



**ÁREA
GEOCIENCIAS**

El Sistema Climático

Maestría en Geociencias

2023

BALANCE DE ENERGÍA DEL SISTEMA CLIMÁTICO

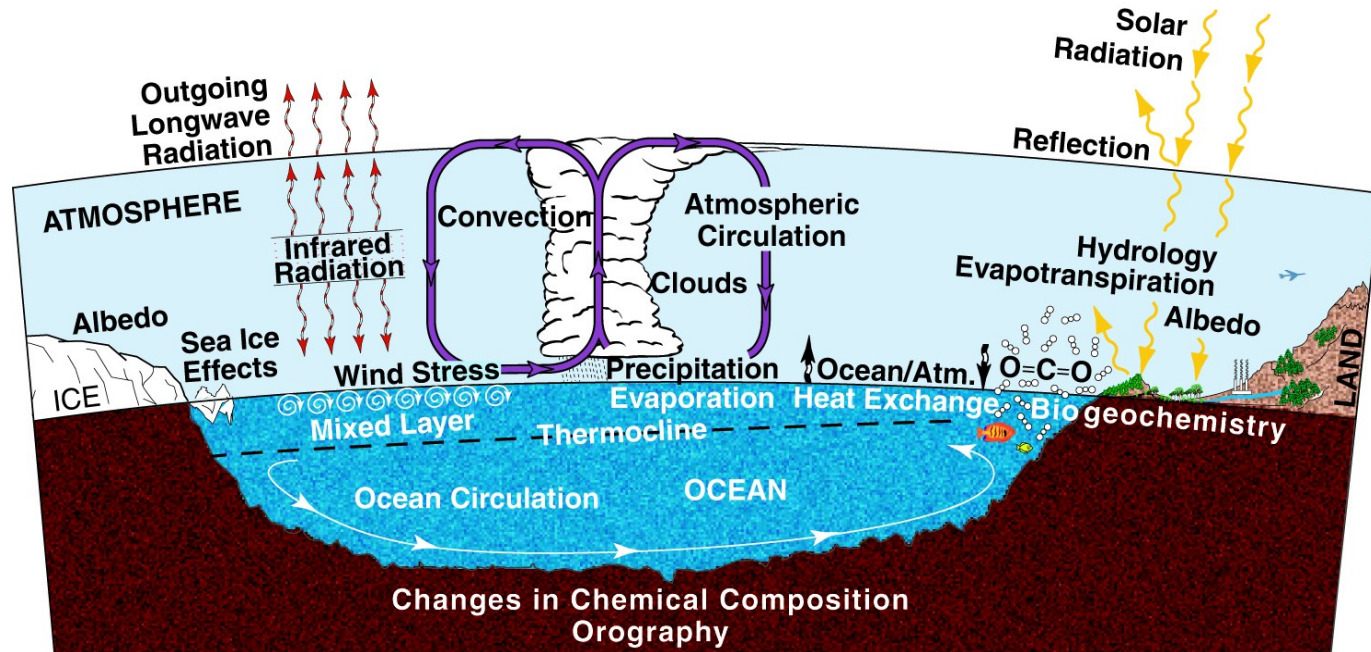
- **Contenidos**

- Distribución de la radiación

Balance radiativo

En equilibrio, la Tierra recibe tanta energía del Sol como la que emite.

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



Leyes de radiación

- **Cuerpo negro:** cuerpo ideal que absorbe y emite toda la radiación incidente.
 - Su emisión dependerá solo de T.
- **Ley de Planck:** La radiación electromagnética irradiada por un cuerpo negro en equilibrio térmico depende de T y su frecuencia ν

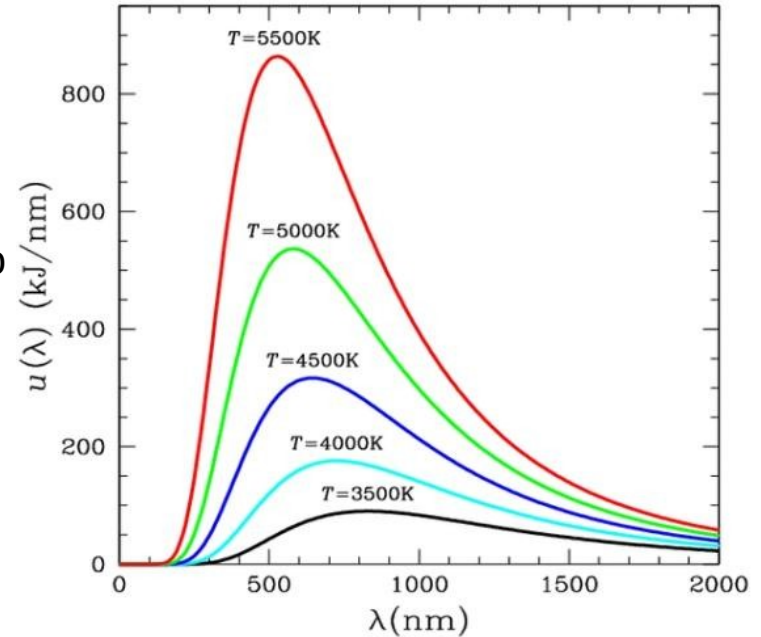
- **Ley de Wien:** la longitud de onda a la cual se realiza la máxima emisión es

$$\lambda_{peak} = \frac{2897}{T}$$

- **Stefan Boltzman:** el flujo de energía total emitido por un cuerpo negro

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

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

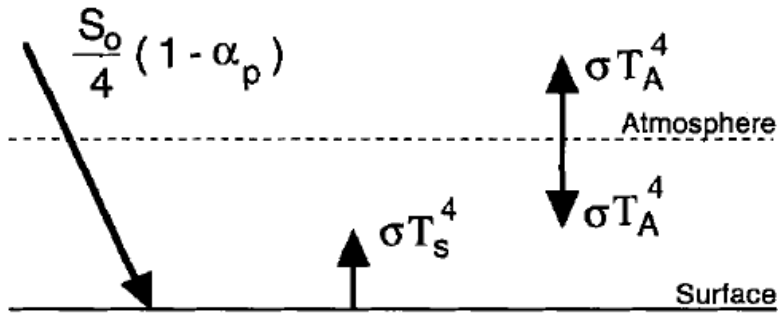


- **Luminosidad solar** energía irradiada por el Sol por unidad de tiempo:
 - $L_0 = 4\pi R_s^2 \sigma T_s^4 = 3.8 \times 10^{26} \text{ W}$ (R_s = radio del Sol, T_s = 5772 K)
- **Constante solar:** Energía recibida en forma de radiación solar por unidad de tiempo y superficie, medida en la parte externa de la atmósfera terrestre en un plano perpendicular a los rayos del sol
 - $S_0 = 1367 \text{ W/m}^2$
 - Para calcular la constante solar igualamos la luminosidad solar a la energía dispersada en una superficie esférica de radio Tierra-Sol

Equilibrio radiativo

Efecto invernadero

ENERGÍA TOTAL QUE LLEGA A SUP = ENERGÍA TOTAL QUE EMITE



BALANCE ENERGÉTICO

TOPE ATMÓSFERA $\frac{S_0}{4}(1 - \alpha_p) = \sigma T_A^4$

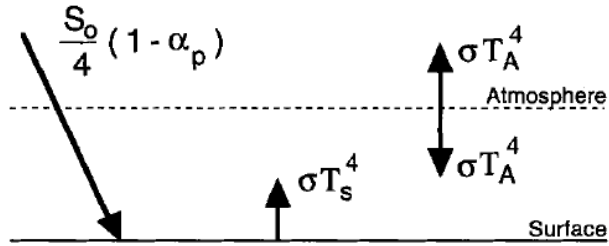
ATMÓSFERA $\sigma T_s^4 = \sigma T_A^4 + \sigma T_A^4$

SUPERFICIE $\frac{S_0}{4}(1 - \alpha_p) + \sigma T_A^4 = \sigma T_s^4$

$$T_{sup} = 2^{1/4} T_{atm}$$

**ESTO DEMUESTRA QUE LA
ATMÓSFERA SE CALIENTA
DESDE ABAJO**

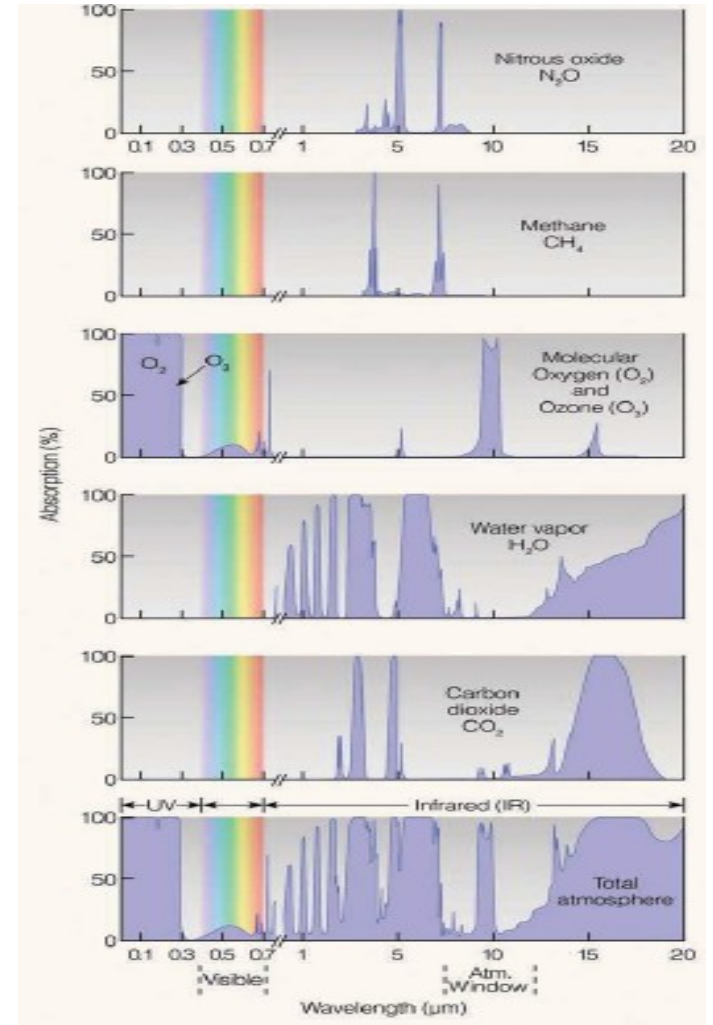
$$T_s^4 = \frac{S_0(1 - \alpha_p)}{2\sigma} \Rightarrow T_s = \sqrt[4]{\frac{S_0(1 - \alpha_p)}{2\sigma}} \cong 303K = 30^\circ C$$



$$T_s = \sqrt[4]{\frac{S_0(1 - \alpha_p)}{2\sigma}} \approx 303K = 30^\circ C \gg 15^\circ C$$

Motivos del exceso de temperatura:

- (1) Ventana atmosférica
- (2) Existencia de flujos de calor latente y sensible



Ejercicio de ejemplo

Considere una atmósfera transparente a la RS, la existencia de un albedo planetario de 0.3.

1- Calcule la Temperatura de emisión de la superficie si el 13% de la energía emitida por la superficie en forma de radiación infrarroja se escapa directamente hacia el espacio (ventana atmosférica).

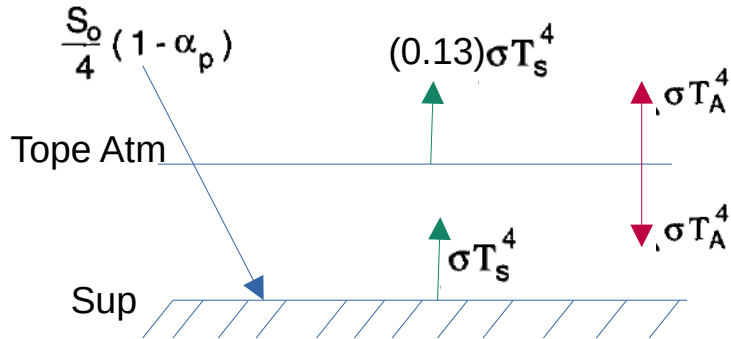
Datos: luminosidad solar: $3.8 \cdot 10^{26}$ W, constante de Stefan-Boltzmann: $5.67 \cdot 10^{-8}$ Wm⁻², distancia Sol – Tierra: $150 \cdot 10^6$ km.

Ejercicio de ejemplo

Considere una atmósfera transparente a la RS, la existencia de un albedo planetario de 0.3.

1- Calcule la Temperatura de emisión de la superficie si el 13% de la energía emitida por la superficie en forma de radiación infrarroja se escapa directamente hacia el espacio (ventana atmosférica).

Datos: luminosidad solar: $3.8 \cdot 10^{26}$ W, constante de Stefan-Boltzmann: $5.67 \cdot 10^{-8}$ Wm⁻², distancia Sol – Tierra: $150 \cdot 10^6$ km.

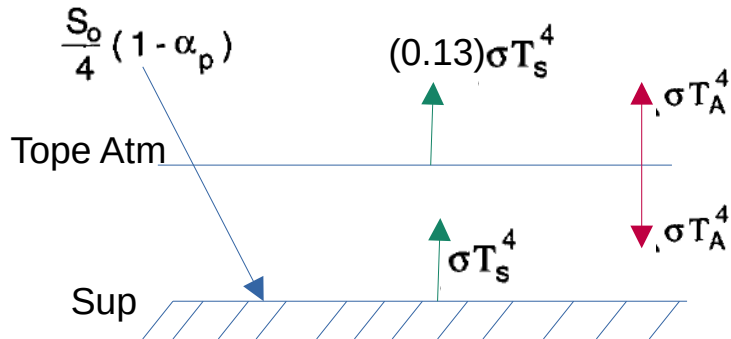


Ejercicio de ejemplo

Considere una atmósfera transparente a la RS, la existencia de un albedo planetario de 0.3.

1- Calcule la Temperatura de emisión de la superficie si el 13% de la energía emitida por la superficie en forma de radiación infrarroja se escapa directamente hacia el espacio (ventana atmosférica).

Datos: luminosidad solar: $3.8 \cdot 10^{26}$ W, constante de Stefan-Boltzmann: $5.67 \cdot 10^{-8}$ Wm⁻², distancia Sol – Tierra: $150 \cdot 10^6$ km.



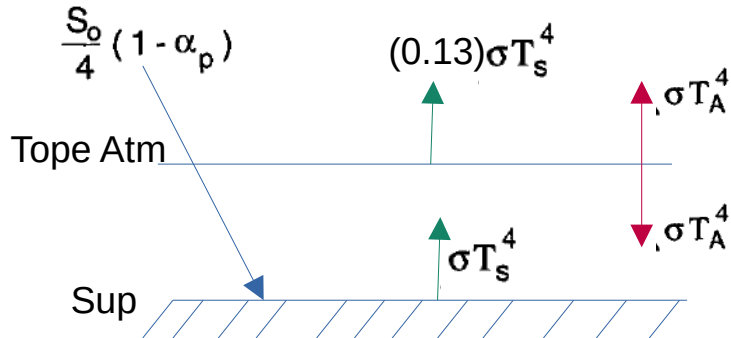
$$\text{Tope Atm } \frac{S_0}{4} (1 - \alpha_p) = (0.13)\sigma T_s^4 + \sigma T_A^4$$

Ejercicio de ejemplo

Considere una atmósfera transparente a la RS, la existencia de un albedo planetario de 0.3.

1- Calcule la Temperatura de emisión de la superficie si el 13% de la energía emitida por la superficie en forma de radiación infrarroja se escapa directamente hacia el espacio (ventana atmosférica).

Datos: luminosidad solar: $3.8 \cdot 10^{26}$ W, constante de Stefan-Boltzmann: $5.67 \cdot 10^{-8}$ Wm⁻², distancia Sol – Tierra: $150 \cdot 10^6$ km.



$$\text{Tope Atm} \quad \frac{S_o}{4} (1 - \alpha_p) = (0.13) \sigma T_s^4 + \sigma T_A^4$$

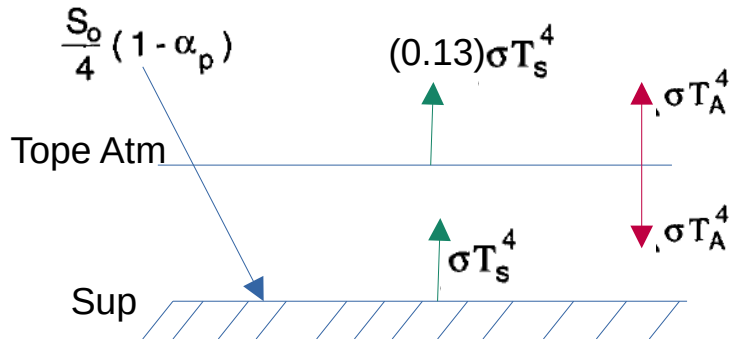
$$\text{Sup} \quad \frac{S_o}{4} (1 - \alpha_p) + \sigma T_A^4 = \sigma T_s^4$$

Ejercicio de ejemplo

Considere una atmósfera transparente a la RS, la existencia de un albedo planetario de 0.3.

1- Calcule la Temperatura de emisión de la superficie si el 13% de la energía emitida por la superficie en forma de radiación infrarroja se escapa directamente hacia el espacio (ventana atmosférica).

Datos: luminosidad solar: $3.8 \cdot 10^{26}$ W, constante de Stefan-Boltzmann: $5.67 \cdot 10^{-8}$ Wm⁻², distancia Sol – Tierra: $150 \cdot 10^6$ km.



$$\text{Tope Atm} \quad \frac{S_o}{4} (1 - \alpha_p) - (0.13)\sigma T_s^4 = \sigma T_A^4$$

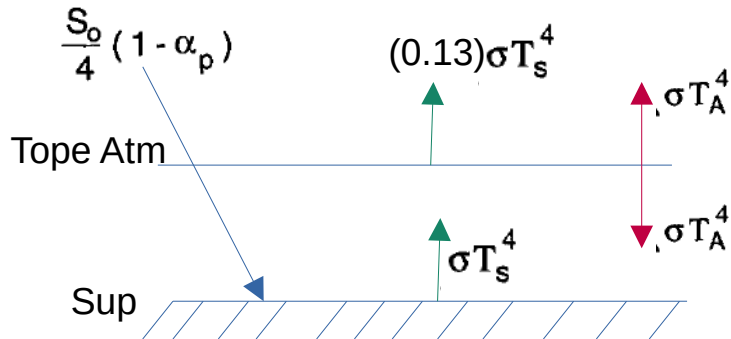
$$\text{Sup} \quad \frac{S_o}{4} (1 - \alpha_p) + \sigma T_A^4 = \sigma T_s^4$$

Ejercicio de ejemplo

Considere una atmósfera transparente a la RS, la existencia de un albedo planetario de 0.3.

1- Calcule la Temperatura de emisión de la superficie si el 13% de la energía emitida por la superficie en forma de radiación infrarroja se escapa directamente hacia el espacio (ventana atmosférica).

Datos: luminosidad solar: $3.8 \cdot 10^{26}$ W, constante de Stefan-Boltzmann: $5.67 \cdot 10^{-8}$ Wm⁻², distancia Sol – Tierra: $150 \cdot 10^6$ km.



$$\text{Tope Atm} \quad \frac{S_o}{4} (1 - \alpha_p) - (0.13)\sigma T_s^4 = \sigma T_A^4$$

$$\text{Sup} \quad \frac{S_o}{4} (1 - \alpha_p) + \sigma T_A^4 = \sigma T_s^4$$

$$\frac{S_o}{4} (1 - \alpha_p) + \frac{S_o}{4} (1 - \alpha_p) - (0.13)\sigma T_s^4 = \sigma T_s^4$$

$$\boxed{T_s = 292.7 \text{ K} = 19.7 \text{ C}}$$

Ejercicio de ejemplo

Considere una atmósfera transparente a la RS, la existencia de un albedo planetario de 0.3.

1- Calcule la Temperatura de emisión de la superficie si el 13% de la energía emitida por la superficie en forma de radiación infrarroja se escapa directamente hacia el espacio (ventana atmosférica).

2- Considere ahora el mismo caso anterior, pero que la atmósfera en lugar de ser transparente a la RS absorbe una parte, de manera que a la superficie llega un porcentaje de la RS que llega al tope de la atmósfera. Si en este caso, la temperatura de la superficie terrestre fuera de 16 °C ¿cuál sería el porcentaje de la RS absorbida por la atmósfera?

Datos: luminosidad solar: $3.8 \cdot 10^{26}$ W, constante de Stefan-Boltzmann: $5.67 \cdot 10^{-8}$ Wm⁻², distancia Sol – Tierra: $150 \cdot 10^6$ km.

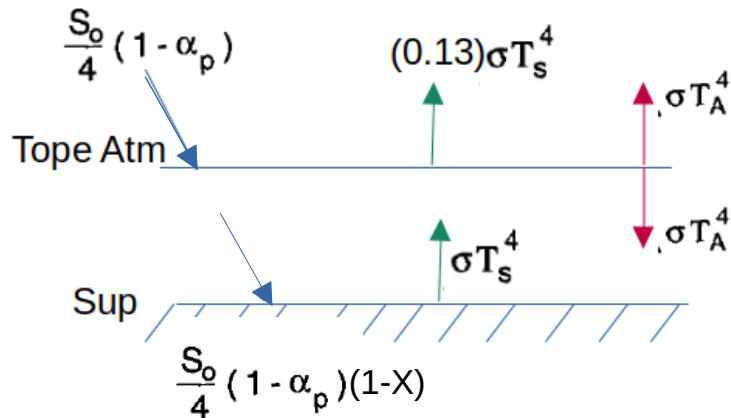
Ejercicio de ejemplo

Considere una atmósfera transparente a la RS, la existencia de un albedo planetario de 0.3.

1- Calcule la Temperatura de emisión de la superficie si el 13% de la energía emitida por la superficie en forma de radiación infrarroja se escapa directamente hacia el espacio (ventana atmosférica).

2- Considere ahora el mismo caso anterior, pero que la atmósfera en lugar de ser transparente a la RS absorbe una parte, de manera que a la superficie llega un porcentaje de la RS que llega al tope de la atmósfera. Si en este caso, la temperatura de la superficie terrestre fuera de 16 °C ¿cuál sería el porcentaje de la RS absorbida por la atmósfera?

Datos: luminosidad solar: $3.8 \cdot 10^{26}$ W, constante de Stefan-Boltzmann: $5.67 \cdot 10^{-8}$ Wm⁻², distancia Sol – Tierra: $150 \cdot 10^6$ km.



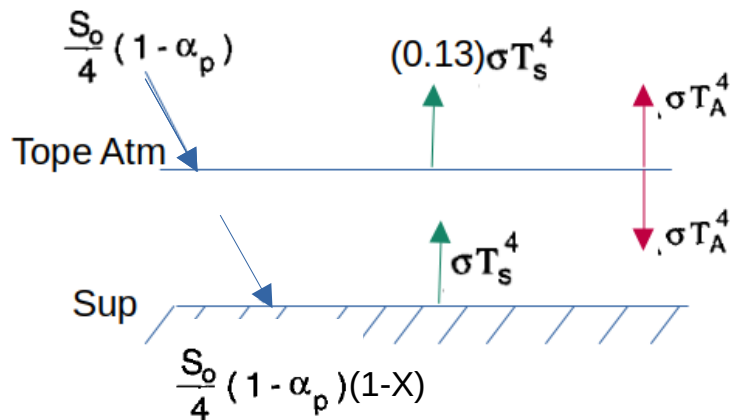
Ejercicio de ejemplo

Considere una atmósfera transparente a la RS, la existencia de un albedo planetario de 0.3.

1- Calcule la Temperatura de emisión de la superficie si el 13% de la energía emitida por la superficie en forma de radiación infrarroja se escapa directamente hacia el espacio (ventana atmosférica).

2- Considere ahora el mismo caso anterior, pero que la atmósfera en lugar de ser transparente a la RS absorbe una parte, de manera que a la superficie llega un porcentaje de la RS que llega al tope de la atmósfera. Si en este caso, la temperatura de la superficie terrestre fuera de 16 °C ¿cuál sería el porcentaje de la RS absorbida por la atmósfera?

Datos: luminosidad solar: $3.8 \cdot 10^{26}$ W, constante de Stefan-Boltzmann: $5.67 \cdot 10^{-8}$ Wm⁻², distancia Sol – Tierra: $150 \cdot 10^6$ km.



$$\text{Tope Atm} \quad \frac{S_o}{4} (1 - \alpha_p) = (0.13) \sigma T_s^4 + \sigma T_A^4$$

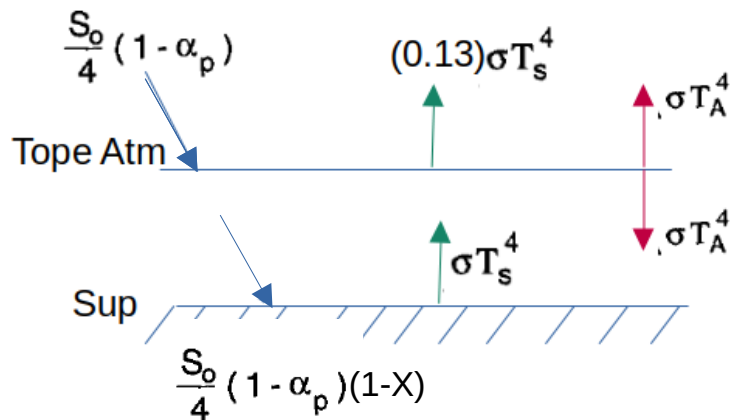
Ejercicio de ejemplo

Considere una atmósfera transparente a la RS, la existencia de un albedo planetario de 0.3.

1- Calcule la Temperatura de emisión de la superficie si el 13% de la energía emitida por la superficie en forma de radiación infrarroja se escapa directamente hacia el espacio (ventana atmosférica).

2- Considere ahora el mismo caso anterior, pero que la atmósfera en lugar de ser transparente a la RS absorbe una parte, de manera que a la superficie llega un porcentaje de la RS que llega al tope de la atmósfera. Si en este caso, la temperatura de la superficie terrestre fuera de 16 °C ¿cuál sería el porcentaje de la RS absorbida por la atmósfera?

Datos: luminosidad solar: $3.8 \cdot 10^{26}$ W, constante de Stefan-Boltzmann: $5.67 \cdot 10^{-8}$ Wm⁻², distancia Sol – Tierra: $150 \cdot 10^6$ km.



$$\text{Tope Atm} \quad \frac{S_0}{4}(1-\alpha_p) = (0.13)\sigma T_s^4 + \sigma T_A^4$$

$$\text{Sup} \quad (1-X) \frac{S_0}{4}(1-\alpha_p) + \sigma T_A^4 = \sigma T_s^4$$

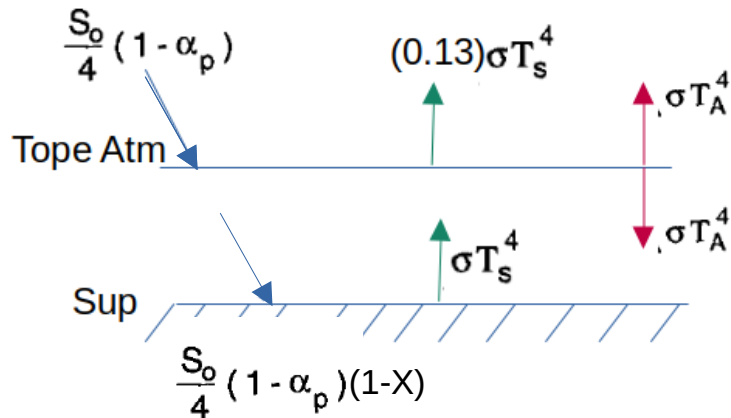
Ejercicio de ejemplo

Considere una atmósfera transparente a la RS, la existencia de un albedo planetario de 0.3.

1- Calcule la Temperatura de emisión de la superficie si el 13% de la energía emitida por la superficie en forma de radiación infrarroja se escapa directamente hacia el espacio (ventana atmosférica).

2- Considere ahora el mismo caso anterior, pero que la atmósfera en lugar de ser transparente a la RS absorbe una parte, de manera que a la superficie llega un porcentaje de la RS que llega al tope de la atmósfera. Si en este caso, la temperatura de la superficie terrestre fuera de 16 °C ¿cuál sería el porcentaje de la RS absorbida por la atmósfera?

Datos: luminosidad solar: $3.8 \cdot 10^{26}$ W, constante de Stefan-Boltzmann: $5.67 \cdot 10^{-8}$ Wm⁻², distancia Sol – Tierra: $150 \cdot 10^6$ km.



$$\text{Tope Atm} \quad \frac{S_0}{4}(1 - \alpha_p) - (0.13)\sigma T_s^4 = \sigma T_A^4$$

$$\text{Sup} \quad (1 - X) \frac{S_0}{4}(1 - \alpha_p) + \sigma T_A^4 = \sigma T_s^4$$

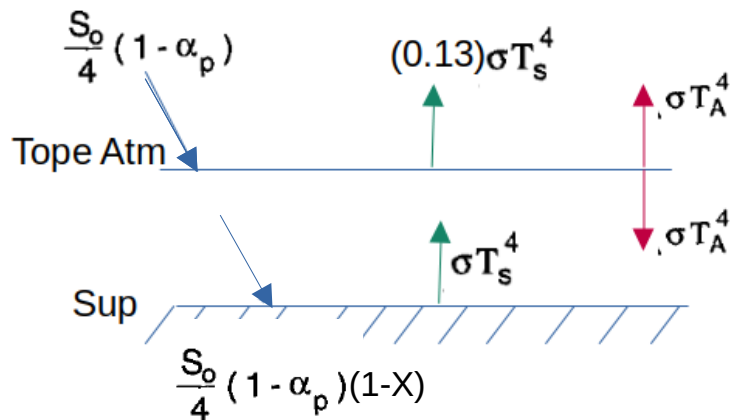
Ejercicio de ejemplo

Considere una atmósfera transparente a la RS, la existencia de un albedo planetario de 0.3.

1- Calcule la Temperatura de emisión de la superficie si el 13% de la energía emitida por la superficie en forma de radiación infrarroja se escapa directamente hacia el espacio (ventana atmosférica).

2- Considere ahora el mismo caso anterior, pero que la atmósfera en lugar de ser transparente a la RS absorbe una parte, de manera que a la superficie llega un porcentaje de la RS que llega al tope de la atmósfera. Si en este caso, la temperatura de la superficie terrestre fuera de 16 °C ¿cuál sería el porcentaje de la RS absorbida por la atmósfera?

Datos: luminosidad solar: $3.8 \cdot 10^{26}$ W, constante de Stefan-Boltzmann: $5.67 \cdot 10^{-8}$ Wm⁻², distancia Sol – Tierra: $150 \cdot 10^6$ km.



$$\text{Tope Atm} \quad \frac{S_o}{4} (1 - \alpha_p) - (0.13)\sigma T_s^4 = \sigma T_A^4$$

$$\text{Sup} \quad (1-X) \frac{S_o}{4} (1 - \alpha_p) + \sigma T_A^4 = \sigma T_s^4$$

$$(1+1-X) \frac{S_o}{4} (1 - \alpha_p) - (0.13)\sigma T_s^4 = \sigma T_s^4$$

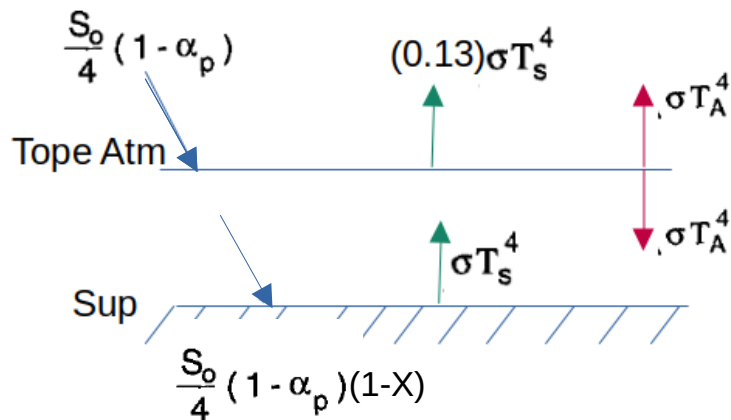
Ejercicio de ejemplo

Considere una atmósfera transparente a la RS, la existencia de un albedo planetario de 0.3.

1- Calcule la Temperatura de emisión de la superficie si el 13% de la energía emitida por la superficie en forma de radiación infrarroja se escapa directamente hacia el espacio (ventana atmosférica).

2- Considere ahora el mismo caso anterior, pero que la atmósfera en lugar de ser transparente a la RS absorbe una parte, de manera que a la superficie llega un porcentaje de la RS que llega al tope de la atmósfera. Si en este caso, la temperatura de la superficie terrestre fuera de 16 °C ¿cuál sería el porcentaje de la RS absorbida por la atmósfera?

Datos: luminosidad solar: $3.8 \cdot 10^{26}$ W, constante de Stefan-Boltzmann: $5.67 \cdot 10^{-8}$ Wm⁻², distancia Sol – Tierra: $150 \cdot 10^6$ km.



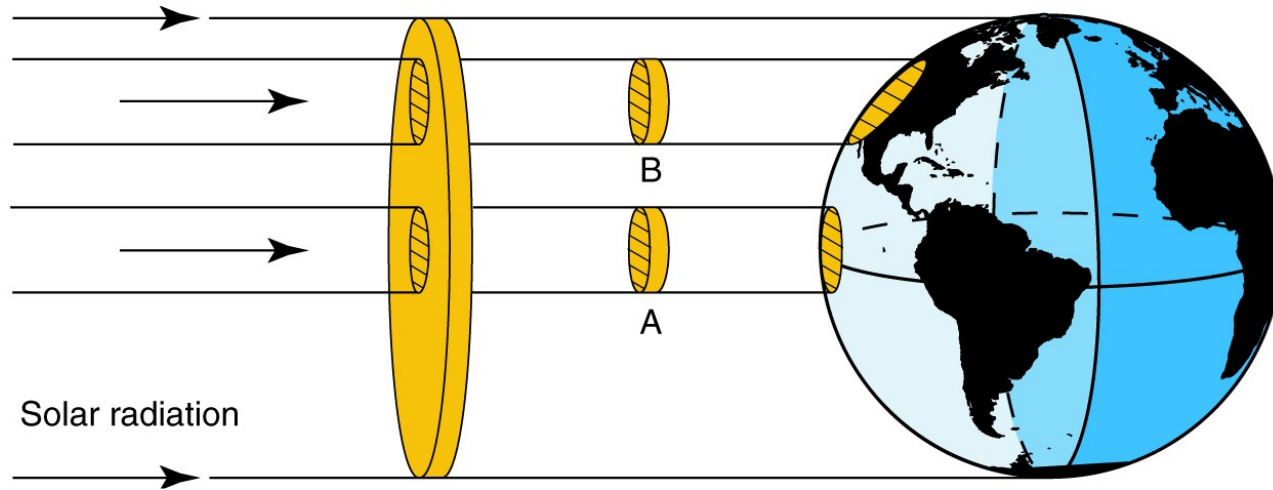
$$\text{Tope Atm} \quad \frac{S_o}{4} (1 - \alpha_p) - (0.13)\sigma T_s^4 = \sigma T_A^4$$

$$\text{Sup} \quad (1-X) \frac{S_o}{4} (1 - \alpha_p) + \sigma T_A^4 = \sigma T_s^4$$

$$(1+1-X) \frac{S_o}{4} (1 - \alpha_p) - (0.13)\sigma T_s^4 = \sigma T_s^4$$

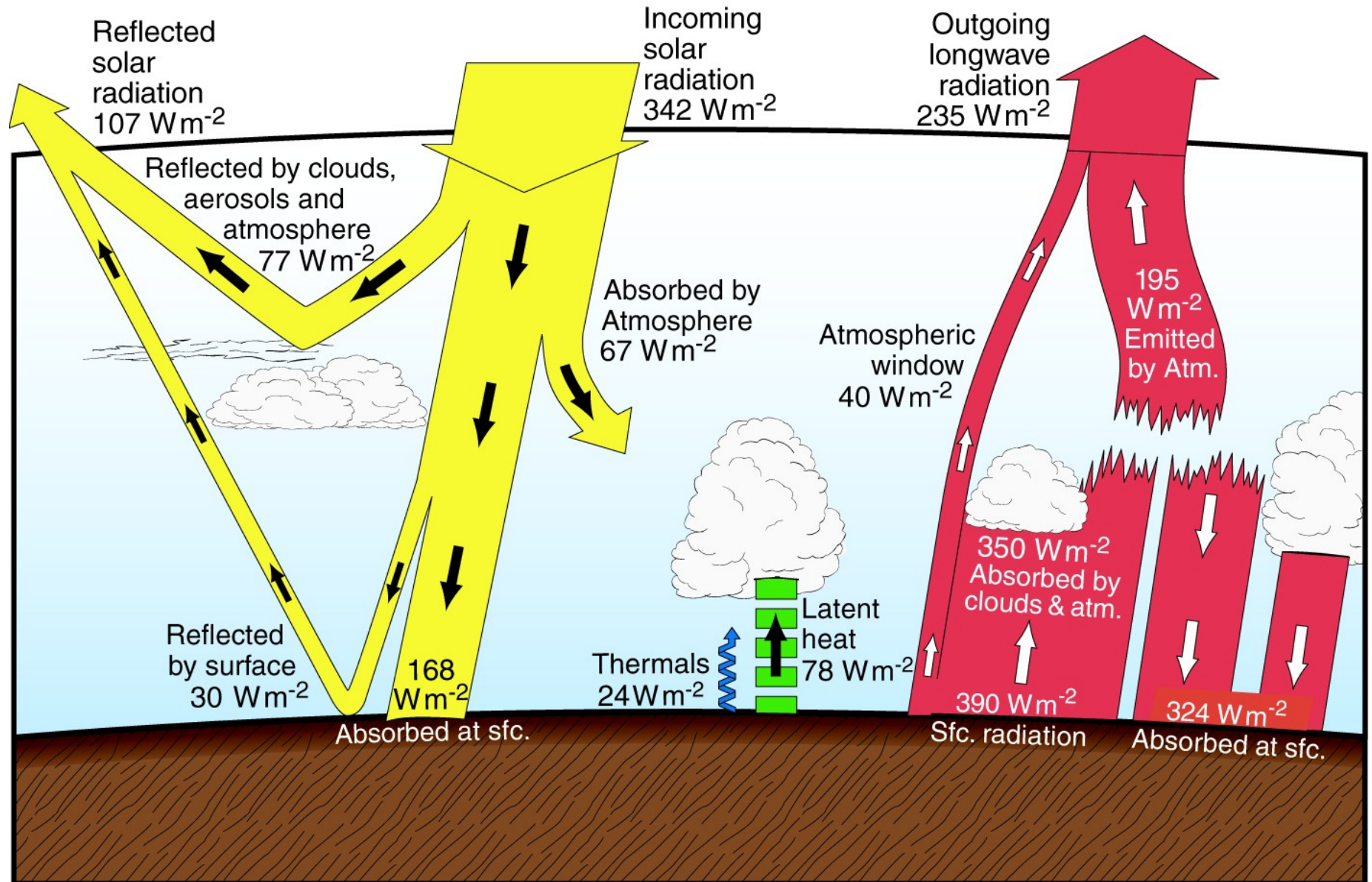
$$X = 2 - \frac{(1.13)\sigma T_s^4}{\frac{S_o}{4} (1 - \alpha_p)} = 0.1$$

¿Cuanta energía llega a la Tierra por día?

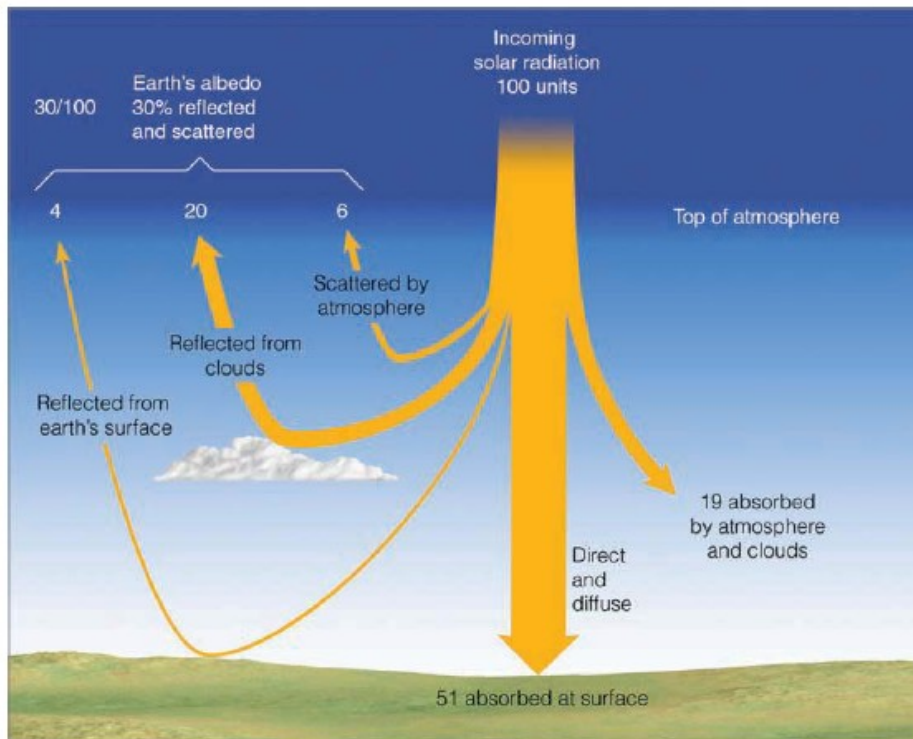


$$S_0 \pi R^2 = 4\pi R^2 E \rightarrow E = S_0/4 = 342 \text{ W/m}^2$$

Balance de energía global



Balance de energía global en el Sistema Climático de la Tierra



Aunque la T de cualquier lugar puede variar considerablemente de un año para el siguiente, en general la T media global anual varía muy poco de un año al siguiente → El planeta debe enviar al espacio la misma cantidad de energía que recibe del sol. → El mismo balance debe existir entre la atm y la superficie.

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.

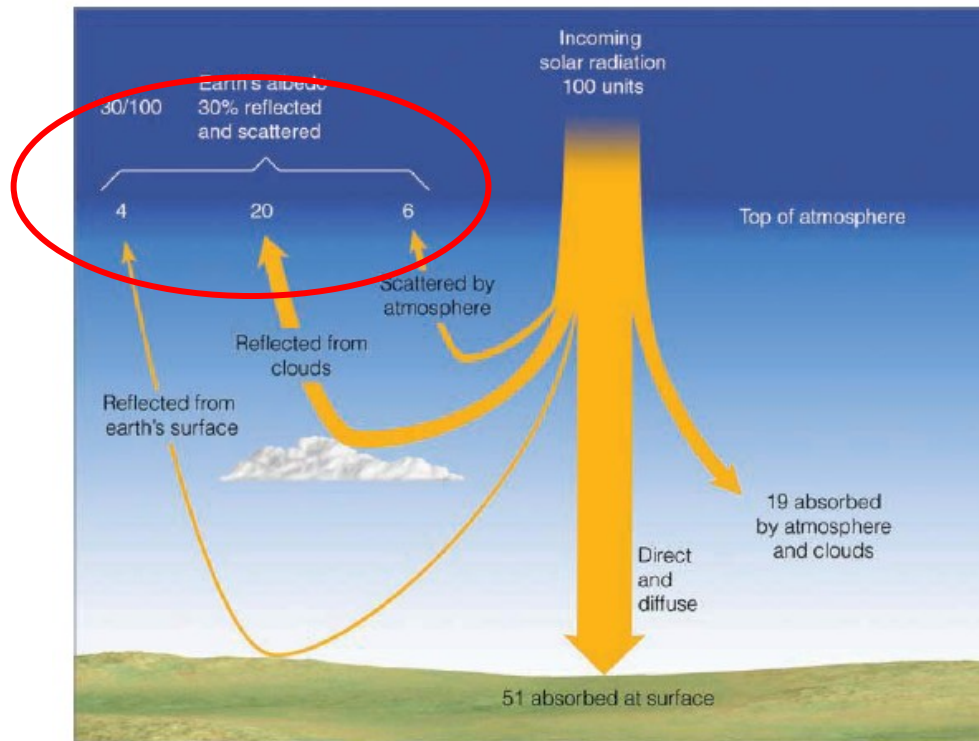
Balance de energía global en el Sistema Climático de la Tierra

Supongamos que del sol nos llegan 100 unidades de energía:

- El albedo planetario es del 30%:
 - 4% es reflejado por la sup de la tierra
 - 20% por las nubes
 - 6% por la atmósfera

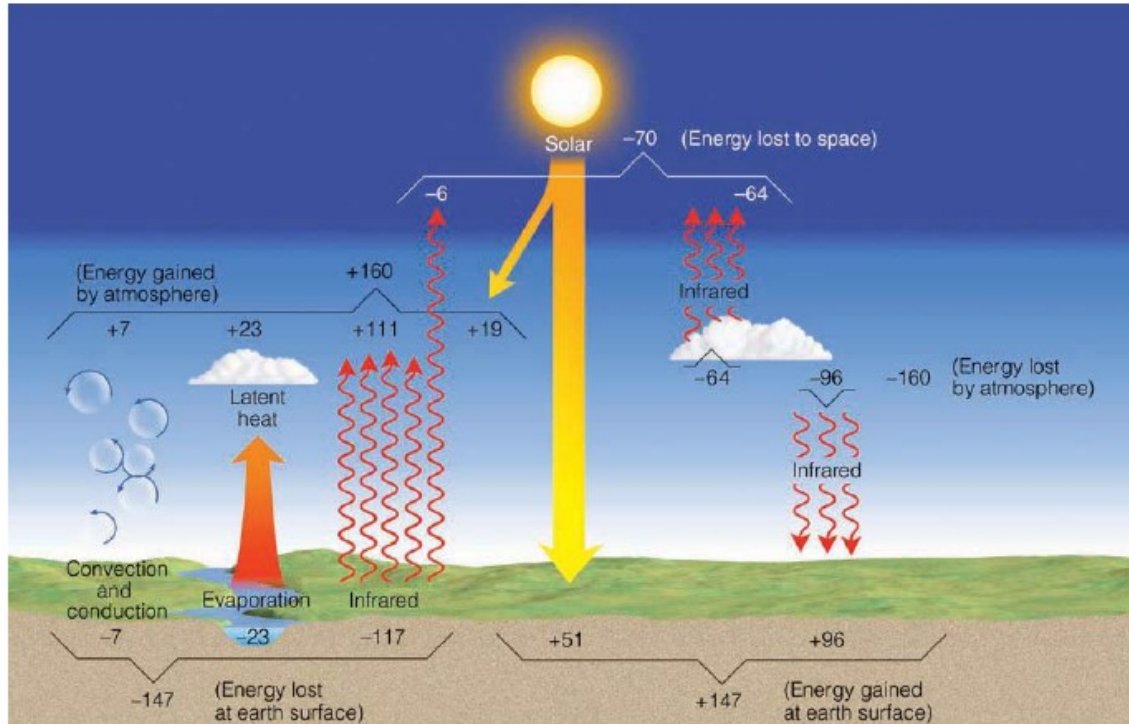
LAS NUBES SON LAS QUE MÁS CONTRIBUYEN AL ALBEDO PLANETARIO

- 19 % son absorbidas por la atmósfera (ozono en la estratosfera, oxígeno y nitrógeno en la termósfera, nubes en la troposfera)
- El resto, 51 %, llega a la superficie de la Tierra en forma de radiación directa y difusa.



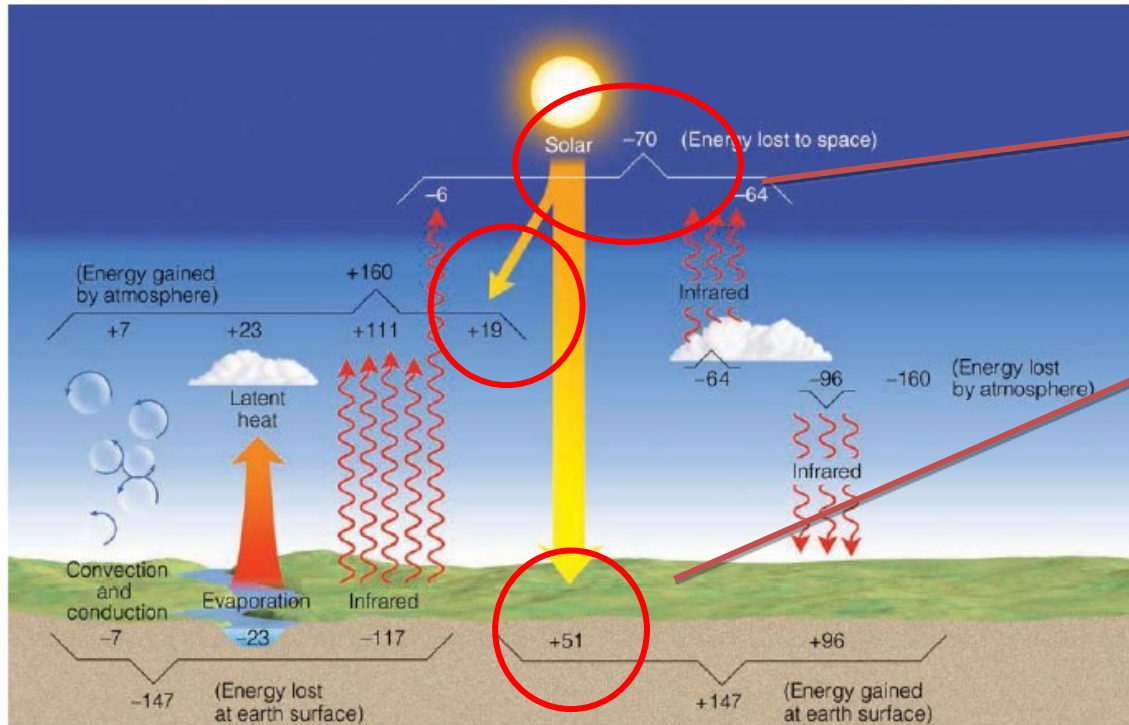
1) Balance de energía global en el Sistema Climático de la Tierra

¿Cómo la Tierra y su atmósfera mantienen este equilibrio radiativo anualmente?



Balance de energía global en el Sistema Climático de la Tierra

¿Cómo la Tierra y su atmósfera mantienen este equilibrio radiativo anualmente?



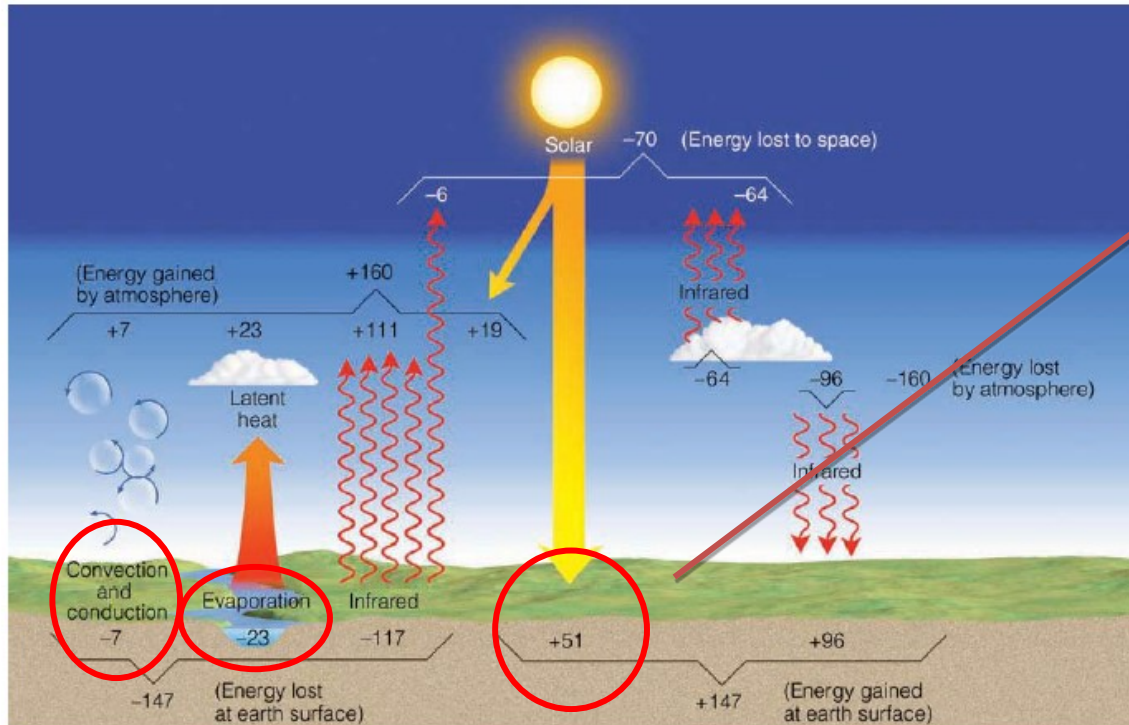
De las 70 unidades que entran, 19 son absorbidas por atmósfera y nubes

51 unidades llegan a superficie y son absorbidas por la misma

Nótese que la cantidad de energía procedente del sol que absorbe la superficie de la Tierra es el 50% (aprox) de lo que llega a la cima de la atmósfera.

Balance de energía global en el Sistema Climático de la Tierra

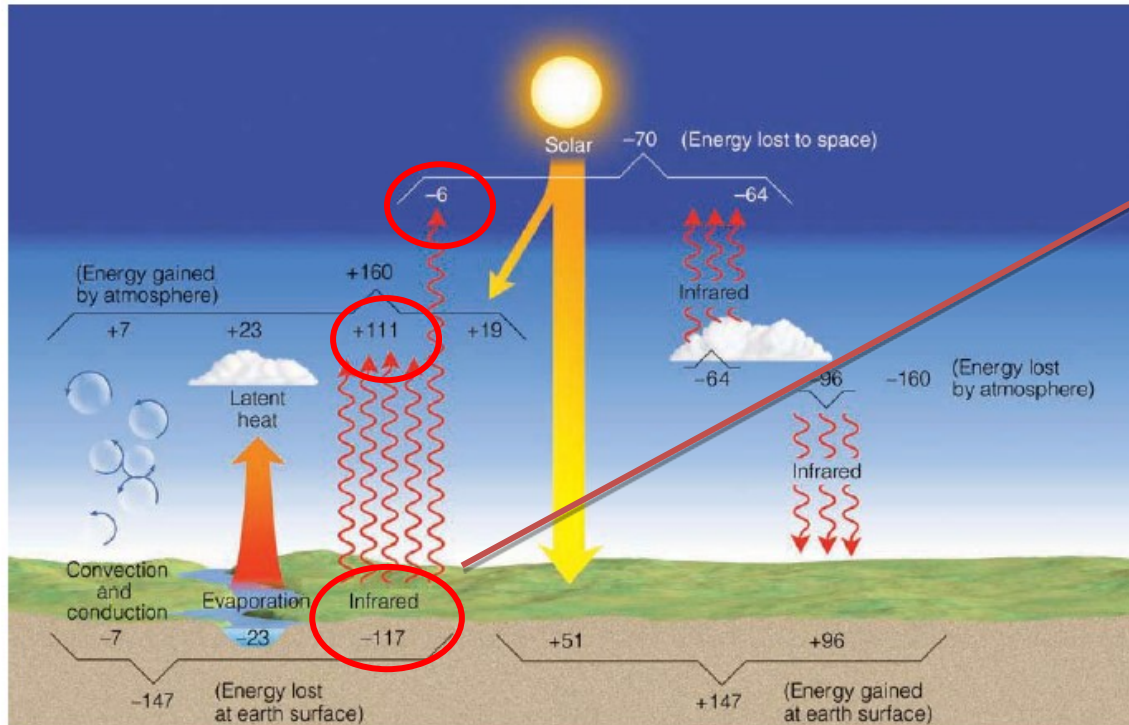
¿Cómo la Tierra y su atmósfera mantienen este equilibrio radiativo anualmente?



De las 51 unidades que llegan a la superficie de la tierra, aproximadamente unas 23 se emplean en evaporar agua, y 7 se pierden en forma de calor sensible.

Balance de energía global en el Sistema Climático de la Tierra

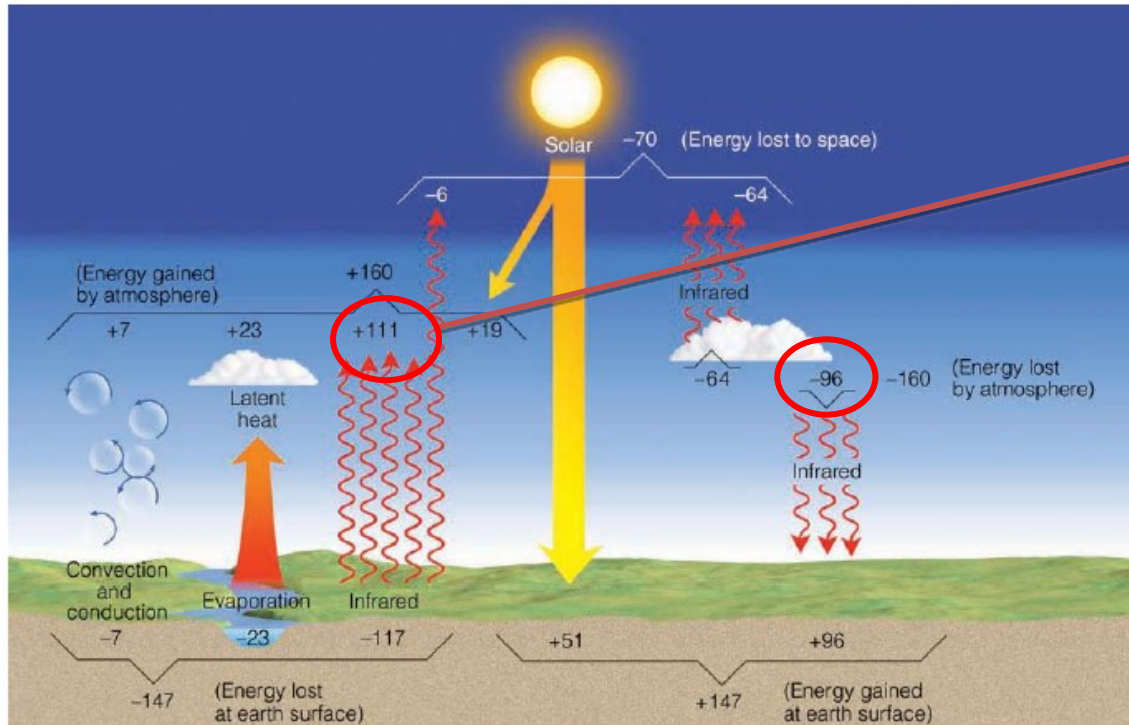
¿Cómo la Tierra y su atmósfera mantienen este equilibrio radiativo anualmente?



La superficie de la Tierra emite 117 unidades de las que 6 escapan directamente hacia el espacio (ventana atmosférica) y 111 son absorbidas por los GHG (principalmente vapor de agua, dióxido de carbono) y las nubes.

Balance de energía global en el Sistema Climático de la Tierra

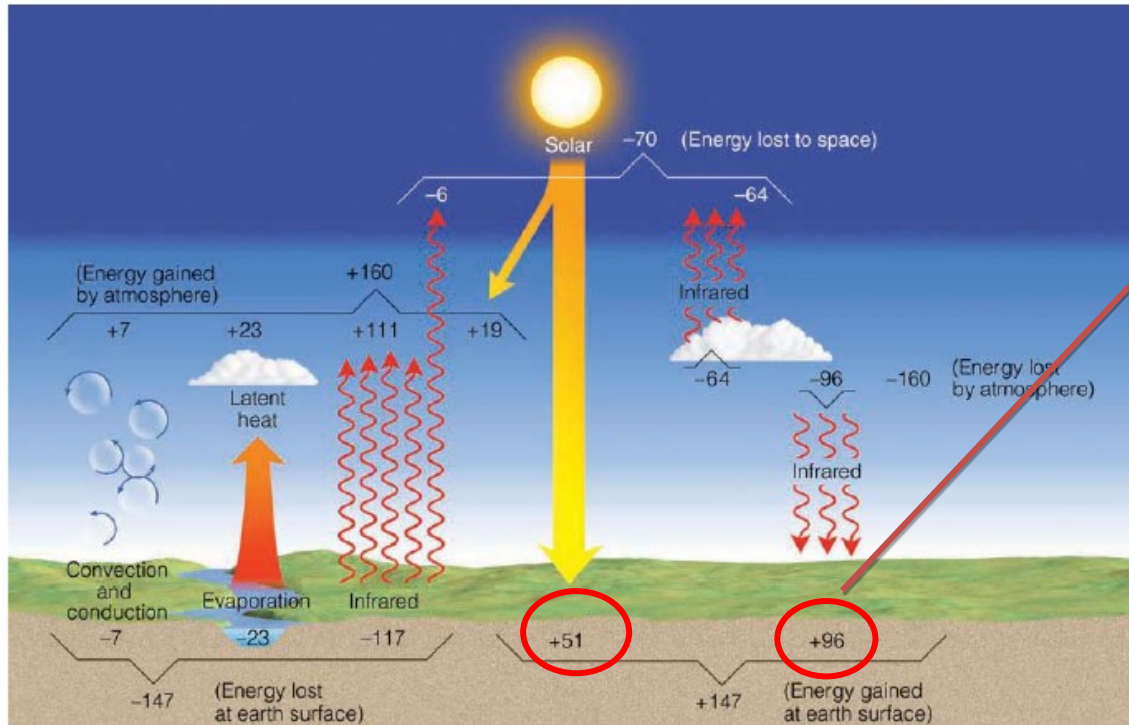
¿Cómo la Tierra y su atmósfera mantienen este equilibrio radiativo anualmente?



De las 111 unidades de radiación terrestre absorbidas por la atmósfera, 96 son emitidas por la atmósfera hacia la superficie produciendo el efecto invernadero.

1) Balance de energía global en el Sistema Climático de la Tierra

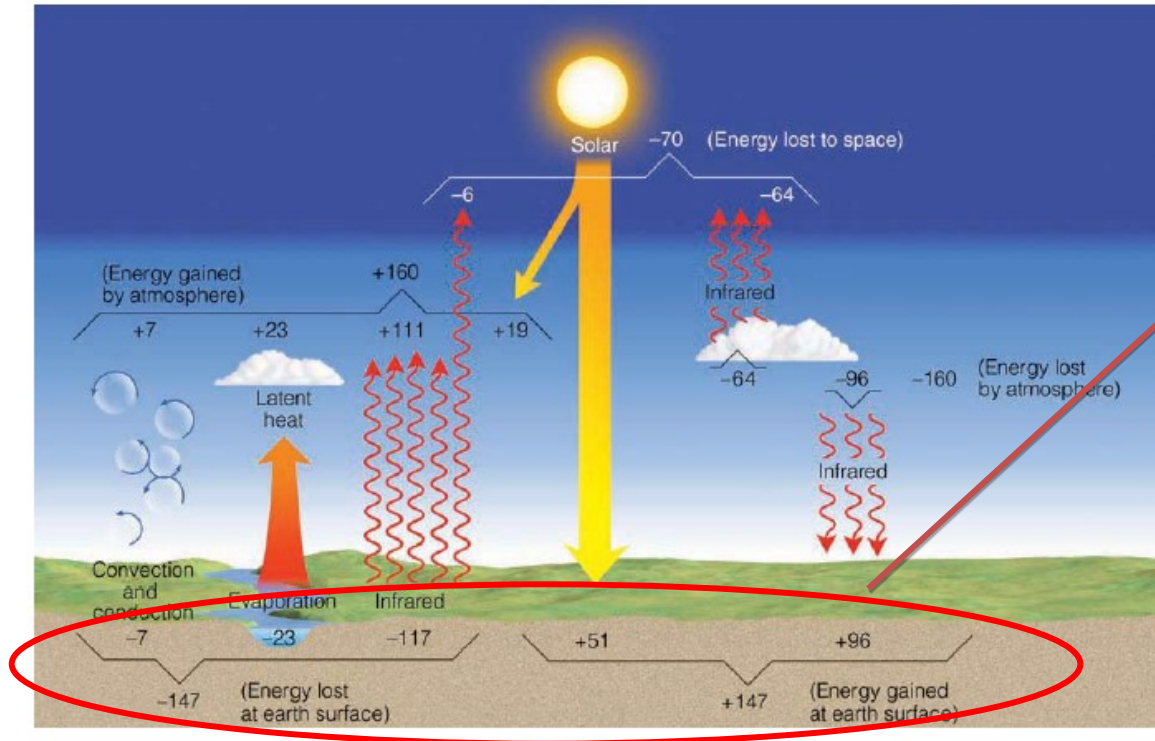
¿Cómo la Tierra y su atmósfera mantienen este equilibrio radiativo anualmente?



De toda la energía que recibe la superficie de la Tierra, la cantidad que absorbe proveniente de los GHG es casi el doble de la que recibe del sol.

Balance de energía global en el Sistema Climático de la Tierra

¿Cómo la Tierra y su atmósfera mantienen este equilibrio radiativo anualmente?



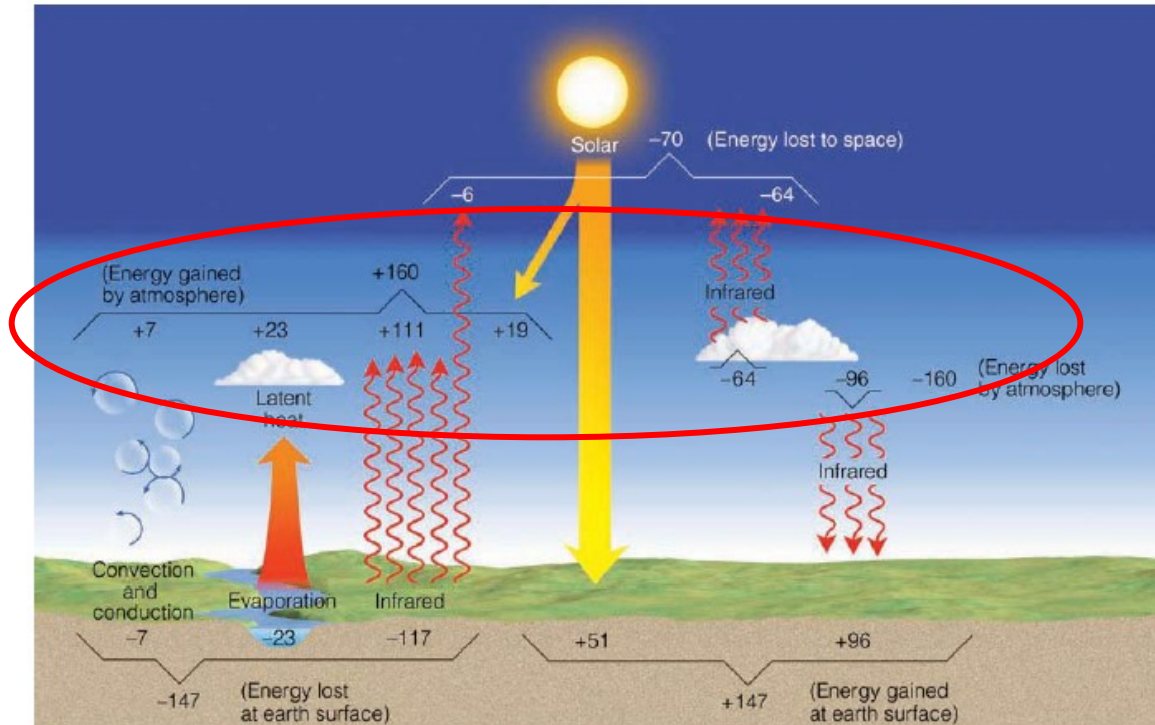
Entre estos intercambios de energía, la cantidad total de energía que emite la superficie de la Tierra son 147 unidades y son balanceadas por la energía que gana (otras 147 unidades procedentes sol + GHG).



Existe un balance energético en superficie

Balance de energía global en el Sistema Climático de la Tierra

¿Cómo la Tierra y su atmósfera mantienen este equilibrio radiativo anualmente?



Centrémonos en la atmósfera:
Ganancias: 7 (calor sensible) + 23 (calor latente) + 111 (radiación de onda larga) + 19 (radiación de onda corta) = 160 unidades.
Pérdidas: 64 (emisión IR hacia el espacio) + 96 (emisión IR hacia la superficie) = 160 unidades.



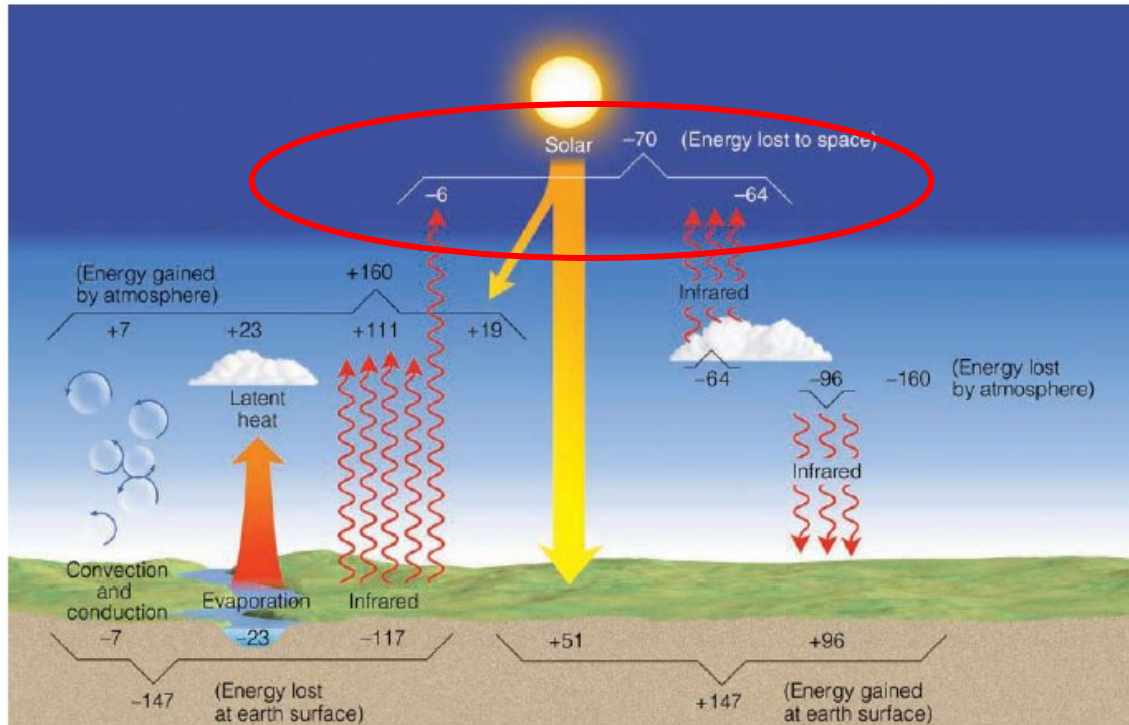
Ganancias = Pérdidas



Equilibrio energético

Balance de energía global en el Sistema Climático de la Tierra

¿Cómo la Tierra y su atmósfera mantienen este equilibrio radiativo anualmente?



Cima de la atmósfera:

→ Entra: 70 unidades

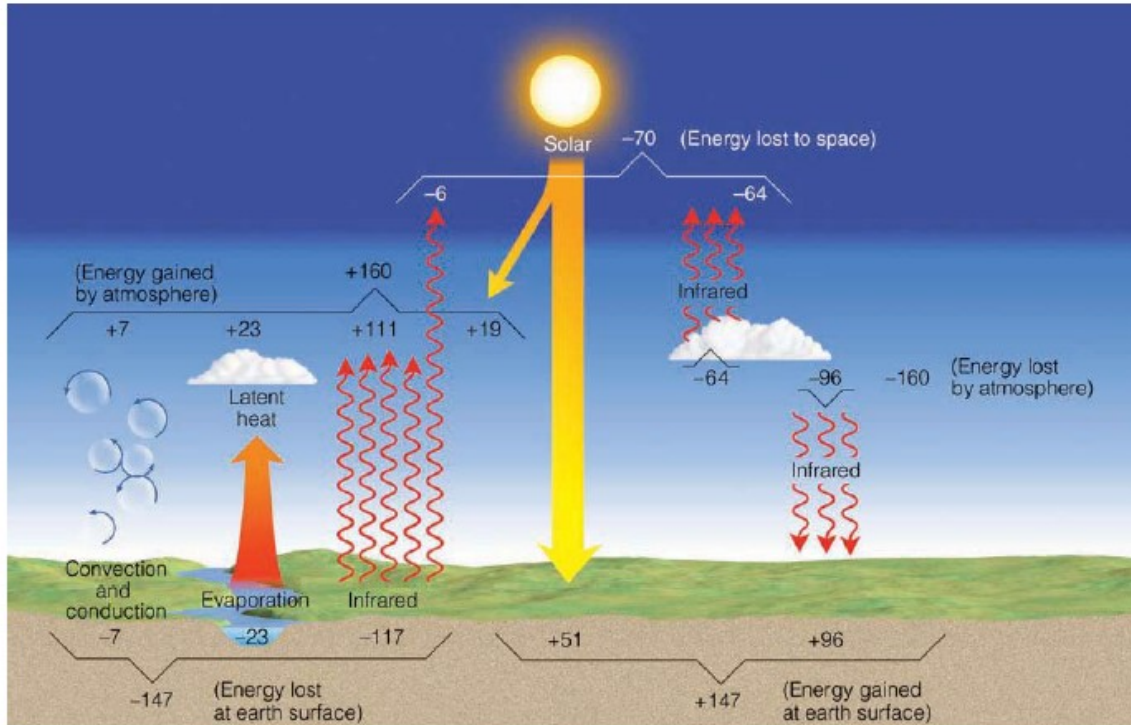
→ Salen: 6 (ventana atmosférica)
+ 64 (radiación IR de los GHG) =
70.



Equilibrio energético radiativo

Balance de energía global en el Sistema Climático de la Tierra

¿Cómo la Tierra y su atmósfera mantienen este equilibrio radiativo anualmente?

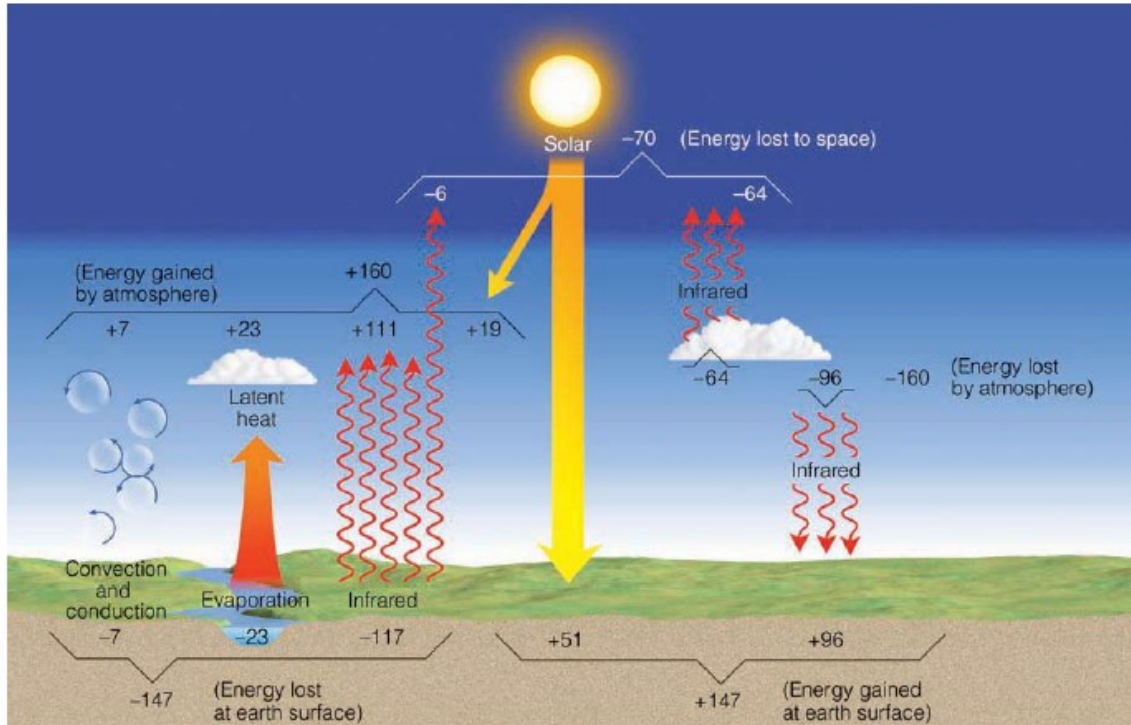


Tanto en la cima de la atmósfera, en la atmósfera, como en superficie de la Tierra: la misma cantidad de energía que se pierde es la que se gana → existe un balance de energía.

Si no hay una ganancia o pérdida neta de energía, la temperatura de la Tierra y de la atmósfera permanece aproximadamente constante.

Balance energético: términos más importantes: los radiativos

Balance de energía global en el Sistema Climático de la Tierra



De las 117 unidades que en forma de radiación de onda larga emite la superficie terrestre,

6 escapan directamente hacia el espacio. Esas 6 unidades vendrían a representar el 5% de la energía radiativa emitida por la superficie terrestre. → ventana atmosférica de onda larga.

Balance de energía global en el Sistema Climático de la Tierra

Dependencia latitudinal del balance de energía radiativo

Altas latitudes tienden a perder más energía de la que reciben del sol, mientras que las latitudes bajas tienden a ganar más energía que la que pierden. El origen de este desajuste se encuentra en que la radiación solar total incidente en la superficie de la Tierra depende de la latitud (sólo a 38°N y 38°S existe equilibrio radiativo).

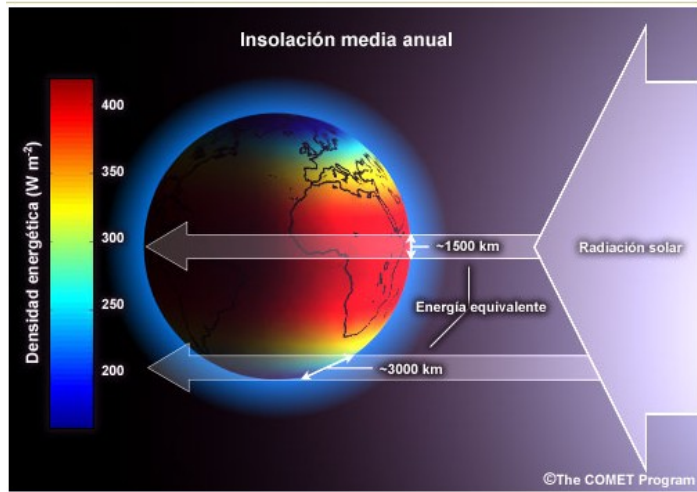
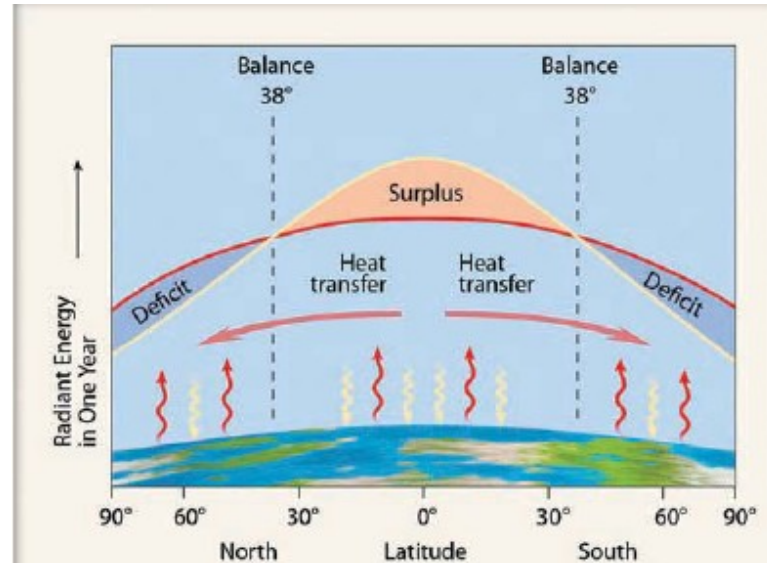
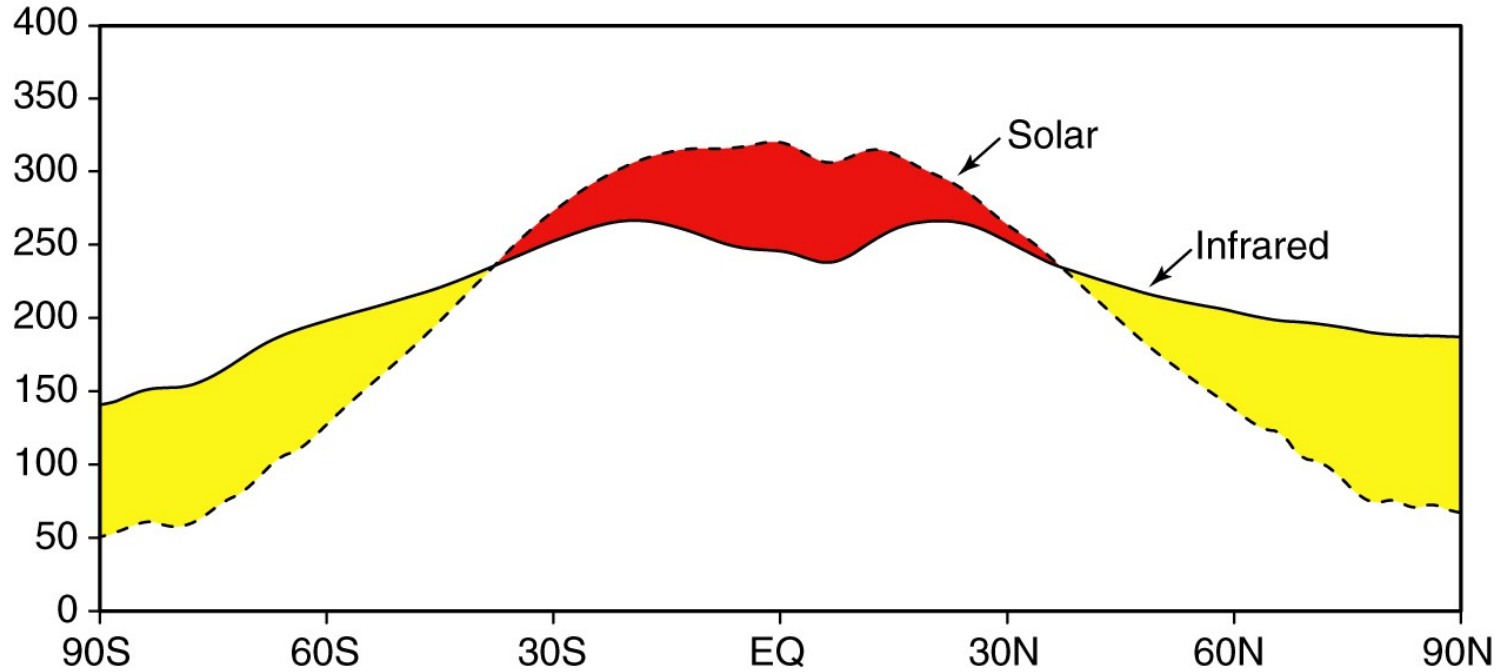


Fig. 1.1. Variaciones latitudinales de la densidad energética entrante (insolución) y la distancia hasta la superficie (promedio anual).



Distribución de la insolación

Promedio anual de radiación solar neta recibida y Rad Onda Larga emitida



El surplus de energía recibida en los trópicos es transportado hacia latitudes altas de ambos hemisferios por la atmósfera y los océanos.

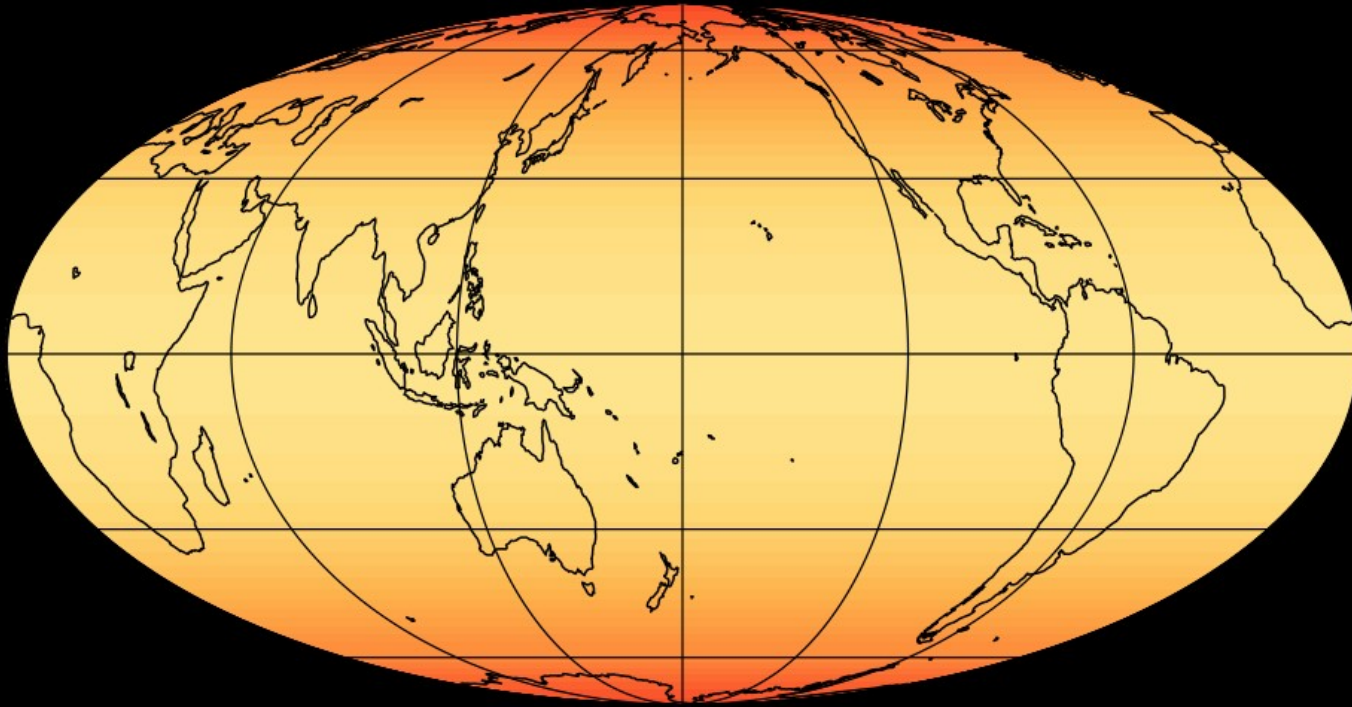
A nivel anual la acumulación de calor por el océano es despreciable.

Distribución de energía en el tope de la atmósfera

Tope
Atmósfera

Solar Incoming Radiation

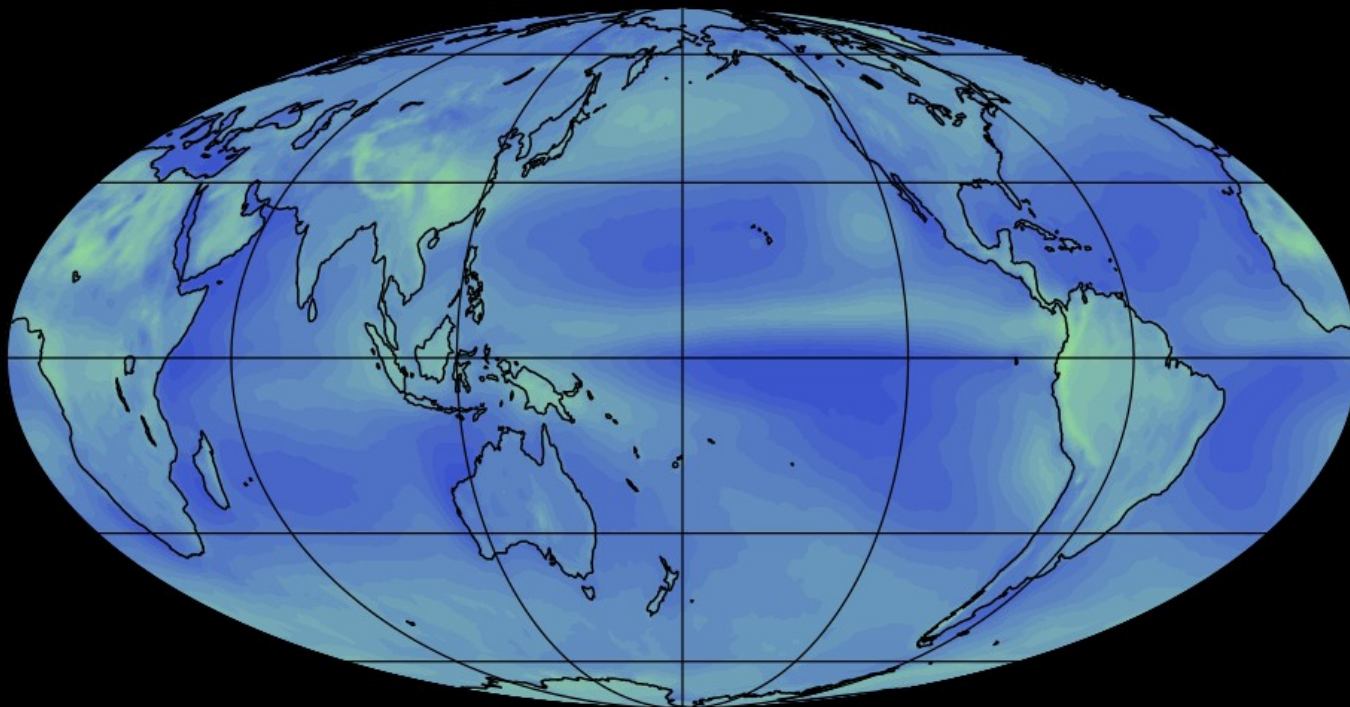
7/2005 - 6/2015



Tope
Atmósfera

Reflected Shortwave Radiation

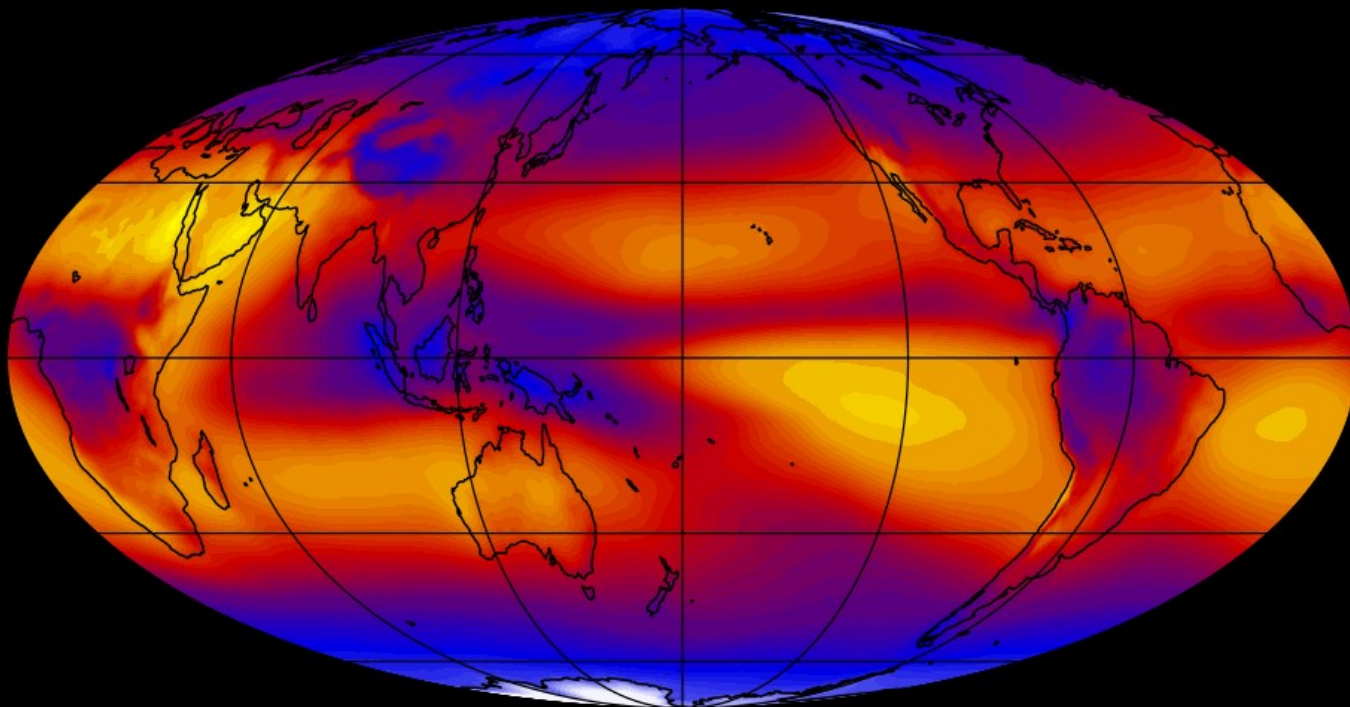
7/2005 - 6/2015



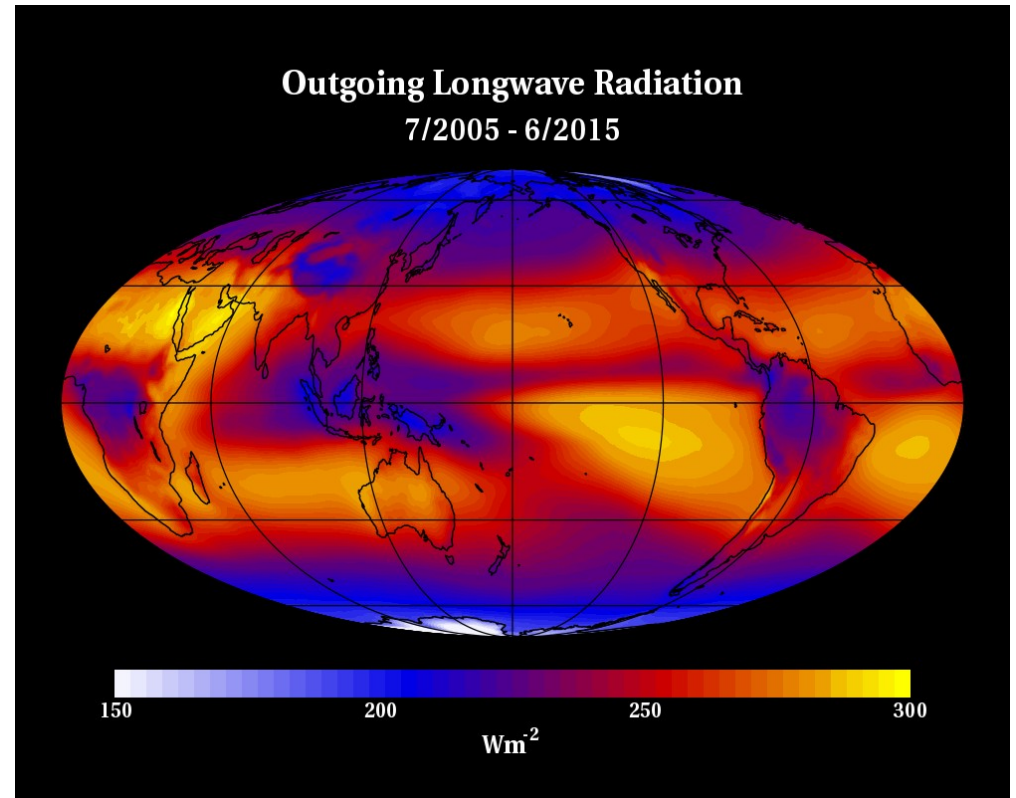
Tope
Atmósfera

Outgoing Longwave Radiation

7/2005 - 6/2015



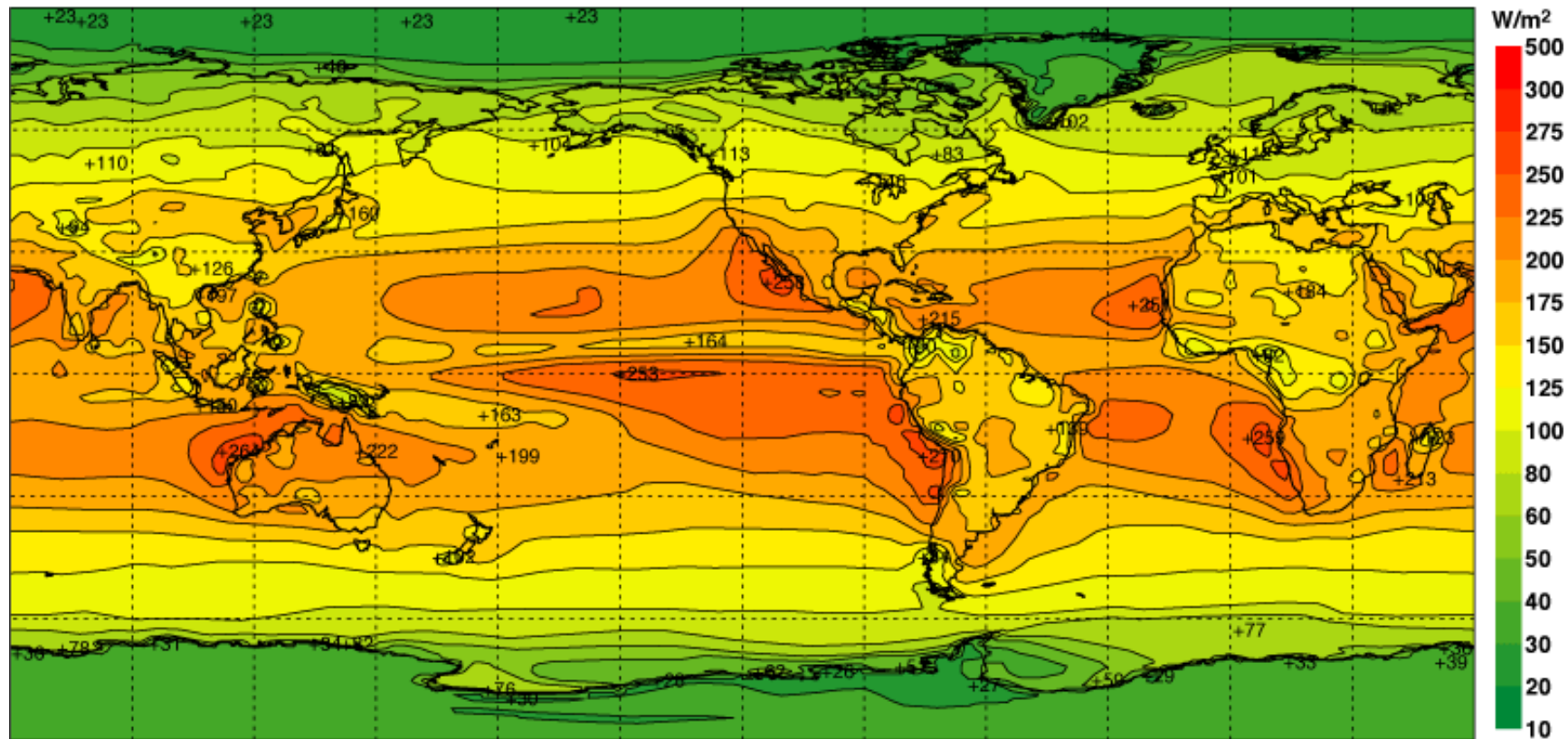
- La OLR esta controlada por la temperatura de la superficie de emisión. Por lo tanto los Polos y los topos nubosos fríos son los que menos emiten. Los mayores valores ocurren en superficies calidas, con una atmósfera seca y sin nubes.
- Mayor en los desiertos y océanos tropicales (regiones con poca nubosidad)
- Menor en las regiones polares y en regiones con alta persistencia de nubosidad.



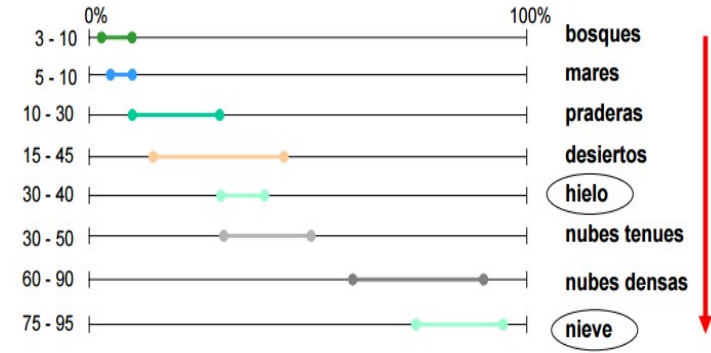
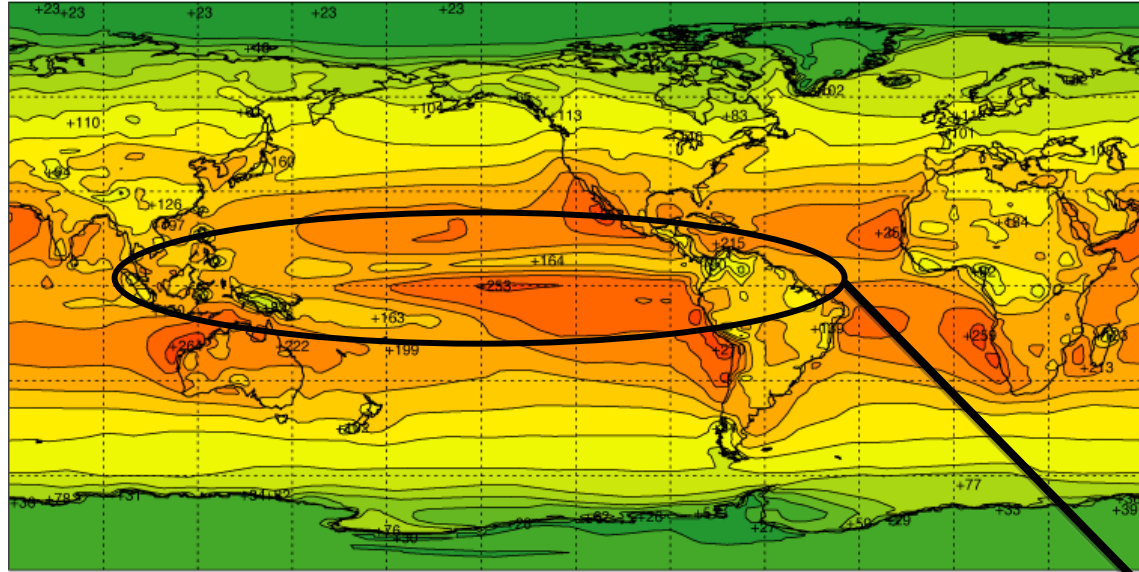
Distribución de energía en superficie

Net surface solar radiation

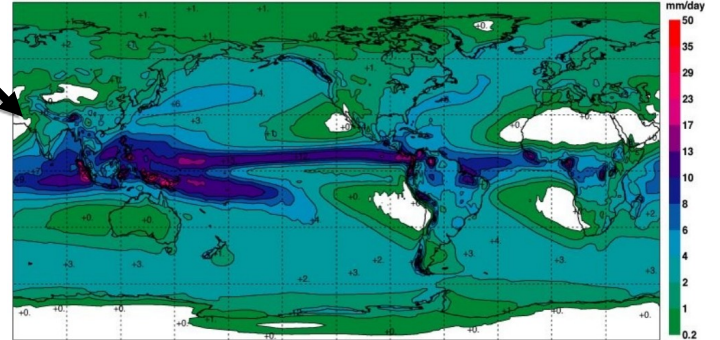
Annual mean



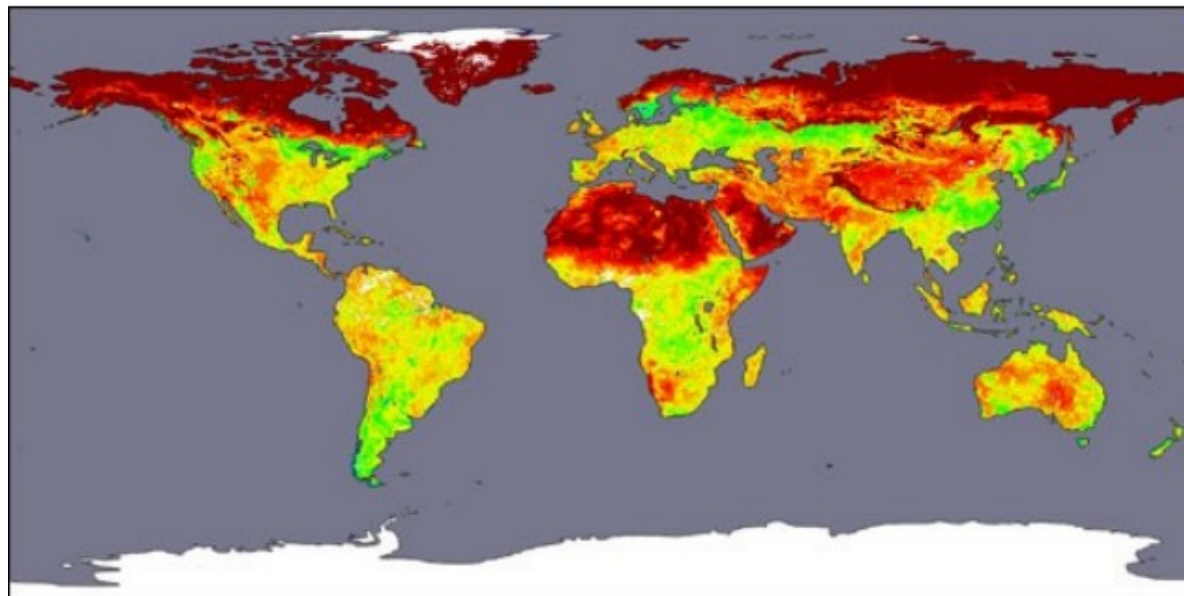
Net surface solar radiation



Total precipitation



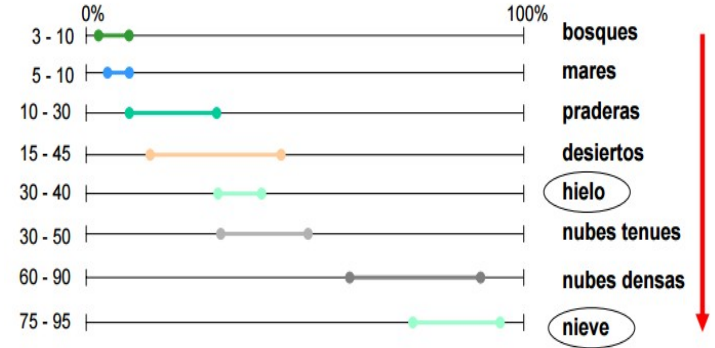
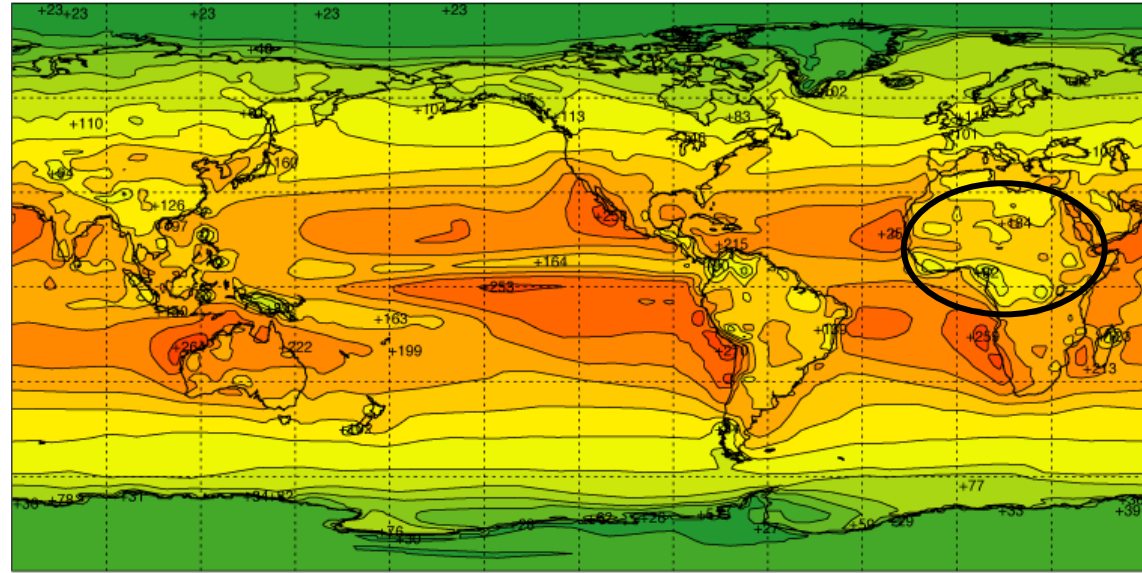
Albedo



TYPICAL ALBEDOS (%)

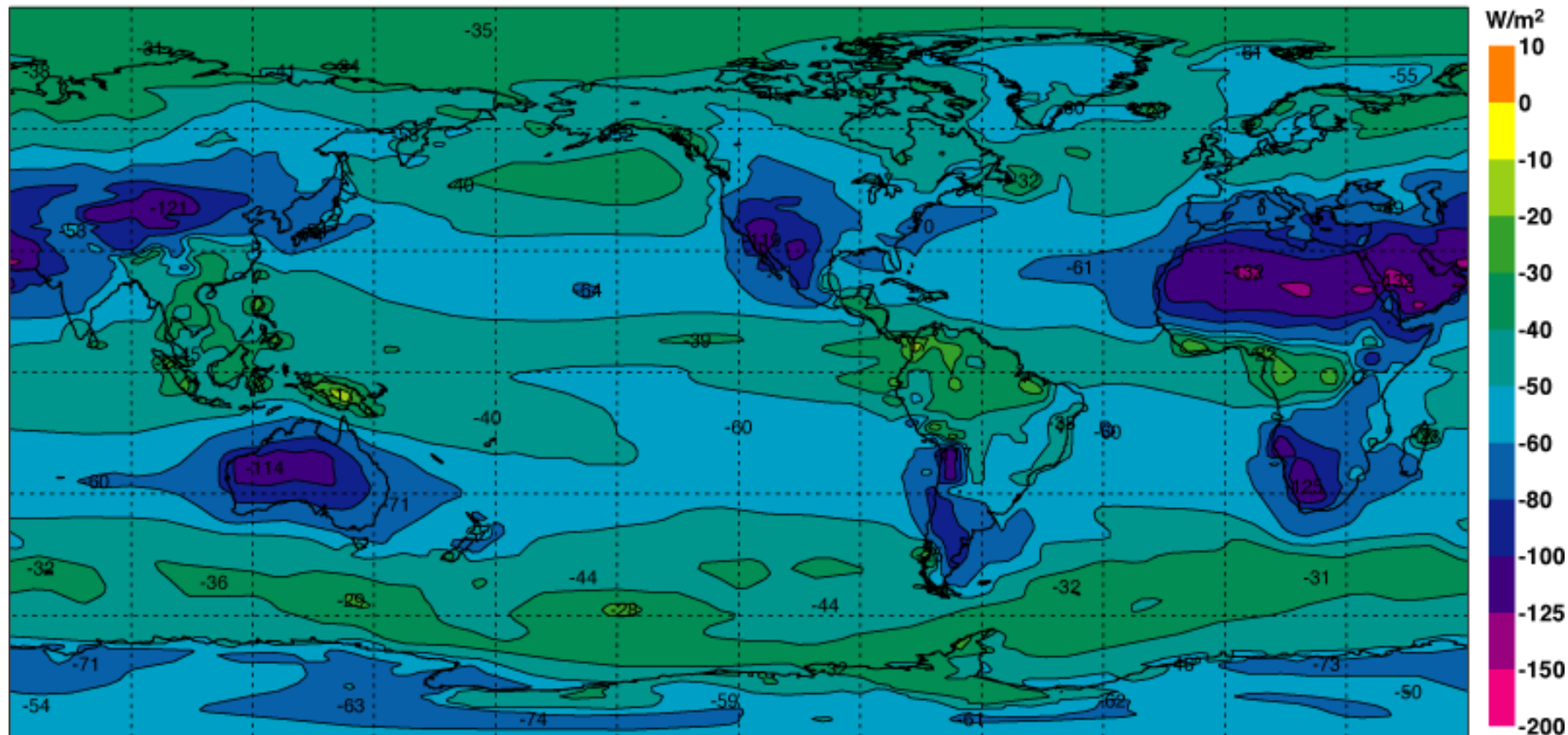
Surface type	Albedo
Water (solar elevation 90°)	3
Water (solar elevation 30°)	7
Water (solar elevation 10°)	24
Sea ice	30-40
Fresh snow	75-95
Old snow	55
Forests	5-10
Dry sand	20-30
Dark soil	5-15
Grassland	15-20
Thin cloud	35-50
Thick cloud	70-90

Net surface solar radiation



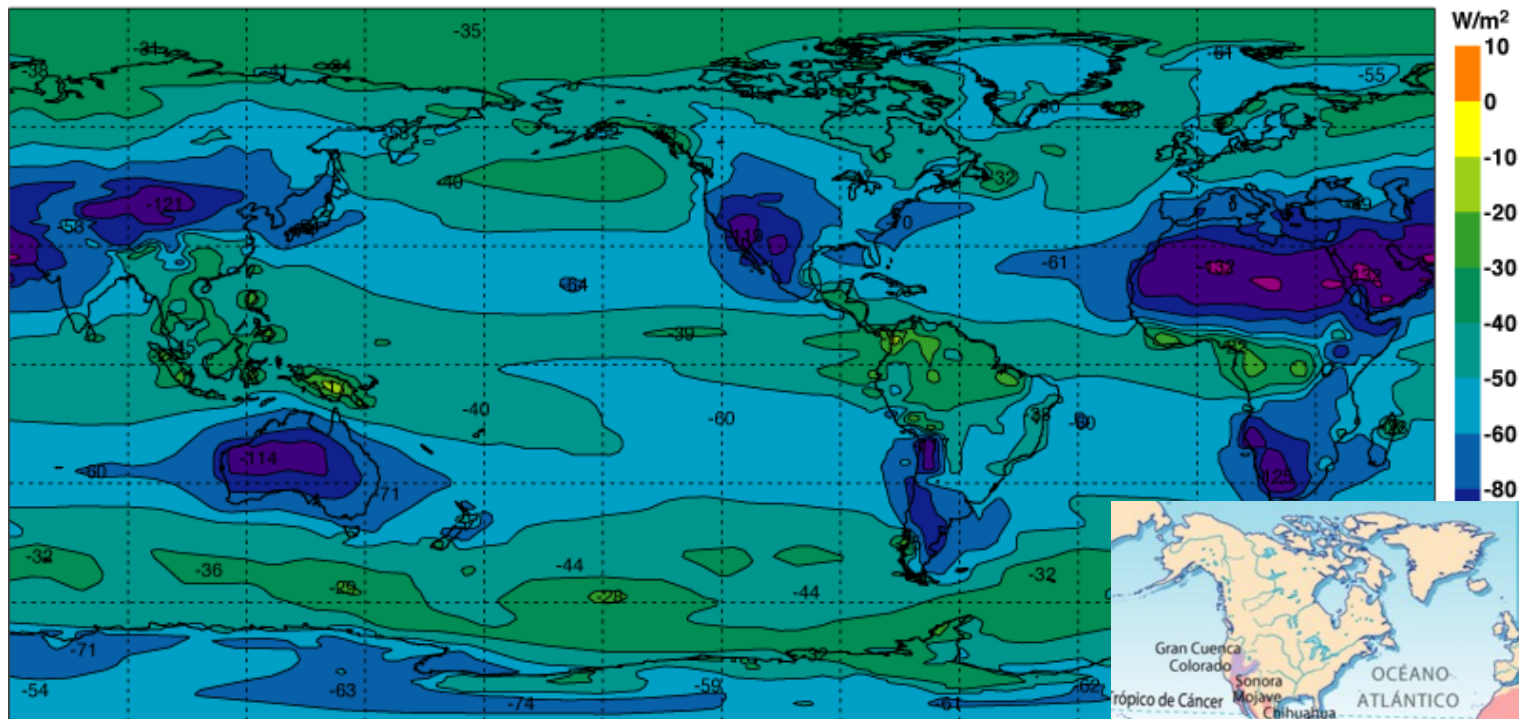
Net surface thermal radiation

Annual mean



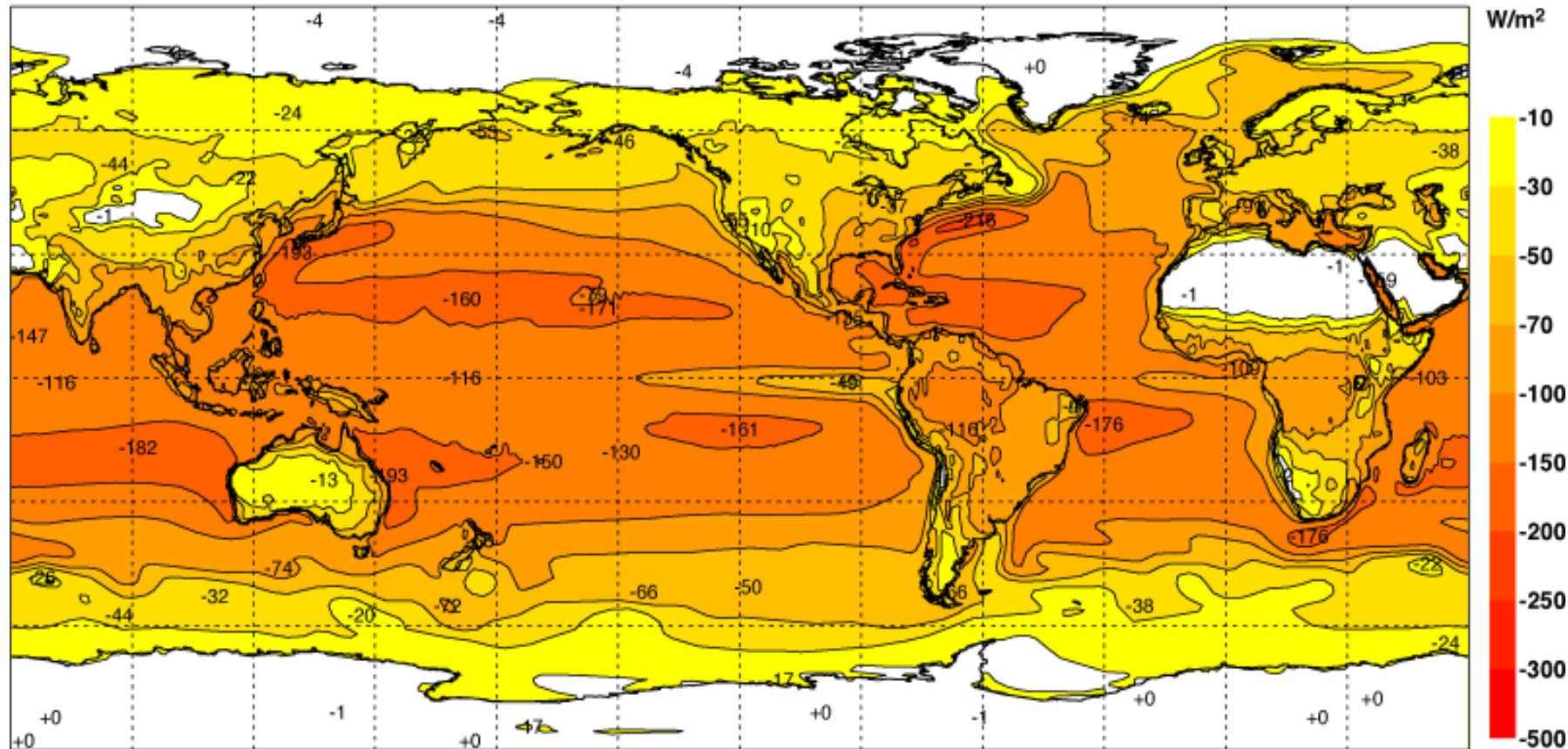
Net surface thermal radiation

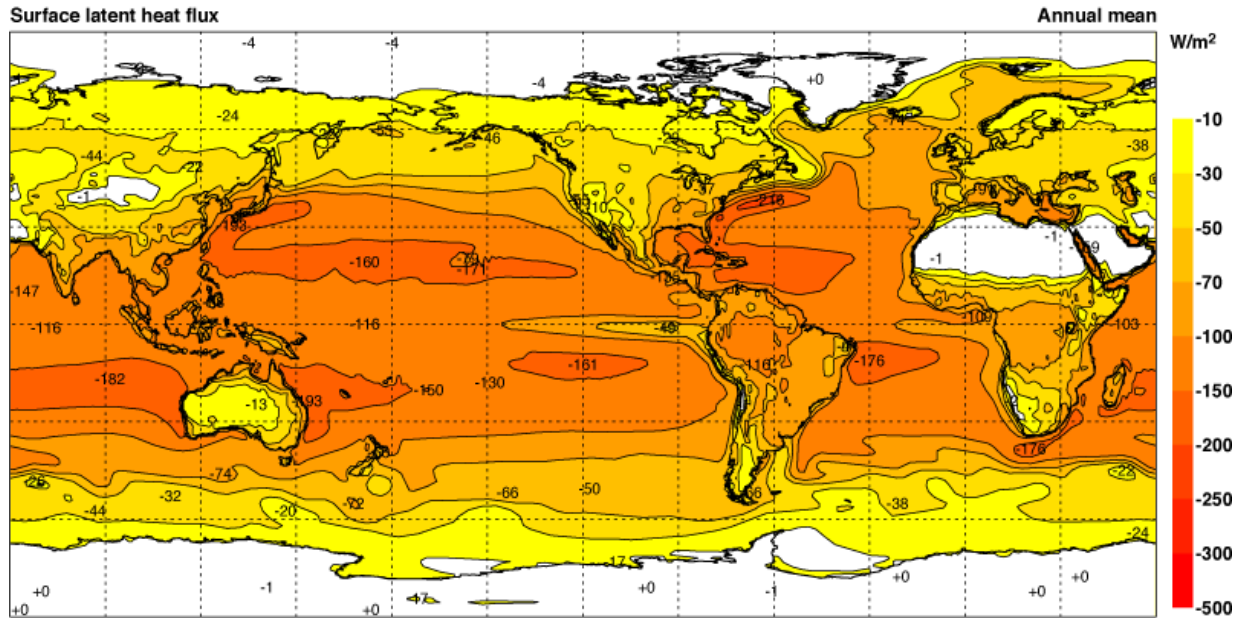
Annual mean



Surface latent heat flux

Annual mean





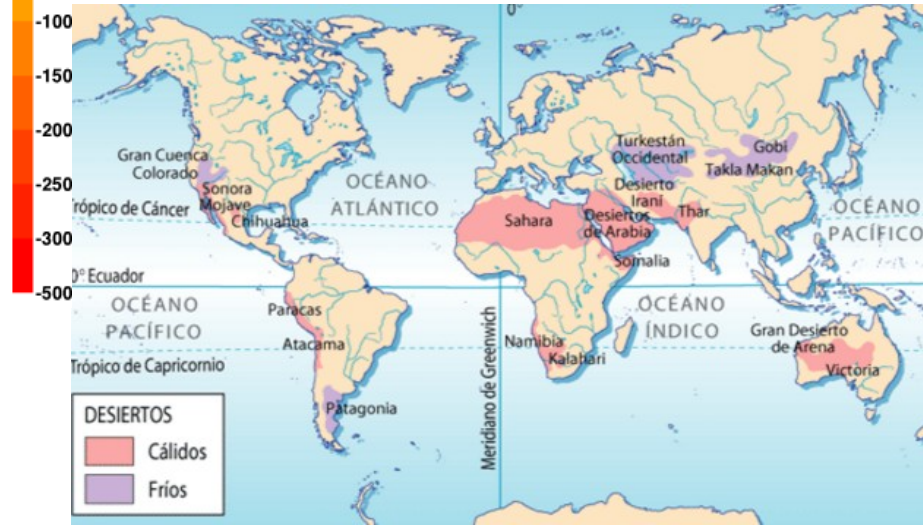
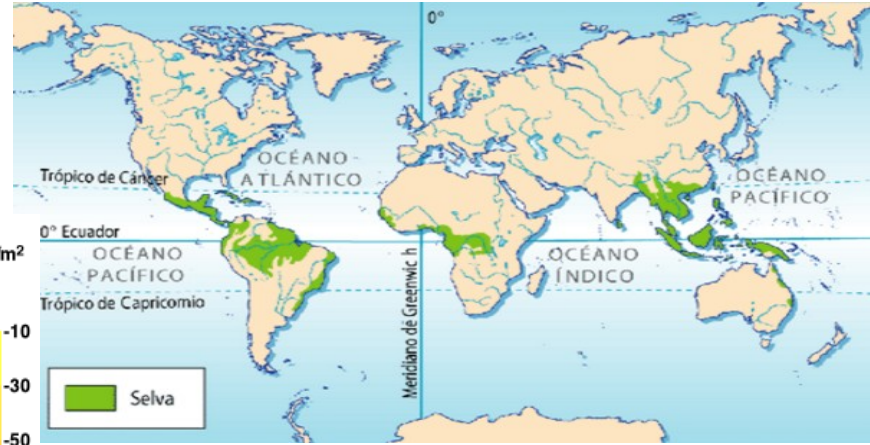
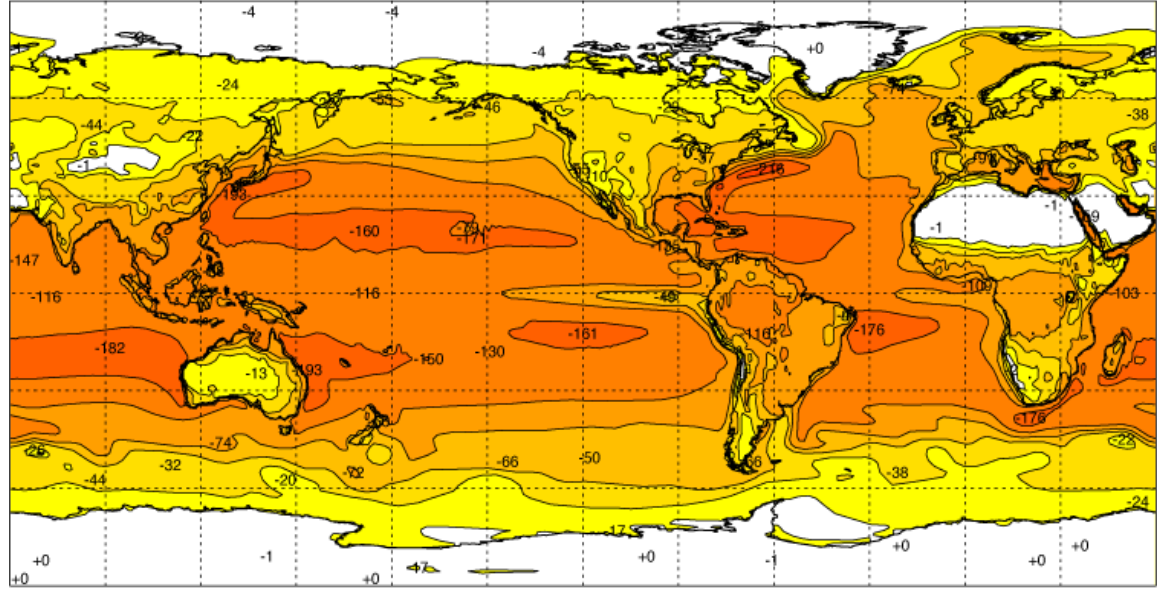
Máximos sobre regiones dominadas por los anticiclones subtropicales (cielos despejados, TSM altas y mucha evaporación).

La evaporación también es abundante sobre las corrientes oceánicas cálidas del lado oeste de los océanos. Excepto en el Índico Sur, los vientos del monzón producen un extenso máximo en el este de la cuenca.

Sobre los continentes, se producen máximos en la superficie sobre la selva amazónica, la selva tropical de la cuenca del Congo y la selva tropical del sudeste asiático, donde los índices de evapotranspiración son elevados.

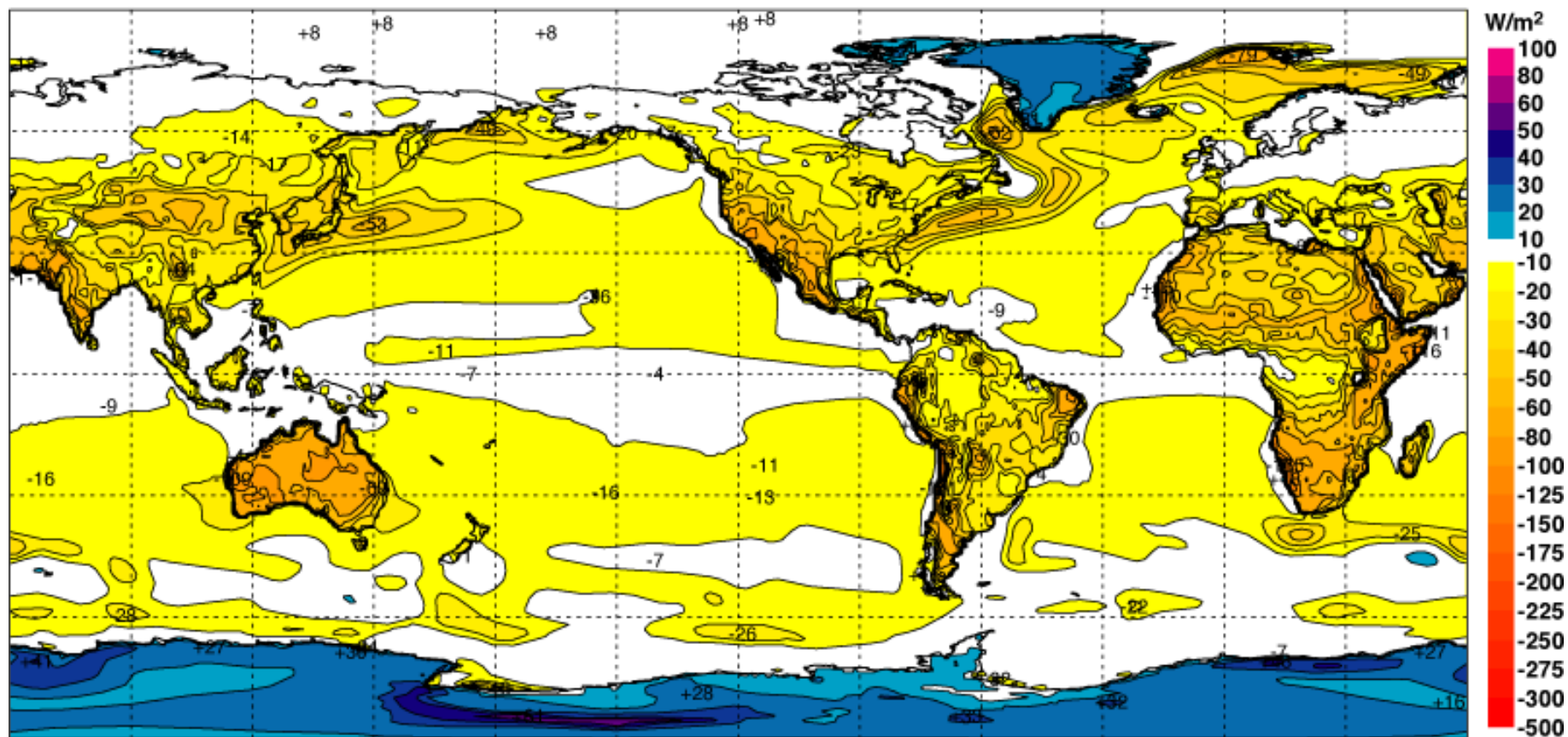
Los mínimos del flujo de calor latente en la superficie coinciden con los desiertos subtropicales.

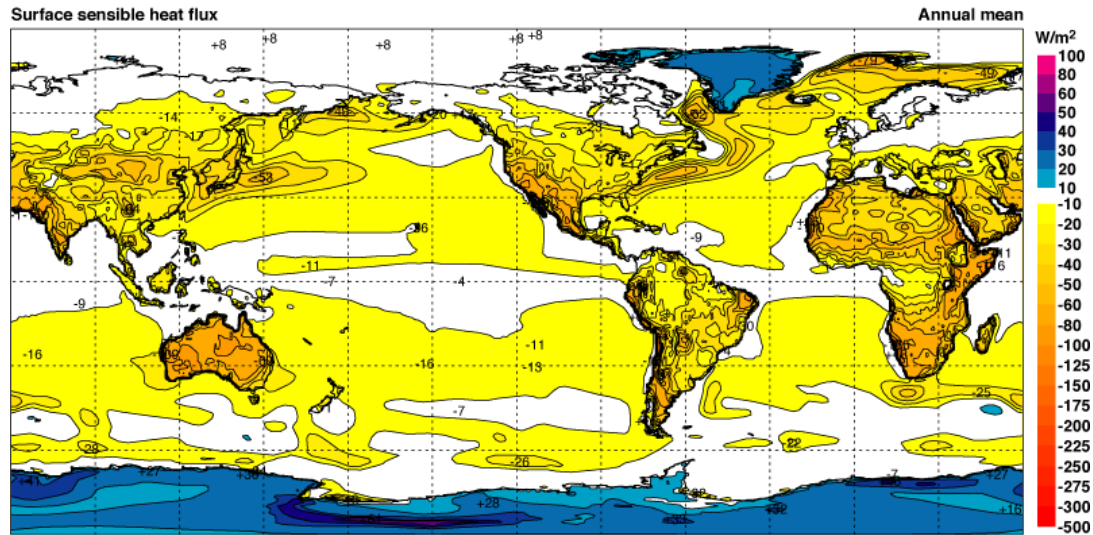
Surface latent heat flux



Surface sensible heat flux

Annual mean





El flujo de calor sensible depende de las diferencias de temperatura entre el aire y la superficie, y de la velocidad del viento. Máximos sobre regiones oceánicas estrechas donde el aire fresco continental que fluye sobre las corrientes cálidas.

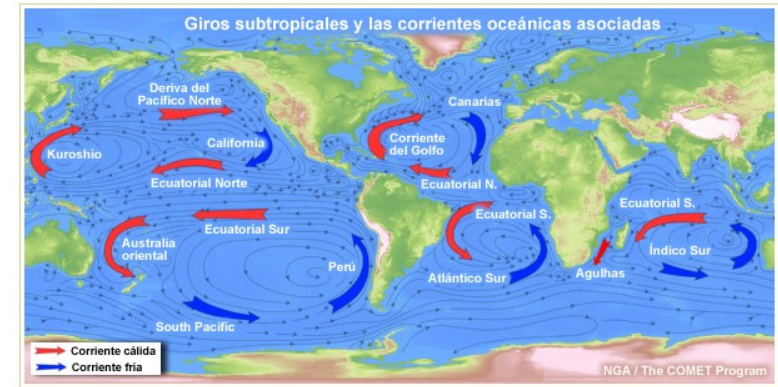
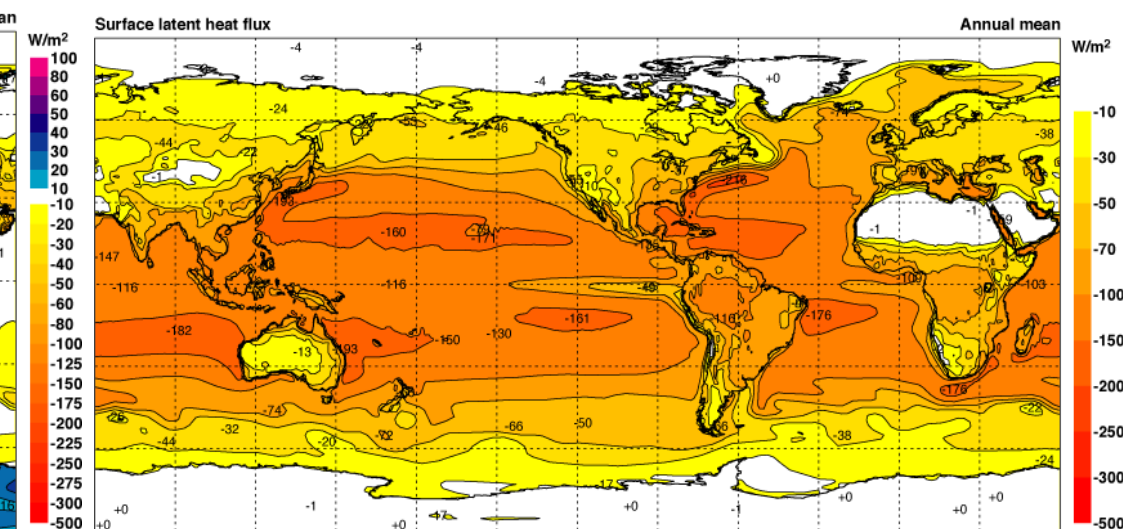
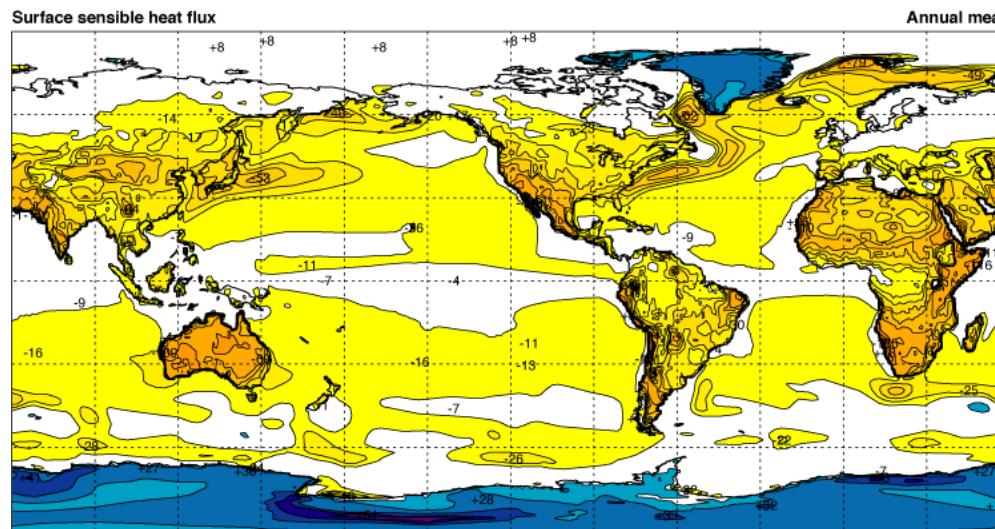
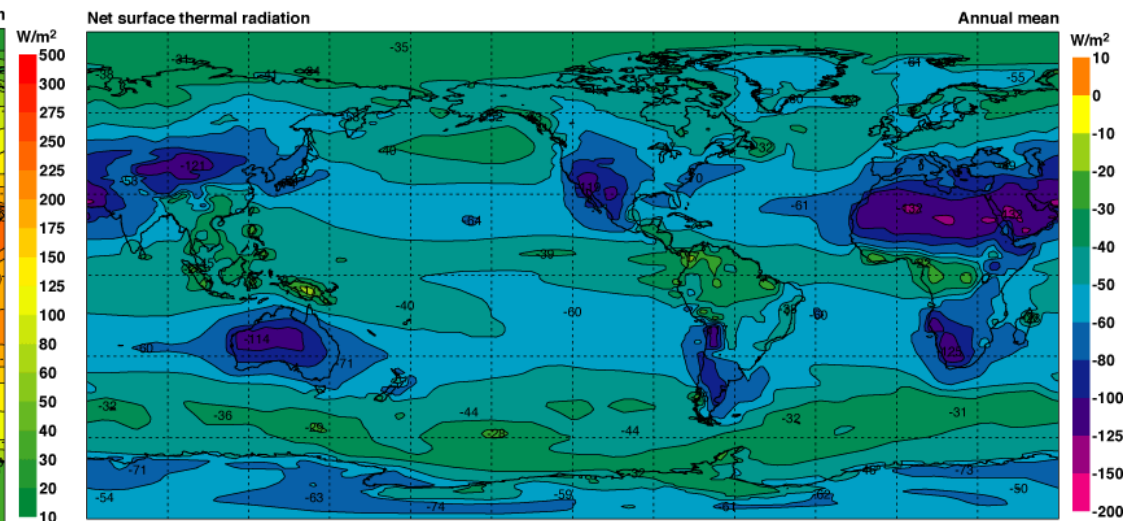
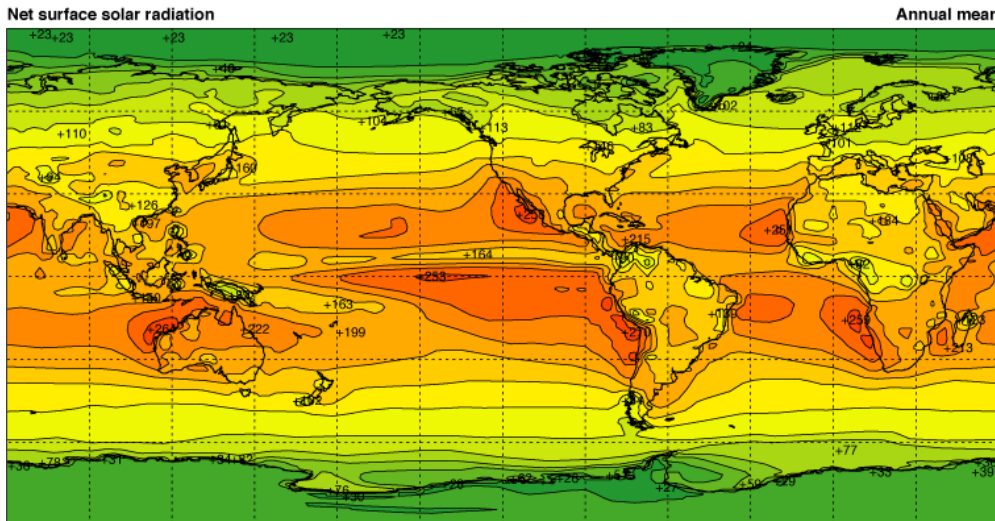


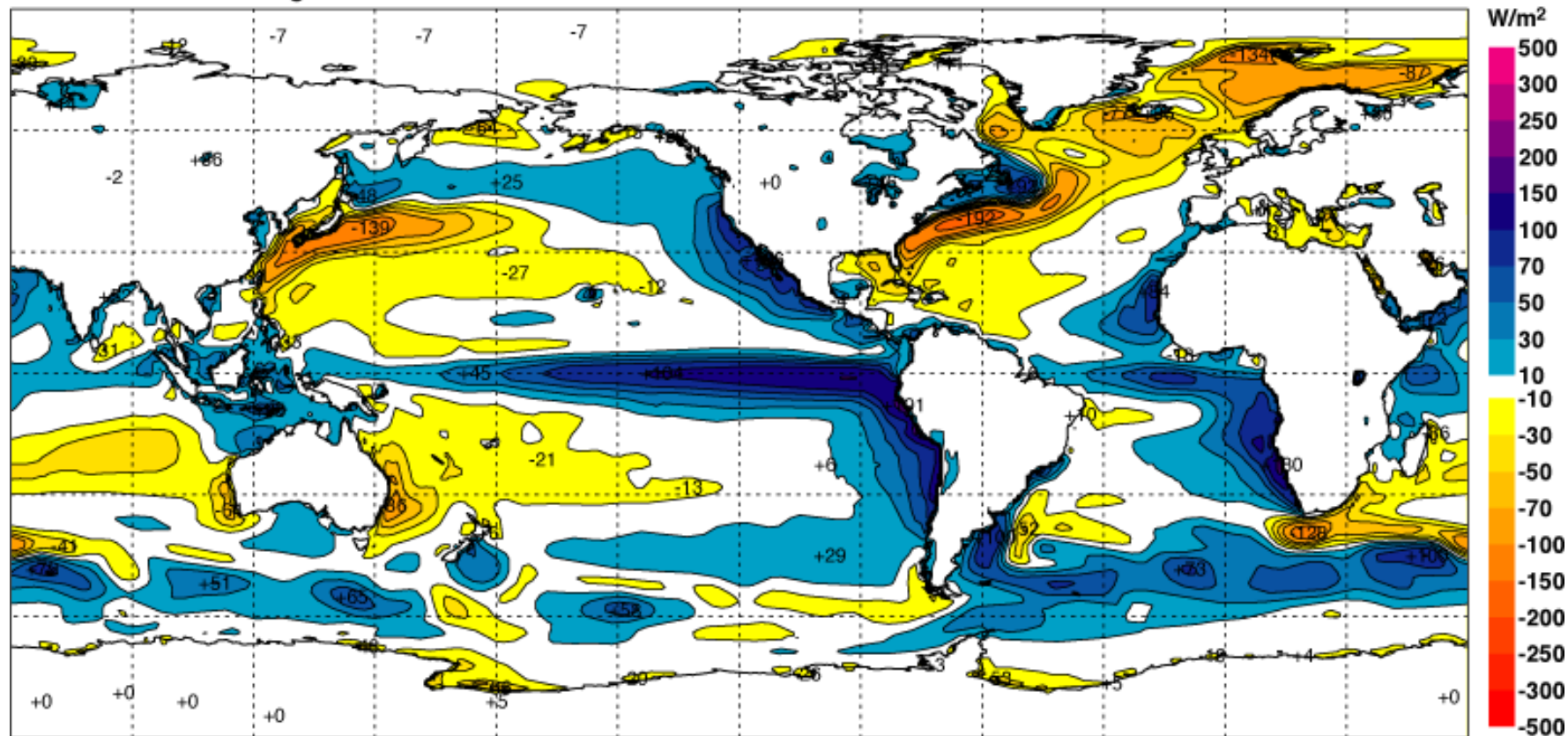
Fig. 3.20. Circulaciones oceánicas globales superficiales y giros subtropicales; las corrientes oceánicas cálidas se indican en rojo y las frías, en azul.

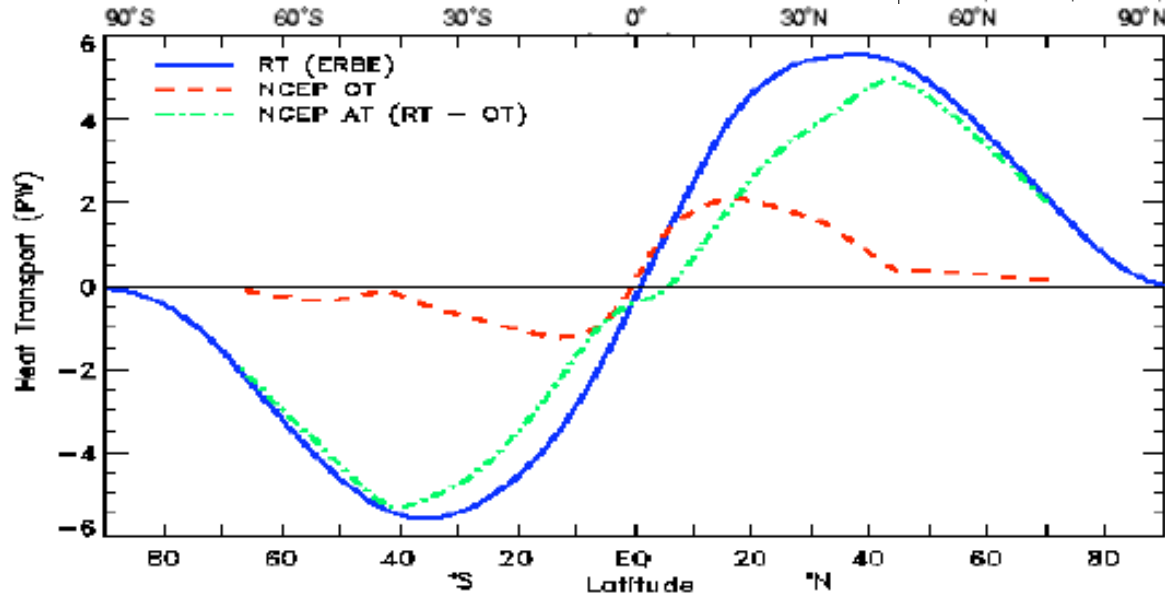
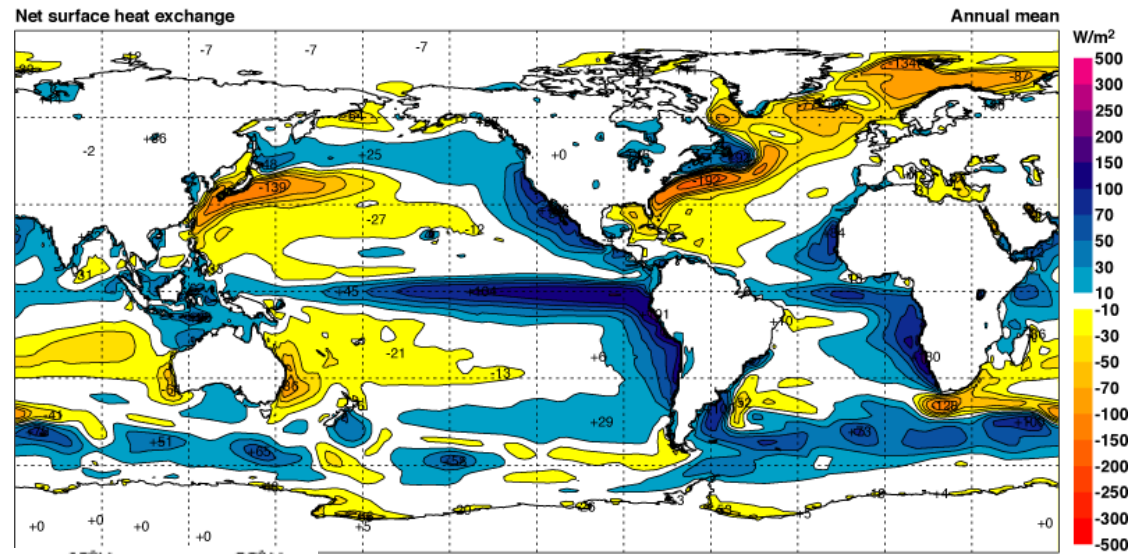


- La radiación neta es negativa cerca de los polos y positiva en los trópicos.
- El valor positivo mas alto es de 120 W/m^2 y ocurre en los océanos subtropicales del Hemisferio que se encuentra en verano. (Mas insolación y menos albedo).
- Pérdidas de energía mas grandes se dan en la noche polar (gran emisión de OLR).
- Desiertos, si bien se encuentran en zonas subtropicales, presentan mínimos de energía en el promedio anual. Dos efectos: gran albedo + gran pérdida de OLR debido a atmósfera seca.
- El gradiente latitudinal de la radiación neta debe ser balanceado por un flujo de energía hacia los polos.

Net surface heat exchange

Annual mean

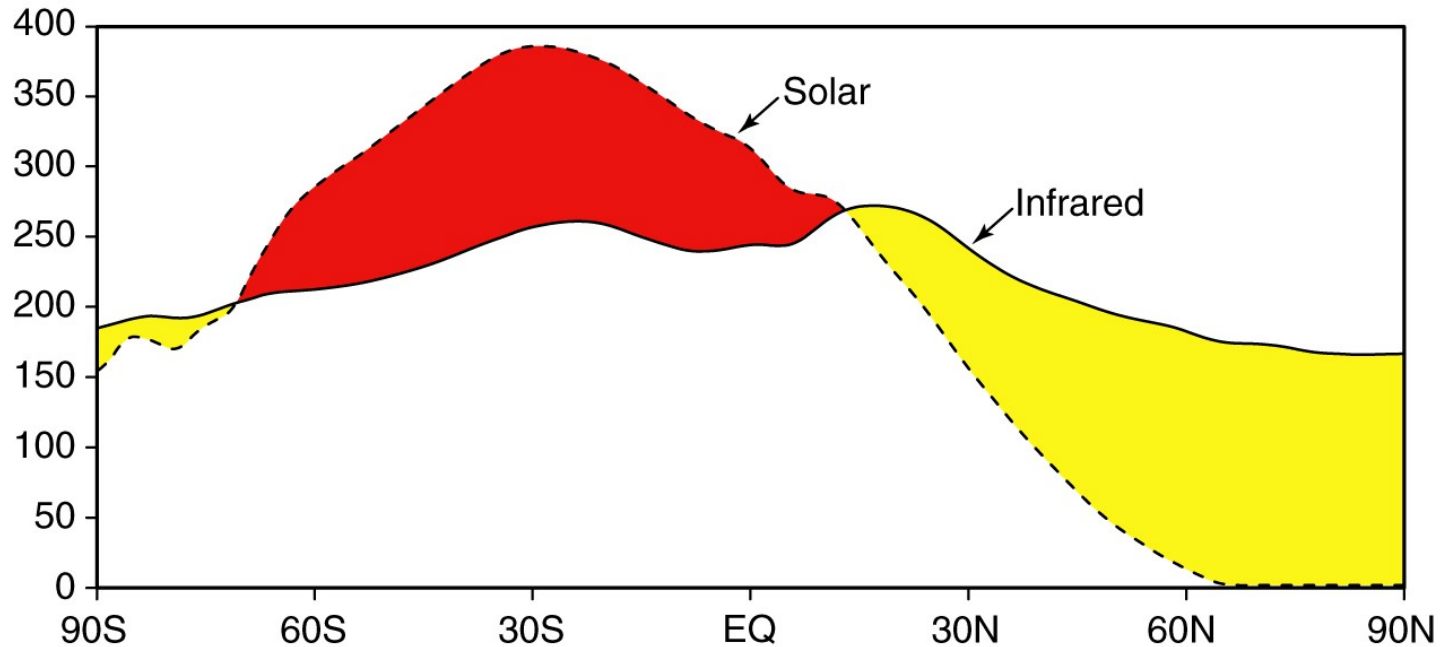




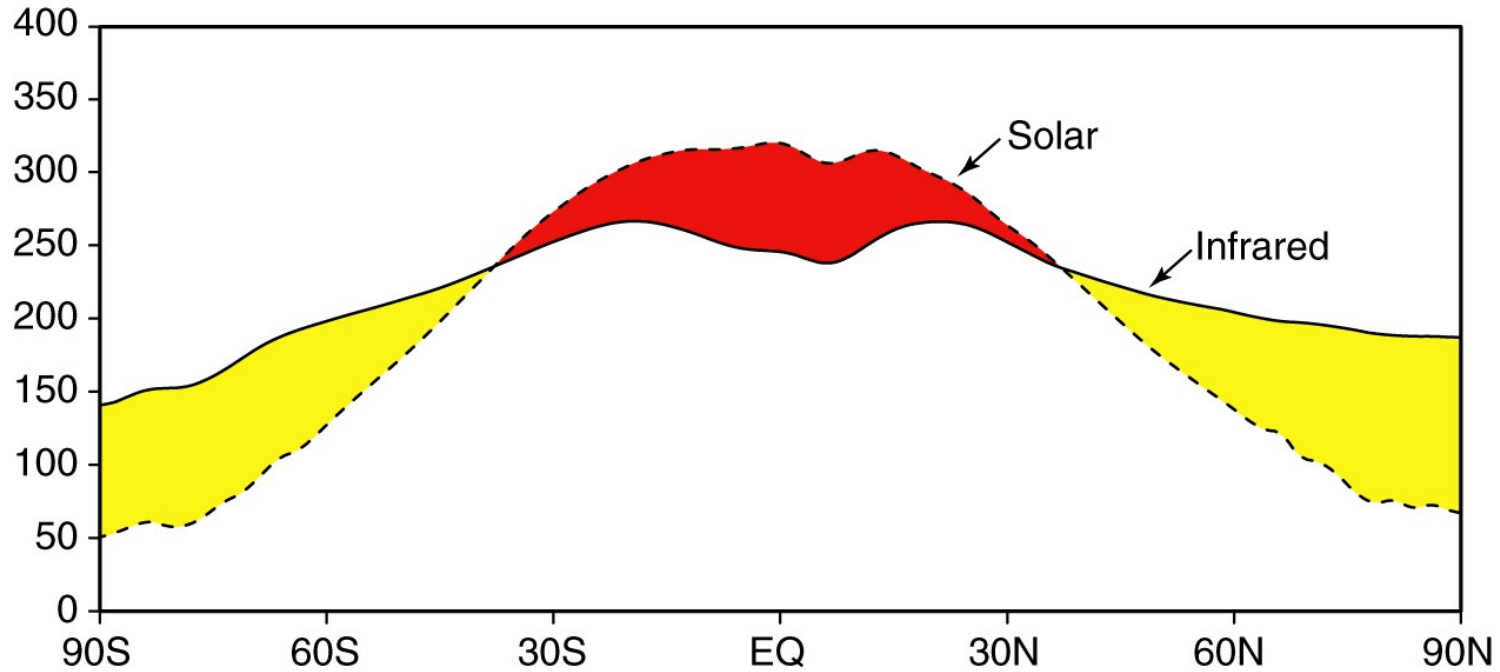
Transporte de energía hacia los polos realizado por el océano consistente con la absorción y liberación de calor en superficie.

1) Transporte de energía por los océanos y la atmósfera

2) El océano acumula calor durante el verano y lo devuelve a la atmósfera durante invierno en latitudes altas.



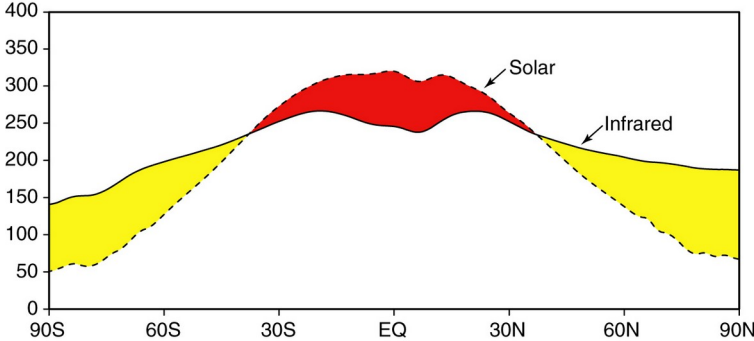
Promedio anual de radiación solar neta recibida y Rad Onda Larga emitida



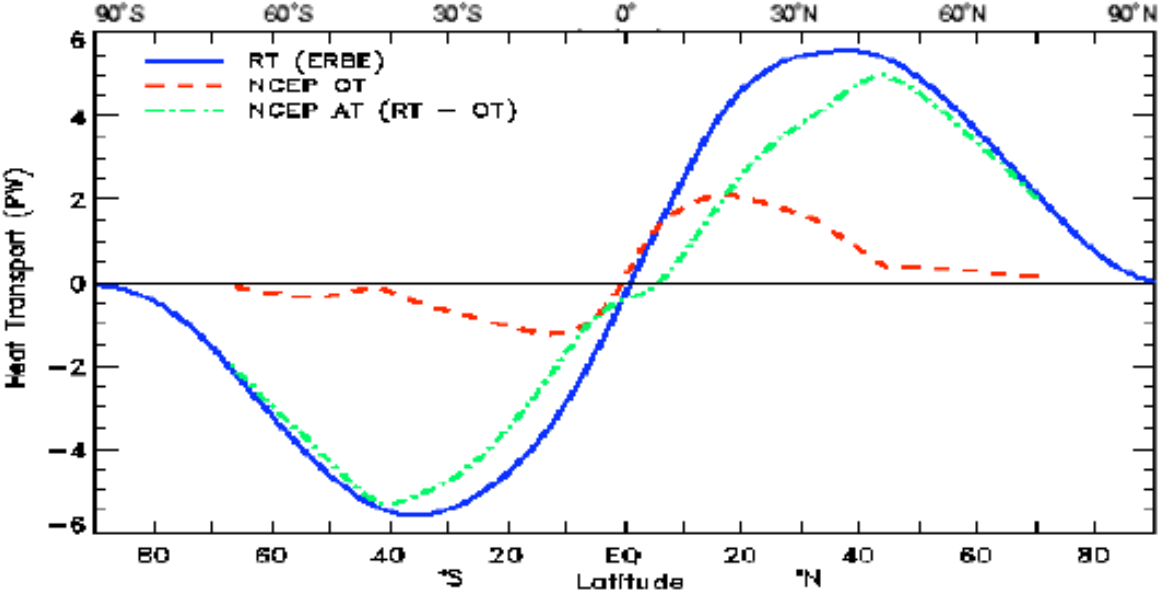
El surplus de energía recibida en los trópicos es transportado hacia latitudes altas de ambos hemisferios por la atmósfera y los océanos.

A nivel anual la acumulación de calor por el océano es despreciable.

Por lo tanto puedo usar esta figura para calcular el transporte de energía realizado por océanos+atmósfera



Transporte meridional de energía



Azul: transporte ocean+atm
Verde: transporte atm
Rojo: transporte ocean

Balance de energía global en el Sistema Climático de la Tierra

Dependencia latitudinal del balance de energía radiativo

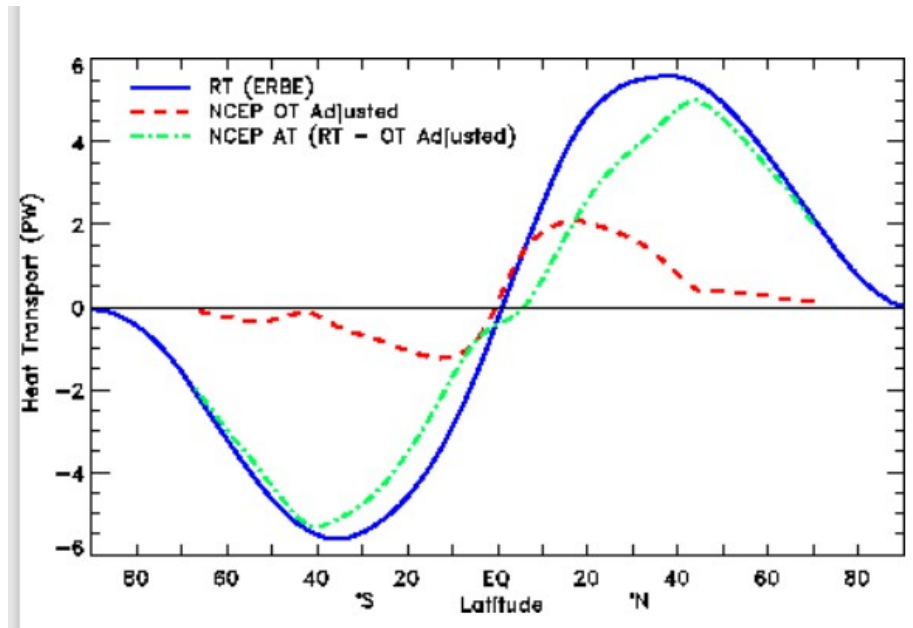
EXISTE UN TRANSPORTE HORIZONTAL DESDE LAS REGIONES CON EXCESO A LAS REGIONES CON DÉFICIT DE ENERGÍA POR ATMÓSFERA Y OCÉANOS.

EL FLUJO DE ENERGÍA EN LA ATMÓSFERA SE PUEDE ESTIMAR MEDIANTE MEDICIONES (SATELITALES, GLOBOS, ETC.)

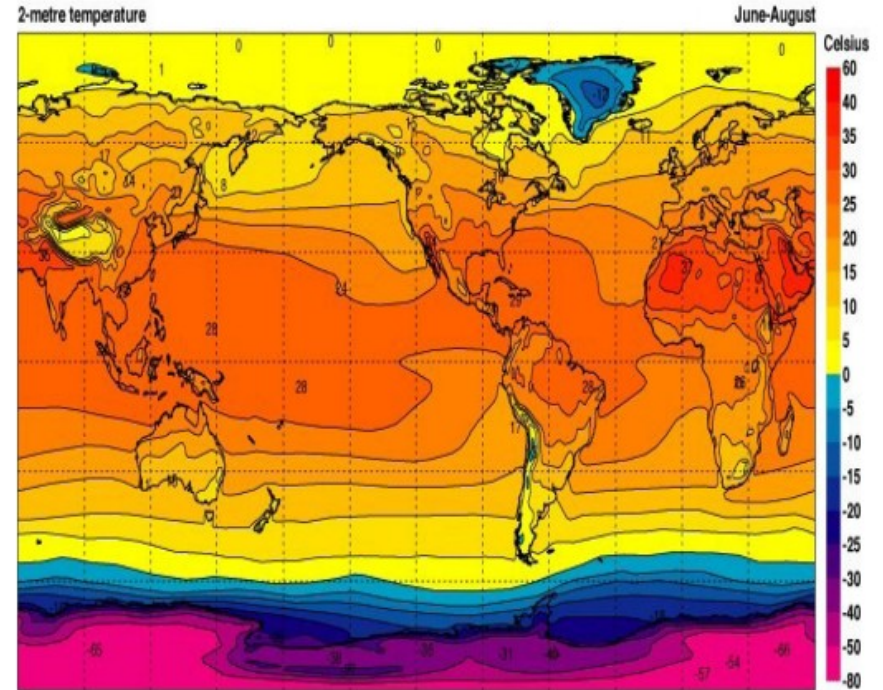
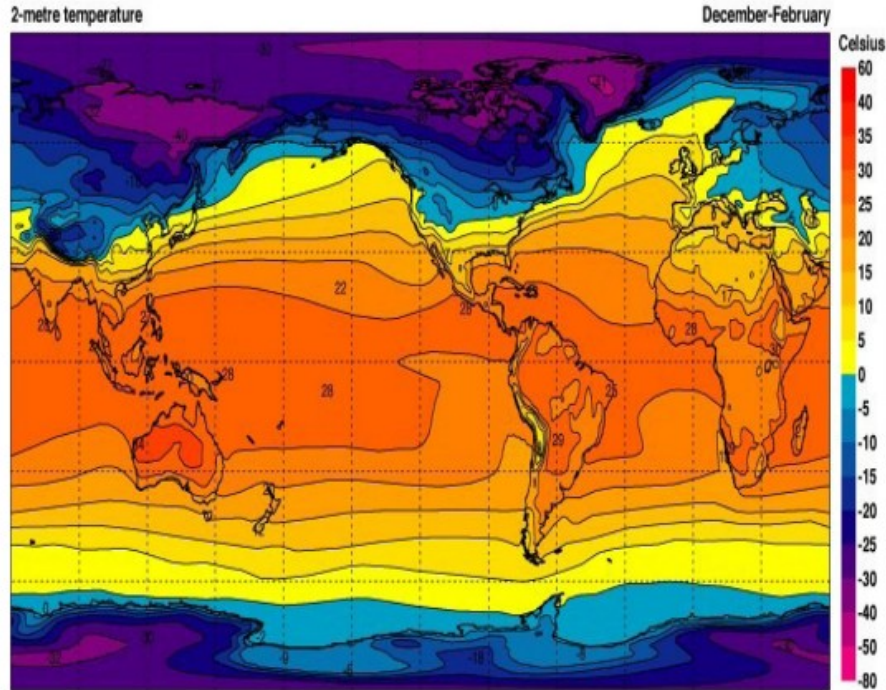
A LOS 30° DE LATITUD LA ATMÓSFERA Y LOS OCÉANOS TIENEN IGUAL CONTRIBUCIÓN AL TRANSPORTE DE ENERGÍA.

SI NO EXISTIERA EL TRANSPORTE LOS TRÓPICOS SERÍAN MUY CÁLIDOS Y LOS POLOS MUY FRÍOS

El promedio global anual de la radiación neta esta Muy cercano a 0. De existir un desbalance la Tierra se calentaría o enfriaría



Distribución latitudinal de la temperatura



Esquema de la circulación horizontal de la atmósfera

Esquema de la circulación Horizontal

- 3 celdas en cada hemisferio (Hadley, Ferrel y polar)

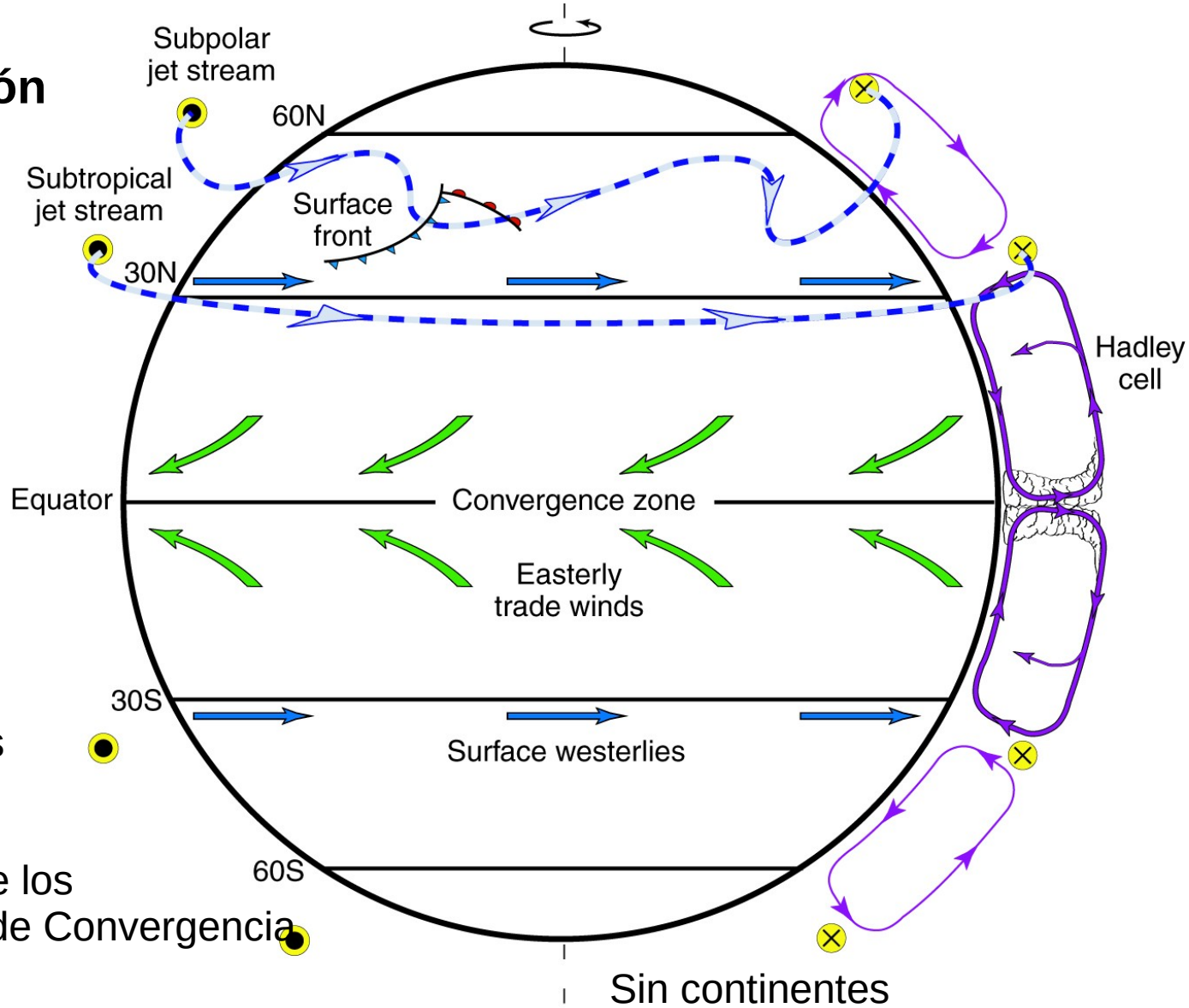
Regiones de ascenso tienen fuertes lluvias, de descenso poca lluvia

Superficie:

- Vientos del este en trópicos (alisios) y en regiones polares

- Vientos del oeste en latitudes Medias

- La región de convergencia de los Vientos alisios se llama Zona de Convergencia Intertropical

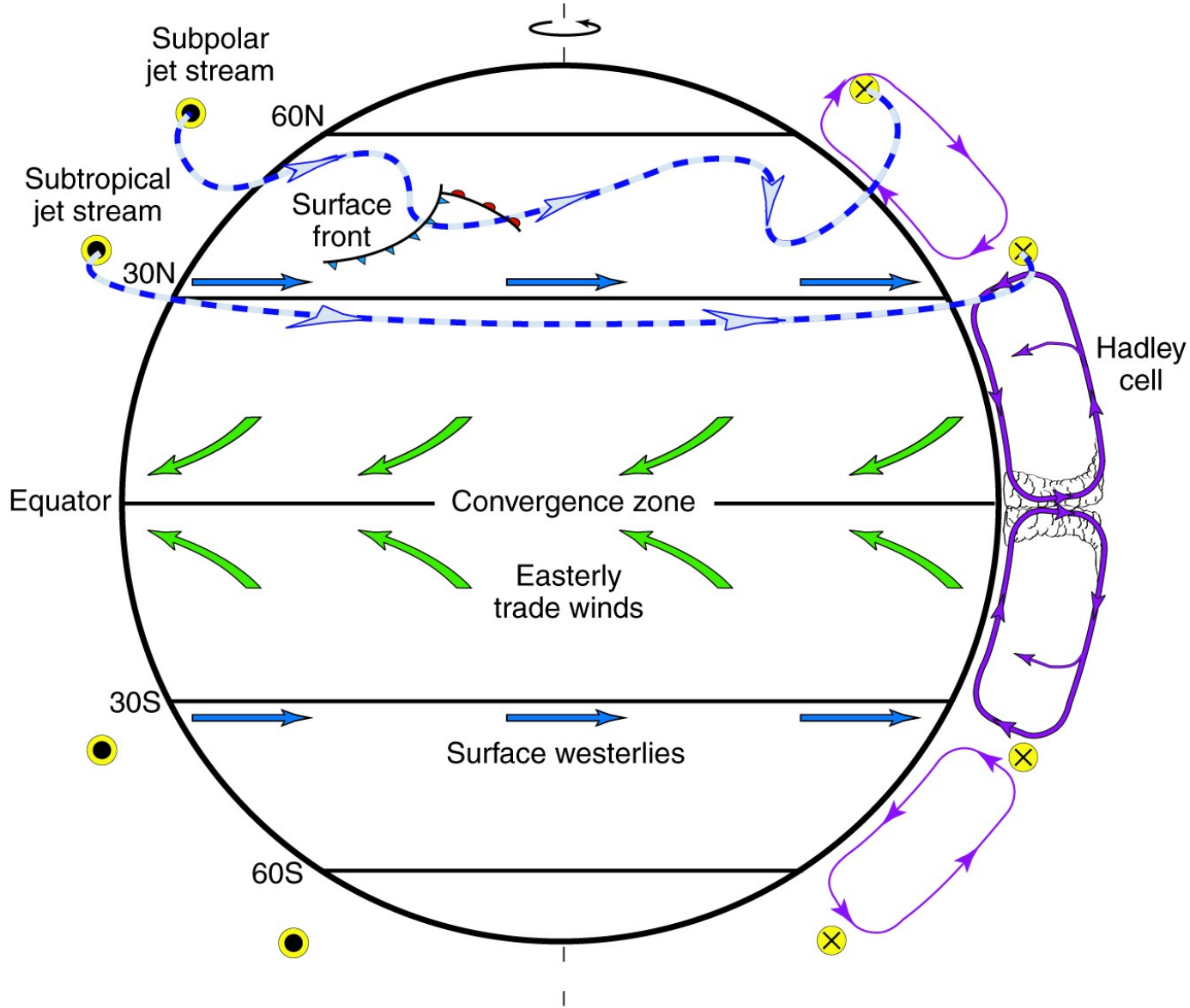


Esquema de la circulación Horizontal

- Altura:

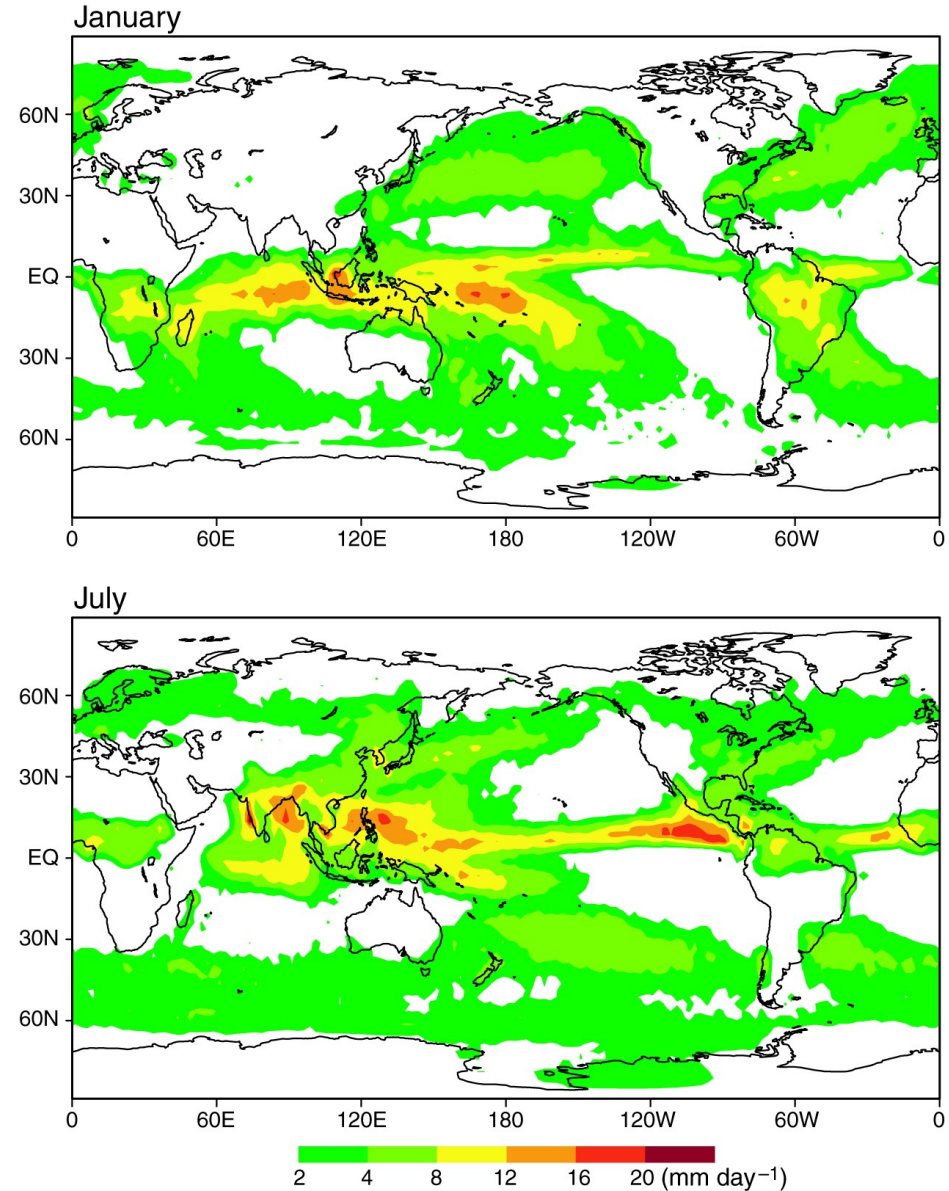
En regiones extratropicales existen dos corrientes en chorro en cada hemisferio:
corriente en chorro subtropical
corriente en chorro subpolar

A veces se los llama jet.

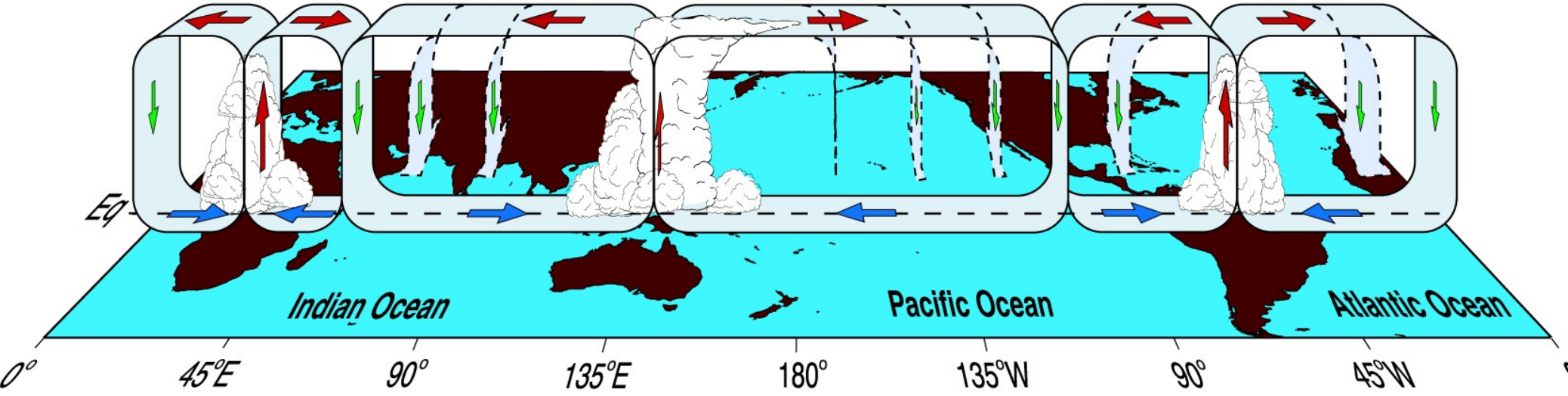


Precipitación

- se observa la ZCIT como área de grandes acumulados de lluvia.
- La ZCIT se mueve norte-sur con las estaciones
- Monsoones en varios continentes
- Las lluvias no son simétricas con respecto al ecuador debido a la presencia de continentes.
- Hay importantes variaciones longitudinales en las precipitaciones
- En latitudes medias las lluvias están organizadas en forma de bandas o cinturones sobre los océanos.
- Más lluvias en el oeste que en el este del Pacífico ecuatorial: celda de Walker.

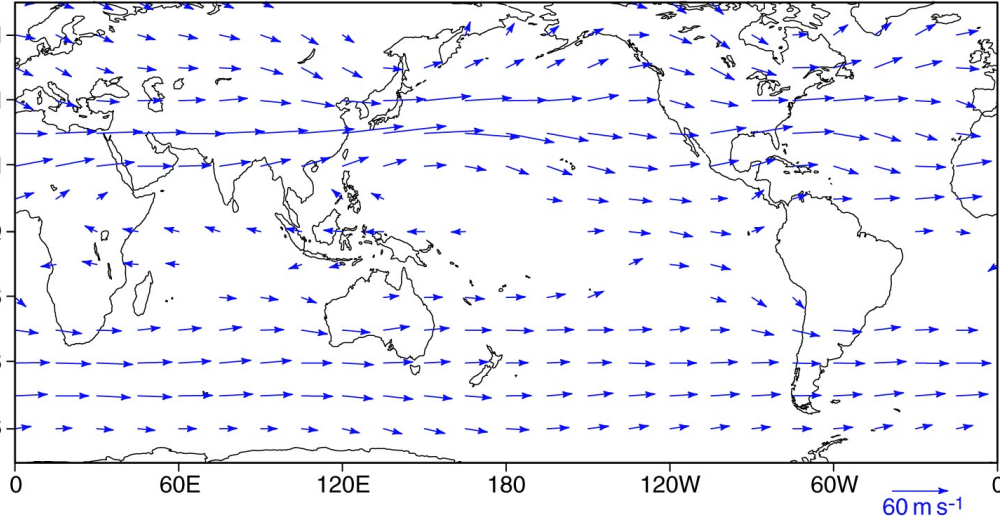


Celda de Walker



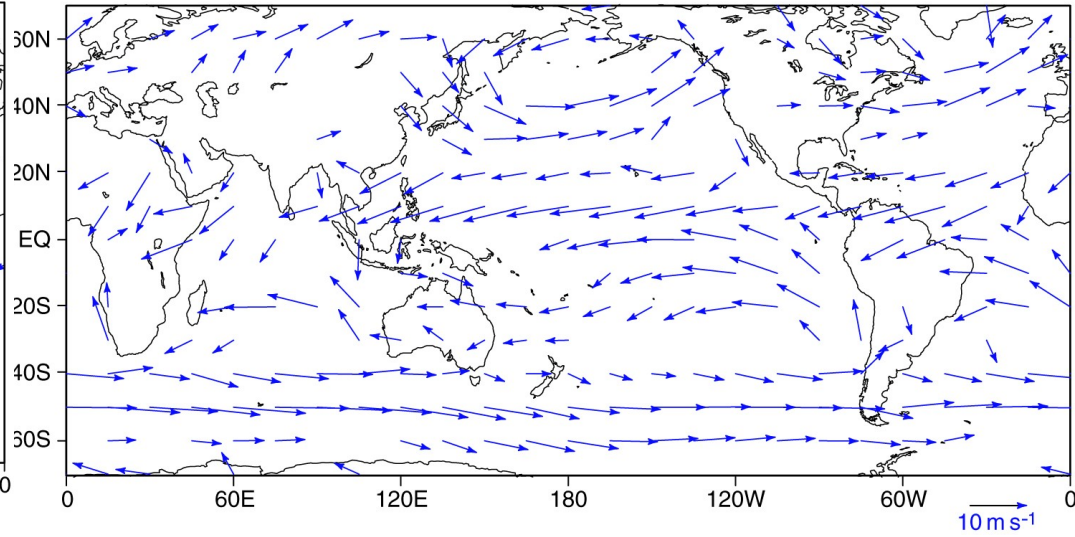
Vientos DEF

(a)



200 hPa

(b)



925 hPa

Océano

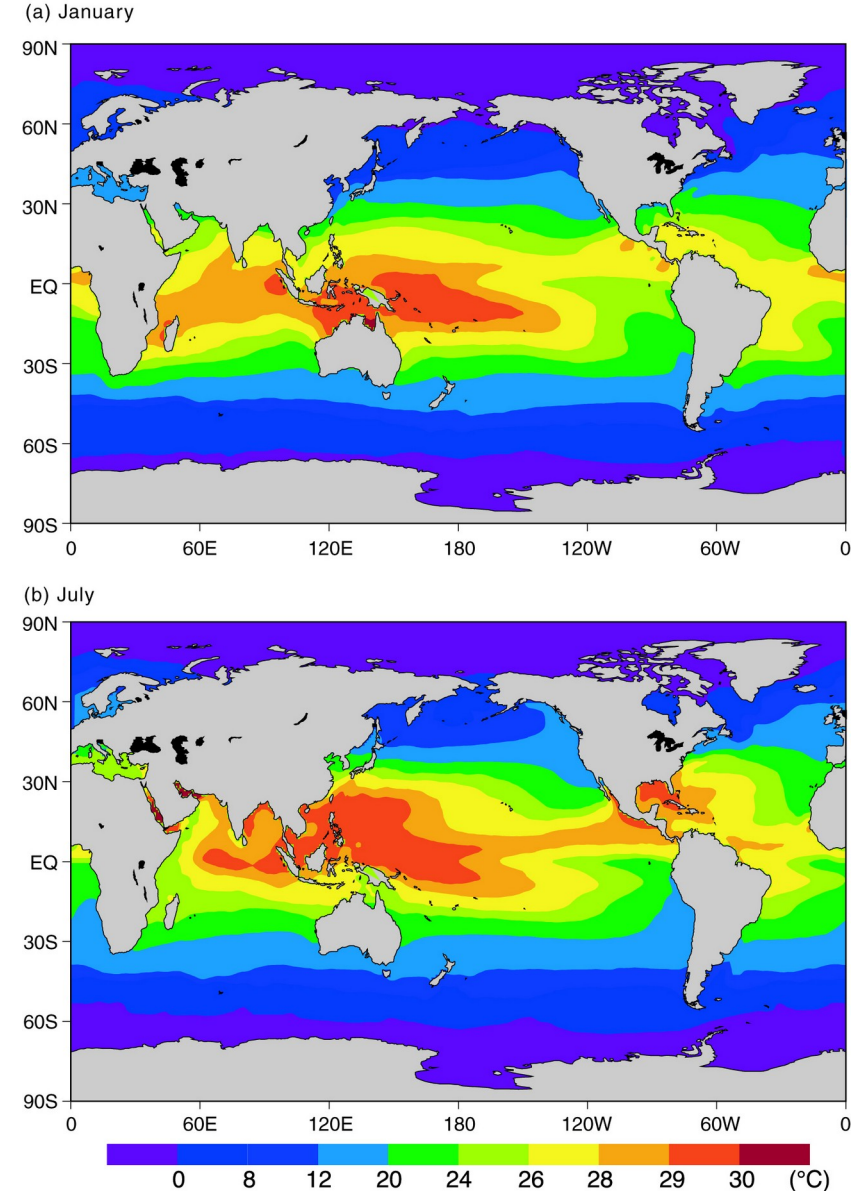
Temperatura en superficie

La variable oceánica mas importante para la Intercción con la atmósfera es la temperatura de superficie (SST)

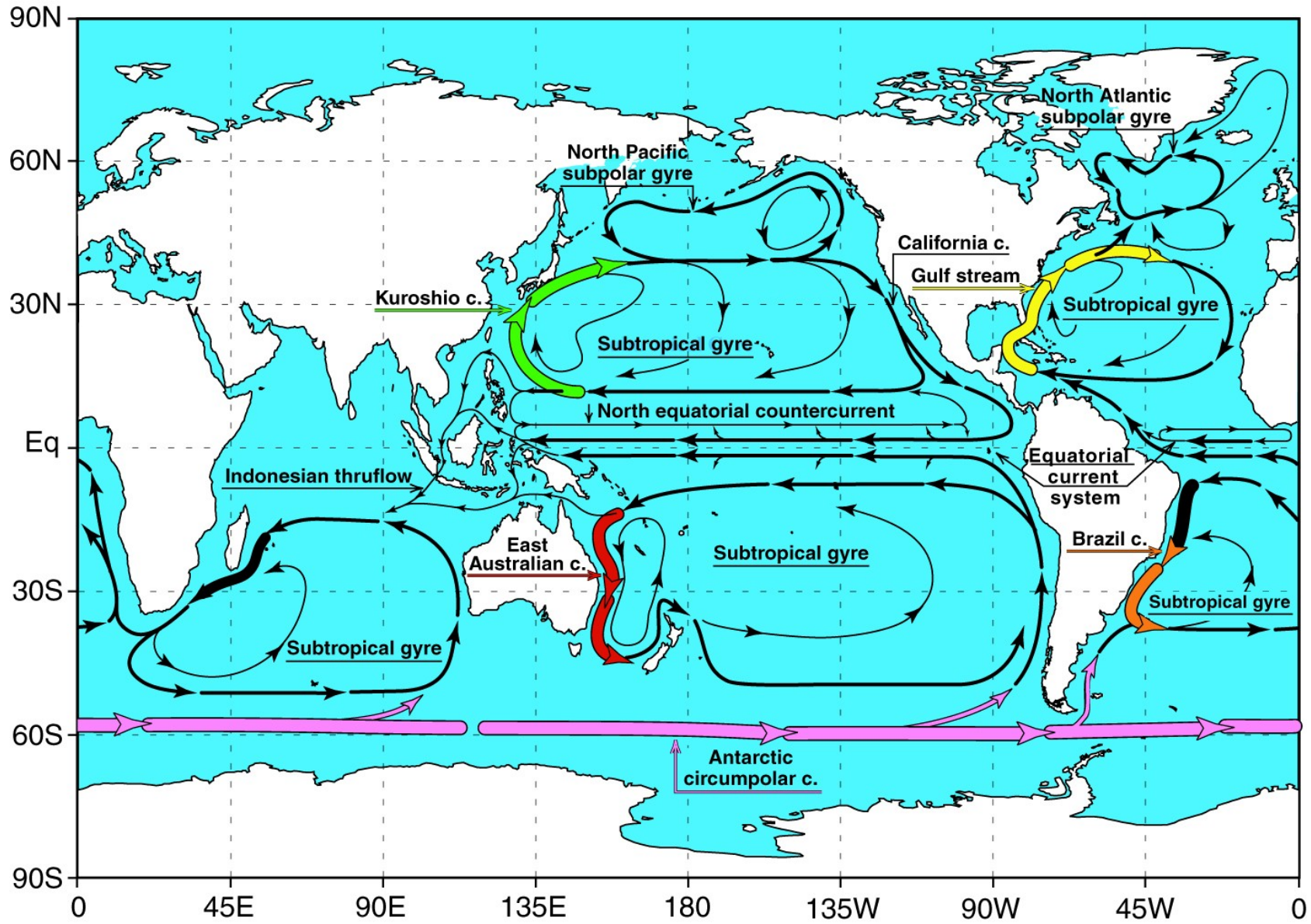
Se observan gradientes de SST latitudinales y Longitudinales

El patrón de precipitaciones tiene similitud con el de SST en los oceanos trópicales.

Se observa una lengua fría en el ecuador en Pacifico y Atlantico.



Corrientes oceánicas



Estructura vertical del océano

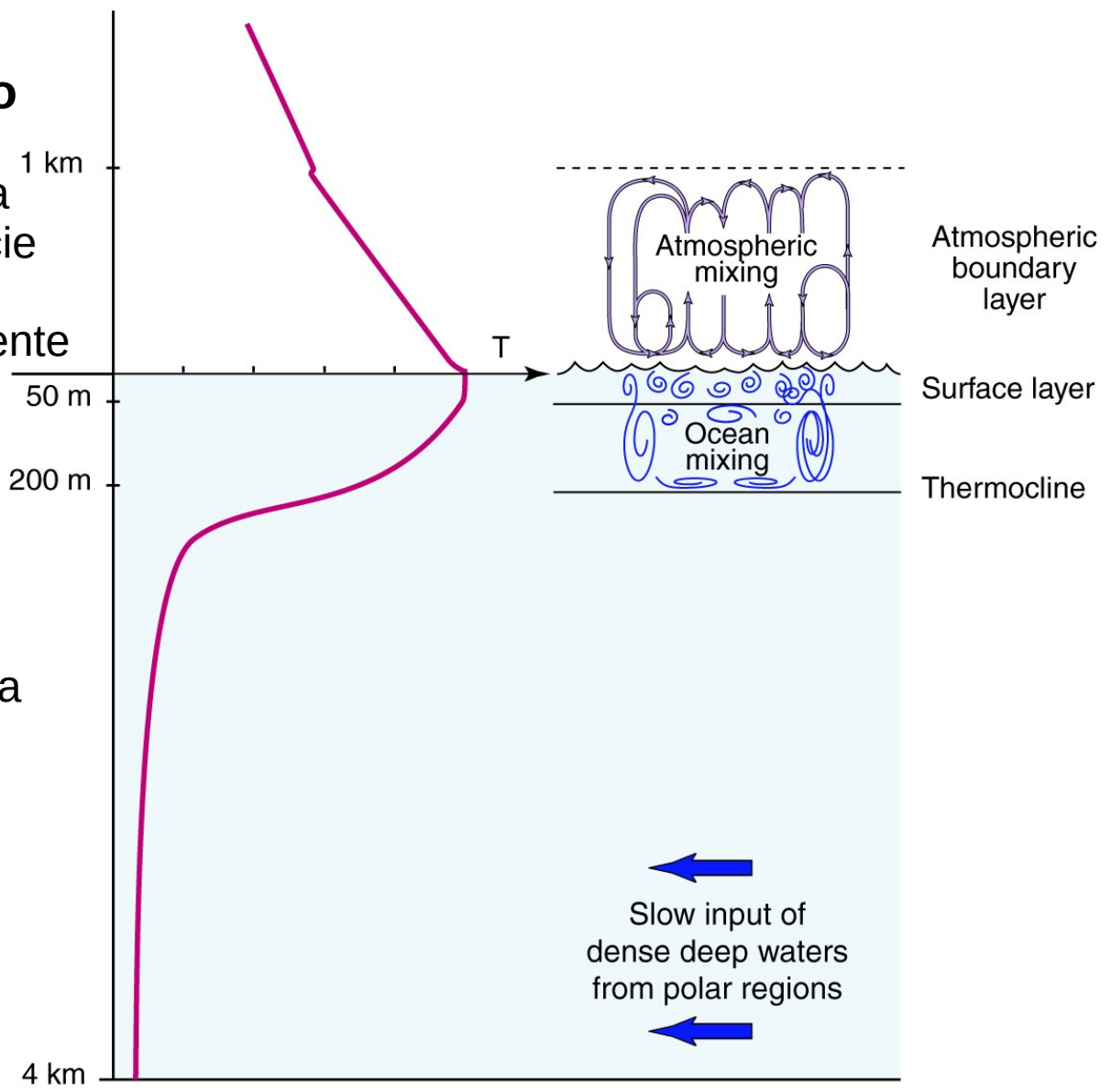
La T es casi constante en una capa de unos ~50 m cerca de la superficie

Mas abajo la T disminuye rápidamente en una zona llamada termoclina.

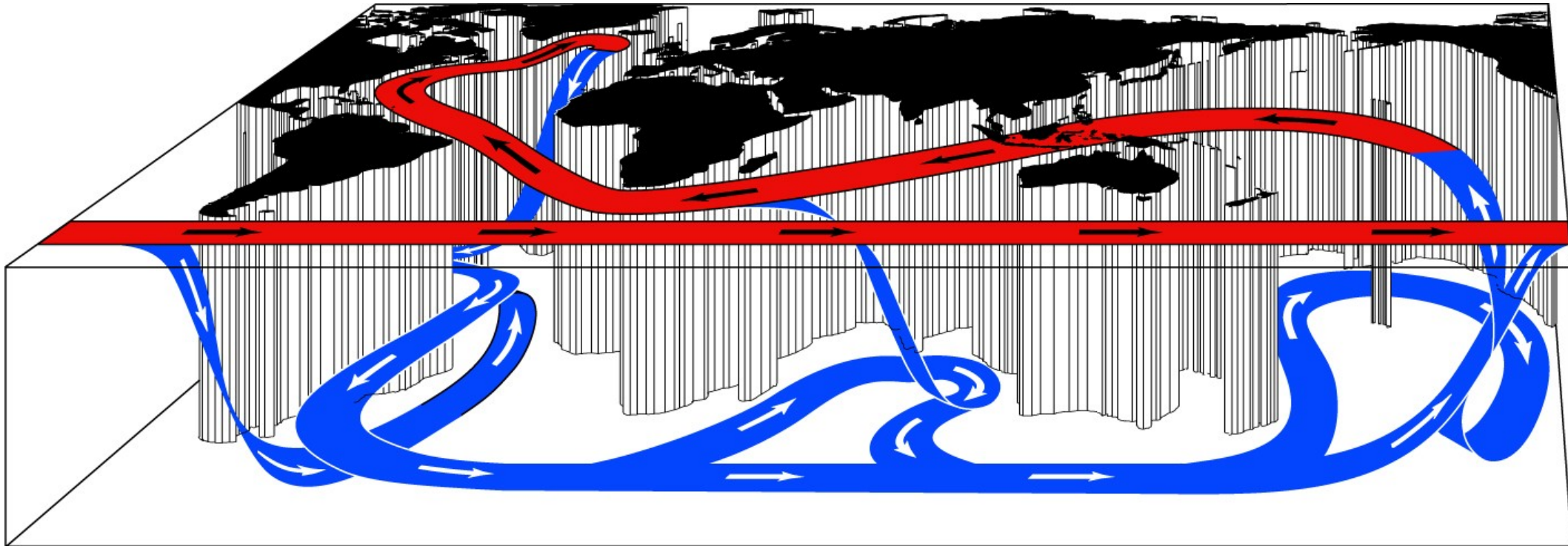
En los trópicos esta disminución ocurre entre los 50 y 200 m.


En extratrópicos ocurre a mayores Profundidades.

En el océano profundo la T es cerca de 3 o 4 C.



Circulación termohalina



 Warm shallow current

 Cold & salty deep current

Procesos en superficie terrestre

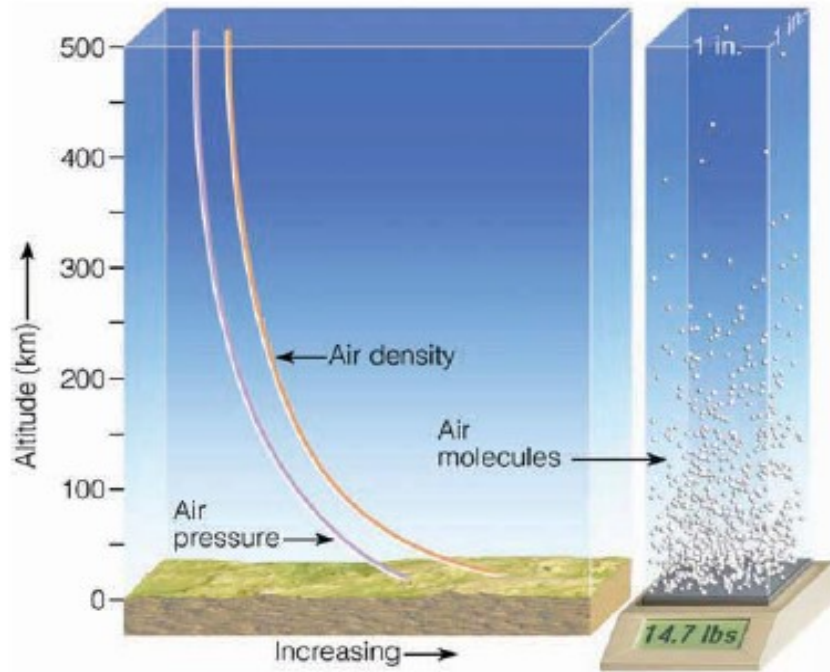
Los continentes ocupan solo el 30% del planeta pero son cruciales para las actividades humanas.

En términos de los impactos en el clima los procesos fundamentales que ocurren en los continentes son:

- Los continentes no transportan o almacenan cantidades importantes de calor.
 - genera contrastes tierra-oceano
- Albedo: el alto albedo en algunas regiones puede afectar la circulación regional.
- Evapotranspiración y procesos hidrológicos en superficie
 - la tierra almacena humedad en suelos, ríos y lagos
 - la transferencia de humedad a la atmósfera ocurre sustancialmente por la vegetación: evapotranspiración.
 - los detalles de la hidrología, como el flujo en los ríos o reservorios son secundarios para estudiar el clima.

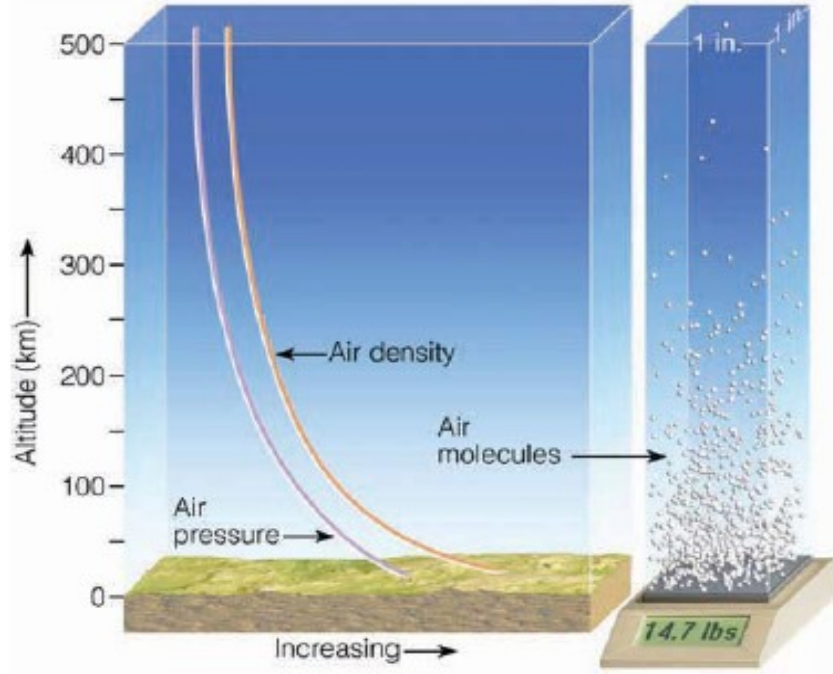
Atmósfera

Estructura vertical: balance hidrostático



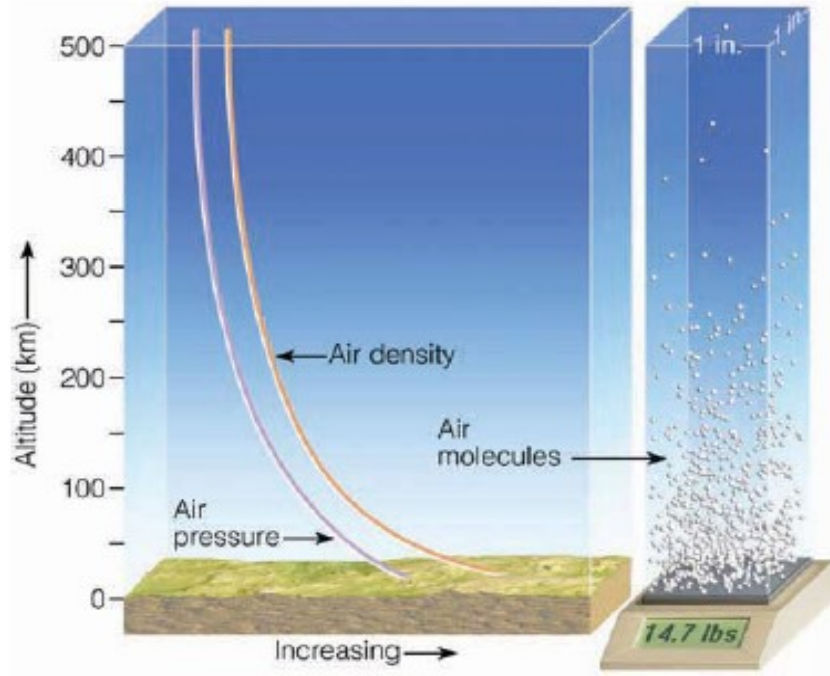
- (1) La fuerza de la gravedad atrae las moléculas de aire hacia la superficie e impide que éstas escapen hacia el espacio.
- (2) Esta fuerza hace que las moléculas se aglomeren más cerca de la superficie que en altura, aumentando el número de las mismas por unidad de volumen.
- (3) La densidad del aire es el número de moléculas por unidad del volumen.
- (4) La presión es la fuerza que por unidad de superficie ejerce el peso de la columna de aire que se encuentra por encima.
- (5) Tanto la presión como la densidad disminuyen con la altura.

Estructura vertical: balance hidrostático



Presión (mb)	Altura (km)
850	1.5
700	3
500	5.5
400	7
300	9
250	10.5
200	12
150	13.5
100	16

Estructura vertical: balance hidrostático



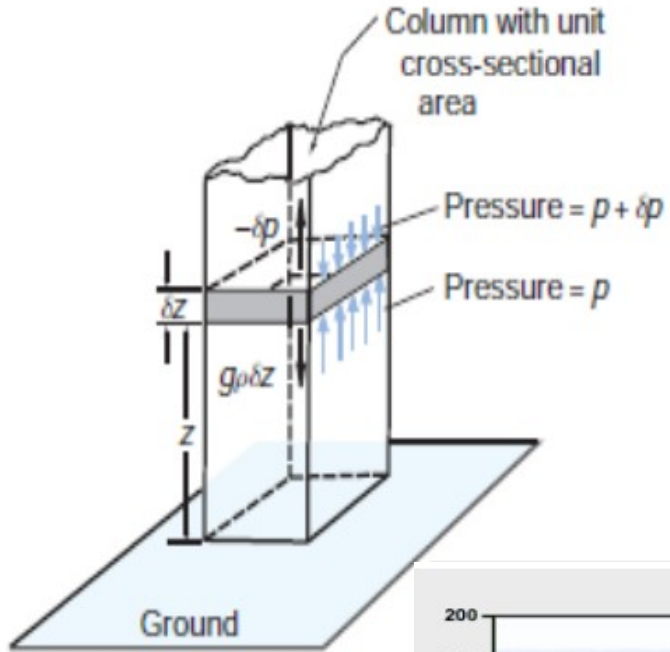
$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$$

Si no existiera la gravedad no existiría la atmósfera

Si la densidad no es constante y sigue la ecuación de estado de los gases ideales

$$PV=nRT \quad P= \rho RT$$

Estructura vertical: balance hidrostático



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

