \text{ m}$, calcule la temperatura de este y la longitud de onda asociada al máximo de su espectro de emisión.

¿Quién es L_0 ?

$1 \text{ W} = 1 \text{ J/s}$

Energía por unidad de tiempo que emite el Sol

La ecuación Stefan-Boltzmann aplicada a un cuerpo negro da el valor de la luminosidad para Sol:

$$L_0 = \sigma A T^4 \qquad A = 4\pi R_0^2$$

Despejamos T:

$$T = \sqrt[4]{\frac{L_0}{\sigma A}} = \sqrt[4]{\frac{L_0}{\sigma 4\pi R_0^2}}$$

Pregunta 3:

Teniendo en cuenta que la luminosidad solar es de $L_0 = 3,9 \times 10^{26} W$ y que el radio del Sol es de $R_0 = 7 \times 10^8 m$, calcule la temperatura de este y la longitud de onda asociada al máximo de su espectro de emisión.

$$\lambda_m = b/T$$

$$\left(\frac{\text{Energía_total}}{\text{Tiempo} \cdot \text{Superficie}} \right)_{\text{Llega_a_la_superficie}} = \left(\frac{\text{Energía_total}}{\text{Tiempo} \cdot \text{Superficie}} \right)_{\text{emite_la_superficie}}$$

Ejercicio 5

- Flujo de energía solar por unidad de área:

$$E_s = \pi R^2 S$$



$$\left(\frac{\text{Energía_total}}{\text{Tiempo} \cdot \text{Superficie}} \right)_{\text{Llega_a_la_superficie}}$$

- Flujo de energía que irradia la Tierra:

$$E_T = 4 \pi R^2 \sigma T^4 \text{ Steffan-Boltzmann}$$



$$\left(\frac{\text{Energía_total}}{\text{Tiempo} \cdot \text{Superficie}} \right)_{\text{emite_la_superficie}}$$

Ejercicio 5

- ❖ A la absorptividad de onda corta de la atmósfera
- ❖ a la reflectividad de onda corta de la atmósfera y la superficie,
- ❖ S la constante solar (es decir, $S = 1368 \text{ W/m}^2$)
- ❖ El flujo de onda corta reflejado al espacio es $aS/4$
- ❖ La energía de onda corta absorbida en la atmósfera (principalmente por moléculas de ozono y vapor de agua, además de las nubes) es $AS/4$.

¿Cuál es la energía de onda corta absorbida en el suelo en términos de S, A, y a?

$$\begin{aligned} E_S &= E_T \\ \pi R^2 S &= 4\pi R^2 \sigma T_E^4 \\ S/4 &= \sigma T_E^4 \end{aligned}$$

La suma de SW(absorbido en la superficie) + SW(reflejado al espacio) + SW(absorbido en la atmósfera) debe ser igual a S/4 (flujo solar promedio en el tope de la atmósfera)

Ejercicio 5

- ❖ A la absorptividad de onda corta de la atmósfera
- ❖ a la reflectividad de onda corta de la atmósfera y la superficie,
- ❖ S la constante solar (es decir, $S = 1368 \text{ W/m}^2$)
- ❖ El flujo de onda corta reflejado al espacio es $aS/4$
- ❖ La energía de onda corta absorbida en la atmósfera (principalmente por moléculas de ozono y vapor de agua, además de las nubes) es $AS/4$.

¿Cuál es la energía de onda corta absorbida en el suelo en términos de S, A, y a?

$$\frac{S}{4} = SW_{sfc} + \frac{aS}{4} + \frac{AS}{4}$$
$$SW_{sfc} = \frac{S}{4} (1 - A - a)$$

La suma de SW(absorbido en la superficie) + SW(reflejado al espacio) + SW(absorbido en la atmósfera) debe ser igual a $S/4$ (flujo solar promedio en el tope de la atmósfera o cantidad media de energía solar que llega al tope de la atmósfera)

Ejercicio 5

- ❖ A la absorptividad de onda corta de la atmósfera
- ❖ a la reflectividad de onda corta de la atmósfera y la superficie,
- ❖ S la constante solar (es decir, $S = 1368 \text{ W/m}^2$)
- ❖ Si la radiación solar promedio entrante es igual $\frac{S}{4} = 343 \text{ W/m}^2$ (equivalente a 100 unidades)

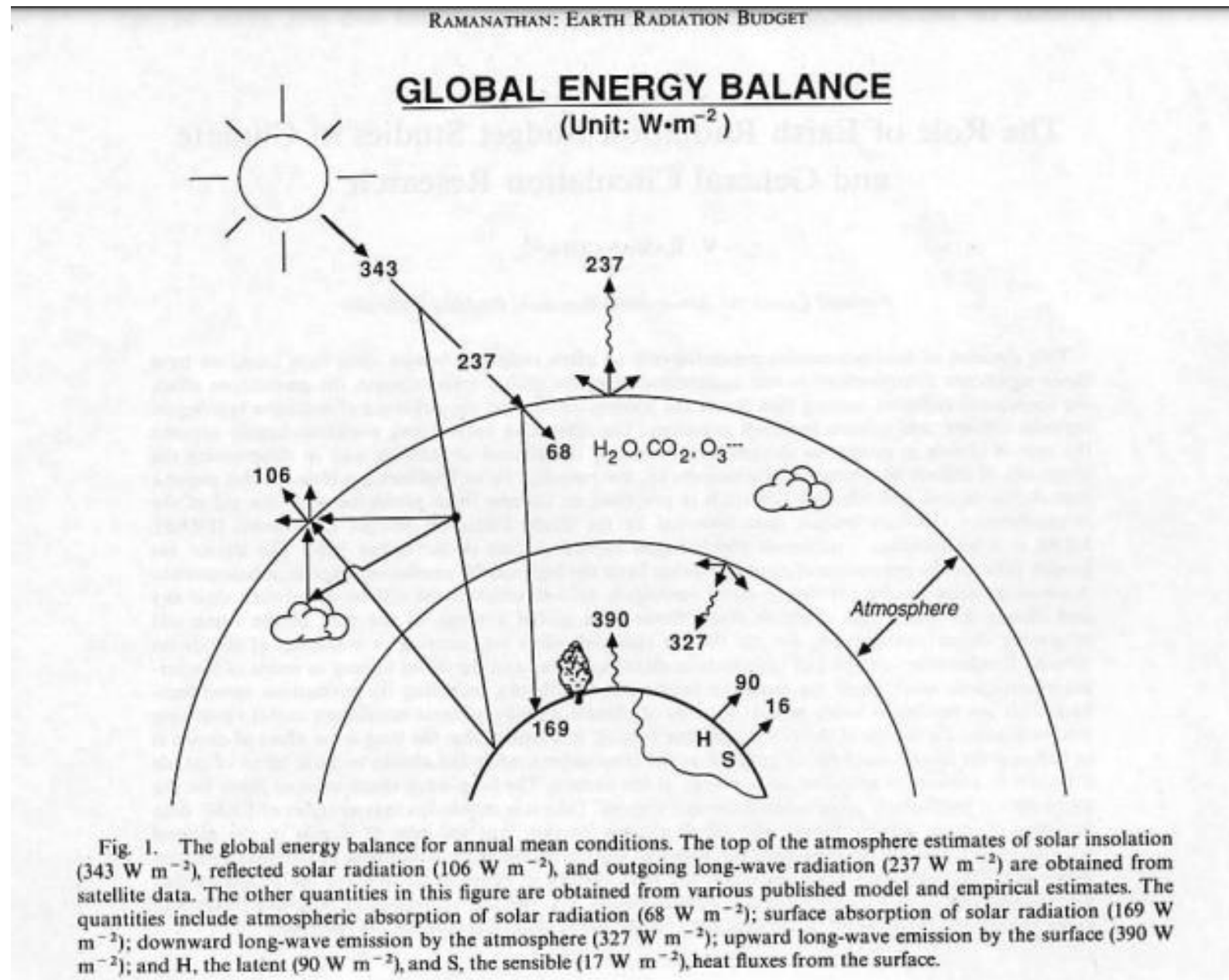
$$\frac{S}{4} = SW_{sfc} + \frac{aS}{4} + \frac{AS}{4}$$

$$SW_{sfc} = \frac{S}{4} (1 - A - a)$$

Ejercicio 5

b) Utiliza el resumen del balance energético global para estimar a y A , usando el balance energético global de Ramanathan en el cual la radiación solar promedio global entrante es igual a 343 W/m^2 .

<https://ramanathan.ucsd.edu/wp-content/uploads/sites/460/2017/10/pr42.pdf>



Ejercicio 5

La radiación solar promedio entrante es de 343 (100 u), de las cuales 106 (31 u) se reflejan por la atmósfera, las nubes y la sfc terrestre.

$$\frac{AS}{4} = (20 + 48) \text{ W/m}^2 \text{ (Radiación absorbida de SW)}$$

$$A = \frac{68 \frac{\text{W}}{\text{m}^2}}{343 \text{ W/m}^2} = 0.20$$

$$a = \frac{106 \frac{\text{W}}{\text{m}^2}}{343 \text{ W/m}^2} = 0.31 \text{ (Reflejada de SW)}$$

<https://ramanathan.ucsd.edu/wp-content/uploads/sites/460/2017/10/pr42.pdf>

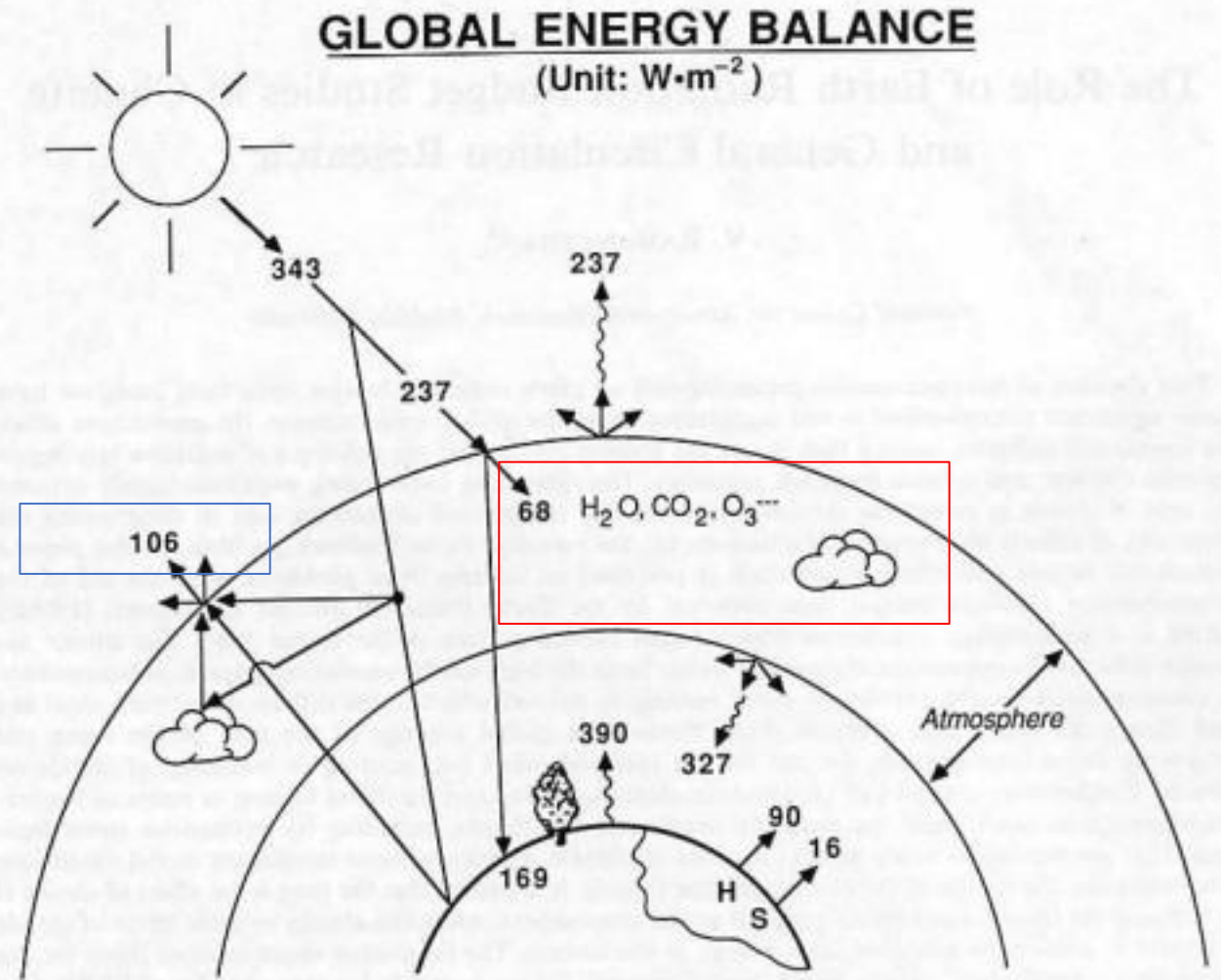


Fig. 1. The global energy balance for annual mean conditions. The top of the atmosphere estimates of solar insolation (343 W m^{-2}), reflected solar radiation (106 W m^{-2}), and outgoing long-wave radiation (237 W m^{-2}) are obtained from satellite data. The other quantities in this figure are obtained from various published model and empirical estimates. The quantities include atmospheric absorption of solar radiation (68 W m^{-2}); surface absorption of solar radiation (169 W m^{-2}); downward long-wave emission by the atmosphere (327 W m^{-2}); upward long-wave emission by the surface (390 W m^{-2}); and H, the latent (90 W m^{-2}), and S, the sensible (17 W m^{-2}), heat fluxes from the surface.