

BALANCE GLOBAL DE ENERGÍA DEL SISTEMA CLIMÁTICO
Notas curso El sistema climático 2023
Camila de Mello

Introducción

Contenido:

- 1. Radiación electromagnética. Espectro electromagnético.**
- 2. Leyes de la radiación electromagnética.**
- 3. Equilibrio radiativo**
- 4. Dispersión de la radiación solar en la atmósfera.**

1. Radiación electromagnética. Espectro electromagnético

La radiación electromagnética es un tipo de energía que se propaga como un conjunto de ondas electromagnéticas a la velocidad de la luz ($c=3 \cdot 10^8$ m/s en el vacío). Las ondas electromagnéticas están formadas por la superposición de dos campos perpendiculares entre sí: uno eléctrico y otro magnético, y como tales, no precisan la presencia de un medio material para propagarse. La energía que liberan al ser absorbidas por un medio material se invierte en incrementar la temperatura del mismo.

Las ondas electromagnéticas se caracterizan por una longitud de onda λ (distancia entre dos crestas consecutivas), una frecuencia ν , y un periodo P (la inversa de la frecuencia). La longitud de onda y la frecuencia cumplen la relación: $c= \lambda \cdot \nu$, donde c es la velocidad de la luz. Como c es constante, cuanto mayor es λ , menor es ν .

La radiación que nosotros podemos ver es la que se encuentra en la franja de los 400nm a los 750nm. La longitud de onda promedio del espectro visible sería de 500nm, aproximadamente. Este tamaño es del orden de la centésima parte del diámetro de un cabello humano.

Dentro del visible, las longitudes de onda más largas están asociadas al rojo y las más cortas al violeta. Cuando las longitudes de onda empiezan a ser más grandes que los 750nm empezamos a hablar del infrarrojo, región del espectro electromagnético no visible por el ojo humano. Por el contrario, cuando empiezan a ser más pequeñas que los 400nm, entonces empezamos a hablar de la región del ultravioleta, tampoco visible para el ojo humano (Figura 1).

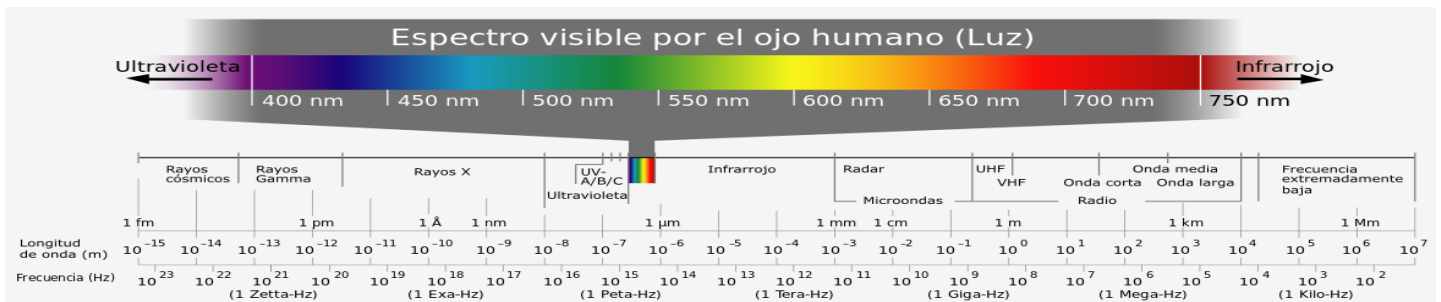


Figura 1. Espectro electromagnético

2. Leyes de la radiación electromagnética

Antes de introducir las leyes de la radiación es necesario entender qué se entiende por cuerpo negro, ya que estas leyes se refieren a este tipo de cuerpos. Un cuerpo negro es un cuerpo ideal que se comporta como un absorbente perfecto de toda la radiación que le llega y como un emisor perfecto (emite la máxima radiación posible a su temperatura dada).

En general, tanto la superficie de la Tierra como el sol absorben y emiten radiación con una eficiencia de aproximadamente el 100% para sus respectivas temperaturas, por lo que pueden ser considerados como cuerpos negros y se les pueden aplicar las leyes de la radiación que se exponen a continuación.

2.1 Ley de Planck

La intensidad de radiación emitida por un cuerpo negro en equilibrio termodinámico es función de la temperatura T y la longitud de onda λ :

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

Donde, $c_1 = 3.74 \times 10^{-16} \text{ Wm}^{-2}$ y $c_2 = 1.45 \times 10^{-1} \text{ mk}$.

La figura 2 muestra los espectros de emisión de cuerpos negros con distintas temperaturas absolutas. En ella se puede observar que cuanto mayor es la temperatura del cuerpo, mayor es la intensidad de radiación emitida (área por debajo de las curvas). A su vez, también se puede ver que la emisión por parte de los cuerpos no es monocromática, sino que involucra una amplia gama de longitudes de onda. La longitud de onda asociada al máximo de intensidad radiativa emitida (λ_{max}) aumenta conforme menor es la intensidad de ese máximo.

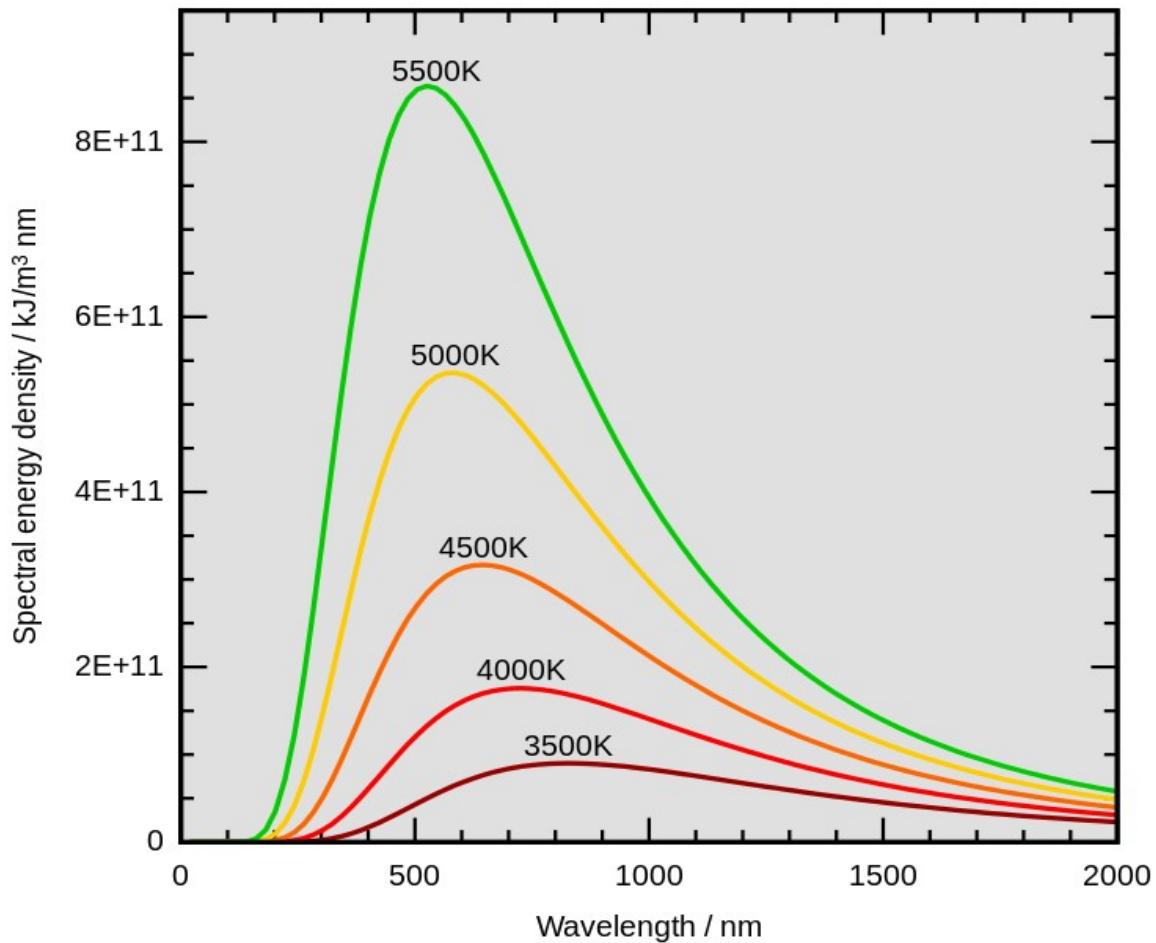


Figura 2. Espectro de emisión de un cuerpo negro en función de la longitud de onda a una temperatura T dada.

En la Figura 3 se muestra la intensidad de radiación emitida por el Sol y por la Tierra asumiendo que se comportan como cuerpos negros (siguiendo la ley de Planck). En ella podemos observar que mientras el sol emite fundamentalmente en longitudes de onda menores a $2\mu\text{m}$, la mayor parte de la radiación emitida por la superficie de la Tierra cae dentro del intervalo $(5 - 35)\mu\text{m}$ (longitudes de onda mas largas). Por este motivo hablaremos de radiación de onda larga cuando nos refiramos a la radiación emitida por la Tierra y radiación de onda corta cuando nos refiramos a la radiación emitida por el Sol.

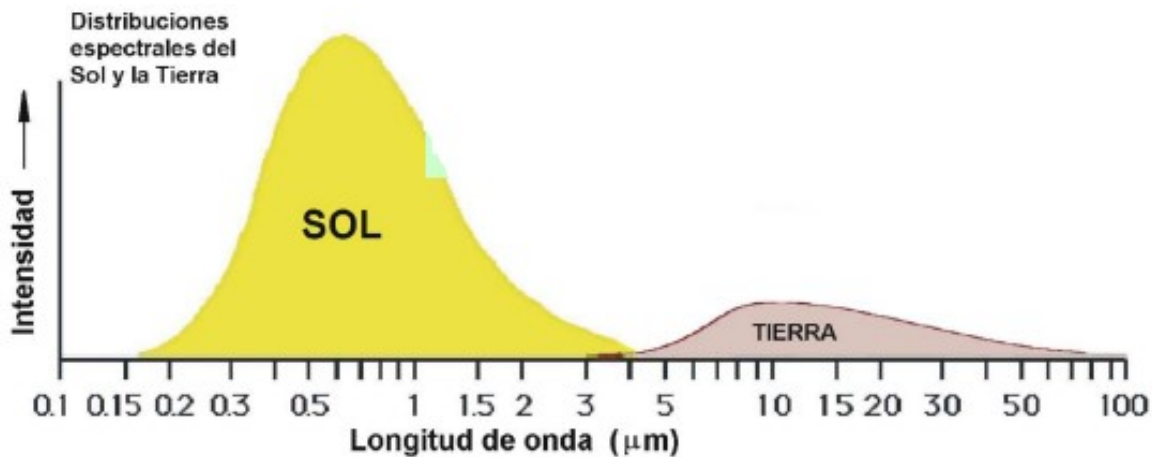


Figura 3. Espectros electromagnéticos del Sol y la Tierra en función de la longitud de onda.

2.2 Ley de Stefan – Boltzmann

La ley de Stefan – Boltzmann establece que la energía que por unidad de tiempo y de superficie (irradiancia o densidad de flujo) que emite un cuerpo negro es proporcional a la cuarta potencia de su temperatura (cuanto mayor es la temperatura del cuerpo, mayor es la radiación total emitida por unidad de tiempo y de superficie):

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

donde σ es la constante de Stefan – Boltzmann ($5.67 \cdot 10^{-8} \text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$) y T es la temperatura de emisión del cuerpo en kelvin (Temp. en Kelvin = Temp. en $^{\circ}\text{C} + 273$) y representa la temperatura a la que tiene que llegar un cuerpo negro para lograr estar en equilibrio termodinámico. Se obtiene integrando la ley de Planck a lo largo de todas las longitudes de onda y representa el área encerrada por debajo de la curva de la Ley de Planck. Así, como se puede observar en las Figuras 2 y 3, cuanto mayor es la temperatura del objeto, mayor es la cantidad de energía total emitida por el mismo (mayor es el área debajo de la curva).

El hecho de que la dependencia de la energía total emitida (E) sea con la cuarta potencia de la temperatura, hace que una duplicación la misma suponga un incremento de la energía emitida de un factor 16. De esta ley también se puede concluir que todo cuerpo con temperatura $T > 0 \text{ K}$ (es decir, $T > -273^{\circ}\text{C}$) emite energía en forma de radiación electromagnética.

2.3 Ley de desplazamiento de Wien

Derivando la ecuación de Planck respecto a la longitud de onda e igualando a cero se puede obtener el valor de la longitud de onda asociada al pico de emisión de $B\lambda(T)$:

$$\lambda_{\text{max}} = \frac{2897}{T}$$

donde se expresa λ_{\max} en micrómetros y T en Kelvin. De este modo, conociendo el espectro de emisión de un cuerpo, podemos obtener el valor de la longitud de onda asociada al máximo de emisión y por ende, inferir su temperatura. Para el caso del sol, la temperatura de su superficie es de 6000k, aproximadamente, por lo que:

$$\lambda_{\max} = \frac{2897}{6000} = 0.5 \mu m .$$

Esto quiere decir que el sol emite la máxima cantidad de radiación cerca de las 0.5 μm (o lo que es lo mismo, 500 nm).

Sin embargo, para el caso de la Tierra la temperatura de la superficie es de 288K

aproximadamente, por lo que el (con un razonamiento análogo) el máximo de emisión se encuentra en las 10 micrometros aproximadamente.

3. Equilibrio radiativo

Cuando nos referimos a “equilibrio radiativo” no estamos considerando la existencia de flujos de energía no radiativa (como son los flujos de calor latente y sensible). Un balance de energía implica que la misma cantidad de energía que por unidad de tiempo y de superficie llega a la Tierra, tiene que ser emitida por la misma. De no ser así, si la energía total que llegara fuera mayor (menor) a la que el planeta emite, entonces el planeta se calentaría (enfriaría). Consideramos que la temperatura promedio global del planeta se ha venido manteniendo constante (no estamos considerando el aumento de temperatura antropogénico, el cual trataremos más adelante), se debe cumplir:

La principal fuente de energía del sistema climático es el Sol. Así se puede establecer un balance de energía entre la energía de onda corta emitida por el Sol que llega a la superficie del planeta y la energía emitida en forma de radiación de onda larga por la Tierra.

A continuación calcularemos la temperatura de emisión de la superficie de la Tierra:

*3.1 En primer lugar consideremos la Temperatura de la superficie de la Tierra considerando que la **atmósfera es transparente** a la radiación solar incidente y a la radiación emitida*

La energía que llega a la Tierra proviene del Sol. Se sabe que energía que por unidad de tiempo emite el sol (luminosidad) es $L_0=3.9 \cdot 10^{26} W$ (recuérdese que 1watt = 1J/s). Esa cantidad es emitida por el Sol en todas las direcciones del espacio, distribuyéndose en esferas concéntricas con el sol de radio 'd'. Así, sabiendo que la distancia Tierra-Sol es $d_{TS}=1.5 \cdot 10^{11} m$, y que la superficie de radio d_{TS} concéntrica con el sol viene dada por

$4\pi d_{TS}^2$, la energía que por unidad de tiempo y de superficie llega a una esfera de radio igual a la distancia Tierra-Sol es:

$$S_0 = \frac{L_0}{4\pi d_{TS}^2}$$

Donde S_0 se le llama constante solar y es constante a lo largo de toda la superficie de dicha esfera de radio d_{TS} . Teniendo en cuenta que $d_{TS}=1.5 \cdot 10^{11}m$, la constante solar para el caso de la Tierra vale: $S_0=1367Wm^{-2}$, y representa la cantidad neta de energía que por unidad de tiempo y de superficie llega a la cima de la atmósfera terrestre.

Ahora bien, esa energía que por unidad de tiempo y de superficie llega a la cima de la atmósfera es interceptada por la superficie circular y perpendicular al haz de radiación solar de área πR^2 , donde R es el radio de la Tierra (en realidad R debería ser la suma del radio de la tierra mas es del espesor de la atmósfera, pero dado que el espesor de la atmósfera es muy pequeño en comparación con el radio del planeta, como simplificación vamos a despreciar el espesor de la atmósfera y sólo consideraremos el radio del planeta), (Figura 4)

Por lo tanto, la energía total que por unidad de tiempo llega a la cima de la atmósfera es: $S_0 \pi R^2$. Ahora bien, el albedo planetario refleja el 30% de la radiación solar incidente, por lo que energía total que llega del Sol y es absorbida por la superficie de la Tierra por unidad de tiempo será:

$$E_s = S_0(1-\alpha) \pi R^2$$

Esta energía que por unidad de tiempo llega a la superficie de la tierra es completamente absorbida por la misma. Dicha cantidad es redistribuida por toda la superficie del planeta. El planeta se calienta y emite de acuerdo a la Ley de Boltzmann. Así, por unidad tiempo la Tierra emite una energía total:

$$E_T = 4\pi R^2 \sigma T_{sup}^4$$

En una situación de balance (equilibrio) energético $E_T=E_s$. Entonces:

$$S_0(1-\alpha) \pi R^2 = 4\pi R^2 \sigma T_{sup}^4$$

$$\frac{S_0}{4} (1 - \alpha_p) = \sigma T_{sup}^4$$

$$T_{superficie} = \sqrt[4]{\frac{S_0(1-\alpha_p)}{4\sigma}}$$

Despejando llegamos a que $T_{sup}=255K=-18^\circ C$

Ver figura 5.

O sea, la temperatura de emisión de la superficie de la Tierra sin considerar el rol de la atmósfera (absorbiendo y emitiendo energía) resultaría ser de $-18^\circ C$, valor que es mucho

menor que la media global observada de 15°C. Para entender esta diferencia, es necesario considerar el efecto invernadero.

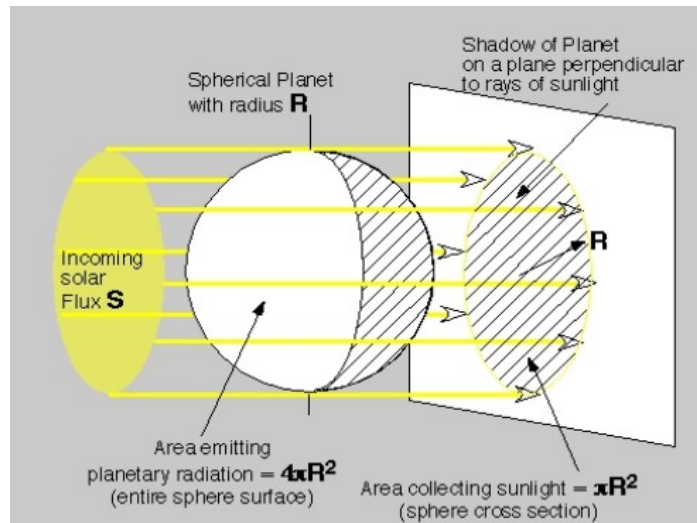


Figura 4. Esquema del haz de radiación solar incidente en la Tierra.

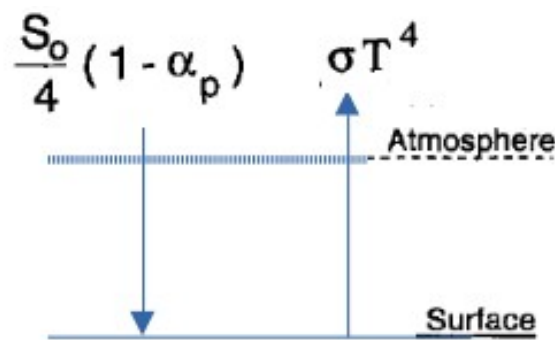


Figura 5. Esquema de la energía que llega a y emite la superficie de la Tierra sin considerar ningún rol de la atmósfera en absorber ni emitir energía.

3.2 Consideremos ahora a la atmósfera como una sola capa, **transparente a la radiación solar de onda corta que viene del sol, pero opaca a la radiación de onda larga, emitida por la superficie terrestre.**

Es decir, consideremos que la atmósfera absorbe toda la radiación de onda larga proveniente de la superficie de la Tierra y emite según la ley de Boltzmann.

Entonces, la radiación solar que llega a la superficie del planeta (llega lo emitido por el Sol menos lo reflejado) es absorbida por el mismo. La superficie de la Tierra también se calienta y a emite radiación (radiación de onda larga). La atmósfera (los gases de efecto invernadero) absorbe esa radiación se calienta y emite en todas las direcciones. En esa emisión, parte es hacia el espacio y otra parte va hacia superficie. De este modo, la superficie recibe la radiación emitida por el sol, y también aquella que emitida por la atmósfera. Ver Figura 6.

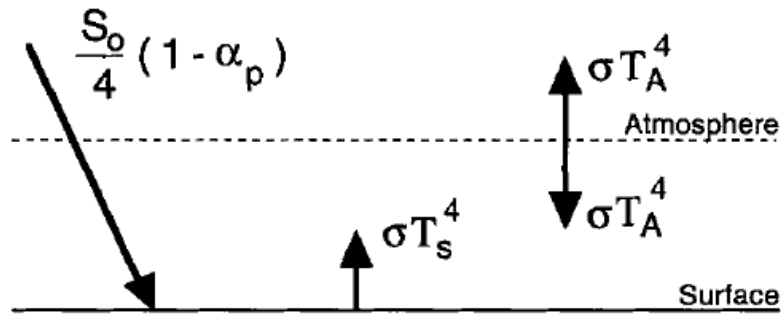


Figura 6. Esquema del efecto invernadero, considerando una atmósfera de una sola capa transparente a la radiación de onda corta y opaca a la radiación de onda larga.

Si nos encontramos en una situación de equilibrio radiativo, el balance de energía (i.e. la energía que llega tiene que ser igual a la energía que sale) se debe cumplir tanto en la superficie del planeta, como en el tope de la atmósfera (y también en la atmósfera misma).

En una situación de balance (equilibrio) energético:

Tope de la atmósfera:

$$\frac{S_0}{4}(1 - \alpha_p) = \sigma T_{\text{atm}}^4 \quad (1)$$

Superficie:

$$\frac{S_0}{4}(1 - \alpha_p) + \sigma T_{\text{atm}}^4 = \sigma T_{\text{sup}}^4 \quad (2)$$

Introduciendo (1) en (2) obtenemos:

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

Este resultado muestra una temperatura de la superficie más cálida como consecuencia de que ésta no sólo absorbe la radiación de onda corta procedente del sol, sino que también absorbe la radiación infrarroja emitida por los gases efecto invernadero de la atmósfera. A este fenómeno se le conoce como efecto invernadero natural.

Sin embargo, este valor es superior a la temperatura media de la superficie terrestre (15 °C).

3.3 Finalmente, consideremos que la atmósfera no es completamente transparente a la Radiación solar que llega al planeta ni completamente opaca a la radiación terrestre que emite la superficie.

La absorción de radiación por parte de los gases de la atmósfera es selectiva. La Figura 7 muestra las bandas de absorción de radiación de los gases efecto invernadero. En ella se puede ver que el gas efecto invernadero más importante es el vapor de agua, seguido del dióxido de carbono y el ozono. Se observa particularmente que el ozono absorbe tanto radiación de onda larga como radiación de onda corta (por debajo de los 300 nm). Otros gases importantes, también absorbentes selectivos, son el óxido nítrico, y el metano.

La Figura 7, la parte de abajo representa el espectro de absorción total (la suma de los espectros de absorción de radiación de los gases efecto invernadero de la atmósfera). En ella se puede ver la existencia de una región ubicada entre las (8-11) μm conocida como "ventana atmosférica de onda larga" en esta banda de longitudes de onda, la mayoría de los gases efecto invernadero no absorbe radiación. Esa radiación emitida por la superficie de la Tierra escaparía directamente hacia el espacio.

En el balance energético anterior, se consideró que toda la radiación emitida por la superficie de la Tierra es absorbida por la atmósfera, pero si se tomase en cuenta la existencia de esta ventana en la que no existe absorción por parte de los gases efecto invernadero, la temperatura de la superficie del planeta sería más pequeña que la obtenida.

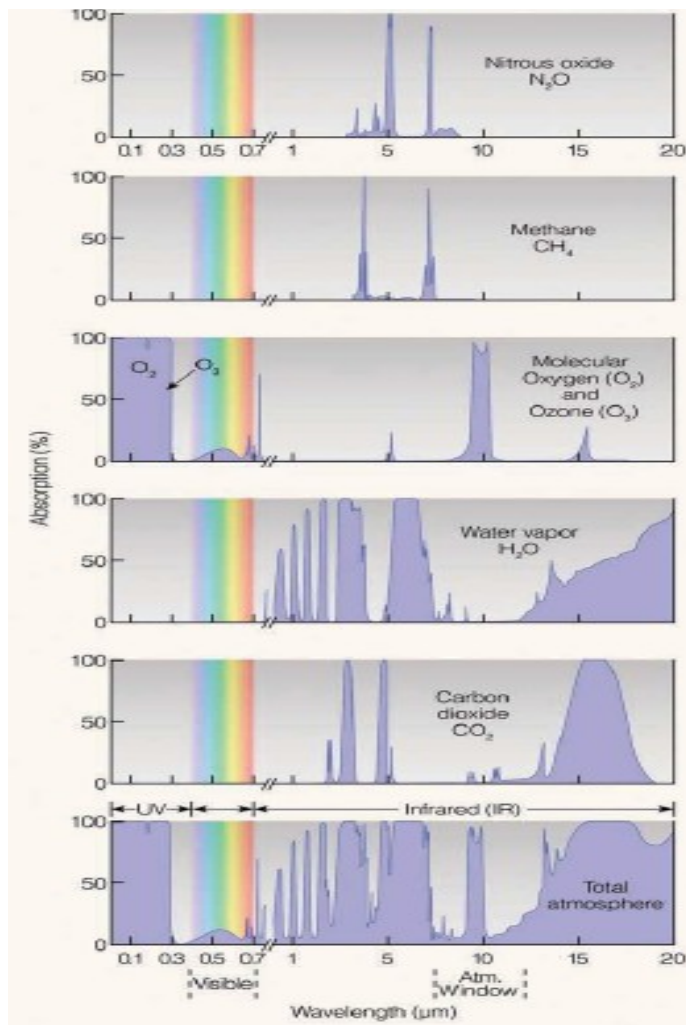


Figura 7. Absorción de radiación por los gases de la atmósfera. Las áreas sombreadas representan el porcentaje de radiación absorbida por cada gas. Los gases que más absorben la radiación infrarroja emitida por la superficie de la Tierra son el vapor de agua y el dióxido de carbono. La gráfica de más abajo representa el porcentaje de radiación absorbida por todos los gases de la atmósfera en conjunto.

Por otro lado no se consideraron en los balances energéticos realizados, otros flujos más que los radiativos. Es decir los flujos de calor latente y sensible que actúan enfriando la superficie del planeta.

Finalmente, es relevante también mencionar el rol de las nubes, éstas presentan fundamentalmente dos papeles dentro del balance de energía global del planeta, uno era a través del albedo y el otro era a través de su participación dentro del efecto invernadero. Las gotas de agua de las nubes pueden también presentar una absorción selectiva y contribuyen al efecto invernadero “taponando” la ventana atmosférica, es decir, absorbiendo longitudes de onda que caen dentro de la ventana atmosférica. Del mismo modo, los CFCs, gases de efecto invernadero de emisión antropogénica, también contribuyen al efecto invernadero absorbiendo radiación dentro de la ventana atmosférica.

4. Interacción de la radiación solar con la atmósfera.

Cuando la radiación solar entra en la atmósfera, numerosas interacciones tienen lugar. Por ejemplo, parte de la energía solar es absorbida por los gases de la atmósfera, tales como el ozono en la estratosfera media o el nitrógeno y oxígeno molecular en la termosfera. Existen también otros dos tipos de interacciones: el scattering y el albedo (éste último ya vimos lo que era).

El scattering consiste en la dispersión de la luz en todas las direcciones del espacio como consecuencia de la presencia de moléculas gaseosas o partículas de polvo en suspensión en la atmósfera. A este fenómeno se le conoce como dispersión de Rayleigh y a la radiación dispersada también se le conoce como radiación difusa. La intensidad de la dispersión, S , es proporcional a la cuarta potencia del cociente

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

Donde S es la intensidad de la dispersión, r es el radio de la partícula y λ la longitud de onda. Por un momento, supongamos un valor de r constante. La dispersión, S , será más intensa cuanto menor sea la longitud de onda. Si bien las moléculas del aire son muy pequeñas con respecto a la longitud de onda de la luz visible, dentro del rango de longitudes de onda del espectro visible, las moléculas del aire son mucho más efectivas dispersando longitudes de onda más cortas (azul) que las largas (rojo). Si tenemos en cuenta que

$\lambda_{\text{azul}} = 0.47$ micrómetros

$\lambda_{\text{rojo}} = 0.64$ micrómetros,

λ_{rojo}

el cociente $S_{\text{azul}} / S_{\text{rojo}} = 3.45$ la dispersión del azul es 3.45 veces superior a la dispersión del rojo en la atmósfera. Por consiguiente, cuando miramos al cielo lo vemos azul. Sin embargo, al atardecer el sol se ve rojizo. Esto es consecuencia de que los rayos del sol tienen que atravesar una capa de atmósfera más grande, a la que únicamente los rayos rojos “sobreviven”.

Bibliografía

Capítulo 2 de Hartmann, D. L. (2015). Global physical climatology.

Capítulo 2 de Ahrens, C. D. (1987). Meteorology Today: an introduction to weather, climate, and the environment.

