

### 3. Balance de energía

Las principales fuente y sumidero de energía de la Tierra son la solar de onda corta y la terrestre de onda larga, respectivamente. La radiación solar cubre todo el espectro electromagnético desde rayos gamma a ondas de radio. No obstante, la porción mas significativa de su espectro asociado a la transferencia de energía en el sistema climático es en el rango del ultravioleta al infrarojo. Esta radiación solar incidente es parcialmente absorbida, parte dispersada y parte reflejada por los gases, aerosoles y nubes. La porción que llega a la superficie es absorbida por los océanos, tierra y biósfera, y una parte pequeña es reflejada.

Para mantener un equilibrio la cantidad de energía que entre y sale de la Tierra debe ser igual. La energía saliente es emitida por la superficie y por la atmósfera. Debido a la diferencia de temperatura solar y terrestre, la radiación solar tiene el pico de energía en el rango visible ( $\sim 0.5\mu\text{m}$ ), mientras que la radiación terrestre de onda larga tiene el pico en el rango infrarojo ( $\sim 10\mu\text{m}$ ). Esta separación es la razón por la cual se separa la energía radiativa en aquella que calienta de aquella que enfría el sistema climático en dos partes: la radiación de onda corta solar con  $\lambda < 4\mu\text{m}$  y la radiación terrestre de onda larga con  $\lambda \geq 4\mu\text{m}$ .

Un esquema del balance de energía terrestre se muestra en la figura 1.

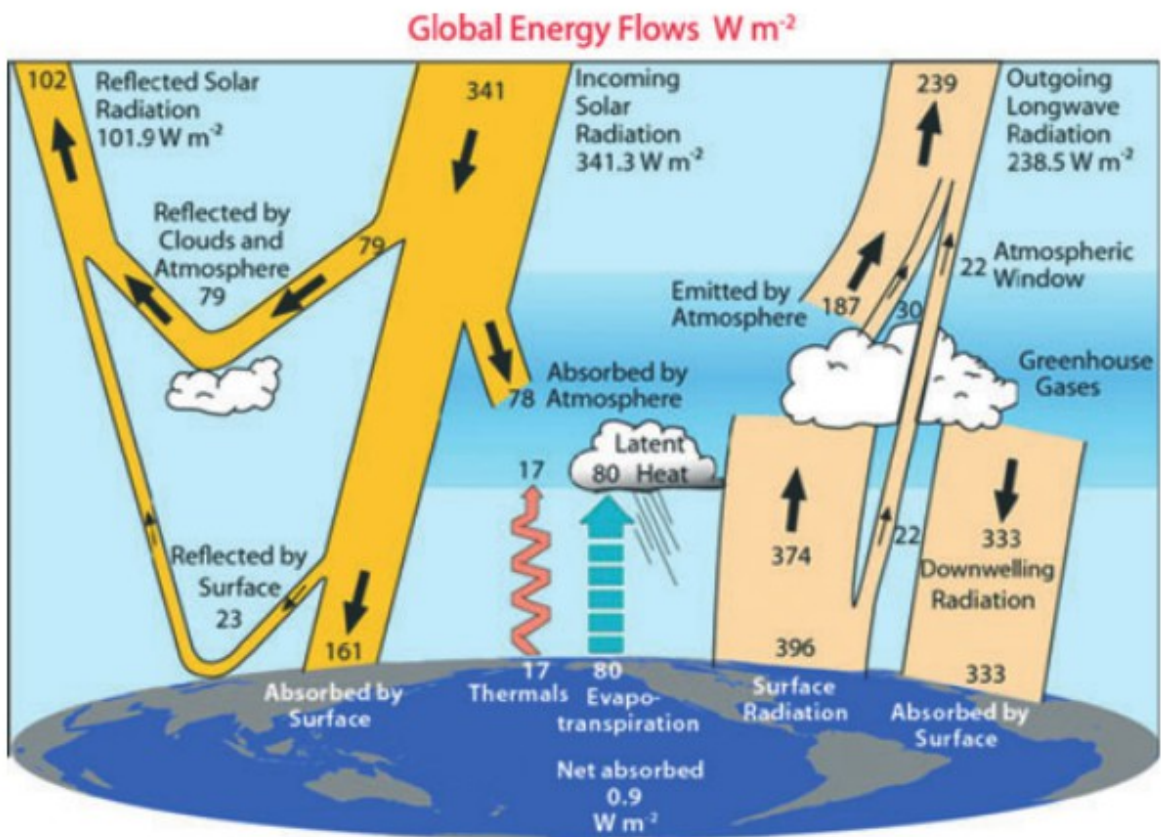


Figura 1 – De Trenberth y Fasullo (2002)

### 3.1 Balance radiativo de la atmósfera

El calentamiento o enfriamiento de una capa de la atmósfera debido al cambio en la radiación solar y terrestre neta con la altura puede calcularse usando el principio de conservación de la energía. Consideremos una capa atmosférica entre los niveles  $z$  y  $z+\Delta z$  donde los flujos netos de radiación vertical son  $F(z)$  y  $F(z+\Delta z)$ , respectivamente. Entonces en ausencia de movimientos horizontales y verticales,

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{rad}} = \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial F_{\text{net}}}{\partial z}$$

donde  $Q$  se escribió como la divergencia del flujo radiativo  $F_{\text{net}}$

$$F_{\text{net}} = F^{\downarrow} - F^{\uparrow}$$

Se puede mostrar que la componente de onda larga de la radiación genera un enfriamiento neto de 2.0 C/día. En promedio, el calentamiento debido a la absorción de radiación solar es solo de 0.5 C/día, por lo que no compensa el enfriamiento por radiación de onda larga. La mantención de un estado estacionario en la atmósfera es posible debido a la transferencia de calor sensible y latente de la superficie terrestre a la atmósfera.

Durante el día con cielo claro el balance neto de radiación está dominado por la radiación solar pero durante la noche el balance es enteramente debido a la radiación terrestre. Debido a que la concentración de gases que absorben la radiación ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_3$ ) varía fuertemente con la altura los flujos radiativos solar y terrestre también lo hacen. En general, en noches calmas y claras la radiación del flujo de onda larga aumenta con la altura dando lugar a divergencia y un enfriamiento de la atmósfera.

Las nubes tienen un efecto importante en la transferencia de radiación porque modifican la emisividad de la atmósfera en ciertas longitudes de onda. Las nubes son casi completamente opacas a la radiación infrarroja, previniendo que escape esta radiación al espacio. Este efecto impacta sobre la temperatura en superficie. Por ejemplo, condiciones nubosas durante la noche da lugar a temperaturas mas altas comparadas a las de noches claras.

Manabe y Strickler (1964) usaron un modelo climático unidimensional para estudiar las contribuciones de  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$  y  $\text{O}_3$  al calentamiento y enfriamiento atmosférico. Su modelo estaba basado en las ecuaciones de transferencia radiativa que consideran las bandas de absorción mas importantes de estos gases. Los resultados para el caso que la nubosidad es igual a la media global se muestran en la figura 2. La tropósfera muestra un enfriamiento neto debido al vapor de agua que es compensado por el calor latente y sensible asociado a la convección húmeda. En la estratósfera existe un fuerte calentamiento debido a la absorción de radiación solar ultravioleta por el  $\text{O}_3$  y en menor medida debido a la absorción de radiación terrestre por este gas en la banda de 9.6  $\mu\text{m}$ . El enfriamiento en la estratósfera es debido a la emisión de onda larga por el  $\text{CO}_2$  y en menor medida por el vapor de agua y  $\text{O}_3$ . En este modelo el enfriamiento y calentamiento se compensan pues la estratósfera se asume en equilibrio radiativo.

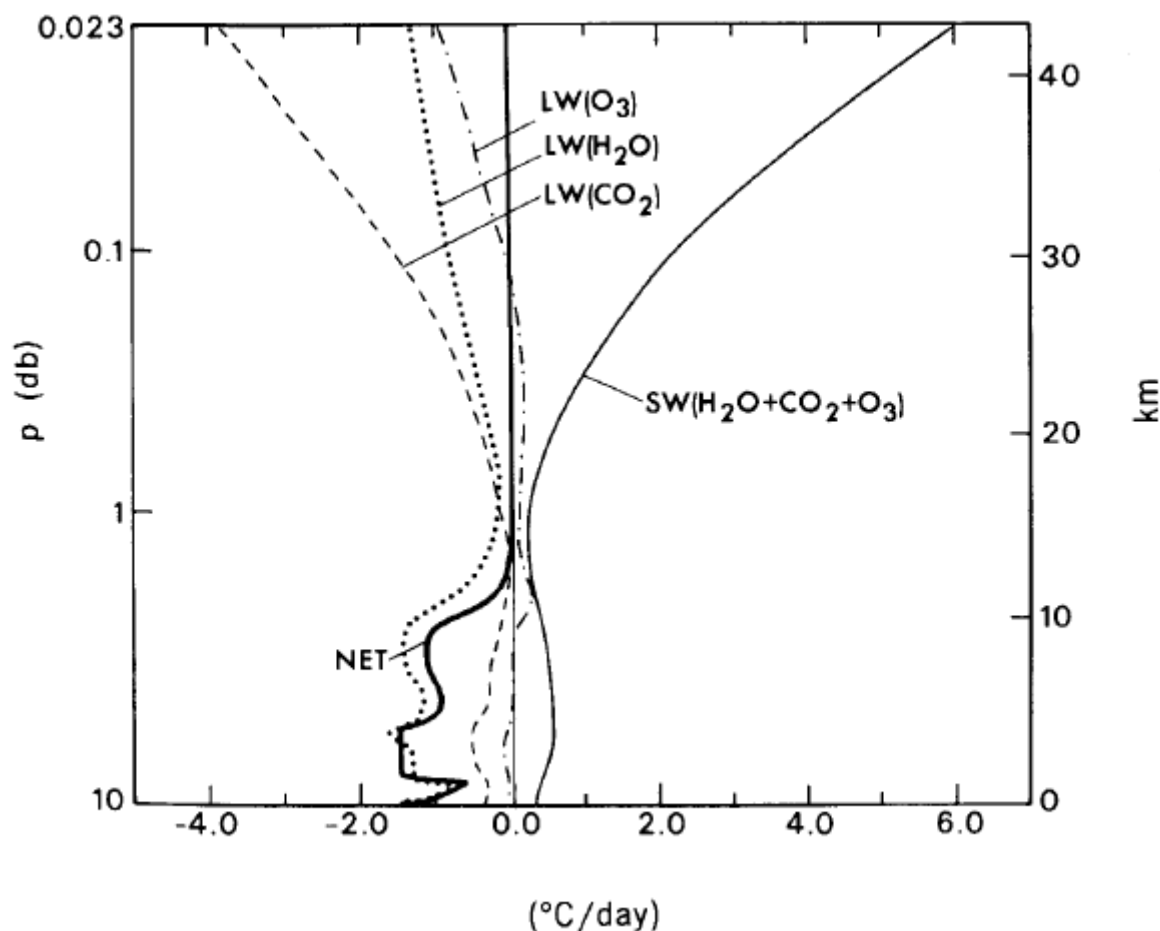


Figura 2. De Manabe y Strickler (1964)

En la banda de 8 y 14  $\mu\text{m}$  la atmósfera es casi transparente a la radiación de onda larga con la excepción del pico de 9.6  $\mu\text{m}$  del O<sub>3</sub>. Esta región del espectro se denomina por lo tanto ventana atmosférica espectral, y es además el rango en el cual la emisión de onda larga atmosférica es máxima. Es importante notar que a través de su absorción en la ventana espectral, pequeñas aumentos en CO<sub>2</sub> y CH<sub>4</sub> (metano) tienen un gran impacto en el clima.

La mayoría de los gases atmosféricos tienen bandas de absorción en la región de microondas del espectro. Estas bandas no son importantes para el balance radiativo de la atmósfera pues los flujos son pequeños. No obstante, se usan para inferir perfiles verticales de temperatura, humedad y contenido de agua en nubes a través de sensores remotos en satélites.

### 3.2 Balance radiativo en la superficie

El flujo neto de radiación en la superficie terrestre resulta de un balance entre los flujos de radiación solar y terrestre

$$F_{\text{rad}}^{\text{sfc}} = F_{\text{SW}} + F_{\text{LW}}$$

El balance radiativo de onda corta y larga puede expresarse como

$$F_{\text{SW}} = F_{\text{SW}}^{\downarrow} - F_{\text{SW}}^{\uparrow}$$

$$F_{\text{LW}} = F_{\text{LW}}^{\downarrow} - F_{\text{LW}}^{\uparrow}.$$

por lo que el balance en superficie queda

$$F_{\text{rad}}^{\text{sfc}} = F_{\text{SW}}^{\downarrow} - F_{\text{SW}}^{\uparrow} + F_{\text{LW}}^{\downarrow} - F_{\text{LW}}^{\uparrow}.$$

La radiación solar incidente es la suma de la radiación solar directa y difusa. Tiene variaciones diurnas y estacionales importantes y está muy influenciada por la cobertura de nubes. La radiación de onda corta emergente es la parte reflejada por la superficie con albedo  $A_{\text{sfc}}$ , por lo que la radiación neta de onda corta es

$$F_{\text{SW}} = (1 - A_{\text{sfc}})F_{\text{SW}}^{\downarrow}.$$

La radiación de onda larga incidente proviene de la atmósfera y depende del perfil vertical de temperatura, las nubes y la distribución vertical de los gases que absorben, pero no tiene una variación diurna significativa. La radiación de onda larga emergente está dada por la ley de Stefan-Boltzman, asumiendo una emisividad  $\epsilon$  para la superficie terrestre. Los componentes de radiación de onda larga incidente y emergente son del mismo orden de magnitud por lo que el flujo neto es pequeño comparado con el flujo de radiación solar. Generalmente el flujo de onda larga incidente es menor que el emitido por lo que la superficie se enfría.

El flujo radiativo neto en superficie se puede escribir entonces como

$$F_{\text{rad}}^{\text{sfc}} = F_{\text{SW}}^{\downarrow}(1 - A_{\text{sfc}}) - \epsilon\sigma T_{\text{sfc}}^4 + F_{\text{LW}}^{\downarrow}.$$

La mayor parte de la energía absorbida en la superficie es usada para evaporar agua, otra parte es emitida en forma de calor sensible y una pequeña porción es usada para fundir el hielo/nieve o perdida hacia capas subsuperficiales del suelo. Por lo tanto, hay 4 tipos de flujos de energía en la superficie terrestre: flujo radiativo neto ( $F_{\text{rad}}$ ), calor sensible ( $F_{\text{SH}}$ ), calor latente ( $F_{\text{LH}}$ ) y flujo hacia capas subsuperficiales ( $F_{\text{G}}$ ). En condiciones estacionarias el balance de energía es

$$F_{\text{rad}}^{\text{sfc}} - F_{\text{SH}}^{\uparrow} - F_{\text{LH}}^{\uparrow} - F_{\text{G}}^{\uparrow} - F_{\text{M}} = 0,$$

donde  $F_{\text{M}}$  es la energía usada para fundir el hielo. Mapas de flujos de energía en superficie se muestran en el Atlas del reanálisis ERA 40 [https://software.ecmwf.int/static/ERA-40\\_Atlas/docs/section\\_B/index.html](https://software.ecmwf.int/static/ERA-40_Atlas/docs/section_B/index.html).

### 3.3 Balance radiativo terrestre

En el tope de la atmósfera una superficie a la distancia media Tierra-Sol perpendicular a los rayos recibe  $1368 \text{ W/m}^2$ , que es la llamada “constante solar”  $S_0$ . En promedio la energía total incidente fuera de la atmósfera terrestre es  $S_0\pi R^2$  donde  $R$  es el radio terrestre (se desprecia el ancho de la

capa atmosférica).

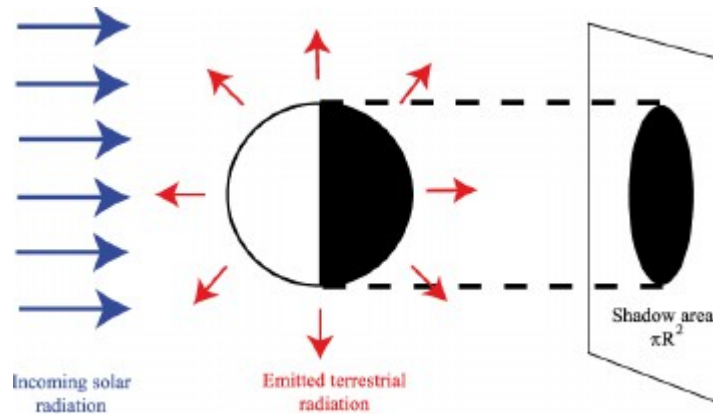


Figura 3.

Para llegar a un balance energético el flujo incidente debe ser igual al saliente. Si consideramos que el albedo terrestre es  $\alpha_p=0.3$ , esto es, un 30% de la energía incidente es reflejada de vuelta al espacio, la energía que entra al sistema climático es

$$\pi R^2 (1 - \alpha_p) S_0$$

Para calcular la energía emitida al espacio consideremos una atmósfera gris de emisividad  $\epsilon$ , de una sola capa, que es transparente a la radiación solar pero absorbe la radiación terrestre. La emisividad se define como la razón de la energía irradiada por un objeto sobre la energía irradiada por un cuerpo negro a la misma temperatura. La emisividad es también la fracción de radiación absorbida por el objeto. Entonces, la energía saliente en el tope de la atmósfera es (ver figura 4)

$$4 \pi R^2 (\epsilon \sigma T_a^4 + (1 - \epsilon) \sigma T_s^4)$$

donde  $T_a$  es la temperatura de la atmósfera y  $T_s$  la temperatura de la superficie. Por lo tanto en el tope de la atmósfera se tiene

$$\frac{1}{4} (1 - \alpha_p) S_0 = \epsilon \sigma T_a^4 + (1 - \epsilon) \sigma T_s^4 = \sigma T_e^4$$

donde  $T_e$  se define como la temperatura de emisión terrestre, pero no es una temperatura que pueda ser medida en algún lugar de la Tierra.

En la superficie, considerando solo flujos radiativos, el balance es

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

donde la emisión de la superficie es igual a la suma de la radiación solar incidente y la emitida por

la atmósfera hacia abajo.

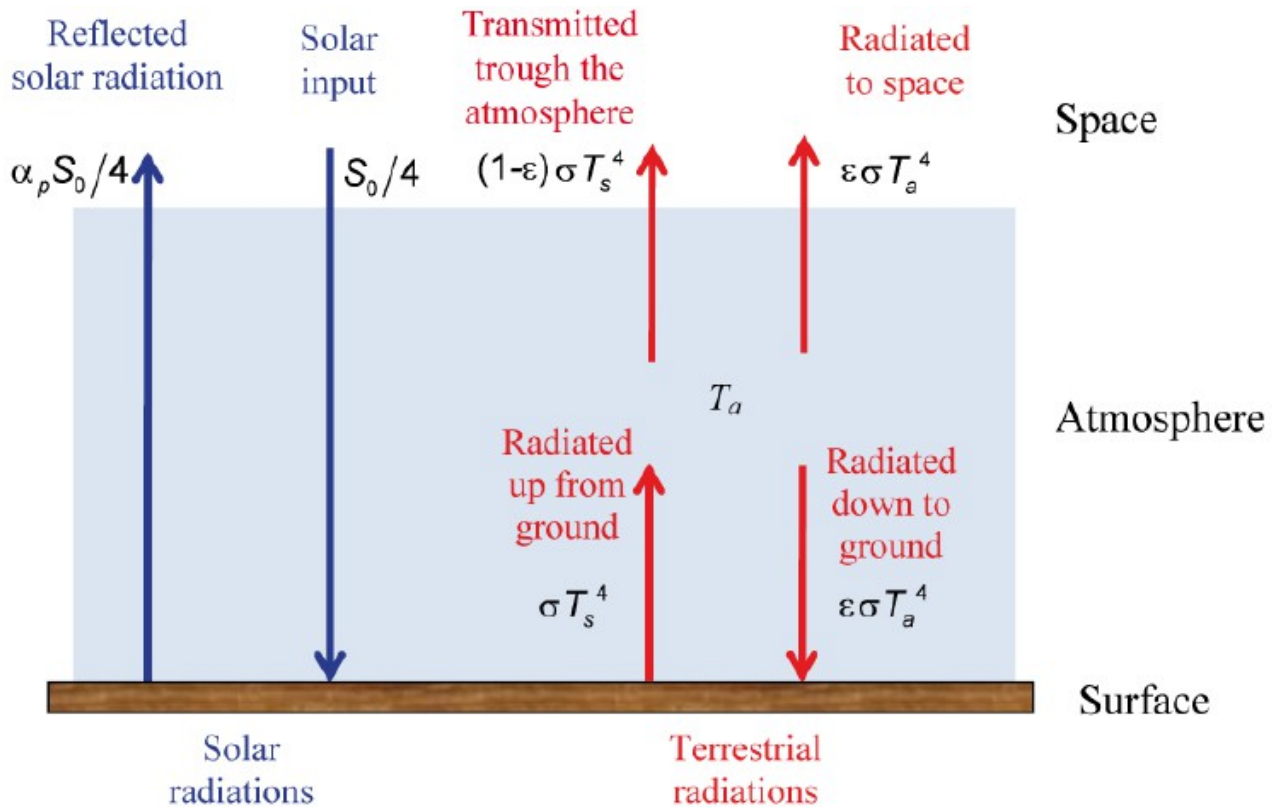


Figura 4

A partir de las ecuaciones de balance de energía para el tope de la atmósfera y la superficie se obtiene

$$\sigma T_s^4 = \frac{2}{2-\epsilon} \frac{1}{4} (1-\alpha_p) S_0 = \frac{2}{2-\epsilon} \sigma T_e^4$$

$$T_s = \left( \frac{2}{2-\epsilon} \right)^{1/4} T_e$$

$$T_e = \left( \frac{1}{4\sigma} (1-\alpha_p) S_0 \right)^{1/4}$$

Para  $\epsilon=0$ , correspondiente a una atmósfera totalmente transparente a la radiación infrarroja  $T_s=T_e=255$  K, que es la temperatura que tendría una Tierra sin efecto invernadero.

Para  $\epsilon=1$ , o sea considerando la atmósfera como un perfecto cuerpo negro, se tiene

$$T_s = 2^{1/4} T_e = 1.19 T_e$$

y se obtiene un valor de  $T_s=303$  K, lo cual es mayor que la temperatura media observada de 288 K. Para  $\epsilon=0.97$ , un valor típico de la atmósfera,  $T_s=301$  K, el cual sigue siendo mucho mayor que el observado debido a las grandes simplificaciones del modelo utilizado.

### 3.4 Ciclo estacional del balance radiativo en el tope de la atmósfera

La radiación solar incidente tiene un ciclo estacional marcado fuera de la región ecuatorial. La figura 5 muestra la insolación media diaria en  $W/m^2$  en una superficie horizontal en el tope de la atmósfera en función del día del año y de la latitud. En las noches polares no hay radiación solar por lo que se marcan en blanco.

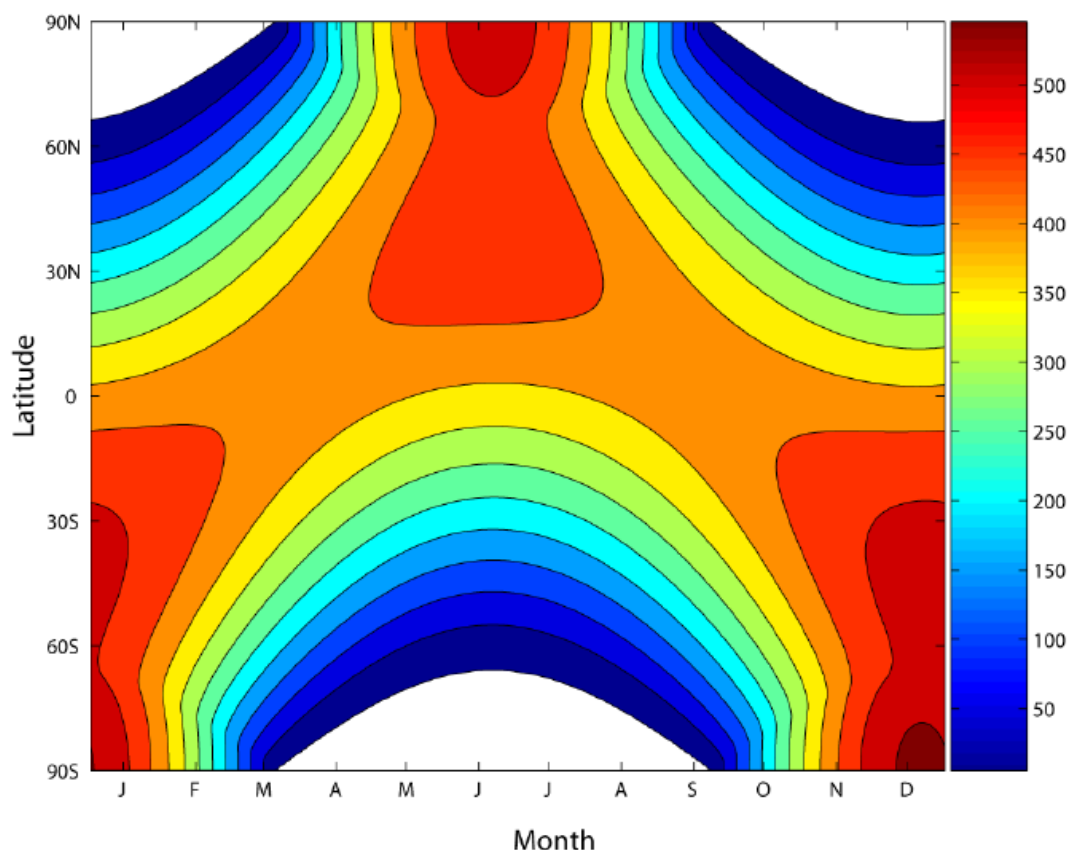


Figura 5

Si bien la Tierra debe encontrarse en equilibrio radiativo en períodos largos de tiempo, no es obvio que deba estarlo en períodos de meses. Primero que nada debemos tomar en cuenta las variaciones anuales en la distancia Tierra-Sol (considerada en la Fig 5) debido a la eccentricidad de la órbita. La distancia en enero (perihelio) es de 0.983 unidades astronómicas, mientras que en julio (afelio) es de 1.017 AU ( $1 \text{ AU}=1.496 \times 10^{11} \text{ m}$ ). Asumiendo que no hay variaciones anuales en el albedo, uno esperaría una diferencia en la energía absorbida entre enero y julio inversamente proporcional al cuadrado de la distancia Tierra-Sol. Por lo tanto es de esperar una diferencia en insolación de

$$\frac{1}{4}(1-\alpha_p)S_0\left(\frac{1}{0.983^2}-\frac{1}{1.017^2}\right)=16.1 \text{ W/m}^2$$

entre enero y julio, equivalente a un 7% de la energía radiativa disponible. La figura 6 muestra las variaciones anuales teórica y observada. La diferencia entre las dos curvas se debe a las variaciones en el albedo global. En los equinoccios el sol pasa por encima de los trópicos que son relativamente oscuros y absorben radiación. Por otro lado, en los solsticios el sol ilumina los polos lo cual genera mayor reflexión de la radiación incidente. Además, hay una asimetría entre hemisferios pues en el HN la región cubierta de nieve y hielo varía mucho más que en el HS durante el año. Cambios en la cobertura nubosa y vegetación durante el año también afectan el albedo planetario.

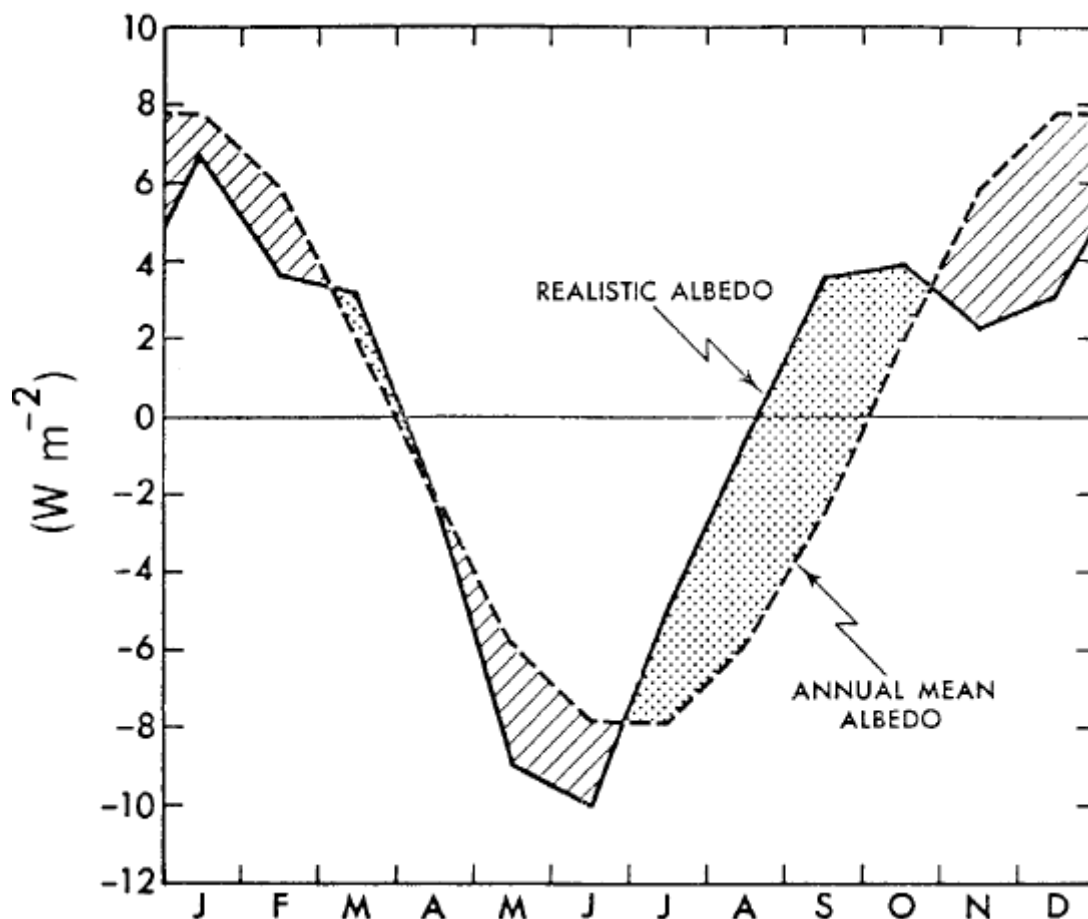


Figura 6 – Variación estacional de la radiación incidente en el tope de la atmósfera observado desde satélites (sólida) y teórica asumiendo un albedo constante (punteada). El valor medio de la radiación incidente anual fue restado.

Para mantener un balance energético uno esperaría que exista un aumento de la radiación terrestre saliente durante enero. Pero esto no es así. Al contrario, observaciones desde satélite muestran que la radiación de onda larga al espacio es mayor en julio (Figura 7), lo cual puede considerarse una retroalimentación positiva. La razón yace en la asimetría entre hemisferios: la atmósfera en el HN tiene cambios estacionales de su temperatura mucho mayores que en el HS debido a la presencia de grandes masas continentales. Así, la temperatura global tiende a seguir el comportamiento de la temperatura en el HN dando lugar a una mayor pérdida de energía en julio comparado a enero. Como resultado, el flujo neto de energía (solar+terrestre) en el tope de la atmósfera tiene un ciclo estacional de  $25 W/m^2$ .



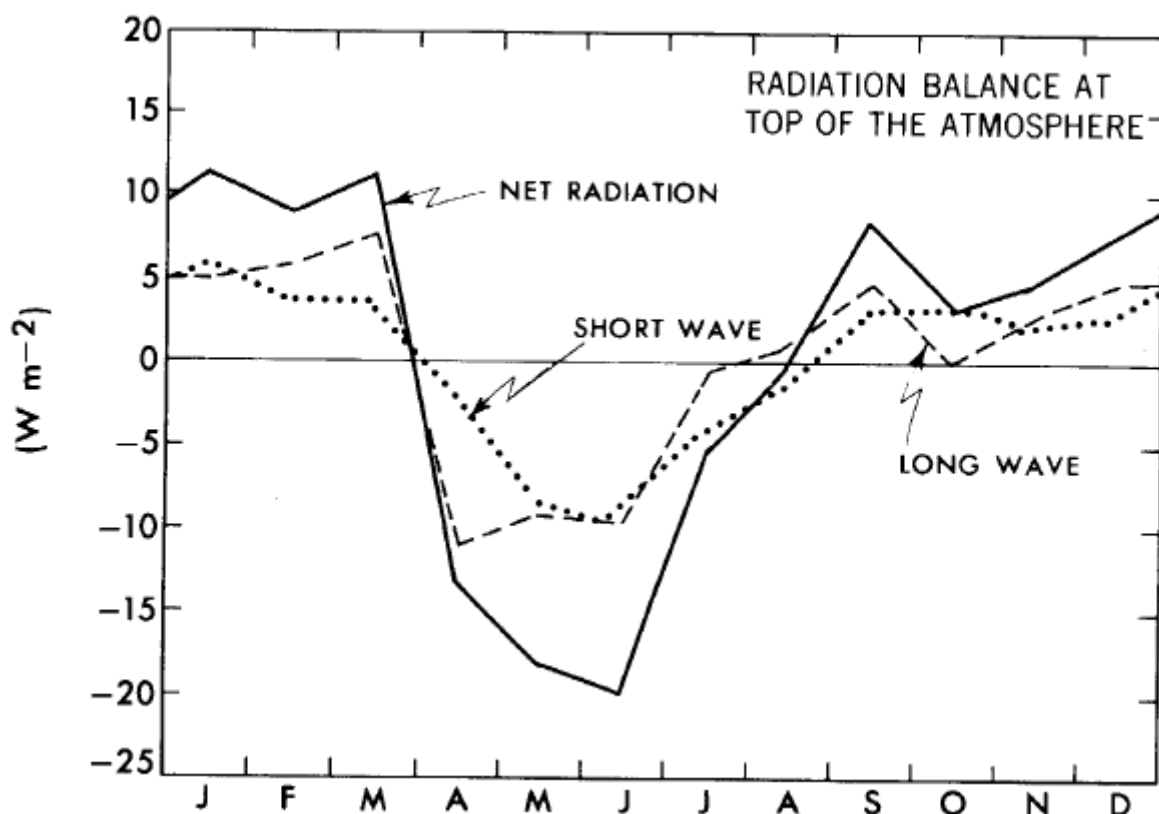
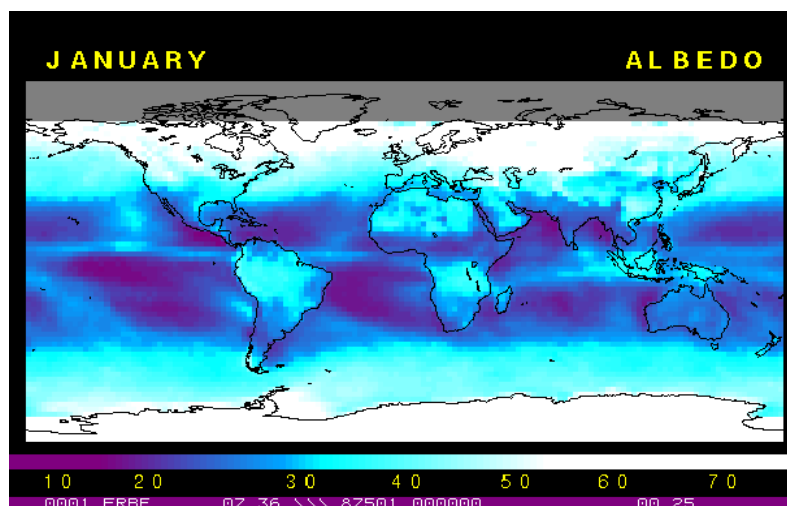


Figura 7 – Balance radiativo en el tope de la atmósfera. Desviaciones con respecto a los promedios anuales.

### 3.5 Distribucion geográfica del balance radiativo en el tope de la atmósfera

La radiación solar incidente está fuertemente modulada por el albedo terrestre. La figura 8 muestra mapas del albedo para enero y julio. El albedo varía marcadamente con la región y con la estación del año. En las regiones ecuatoriales el albedo es generalmente bajo (del orden de 20% o menor) y aumenta hacia las regiones polares.



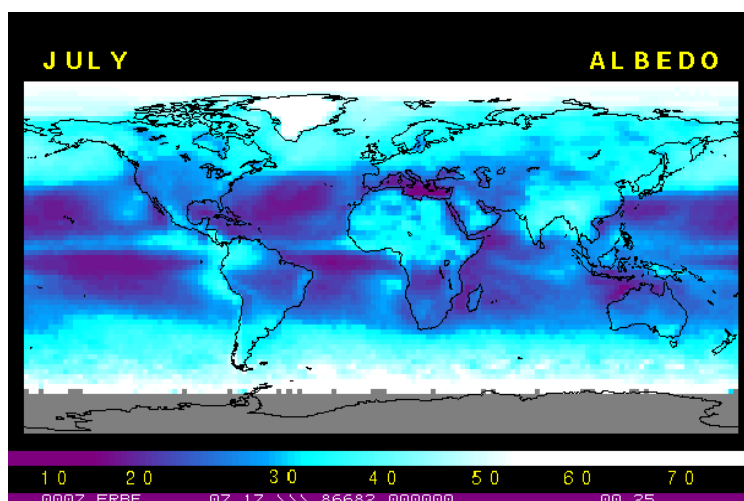
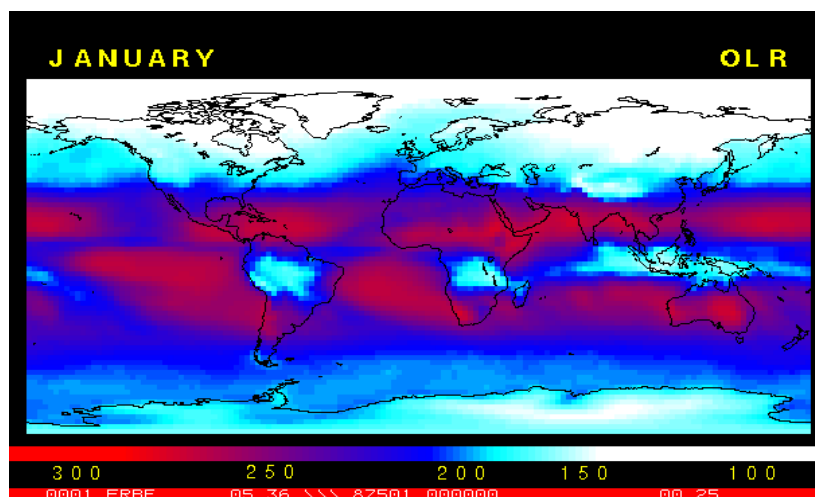


Figura 8

El máximo observado en los polos está asociado a la cobertura de nieve y el alto ángulo de incidencia de la radiación solar. Los valores máximos del albedo en la zona tropical están asociados a la ITCZ sobre los océanos. También se observa valores altos de albedo en la costa oeste de Sudamérica, una región que presenta nubes bajas persistentes (estratos). Se observa un albedo bajo en las regiones oceánicas que tienen poca cobertura de nubes, mientras que los desiertos tienen un albedo alto. El mapa de radiación solar incidente está negativamente correlacionado con el del albedo, mostrando valores altos donde el albedo es bajo y vice versa.

La distribución geográfica de la radiación de onda larga (ROL) emergente se muestra en la Figura 9. El mínimo en ROL en la región ecuatorial es debido a la presencia de nubes altas en la ITCZ, ya que la temperatura de emisión es la del tope de la nube que es baja. Este mínimo migra entre verano e invierno. En general las regiones de máxima ROL son los subtropicos pues son las regiones de menor cobertura de nubes altas. Notar que no es posible detectar la región de nubes estrato en el mapa de ROL, lo cual es consecuencia de que la temperatura de esas nubes bajas es similar a la de los océanos circundantes. Los desiertos tienen máximos de ROL en la estación de verano correspondiente ya que la superficie se calienta mas emitiendo mas radiación de onda larga.



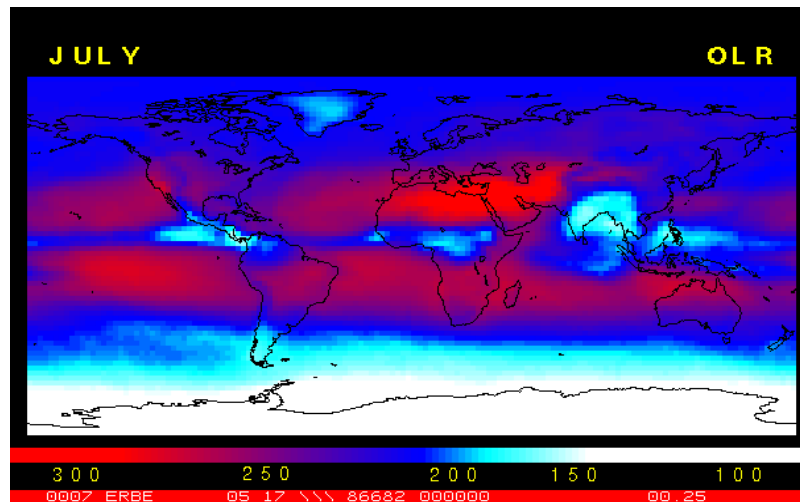
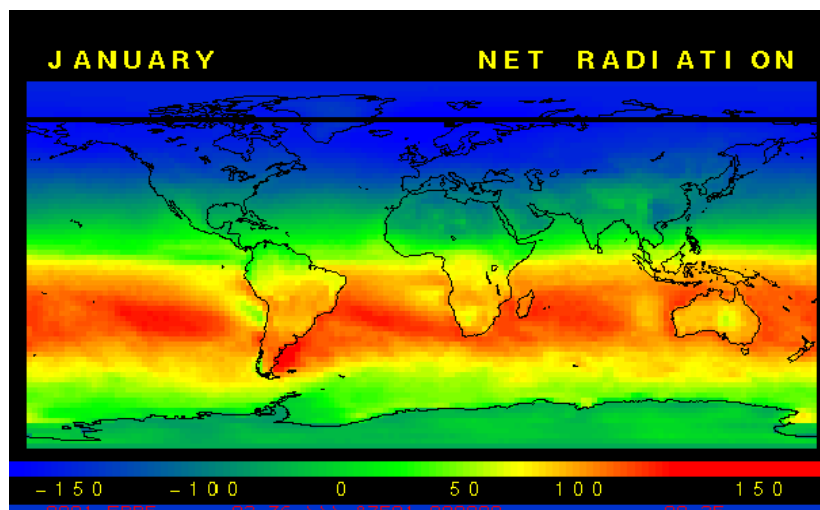


Figura 9

La diferencia entre la energía solar absorbida y la ROL es la radiación neta (Figura 10). La variación anual de la radiación neta sigue el movimiento aparente del sol debido a que las variaciones anuales de la radiación incidente son mucho mayores que las variaciones en albedo.

En general la radiación absorbida excede la ROL en los trópicos y subtrópicos resultando en un calentamiento neto de esas regiones, mientras que en latitudes mayores hay un enfriamiento neto. Este gradiente polo-ecuador es el mecanismo fundamental que induce la circulación atmosférica y oceánica. En períodos largos de tiempo donde el almacenamiento de energía es nulo, este imbalance radiativo debe ser balanceado por el transporte meridional de energía del sistema atmósfera-oceano.

Se observa que los océanos ganan mas energía que las regiones continentales, lo cual vale también para la media anual. Esto ocurre fundamentalmente en verano y se debe a que el albedo es mayor sobre los continentes y que hay mayor pérdida de ROL pues la tierra se calienta mas que los océanos. La mayor parte del exceso de radiación en el verano es absorbido por los océanos. Un ejemplo es la anomalía negativa sobre el desierto de Sahara (alto albedo, poca cobertura nubosa, alta temperatura y baja humedad) en julio que requiere que el enfriamiento por radiación se compense con un calentamiento adiabático por descenso de aire.



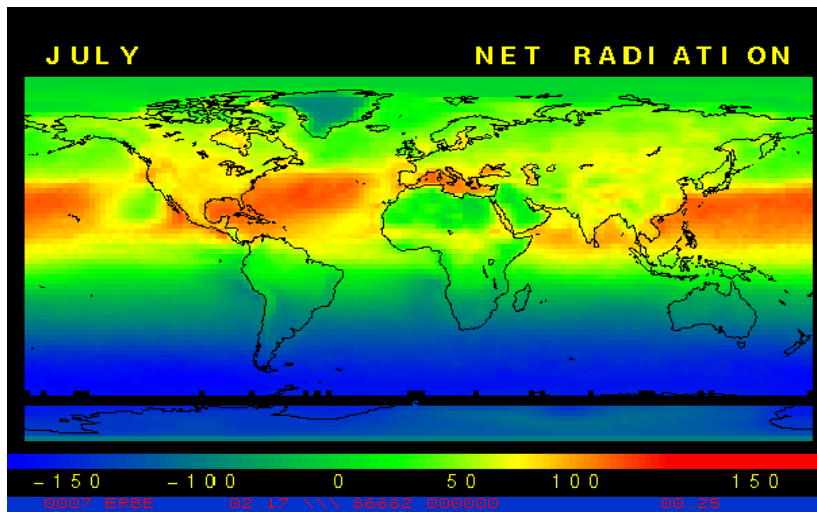


Figura 10

Medias zonales de los flujos radiativos se muestran en la Figura 11.

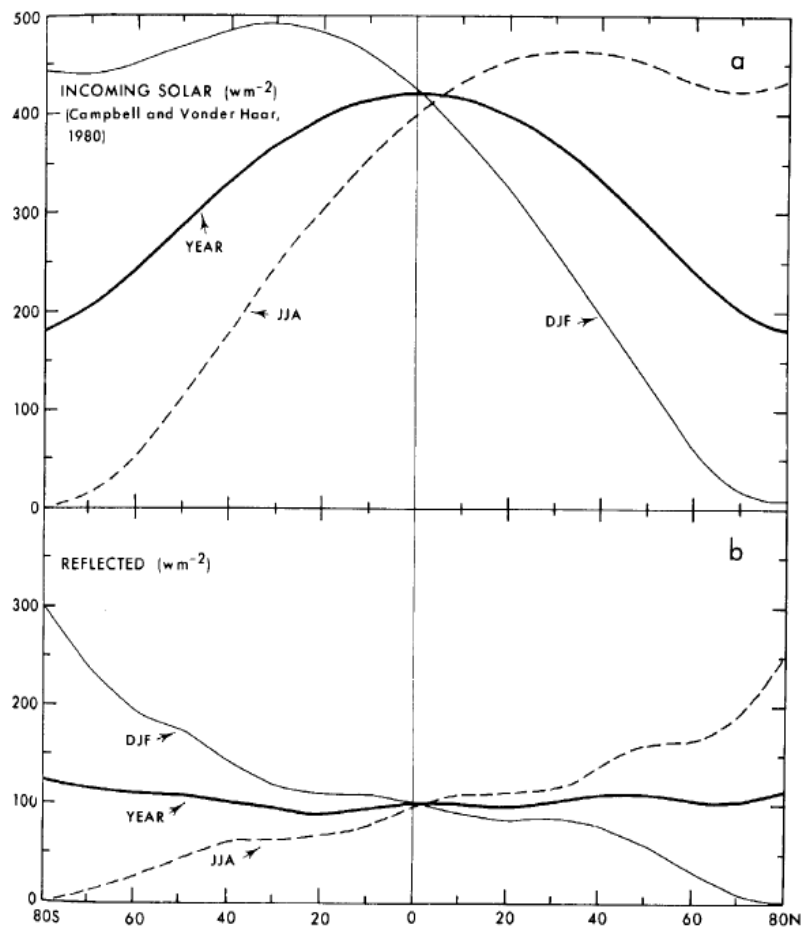


Figura 11

El gradiente en la radiación incidente en el tope de la atmósfera es grande en el hemisferio de invierno, mientras que es pequeño en el hemisferio de verano. Una parte importante de esta radiación incidente es reflejada de vuelta al espacio.

La figura 12 muestra promedios zonales de la energía solar absorbida, la ROL y el flujo neto. Los perfiles de ROL son uniformes en la región tropical entre 30N y 30S con una pequeña disminución en la zona de la ITCZ. Asimismo, los gradientes entre polo y ecuador de Rol son significativamente menores que en el caso de la radiación solar.

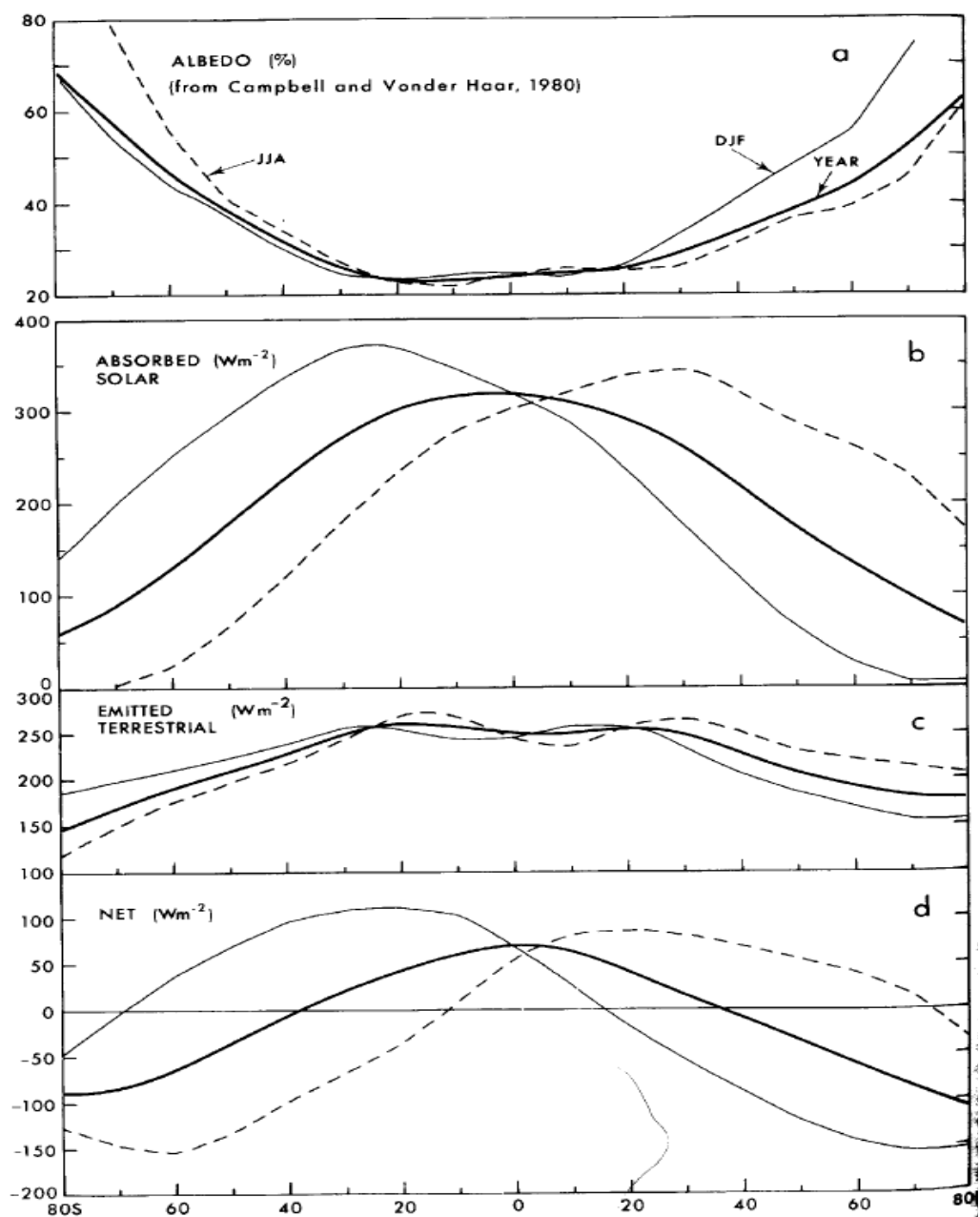


Figura 12

### 3.6 Almacenamiento y transporte de energía

En un área delimitada (que incluye atmósfera, océano, superficie y suelo) el flujo radiativo en el tope de la atmósfera debe ser balanceado por la suma del transporte horizontal, los intercambios de calor con el suelo profundo y el almacenamiento en la atmósfera, océano y suelo (Figura 13). Como el suelo tiene baja conductividad térmica, solo los primeros metros interactúan con la superficie en escalas estacionales a decadales. En la mayoría de las aplicaciones es suficiente considerar los primeros 10 m del suelo y asumir que los intercambios con capas más profundas están representados por un flujo de energía geotérmico. El valor del flujo geotérmico en la mayoría de las regiones es pequeño ( $0.075 \text{ W/m}^2$ ) y se desprecia en los balances de energía.

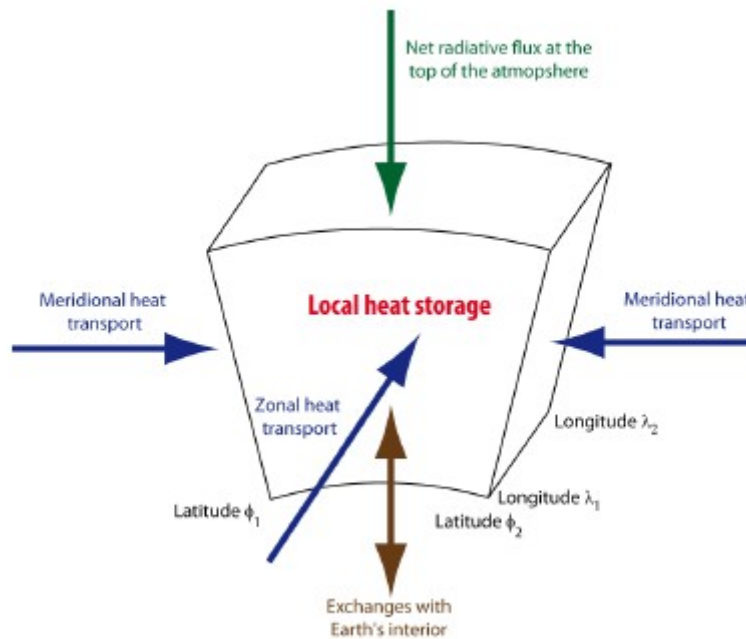


Figura 13

En escalas diarias y estacionales el almacenamiento de energía por el sistema climático juega un rol muy importante en mitigar la influencia de los cambios en el flujo radiativo en el tope de la atmósfera. Esas variaciones en almacenamiento de energía para el océano, atmósfera y suelo se pueden estimar como

$$\text{razón de cambio del almacenamiento de energía} = \int \rho c_m \frac{\partial T}{\partial t} dV$$

donde  $c_m$  es el calor específico del medio considerado. En una primera aproximación es posible escribir ese término como

$$\text{razón de cambio del almacenamiento de energía} = m_m c_m \frac{\partial T_m}{\partial t} = C_m \frac{\partial T_m}{\partial t}$$

donde  $m_m$ ,  $c_m$  y  $T_m$  son las masas características, calor específico y temperatura del medio

considerado ( $C_m$  es la capacidad calorífica).

En escalas estacionales el contenido de calor de la atmósfera cambia. Usando un valor de  $c_p=1000$  J/K/kg y una masas de  $10^4$  kg/m<sup>2</sup> (asumiendo equilibrio hidrostático esto corresponde a una presión de  $10^5$  Pa), se obtiene  $C_{m,a}=10^7$  J/K/m<sup>2</sup>.

Sólo los primeros 50 a 100 m del océano muestran un ciclo estacional en temperatura, por lo que considerando  $c=4000$  J/kg/K y una mas de  $7.5 \cdot 10^4$  kg/m<sup>2</sup> ( $75m \times 1000$  kg/m<sup>3</sup>) se obtiene  $C_{m,o}=3 \cdot 10^8$  J/K/m<sup>2</sup>.

El suelo tiene una capacidad calorífica similar a la del océano, pero solo unos metros son afectados por el ciclo estacional por lo que la capacidad calorífica efectiva es mucho menor que la del océano.

Estos resultados muestran que la capacidad calorífica del océano es un orden de magnitud mayor que la del océano en escalas estacionales. Por lo tanto, el océano almacena mucha mas energía durante el verano que la atmósfera y la libera en invierno. El resultado es una moderación de la amplitud del ciclo estacional de temperatura sobre el océano comparado con aquella sobre los continentes. Una gran diferencia se observa también en la amplitud del ciclo estacional en regiones continentales directamente influenciadas por el océano (por ejemplo Europa) comparado con masas continentales ubicadas lejos de los océanos (Figura 14).

(d) ERA-40 Amplitude

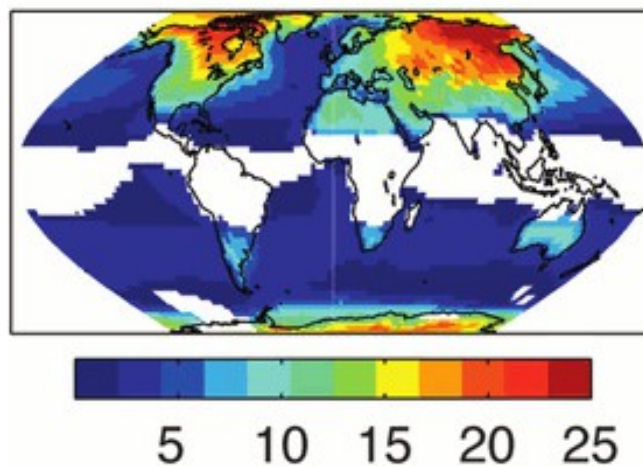


Figura 14

El ciclo estacional del almacenamiento de energía en la atmósfera y el océano se muestra en la Figura 15. Se observa que en la atmósfera el ciclo estacional sigue las variaciones en el HN debido a la mayor masa continental, mientras que en el caso del océano sigue el comportamiento del HS. Se observa también que el máximo en la atmósfera ocurre en julio, mientras que en el océano ocurre en setiembre.

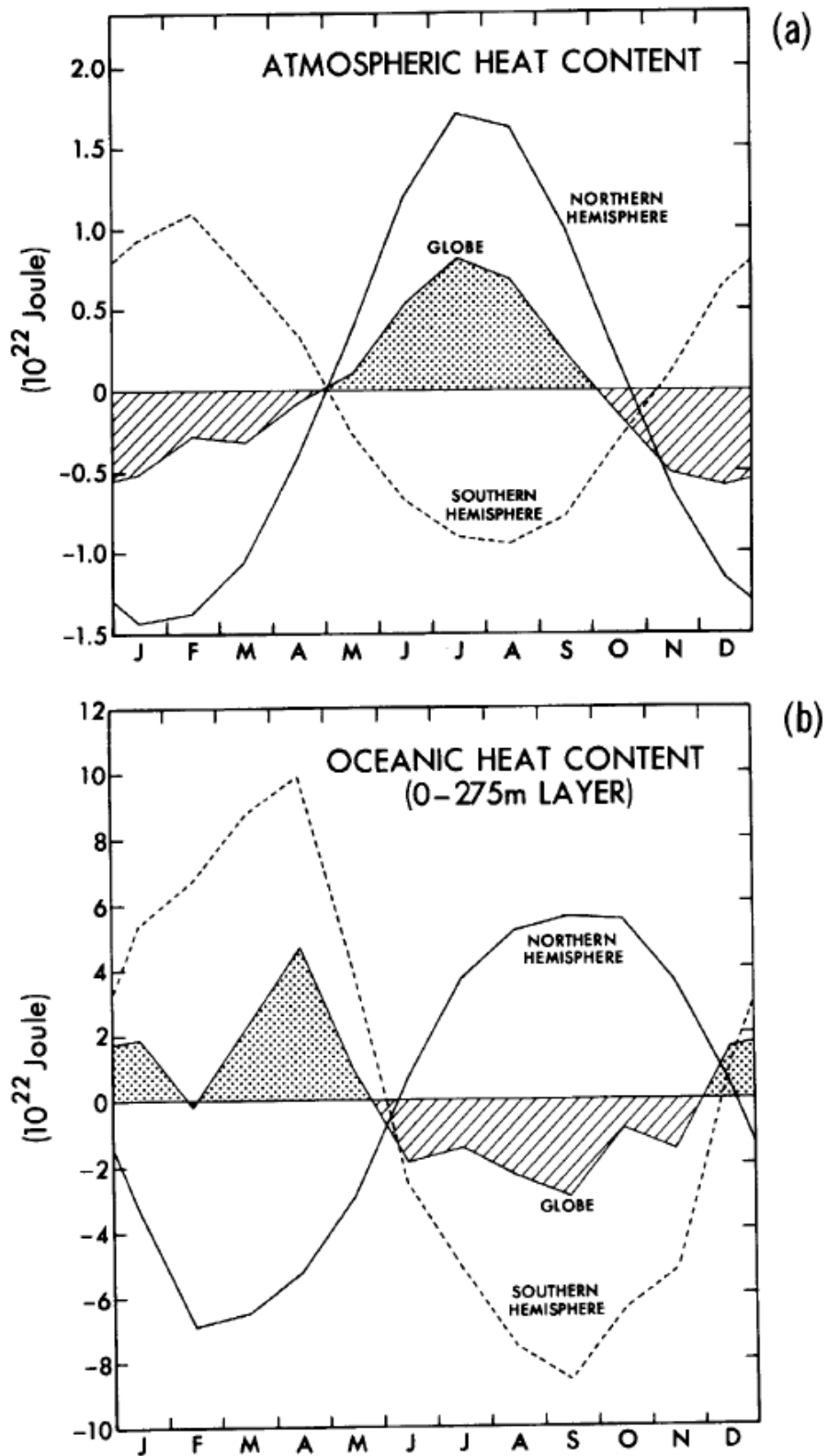


Figura 15

La razón de cambio del almacenamiento de energía estacional de la atmósfera y el océano (derivada



temporal de las curvas de la Figura 15) se muestra en la Figura 16 y se compara con la radiación neta en el tope de la atmósfera. Se observa un buen acuerdo entre la radiación neta y la razón de cambio de almacenamiento de energía en el océano. Comparado, la razón de cambio de energía en la atmósfera es despreciable.

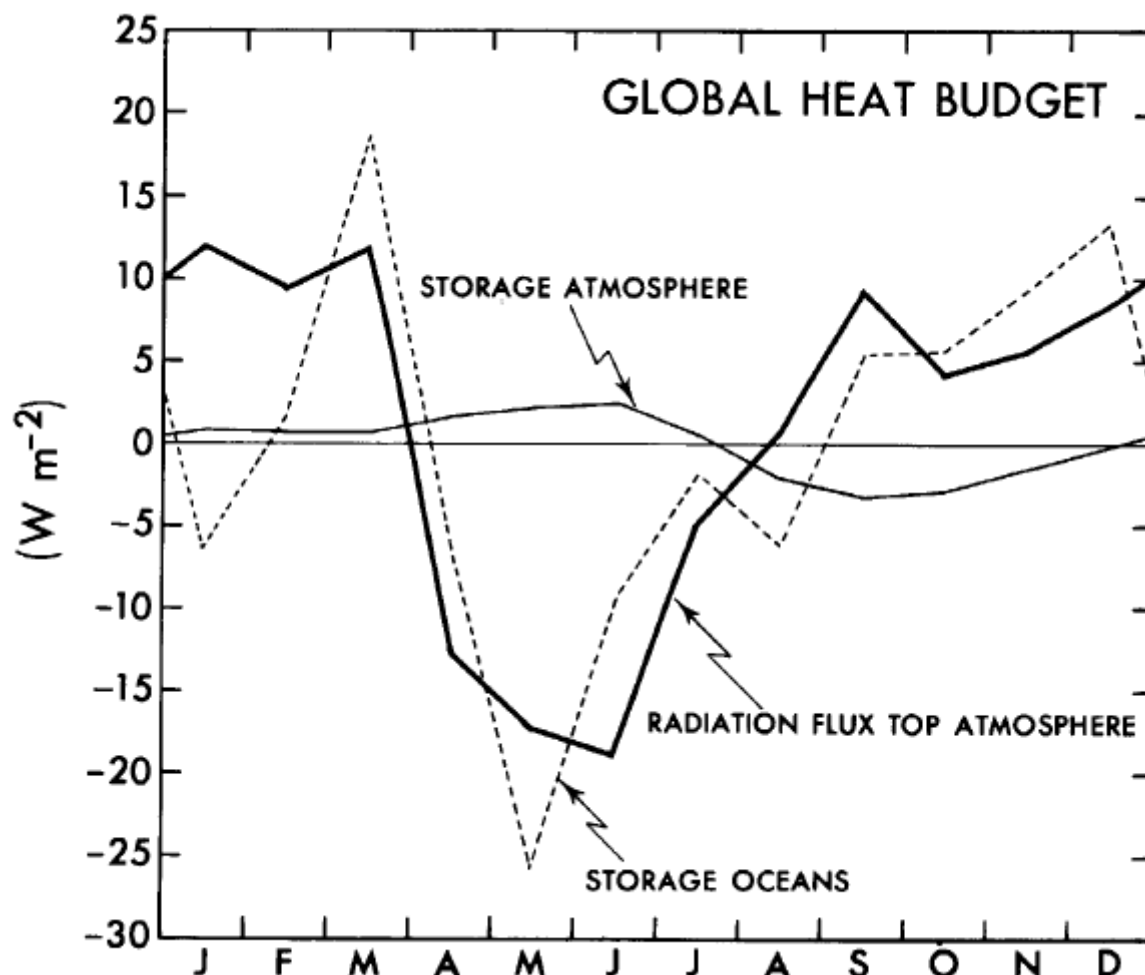


Figura 16

En escalas decaderiales, como el calentamiento observado durante el siglo XX, el almacenamiento de calor por los primeros cientos de metros del océano (y en profundidades mayores en sitios de formación de aguas profundas) también modera los cambios transientes de la temperatura. En escalas de miles de años, por ejemplo durante los ciclos glaciares, es necesario considerar toda la profundidad de los océanos (4km). Considerando el caso de la deglaciación, que ocurre en unos 5000 años, con cambios de  $T$  oceánica de 3 C, se tiene que el flujo de calor en la superficie oceánica es de  $0.3 \text{ W/m}^2$  ( $=4000\text{m} \times 1000 \text{ kg/m}^3 \times 4000 \text{ J/K/kg} \times 3 \text{ C} / [5000 \times 365 \times 24 \times 3600 \text{ s}]$ ). Esto demuestra que el cambio en el almacenamiento de energía en los océanos juega un papel despreciable y debe ser tomado en cuenta la inercia de los glaciares.

Como muestran la figura 12 en cada latitud el sistema climático no puede compensar el flujo neto radiativo en el tope de la atmósfera y anualmente el balance es casi enteramente obtenido a través

del transporte de energía de regiones con valores netos positivos de flujo radiativo a regiones con valores netos negativos. Así, el perfil de radiación neta para las condiciones medias anuales permite calcular el transporte total de energía realizado por la atmósfera y el océano (T) para mantener la estructura de temperatura observada. Esto es:

$$T(\varphi) = \int_{-\pi/2}^{\varphi} \int_0^{2\pi} RF_{TOA}(\lambda, \varphi') R^2 \cos \varphi' d\lambda d\varphi'$$

y los resultados se muestran en la figura 17. Se observa que el sistema atmósfera-océano debe transportar un total de 6PW en cada hemisferio hacia regiones polares. Asimismo, el transporte de energía es realizado principalmente por la atmósfera. La energía puede ser transportada como calor sensible ( $c_p T$ ), energía potencial ( $gz$ ), calor latente ( $Lq$ ) y energía cinética ( $0.5 u^2$ ) y se expresa por unidad de masa de la siguiente forma:

$$E = c_p T + gz + Lq + \frac{1}{2} u^2$$

Mas adelante veremos cuales son los fenómenos mas importantes en el transporte de energía en cada medio.

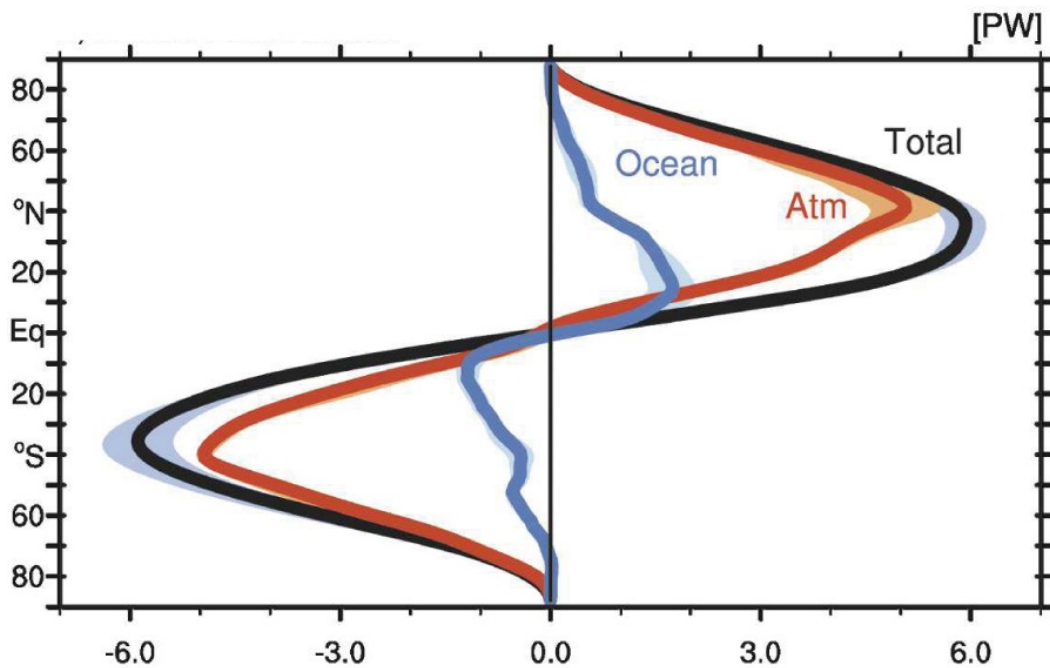


Figura 17

### Bibliografía principal

- Physics of Climate, Peixoto & Oort (1992)
- ERBE <http://cimss.ssec.wisc.edu/wxwise/homerbe.html>
- Introduction to climate dynamics and climate modelling, Goose et al (2010) <http://www.climate.be/textbook>