

Tema 3

Balance Energético de la Tierra

- 3.1. Introducción
- 3.2. Radiación emitida por el Sol
- 3.3. Radiación incidente y reflejada
- 3.4. Efecto invernadero
- 3.5. Balance energético de la Tierra
- 3.6. Variaciones en la radiación solar
- 3.7. Balance energético del océano

3.1. Introducción

La mayor parte de la energía recibida por el sistema atmósfera-océano-tierra proviene del Sol. Este sistema es extraordinariamente complejo, con los tres subsistemas interaccionando entre ellos. La Tierra está rodeada por la atmósfera, lo que da lugar a diferentes fenómenos, por un lado, parte de los gases que constituyen la atmósfera interaccionan con la radiación saliente (efecto invernadero); por otro, el movimiento del aire (viento) da lugar a una importante redistribución de la energía. La Tierra está cubierta en más de un 70% de su superficie por agua (los océanos), de tal forma que las corrientes también contribuyen a la redistribución de la energía. La órbita de la tierra alrededor del Sol es elíptica, no circular, de tal forma que la distancia Tierra-Sol varía a lo largo del año y por tanto la cantidad de energía recibida por la Tierra. Debe recordarse que la excentricidad de la órbita es grande, de hecho la elipse se asemeja a una circunferencia, ya que la variación máxima de distancia al centro es poco mayor del 1%. El eje de rotación de la tierra está inclinado alrededor de 23.5° con respecto al plano de traslación, lo cual genera las estaciones. Además, la radiación recibida por la Tierra depende de la latitud así, en promedio, la zona ecuatorial recibe una mayor cantidad de radiación que las zonas polares. Este efecto es paliado, en gran parte, por la distribución de energía debido a los vientos y a las corrientes oceánicas. Finalmente, la distribución de continentes, agua y placas de hielo no es homogénea, lo que hace que los patrones de vientos y corrientes sean muy complejos.

3.2. Radiación emitida por el Sol

La intensidad de la radiación emitida por un cuerpo negro de temperatura T (en K) viene dada por la ley de Planck vista en el Tema 2. En la Figura 3.1 puede verse el poder emisivo espectral para cuerpos de diferente temperatura.

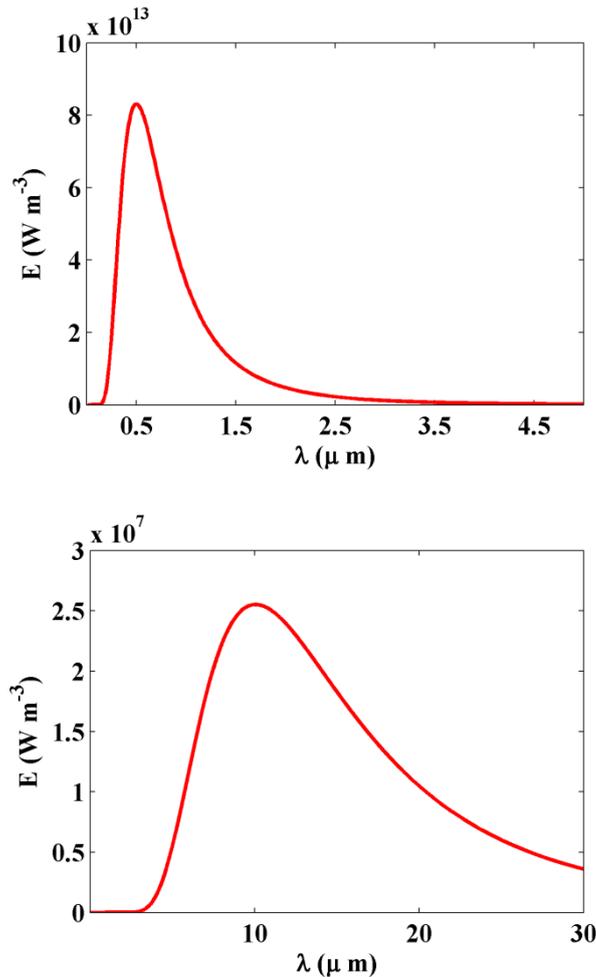


Figura 3.1. Poder emisor espectral (Wm^{-3}) dado por la ley de Planck para cuerpos de diferente temperatura. La figura superior corresponde a $T=5780\text{ K}$ (temperatura aproximada del Sol) y la inferior a $T=288\text{ K}$ (temperatura aproximada de la Tierra).

Así, por ejemplo, en la recuadro superior que corresponde a la temperatura del Sol ($T=5780\text{ K}$) existe emisión desde el *ultra-violeta* ($0.015\ \mu\text{m}$ a $0.4\ \mu\text{m}$) al *infra-rojo* ($0.7\ \mu\text{m}$ a $1000\ \mu\text{m}$) y el pico máximo de emisión está situado alrededor de $\lambda=0.5\ \mu\text{m}$. Por otro lado, en el recuadro inferior, el cual corresponde a la temperatura media de la Tierra ($T=288\text{ K}$), se ve que todo el espectro se ha movido hacia longitudes de onda mayores y el máximo de emisión esté alrededor de los $10\ \mu\text{m}$. Puede observarse que el pico máximo se mueve hacia longitudes de onda mayores cuando la temperatura del cuerpo disminuye.

Partiendo de la ley de Stefan-Boltzmann vista en el Tema 2, asumiendo $\epsilon=1$, la constante de Stefan- Boltzman $\sigma=5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4$ y considerando la temperatura de la fotosfera del orden de los 6000 K se obtiene

$$E = (5.67 \times 10^{-8}) (6000)^4 = 73.5 \times 10^6 \text{ Wm}^{-2}$$

con lo que la energía total emitida por la fotosfera del Sol es

$$W = (\text{energía por metro cuadrado}) \times (\text{área de la fotosfera}) = (73.5 \times 10^6) \times (4 \pi r^2)$$

siendo $r = 6.47 \times 10^8$ m. Así:

$$W = 3.865 \times 10^{26} \text{ W}$$

Esa energía se emite en todas las direcciones de forma homogénea, repartiéndose en una esfera cuyo tamaño crece con la distancia al Sol. Considerando que la distancia Sol-Tierra (en promedio) es del orden de 150 millones de kilómetros, la superficie de la esfera es de $A = 4 \pi (150 \times 10^9)^2 = 2.83 \times 10^{23} \text{ m}^2$

Dividiendo la energía total por esta área se obtiene el flujo promedio de energía solar en las proximidades de la Tierra.

$$S_0 = W/A = 1368 \text{ Wm}^{-2}$$

usualmente conocido como constante solar.

3.3. Radiación incidente y reflejada

La constante solar no es la energía que incide sobre un metro cuadrado cualquiera de la Tierra. La constante solar se mide en la dirección perpendicular a los rayos incidentes del Sol, sin embargo la mayor parte de la Tierra no es perpendicular al haz solar, de tal forma que la intensidad recibida por la superficie es menor (Figura 2.2).

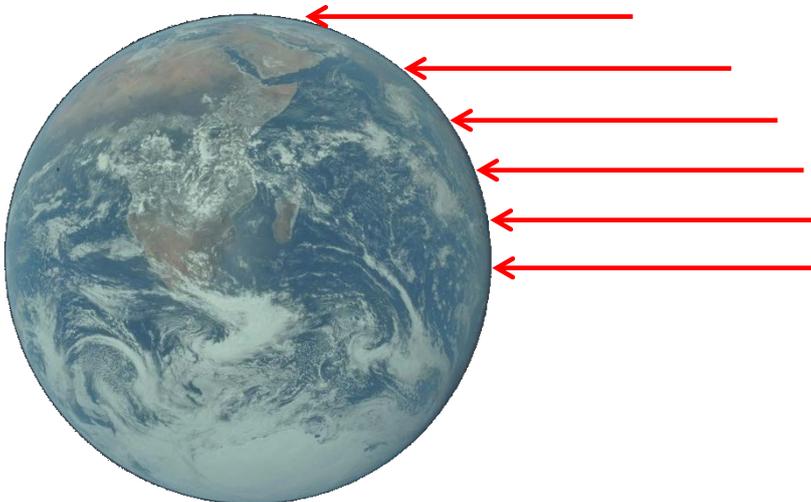


Figure 3.2. Radiación incidiendo sobre la Tierra. La separación vertical entre rayos incidentes (en rojo) es constante sin embargo el arco de circunferencia entre dos rayos consecutivos crece hacia los polos. Imagen de la tierra adaptada a partir de foto AS17-148-22727*.

Para latitudes altas, la misma constante solar se reparte sobre una superficie mayor, por lo que intensidad disminuye. La energía total interceptada por la Tierra es la constante solar por el área del disco de la Tierra $W_T = S_0 \times (\text{área del disco de la Tierra})$.

Matemáticamente es la sección eficaz de una esfera de radio R_T es decir un círculo de ese radio. De forma intuitiva, si iluminamos una pelota de tenis, su sombra sobre una pared perpendicular a la dirección de la luz es un círculo. Así, $W_T = S_0 \times \pi R_T^2$ es la energía total que incide sobre la Tierra.

La energía incidente por unidad de área puede obtenerse dividiendo W_T por la superficie total de la tierra, que es $4\pi R_T^2$

$$w_{inc} = S_0 / 4 = 342 \text{ W/m}^2$$

Una fracción de la radiación incidente, principalmente luz visible, es reflejada lo que se conoce como *albedo*. El albedo depende del material (color) así, por ejemplo, es de alrededor del 90 % para el hielo y 4% para el carbón. En general, para la mayor parte de los materiales terrestres está entre 10% y 40%. En promedio es del orden del 30%, aunque no es uniforme ni en el tiempo ni en el espacio, dependiendo de la cubierta de nubes, de los usos del suelo o de si hay nieve o hielo.

De esta forma, la energía reflejada es $w_{ref} = 342 \times 0.3 \sim 102 \text{ Wm}^{-2}$ con lo que la energía absorbida por la Tierra es

$$\omega = w_{inc} - w_{ref} \sim 240 \text{ Wm}^{-2}$$

Como el sistema está en equilibrio, la energía incidente debe compensarse por la energía radiada. Es importante tener en cuenta que si bien la energía entrante es igual a la saliente, la longitud de onda de ambas radiaciones es totalmente distinta. Mientras la radiación entrante tiene un pico para longitudes de onda del orden de los 500 nm, la saliente tiene un pico para longitudes de onda del orden de los 10 μm como se mencionó anteriormente.

La temperatura de equilibrio de la Tierra puede calcularse utilizando la Ley de Stefan-Boltzmann

$$T = \sqrt[4]{\omega/\sigma} = 255 \text{ K}$$

o lo que es lo mismo -18°C .

Este valor es una media anual, considerando una distancia media Tierra- Sol. Debe recordarse que la distancia Tierra-Sol varía a lo largo del año, siendo de aproximadamente 152.1 millones de kilómetros durante el perihelio que generalmente ocurre alrededor del 4 de julio y de aproximadamente 147.09 millones de kilómetros durante el afelio, lo cual resultaría, si la Tierra alcanzase el equilibrio térmico en esos puntos, una temperatura de -19.8°C y -15.5°C respectivamente.

3.4. Efecto invernadero

Obviamente, nuestra experiencia sugiere que la temperatura es muy superior a la calculada en ausencia de atmósfera, de tal forma que ésta debe de jugar un cierto papel en la captación de parte de la energía reemitida por la Tierra.

La atmósfera seca está compuesta prácticamente por nitrógeno (~78%), oxígeno (~21%) y argón (~1%). Sin embargo, existen otros gases muy minoritarios en su composición como el dióxido de carbono (CO₂) o el ozono (con concentraciones por debajo del 0.05%). Además, la atmósfera contiene vapor de agua (~1%) que constituye el gas natural de efecto invernadero más importante, siendo el CO₂ el segundo más importante. Otros gases de efecto invernadero son el metano (CH₄) o los clorofluorocarbonados (CFC). Los gases invernadero absorben los fotones infrarrojos emitidos por el suelo. Esta energía no es suficiente para romper los enlaces covalentes, por lo que únicamente contribuye a aumentar la energía de rotación y vibración de las moléculas del gas, por lo que ese incremento de energía cinética se transmite a otras moléculas mediante colisiones moleculares, generando calor y aumentando la temperatura del aire. Este tipo de procesos requieren cambios en el momento dipolar de las moléculas (modificaciones de la separación de cargas eléctricas de los enlaces). Debe tenerse en cuenta que cuando una molécula está constituida por dos átomos idénticos y por lo tanto carece de momento dipolar, no se produce este efecto, por lo que los principales gases que constituyen alrededor del 99% de la atmósfera (N₂ y O₂) no intervienen en el efecto invernadero.

El efecto invernadero puede representarse mediante un modelo sencillo como el utilizado en (Gill, 1982). Si se asume que existe una lámina delgada paralela a la superficie de la Tierra a una cierta distancia del suelo y que esa lámina deja pasar toda la radiación incidente (normalmente de longitudes de onda corta) pero absorbe una fracción f de la radiación emitida por la Tierra (generalmente de longitudes de onda $\lambda \geq 4\mu\text{m}$) se tiene el esquema simplificado que aparece en la Figura 3.3.

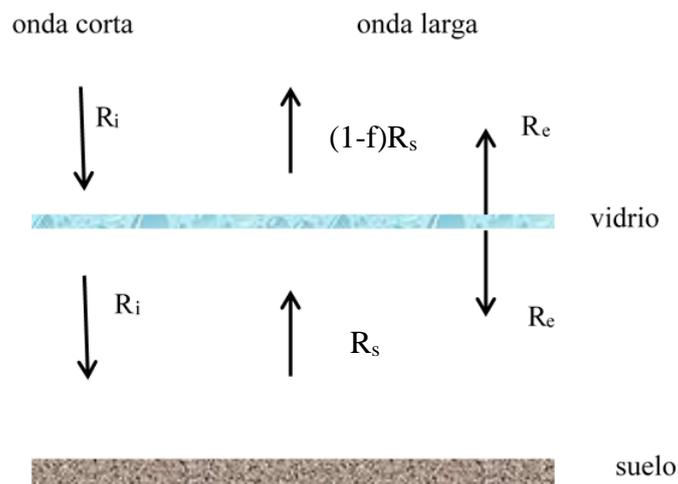


Figure 3.3. Modelo esquemático del efecto invernadero. La lámina de vidrio es transparente frente a la radiación incidente, pero absorbe parte de la radiación re-emitida por la Tierra.

La lámina de vidrio es transparente frente a la radiación de onda corta procedente del Sol (R_i). Esa radiación calienta el suelo hasta una temperatura T_s que se re-emite al espacio como radiación de onda larga (R_s) siguiendo la ley de Stefan-Boltzman.

$$R_s = \sigma T_s^4$$

Sin embargo, la lámina absorbe una fracción f de esa radiación. De esta forma, la lámina se calienta y emite R_e en ambas direcciones. Se alcanza el equilibrio cuando los flujos hacia arriba y hacia abajo se compensan:

$$R_i = (1-f) R_s + R_e$$

$$R_i = R_s - R_e$$

Despejando entre ambas ecuaciones

$$R_s = R_i / (1 - 0.5f)$$

Así, teniendo en cuenta que R_s y T_s están relacionados a través de la ley de Stefan-Boltzmann, se puede calcular la temperatura del suelo a partir de la ecuación anterior

$$T_s = \sqrt[4]{R_i / (1 - 0.5f) \sigma}$$

Puede verse trivialmente que si f es igual a cero, lo que equivale a que la atmósfera no interviene en el balance energético, entonces se recupera el resultado anterior si R_i es la radiación del Sol incidente a la que se le ha sustraído el albedo. Como caso límite, puede considerarse que toda la radiación de onda larga se absorbe por la lámina ($f=1$), de tal forma que $R_i = R_e$, con lo que la temperatura de equilibrio sería del orden de los 30 °C. Realmente, la temperatura media es del orden de los 15°C (288 K), lo que equivale a una radiación de energía del orden de los 390 Wm⁻² siguiendo la ley de Stefan-Boltzmann.

La realidad es bastante más compleja. Por un lado, la atmósfera no es únicamente una delgada lámina, sino que el proceso anteriormente descrito sucede en toda la atmósfera, siendo diferente en cada punto y dependiendo de sus propiedades y composición. Es de especial importancia la cubierta nubosa, así como el tipo de nubes. Por otro lado, la energía debe dividirse en más que dos únicas bandas (onda corta y onda larga), ya que las propiedades de absorción dependen de la longitud de onda. Asimismo, los comportamientos medios, tanto espacialmente como temporalmente, sufren importantes variaciones, dependiendo de si se está sobre el tierra o sobre el océano, si es de día o de noche o del periodo del año. Finalmente, se ha asumido que toda la energía es radiada, pero existen numerosos procesos físicos que influyen en el balance energético tales como, por ejemplo, la convección o el calor latente asociado a procesos de evaporación.

3.5. Balance energético de la Tierra

En la Figura 3.4 (adaptada del esquema propuesto por Trenberth et al (2009) y Lindsey (2009)) pueden verse los diferentes flujos que dan lugar al balance energético de la Tierra. Así, se pondrá de manifiesto que hay múltiples procesos que van más allá de la simple emisión de energía en función de la temperatura por parte de la Tierra.

La parte izquierda del esquema representa la radiación solar entrante (~340 Wm⁻²). Una parte es inmediatamente reflejada por las nubes y aerosoles (~23 %), mientras que otra es reflejada por el suelo (~7%). Entre ambas suman aproximadamente un 29% de la

radiación incidente, lo que corresponde aproximadamente al factor 0.3 que se asumió anteriormente para el albedo. Finalmente, una parte es absorbida por la atmósfera (~23%). Debe tenerse en cuenta que la atmósfera no es totalmente transparente al paso de la radiación solar. Cuando la luz se mueve a través de la atmósfera, la mayoría de las longitudes de onda más largas pasan directamente a través. Sólo una pequeña fracción de la luz roja, naranja y amarillo se ve afectada por el aire. Sin embargo, gran parte de la luz de longitud de onda más corta es absorbida por las moléculas de gas. Esta luz absorbida principalmente en el azul y el violeta que se irradia en direcciones diferentes, lo que hace que el cielo parezca azul. En el caso de la luna, donde no existe atmósfera, el Sol se ve blanco y el cielo negro. En conjunto, se obtiene una energía de alrededor del 48% que es absorbida por la superficie.

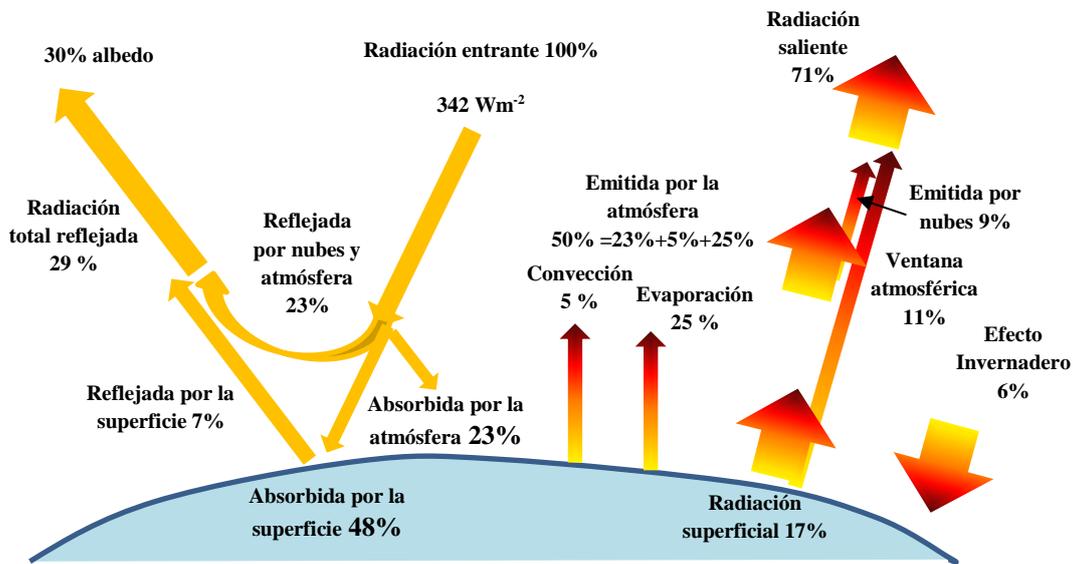


Figure 3.4. Modelo esquemático del efecto balance energético de la Tierra adaptado a partir de Trenberth et al (2009) y Lindsey (2009).

La Figura 3.5 muestra cómo se reparte la radiación entrante, donde una parte se absorbe y otra se refleja en la atmósfera y la tercera es absorbida por la superficie.

El 5% de la energía solar incidente abandona la superficie por convección. El aire que está en contacto con la superficie se calienta ya que normalmente la superficie está a mayor temperatura. Al hacerse menos denso, ese aire asciende en una columna térmica, transportando calor desde la superficie. Finalmente, el 17% de la energía solar incidente se reemite como energía térmica infrarroja radiada por los átomos y moléculas que constituyen la superficie. La Figura 3.6 muestra el porcentaje de energía absorbida por la superficie y como se reemite mediante los mecanismos de evaporación, radiación y convección.

La atmósfera radia alrededor del 59% de la energía solar incidente. Este número es el resultante de sumar el 23% de la energía incidente que absorbe directamente más el 25% que proviene de la evaporación superficial y el 5% de la convección. Además, del 17% de radiación infrarroja emitida por la superficie, el 6% es absorbido por la atmósfera

(efecto invernadero) mientras que el 11% restante pasa libremente a través de la atmósfera.

Debe tenerse en cuenta que el calor, tanto latente como sensible, se distribuye de forma desigual debido al efecto conjunto tanto de los vientos como de las corrientes oceánicas, de tal forma que cerca del Ecuador la energía disponible para ser radiada es menor que la que correspondería a la energía incidente, invirtiéndose la situación en las zonas polares y subpolares (ver Figura 3.7). Esta redistribución de la energía hace el planeta más habitable.

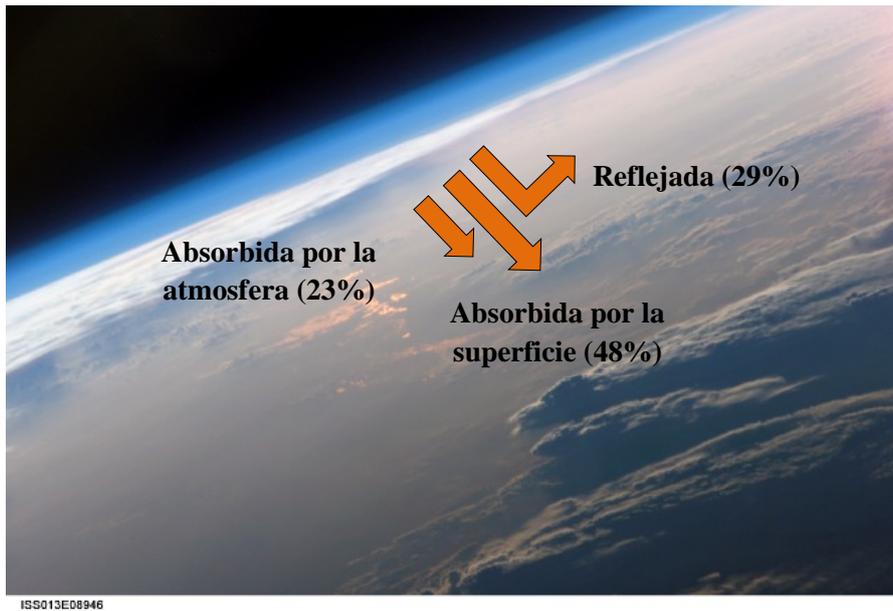


Figure 3.5. Energía solar incidente. Parte de la energía es reflejada por las nubes y el suelo, otra parte es absorbida por la atmósfera y la energía restante absorbida por la superficie terrestre. Foto ISS013-E-8946*.

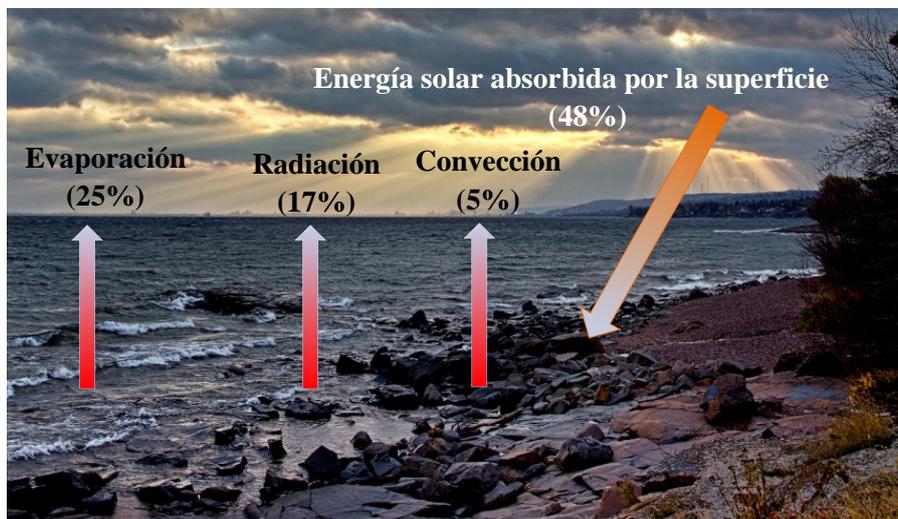


Figure 3.6. La superficie absorbe parte de la radiación incidente la cual vuelve a liberarse a la atmósfera mediante evaporación, convección y radiación.

En la Figura 3.8 puede verse la cantidad de energía transportada hacia los polos tanto por la atmósfera como por el océano. Aunque el orden de magnitud de ambas contribuciones es similar, el océano parece ser más efectivo a latitudes bajas (por debajo de los 30°) mientras que la atmósfera es más efectiva a latitudes medias.

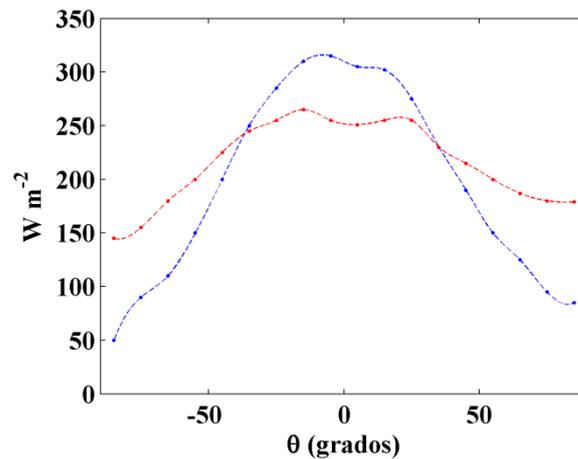


Figure 3.7. Radiación absorbida (azul) y emitida (rojo) en función de la latitud.

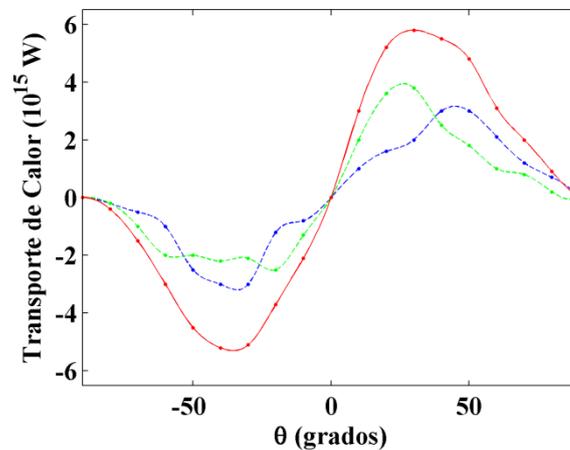


Figure 3.8. Estimación del calor transportado hacia los polos por el océano (línea verde), la atmósfera (línea azul) y total (línea roja). Los valores positivos corresponden a flujos hacia el norte y los negativos hacia el sur.

3.6. Variaciones en la radiación solar

En la sección 2.2 se mencionó que el flujo promedio de energía solar en las proximidades de la Tierra ($S_0 = W/A = 1368 \text{ W m}^{-2}$) se conoce usualmente como constante solar. También se comentó anteriormente que no toda la tierra recibe la misma cantidad de energía (ver Figura 3.2) y que además la cantidad de radiación global recibida por la Tierra es

inversamente proporcional a la distancia al Sol que es mínima durante el perihelio y máxima durante el afelio.

Además de estas variaciones a escala local existen otros a escala de varios años, siendo la más importante la de los ciclos de las manchas solares (ciclos de Schwabe), de aproximadamente 11 años de duración. Esta variación de intensidad, la cual se medía tradicionalmente contando las manchas solares y en las últimas décadas mediante la irradiancia solar estimada a partir de medidas de satélite, es de tan solo un 0.1% y tiene un periodo muy corto, por lo que la mayor parte de la comunidad científica estima que su efecto sobre el clima es despreciable. La Figura 3.9 muestra las manchas solares medidas desde 1700 a 2010.

La siguiente oscilación en función de su periodo es el llamado ciclo de Gleissberg con una duración aproximada de 87 años (70–100 años). La amplitud de esta oscilación es similar a la de los ciclos de Schwabe, aunque se estima que su efecto sobre el clima puede ser mayor debido a su duración. De hecho, numerosos autores lo relacionan con el mínimo de Maunder, periodo de bajísima actividad solar entre 1645 y 1715 (Eddy, 1976). Algunos autores sugieren ciclos de mayor periodicidad tales como el de Suess de aproximadamente 210 años o el de Hallstatt de aproximadamente 2300 años, sin embargo, otros autores no los relacionan con ningún fenómeno físico en el Sol y los atribuyen a artefactos matemáticos ligados al análisis de la serie temporal.

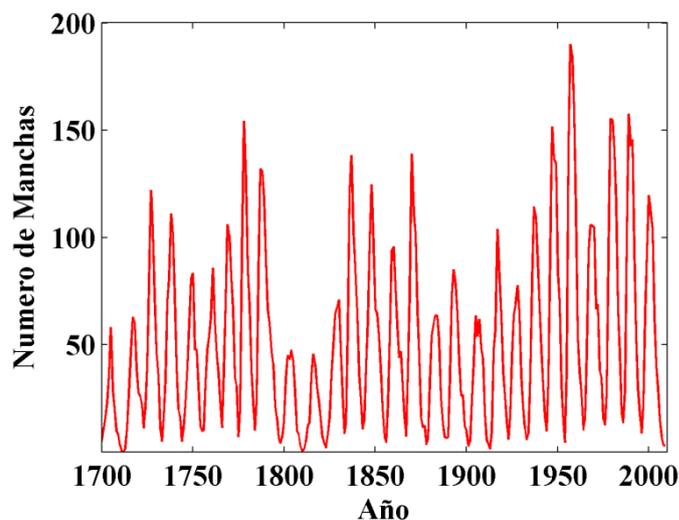


Figure 3.9. Número de manchas solares medidas desde 1700 hasta 2010. Es clara la existencia de una periodicidad en la señal de alrededor de 11 años.

Además de estas variaciones relacionadas con la actividad solar, existen otras relacionadas con la posición de la Tierra, los llamados ciclos de Milankovitch, los cuales están relacionados con cambios en:

(a) La excentricidad de la órbita. La excentricidad es la desviación de la órbita con respecto a una circunferencia perfecta (que sería $e=0$), actualmente $e=0.017$. La

excentricidad varía entre 0.005 y 0.06 con una periodicidad de aproximadamente 100000 años.

(b) La oblicuidad, que es la inclinación del eje de rotación con respecto al plano de traslación. Actualmente la oblicuidad es de aproximadamente 23.5° y varía entre valores límite de 22.1° y 24.5° con una periodicidad de aproximadamente 41000 años.

(c) La precesión es el cambio en la dirección hacia la cual se dirige el eje de rotación, cuya trayectoria describe una circunferencia cada 26.000 años. Estos cambios modifican la fecha del perihelio (momento en que la tierra se encuentra más cerca del sol) con lo que aumenta la intensidad de las estaciones en un hemisferio y las disminuye en el otro. En la actualidad la fecha del perihelio es el 3 de enero, con lo que se intensifican las estaciones en el hemisferio Sur y se suavizan en el Norte. Debe tenerse en cuenta que, al mismo tiempo, la órbita elíptica descrita por la tierra alrededor del Sol también rota. Como fruto de ambas precesiones se obtiene una periodicidad de alrededor de 21000 años.

Según Milankovitch el origen de las glaciaciones no era la insolación total sino la insolación en altas latitudes del hemisferio Norte durante el verano. Teniendo en cuenta los diferentes valores de oblicuidad, excentricidad y precesión las variaciones en esta insolación a altas latitudes pueden ser del 20%. Actualmente hay un cierto consenso en que los cambios observados exceden a la posible causa que los generó, ya que las variaciones en términos de energía incidente no son lo suficientemente fuertes por sí solos para desencadenar un proceso de glaciación. Sin embargo, existen procesos de realimentación positiva (variación hielo-albedo, variación de la cubierta nubosa, variación en la cantidad de vapor de agua en la atmósfera, ...) que pueden amplificar el efecto de cambios que, en principio, podrían considerarse moderados. Para un análisis más detallado sobre el efecto de la variación en la órbita de la Tierra sobre la edad de hielo se recomienda la lectura de Hays et al. (1976).

3.7. Balance energético del océano

Tanto el océano como la tierra y la atmósfera están sujetos a cambios en la cantidad de calor que ceden y reciben. Tal como vio en el capítulo 1, tanto la capacidad calorífica de la atmósfera como su masa son muy pequeñas en comparación con las del océano, de tal forma que los flujos de calor son también moderados. De forma similar, se pueden comparar también los flujos correspondientes a la tierra y al océano. Asumiendo que la tierra está cubierta por roca, y tomando un área de 1 m² tanto de agua como de roca, puede verse los cambios de energía que se dan durante el año siguiendo la expresión

$$\Delta E = m c_p \Delta T$$

donde m es la masa, c_p el calor específico y ΔT es el máximo cambio de temperatura acaecido durante un ciclo anual. Tal como se vio en el Tema 1, el calor específico del agua es del orden de 4.2 kJ g⁻¹ K⁻¹, pudiendo asumirse para la roca un valor del orden 0.85 kJ g⁻¹ K⁻¹ (0.84 para el basalto, 0.79 para el granito y 0.92 para la arenisca, por poner algunos ejemplos). Por otro lado, si se estima que la densidad del agua es del orden de

1025 kg m⁻³, pudiendo asumirse para la roca un valor del orden de 2800 kg m⁻³ (2800-3000 para el basalto, 2600-2700 para el granito y 2700-2800 para la arenisca). Las rocas se caracterizan por una conductividad térmica moderada, donde apenas el primer metro desde la superficie sufre importantes cambios de temperatura durante el año. Sin embargo, en el caso del agua, los 100 primeros metros pueden sufrir cambios apreciables de temperatura, debido principalmente a procesos de convección. Finalmente, la amplitud térmica tiende a ser mayor en tierra que en el agua. Tomando valores de Gomez-Gesteira et al. (2011) correspondientes a la parte noroeste de la Península Ibérica, la amplitud térmica media en el océano cerca de costa es del orden de 7°C, mientras que en tierra, para zonas interiores, es del orden de los 16°C. Sustituyendo estos valores en la ecuación de ΔE se obtiene

$$\Delta E_{Oceano} = 4200 \times (100 \times 1025) \times 7 \approx 3.0 \times 10^9 \text{ KJ}$$

$$\Delta E_{Tierra} = 850 \times (1 \times 3000) \times 16 \approx 4.1 \times 10^7 \text{ KJ}$$

Puede observarse que el almacenamiento de calor por metro cuadrado de superficie es aproximadamente 100 veces mayor para el océano que para la tierra.

Finalmente, cabe mencionar que hay diferentes términos que corresponden al balance energético del océano, donde los flujos tienen unidades de W m⁻²: Debe tenerse en cuenta un criterio de signos, aquí hemos asumido que lo que recibe el océano tiene signo positivo y lo que emite signo negativo. Así, el calor neto (Q) que el océano puede ganar o perder se puede considerar formado por distintas componentes

$$Q = Q_I + Q_{IR} + Q_S + Q_L + Q_C$$

(a) La insolación (Q_I) es el flujo total de energía solar absorbida en el océano. Aquí no se considera la energía incidente, ya que una parte de ella se refleja directamente (albedo), sino la energía absorbida por el océano. Tal como se comentó anteriormente, esta energía es principalmente de onda corta debido al espectro de emisión del Sol. Es altamente dependiente de la hora del día, de la estación y la latitud, los cuales pueden determinarse con facilidad, así como de la cubierta de nubes que es más difícilmente calculable y/o predecible.

(b) Flujo de energía en el infrarrojo (Q_{IR}). Como se comentó anteriormente, cualquier cuerpo emite energía en función de su temperatura siguiendo la ley de Stefan-Boltzmann). En el caso particular del océano el pico máximo de emisión se encuentra en el infrarrojo, lo que puede calcularse a partir de la ecuación de Planck y la ley de Wien.

(c) Flujo de calor sensible (Q_S) es el flujo de calor debido a la convección. Los procesos de carácter convectivo que se mencionaron anteriormente se intensifican con la velocidad del viento y con la diferencia de temperatura entre el aire y el agua. Este flujo de calor se puede calcular como $Q_S = \rho_a c_p c_s U_{10} (T_s - T_a)$ (ver tabla 3.II)

(d) Flujo de calor latente (Q_L) es el flujo de energía transportado por el agua evaporada. La cantidad de agua que se evapora depende principalmente de la velocidad del viento y

de la humedad relativa del aire. Este flujo de energía entre el océano y la atmósfera se calcula a partir de $Q_L = \rho_a L_E c_L U_{10}(q_s - q_a)$ (ver tabla 3.II).

(e) Calor transportado por corrientes (Q_C).

Los valores estimados de estos flujos de energía pueden verse en la Tabla 3.I.

Flujo	Valor
Q_I	[30, 250]
Q_{IR}	[-60,-30]
Q_s	[-40,-5]
Q_L	[-130,-10]

Tabla 3.I. Valores medios anuales de flujo de energía ($W m^{-2}$) estimados a partir de Stewart (2008).

Los valores de Q_C no se han representado en la tabla anterior ya que son altamente variables y dependen tanto del punto como del instante. Realmente, este término es responsable de la distribución de la energía dentro del sistema océano, de tal forma que aquellas regiones que reciben una mayor energía solar no necesariamente son las que más emiten debido a la redistribución energética tal como se mostró anteriormente en la Figura 3.7. Un ejemplo de distribución energética entre diferentes zonas de la Tierra es la corriente del Golfo.

Los valores en la ecuaciones anteriores se calculan a partir de los coeficientes que se muestran en la Tabla 3.II.

Símbolo	Variable	Valor
ρ_a	Densidad del aire	1.225 kg m ⁻³
c_p	Calor específico del aire	1.012 kJ g ⁻¹ K ⁻¹
c_s	Coefficiente de transferencia de calor sensible	1000
c_L	Coefficiente de transferencia de calor latente	1200
L_E	Calor latente de evaporación	2.5×10 ⁶ J kg ⁻¹
U_{10}	Velocidad del viento a 10 m sobre la superficie.	m s ⁻¹
T_a	Temperatura del aire a 10 m sobre la superficie	°C o K
T_s	Temperatura del aire en la superficie	°C o K
q_a	Humedad específica del aire a 10 m sobre la superficie	kg(vapor)/kg (aire)
q_s	Humedad específica del aire sobre la superficie	kg(vapor)/kg (aire)

Tabla 3.II. Tabla de coeficientes y valores de referencia utilizados para el cálculo de flujos de calor.

CUESTIONES

1. Teniendo en cuenta Leyes de Planck y Wien, dados dos cuerpos a temperaturas $T_1 > T_2$ ¿Cuál de ellos tiene el máximo de emisión a mayor longitud de onda?
2. ¿Es realmente constante la constante solar? Explicar.
3. ¿Aumenta o disminuye la energía recibida por la Tierra desde el ecuador a los polos?
4. ¿Qué es el albedo?
5. ¿Cómo influye en el albedo la cubierta de nieve?
6. ¿Cuál sería la temperatura media de la Tierra en ausencia de atmósfera?
7. ¿De qué color es el Sol?
8. ¿Por qué los gases mayoritarios en la atmósfera O_2 y N_2 no producen efecto invernadero?
9. ¿Por qué la radiación entrante en la atmósfera no produce efecto invernadero y la saliente sí?
10. ¿Cuáles son los mecanismos que transportan energía desde la superficie de la Tierra?
11. En su conjunto, la Tierra está en equilibrio, de tal forma que la energía ganada y perdida es la misma. ¿Qué pasa a nivel local?
12. ¿Cómo es la ganancia y pérdida de energía por parte del Hemisferio Norte en verano?
13. ¿Cómo se transporta principalmente el calor desde el ecuador a los polos?
14. ¿Cuál es el periodo del ciclo solar?
15. ¿Es probable que el ciclo solar afecte al clima? Explicar.
16. ¿Cuál es aproximadamente el porcentaje de variación de la energía recibida del Sol?
17. ¿Qué mecanismos relativos a la posición Tierra-Sol modifican la energía recibida?

TRABAJO PRÁCTICO

1. A partir de datos de la base del Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) (<http://cfs.ncep.noaa.gov/cfsr/>) se obtuvieron los flujos de calor mensuales entre la atmósfera y el océano para el Golfo de Vizcaya que es una región semicerrada del Océano Atlántico entre España y Francia (delimitada aproximadamente entre $351.875^\circ E$, $42.9315^\circ N$ y $359.375^\circ E$ y $47.615^\circ N$). Los datos del periodo 1982-2015 disponibles en el fichero calor.xlsx contienen la radiación de onda corta (saliente USW y entrante DSW), la radiación larga (saliente ULW y entrante DLW), el calor latente (LH) y el calor sensible (SH). Con todos estos datos calcular la climatología (media para cada mes durante ese periodo) de los diferentes tipos de energía (onda larga (total), onda corta (total), calor latente y calor sensible), así como el flujo total de energía. Téngase en cuenta que el signo de los diferentes componentes depende del sistema de referencia elegido (el océano o la atmósfera).

2. Reconstruir (usar Excel o similar) las gráficas de la Figura 3.1.

REFERENCIAS

- Eddy, J.A. (1976) The Maunder Minimum. *Science*, 192, 1189-1202
Gill, A.E. (1982). *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press.

- Gómez-Gesteira, M., Gimeno, L., deCastro, M., Lorenzo, M.N., Alvarez, I., Nieto, R., Taboada, J.J., Crespo, A.J.C., Ramos, A.M., Iglesias, I., Gómez-Gesteira, J.L., Santos, F.E., Barriopedro D., and Trigo, I.F. (2011). The state of Climate in North- West Iberia. *Climate Research*. 48, 109–144. doi: 10.3354/cr00967.
- Hays, J.D., Imbrie, J., Shackleton, N.J. (1976). Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science* 194 (4270), 1121–1132. doi:10.1126/science.194.4270.1121.
- Kiehl, J.T., Trenberth, K.E. (1997). Earth's annual global mean energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 197–208.
- Lindsey, R. (2009). Climate and Earth's Energy Budget (<http://earthobservatory.nasa.gov/Features/EnergyBalance/>).
- Stewart, R.H. (2008) Introduction to Physical Oceanography.
- Trenberth, K.E., Fasullo, J., Kiehl, J.T. (2009). Earth's global energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(2), 311–323.
- * Fotos tomadas de *Image Science and Analysis Laboratory, NASA-Johnson Space Center*. "The Gateway to Astronaut Photography of Earth." (<http://eol.jsc.nasa.gov>).