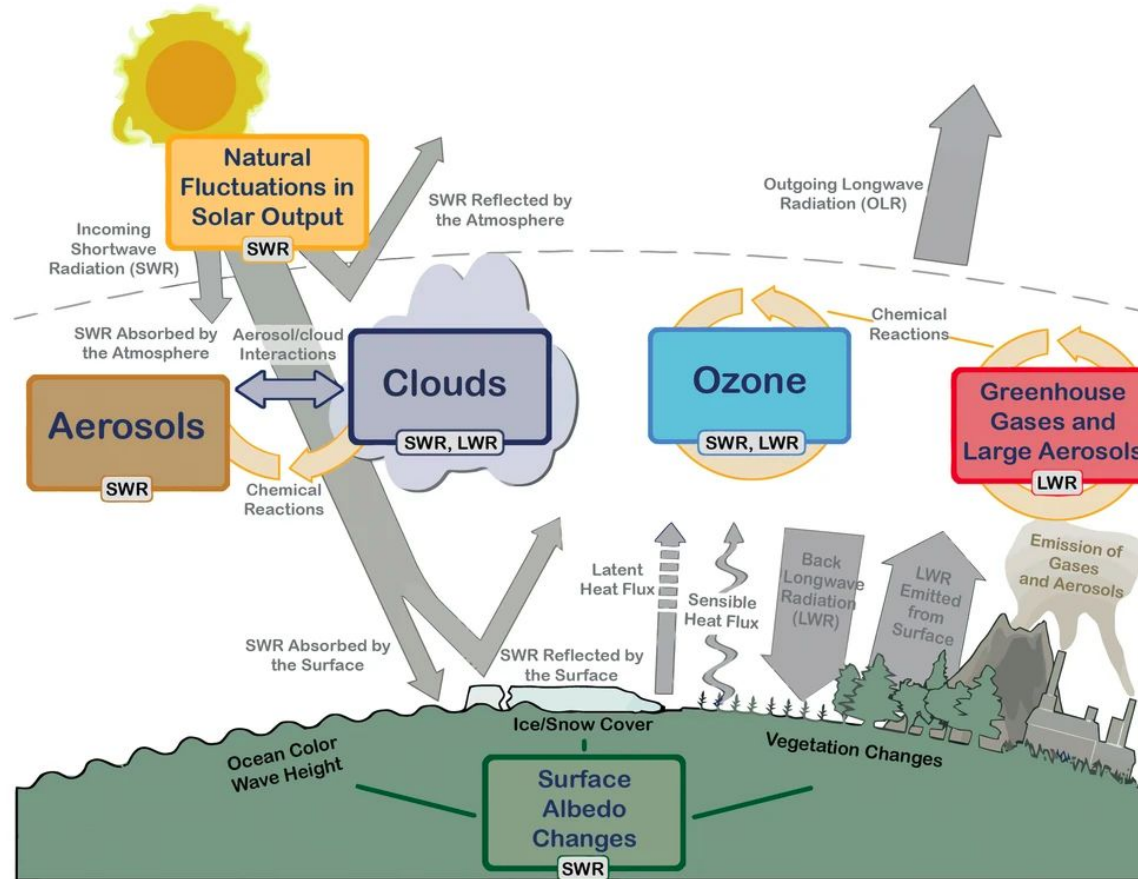


Modelo de orden cero

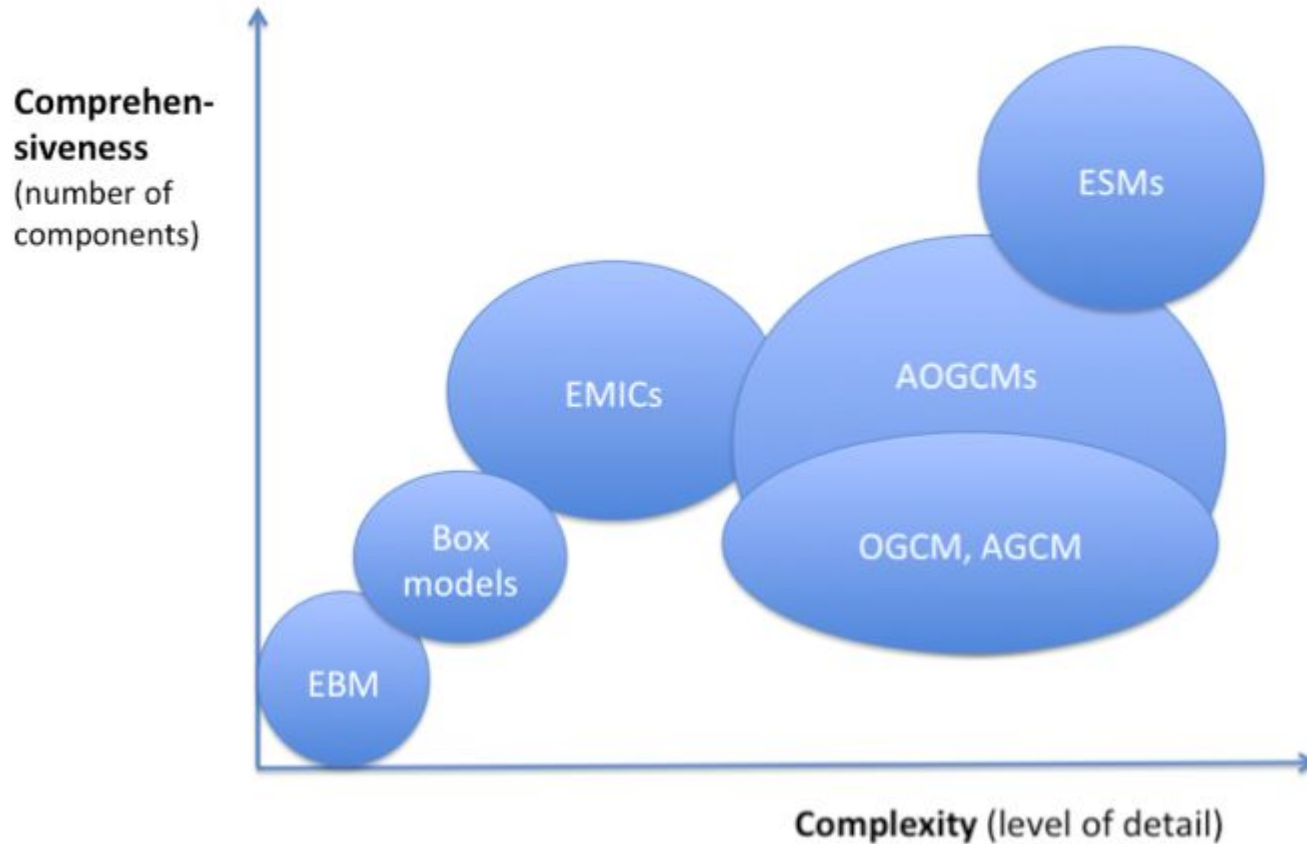
Modelación Climática 2024-II
Jorge Luis García Franco

La radiación y el clima

IPCC 2021

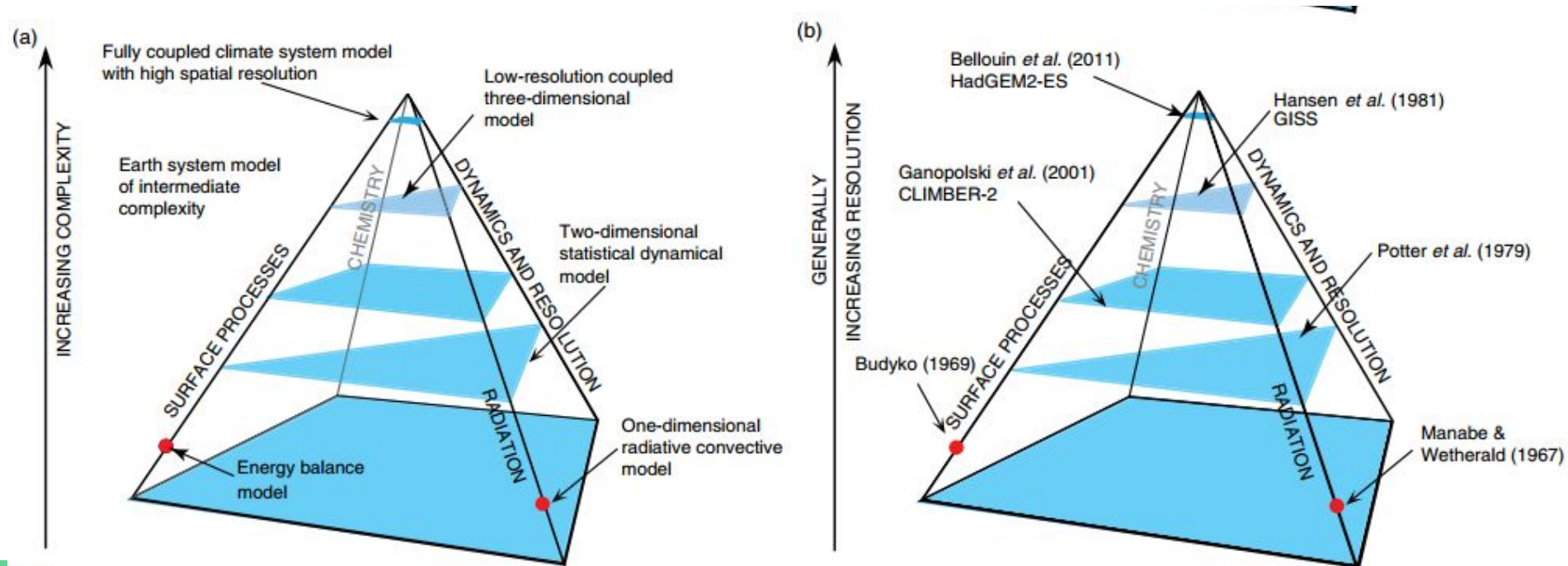


¿Por qué este tema?



La jerarquía de modelos climáticos

Complejidad puede ser medida por el número de procesos de radiación, químicos superficiales, o dinámicos o el número de componentes (radiación, + aerosoles +nubes, +dinámica +vegetación +hielo).



¿Por qué este tema?

Veremos que el modelo más simple de clima se puede escribir a través de un poco de entendimiento de la radiación solar y terrestre y los principales procesos que la modulan.

Un modelo de pocos componentes y un bajo nivel de detalle es menos cercano a la realidad, pero permite mayor comprensión de los procesos que lo componen y es más fácil de escribir y experimentar con ese modelo.

Por eso empezaremos por el modelo de orden 0.

- En esta clase nos enfocaremos en entender el balance de energía entre la radiación solar y lo que hace el planeta con esta radiación, es decir la radiación terrestre.

El modelo de orden cero

El hotdog

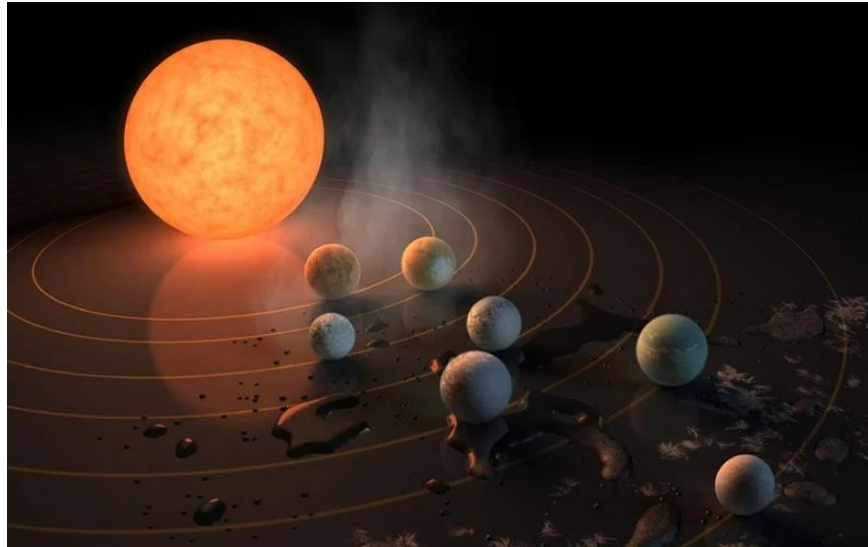


¿Qué determina la temperatura global promedio de un planeta?

- Su Sol
- Su distancia al Sol
- Su atmósfera y composición
- Su superficie
- Su tamaño?

La radiación y el clima

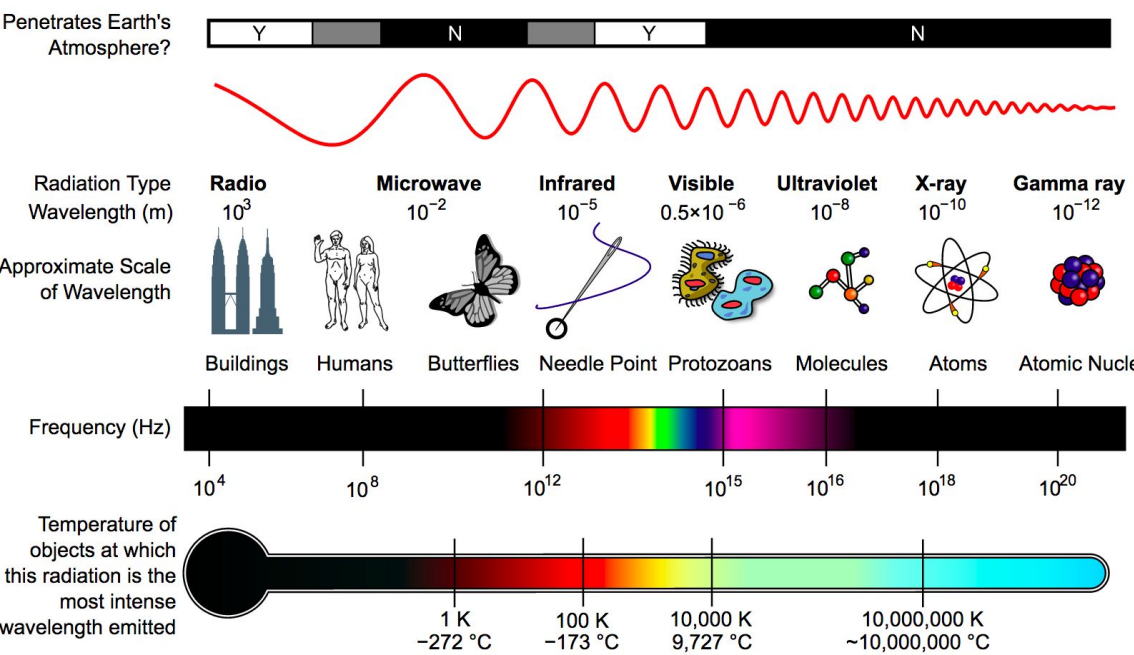
- ¿De dónde proviene la principal fuente de energía del planeta?
 - Un planeta puede obtener energía debido a la física del interior del planeta, como lo es la energía geotérmica. Sin embargo, no es de sorprender que la mayor parte de la energía de la Tierra tiene su origen en **el Sol**. Para la mayor parte de planetas es así.



¿Qué determina la
cantidad de
radiación solar que
llega al planeta?

¿Qué determina la
cantidad de
radiación solar que
absorbe y emite el
planeta?

La luz visible es sólo un sub-conjunto de toda la radiación electromagnética



- La luz es el ejemplo más claro que tenemos de lo que es la radiación electromagnética pero la radiación electromagnética incluye mucho más.
- Si un campo radiativo consiste de una mezcla de frecuencias y direcciones diferentes, a esta mezcla se le conoce como espectro radiativo.

Planck y la irradiancia

En 1900, Max Planck calculó la irradiancia solar postulando que la energía electromagnética es emitida en múltiplos de segmentos discretos o cuantos.

La irradiancia, o flujo espectral de un **cuerpo negro** con temperatura T se puede escribir como:

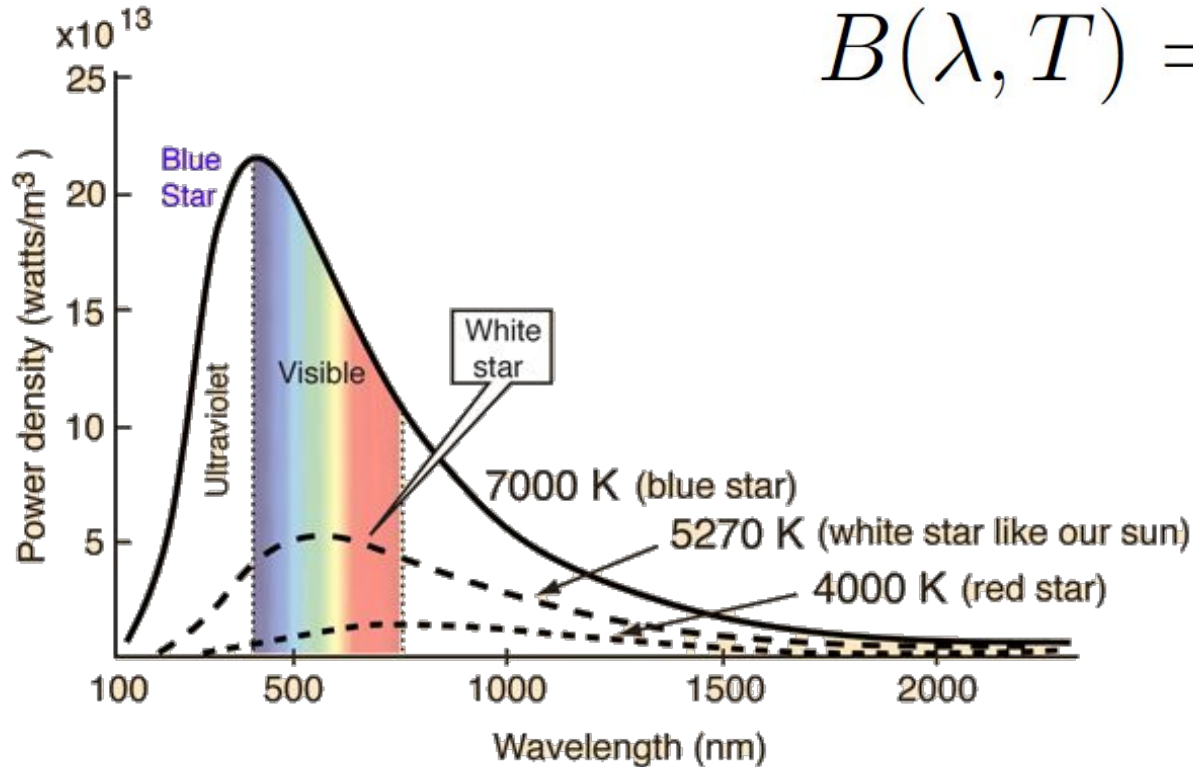
$$B_{\nu}(\nu, T) = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{\exp\left(\frac{h\nu}{k_B T}\right) - 1},$$

Nótese que en esta función el flujo espectral no es función de la dirección de la radiación, es decir que el flujo es igual en todas las direcciones, a lo que se le conoce como radiación isotrópica.

Un cuerpo negro es un objeto que absorbe toda la radiación incide y emite toda la radiación igualmente.

Específicamente la energía asociada a un cuanto con frecuencia ν es $E=h\nu$

La ley de Planck en términos de la longitud de onda

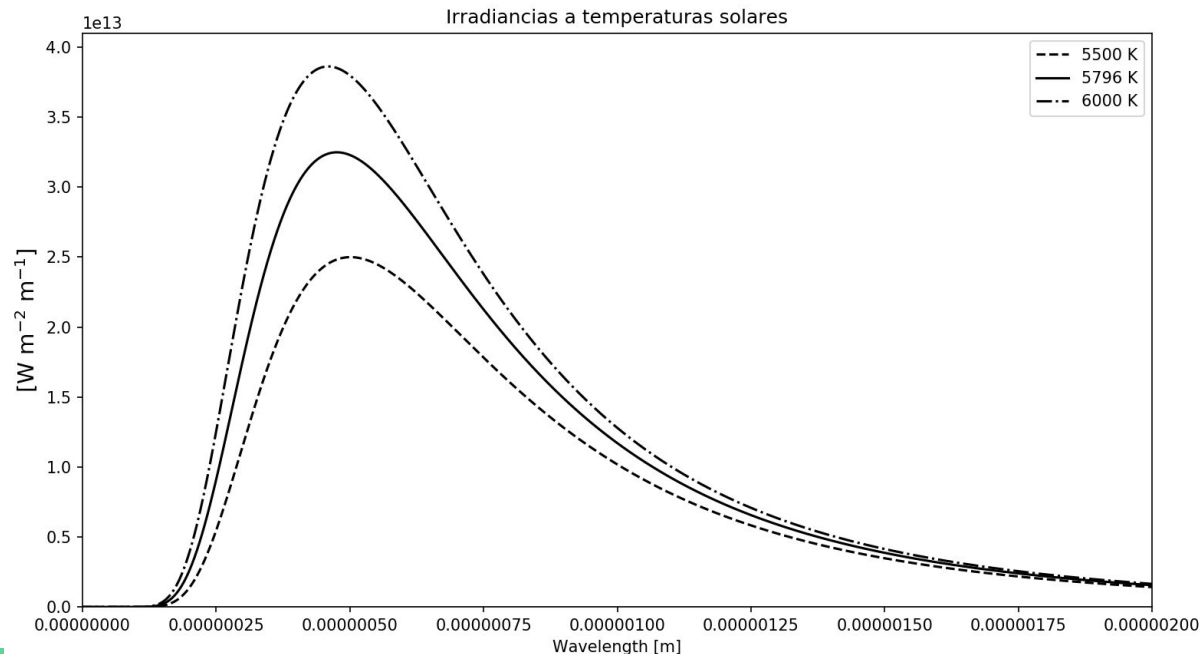


$$B(\lambda, T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\frac{hc}{kT\lambda}} - 1}$$

La función de Planck nos dice cuánta energía emite un cuerpo a la temperatura T en cada longitud de onda.

La función de Planck en términos de λ

$$B_{\lambda}(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5(e^{hc/K\lambda T} - 1)} = \frac{C_1\lambda^{-5}}{\pi(e^{C_2/\lambda T} - 1)},$$

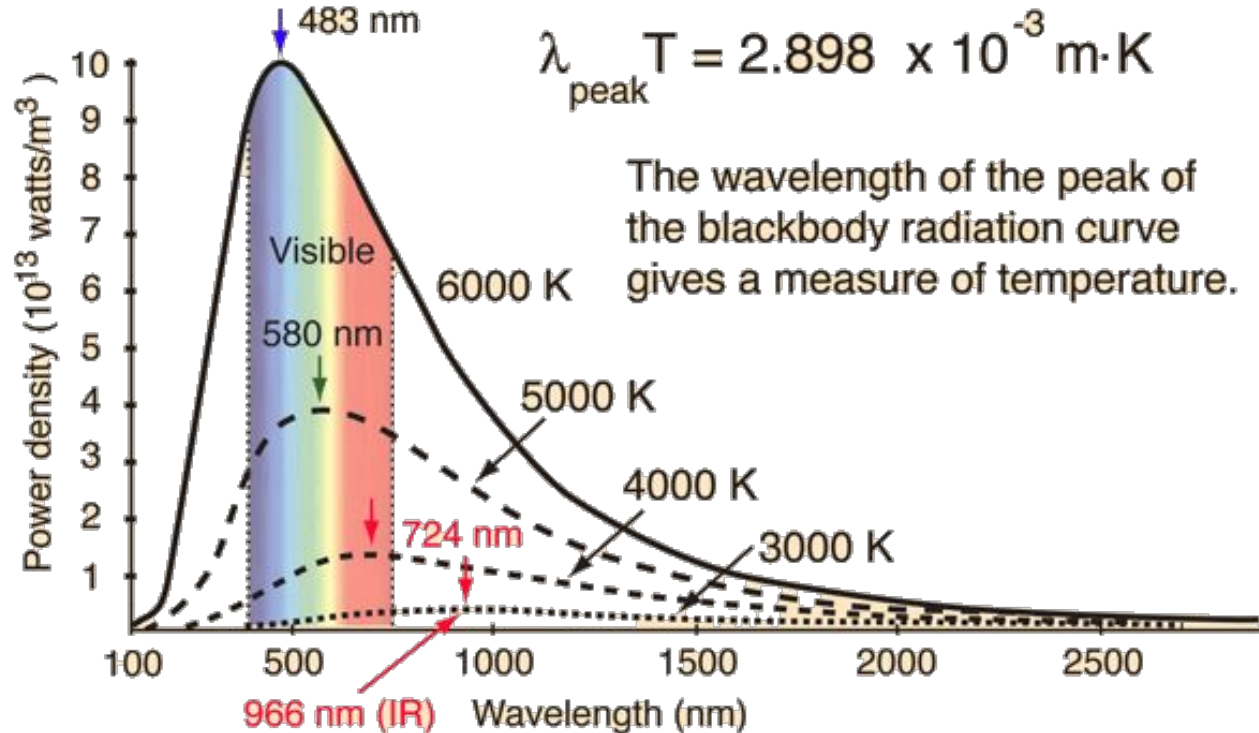


Ley de Wien

La longitud de onda donde el flujo de radiación de un cuerpo negro se maximiza, es inversamente proporcional a la temperatura.

A partir de esta ley, podemos inferir la temperatura de un cuerpo dada una medición de su intensidad monocromática máxima.

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



La Ley de Stefan-Boltzmann

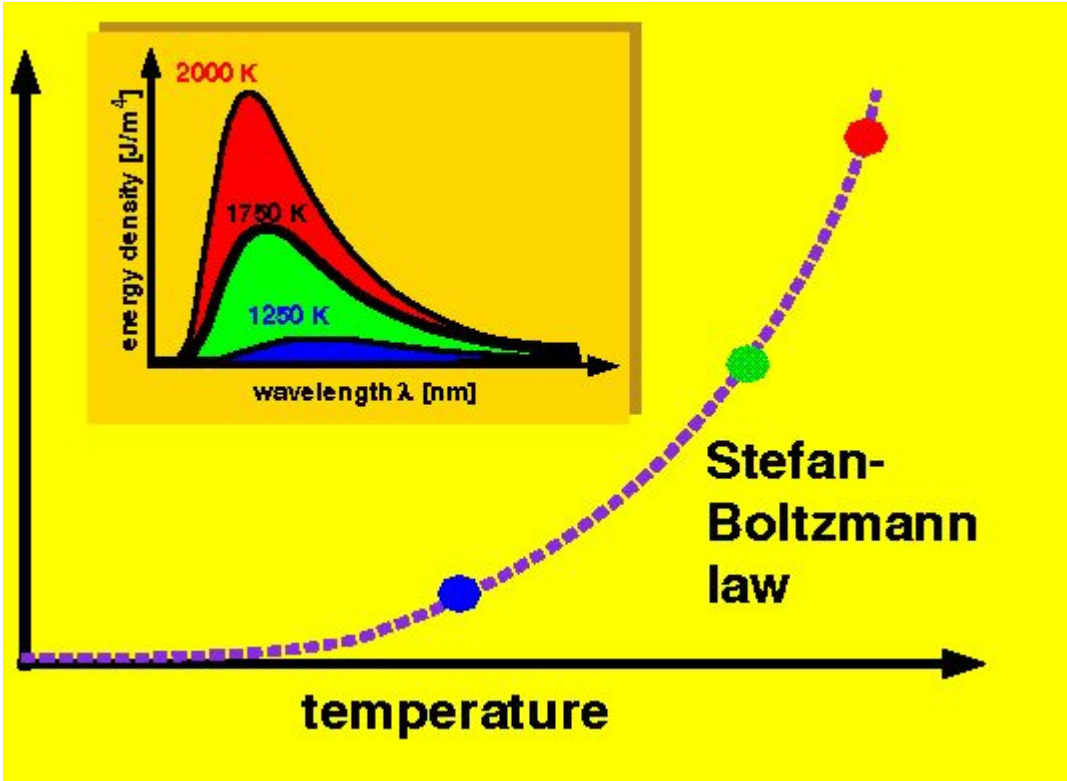
Josef Stefan concluyó utilizando experimentos que la radiancia es proporcional a la temperatura elevada la 4ta potencia. Boltzmann luego demostraría esta relación teóricamente.

La cantidad total de energía emitida por unidad de área por un cuerpo negro cada segundo, i.e., la potencia, está dada por:

$$\pi \int_0^{\infty} B_{\nu}(T) d\nu = \sigma T^4$$

La emisión de la mayoría de los cuerpos no es exactamente la de un cuerpo negro, emiten menos. La fracción de energía incidente que es re-emitida se le conoce como absorción.

Ley de Stefan Boltzmann

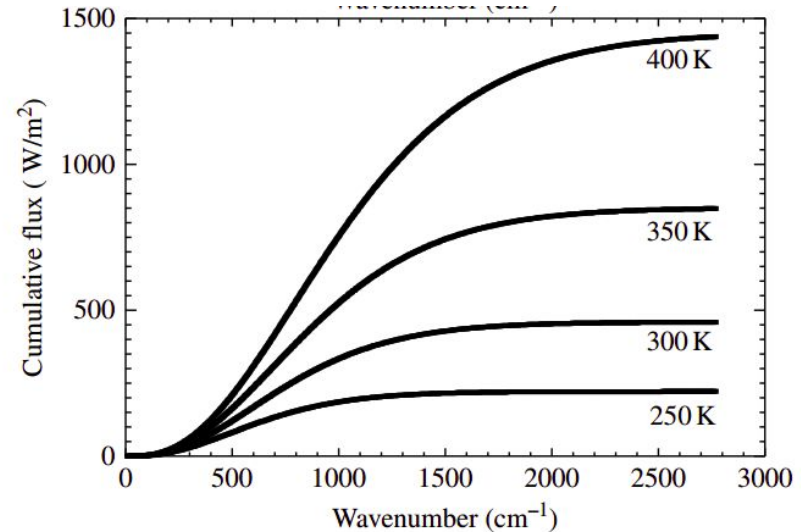


La integral debajo de las curvas de Planck nos dice la energía total emitida, o la intensidad de la radiación.

Esta ley establece una relación de potencias entre la energía E y la temperatura de un cuerpo. En la imagen observamos cómo la función de Planck depende de la temperatura y cómo se ve reflejada la integral en la ley de Stefan Boltzmann.

Cuerpos con mayor temperatura emiten más radiación

- La irradiancia depende de las características de la radiación (frecuencia) y de la temperatura (Ley de Planck).
- Cuerpos con mayor temperatura tienen mayor energía y mayor emisión total (σT^4).
- A mayor temperatura, el pico de emisión ocurre a menor longitud de onda (ley de Wien).



Pierrehumbert, Capítulo 2.

[Métodos de detección de exoplanetas](#)

La radiación solar incidente

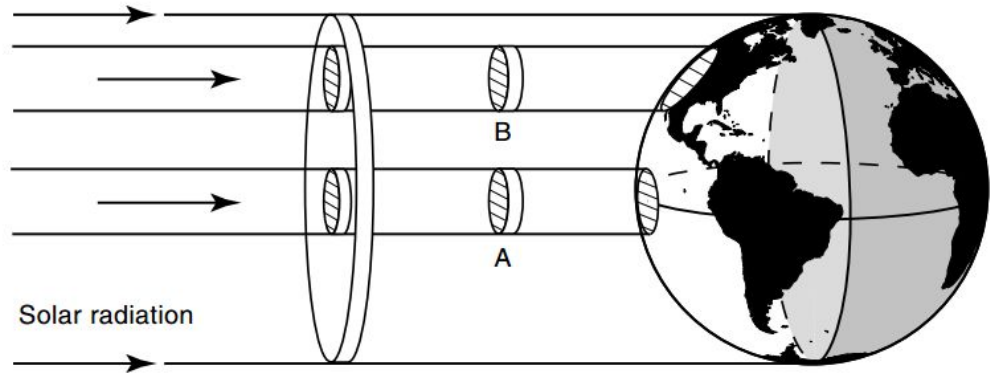
- Los procesos de fusión internos en el núcleo solar determinan el tamaño y temperatura efectiva de una estrella, lo que a su vez establece la **luminosidad solar**, es decir el flujo total de energía.
- La luminosidad de una estrella depende su radio (tamaño) y de su temperatura.
- La radiación solar incidente, llamada *constante solar*, flujo solar o flujo estelar se puede escribir entonces como función de la distancia entre un planeta y el Sol (d) y de la luminosidad solar.

$$S_d = \frac{L_0}{4\pi d^2}$$

La radiación solar incidente

La luz saliente del sol toma la forma de radiación de cuerpo negro y es isotrópica. Su flujo y su espectro se conforman con las leyes de cuerpo negro.

Todos los rayos que llegan a un planeta son casi* paralelos a la línea que llega desde el centro planeta al centro de su estrella, es decir que, visto desde el planeta, el Sol sólo ocupa una fracción pequeña del cielo.

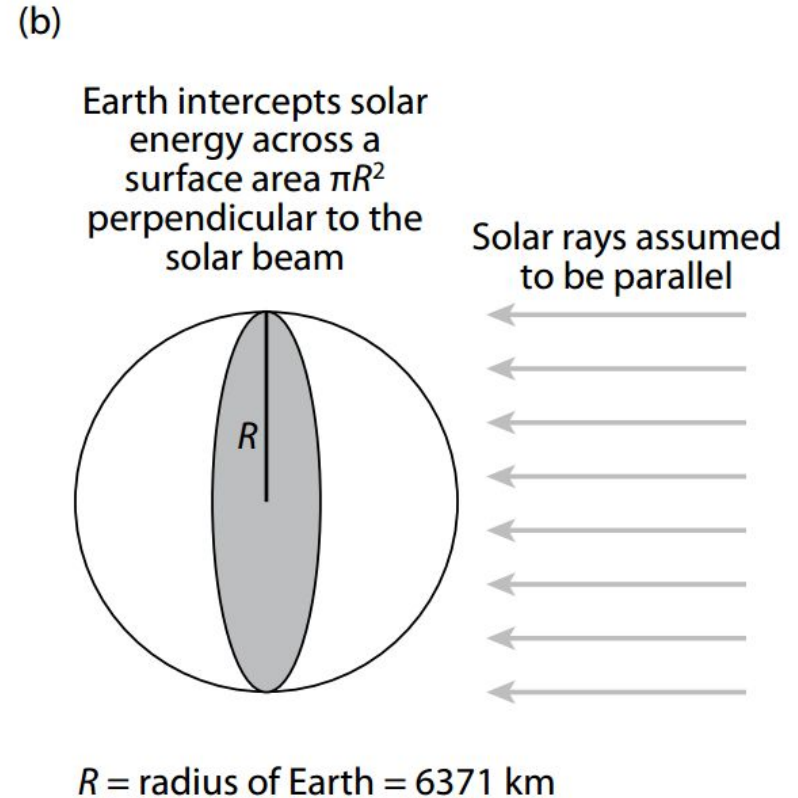
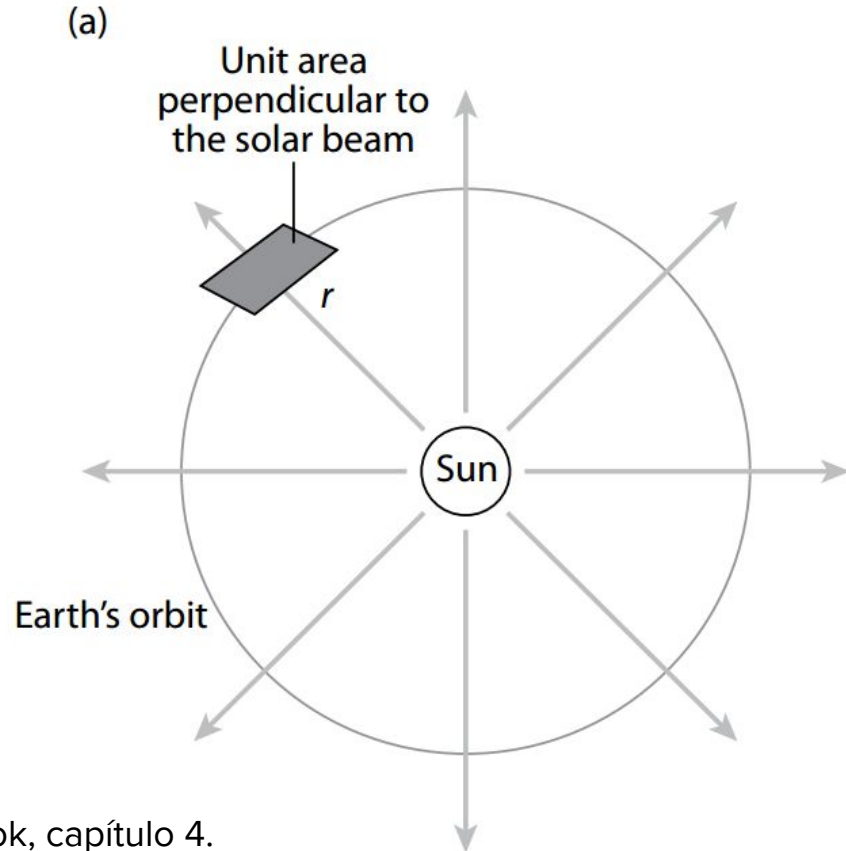


Neelin, Capítulo 2.

$$R_i = S_0(1 - \alpha)$$

La radiación incidente (R_i) sobre una superficie de área unitaria es entonces la constante solar menos la fracción reflejada por la superficie, conocida como albedo.

Diagrama cómo llega la radiación solar a la órbita terrestre



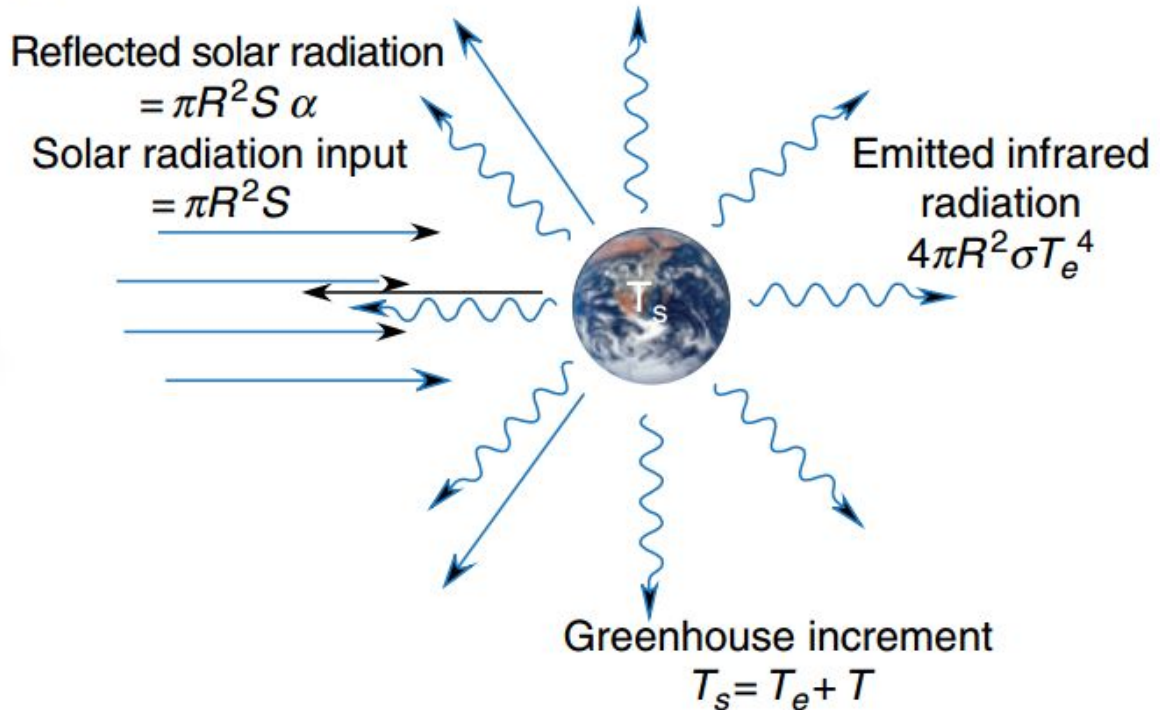
La radiación incidente

$$R_s = R_i \cdot A_{TC} = S_0 (1 - \alpha) \pi R_T^2$$

R_s es la radiación solar incidente total que depende de:

- R_i , radiación incidente por unidad de área que es una función de la constante solar - albedo.
- A_{TC} Área del círculo que dibuja la Tierra sobre la trayectoria de los rayos del Sol que depende del radio de la Tierra (R_T).

(a) Global EBM



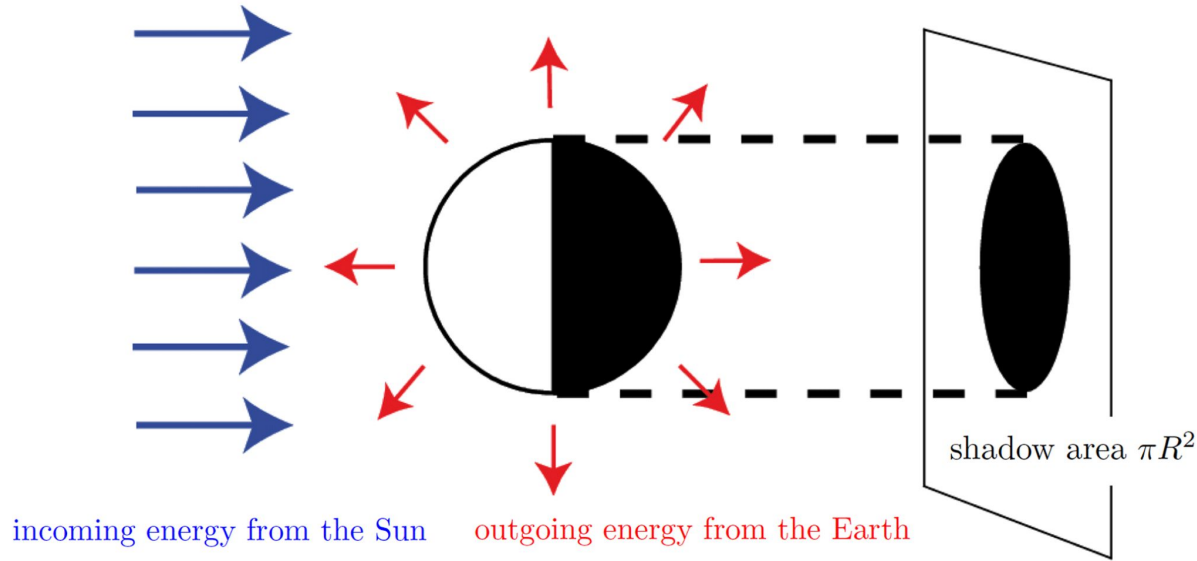
La radiación saliente

- La Tierra se enfría según la ley de Stefan-Boltzmann.
- Esta ley nos dice el flujo de energía en todas las frecuencias por unidad de área.
- La radiación total saliente, entonces, es el producto del flujo (F) multiplicado por el área total de la Tierra (A_T). Esta área, a diferencia de la anterior es la de la esfera. La Tierra recibe energía como disco y emite como esfera.
- También conocida como radiación saliente de onda larga (*outgoing longwave radiation OLR*).

$$R_e = \sigma T^4 A_T = \sigma T^4 (4\pi R_d^2)$$

Primer modelo de balance de energía

$$(1 - \alpha)S\pi R^2 = 4\pi R^2\epsilon\sigma T^4$$



El modelo que hicimos en clase es un modelo de balance de energía de baja complejidad ya que no tiene dimensiones. Calcula la temperatura de equilibrio para un planeta.

Modelo cero dimensional supuestos y formulación

- La única fuente de energía del planeta es la absorción de luz de la estrella cercana.
- El albedo planetario es la proporción de luz que es reflejada por el planeta y es espacialmente uniforme.
- El planeta es esférico y su superficie radia como un cuerpo negro perfecto.
- La temperatura del planeta es uniforme.

La radiación solar incidente llega a la superficie del planeta, la superficie se calienta y empieza a emitir energía según la ley de Stefan-Boltzmann. La temperatura del planeta continúa aumentando hasta que **la radiación terrestre emitida es igual a la radiación solar absorbida.**

$$S_0(1 - \alpha)\pi R_d^2 = \sigma T_e^4(4\pi R_d^2)$$

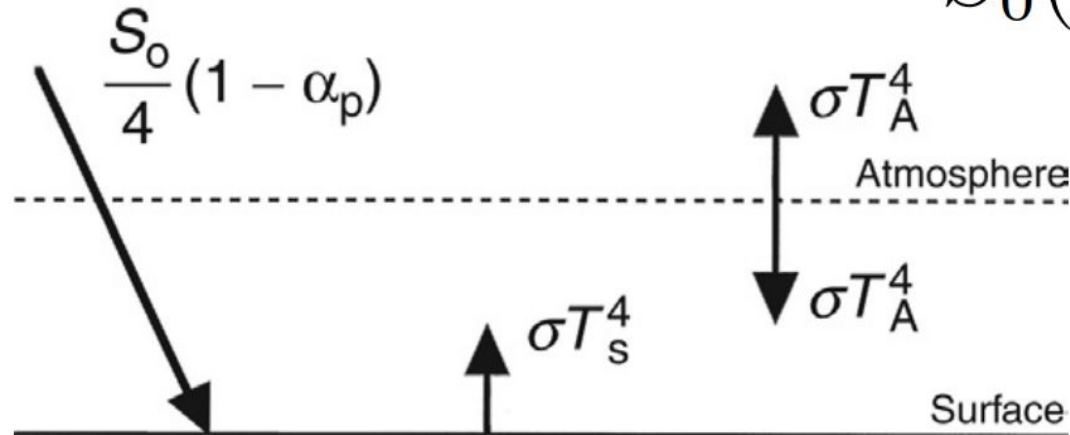
$$\Rightarrow S_0(1 - \alpha) = 4\sigma T_e^4$$

$$\therefore T_e = \sqrt[4]{\frac{S_0(1 - \alpha)}{4\sigma}}$$

Efecto invernadero (básico)

- Supongamos que el planeta tiene una atmósfera que absorbe toda la radiación saliente terrestre. La atmósfera sigue siendo transparente a la radiación solar.
- Entonces, la temperatura superficial ya no sólo está en equilibrio con la radiación solar incidente, sino también con la emisión de onda larga de la atmósfera.

$$S_0(1 - \alpha) + \sigma T_A^4 = \sigma T_s^4$$

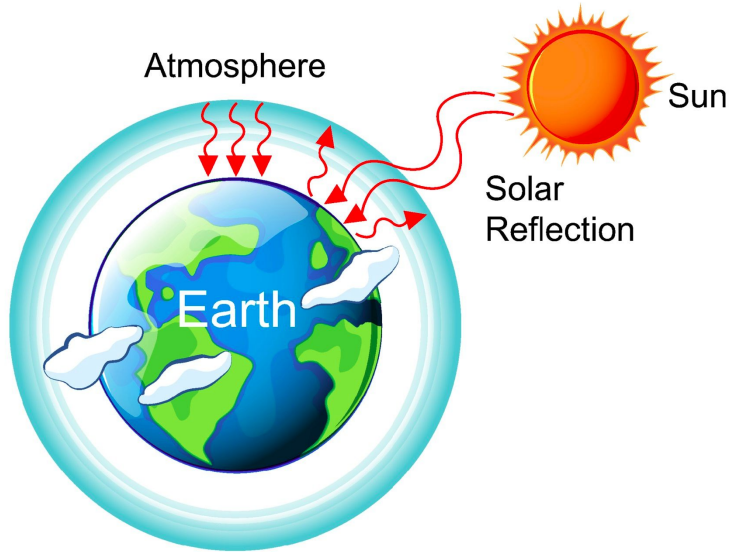


¿Qué es el efecto invernadero?

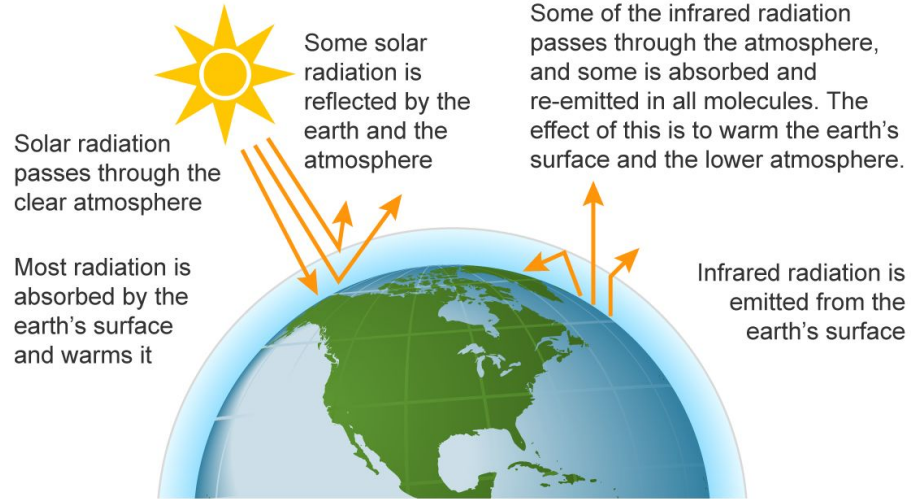
- La temperatura superficial aumenta debido a que, aunque la atmósfera terrestre es transparente al flujo de energía solar incidente, no es transparente en a la luz en la sección infrarroja emitida por la superficie. La atmósfera absorbe una fracción de esta energía, se calienta, y por lo tanto emite también.
- Al flujo de radiación solar incidente, hay que sumarle entonces la emisión de onda larga emitida por la atmósfera.
- El efecto invernadero es entonces **esta radiación adicional**, que se debe a que la atmósfera actúa más como una cobija, absorbiendo radiación que se encuentra saliendo del planeta y **regresando una fracción hacia la superficie**.

El efecto invernadero en esquemas

The Greenhouse Effect

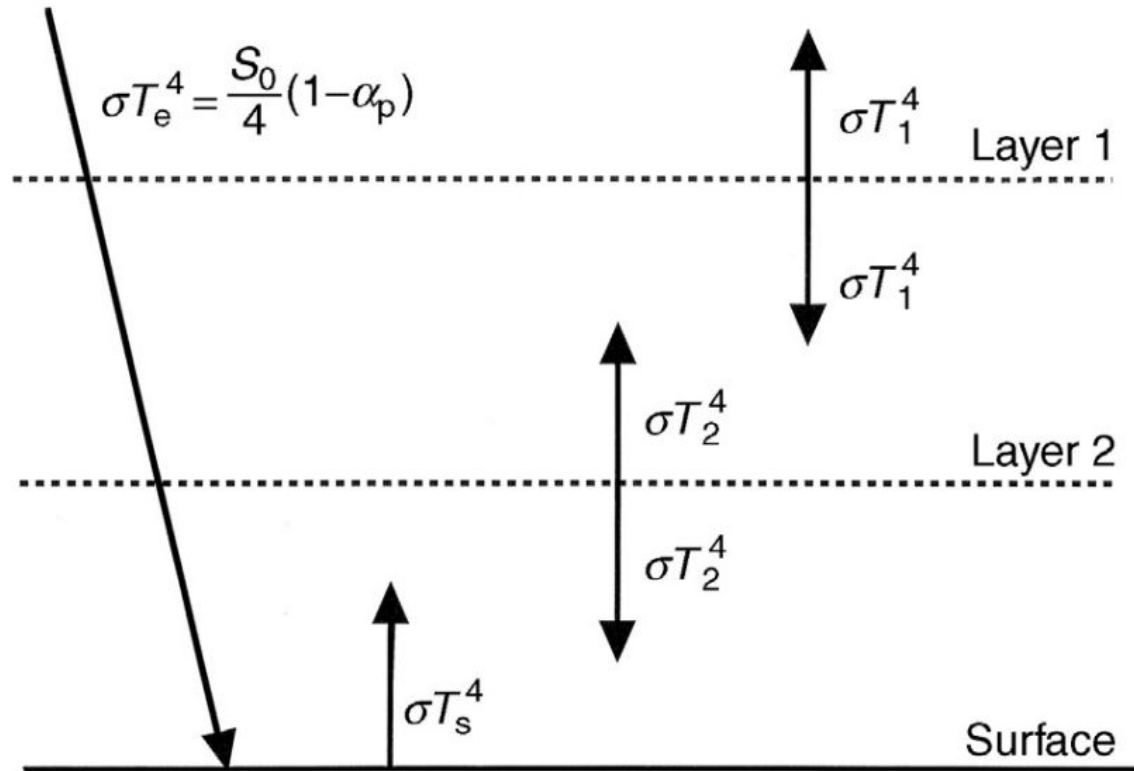


The greenhouse effect



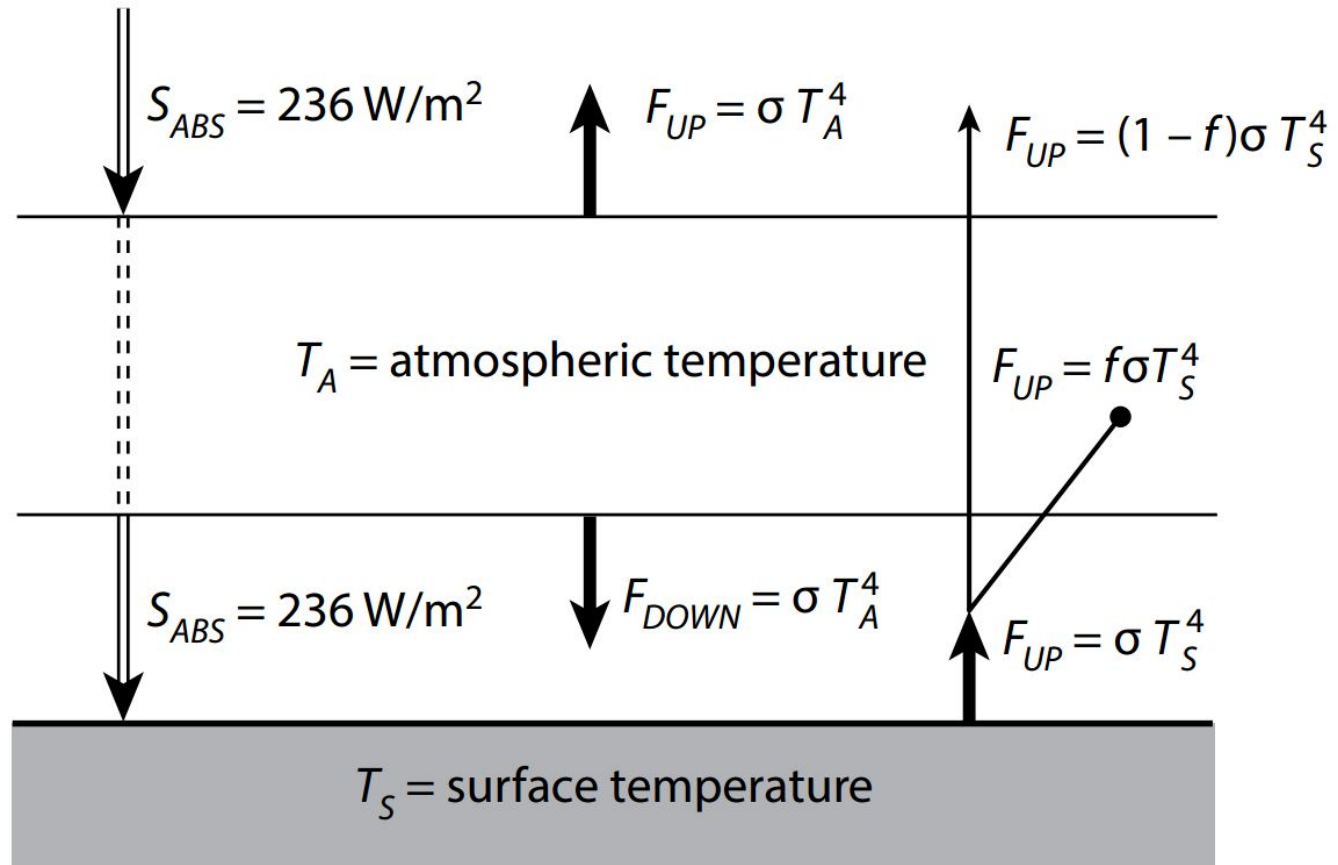
Departamento de Energía de EUA.

Ahora tenemos dos capas



Efecto invernadero 3.0 (ejercicio a casa)

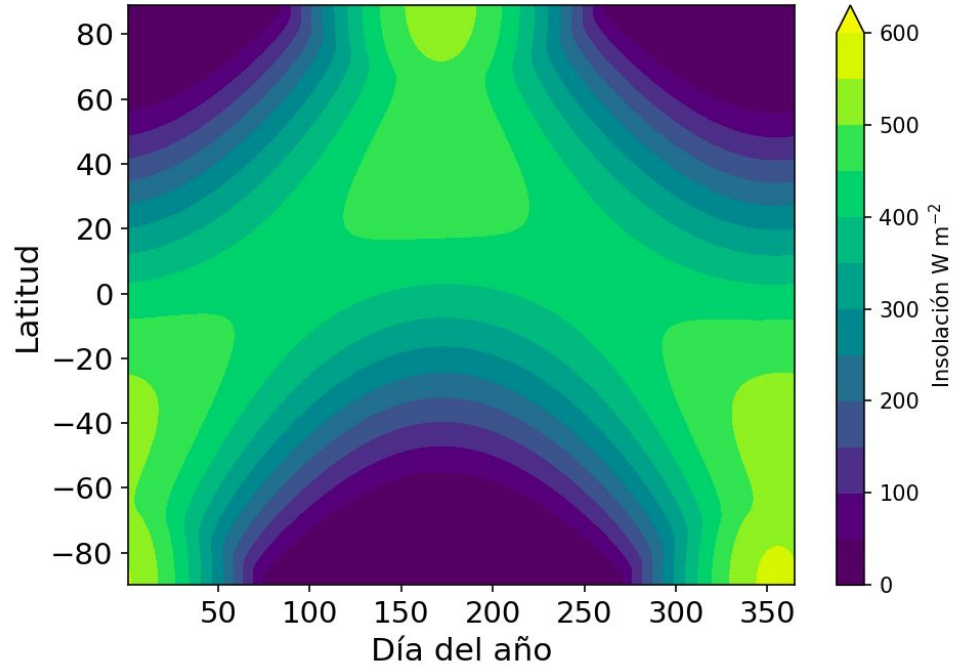
Supongamos que la atmósfera sólo absorbe una fracción f , de la radiación terrestre saliente.



Factores que determinan al modelo de orden cero

- Parámetros astronómicos (distancia planeta-estrella, temperatura de la estrella).
- Parámetros planetarios (tamaño, albedo, efecto invernadero).
- Número de capas.
- Absorción atmosférica de radiación de onda larga (f) o de onda corta (S_{abs}).

Distribuyendo la insolación

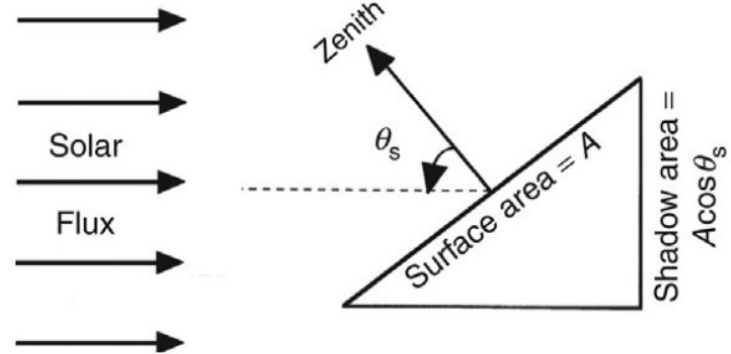


¿Cómo calculamos la insolación?

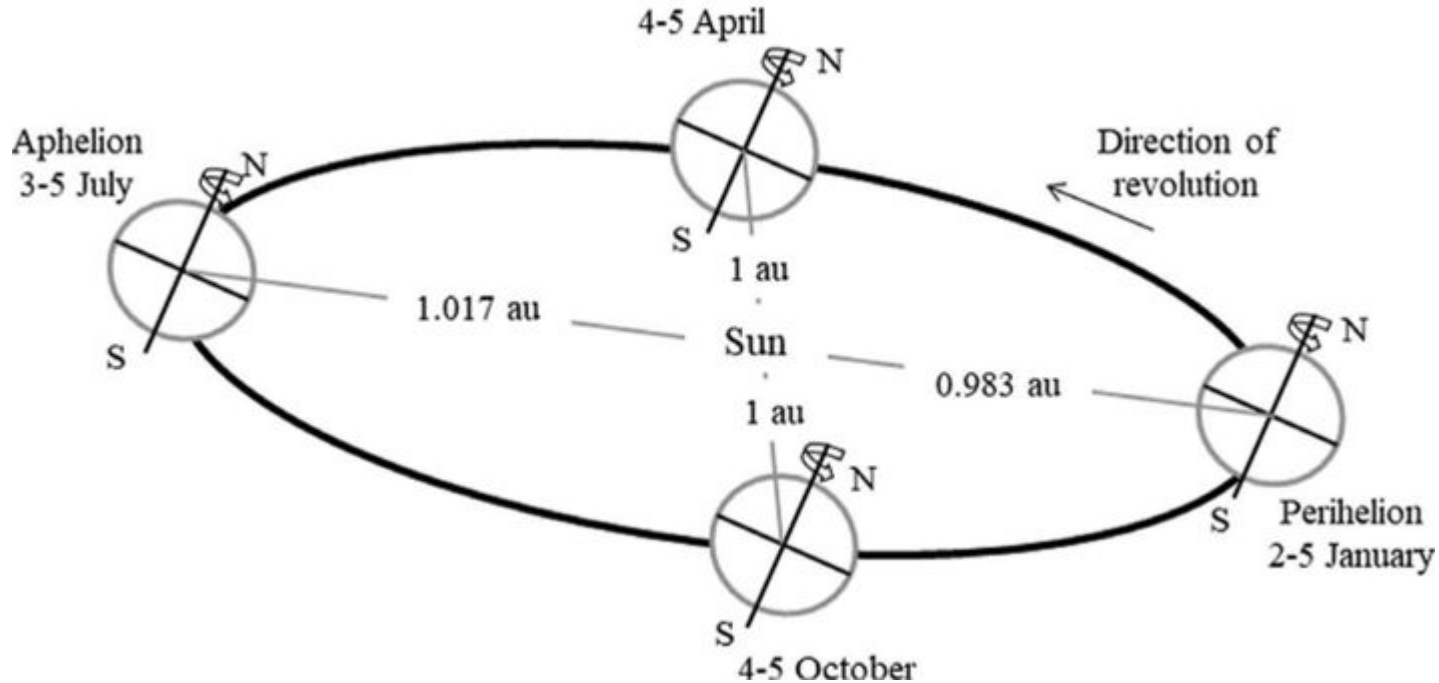
A menos que el Sol se encuentre directamente por encima de la superficie, la irradiancia solar se esparce sobre una superficie cuya área es mayor al área perpendicular. De manera que **la irradiancia por unidad de área es menor que la constante solar.**

El ángulo cenital es entonces el ángulo entre la recta normal a la superficie de la Tierra y la línea recta que va de la superficie terrestre hacia el Sol

El ángulo cenital es función de la latitud, el día de año y la hora del día.



¿Cómo depende la insolación de los parámetros astronómicos?



La órbita elíptica de la Tierra quiere decir que 1) la distancia entre la Tierra y el Sol no es constante a lo largo del año y 2) que hay una época al año en la que nos encontramos más cerca del Sol.

Calculando la insolación como función del ángulo cenital

Esta ecuación nos dice cómo cambia la cantidad de radiación que llega a la superficie sobre un punto de la esfera como función del día del año y latitud.

La insolación depende entonces de parámetros orbitales y del punto en la esfera que nos interese. En particular, esta ecuación considera a la coordenada latitud como la principal variable y supone que la insolación es relativamente homogénea para longitudes diferentes a la misma latitud.

$$Q = S_0 \left(\frac{\bar{d}}{d} \right)^2 \cos \theta_s$$

Q es la insolación
S₀ es la constante solar
d es la distancia Tierra Sol y θ_s
es el ángulo cenital.

Angulo horario: h

Angulo cenital: Θ

Latitude: ϕ

Ángulo de
declinación solar: δ

$$\cos\theta_s = \sin\phi\sin\delta + \cos\phi\cos\delta\cosh$$

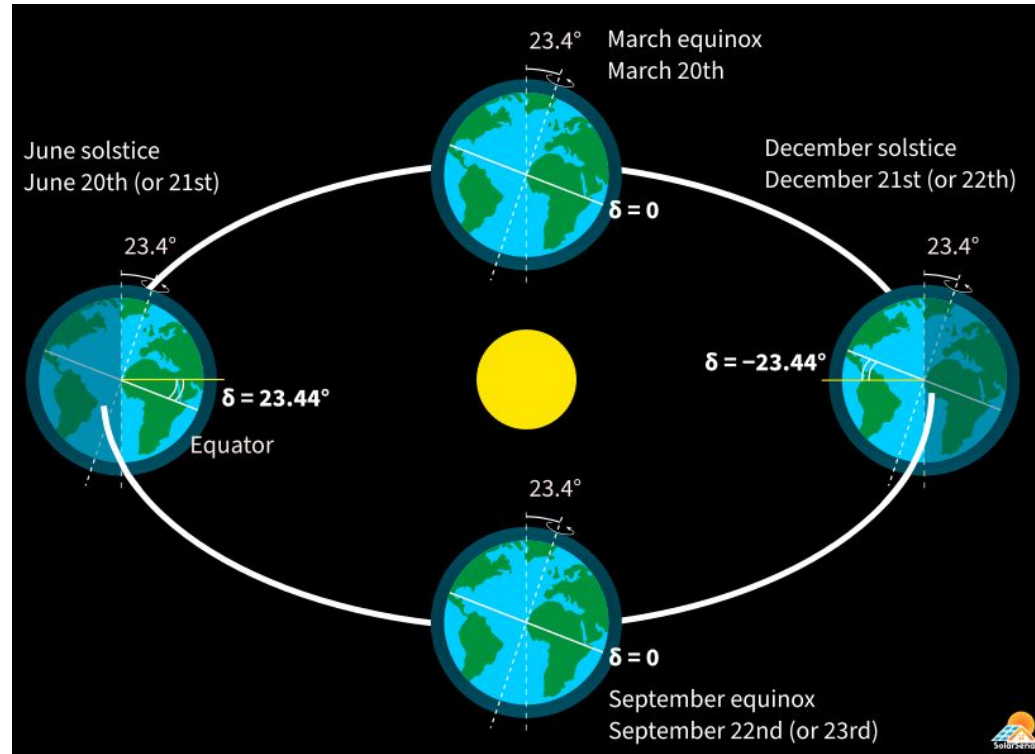
El ángulo de declinación solar δ

El día del año se puede expresar como función del ángulo de declinación solar.

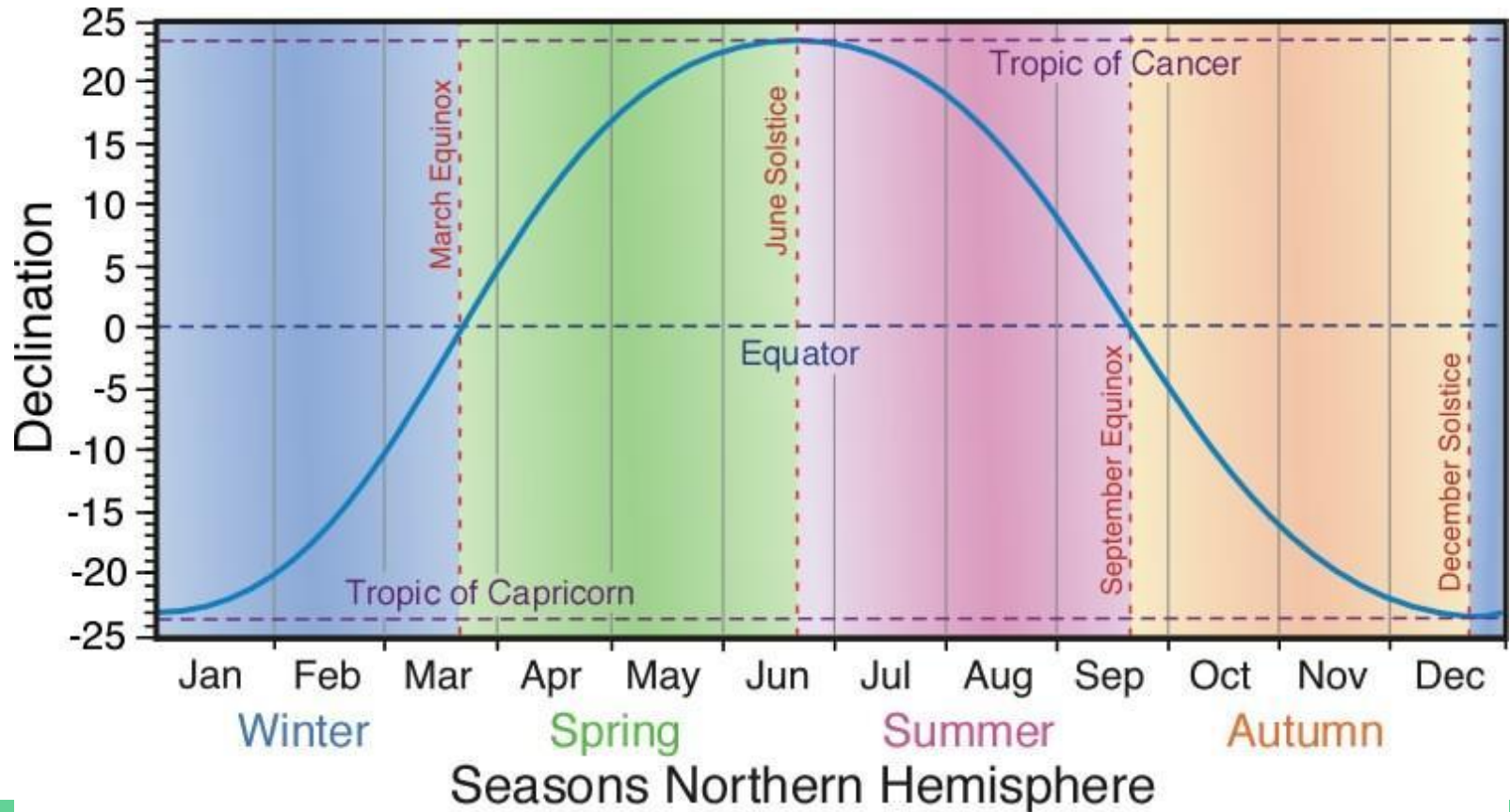
El ángulo de declinación solar es el ángulo entre el ecuador y una línea que va del centro de la Tierra al centro del Sol. También es la latitud del punto en la superficie directamente debajo del Sol a mediodía.

El ángulo de declinación solar varía entre -23.45 grados (diciembre 21) y $+23.45$ grados (Junio 21)

Su valor es 0 en los equinoccios.



La declinación solar define las estaciones



¿Cómo calculamos el ángulo de declinación solar?

El día del año puede ser escrito en unidades de radianes a través de la ecuación:

$$\theta_d = \frac{2\pi d_n}{365}$$

Y podemos aproximar el ángulo de declinación solar con la fórmula

$$\delta = \sum_{n=0}^3 a_n \cos(n\theta_d) + b_n \sin(n\theta_d)$$

n	a_n	b_n
0	0.006918	
1	-0.399912	0.070257
2	-0.006758	0.000907
3	-0.002697	0.001480

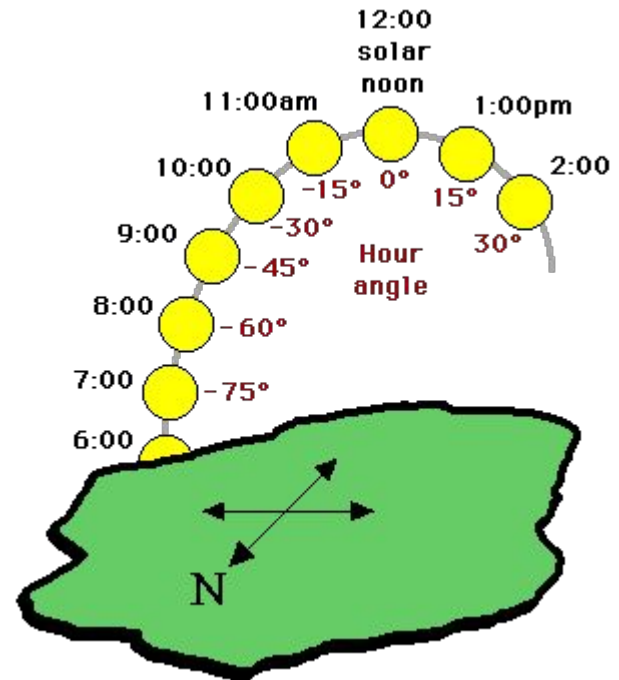
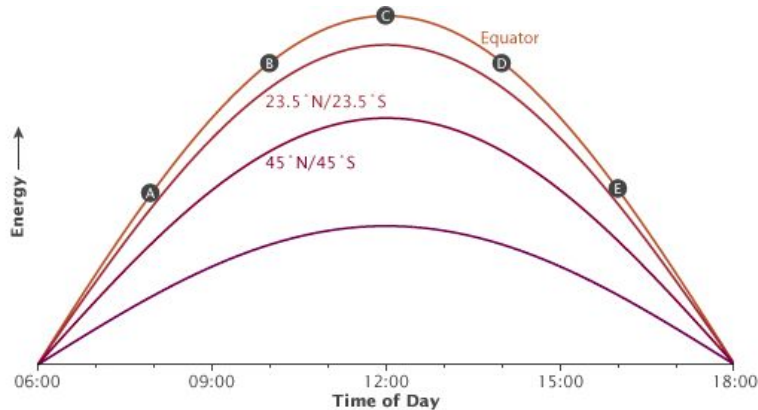
El ángulo horario

El ángulo horario h es ángulo entre el plano que se forma entre el eje de la Tierra y el cenit y otro plano que se forma entre el eje de la Tierra y un punto sobre la esfera.

h vale cero al mediodía, es negativo en la mañana y positivo en la tarde.

Medida de tiempo desde que el punto fue el meridiano local.

Medida de la hora del día.



¿Cómo calculamos la distancia al Sol en un punto del año?

Series de Fourier nos ayudan a calcular los parámetros orbitales que determinan el ángulo cenital.

$$\left(\frac{\bar{d}}{d}\right)^2 = \sum_{n=0}^2 a_n \cos(n\theta_d) + b_n \sin(n\theta_d)$$

n	a_n	b_n
0	1.000110	
1	0.034221	0.001280
2	0.000719	0.000077

Fórmula para la insolación

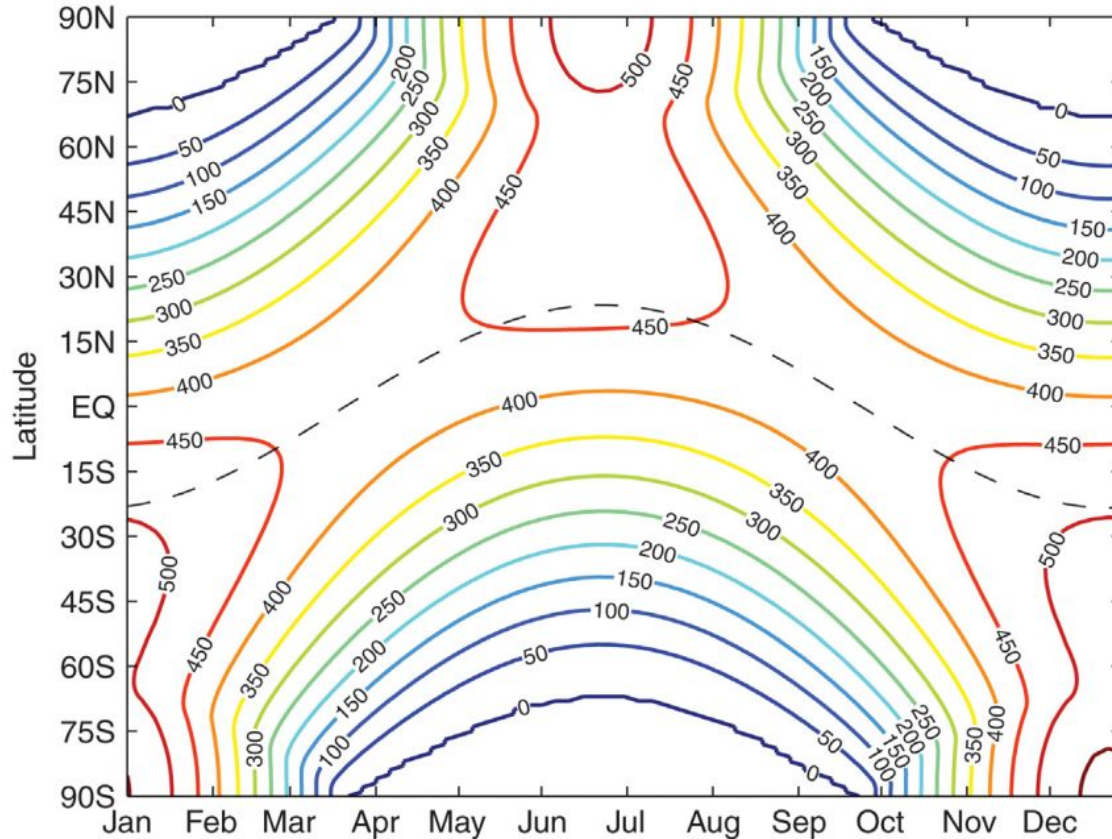
$$\bar{Q} = \frac{S_0}{\pi} \left(\frac{\bar{d}}{d} \right)^2 [h_0 \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \sin h_0]$$

Nos dice la insolación solar promedio para un día, para cada día del año y cada latitud.

A través de una ecuación relativamente sencilla, podemos explicar *cómo se distribuye la insolación en el planeta espacial y temporalmente*.

Supongamos que queremos calcular la insolación en la CDMX hoy ¿cómo le hacemos?

Distribución de la radiación solar



Hartmann.

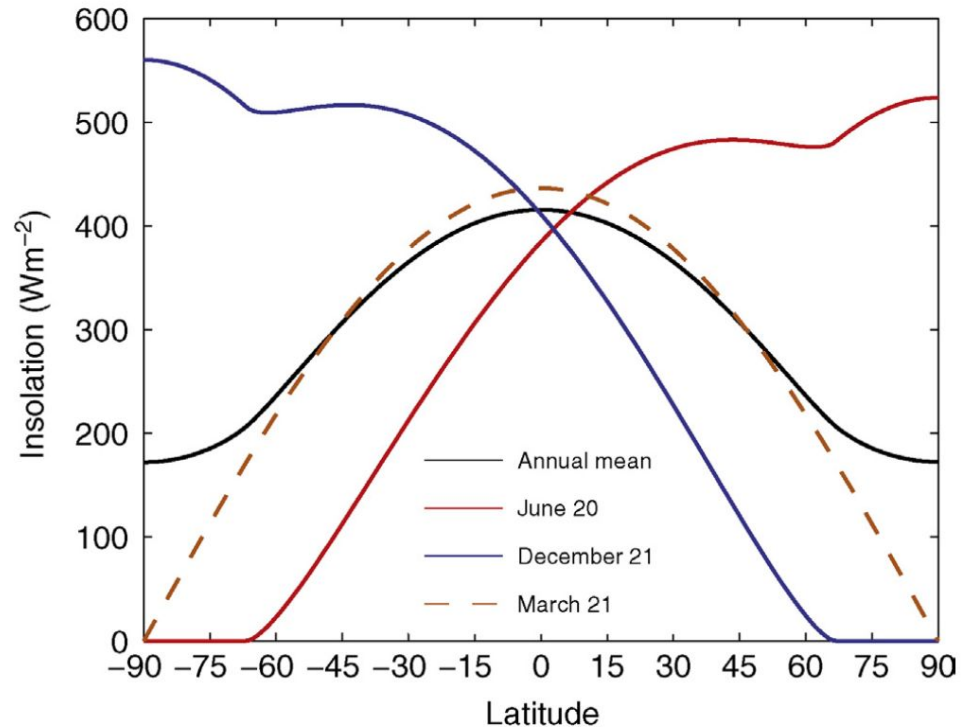
Mapa de contorno de la insolación como función de la latitud y el día del año.

¿Qué sucede en los polos durante el verano y el invierno?

¿Cómo se distribuye la insolación 1 día al año?

La radiación total incidente en un día depende del día del año y la latitud.

Mientras que los polos tienen días sin ver el Sol, los trópicos tienen una muy pequeña variación estacional.



Resumen

Cuadro 1: Parámetros utilizados en el cálculo de la insolación y la insolación promedio diaria

Parámetro	Símbolo	Proceso	Ecuación
Ángulo de declinación solar	δ	Estaciones	Ec. 34
Distancia Tierra-Sol	d	Excentricidad	Ec. 32
Ángulo cenital	θ_s	Ángulo de incidencia del Sol	Ec. 33
Latitud	ϕ	Posición en el planeta	
- Ángulo horario	h_0	Hora solar local	Ec. 35

$$\bar{Q} = \frac{S_0}{\pi} \left(\frac{\bar{d}}{d} \right)^2 [h_0 \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \sin h_0]$$

- McGuffie, capítulo 3.
- Neelin, capítulo 2.
- Pierrehumbert, capítulo 3.
- Hartmann, capítulo 2 y 3.
- Cook, capítulo 4.

Para leer más
