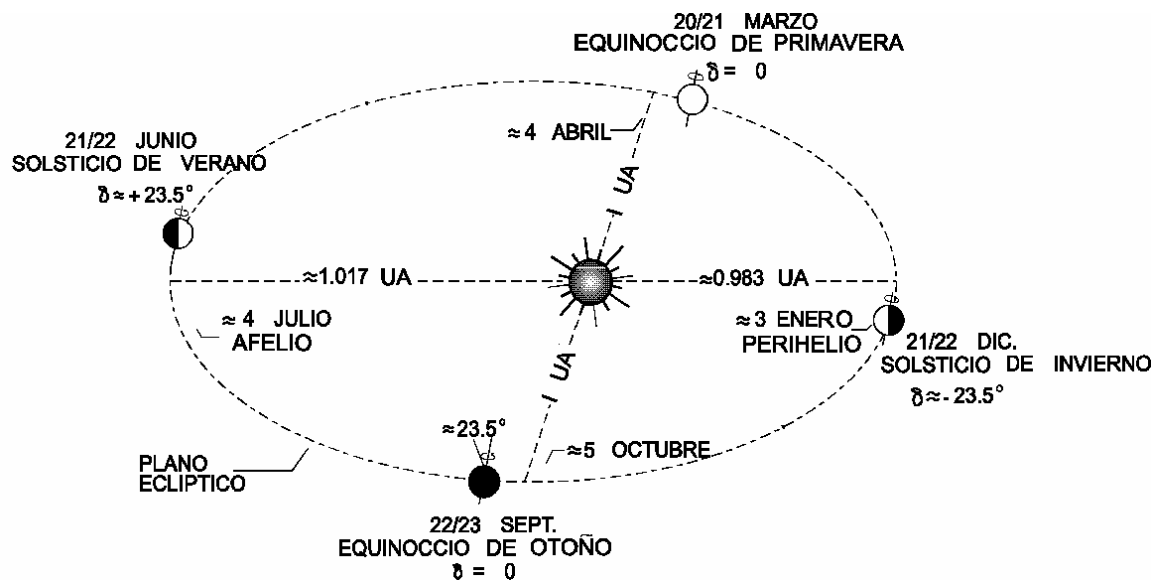


## CAPITULO DOS

### RADIACION EN LA ATMOSFERA



#### Contenido

##### 2.1 Introducción

##### 2.2 Radiación Solar

- 2.2.1 Emisión de Radiación Solar
- 2.2.2 Distancia entre el Sol y la Tierra
  - a) Angulo de Inclinación Solar
  - b) Excentricidad de la Órbita Terrestre
- 2.2.3 Altitud del Sol
- 2.2.4 Longitud del Día
- 2.2.5 Constante Solar

##### 2.3 Radiación Terrestre

- 2.3.1 Temperatura Efectiva de la Tierra
- 2.3.2 Albedo y Reflectividad
- 2.3.3 Absorción de Radiación Solar por la Atmósfera
- 2.3.4 Absorción de Radiación Terrestre por la Atmósfera

##### 2.4 Balance Radiativo en la Atmósfera Terrestre

- 2.4.1 Efecto de Invernadero
- 2.4.2 Efecto de la Nubosidad
- 2.4.3 Efecto de la Latitud
- 2.4.4 Balance de Calor en la Atmósfera

##### 2.5 Resumen

## 2.1 INTRODUCCION

**Radiación** puede ser definida como la emisión, propagación y absorción de la energía en forma de ondas electromagnéticas. El proceso de radiación se diferencia de las otras formas de energía, como convección y conducción, por el hecho de que estas siempre necesitan un medio de transmisión, ya sea sólido, líquido o gaseoso, mientras que la radiación de energía se puede presentar además en el vacío. La radiación que llega del sol a la tierra es la fuente principal de energía para la generación de los fenómenos en la atmósfera, en los océanos y, en general, para la vida en la tierra. Conforme el espectro total de radiación solar (ultravioleta, UV, visible e infrarrojo, IR) penetra la atmósfera, se va modificando, de tal manera que gran parte de la radiación UV e IR son absorbidas, mientras que principalmente es la radiación visible la que llega a la superficie terrestre. La atmósfera tiene un papel muy importante en el mantenimiento del balance entre la radiación solar que entra al sistema terrestre y la radiación que sale de la tierra, manteniendo un promedio global de temperatura superficial del orden de 15°C. Si la tierra no tuviera una atmósfera para absorber y distribuir el calor que nos llega del sol, entonces gran parte de esa energía solar sería reflejada inmediatamente y la temperatura media sobre la superficie terrestre estaría por abajo de los 0°C. Cuando la radiación solar llega a la superficie de la tierra, es transformada en calor y en radiación infrarroja. Esta energía es absorbida por la atmósfera y emitida de nuevo al espacio. En el término de un año y a primera aproximación, el sistema terrestre devuelve exactamente la misma cantidad de energía que llega del sol, pues de otra manera la tierra se calentaría (o se enfriaría) ilimitadamente, por lo que difícilmente se podría mantener la vida tal y como la conocemos actualmente.

Las diferencias, en tiempo y espacio, del campo de radiación (solar y terrestre) y las características de la superficie terrestre originan lo que se conoce como el **clima**. Aunado a esto, los distintos procesos dinámicos y termodinámicos entre la atmósfera, el océano y la tierra, finalmente darán origen a lo que se conoce como el **estado del tiempo** o **estado meteorológico**. Distintos factores, tales como la altitud, la latitud, la proximidad a los océanos, a los continentes, y otros, tienen un efecto importante en el balance de radiación y en el control del clima y de la meteorología en cada región del mundo.

## 2.2 RADIACION SOLAR

La principal fuente de calor que recibe la atmósfera proviene del sol, el cual está continuamente radiando energía en forma de ondas electromagnéticas. La cantidad total de energía solar que llega a la tierra depende de cuatro factores principales: (1) emisión de radiación solar; (2) distancia entre el sol y la tierra; (3) altitud del sol y (4) longitud del día.

### 2.2.1 Emisión de Radiación Solar

La temperatura en la fotosfera del sol,  $T_s$ , es de aproximadamente 5,785 °K; por lo que si se considera al sol como un cuerpo negro, este emitirá radiación electromagnética de acuerdo a la ley de Stefan-Boltzmann, derivada por los físicos austriacos Josef Stefan (1835 - 1893) y Ludwig Boltzmann (1844 - 1906), la cual establece que la radiación total emitida por un cuerpo,  $E$ , es proporcional a la temperatura,  $T$ , elevada a la cuarta potencia:

$$E = \varepsilon \sigma T^4 \quad (2.1)$$

donde  $\sigma = 5.669 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ }^\circ\text{K}^{-4}$  es la constante de Stefan-Boltzmann y  $\varepsilon$  es la emisividad (para un cuerpo negro,  $\varepsilon = 1$ , pero en general  $\varepsilon \leq 1$ ); entonces, dada la temperatura de la fotosfera solar,  $E$  será  $6.35 \times 10^7 \text{ Wm}^{-2}$ . Esta radiación es emitida perpendicularmente a la superficie del sol. Ya que el radio medio del sol,  $R_s$ , es de  $6.959 \times 10^8 \text{ m}$ , con un área total ( $A_s = 4\pi R_s^2$ ) de  $6.1 \times 10^{18} \text{ m}^2$ ; entonces se tendrá que el sol emite aproximadamente una cantidad total de radiación ( $E_s = EA_s$ ) de  $3.873 \times 10^{26} \text{ W}$ . Aunque el valor de  $E_s$  da el total de energía radiativa emitida por el sol, es interesante y necesario conocer la distribución espectral de esta radiación en función de la longitud de onda,  $\lambda$ , para lo cual se utiliza la Ley de Planck, derivada por el físico alemán Max Planck (1858 - 1947), que establece que el poder emisivo espectral,  $E_\lambda$ , de un cuerpo negro a cualquier longitud de onda y temperatura, está dado por la relación

$$E_\lambda = \frac{C_1}{\lambda^5 [\exp(C_2/\lambda T) - 1]} \quad (2.2)$$

donde  $E_\lambda$  está dada en unidades de  $Wm^{-2}\mu m^{-1}$ ;  $C_1 = 3.7427 \times 10^8 W\mu m^4m^{-2}$ ;  $C_2 = 1.4388 \times 10^4 \mu m^\circ K$ ;  $\lambda$  está dada en ( $\mu m$ ) y  $T$  es la temperatura del cuerpo negro ( $^\circ K$ ).

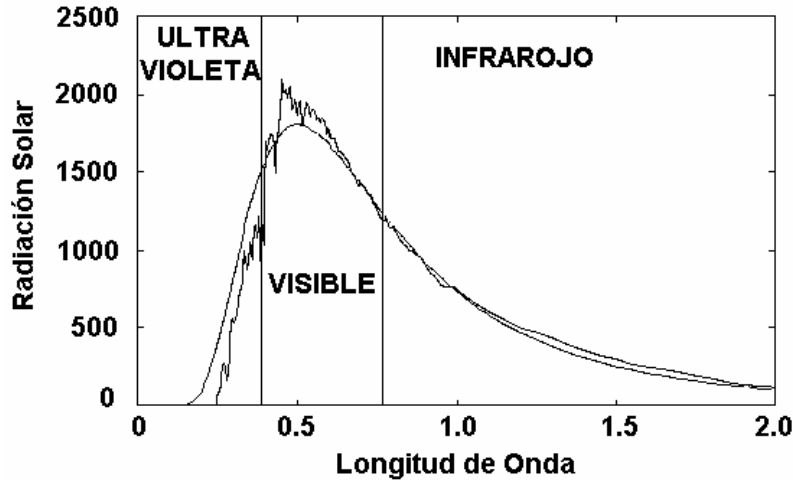


Fig. 2.1 Espectro electromagnético solar en el tope de la atmósfera. La línea punteada se derivó de la Ley de Planck, suponiendo una temperatura del sol de 5,785  $^\circ K$ ; la línea continua se derivó de observaciones hechas con instrumentación a bordo de cohetes y satélites, fuera del sistema terrestre. Las unidades en el eje vertical son  $Wm^{-2}\mu m^{-1}$  y en el eje horizontal son  $\mu m$  (Adaptado de Iqbal, 1983).

En la Fig. 2.1 se muestra el espectro electromagnético de la energía radiada por un cuerpo negro a la temperatura de 5,785  $^\circ K$ , derivada de la Ley de Planck. También se muestra el valor promedio de la radiación solar medida en el tope superior de la atmósfera terrestre.

La radiación electromagnética puede ser clasificada en términos de la longitud de onda, de la frecuencia o del número de onda. La frecuencia,  $\nu$ , se puede definir como

$$\nu = c / \lambda \quad (s^{-1}) \quad (2.3)$$

donde  $c$  es la velocidad de propagación de la radiación electromagnética ( $c = 2.998 \times 10^8 ms^{-1}$ , en el vacío). El número de onda,  $\eta$ , es el número de ondas por longitud unitaria, se define como

$$\eta = 1 / \lambda \quad (m^{-1})$$

Las unidades comunes de longitud de onda, usadas para el estudio de la radiación, son: el micrómetro ( $1 \mu m = 10^{-6} m$ ) y el Angstrom ( $1 \text{ \AA} = 10^{-10} m$ ). El espectro electromagnético puede ser dividido en rayos  $\gamma$  ( $\lambda < 2.4 \times 10^{-6} \mu m$ ), rayos X ( $2.4 \times 10^{-6} - 0.001 \mu m$ ), Ultravioleta ( $0.001 - 0.39 \mu m$ ), Visible ( $0.39 - 0.77 \mu m$ ), Infrarrojo ( $0.77 - 1000 \mu m$ ) y las ondas de Radio ( $\lambda > 1000 \mu m$ ). La radiación solar tiene un espectro de energía comprendido entre 0.1 y 4  $\mu m$ ; es decir, solo comprende el visible y parte del ultravioleta y del infrarrojo. El espectro Ultravioleta puede ser subdividido en 3 bandas:

UV máximo	(0.001 - 0.2 $\mu m$ )
UV lejano	(0.2 - 0.3 $\mu m$ )
UV cercano	(0.3 - 0.39 $\mu m$ )

El espectro Visible puede ser subdividido en 6 colores:

violeta	(0.39 - 0.455 $\mu m$ )
azul	(0.455 - 0.492 $\mu m$ )
verde	(0.492 - 0.577 $\mu m$ )

amarillo	(0.577 - 0.597 $\mu\text{m}$ )
naranja	(0.597 - 0.622 $\mu\text{m}$ )
rojo	(0.622 - 0.77 $\mu\text{m}$ )

Y el espectro Infrarrojo se puede subdividir en

IR cercano	(0.77 - 25 $\mu\text{m}$ )
IR lejano	(25 - 1000 $\mu\text{m}$ )

Nótese que en el espectro electromagnético de los rayos  $\gamma$  y rayos X, se están considerando radiaciones extra-solares, así como en el espectro del Infrarrojo se está considerando una banda mucho más amplia, en la que se incluye no solamente radiación solar, sino también radiación terrestre (ver sección 2.3). De la radiación solar, aproximadamente el 8 % es ultravioleta (UV), 46 % es visible (VIS) y 46 % es infrarroja (IR).

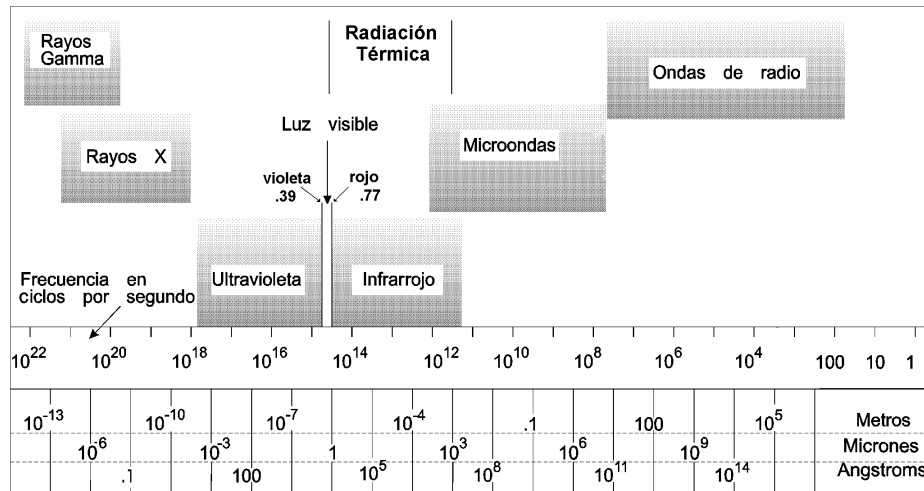


Fig. 2.2 Espectro electromagnético de radiación en el rango de  $\lambda < 10^{-3} \mu\text{m}$  (rayos  $\gamma$  y rayos X) hasta  $\lambda > 10^3 \mu\text{m}$  (microondas y ondas de radio). En este esquema se indica el rango de radiación térmica, el cual indica la región del espectro electromagnético que está relacionado con el calentamiento de la atmósfera, asociado al efecto de invernadero.

De acuerdo a la Ley de desplazamiento de Wien, derivada por el físico alemán Wilhelm Wien (1864 - 1928), la longitud de onda de la emisión de radiación máxima,  $\lambda_{\text{max}}$ , es inversamente proporcional a la temperatura absoluta del cuerpo radiante

$$\lambda_{\text{max}} = \alpha/T \text{ (}\mu\text{m)} \quad (2.4)$$

Con  $\alpha = 2897 \text{ (}\mu\text{m}^\circ\text{K)}$ . Para una temperatura, T, de 5,785 °K, la longitud de onda de máxima radiación solar será aproximadamente igual a 0.5  $\mu\text{m}$ ; es decir, dentro del visible, en la banda del color verde. En la Fig. 2.2 se presenta un esquema del espectro electromagnético, indicando la región del espectro de radiación termal, que se refiere a la región del espectro electromagnético relacionado con el calentamiento de la atmósfera, derivado del efecto de invernadero (ver Cap.9).

### 2.2.2 Distancia entre el sol y la tierra

La luz del día es el resultado de la radiación solar que ha viajado una distancia promedio de 1 Unidad Astronómica (1 UA =  $1.496 \times 10^8 \text{ km}$ ) del sol a la tierra. Debido a que la tierra gira alrededor del sol en una órbita elíptica, con el sol en uno de sus focos, entonces la distancia al sol varía continuamente, por lo que el flujo de radiación solar que incide sobre la tierra también varía a lo largo de la órbita de traslación de la tierra (Fig. 2.3).

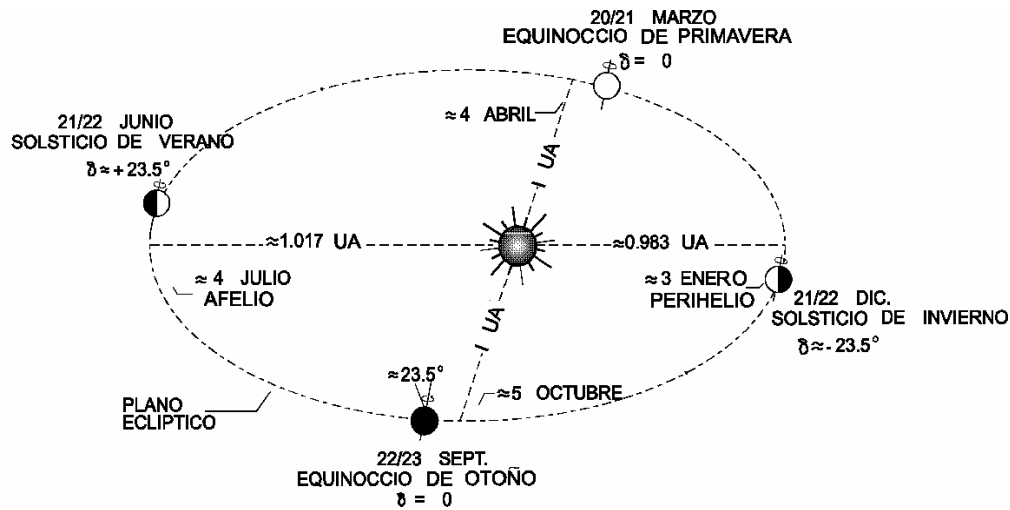


Fig. 2.3 Movimiento de traslación de la tierra alrededor del sol. EL sol se encuentra en uno de los focos de la órbita elíptica de la tierra (modificado de Iqbal, 1983).

Las dos cantidades físicas que determinan la magnitud de la radiación solar a lo largo del movimiento de traslación de la tierra son: a) el ángulo de inclinación solar y b) la excentricidad de la órbita terrestre.

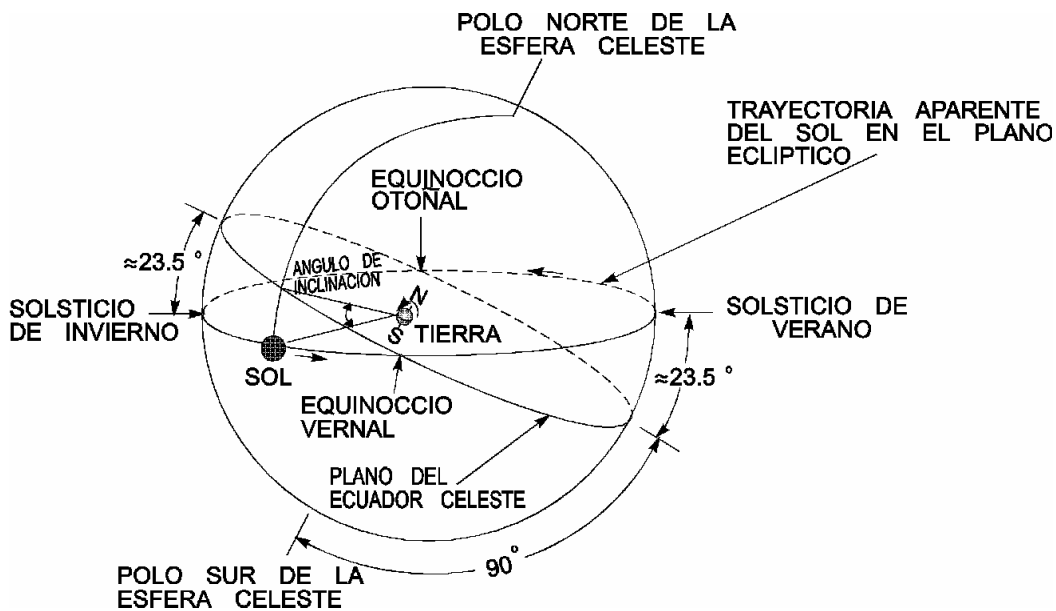


Fig. 2.4 Esfera celeste descrita por el movimiento aparente del sol alrededor de la tierra (Reproducida de Iqbal, 1983).

a) El **ángulo de inclinación solar**,  $\delta$ , también conocido como ángulo de declinación solar y definido como el ángulo entre el plano ecuatorial de la tierra y la línea que une el centro del sol con el de la tierra, es muy importante, pues sus variaciones estacionales permiten que haya regiones, como los polos, que pueden recibir una gran cantidad de radiación solar en ciertas épocas (verano) o prácticamente nada en otras (invierno). Como se sabe, la tierra gira sobre su propio eje polar, el cual forma el ángulo de inclinación terrestre,  $\delta_T$ , con la normal al plano eclíptico, cuyo valor constante es de  $23^\circ 26' 59''$ . Otra forma de definir el ángulo de inclinación solar es fijando la tierra, suponiendo que es el sol el que da vueltas alrededor de la tierra; de tal manera que el sol describirá una esfera celeste, como se observa en la Fig.2.4.

Los polos de esta esfera celeste coinciden con la extensión del eje polar terrestre, similarmente, el ecuador celeste también coincide con la extensión del plano ecuatorial terrestre. La intersección del plano ecuatorial con el plano de revolución del sol alrededor de la tierra (es decir, el plano eclíptico) hace un ángulo de  $23^{\circ} 26' 59''$ . Por una parte, el movimiento de rotación terrestre da lugar a los cambios diarios en la recepción de radiación solar; por otra parte, el movimiento de traslación terrestre, da lugar a los cambios estacionales en la recepción de radiación. Durante el movimiento diario, se puede considerar constante el ángulo de inclinación solar; sin embargo, conforme la tierra se traslada alrededor del sol, el ángulo de inclinación solar irá variando como se observa en la figura 2.5.

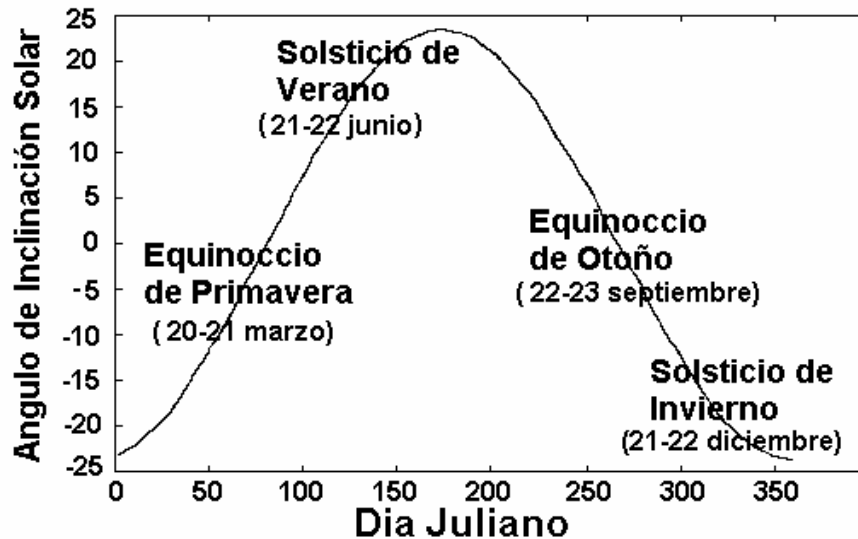


Fig. 2.5 Variación del ángulo de inclinación solar,  $\delta$ , a lo largo del año, mostrando los equinoccios de primavera y otoño ( $\delta = 0$ ) y los solsticios de verano ( $\delta = +23.5^{\circ}$ ) e invierno ( $\delta = -23.5^{\circ}$ ).

Nótese que si el ángulo de inclinación terrestre fuese igual a cero ( $\delta_T = 0^{\circ}$ ), entonces también  $\delta$  sería cero y prácticamente no se observaría un cambio estacional en la tierra, pues ambos hemisferios estarían siempre expuestos al mismo campo de radiación solar y el efecto debido a la distancia al sol solo dependería de la excentricidad de la órbita terrestre.

b) La segunda cantidad física es la **excentricidad de la órbita de traslación de la tierra alrededor del sol**,  $e$ , definida como la desviación de la órbita de un círculo. Entonces, un círculo tendrá excentricidad igual a cero, en este caso, un planeta con  $e = 0$  recibirá siempre la misma cantidad de radiación solar, a lo largo de un año; mientras que un planeta, como la tierra, que gira alrededor del sol en una órbita elíptica, con una excentricidad de  $e = 0.0164$ , recibirá una cantidad variable de radiación a lo largo de un año. Por ejemplo, durante el verano del hemisferio norte, la tierra se encuentra en su posición más alejada del sol (afelio), a una distancia aproximada de 1.017 UA, por lo que recibe menos energía; por el contrario durante el invierno del hemisferio norte, la tierra estará en su posición más cercana al sol (perihelio), a una distancia aproximada de 0.983 UA, por lo que la tierra recibirá una mayor cantidad de radiación solar. Como resultado de la excentricidad de la órbita, la tierra recibe aproximadamente un 6 % más de energía solar cuando se encuentra en el perihelio (noviembre, diciembre y enero) que cuando se localiza en el afelio (mayo, junio y julio).

Cuando los rayos del sol caen perpendicularmente en el trópico de Cáncer (latitud =  $23^{\circ} 27' N$ ), entonces se inicia el verano en el hemisferio norte. Por el contrario, el verano en el hemisferio sur se inicia cuando los rayos del sol forman un ángulo perpendicular con el trópico de Capricornio (latitud =  $23^{\circ} 27' S$ ). El perihelio se presenta el 3 de enero y el afelio el 4 de julio. La tierra está localizada a su distancia media del sol de 1 UA aproximadamente los días 4 de abril y 5 de octubre, donde  $\delta = 0$ . Estas distancias, sin embargo, fluctúan en el término de muchos años, pues la tierra está permanentemente influenciada por el efecto gravitacional de otros cuerpos celestes. Esta es una de las posibles causas del cambio climático global, ya que el hemisferio norte tiene una mayor cobertura de tierra, siendo más sensitiva a pequeñas variaciones de temperatura. Estos conceptos se discutirán más ampliamente en el capítulo 9.

Como consecuencia del ángulo de inclinación solar y de la excentricidad de la órbita terrestre, se tiene que la tierra recibe mayor cantidad de radiación solar durante el invierno que durante el verano del hemisferio norte, lo cual hace que haya una menor variación de calor entre el verano e invierno del hemisferio norte. Por el contrario, en el caso del hemisferio sur, la menor distancia entre la tierra y el sol ocurre en el verano; mientras que es en el invierno cuando más separados se encuentran, por lo que la diferencia entre verano e invierno en el hemisferio sur será mayor; es decir, si solo se tomara en cuenta este efecto, los inviernos del hemisferio sur serían más fríos que los del hemisferio norte, mientras que los veranos del hemisferio sur serían más cálidos que los del hemisferio norte. En teoría esta diferencia podría producir un aumento en la temperatura efectiva de la superficie terrestre durante los meses de enero y febrero del orden de 4°C en comparación con la de los meses de julio y agosto. Esto también podría hacer que los inviernos del hemisferio norte fuesen más cálidos que los del hemisferio sur. En la práctica, sin embargo, el efecto de continentalidad, y la circulación general de la atmósfera y del océano se superponen al forzamiento radiativo y se observa lo contrario, es decir que los veranos del hemisferio norte son más cálidos que los del hemisferio sur y los inviernos del hemisferio norte son más fríos que los del hemisferio sur.

### 2.2.3 Altitud del sol

La altitud del sol; es decir, el ángulo entre los rayos solares y el plano tangente a la superficie terrestre, también tiene un efecto importante en la distribución de radiación solar incidente en la tierra. Mientras más grande sea la altitud del sol (es decir, mientras más se acerquen a la perpendicular los rayos del sol), mayor será la radiación solar recibida por unidad de área sobre la tierra. Como se puede ver de la figura 2.6, la variación horaria de la altitud del sol, tiene un amplio rango durante el día, lo cual obviamente regulará la cantidad de radiación que cae en una determinada región geográfica.

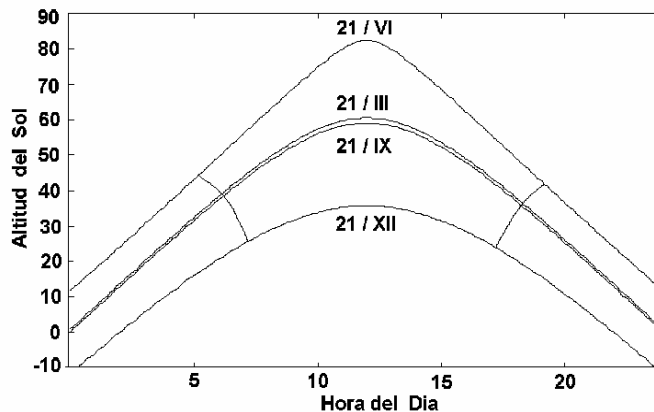


Fig. 2.6 Variación horaria del ángulo de altitud del sol determinado para la ciudad de Ensenada, Baja California (Lat: 31°). Cada curva corresponde al día en que se inicia la correspondiente estación, indicada en la parte superior. Las pequeñas curvas indican la hora en que sale y se mete el sol, por ejemplo: el día 21/XII, el sol sale a las 7:00 y se mete a las 17:00.

Independientemente de la localización geográfica, se puede observar que el valor máximo de temperatura en el hemisferio norte se encuentra alrededor de los meses de julio - agosto, mientras que el valor mínimo está en enero - febrero. La variación anual de la temperatura está ciertamente relacionada con la altitud del sol sobre cada uno de los sitios de observación, aunque se presenta un desfase del orden de un mes, el cual está asociado al tiempo que toma la tierra en balancear el calor de entrada con el de salida. Para cualquier sitio sobre el ecuador (0°N) a las 12:00 del día, el sol estará exactamente en el cenit los días 21 de marzo (inicio de primavera) y 21 de septiembre (inicio del otoño), mientras que los días 21 de junio (inicio del verano) y 21 de diciembre (inicio de invierno), el sol se encontrará a 23.5° del cenit. En la ciudad de México, localizada en 23.5°N, el día 21 de junio, el sol estará en el cenit (al inicio del período cálido), pero el 21 de diciembre, el sol se encontrará a 47° del cenit (al inicio del período invernal). Sobre Nueva York, localizado en 41°N, el sol nunca alcanzará a estar sobre el cenit, sino que solo podrá llegar a 17.5° al principio del verano; mientras que durante el invierno, el sol se encontrará haciendo un ángulo de 64.5° con el cenit

### 2.2.4 Longitud del día

La longitud del día; es decir, el tiempo que está expuesta la faz de la tierra a la radiación solar, también afecta la cantidad de energía solar que recibe la tierra. En el ecuador, por ejemplo, la longitud del día es del orden de 12 hrs. a lo largo del año; mientras que en los polos, varía de 0 hrs. en invierno a 24 hrs. en verano. La combinación de estos factores (la emisión de radiación, el ángulo de inclinación solar, la excentricidad de la órbita de traslación terrestre, la altitud del sol y la longitud del día con sol) produce el patrón de radiación solar (o insolación), recibido en el tope de la atmósfera, mostrado en la figura 2.7.

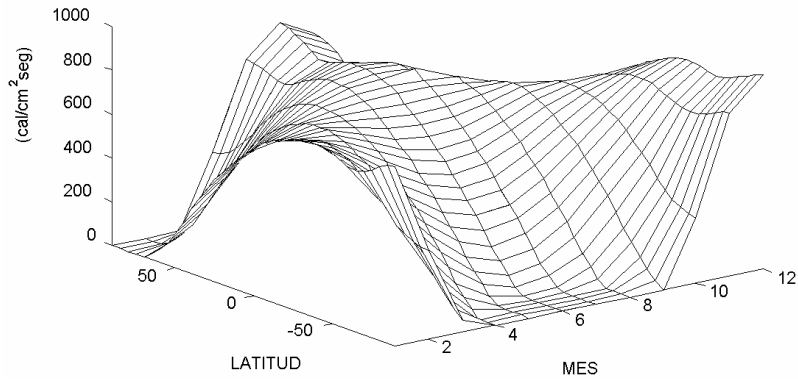


Fig.2.7 Variación de la insolación para toda la tierra, en el tope de la atmósfera, en función de la latitud y del mes del año. Se pueden notar las grandes cantidades de radiación solar recibida en los polos durante los correspondientes veranos, cuando la duración del día es de 24 horas (Adaptada de Barry y Chorley, 1982).

### 2.2.5 Constante solar

La constante solar,  $S_0$ , es la cantidad total de radiación solar (incluidas todas las longitudes de onda del espectro solar) por unidad de área que incide en un plano normal a la dirección de los rayos solares en la parte externa de la atmósfera terrestre a la distancia media entre el sol y la tierra. La cantidad  $S_0$  se puede derivar teóricamente de los siguientes conceptos: ya que el sol es prácticamente una esfera y la radiación solar es emitida perpendicularmente a su superficie en todas las direcciones, entonces, la energía radiante que nos llega del sol disminuirá inversamente al área formada por una esfera de radio de 1 U.A., es decir:

$$S_0 = \frac{E_s}{4\pi(1\text{u.a.})^2} = \frac{3.873 \times 10^{26} \text{ W}}{4\pi(1.496 \times 10^{11} \text{ m})^2} \approx 1377 \text{ Wm}^{-2} \quad (2.5)$$

Esta cantidad es simplemente la constante solar. Ahora, si multiplicamos esta cantidad por el área total del disco terrestre, ( $A = \pi R_T^2$ ) de  $1.27 \times 10^{14} \text{ m}^2$ , con el radio terrestre promedio,  $R_T = 6.367 \times 10^6 \text{ m}$ , que equivale a una cuarta parte del total de toda la superficie de la tierra (Fig.2.8), se obtiene que en el tope de la atmósfera se recibirá una cantidad de radiación dada por  $E_T = S_0 \pi R_T^2 = 1.748 \times 10^{17} \text{ W}$ . Que equivale aproximadamente a  $4.5 \times 10^{-9}$  del total de la energía emitida por el sol.

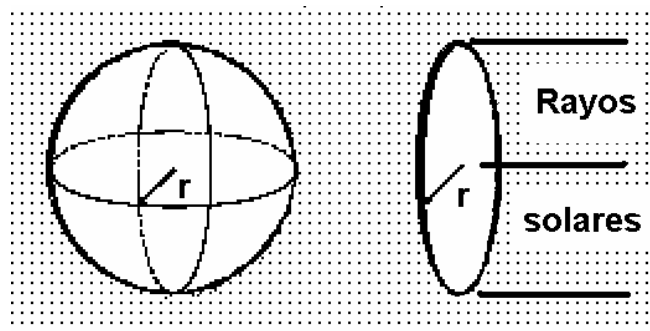




Fig.2.8 Area del disco terrestre que recibe directamente la radiación solar en cualquier momento. Circulo concéntrico alrededor del sol y a una distancia de 1 U.A.

La constante solar, se ha medido con satélites y tiene un valor promedio anual del orden de  $1370 \text{ Wm}^{-2}$ . Este valor de  $S_0$  fluctúa a través de los años y se ha observado que tiene una variación del orden de 0.5 % cuando existe mucha actividad solar, como por ejemplo en los ciclos de manchas solares. Desgraciadamente estas variaciones son del orden del error de las mediciones y en consecuencia no se pueden validar estadísticamente. Las manchas solares son regiones 'oscuras' (i.e. representan áreas más frías) que pueden ser vistas desde la tierra; su número y posición cambia de una manera regular conocida como el 'ciclo de manchas solares' con un período del orden de 11 años. La radiación solar en el espectro UV muestra una gran variabilidad, particularmente intensa, durante los máximos de manchas solares; mientras que la variabilidad disminuye durante los mínimos de manchas solares. Aunque se podría pensar que estas variaciones en intensidad estuvieran relacionadas con la variabilidad climática observada en la tierra, aún no se ha podido comprobar ninguna relación directa.

## 2.3 RADIACION TERRESTRE

Teóricamente, la tierra se encuentra en estado de equilibrio térmico; esto es, a lo largo del tiempo, su temperatura no aumenta ni disminuye. Esto en la práctica no es necesariamente cierto, y se puede notar claramente en el transcurso de varias decenas, cientos, miles o millones de años, como un cambio climático natural, o como se ha mencionado recientemente, que este equilibrio térmico, a corto plazo, puede estar variando por efecto de la contaminación del medio ambiente (ver Cap.9). El balance térmico significa que la cantidad de energía radiada al espacio exterior es igual a la energía que entra al sistema terrestre. En la sección anterior se analizó la cantidad de radiación emitida por el sol y la que es interceptada por la tierra; en esta sección se discutirá la emisión de radiación por la tierra, para lo cual se necesita conocer la temperatura de la superficie, y su efecto en el calentamiento de la atmósfera.

### 2.3.1 Temperatura Efectiva de la Tierra

Como se vio en la sección anterior, la tierra intercepta radiación solar,  $E_T$ , a una razón dada por el producto del flujo solar,  $S_0$ , y el área del disco terrestre,  $\pi R_T^2$ , equivalente a  $E_T = 1.748 \times 10^{17} \text{ W}$ . Sin embargo, no toda la radiación interceptada por la tierra es absorbida; una fracción de la energía incidente es reflejada de regreso al espacio, principalmente por las nubes (~ 20%), por los constituyentes atmosféricos (~ 6%) y por la superficie terrestre (~ 4%), para un total aproximado del 30%. La fracción de energía reflejada,  $E_R$ , se conoce como el **albedo** terrestre,  $\alpha$ , la cual depende de la naturaleza de los gases atmosféricos, de las nubes y de la superficie terrestre. El valor promedio del albedo determinado por observaciones astronómicas es del orden de  $\alpha = 0.3$ . Entonces la energía solar absorbida por el sistema terrestre (atmósfera, hidrosfera, criosfera, litosfera y biosfera),  $E_A$ , será:

$$E_A = E_T(1 - \alpha) = \pi R_T^2 S_0 (1 - \alpha) \quad (2.6)$$

Por otro lado, de acuerdo a la ley de Stefan-Boltzmann, la cantidad de energía terrestre radiada al espacio exterior, por unidad de área y tiempo, es  $E = \sigma T^4$ ; de tal manera que, para obtener el valor total de energía terrestre emitida al espacio,  $E_E$ , se debe multiplicar por el área total de la tierra (i.e. el área de la esfera =  $4\pi R_T^2$ ), obteniendo

$$E_E = 4\pi R_T^2 \sigma T^4 \quad (2.7)$$

Si ahora se iguala la energía absorbida con la energía emitida, suponiendo un equilibrio térmico perfecto, se obtiene:

$$E_A = E_E \quad (2.8)$$

por lo que la temperatura en que se alcanza este equilibrio será:

$$T_E = \sqrt[4]{\frac{S_0(1-\alpha)}{4\sigma}} \approx 255^{\circ}\text{K} \quad (2.9)$$

La temperatura calculada de esta forma se conoce como la temperatura efectiva de la tierra,  $T_E$ , la cual solo depende de la distancia de la tierra al sol (i.e. de la constante solar) y el albedo. Esto se puede interpretar como si la tierra, calentada por el sol, adquiere una temperatura de  $255^{\circ}\text{K}$  ( $\cong -18^{\circ}\text{C}$ ). Si la tierra no tuviese atmósfera, entonces la temperatura efectiva coincidiría con la temperatura de la superficie terrestre.

A medida que la atmósfera se hace más y más densa, la temperatura de la superficie terrestre difiere más de la temperatura efectiva, pues los distintos componentes atmosféricos como el vapor de agua, el dióxido de carbono, y otros gases denominados de invernadero, absorben intensamente esta radiación infrarroja, por lo que la atmósfera será calentada y, a su vez, re-emitirá radiación a la superficie terrestre, aumentando la temperatura de esta última a un valor aproximado de  $288^{\circ}\text{K}$  ( $\cong 15^{\circ}\text{C}$ ). Entonces, de acuerdo a la Ley de Planck, la tierra tendrá un espectro de radiación, principalmente en la región del infrarrojo entre los 3 y  $50\ \mu\text{m}$  (Fig.2.9).

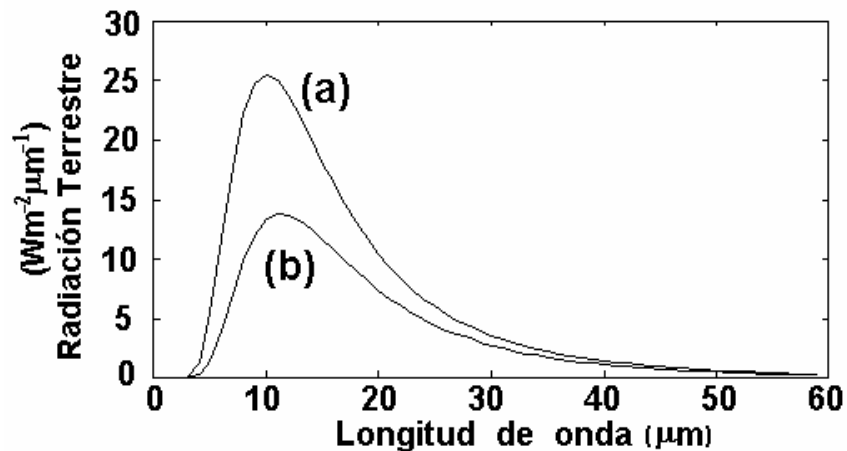


Fig.2.9 Espectro de radiación terrestre (a) temperatura de la superficie del suelo,  $T=288^{\circ}\text{K}$  ( $\cong 15^{\circ}\text{C}$ ) y (b) temperatura efectiva de la Tierra,  $T_e=255^{\circ}\text{K}$  ( $\cong -18^{\circ}\text{C}$ ).

### 2.3.2 Albedo, reflectividad y dispersión

La palabra **albedo** se deriva de la raíz latina **albus** que significa ‘blanco’; de tal manera que el albedo de un cuerpo es su capacidad de reflejar la luz (o su **reflectividad**). La radiación solar que llega a la tierra es intensamente reflejada por los cuerpos claros o ‘blancos’, tales como las nubes, el agua, la nieve, el hielo, los desiertos y las planicies; mientras que los cuerpos opacos o ‘negros’, tales como los bosques, las selvas y las ciudades, son relativamente malos reflectores de la luz. La nieve es quizás el mejor cuerpo natural que refleja la luz, también los topos superiores de las nubes, particularmente las muy profundas, tienen un gran albedo. Las nubes juegan un papel muy importante al reflejar la radiación solar (visible) y absorber fuertemente la radiación infrarroja (terrestre y solar). El porcentaje de la cobertura media de nubes en la tierra es del orden del 50 %; de tal manera, que las nubes y las nieves juegan un papel muy importante en el albedo terrestre. En la tabla 2.1 se muestran algunos albedos estimados para distintos cuerpos naturales.

Tabla 2.1 Reflección y absorción de la luz visible e infrarroja (en %) de algunas superficie		
Tipo de superficie	Reflección	Absorción
Bosque	4-10	90-96
Campo de pasto verde	10-15	85-90
Campo de pasto seco	15-25	75-85
Bahías y ríos	6-10	90-94

Agua (incidencia normal, 90°)	2-5	95-98
Agua (incidencia horizontal, 0°)	80-90	0-20
Nieve y hielo	46-86	14-54
Nubes densas (Cu, Sc)	56-81	5-9
Nubes ligeras (Ci)	35-40	< 5
superficie seca	15-25	75-85
superficie húmeda	10	90

Cuando se considera el albedo terrestre, el ángulo de incidencia de los rayos solares es un factor muy importante. Usualmente se tiene que la reflectividad (el albedo) disminuye conforme la altitud del sol aumenta; por ejemplo, en los polos, durante invierno, donde en general se tiene un ángulo de altitud cercano a cero, entonces se tendrá máxima reflectividad; por el contrario, en las regiones tropicales, en que la altitud es en general cercana a 90°, se tendrá una mínima reflectividad (Fig. 2.10).

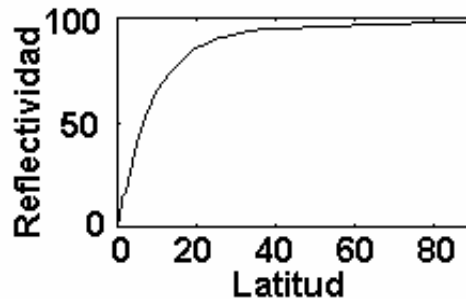


Fig.2.10 Reflectividad (%) de la superficie del mar en reposo en función de la latitud.

El fenómeno de la **dispersión** de la luz solar, producido por las partículas y constituyentes de un medio (tal como la atmósfera y el océano), se debe a que parte de la radiación incidente es ‘desviada’ de su dirección inicial; de tal manera, que mientras mayor es la energía mayor será la dispersión. Tanto la dispersión como la absorción de la luz dan lugar al color azul del cielo y del océano, creando lo que se conoce como la **brillantez del cielo**.

### 2.3.3 Absorción de radiación solar por la atmósfera

Del total de energía solar que penetra al sistema terrestre (i.e. 70 %), un 20 % es absorbido por la atmósfera libre (16 % por los constituyentes atmosféricos y 4 % por las nubes). En la atmósfera libre, los principales constituyentes atmosféricos que absorben la radiación solar (UV y visible) son: O<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, O, N y O<sub>3</sub>. El oxígeno y el nitrógeno atómicos, absorben en las bandas de rayos X hasta cerca de 0.085 μm; el oxígeno y el nitrógeno moleculares, absorben en diferentes bandas por abajo de los 0.2 μm; ya que estos gases se encuentran en la atmósfera superior, prácticamente no dejan pasar estas bandas de radiación solar, por abajo de los 90 km de altura. El ozono presenta algunas bandas de absorción en el UV (0.2 - 0.35 μm), el visible (0.45 - 0.77 μm) y el IR (> 4 μm). En el IR, los principales gases absorbentes en la atmósfera son: H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub>, N<sub>2</sub>O, CO, O<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> y N<sub>2</sub>. En particular, son el vapor de agua, en las bandas de 0.72, 0.82, 0.94, 1.1, 1.38, 1.87, 2.7, 3.2 y 6.3 μm, y el dióxido de carbono, en las bandas de 1.45, 1.6, 2.0, 2.7, 4.3, 4.8 y 5.2 μm, los principales absorbentes de la radiación solar en el infrarrojo, aunque no absorben el total de ella, como se observa en la Fig.2.11.

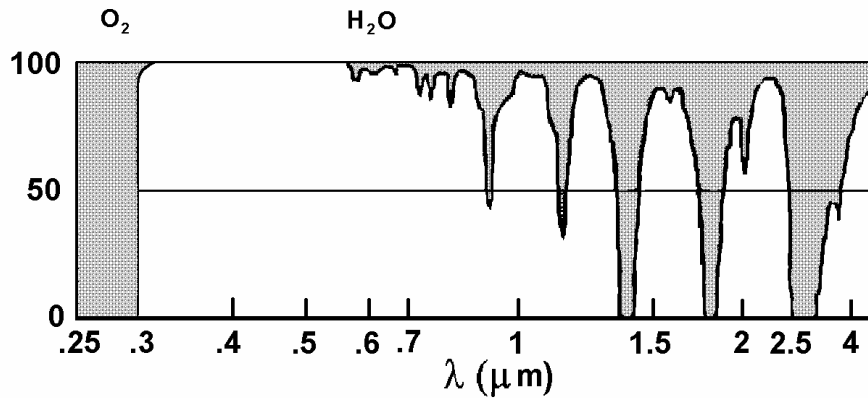


Fig.2.11 Transmisión espectral de la atmósfera (con el sol en el cenit y un equivalente de 2 cm de agua precipitable) en el visible y en el infrarrojo. (Reproducido de Ivanoff, 1977).

En la Tabla 2.2 se muestra la proporción de radiación solar absorbida y reflejada en el sistema terrestre.

Tabla 2.2. Absorción de radiación solar por la atmósfera y por la superficie terrestre

	Energía ( $10^{17}\text{W}$ )	Energía (%)
Energía solar en el tope de la atmósfera	$E_T = 1.748$	100
Energía solar reflejada por gases, nubes y superficie	$E_R = E_T (\alpha)$ $= 0.524$	30
Energía solar absorbida por el sistema terrestre	$E_A = E_T (1-\alpha)$ $= 1.049$	70
Energía solar absorbida por los gases atmosféricos	$E_{AG} = 0.270$	16
Energía solar absorbida por las nubes	$E_{AN} = 0.069$	4
Energía solar incidente en la superficie terrestre	$E_{IS} = 0.874$ $E_{IS} = E_{AS} + H + Q$	50
Energía solar transformada en calor sensible (H) y calor latente (Q)	$H + Q = 0.535$	30
Energía solar absorbida por la superficie terrestre	$E_{AS} = 0.339$	20

### 2.3.4 Absorción de Radiación Terrestre por la Atmósfera

En las secciones anteriores, se dijo que solo el 70% de la energía solar logra ser absorbida por el sistema terrestre, dando por consecuencia una temperatura efectiva del orden de  $T_E = 255^\circ\text{K}$  ( $-18^\circ\text{C}$ ). Este es el valor de la temperatura que se observa a una altura aproximada de 5 km sobre el nivel del mar, mientras que a menores alturas la temperatura se incrementa, hasta la superficie terrestre con un valor promedio global del orden de  $T = 288^\circ\text{K}$  ( $+15^\circ\text{C}$ ). Por otro lado, del 100% de la radiación solar que llega al tope de la atmósfera, solo el 50% logra penetrar hasta la superficie terrestre, de la cual el 20% es absorbida y un 30% es convertido en calor latente y sensible, con el que se generan los movimientos atmosféricos.

Entonces, si solo se tomara en cuenta ese 20% de la radiación solar absorbida por la superficie, la temperatura de la superficie terrestre solo alcanzaría un valor del orden de  $186^\circ\text{K}$  ( $-87^\circ\text{C}$ ); es decir, sería aún más fría que la propia atmósfera. Ya que la cantidad de calor proveniente de las distintas fuentes geotérmicas es prácticamente despreciable, en comparación con la radiación solar incidente, entonces se puede concluir que es la atmósfera la que está retroalimentando de energía radiativa a la superficie terrestre, calentándola. Para entender este proceso, considérese que la temperatura observada en la superficie terrestre, de cerca de  $15^\circ\text{C}$  ( $\sim 288^\circ\text{K}$ ), generará una emisión de radiación en el infrarrojo, principalmente en el rango de 4 a  $100 \mu\text{m}$  (ver Fig.2.9). La energía asociada a este espectro de radiación no es suficiente para disociar o ionizar los distintos gases atmosféricos, como es el caso de la energía solar en la alta atmósfera,

pero si es suficiente para incrementar la energía interna de las moléculas y átomos del aire, la cual es posteriormente transferida a la atmósfera en forma de energía cinética, por efecto de las colisiones moleculares.

Las moléculas más importantes en la absorción de radiación infrarroja son el H<sub>2</sub>O y el CO<sub>2</sub>; de tal manera que mientras mayor sea su concentración, mayor será la absorción de radiación infrarroja, y consecuentemente mayor calentamiento experimentará la atmósfera. Este es el caso típico de una noche cubierta de nubes en la que la temperatura de la superficie del suelo varía muy poco, como es el caso en las zonas costeras con neblinas; mientras que cuando la atmósfera está despejada de nubes, se pierde una considerable radiación térmica al espacio extraterrestre, disminuyendo drásticamente la temperatura, como es el caso en los desiertos. En la ventana del infrarrojo (de 7 a 12 μm), en la que ni el H<sub>2</sub>O ni el CO<sub>2</sub> son buenos absorbentes, otros gases, como el O<sub>3</sub>, el CH<sub>4</sub>, el N<sub>2</sub>O y los clorofluorocarbonos (CF<sub>2</sub>Cl<sub>2</sub> y CFCl<sub>3</sub>), logran retener una considerable parte de la energía. En la figura 2.12 se muestran los espectros de absorción de radiación terrestre (infrarrojo) para los principales gases de la atmósfera.

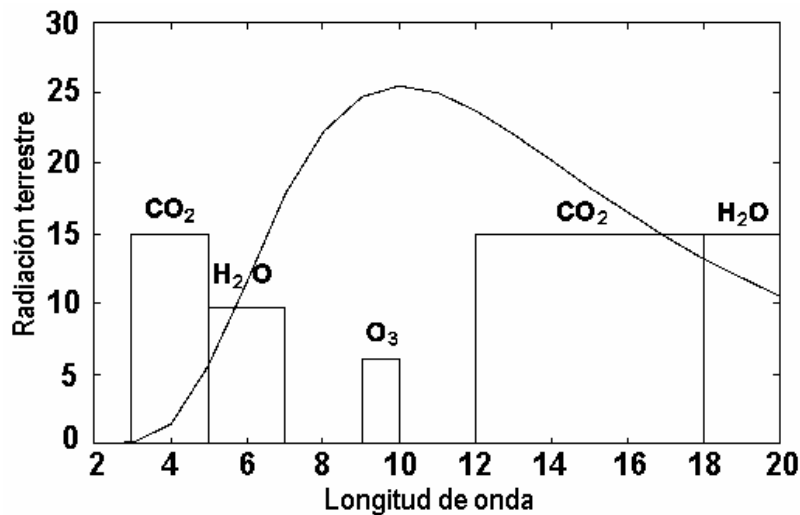


Fig.2.12 Espectro de absorción de los gases de invernadero. La línea continua es el espectro de radiación de la superficie terrestre (T = 288°K), en el rango de 2 - 20 μm; las barras indican las bandas en donde los constituyentes atmosféricos son importantes absorbentes de la radiación terrestre.

En general todos estos gases, conocidos como gases de invernadero, forman una **capa térmica atmosférica**, la que impide que el calor escape libremente hacia el espacio abierto. Estos gases de invernadero re-emiten en el infrarrojo en todas direcciones y como consecuencia, la superficie terrestre recibe una cantidad adicional de radiación infrarroja, proveniente de la misma atmósfera, del orden de  $E_{EA} = 1.661 \times 10^{17}$  W (que equivale al 95% del total de radiación solar interceptado por la tierra). De tal manera que la superficie recibe un total de energía, dada por la suma de la radiación solar absorbida,  $E_{AS}$  ( $0.339 \times 10^{17}$  W), mas la radiación infrarroja re-emitida por la atmósfera,  $E_{EA}$ , para un total de  $E_{TS} = E_{AS} + E_{EA} \cong 2.0 \times 10^{17}$  W, que finalmente, de acuerdo a la Ley de Stefan-Boltzmann, equivale a una temperatura del orden de 288°K (+ 15°C). Es decir que gracias al efecto de invernadero los rangos de temperatura se mantienen en niveles favorables para la existencia de la vida como la conocemos en la tierra.

#### 2.4 BALANCE RADIATIVO EN LA ATMOSFERA TERRESTRE

La atmósfera es casi totalmente transparente a la radiación visible y a la infrarroja solar, pudiendo pasar gran parte del espectro solar en estas bandas directamente a la superficie terrestre, excepto cuando la atmósfera está parcial o totalmente cubierta de nubes o por cualquier otro constituyente que impida el paso de la luz; de tal manera que esta energía de onda larga es atrapada por la atmósfera (Tabla 2.3). Esta energía no puede ser permanentemente acumulada por la atmósfera, pues si así fuese, la atmósfera se calentaría continuamente. En lugar de esto, la atmósfera re-emite radiación en todas direcciones, hacia

afuera del sistema terrestre y de regreso a la superficie de la tierra; de tal manera, que la superficie terrestre es calentada tanto por la radiación solar directamente en el visible e infrarrojo como por la radiación de la atmósfera en el infrarrojo. Por esta razón, la superficie de la tierra, tiene una temperatura mayor ( $T_{ST} \cong 288^{\circ}\text{K}$ ) que la temperatura efectiva ( $T_E \cong 255^{\circ}\text{K}$ ).

Tabla 2.3 Distribución de la radiación solar al nivel del mar, en condiciones de cielo claro y aire seco, [Reproducido de Kraus, 1977].			
Angulo Solar	UV	Visible	IR
0°	3 %	42 %	55 %
60°	2 %	42 %	56 %
75°	1 %	40 %	59 %
83°	0 %	30 %	70 %

### 2.4.1 Efecto de Invernadero

El fenómeno en el que la temperatura superficial de la tierra aumenta por efecto del paso de radiación visible a través de la atmósfera, y por la absorción de radiación infrarroja por la misma atmósfera, se conoce como el **Efecto de Invernadero**. Esto se puede representar gráficamente en el balance de calor terrestre y de la atmósfera, estimado a partir de observaciones meteorológicas, de la figura 2.13.

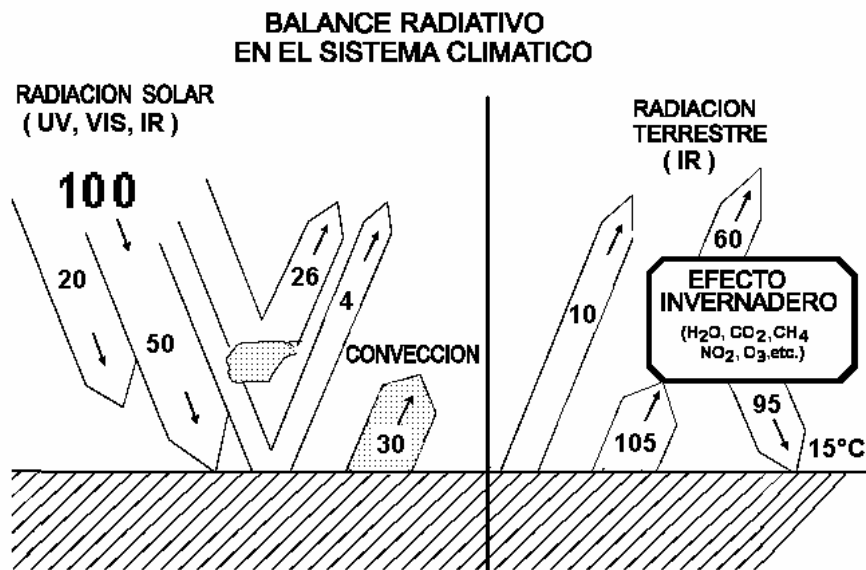


Fig.2.13 Balance de calor en el sistema atmosférico (%). En el lado izquierdo se indica la distribución de la radiación solar; en el lado derecho se indica la distribución de la radiación terrestre.

El lado izquierdo de la figura 2.13 muestra lo que sucede con el espectro de onda corta, visible y de onda larga de la radiación solar. Todas las cantidades se expresan en %, de tal manera que la radiación solar que incide en el tope de la atmósfera es el 100%. Cerca del 20 %, del flujo incidente, es absorbido por la atmósfera y cerca del 30 %, conocido como el albedo terrestre, es reflejado, 4 % por el suelo y 26 % por la atmósfera y las nubes, esta energía reflejada se pierde totalmente y no juega ningún papel en el calentamiento de la superficie terrestre ni de la atmósfera. Tanto la atmósfera como la superficie del suelo deberán perder la energía que ganan, pues de otra manera la temperatura aumentaría indefinidamente.

En el lado derecho de la figura 2.13 se muestra la radiación terrestre de onda larga. El flujo de radiación infrarroja emitida por el suelo es de 115 % (mas del doble de la energía solar que incide en la superficie), un 10 % sale directamente al espacio y un 105 % es absorbida por la atmósfera (por los conocidos gases de invernadero), la cual regresa un 95 % al suelo y emite un 60 % hacia el espacio exterior. Ya que 50 % de la radiación solar incide en el suelo, parecería que el suelo estuviera ganando un 30 % mas

de energía de la que emite; sin embargo, el exceso de energía se pierde en forma de calor latente (convección y evaporación) y calor sensible, procesos mediante los cuales se inyecta calor y humedad a la atmósfera, permitiendo la generación de una gran parte de los fenómenos meteorológicos.

Si no fuera por estos flujos de calor sensible y latente, la superficie de la tierra sería considerablemente más cálida (del orden de 340°K) en comparación con el valor observado (de 288°K = 15°C) para satisfacer los requisitos de balance radiativo y de equilibrio térmico. Junto con la transferencia radiativa, los intercambios de calor latente y sensible tienen una gran importancia como mecanismos que redistribuyen la energía dentro del sistema terrestre - atmósfera. Esta redistribución de calor latente y sensible se presenta como un intercambio de moléculas individualmente (conducción) o como el intercambio de parcelas de fluido (convección) que contienen distintas cantidades de humedad por unidad de masa. El principal mecanismo que distribuye la energía en la atmósfera es el proceso de convección; mientras que la conducción solo es importante en la capa límite planetaria, inmediatamente adyacente a la superficie terrestre, donde la fricción molecular es importante, y arriba de la turbopausa ( $\cong 100$  Km de altura), donde la trayectoria media libre de las moléculas es comparable a las dimensiones de los movimientos del fluido. Independientemente de que este proceso de conducción está limitado a unas regiones relativamente pequeñas, la conducción molecular tiene un papel vital en el intercambio de energía entre la atmósfera y la superficie terrestre.

### 2.4.2 Efecto de la Nubosidad

Si la cobertura de las nubes es considerable, entonces esta puede ser una importante barrera para la radiación solar (visible), reflejándola, y para la terrestre (infrarroja), absorbiéndola. La radiación absorbida y reflejada, dependerá de la cantidad total de nubosidad presente en la atmósfera (ver Fig. 2.14). El efecto de cobertura nubosa también sirve para retener la radiación terrestre; ya que de no existir la nubosidad, gran parte de la radiación terrestre se perdería al espacio, en el transcurso del día a la noche. Este efecto de barrera de la cobertura nubosa significa variaciones menos extremas de la temperatura superficial, pues durante el día las temperaturas no serían tan altas, mientras que durante la noche no serían tan bajas, como sería el caso de no existir una nubosidad que detuviera la radiación solar y terrestre, respectivamente.

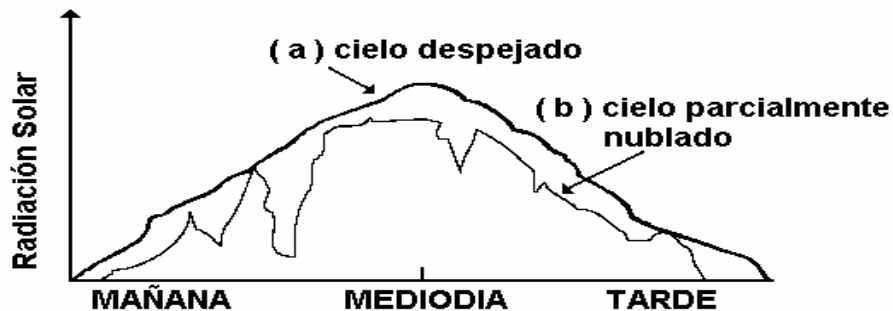


Fig.2.14 Efecto de la cobertura de nubes en la radiación solar incidente en la superficie terrestre: (a) en una atmósfera clara, sin nubes y (b) en una atmósfera parcialmente nublada.

### 2.4.3 Efecto de la Latitud

Como se ha visto, las distintas regiones de la tierra reciben diferentes cantidades de radiación solar. El efecto de la latitud es un factor importante, pues la posición geográfica determinará principalmente la duración del día con luz solar en la atmósfera; consecuentemente, mientras más oblicuo es el ángulo de incidencia (como por ejemplo en los polos), la radiación solar será mayormente absorbida por la atmósfera, pues esta tendrá que recorrer una distancia considerable, dentro de la atmósfera, antes de alcanzar la superficie terrestre, como se puede apreciar en la figura 2.15.

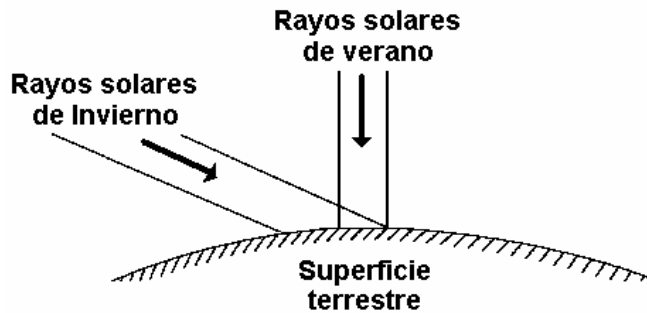


Fig.2.15 Trayectorias de la luz solar sobre la superficie terrestre. Durante el invierno los rayos solares forman un ángulo más oblicuo con la superficie, de tal manera que cruzan una mayor capa atmosférica que los rayos solares de verano.

Por supuesto estas diferentes distancias recorridas no serán el único factor, sino que también dependerá de la capacidad misma de la atmósfera para absorber radiación; por ejemplo, en las regiones polares la radiación solar recorrerá una mayor distancia que sobre el ecuador, sin embargo, la atmósfera polar normalmente tiene muy poca cantidad de vapor de agua, por lo que en condiciones normales, dada una cantidad de radiación solar en el tope de la atmósfera, esta penetrará más fácilmente a través de la atmósfera polar que a través de la atmósfera tropical, lo cual favorece la mayor penetración de radiación infrarroja en los polos (ver Tabla 2.3).

Una característica especial del efecto latitudinal, en la recepción de radiación solar, es que las máximas temperaturas no se alcanzan en la región ecuatorial sino en los subtrópicos. Para entender esto, es necesario tomar en cuenta varios factores; el paso de los rayos verticales del sol sobre el ecuador es relativamente rápido, mientras que conforme se aleja del ecuador también disminuye su paso, en el rango entre 6°N y 6°S los rayos verticales del sol permanecen solo un total de 60 días (tanto en primavera como en otoño), dando muy poco tiempo para un calentamiento considerable de la superficie terrestre. Por el contrario, en el intervalo de 17.5° - 23.5° N y S, los rayos verticales del sol permanecen por cerca de 86 días en cada hemisferio, obviamente dando un mayor tiempo para el calentamiento de estas regiones más subtropicales. Este efecto, combinado con el hecho de que los días con luz solar en los subtrópicos tienen una mayor duración que en el ecuador, debido a la inclinación del eje terrestre, entonces el resultado es un mayor calentamiento en los subtrópicos y consecuentemente una mayor temperatura promedio, que sobre el ecuador. En el hemisferio norte este desplazamiento al norte de la zona de máximo calentamiento es amplificado por el efecto de continentalidad, el cual hace que los subtrópicos de este hemisferio tengan en promedio una mayor temperatura que en el hemisferio sur. Por otro lado, el efecto asociado de la circulación atmosférica es un factor adicional que contribuye a la cobertura de nubes en la región tropical, por su movimiento convectivo ascendente, pero que en las regiones subtropicales (25°-35° N y S) inhiben la formación de nubes, por su movimiento de subsidencia. El resultado neto es que las regiones en que se observan las máximas temperaturas están entre los 25° y 30° N y S; sobre los continentes las temperaturas máximas se observan en los 23°N y 10°-15° S (Fig.2.16).

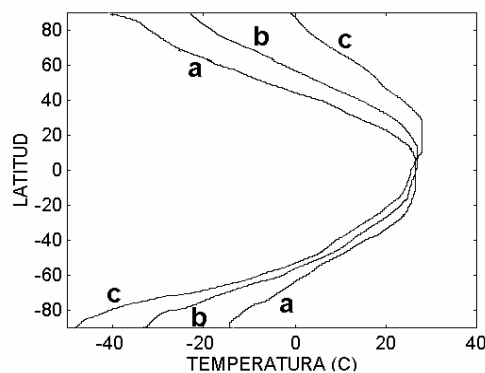


Fig.2.16 Variación latitudinal de la temperatura del aire en la superficie terrestre. (a) enero; (b) promedio anual; (c) julio. Los continentes son más cálidos en verano y más fríos en invierno que los océanos.



#### 2.4.4 Balance de Calor en la Atmósfera

El sol aporta aproximadamente el 99.7 % del calor que genera los distintos procesos en el sistema terrestre; el resto (aproximadamente 0.3 %) proviene de procesos geofísicos como la energía geotérmica (volcanes, aguas termales, etc.). La radiación solar es la principal fuente de energía que genera los movimientos de la atmósfera, permitiendo un balance de calor en todo el sistema terrestre. La energía se transporta de cuatro formas en la atmósfera: **energía cinética**, que es la energía asociada al movimiento de la atmósfera, representa los procesos dinámicos como la circulación general, los vientos, el transporte de masa, etc.; **energía potencial**, que es la energía que tiene una parcela de aire en función de su posición con respecto a la superficie del suelo y a la fuerza de gravedad; **energía latente**, que es el calor absorbido o liberado por las parcelas de aire húmedas cuando hay procesos de cambio de fase, para evaporar agua se requiere un calor, para fundir hielo se requiere calor (es decir el calor que se requiere para cambiar el estado del agua); y finalmente la **energía térmica**, que es la energía almacenada dentro de una masa de aire y solo se manifiesta cuando existe una diferencia de temperatura entre la masa del aire y el medio ambiente, generando un proceso de transferencia de calor sensible.

El sistema terrestre puede ser visto como una máquina de calor gigante, recibe una gran cantidad de calor del sol, utiliza una parte considerable para mantener distintos procesos como la circulación de la atmósfera y los océanos, para mantener la vida de la flora y fauna, y refleja al espacio lo que no se usa. En los capítulos 3 y 4 se discutirán con más detalle la energía latente, potencial y cinética.

#### 2.5 RESUMEN

La atmósfera tiene un papel muy importante y complejo en el balance de la energía radiativa que entra y sale del sistema terrestre. Independientemente de la gran cantidad de radiación solar que está continuamente entrando y de la radiación terrestre que está saliendo del sistema terrestre, el almacenamiento de esta energía se mantiene casi constante, variando muy lentamente en el largo plazo, es decir en el transcurso de varias décadas, siglos o miles de años.

La radiación solar que llega a la tierra depende de varios factores, tales como la distancia al sol, los movimientos de la tierra de traslación y rotación, y la dirección en que incide la radiación. Debido a que la temperatura de emisión solar es del orden de 5,785 °K, casi todo el espectro electromagnético solar, de importancia para el calentamiento terrestre, se encuentra en la región de onda corta (ultravioleta y visible); mientras que la tierra, al encontrarse a una temperatura efectiva del orden de 255 °K, tendrá un espectro de emisión en la región de onda larga (infrarrojo). Si la tierra no tuviese atmósfera, la temperatura promedio que se alcanzaría, en un equilibrio entre la radiación solar incidente y la radiación terrestre emitida, sería del orden de 255°K (- 18°C); sin embargo, gracias a la atmósfera y en particular a los gases de invernadero, la radiación emitida por la superficie terrestre logra ser retenida, retroalimentando a la misma atmósfera y a la superficie terrestre, para así tener una temperatura promedio global del orden de 288°K (+ 15°C).

No toda la radiación solar que llega al tope de la atmósfera logra penetrar hasta la superficie de la tierra. Un 30% es reflejado directamente sin afectar la tierra, del 70% restante, aproximadamente un 20% es absorbido por la atmósfera (principalmente por el O<sub>2</sub> y el O<sub>3</sub>). Del 50% restante, que es absorbido por la superficie terrestre, un 30% se transforma en movimiento de la atmósfera y de la hidrosfera, las cuales transportan el exceso de calor de los trópicos hacia los polos. El otro 20% es transformado en radiación de onda larga, la cual es emitida a la atmósfera, reteniéndola por el efecto de invernadero, para después reemitirla a la superficie y al espacio exterior, manteniendo un balance radiativo en el sistema terrestre. Los principales gases de invernadero son: el vapor de agua, el dióxido de carbono, el metano, el óxido nitroso y los clorofluorocarbonos, los cuales retienen un gran porcentaje de la radiación infrarroja terrestre.