

EL SOL

- ESTRUCTURA SOLAR
- FLUJOS SOLARES
- CICLO SOLAR
- DISTANCIA TIERRA - SOL

RADIACIÓN SOLAR (I)

- DISTRIBUCIÓN ESPECTRAL DE LA RADIACIÓN SOLAR
- LEYES DE LA RADIACIÓN
- MAGNITUDES RADIATIVAS
- UNIDADES DE MEDIDA
- INSTRUMENTOS DE MEDIDA
- NORMALIZACIÓN
- CONSTANTE SOLAR

RADIACIÓN SOLAR (II)

- ATENUACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR
 - Dispersión
 - Reflexión (albedo)
 - Absorción por gases y partículas en suspensión (Efecto Invernadero)
- RADIACIÓN INCIDENTE SOBRE LA SUPERFICIE TERRESTRE
 - Radiación directa
 - Radiación difusa
 - Radiación global
- BALANCE RADIATIVO

RADIACIÓN ULTRAVIOLETA

- LA RADIACIÓN ULTRAVIOLETA Y SUS EFECTOS EN LA SALUD
- ¿QUÉ HACER FRENTE A LOS EFECTOS DE LA RADIACIÓN UV?

VARIACIÓN ESPACIO TEMPORAL

- DISTRIBUCIÓN GLOBAL DE LA RADIACIÓN SOLAR
- DISTRIBUCIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL DE LA RADIACIÓN SOLAR EN COLOMBIA
- COMPORTAMIENTO DE LA RADIACIÓN EN BOGOTÁ
 - Radiación Global
 - Radiación Ultravioleta y Visible

PROGRAMA NACIONAL DE RADIACIÓN

- RADIACIÓN ULTRAVIOLETA
- RADIACIÓN GLOBAL
- GRUPO PROGRAMA DE RADIACIÓN

EL SOL



Figura 1. El sol.

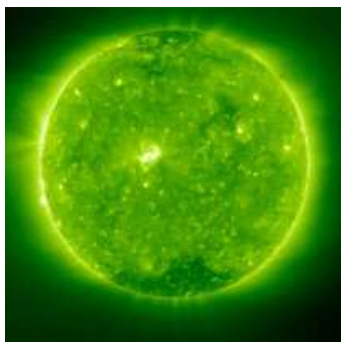


Figura 2. Campo magnético del sol.

El sol es la estrella más próxima a la Tierra y se encuentra a una distancia promedio de 150 millones de kilómetros. Es la principal fuente primaria de luz y calor para la Tierra. Un análisis de su composición en función de su masa establece que contiene un 71% de Hidrógeno, un 27% Helio, y un 2% de otros elementos más pesados. Debido a que el Sol es gas y plasma, su rotación cambia con la latitud: un periodo de 24 días en el ecuador y cerca de 36 días en los polos (Ver tabla 1). La diferencia en la velocidad rotacional conjuntamente con el movimiento de los gases altamente ionizados generan sus campos magnéticos (Ver figura 2).

El Sol contiene más del 99% de toda la materia del Sistema Solar y se formó hace 4.500 millones de años. Ejerce una fuerte atracción gravitatoria sobre los [planetas](#) y los hace girar a su alrededor.

Tabla 1. El Sol en Números

Masa (kg)	1,989x10 ³⁰
Masa (Tierra = 1)	332.830
Radio ecuatorial (km)	695.000
Radio ecuatorial (Tierra = 1)	108,97
Gravedad en su superficie (Tierra=1)	28
Densidad	1,41
Período Rotacional (días)	25-36
Energía radiada por su superficie (kw/m ²)	63.000
Energía emitida por segundo	
Ergios	3,827x10 ³³
Kilovatios	3,96x10 ²³
Temperatura media en la superficie	5.800°K
Edad (miles de millones de años)	4,5
Componentes químicos principales	Porcentaje*
Hidrógeno	92,1%
Helio	7,8%
Oxígeno	0,061%
Carbono	0,030%
Nitrógeno	0,0084%
Neón	0,0076%
Hierro	0,0037%
Silicio	0,0031%
Magnesio	0,0024%
Azufre	0,0015%
Otros	0,0015%

* Porcentaje en función del número de átomos.

ESTRUCTURA SOLAR

El Sol se encuentra formado por seis regiones principales (Figura 3):

- **El núcleo**, contiene un 40% de la masa del Sol, menos del 2% del volumen total, ocupa un cuarto del radio solar y genera el 90% de su energía, en un proceso de fusión termonuclear en el cual el hidrógeno se transforma en helio. El hidrógeno contenido en el núcleo del Sol se encuentra ionizado como protones, los cuales se fusionan formando núcleos atómicos de helio, liberando energía en el proceso. Su temperatura se estima en 15 millones de grados Kelvin ($^{\circ}\text{K}$) y su densidad de 150 gm/cm^3 .
- **La zona radiativa**, circunda al núcleo; contiene un gas tan denso, que los fotones o radiación electromagnética provenientes del núcleo duran cientos de miles de años atravesando esta zona para poder llegar a la superficie del Sol. La energía generada en el núcleo se difunde a través de la zona radiativa por absorción y emisión atómica. Las temperaturas en esta región alcanzan los $130.000 \text{ }^{\circ}\text{K}$. Esta zona está localizada una distancia entre 160.000 km y 485.000 km del centro solar.
- **Zona convectiva**, es una región con mucha agitación donde circula el plasma y los gases ascienden muy calientes, se enfrían y descienden. Esta circulación es el principal mecanismo de transferencia de energía a la superficie solar. Estos procesos convectivos son observados en la superficie del Sol como pequeños gránulos y supergránulos en forma de celdas de 3.000 km de radio.
- **La Fotosfera**, es la superficie visible del Sol; rodea la zona convectiva; posee un espesor de aproximadamente 300 Km , es gaseosa y de baja densidad (10^{-8} g/cm^3). Sus gases están fuertemente ionizados y con la capacidad de absorber y emitir radiación. La mayor parte de la radiación solar que nos llega proviene de esta capa, su temperatura es cercana a los $5.800 \text{ }^{\circ}\text{K}$. En esta zona se observan áreas oscuras llamadas manchas solares las cuales son las partes más frías de la superficie con temperaturas de $3.800 \text{ }^{\circ}\text{K}$. Su tamaño es similar al de un planeta; allí se presentan intensos rizos magnéticos.
- **La Cromosfera**, que está justo sobre la fotosfera, es una fina región de gas que se observa con un color rojizo-anaranjado, de unos 10.000 Km de espesor. Es esencialmente transparente a la radiación emitida desde la fotosfera.
- **La Corona**, es la tenue atmósfera exterior compuesta de un halo, el cual, sólo se ve durante los eclipses totales de sol.

El sol es muy estable, gracias a ello la temperatura en la Tierra es relativamente constante, condición que permanecerá inalterable por mucho tiempo respecto a la escala de la vida humana. Ha cambiado muy poco en los últimos tres mil millones de años y se estima no cambiará mucho en los próximos tres mil millones. Por esta razón se considera que su radiación es una fuente inagotable de energía.

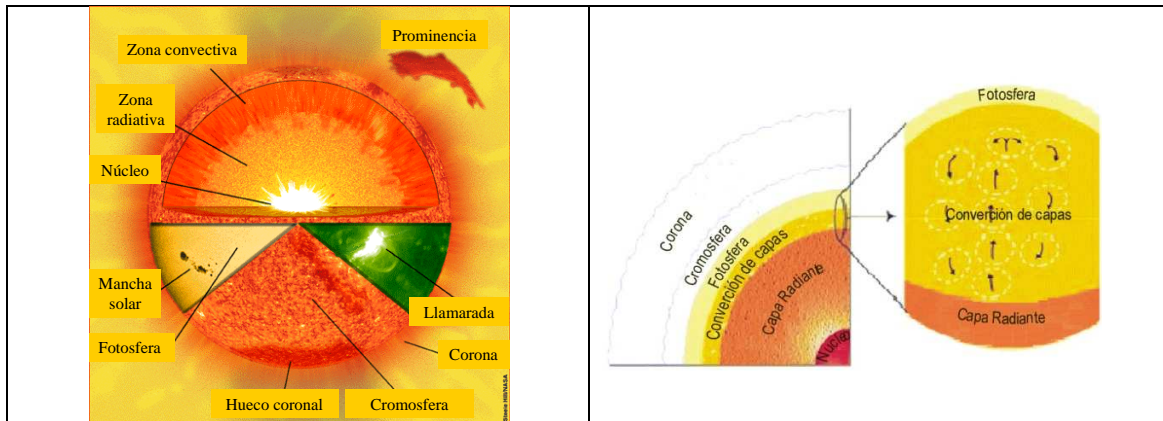


Figura 3. Estructura del sol. (Fuente: Atlas solar. IDEAM, 2004).

FLUJOS SOLARES

Para efecto de utilización de la energía solar, el Sol puede considerarse de manera simplificada como un cuerpo negro^[1] a una temperatura de 5.762°K. A esta temperatura el Sol emite energía que se propaga por el espacio a la velocidad de la luz y recorriendo la distancia media Sol-Tierra en 8 minutos 18 segundos; esta notable lentitud del flujo de energía es de gran importancia para la vida en el planeta Tierra, pues asegura un suministro estable de energía, minimizando cualquier variación que pudiera ocurrir en el centro solar. La energía solar que ingresa a la Tierra representa su principal fuente energética; el Sol proporciona el 99,7% de la energía usada para todos los procesos naturales.

La energía solar se crea en el interior del Sol, donde la temperatura llega a los 15 millones °K, con una presión altísima, que provoca reacciones nucleares. Se liberan *protones* (núcleos de hidrógeno), que se funden en grupos de cuatro protones para formar *partículas alfa* (núcleos de helio). Cada partícula alfa pesa menos que los cuatro protones juntos. La diferencia se expulsa hacia la superficie del Sol en forma de energía. En este proceso, cada segundo, una masa aproximada de 4,4 millones de toneladas irradia $3,96 \times 10^{23}$ kilovatios. Un gramo de materia solar libera tanta energía como la combustión de 2,5 millones de litros de gasolina.

La radiación electromagnética proveniente del Sol se propaga radialmente en el espacio vacío y su intensidad disminuye con el cuadrado de la distancia. Debido a que la densidad de partículas en el espacio es muy pequeña (10^{-8} Kg/m³), la radiación solar prácticamente no interactúa con la materia en su recorrido hasta la capa exterior de la Tierra.

La energía transmitida por las ondas electromagnéticas no fluye en forma continua sino en forma de pequeños paquetes de energía. A estos conjuntos discretos de energía se les denominan fotones. La cantidad de energía de los fotones es menor o mayor según la longitud de la onda electromagnética. La energía de los fotones de las ondas largas, como las de radio y televisión es muy pequeña. En cambio, la energía de los fotones de las ondas muy cortas, como los rayos X es grande.

En la parte superior de la atmósfera terrestre, sobre una superficie perpendicular a la radiación, se presenta una potencia promedio de 1.367 w/m², cantidad denominada Constante Solar.

CICLO SOLAR

La energía producida por el Sol no se emite uniformemente a través de su superficie sino que sufre variaciones, con épocas de emisión máxima y otras de mínima, con un período aproximado de 11 años. Este período se conoce como el Ciclo Solar.

En la fotosfera (capa exterior del sol que se ve), se forman las manchas solares (Ver figura 4), que son regiones de la superficie solar representadas por zonas oscuras, frías, extremadamente magnetizadas y efímeras (una mancha solar sólo dura unos pocos días o semanas antes de desaparecer. Tan pronto como una de ellas desaparece, otra emerge y toma su lugar), cuyo diámetro puede superar los 130.000 Km y con temperaturas del orden de los 3.800 a 4.000 °K. En las manchas solares las líneas de los potentes campos magnéticos del sol emergen de la fotosfera y forman en el exterior extensos bucles magnéticos locales. Estas erupciones se deben a que la parte ecuatorial de la superficie solar gira más rápido que en las otras latitudes. Los potentes campos magnéticos presentes en las manchas inhiben el flujo local de calor procedente de las capas inferiores, de forma que son unos 1.500 °K más frías (Smoluchowski, 1986) y por tanto más oscuras que el resto de la superficie visible. El número de manchas solares en el sol no es constante y cambia en el período de 11 años en promedio (Ver figura 5), estando la actividad solar directamente relacionada con este ciclo.

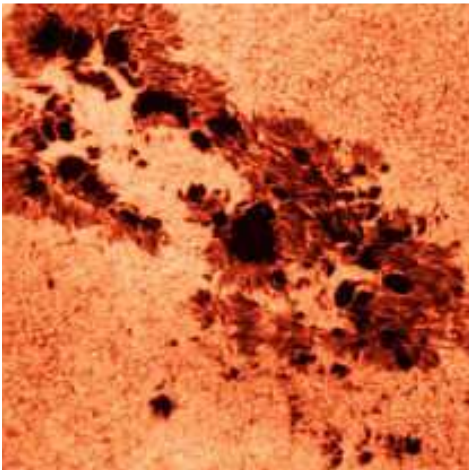
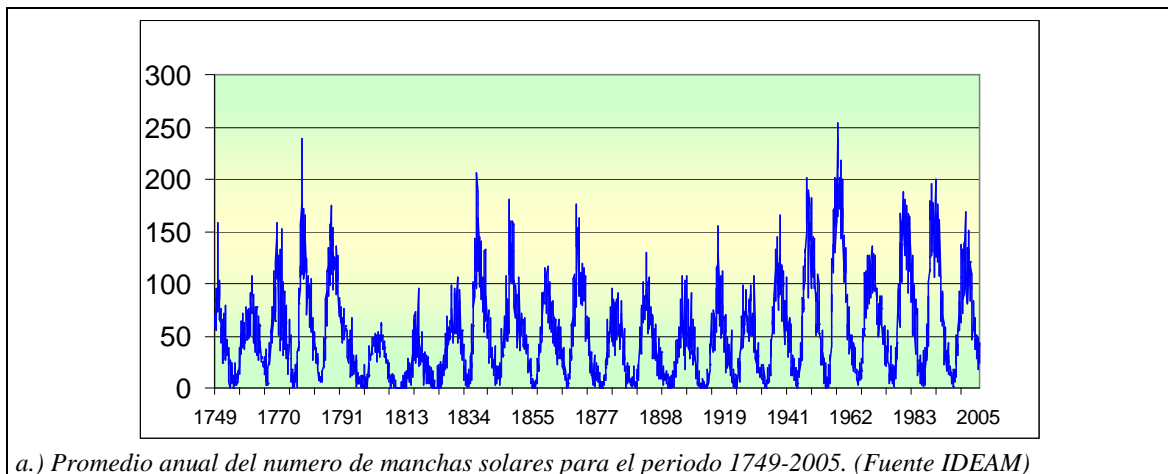


Figura 4. Manchas solares.



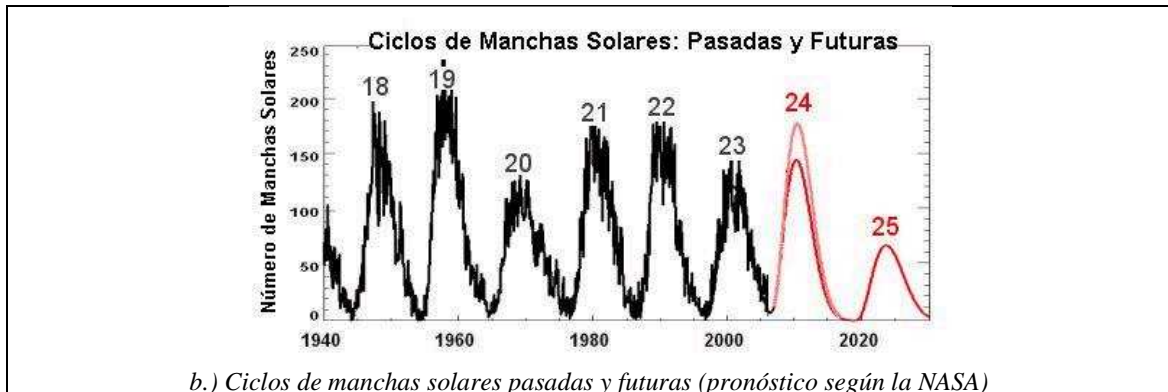


Figura 5. Numero de manchas solares pasadas y futuras.

Los extremos del ciclo son el mínimo solar y el máximo solar. El ciclo solar no es exactamente de 11 años. Su longitud, medida desde el mínimo hasta el máximo, varía: el más corto puede ser de 9 años, y el más largo de 14. En el máximo, el Sol se encuentra salpicado con manchas, llamaradas, y arroja miles de millones de toneladas de nubes y gas electrificado hacia la Tierra. Es un buen momento para observar las auroras. Fluctuaciones en la potencia eléctrica, satélites inutilizados, defectos en el funcionamiento de los dispositivos de los GPS, son ejemplos de lo que puede pasar durante el máximo de actividad solar.

El mínimo solar es diferente. Las manchas solares son pocas, a veces, pueden pasar días o semanas sin una mancha. Las llamaradas solares disminuyen. Cuando desaparecen las manchas solares, se produce un rompimiento de las líneas magnéticas que generan el desprendimiento local y explosivo de enormes cantidades de energía que transporta calor y gases de hidrogeno, eléctricamente cargados y luminosos.

El número de manchas solares es el mejor indicador conocido de la actividad solar y sirve para predecir, con años de anticipación, cuando aparecerán los próximos picos y valles. El último máximo del ciclo solar fue a finales del 2000 (Ver figura 6). De este modo y según el Centro Marshall de Vuelos Espaciales de la NASA, el próximo mínimo solar aparecerá a finales del 2006. La actividad solar se intensifica rápidamente después del mínimo solar y de acuerdo a los últimos ciclos, el máximo solar ha seguido al mínimo solar después de 4 años, por lo que el próximo máximo (ciclo de manchas solares número 23) se presentará en el 2010.

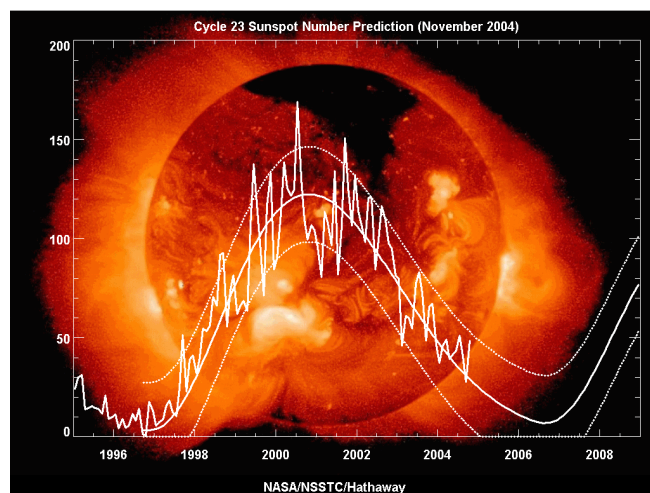


Figura 6. Predicción del número de manchas solares según el Centro Marshall de Vuelos Espaciales de la NASA

La relación entre el clima y la actividad solar es fuerte y la variabilidad solar es tomada como la principal y única fuente natural de la variabilidad del clima de la Tierra (Charvatova et al, 1995). Se han efectuado relaciones entre el ciclo de once años de las manchas solares con el clima y parece existir una respuesta en el comportamiento de algunos parámetros climáticos, como la cantidad de ozono estratosférico y la temperatura de la Tierra y su atmósfera. Algunas medidas y modelos indican que el ciclo solar es responsable de la variación máxima de la temperatura estratosférica, aproximadamente entre 2 y 3 °K en la estratopausa, y de una variación del orden del 5% del ozono en la alta estratosfera, a 43 km de altitud (Chandra et al., 1994).

Actualmente el Sol se estudia desde satélites, como el *Observatorio Heliosférico y Solar (SOHO)*, dotados de instrumentos que permiten apreciar aspectos que, hasta ahora, no se habían podido estudiar.

Además de la observación con telescopios convencionales, se utilizan: el coronógrafo, que analiza la corona solar; el telescopio ultravioleta extremo, capaz de detectar el campo magnético, y los radiotelescopios, que detectan diversos tipos de radiación que resultan imperceptibles para el ojo humano.

DISTANCIA TIERRA - SOL

La Tierra en su movimiento alrededor del sol describe una órbita elíptica, algo desproporcionada, con uno de sus extremos un poco más cerca del Sol que el otro y en la cual la distancia promedio Tierra - Sol es de aproximadamente $149,46 \times 10^6$ Km, valor llamado Unidad Astronómica (U.A.). La excentricidad de la órbita de la Tierra es del 1,7%.

La orbita de la Tierra se puede describir en coordenadas polares mediante la siguiente expresión:

$$R = \frac{UA (1-e^2)}{(1+ e \cos a)}$$

Donde:

R = distancia Tierra-Sol

UA = Unidad Astronómica

e = excentricidad de la órbita terrestre ($e = 0,01673$)

a = posición angular de la Tierra en la órbita, la cual se obtiene mediante la siguiente expresión:

$$a = \frac{2\pi (nd - 1)}{365}$$

nd = número del día del año

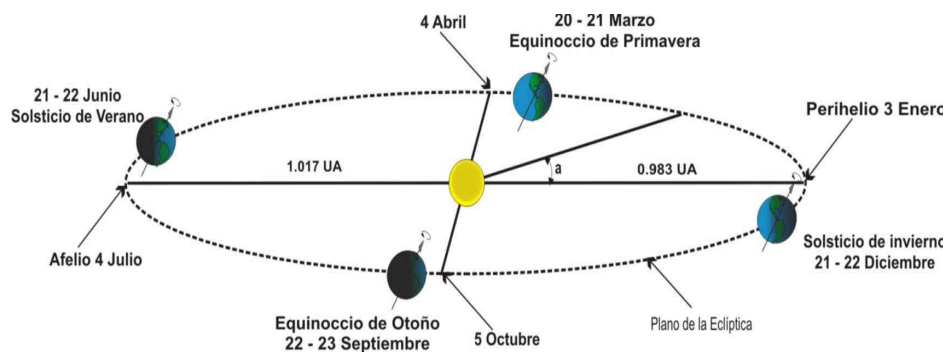


Figura 7. Movimiento de la tierra alrededor del sol. (Fuente: Atlas solar. IDEAM, 2004).

En la figura 7, se muestra la posición angular (a) de la Tierra en la órbita. Cuando $a = 0^\circ$ la Tierra se encuentra más cerca del Sol (Perihelio), esto ocurre en enero y la distancia Tierra-Sol es de $R = UA (1-e) = 0,983UA = 147,5$ millones de km. En julio, cuando $a = 180^\circ$, la Tierra se encuentra en la posición más alejada del Sol (Afelio), con una distancia Tierra-Sol de $R = UA (1+e) = 1,017UA = 152,6$ millones de km.

Un Sol distante significa menos radiación solar para nuestro planeta. Promediado sobre el globo, la radiación del Sol sobre la Tierra durante el afelio es aproximadamente un 7% menos intensa de lo que es durante el perihelio.

Cuando se analiza el movimiento de rotación y translación de la Tierra se encuentra que su eje de rotación, con respecto al plano de translación alrededor del sol, tiene una inclinación de aproximadamente $23,45^\circ$. Los patrones climáticos de las estaciones se originan principalmente por la inclinación del eje de rotación. El ángulo formado entre el plano ecuatorial de la Tierra y la línea Tierra-Sol se denomina declinación solar (δ), como se aprecia en la figura 8. El signo de la declinación es positivo (+) cuando el sol incide perpendicularmente sobre algún lugar en el hemisferio norte, y negativo (-) cuando incide perpendicularmente sobre algún lugar en el hemisferio sur.

Debido al movimiento de la Tierra alrededor del Sol, el valor de este ángulo varía durante el año. Su valor varía entre $-23,45^\circ$, cuando el Sol se encuentra en la parte más baja del hemisferio sur en el Solsticio (del latín: parada prolongada del Sol) de invierno (22 de diciembre) y $+23,45^\circ$ cuando se halla en la parte más alta del hemisferio norte, en el Solsticio de verano (21 de junio), siendo el día más largo del año. Dos veces durante el año toma valor cero, cuando el sol pasa sobre el Ecuador terrestre, durante los equinoccios (de otoño el 23 de septiembre, y el de primavera el 21 de marzo). En el equinoccio (del latín: noche igual) la noche y el día tienen la misma duración en todos los lugares de la Tierra.

RADIACIÓN SOLAR (I)

Medir la radiación solar es importante para un amplio rango de aplicaciones, en el sector de la agricultura, ingeniería, entre otros, destacándose el monitoreo del crecimiento de plantas, análisis de la evaporación e

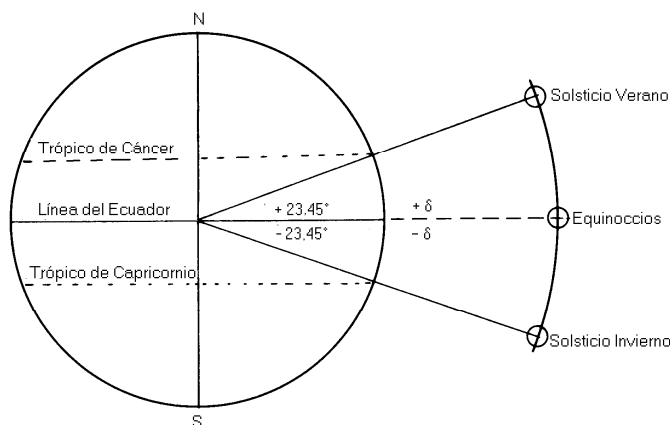


Figura 8. Declinación solar. (Fuente: Atlas solar. IDEAM, 2004).

irrigación, arquitectura y diseño de edificios, generación de electricidad, diseño y uso de sistemas de calentamiento solar, implicaciones en la salud (ej. cáncer de piel), modelos de predicción del tiempo y el clima, y muchas otras aplicaciones más.

La radiación solar nos proporciona efectos fisiológicos positivos tales como: estimular la síntesis de vitamina D, que previene el raquitismo y la osteoporosis; favorecer la circulación sanguínea; actuar en el tratamiento de algunas dermatosis y en algunos casos estimular la síntesis de los neurotransmisores cerebrales responsables del estado anímico.

La radiación solar es la energía emitida por el Sol, que se propaga en todas las direcciones a través del espacio mediante ondas electromagnéticas. Esa energía es el motor que determina la dinámica de los procesos atmosféricos y el clima. La energía procedente del sol es radiación electromagnética proporcionada por las reacciones del hidrogeno en el núcleo del sol por fusión nuclear y emitida por la superficie solar.

El sol emite energía en forma de radiación de onda corta. Después de pasar por la atmósfera, donde sufre un proceso de debilitamiento por la difusión, reflexión en las nubes y de absorción por las moléculas de gases (como el ozono y el vapor de agua) y por partículas en suspensión, la radiación solar alcanza la superficie terrestre oceánica y continental que la refleja o la absorbe. La cantidad de radiación absorbida por la superficie es devuelta en dirección al espacio exterior en forma de radiación de onda larga, con lo cual se transmite calor a la atmósfera.

La radiación es emitida sobre un espectro de longitud de ondas, con una cantidad específica de energía para cada longitud de onda, la cual puede ser calculada usando Ley de Planck:

$$E_{\lambda} = 8\pi h c / [\lambda^5 \{e^{(hc/k\lambda T)} - 1\}] \quad (1)$$

Donde, E_{λ} es la cantidad de energía ($W/m^2 m^1$) emitida a una longitud de onda (λm) por un cuerpo con una temperatura T (en grados Kelvin),.Asumiendo que el Sol es un cuerpo negro, por diferenciación de la ecuación es posible determinar la longitud de onda máxima de emisión de radiación procedente del sol:

$$\lambda_m = 2884/T \quad (2)$$

Esta ecuación es conocida como la Ley de Wien. Para una temperatura de $5.800^{\circ}K$ (temperatura de la superficie solar) la longitud máxima de energía es aproximadamente $0,5 \mu m$ (micrómetro, equivalente a $1 \times 10^{-6} m$) (ver figura 1). Esta longitud de onda corresponde a radiación en la parte del espectro visible.

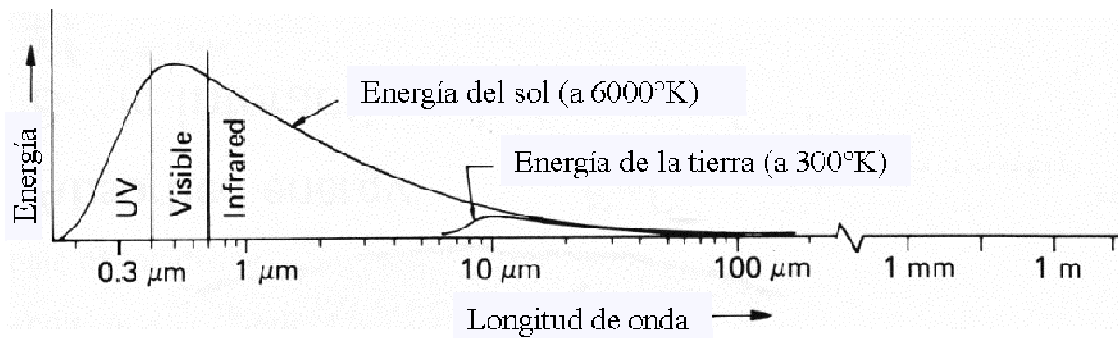


Figura 1. Energía radiada por el sol y la tierra

A través de la integración de la ecuación (1) resulta la ley de Stefan-Boltzmann, por medio de la cual, se puede determinar el total de energía emitida por el sol:

$$E_{Total} = \sigma T^4 \quad (3)$$

Donde K es la constante de Stefan-Boltzmann (dentro de la radiación como mecanismo básico de la transmisión de calor su valor es: $5,6697 \times 10^{-8} W/m^2 K^4$). Resolviendo la ecuación tres para una temperatura

solar de 5.800 K, la energía total de salida es de aproximadamente 64 millones W/m^2 , de la cual, la Tierra solo intercepta 1.367 W/m^2 ([constante solar](#)).

En la figura 2, la curva 1 representa la solución ideal de la Ley de Plank de la radiación solar que llega al tope de la atmósfera, donde el punto más alto de la curva representa la longitud de onda con la mayor energía espectral ($0,5\mu\text{m}$), de acuerdo con la Ley de Wien y la curva 2 constituye el espectro de la radiación solar después de la absorción atmosférica debida a diferentes gases.

El estudio del espectro de la radiación solar que llega a la superficie del suelo permite establecer que la radiación de longitud de onda menor que $0,2 \mu\text{m}$ debe ser absorbida totalmente por la atmósfera. Esta energía es absorbida principalmente en la atmósfera por el oxígeno molecular (O_2), ozono (O_3), y el vapor de agua (H_2O).

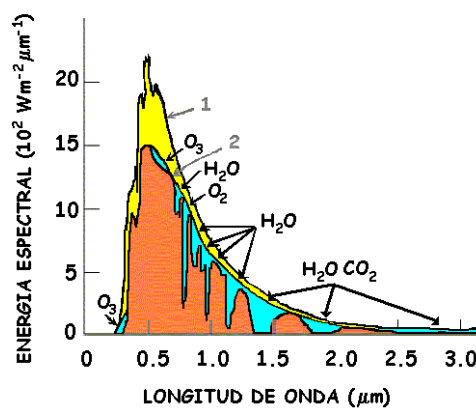


Figura 2. Espectro de radiación solar fuera de la atmósfera de la Tierra (curva 1) y a nivel del mar para condiciones de cielo despejado (curva 2).

- **DISTRIBUCIÓN ESPECTRAL DE LA RADIACIÓN SOLAR**

La energía solar llega en forma de radiación electromagnética o luz. La radiación electromagnética, son ondas producidas por la oscilación o la aceleración de una carga eléctrica. Las ondas electromagnéticas no necesitan un medio material para propagarse, por lo que estas ondas pueden atravesar el espacio interplanetario e interestelar y llegar a la Tierra desde el Sol y las estrellas. La longitud de onda (λ) y la frecuencia (μ) de las ondas electromagnéticas, relacionadas mediante la expresión $\lambda\mu = C$ (donde C es la velocidad de la luz), son importantes para determinar su energía, su visibilidad, su poder de penetración y otras características. Independientemente de su frecuencia y longitud de onda, todas las ondas electromagnéticas se desplazan en el vacío a una velocidad de $C = 299.792 \text{ km/s}$.

Los distintos colores de luz tienen en común el ser radiaciones electromagnéticas que se desplazan con la misma velocidad. Se diferencian en su frecuencia y longitud de onda. Dos rayos de luz con la misma longitud de onda tienen la misma frecuencia y el mismo color. La longitud de onda de la luz es tan corta que suele expresarse en nanómetros (nm), que equivalen a una milmillonésima de metro, o una millonésima de milímetro.

La radiación electromagnética se puede ordenar en un espectro en diferentes longitudes de onda, como se muestra en la figura 3, que se extiende desde longitudes de onda corta de billonésimas de metro (frecuencias muy altas), como los rayos gamma, hasta longitudes de onda larga de muchos kilómetros (frecuencias muy bajas) como las ondas de radio. El espectro electromagnético no tiene definidos límites superior ni inferior y

la energía de una fracción diminuta de radiación, llamada fotón, es inversamente proporcional a su longitud de onda, entonces a menor longitud de onda mayor contenido energético.

El Sol emite energía en forma de radiación de onda corta, principalmente en la banda del ultravioleta, visible y cercano al infrarrojo, con longitudes de onda entre 0,2 y 3,0 micrómetros (200 a 3.000 nanómetros):

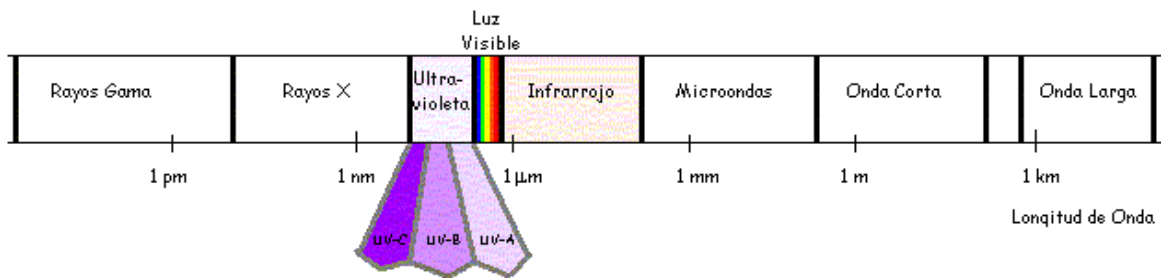


Figura 3. Espectro electromagnético de la radiación solar. (Fuente: IDEAM).

LA REGIÓN VISIBLE

($400 \text{ nm} < \lambda < 700 \text{ nm}$) corresponde a la radiación que puede percibir la sensibilidad del ojo humano e incluye los colores: violeta ($0,42 \mu\text{m}$ ó 420 nm), azul ($0,48 \mu\text{m}$), verde ($0,52 \mu\text{m}$), amarillo ($0,57 \mu\text{m}$), naranja ($0,60 \mu\text{m}$) y rojo ($0,70 \mu\text{m}$). La luz de color violeta es más energética que la luz de color rojo, porque tiene una longitud de onda más pequeña. La radiación con las longitudes de onda más corta que la correspondiente a la luz de color de violeta es denominada radiación ultravioleta.

2. La región del ultravioleta entre los 100 y los 400 nanómetros.

3. La región del infrarrojo entre los 700 y los 3000 nanómetros.

A cada región le corresponde una fracción de la energía total incidente en la parte superior de la atmósfera distribuida así: 7% al ultravioleta; 47,3% al visible y 45,7% al infrarrojo.

Las ondas en el intervalo de $0,25 \mu\text{m}$ a $4,0 \mu\text{m}$ se denominan espectro de onda corta, para muchos propósitos como en aplicaciones de celdas solares y en el proceso de la fotosíntesis.

• LEYES DE RADIACIÓN

Para entender mejor cómo la energía radiante del Sol interactúa con la atmósfera de la tierra y su superficie, se deben conocer las leyes básicas de radiación, que son las siguientes:

1. Todos los objetos con temperatura mayor a 0°K emiten energía radiante, por ejemplo: el Sol, la Tierra, la atmósfera, las personas, etc.
2. Los objetos con mayor temperatura radian más energía total por unidad de área que los objetos más fríos (ver figura 4). Por ejemplo, el Sol con una temperatura media de 5.800°K en su superficie emite aproximadamente $64 \text{ millones } \text{W}/\text{m}^2$, 165.000 veces más energía que la Tierra (la cual emite cerca de $390 \text{ W}/\text{m}^2$) con una temperatura media en superficie de $288^\circ\text{K} = 15^\circ\text{C}$, cifra obtenida al utilizar la ley de Stefan-Boltzmann relacionando estas temperaturas ($5.800/288$) elevadas a la cuarta potencia.
3. Los cuerpos con mayor temperatura emiten un máximo de radiación en longitudes de ondas, más cortas. Por ejemplo, el máximo de energía radiante del Sol se produce en [λ~0,5 μm](#), mientras que para la Tierra en [λ~10 μm](#).

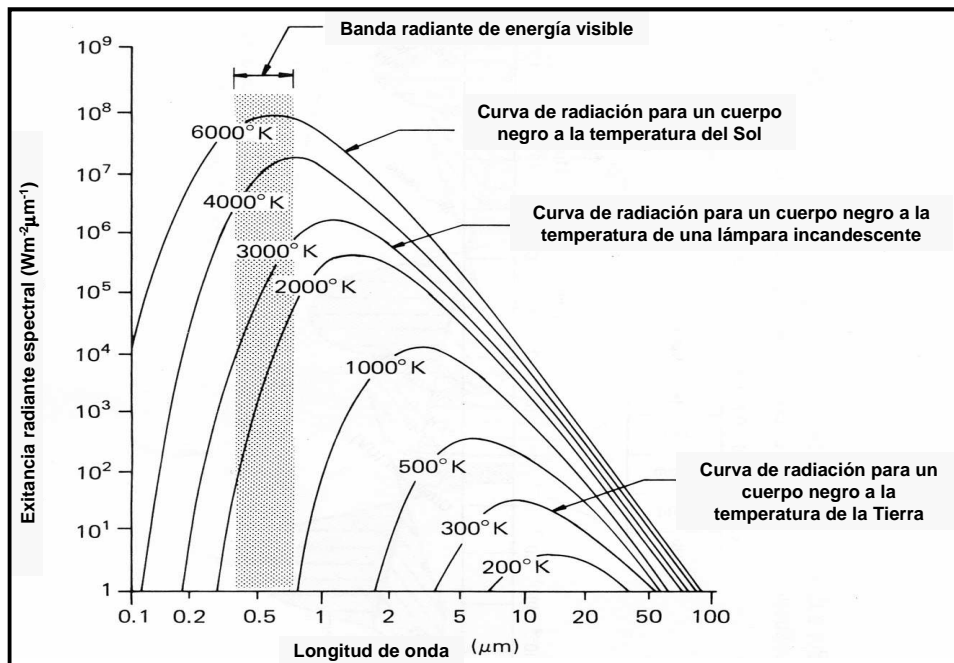


Figura 4. Distribución Espectral de la energía radiada a partir de cuerpos negros a diferentes temperaturas

- Los objetos que son buenos absorbedores de radiación son también buenos emisores. Este es un principio importante para comprender el calentamiento en la atmósfera, porque sus gases son absorbedores y emisores selectivos en longitud de onda. Así, la atmósfera es aproximadamente transparente (no absorbe) a ciertas longitudes de onda de radiación y aproximadamente opaca (buen absorbedor) en otras longitudes de onda.

Un absorbedor perfecto se llama “cuerpo negro”, que se define como un objeto ideal que absorbe toda la radiación que llega a su superficie. No se conoce ningún objeto así, aunque una superficie de negro de carbono puede llegar a absorber aproximadamente un 97% de la radiación incidente. El Sol, la Tierra, la nieve, etc, bajo ciertas condiciones se comportan como un cuerpo negro. En teoría, un cuerpo negro sería también un emisor perfecto de radiación, y emitiría a cualquier temperatura la máxima cantidad de energía disponible.

- MAGNITUDES RADIATIVAS**

Las magnitudes radiativas se clasifican en dos grupos según su origen, a saber, la radiación solar y la radiación terrestre.

Radiación solar: Es la energía emitida por el Sol.

Radiación solar extraterrestre: Es la radiación solar que incide en el límite de la atmósfera terrestre.

Radiación de onda corta: la radiación solar extraterrestre se halla dentro del intervalo espectral comprendido entre 0,25 y 4,0 μm y se denomina radiación de onda corta. Una parte de la radiación solar extraterrestre penetra a través de la atmósfera y llega a la superficie terrestre, mientras que otra parte se dispersa y/o es absorbida en la atmósfera por las moléculas gaseosas, las partículas de aerosoles y las gotas de agua y cristales de hielo presentes en las nubes.

Radiación solar directa

Radiación solar difusa

Radiación solar global : Es la cantidad de energía solar que incide sobre una superficie. La radiación solar global diaria es la cantidad de radiación global entre las seis de la mañana y las seis de la tarde y sus valores oscilan entre 500 y 10.000 W*h/m² al día.

Radiación solar reflejada: Radiación solar dirigida hacia arriba, tras haber sido reflejada o difundida por la atmósfera y por la superficie terrestre.

Radiación terrestre: La radiación terrestre es la energía electromagnética de onda larga emitida por la superficie terrestre y por los gases, los aerosoles y las nubes de la atmósfera, y es también parcialmente absorbida en la atmósfera. Para una temperatura de 300 °K, el 99,99 por ciento de energía de la radiación terrestre posee una longitud de onda superior a los 5,0 μm y el intervalo espectral llega hasta los 100 μm. Para temperaturas inferiores, el espectro se desvía hacia ondas de longitud mayor. Teniendo en cuenta que las distribuciones espectrales de la radiación solar y terrestre apenas se superponen, con frecuencia, se las puede tratar por separado en mediciones y cálculos.

Radiación Visible

Radiación Ultravioleta

Radiación Infrarroja: Radiación cuya longitud de onda es superior a 800 nm

• UNIDADES DE MEDIDA

A. Radiación solar global

Las cantidades de radiación son expresadas generalmente en términos de exposición radiante o irradiancia, siendo esta última una medida del flujo de energía recibida por unidad de área en forma instantánea como $\left(\frac{\text{Energía}}{\text{Area Tiempo}}\right)$ y cuya unidad es el vatio por metro cuadrado (W/m²). Un vatio es igual a un Joule por segundo.

La exposición radiante es la medida de la radiación solar, en la cual la irradiancia es integrada en el tiempo como $\left(\frac{\text{Energía}}{\text{Area}}\right)$ y cuya unidad es el kWh/m² por día (si es integrada en el día) ó MJ/m² por día.

Por ejemplo, 1 minuto de exposición radiante es una medida de la energía recibida por metro cuadrado sobre un periodo de un minuto. **Sin embargo, un minuto de exposición radiante = irradiancia media (W/m²) x 60 (s) y tiene unidades de Joule por metro cuadrado (J/m²).** Finalmente, una hora de exposición radiante es la suma de los 60 minutos de exposición radiante. Otras [magnitudes radiométricas](#).

Tabla 1. Conversiones útiles para radiación

Unidad	Equivalencia
1 vatio (W)	1Joule/segundo (J/s)
1 W*h	3.600 J
1 KW*h	3,6 MJ
1 W*h	3,412 Btu

1 Caloría	0.001163 W*h
1 Caloría	4,187 Joule
1 cal/cm ²	11,63 W*h/m ²
1 MJ/m ²	0,27778 kW*h/m ²
1 MJ/m ²	277,78 W*h/m ²
1 MJ/m ²	23,88 cal/cm ²
1BTU	252 calorías
1BTU	1,05506 KJ
1 cal/(cm ² *min)	60,29 MJ/m ² por día

B. Radiación visible y ultravioleta

Para algunas bandas espectrales, como la visible y la ultravioleta se utilizan las siguientes unidades, en particular:

- Radiación visible o radiación activa en fotosíntesis (PAR, por sus siglas en inglés): instantánea ($\mu\text{E}/\text{cm}^2\text{seg}$: donde E = Einsten) y la integrada ($\mu\text{Eh}/\text{cm}^2$).
- Radiación ultravioleta: instantánea ($\mu\text{W}/\text{cm}^2\text{nm}$) y la integrada ($\mu\text{Wh}/\text{cm}^2\text{nm}$), en cada longitud de onda medida.

Tabla 2. Conversiones útiles para radiación visible y ultravioleta

Unidad	Equivalencia
1 $\mu\text{W}/\text{cm}^2$	0,01 W m^{-2}
1 klux	18 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
1 W m^{-2}	4.6 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
1 klux	4 W m^{-2}
1 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	1 $\mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$
1 klux	18 $\mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$
1 W m^{-2}	4.6 $\mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$

INSTRUMENTOS DE MEDIDA

A. Radiación solar

La radiación solar se mide en forma directa utilizando instrumentos que reciben el nombre de radiómetros y en forma indirecta mediante modelos matemáticos de estimación que correlacionan la radiación con el brillo solar. Los radiómetros solares como los piranómetros o solarímetros y los pirheliómetros, según sus características (ver tabla 3), pueden servir para medir la [radiación solar incidente](#) global (directa más difusa), la directa (procedente del rayo solar), la difusa, la neta y el brillo solar.

Los radiómetros se pueden [clasificar](#) según diversos criterios: el tipo de variable que se pretende medir, el campo de visión, la respuesta espectral, el empleo principal a que se destina, etc.

Tabla 3. Instrumentos meteorológicos para la medida de la radiación

Tipo de Instrumento	Parámetro de Medida
Piranómetro	i) Radiación Global, ii) Radiación directa, iii) Radiación difusa iv) Radiación solar reflejada. (usado como patrón nacional)

Piranómetro Espectral	Radiación Global en intervalos espectrales de banda ancha
Pirheliómetro Absoluto	Radiación Directa (usado como patrón nacional)
Pirheliómetro de incidencia normal	Radiación Directa (usado como patrón secundario)
Pirheliómetro (con filtros)	Radiación Directa en bandas espectrales anchas
Actinógrafo	Radiación Global
Pirgeómetro	Radiación Difusa
Radiómetro neto ó piranómetro diferencial	Radiación Neta
Heliógrafo	Brillo Solar

1. Piranómetro: es el instrumento más usado en la medición de la radiación solar (ver Figura 5). Mide la radiación semiesférica directa y difusa ([global](#)) que se mide sobre una superficie horizontal en un ángulo de 180 grados, obtenida a través de la diferencia de calentamiento de dos sectores pintados alternativamente de blanco y negro en un pequeño disco plano. Cuando el aparato es expuesto a la radiación solar, los sectores negros se vuelven más cálidos que los blancos. Esta diferencia de temperatura se puede detectar electrónicamente generándose un voltaje eléctrico proporcional a la radiación solar incidente. En la variación de la temperatura puede intervenir el viento, la lluvia y las pérdidas térmicas de la radiación al ambiente. Por lo tanto, el piranómetro tiene instalado una cúpula de vidrio óptico transparente que protege el detector, permite la transmisión isotrópica del componente solar y sirve para filtrar la radiación entre las longitudes de onda que oscilan aproximadamente entre 280 y 2.800 nm. Un piranómetro acondicionado con una banda o disco parasol, que suprime la radiación directa, puede medir la [radiación difusa](#).

De acuerdo a las especificaciones de la OMM existen varias clases de piranómetros, los cuales son clasificados por la ISO 9060 en: patrones secundarios, de primera y segunda clase. En la tabla 4 se presentan sus características. Generalmente los de primera clase y los patrones secundarios emplean una termopila como elemento de detección. Los de segunda clase emplean típicamente las fotocélulas como el elemento de detección, son menos costosos que los otros tipos de piranómetros, pero la respuesta espectral del piranómetro fotovoltaico se limita al espectro visible. Los piranómetros de primera clase y los patrones secundarios normalmente son los utilizados para medir la radiación solar global. Un ejemplo de piranómetro de primera clase es el piranómetro Blanco y Negro Eppley de la figura 5(a) y otro ejemplo de patrón secundario es el piranómetro espectral de precisión Eppley (PSP) (Ver figura 5(b)).

Tabla 4. Clasificación y características de los piranómetros

Características	Patrón Secundario	1ª Clase	2ª Clase
Sensibilidad (W/m^2)	± 1	± 5	± 10
Estabilidad (% año)	± 0.8	± 1.8	± 3
Temperatura (%)	± 2	± 4	± 8
Selectividad (%)	± 2	± 5	± 10
Linearidad (%)	± 0.5	± 1	± 3
Constante de tiempo.	< 15s	< 30s	< 60s
Respuesta coseno (%)	± 0.5	± 2	± 5

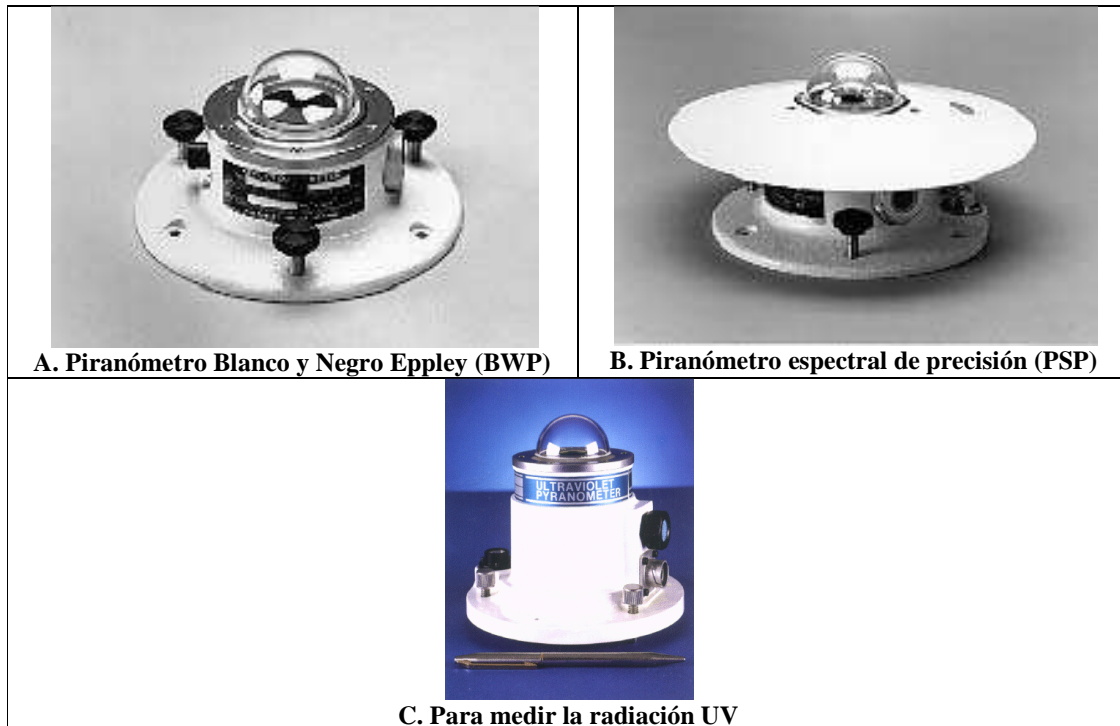


Figura 5. Piranómetros. (Fuente: IDEAM).

Se pueden usar filtros en lugar de la bóveda de cristal para medir la radiación en diversos intervalos espectrales, por ejemplo: la radiación ultravioleta (Ver figura 5(c)). Para las aplicaciones que requieran datos de radiación ultravioleta no se deben emplear los piranómetros de principio fotovoltaico debido a que estos instrumentos no son sensibles a la radiación UV.

2. Pirheliómetros: son instrumentos usados para la medición de la [radiación solar directa](#). Esto se consigue colocando el sensor normalmente en el foco solar, bien manualmente o bien sobre un montaje ecuatorial. Hay varios tipos de instrumentos que la OMM clasifica como patrones primarios y secundarios, a continuación se describen los dos tipos de pirheliómetros.

I. Pirheliómetro de Cavidad Absoluta. El instrumento posee dos cavidades cónicas idénticas, una externa, que se calienta al estar expuesta a la radiación solar, mientras la otra cavidad, oculta en el interior del instrumento, se calienta utilizando energía eléctrica hasta obtener una temperatura igual a la cavidad externa, asignándose el valor de la energía eléctrica consumida como el valor de la radiación solar incidente. La figura 6 presenta el pirheliómetro de cavidad Absoluta, serie PMO-6, correspondiente al modelo de patrón nacional del que dispone el IDEAM.



Figura 6. Pirheliómetro de cavidad Absoluta, serie PMO-6. (Fuente: IDEAM).

II. Pirheliómetros Secundarios. Son Instrumentos que miden la radiación solar directa, se calibran por ínter comparación con un Pirheliómetro de cavidad absoluta. Uno de los varios diseños existentes en el mundo es el pirheliómetro EPPLEY de incidencia normal de la figura 7, que posee un sensor de termopila compensada de bismuto-plata con 15 juntas y un tiempo de respuesta de aproximadamente 20 s. Este instrumento requiere de un dispositivo que le permita seguir el movimiento del sol durante su transito diurno por el cielo. Este pirheliómetro es muy estable y puede emplearse como patrón secundario para calibrar otros instrumentos. En Colombia se emplea, aunque no es de uso generalizado ni permanente.



Figura 7. Pirheliómetro Eppley de incidencia normal (montado sobre un seguidor de sol). (Fuente: IDEAM).

Otro instrumento es el *pirheliógrafo*, el cual se utiliza para registrar la radiación solar directa (ver Figura 8). Este instrumento (en forma semejante a como mide el pirheliómetro) registra la radiación que proviene de un ángulo sólido pequeño y que incide en una superficie plana normal al eje de este ángulo.

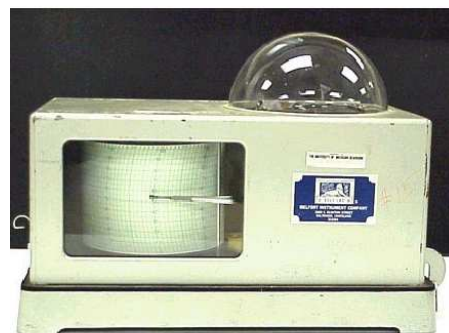


Figura 8. Pirheliógrafo. (Fuente: IDEAM).

3. Actinógrafo: es un instrumento para registrar la radiación global que funciona mediante un sensor termomecánico, protegido por una cúpula en vidrio. Está conformado por un arreglo bimetálico de dos superficies, una pintada de color negro para que absorba las ondas electromagnéticas de la radiación solar y la otra de blanco para que las refleje y así ocasionar diferencia de temperatura que permite formar curvatura en la placa negra que se amplifica por medio de palancas y se transmiten a un tambor movido por un mecanismo de reloj para describir una gráfica que registra los valores de radiación global. La precisión de los valores de la radiación global que se obtienen con este instrumento es del orden de $\pm 8\%$. **Estos instrumentos requieren de una calibración con un patrón secundario una vez por año.** El actinógrafo se diferencia de un piranómetro por que el sensor es una lámina bimetálica y el del piranómetro es una termopila.

La figura 9 ilustra un actinógrafo Fuess utilizado en Colombia por el IDEAM. Es de anotar que otras instituciones regionales como Cenicafé disponen de actinógrafos Belfor con precisiones de $\pm 6\%$.



Figura 9. Actinógrafo Fuess. (Fuente: IDEAM).

4. Radiómetro neto: diseñado para medir la diferencia entre la radiación ascendente y la descendente, a través de una superficie horizontal. La aplicación básica de un radiómetro neto es determinar la radiación diurna y nocturna como un indicador de la estabilidad. Las categorías de estabilidad nocturnas generalmente usadas en los estudios de contaminación del aire se basan en la velocidad del viento, la radiación neta y el aspecto del cielo.

5. Heliógrafo: es un instrumento registrador que proporciona las horas de sol efectivo en el día (insolación o brillo solar). Registra los periodos de tiempo de radiación solar directa que superan un valor mínimo. Opera focalizando la radiación solar mediante una esfera de vidrio a manera de lente convergente, en una cinta con escala de horas (ver figura 10), que, como resultado de la exposición a la radiación solar directa, se quema formando líneas, cuya longitud determina el número de horas de brillo del Sol.

En localidades donde no se mida directamente la radiación solar global, es posible obtenerla a partir de los valores de horas de brillo solar, mediante un modelo de regresión lineal simple llamado Ångström Modificado. El modelo se aplica a estaciones de brillo solar de la misma zona geográfica donde se mida simultáneamente radiación y brillo solar.



Figura 10. Solarímetro CAMPBELL-STOKES.

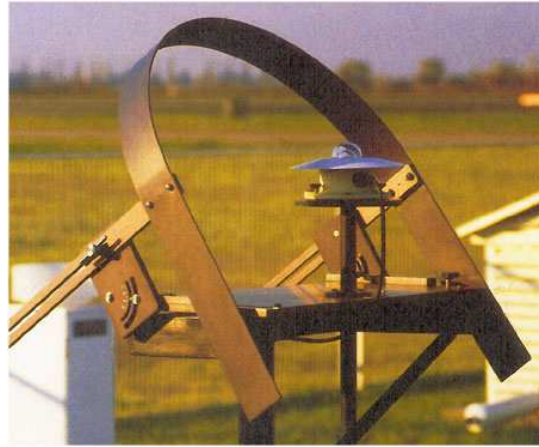


Fig. 11 Piranómetro Con banda de Sombra Para la Medición Radiación Difusa

6. Medición de la radiación solar difusa: Las mediciones de la radiación difusa se realizan con Piranómetros cuyo sensor es sombreado por una banda o disco, de manera que no deja pasar radiación solar directa. El más tradicional utiliza la banda de sombra en forma de aro o semiaro, puesto de acuerdo con la declinación del sol y la latitud del lugar. De esta manera, el sensor se protegerá de la radiación directa durante el día. La figura 11 ilustra uno de ellos.

B. Radiación visible y ultravioleta

El IDEAM ha establecido una red nacional para la vigilancia y monitoreo de la radiación ultravioleta, con cinco estaciones de superficie en el país, ubicadas en: Riohacha, Bogotá, Pasto, Leticia y San Andrés. Cada estación cuenta con un espectrorradiómetro con cuatro rangos espectrales de medida de la radiación ultravioleta para las bandas UV-A, UV-B y la banda integral de la radiación activa en fotosíntesis (PAR, por sus siglas en inglés). El espectrorradiómetro utilizado es el ultravioleta Biospherical GUV-511, el cual cuenta con cinco canales de medida distribuidos así: UV-B (305 nm), UV-B (320 nm), UV-A (340 nm), UV-A (380 nm) y Radiación visible o activa en fotosíntesis (PAR) (400 - 700 nm). Los instrumentos realizan medidas puntuales en fracciones de segundos para cada canal de medida y las integra en intervalos de un minuto; las medidas se archivan luego en valores máximos, integrales horarios y totales diarios, datos que se encuentran actualizados desde su inicio de medidas en 1998 para cada estación.

Físicamente consiste en un sensor de cinco canales a temperatura controlada, por medio de una interfase que también permite la comunicación con un computador personal. Este instrumento ha sido utilizado con éxito en todo el mundo bajo las más adversas condiciones climáticas, siendo considerado como un sistema de punta en el monitoreo a largo plazo de la radiación ultravioleta y la radiación fotosintéticamente activa del espectro solar.

NORMALIZACIÓN

Los Centros Radiométricos Mundiales, Regionales y Nacionales de la OMM, tienen la responsabilidad de calibrar los instrumentos radiométricos. Además, el Centro Radiométrico Mundial de Datos está encargado del mantenimiento de la referencia básica, o sea el Grupo Mundial de Normalización (GMN) de instrumentos, que se utiliza para establecer la Referencia Radiométrica Mundial (RRM). En el curso de las comparaciones internacionales, que se organizan cada cinco años, los instrumentos patrón de los centros regionales se comparan con el GMN, y sus factores de calibración se ajustan a la RRM. Éstos, a su vez, se utilizan para

transferir la RRM periódicamente a los centros nacionales, que calibran los instrumentos de su red utilizando sus propios instrumentos de referencia.

Definición de la Referencia Radiométrica Mundial (RRM)

En el pasado, se utilizaron en meteorología diversas referencias o escalas radiométricas, a saber: la Escala de Ångström de 1905, la Escala Smithsonian de 1913 y la Escala Pirheliométrica Internacional de 1956 (IPS). Gracias al progreso alcanzado en el ámbito de la radiometría absoluta, se ha mejorado mucho la exactitud de las mediciones de la radiación. Los resultados de numerosas comparaciones efectuadas entre 15 pirheliómetros absolutos de 10 tipos diferentes sirvieron de base para definir una RRM. Las antiguas escalas pueden transformarse en la RRM utilizando los siguientes factores de conversión:

$$\frac{\text{RRM}}{\text{Escala de Ångström de 1905}} = 1.026$$

$$\frac{\text{RRM}}{\text{Escala Smithsonian de 1913}} = 0.977$$

$$\frac{\text{RRM}}{\text{IPS de 1956}} = 1.022$$

Para verificar los criterios de estabilidad, los instrumentos del GMN se comparan entre sí al menos una vez al año. Estos instrumentos se encuentran en el Centro Radiométrico Mundial, en Davos.

Cálculo de los Valores de la RRM

Para calibrar un instrumento radiométrico se utilizan como referencia las lecturas de uno de los instrumentos del GMN, o las de otro que se haya calibrado directamente con uno de los instrumentos del Grupo. En las comparaciones internacionales, el valor representativo de la RRM se obtiene calculando la media de las mediciones de al menos tres instrumentos del GMN. Los valores de la RRM se establecen aplicando a las lecturas de cada instrumento del GMN el factor de corrección que le fue asignado al ser incorporado al Grupo.

CONSTANTE SOLAR

En el tope de la atmósfera, a una distancia promedio de 150×10^6 Km del sol, el flujo de energía de onda corta interceptada por una superficie normal a la dirección del sol en vatios por metro cuadrado (W/m^2) es llamada *constante solar*. Midiendo su variabilidad en el espacio y en el tiempo sobre el globo se puede definir el forzamiento radiativo básico del sistema climático. Este valor da una idea de los valores que se registran en el tope de la atmósfera y de los valores que finalmente llegan a la superficie de la tierra durante el día como consecuencia de las “pérdidas” de radiación por fenómenos (procesos de atenuación) como la reflexión, refracción y difracción durante su trayectoria.

Según el Centro de Referencia Radiométrica Mundial (World Radiometric Reference - WRR) del Centro Mundial de Radiación (World Radiation Center - WRC), la constante solar tiene un valor aproximado de:

$$\begin{aligned} I_0 &= 1.367 \text{ W/m}^2 \\ &= 433.3 \text{ Btu}/(\text{ft}^2 \cdot \text{h}) \\ &= 1,96 \text{ cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{min}) \end{aligned}$$

con una desviación estándar de $1,6 \text{ W/m}^2$ y una desviación máxima de $\pm 7 \text{ W/m}^2$.

La figura 12, muestra la *constante solar* medida por satélites en W/m^2 durante el período 1978-2003. En esta figura se observa, que la constante varía con el tiempo, así como un leve aumento en los mínimos de la misma. También se aprecia el ciclo solar, en el cual cada 11 años se presenta un máximo en la constante.

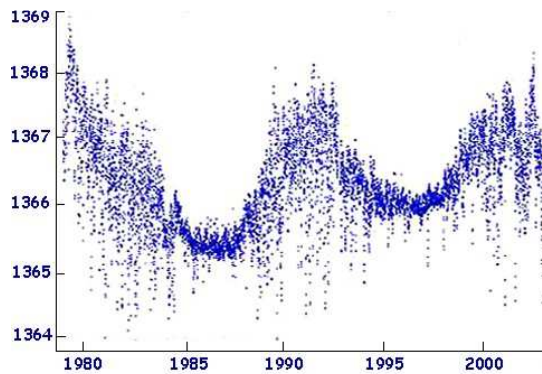


Figura 12. Valores de la constante solar medidos por medio de satélites. (Fuente: <http://www.gsfc.nasa.gov/topstory/2003/0313irradiance.html>)

Las observaciones basadas en satélites muestran también una variación en la medición de la constante solar de acuerdo al sensor que realiza la medición, tal como se muestra en la figura 13, por lo que es necesario realizar una composición o superposición de las mediciones para obtener un único valor.

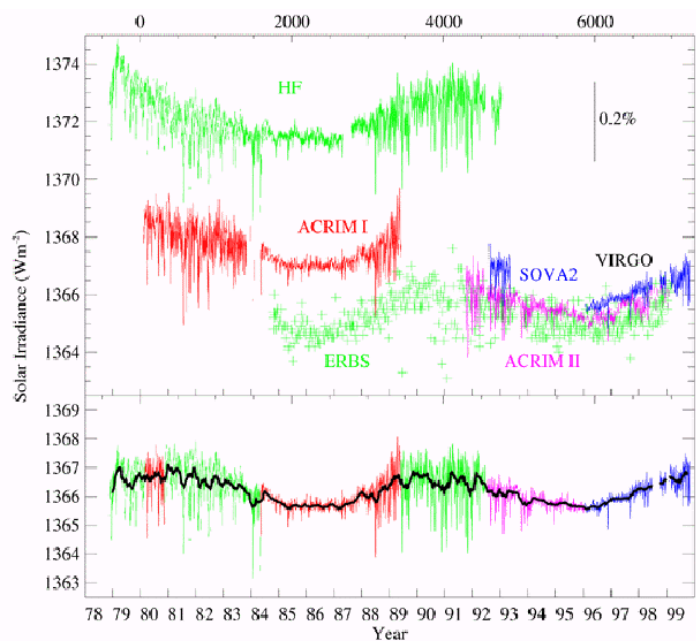


Figura 13. Valores de la constante solar medidos por medio de satélites. Datos originales (arriba) y valores compuestos (abajo). (Fuente: NASA).

Las variaciones de la constante solar dependen de la actividad solar asociada al número de manchas presentes en la superficie solar y a cambios en la distancia Tierra-Sol como consecuencia de la órbita elíptica terrestre. La intensidad de la energía solar varía inversamente proporcional al cuadrado de la distancia al Sol, entonces en el movimiento de translación de la Tierra cambia la distancia Tierra-Sol durante el año originando una variación de la radiación solar extraterrestre incidente sobre una superficie normal al rayo solar como ilustra la Figura 14.

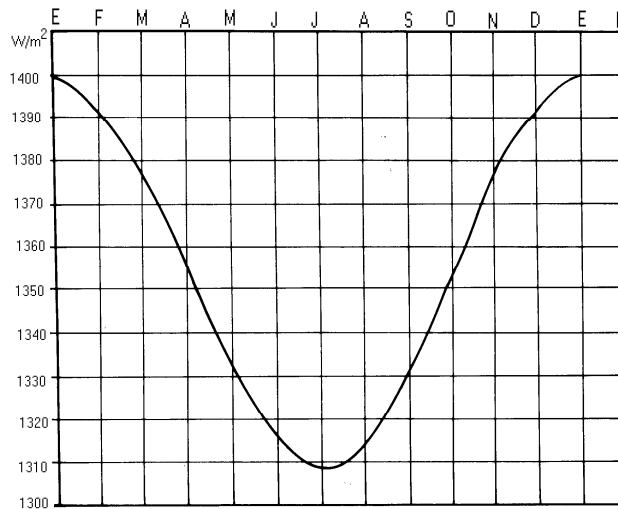


Figura 14. Variación de la radiación solar fuera de la atmósfera terrestre. (Fuente: IDEAM).

Análiticamente se puede determinar la radiación solar extraterrestre incidente mediante la expresión:

$$I_n = I_0 \left(\frac{R_0}{R} \right)^2$$

Donde:

R = Distancia Tierra-Sol

I₀ = Constante solar

R₀ = Distancia promedio Tierra-Sol (igual a una Unidad Astronómica = 149,46 x 10⁶ Km).

RADIACIÓN SOLAR (II)

• ATENUACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR

El Sol es la principal fuente de energía para todos los procesos que ocurren en el sistema tierra - atmósfera – océano. Más del 99.9 % de la energía que este sistema recibe proviene del Sol. La radiación solar al pasar por la atmósfera sufre un proceso de debilitamiento por la dispersión (debida a los aerosoles), la reflexión (por las nubes) y la absorción (por las moléculas de gases y por partículas en suspensión), por lo tanto, la radiación solar reflejada o absorbida por la superficie terrestre (océano o continente) es menor a la del tope de la atmósfera. Esto depende de la longitud de onda de la energía transmitida y del tamaño y naturaleza de la sustancia que modifica la radiación. La superficie de la Tierra, suelos, océanos, y también la atmósfera, absorbe energía solar y la vuelven a irradiar en forma de calor en todas direcciones.

Los procesos de atenuación que sufre la radiación solar en su trayectoria hacia la tierra son:

A. Dispersión

La radiación solar viaja en línea recta, pero los gases y partículas en la atmósfera pueden desviar esta energía, lo que se llama dispersión. La dispersión ocurre cuando un fotón afecta a un obstáculo sin ser absorbido cambiando solamente la dirección del recorrido de ese fotón. La dispersión depende de la longitud de onda, en el sentido de que cuanto más corta sea ésta, tanto mayor será la dispersión. Moléculas de gas con tamaños relativamente pequeño comparadas con la longitud de onda causan que la radiación incidente se disperse en todas las direcciones, hacia adelante y hacia atrás, este fenómeno es conocido como dispersión de Rayleigh. Aerosoles cuyos tamaños son comparables o exceden a las longitudes de onda de la radiación incidente, hacen que ésta no se disperse en todas las direcciones sino mayormente hacia adelante, fenómeno llamado dispersión de Mie.

El proceso de la dispersión explica cómo un área con sombra o pieza sin luz solar está iluminada, le llega luz difusa o radiación difusa. Los gases de la atmósfera dispersan más efectivamente las longitudes de onda más cortas (violeta y azul) que en longitudes de onda más largas (naranja y rojo). Esto explica el color azul del cielo y los colores rojo y naranja del amanecer y atardecer. Salvo a la salida y a la puesta del Sol, todos los puntos del cielo son fuentes de difusión de luz azul para un observador ubicado en la superficie terrestre; al amanecer y en el crepúsculo, los rayos deben recorrer un camino más largo a través de la baja atmósfera; esto hace que casi toda la luz azul haya sido difundida antes de llegar al observador. Es por eso que la luz reflejada por las nubes o la difundida por las capas brumosas hacia el observador aparece rojiza.

B. Reflexión (Albedo)

La capacidad de reflexión o fracción de la radiación reflejada por la superficie de la tierra o cualquier otra superficie se denomina *Albedo*. El albedo planetario es en promedio de un 30%. Esta energía se pierde y no interviene en el calentamiento de la atmósfera.

El albedo, relación entre la radiación reflejada y la radiación incidente sobre una superficie horizontal, se expresa en porcentaje así:

$$A \% = \frac{R}{H} \times 100$$

¡Error! Marcador no definido.

A% = Albedo

R = Flujo de radiación reflejada

H = Flujo total incidente

El albedo es variable de un lugar a otro y de un instante a otro, depende de la cobertura nubosa, naturaleza de la superficie, inclinación de los rayos solares, partículas en el aire, etc. La Luna tiene sólo un 7% de albedo, porque no tiene atmósfera y en las noches de luna llena da un buen brillo.

En la figura 1 se presenta el albedo medio para algunos meses del año obtenidos a partir del Experimento del Balance de Radiación de la Tierra (ERBE), elaborado por la NASA.

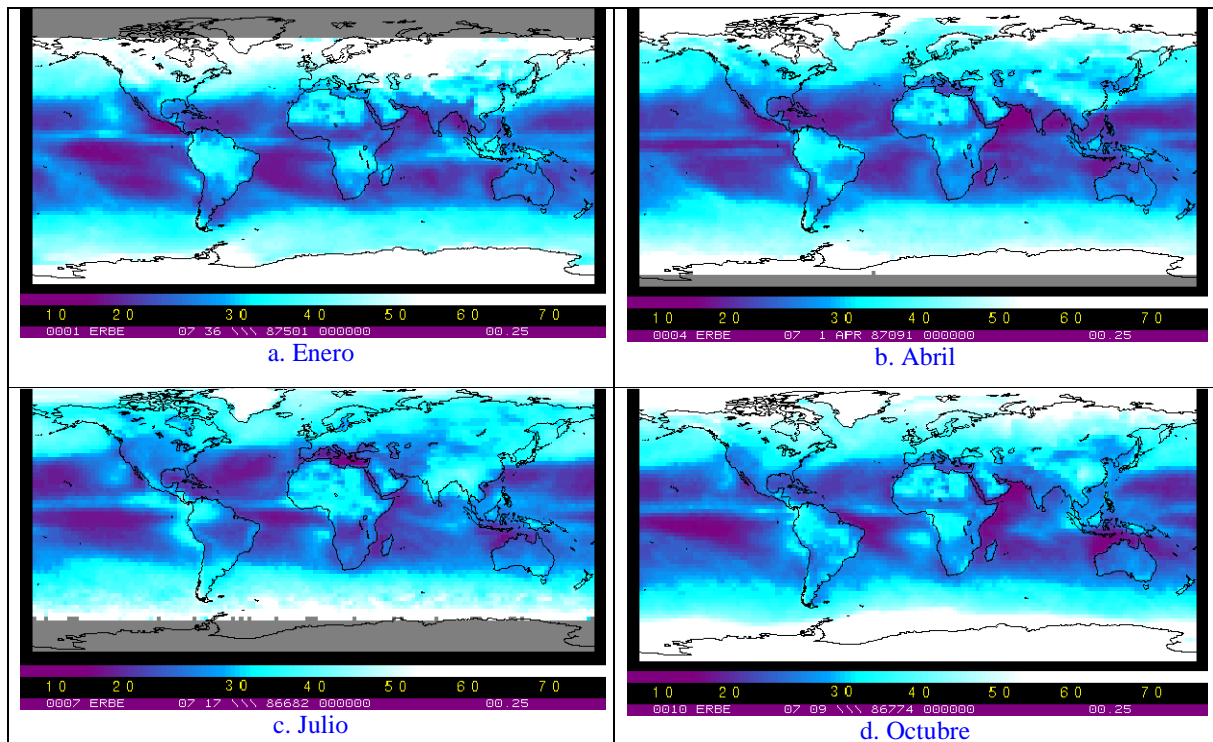


Figura 1. Albedo planetario medio mensual obtenido a partir del Experimento del Balance de Radiación de la Tierra (ERBE), elaborado por la NASA.

El albedo medio anual de los hemisferios septentrionales y meridionales es casi el mismo, demostrando la influencia importante de las nubes. Se destaca el alto albedo en la costa occidental de Sudamérica, ya que en esta región persisten las nubes bajas de tipo estrato. El ciclo anual del albedo sigue el ciclo anual de la posición del sol.

En la figura 1 se observa que las regiones oceánicas con poca nubosidad tienen albedos bajos, mientras que los desiertos tienen albedos con valores del orden de 30% a 40%. En las regiones tropicales la variación del albedo está influenciada por perturbaciones del tiempo y la distribución de nubes asociadas. En las regiones polares, las variaciones estacionales del albedo están relacionadas con la distribución de las capas de hielo y el decrecimiento del ángulo de elevación solar con la latitud.

En general, las superficies oscuras y quebradas reflejan menos que las claras y lisas. Al aumentar la humedad del suelo, este absorbe mayor cantidad de radiación global, lo que influye en el régimen térmico de las superficies regadas.

El albedo del suelo en general está comprendido entre el 10% y el 30%, el barro húmedo baja su valor hasta un 5%, en el caso de arena seca eleva su valor a un 40%. El albedo de los sembrados y bosques está entre 10 y 25% y la nieve reciente alcanza un valor de 80 a 90%.

El albedo del agua en promedio es menor que el del suelo, esto se debe a que los rayos solares penetran en el agua más que en la tierra. En el albedo del agua influye el grado de turbiedad; en el agua sucia el albedo aumenta con respecto al agua limpia.

Tabla 1. Albedo de algunas superficies comunes.

SUPERFICIE	ALBEDO %
Nieve fresca	80-85
Arena	20-30
Pasto	20-25
Bosque	5-10
Suelo seco	15-25
Agua (sol cerca del horizonte)	50-80
Agua (sol cerca del cenit)	3-5
Nube gruesa	70-80
Nube delgada	25-30
Tierra y atmósfera global	30

(Fuente: <http://www2.udec.cl/~jinzunza/meteo>).

En la figura 2 se presenta el albedo medio mensual con **cielo despejado** para enero y julio a partir del experimento ERBE de la NASA, observándose una gran relación con los datos reportados en la tabla anterior, así como la influencia del ciclo anual de la posición del Sol.

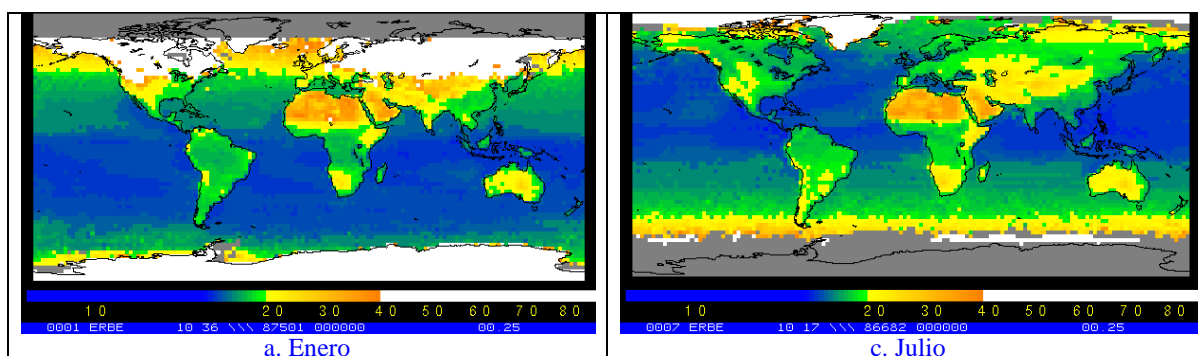


Figura 2. Albedo planetario medio mensual (con cielo despejado) obtenido a partir del Experimento del Balance de Radiación de la Tierra (ERBE), elaborado por la NASA.

C. Absorción por moléculas de gases y partículas en suspensión

La absorción de energía por un determinado gas tiene lugar cuando la frecuencia de la radiación electromagnética es similar a la frecuencia vibracional molecular del gas. Cuando un gas absorbe energía, esta se transforma en movimiento molecular interno que produce un aumento de temperatura.

La atmósfera es un fluido constituido por diferentes tipos de gases y cada uno de ellos se comporta de manera diferente, de manera tal, que absorben la energía selectivamente para diferentes longitudes de onda y en algunos casos son transparentes para ciertos rangos del espectro. La atmósfera principalmente tiene bajo poder de absorción o es transparente en la parte visible del espectro, pero tiene un significativo poder de absorción de radiación ultravioleta o radiación de onda corta procedente del sol y el principal responsable de este fenómeno es el ozono, así mismo, la atmósfera tiene buena capacidad para absorber la radiación infrarroja o de onda larga procedente de la Tierra y los responsables en este caso son el vapor de agua, el dióxido de carbono y otros gases traza como el metano y el óxido nítrico.

Los gases que son buenos absorbentes de radiación solar son importantes en el calentamiento de la atmósfera, por ejemplo, la absorción de radiación solar por el ozono proporciona la energía que calienta la estratosfera y la mesosfera.

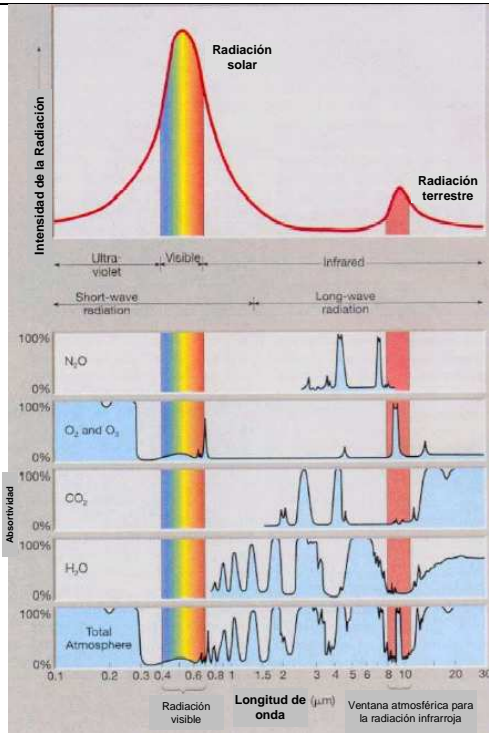
La absorción de radiación infrarroja procedente de la Tierra es importante en el balance energético de la atmósfera. Esta absorción por los gases traza, calienta la atmósfera, estimulándolos a emitir radiación de onda más larga. Parte de esta radiación es liberada al espacio, en niveles muy altos y otra parte es irradiada nuevamente a la Tierra. El efecto neto de este fenómeno permite que la Tierra almacene más energía cerca de su superficie que la cantidad que podría almacenar si la Tierra no tuviera atmósfera, consecuentemente, la temperatura es más alta, del orden de 33°C más. Este proceso es conocido como el **efecto de invernadero natural**. Sin el efecto invernadero la temperatura promedio en la superficie sería aproximadamente de 18°C bajo cero y la vida en el planeta no sería posible.

Consecuentemente, los gases en la atmósfera que absorben la radiación infrarroja procedente de la Tierra o radiación saliente son conocidos como gases de efecto invernadero, entre ellos se encuentran el dióxido de carbono, vapor de agua, óxido nitroso, metano y ozono. Todos los gases tienen moléculas cuya frecuencia vibracional se localiza en la parte infrarroja del espectro.

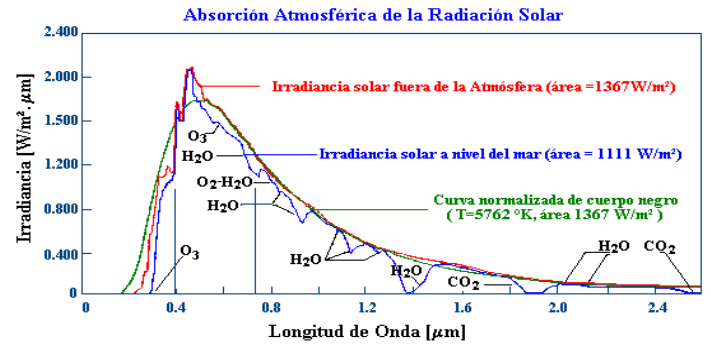
En la figura 3a, se muestra la absorción de diversos gases en la atmósfera para diferentes longitudes de onda. Se observa que el nitrógeno es mal absorbente de radiación solar; el oxígeno y el ozono son buenos absorbentes de radiación ultravioleta en $\lambda < 0,29\mu\text{m}$; el vapor de agua y el dióxido de carbono son buenos absorbentes en longitudes de onda más larga (infrarrojo). El vapor de agua absorbe aproximadamente cinco veces más radiación terrestre que todos los otros gases combinados, contribuyendo a elevar la temperatura de la baja troposfera, lugar donde se desarrolla la vida. En la banda entre 8 y 11 μm la atmósfera absorbe muy poca radiación de onda larga, como también el vapor de agua y el dióxido de carbono. Esta región se llama "**ventana atmosférica**" debido a que en esa longitud de onda la atmósfera no absorbe radiación, la que se escapa al espacio exterior.

Para la atmósfera total ningún gas es un efectivo absorbente de radiación en longitudes de onda entre 0,3 y 0,7 μm , por lo que se tiene un vacío en la región de luz visible, que corresponde a una gran fracción de la radiación solar. Esto explica por qué la radiación visible llega a la Tierra y se dice que la atmósfera es transparente a este tipo de radiación.

En la figura 3b, la curva roja representa la radiación solar que llega al tope de la atmósfera y a nivel marino para condiciones de cielo claro, en donde el punto más alto es la longitud de onda con la mayor energía espectral (0,5 μm), el área bajo la curva representa la cantidad total de energía recibida (1.367W/m²); mientras que la curva azul constituye el espectro de la radiación solar después de sufrir el proceso de debilitamiento.



a) Absorción de radiación por tipo de gas.
 Fuente: <http://www2.udec.cl/~jinzunza/meteo>



b) Distribución espectral de la radiación solar.
 Fuente: Atlas de radiación solar

Figura 3. Absorción de radiación por diferentes gases de la atmósfera.

RADIACION INCIDENTE SOBRE LA SUPERFICIE TERRESTRE

Es muy grande la cantidad de energía solar que fluye hacia y desde la Tierra y la atmósfera. Una comparación que permite apreciar la cantidad de energía solar que cada año incide sobre la Tierra es que equivale a cerca de 160 veces la energía de las reservas mundiales de energía fósil o que es similar a más de 15.000 veces la energía anual usada de los combustibles fósiles y nucleares y de las plantas hidráulicas.

Una aproximación de la cantidad de energía incidente en la Tierra y de cómo se transforma en la atmósfera y la superficie terrestre se puede establecer de la siguiente manera: de la radiación total incidente, 173.000 Teravatios, el 30% es reflejado al espacio exterior. La mayor parte del 70% restante calienta la superficie terrestre, la atmósfera y los océanos (47%) o se absorbe en la evaporación de agua (23%). Relativamente, muy poca energía es usada y dirigida al viento y las olas o para ser absorbida por las plantas en la fotosíntesis. En realidad prácticamente toda la energía es radiada al espacio exterior en forma de radiación infrarroja.

El efecto de atenuación de la radiación solar al atravesar la atmósfera se muestra en la figura 4. La radiación que finalmente llega a la superficie de la tierra se clasifica en radiación directa, difusa y global.

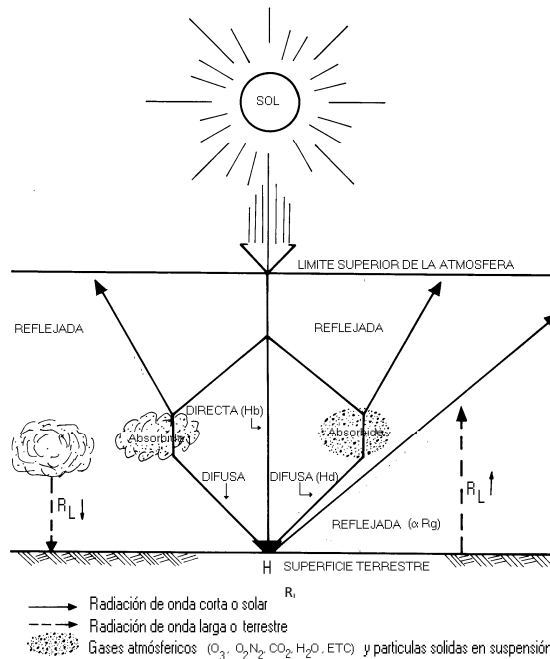


Figura 4. Atenuación de la radiación solar por la atmósfera terrestre.
(Fuente: Atlas de radiación solar).

A. Radiación directa (H_b)

Es la radiación solar que llega a la superficie de la Tierra en forma de rayos provenientes del Sol sin haber sufrido difusión, ni reflexión alguna. Se puede calcular a partir de la siguiente ecuación:

$$H_b = I' = I \text{ sen } h$$

Donde I' es la componente vertical de la radiación solar directa y h la altura del sol sobre el horizonte. Es evidente que I es mayor que I' y son iguales solamente cuando el Sol se encuentra en el Cenit (ver figura 5).

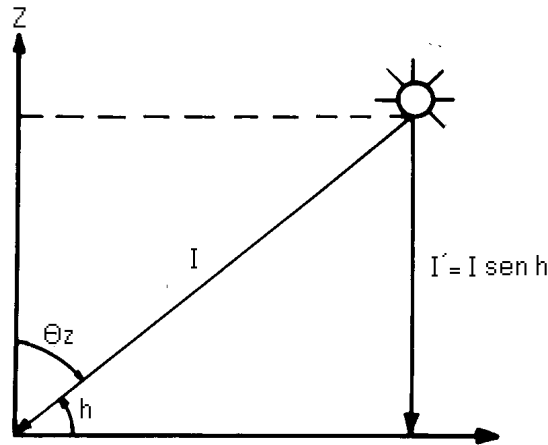


Figura 5. Componente directa de la radiación sol

Sobre la superficie de la tierra, el flujo de la radiación directa depende de los siguientes factores:

- Constante solar.
- Altura del sol sobre el horizonte (h).
- Transparencia atmosférica en presencia de gases absorbentes, nubes y niebla.

B. Radiación difusa (H_d)

Es la componente de la radiación solar que al encontrar pequeñas partículas en suspensión en la atmósfera en su camino hacia la tierra e interactuar con las nubes, es **difundida en todas las direcciones**; el flujo con el cual esta energía incide sobre una superficie horizontal por segundo es lo que llamamos radiación solar difusa. También es definida como la cantidad de energía solar que incide sobre una superficie horizontal desde todos los lugares de la atmósfera diferente de la radiación solar directa. Cuando no hay nubes en el cielo, la radiación difusa se produce por medio del proceso de difusión a través de partículas atmosféricas.

La radiación solar difusa diaria es la cantidad de radiación difusa entre las seis de la mañana y las seis de la tarde y sus valores oscilan entre 300 y 5.500 $W \cdot h/m^2$ al día.

Sobre la superficie de la tierra la radiación difusa depende de:

- La altura del Sol sobre el horizonte. A mayor altura, mayor es el flujo de radiación difusa.
- Cantidad de partículas en la atmósfera. A mayor cantidad de partículas, mayor es la componente difusa; por consiguiente aumenta con la contaminación.
- Nubosidad. Aumenta con la presencia de capas de nubes blancas relativamente delgadas.
- Altura sobre el nivel del mar. Al aumentar la altura, el aporte de la radiación difusa es menor debido a que disminuye el espesor de las capas difusoras en la atmósfera.

C. Radiación global (H)

La radiación global es toda la radiación que llega a la tierra que se mide sobre una superficie horizontal en un ángulo de 180 grados, resultado de la componente vertical de la radiación directa más la radiación difusa. El aporte de cada componente a la radiación global, varía con la altura del Sol, la transparencia de la atmósfera y la nubosidad.

Su evaluación se efectúa por el flujo de esta energía por unidad de área y de tiempo sobre la superficie horizontal expuesta al sol y sin ningún tipo de sombra; de esta manera, si llamamos H al flujo de radiación global, H_d al flujo de radiación difusa y H_b la componente directa; se tiene que:

$$H = I \text{ sen } h + H_d = H_b + H_d$$

La radiación solar global diaria es el total de la energía solar en el día y sus valores típicos están dentro del rango de 1 a 35 MJ/m² (megajoules por metro cuadrado).

Recordando que I es la intensidad de la radiación directa sobre la superficie normal a los rayos solares, h la altura del Sol, e I' la componente vertical de la radiación directa sobre una superficie horizontal, entonces:

$$H = I' + H_d$$

El aporte de cada componente a la radiación global, varía con la altura del Sol, la transparencia de la atmósfera y la nubosidad.

- **BALANCE RADIATIVO**

Los métodos de transferir energía en la atmósfera incluyen la conducción, la convección, el calor latente, la advección y la radiación. El método de transferencia de energía a través de procesos radiativos es diferente de los otros mecanismos ya que en este proceso no intervienen moléculas. La Tierra intercambia energía con su ambiente (el sistema solar) por medio de la radiación. El balance radiativo del planeta es un parámetro fundamental ya que determina nuestro clima (la atmósfera se calienta o se enfría dependiendo de si recibe más o menos energía). Este balance incluye la energía solar, que es la principal fuente de energía para el planeta, igualmente, la atmósfera y el océano pueden trasladar excesos de energía de una región a otra diferente en el globo.

La energía proveniente del sol puede ser absorbida por el suelo, difundida en la atmósfera o reflejada. De la energía absorbida por el suelo, parte penetra en el terreno, parte se utiliza en la evaporación del agua existente en el suelo y luego es transportada en la atmósfera en forma de calor latente y la última parte, viene cedida por contacto, a la atmósfera, que la distribuye en su interior mediante un mecanismo de convección turbulenta. En el balance energético global interviene también la radiación de onda larga emitida por la tierra.

Considerando, que al tope de la atmósfera llega un 100% de radiación solar, sólo un 25% llega directamente a la superficie de la Tierra y un 25% es dispersado por la atmósfera como radiación difusa hacia la superficie, esto hace que cerca de un 50% de la radiación total incidente llegue a la superficie terrestre. Un 20% es absorbido por las nubes y gases atmosféricos (como el ozono en la estratosfera). El otro 30% se pierde hacia el espacio, de este porcentaje, la atmósfera dispersa un 6%, las nubes reflejan un 20% y el suelo refleja el otro 4%.

El flujo medio incidente en el tope de la atmósfera es un cuarto de la constante solar, es decir, unos 342 w/m² y queda reducida en superficie (por reflexión y absorción) a unos 170 w/m².

La figura 6 muestra los flujos verticales medios de energía en el sistema terrestre (atmósfera y superficie), en vatios por metro cuadrado. Los más importantes son los 342 W/m² de energía solar que entran por el tope de la atmósfera y los 390 W/m² que salen del suelo en ondas infrarrojas. Tanto en superficie como en el tope de la atmósfera el balance entre lo entrante y lo saliente es nulo.

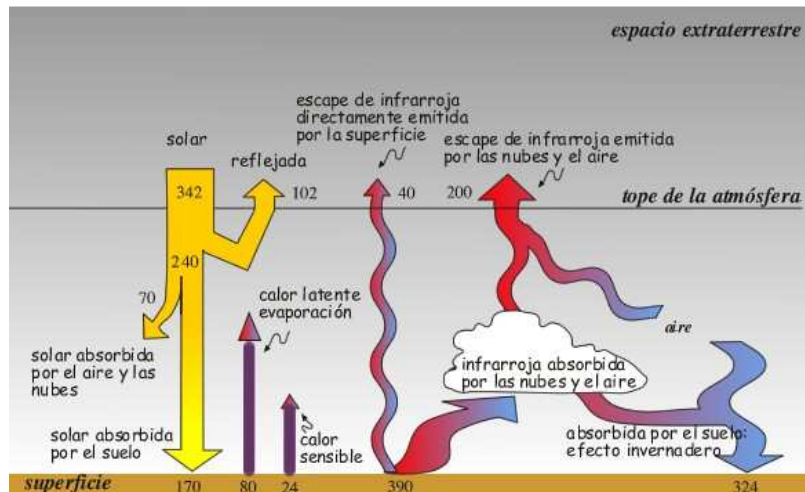


Figura 6. Esquema de la distribución de la radiación en el sistema tierra – atmósfera.

A partir de la energía terrestre emitida por la superficie, 390 W/m², solo 40 W/m² escapan directamente al espacio por la ventana atmosférica. El exceso de energía recibida por la superficie es compensado por procesos no-radiativos tales como la evaporación (flujo de calor latente de 80 W/m²) y la turbulencia (flujo de calor sensible de 24 W/m²).

La diferencia entre la emisión radiativa de la superficie de la Tierra (390 W/m²) y el total de emisión infrarroja al espacio (40 + 200 = 240 W/m²) representa la energía atrapada en la atmósfera (150 W/m²) por el efecto de invernadero. La parte del efecto invernadero causado por el aumento de CO₂ debido a las emisiones antrópicas supone en la actualidad un [incremento radiativo](#) de 1,4 W/m².

La Tierra tiene una temperatura media constante en el tiempo, por la existencia del balance entre la cantidad de radiación solar entrante y la radiación terrestre saliente, sino se calentaría o enfriaría continuamente. Por otra parte algunas regiones del planeta reciben mas radiación solar que otras, pero la radiación terrestre saliente es aproximadamente la misma en cualquier lugar del planeta. Por lo tanto, el balance de calor, debe producirse en dos formas:

1. Balance de energía total tierra/atmósfera. La cantidad de energía que llega a la superficie de la Tierra desde el Sol y desde la atmósfera, tiene que ser igual a la cantidad de energía que se refleja desde la superficie, más la que emite la Tierra al espacio.
2. Balance de energía entre diferentes zonas del planeta. En promedio la zona latitudinal entre 35°N y 35°S recibe más energía que la que pierde y lo contrario ocurre en zonas polares. Es conocido que las zonas centradas en el ecuador son las regiones más cálidas del planeta, lo contrario se produce en altas latitudes, donde se pierde mas calor por emisión de radiación de onda larga que la recibida en onda corta del Sol. Pero estas zonas no se calientan ni enfrían continuamente, por lo que existe un transporte de calor desde las regiones con exceso a las regiones con déficit de calor. Es un transporte desde el ecuador hacia los polos y viceversa, que lo realizan la atmósfera y los océanos a través de los vientos y las corrientes.

En resumen, la energía recibida y emitida por el sistema tierra – atmósfera es la misma, hay ganancia de energía entre los trópicos y pérdida en zonas polares, el exceso y déficit es balanceado por la circulación

general de la atmósfera y de los océanos. Además el balance de radiación de un lugar dado sufre variaciones con la cobertura nubosa, composición de la atmósfera, el ángulo de incidencia del Sol y la longitud del día. Así las áreas de exceso y déficit de energía migran estacionalmente con los cambios en la longitud del día y del ángulo de inclinación del Sol. En la siguiente tabla se resume el balance de radiación en unidades de energía.

Tabla 3. Balance de radiación en W/m²

ENTRANTE		SALIENTE	
Balance de calor de la superficie de la tierra			
Radiación solar	170	Radiación terrestre	390
Radiación atmosférica	324	Evaporación	80
		Conducción y Convección	24
Total	494	Total	494
Balance de calor de la atmósfera			
Radiación solar	70	Radiación al espacio	200
Condensación	80	Radiación a la superficie	324
Radiación terrestre	390	Radiación de la tierra al espacio	40
Conducción	24		
Total	564	Total	564
Balance de calor planetario			
Radiación solar	342	Reflejada y dispersada	102
		Radiación de atmósfera y nubes al espacio	200
		Radiación de la tierra al espacio	40
Total	342	Total	342

Los experimentos para la determinación del balance radiativo de la Tierra han utilizado satélites para medir los parámetros fundamentales de la radiación (la cantidad de energía solar recibida por el planeta, el albedo planetario, la radiación terrestre emitida -referida como la Radiación saliente de Onda Larga ó ROL- y el balance planetario de energía neto -diferencia entre la energía solar absorbida y el ROL-). El experimento más reciente para medir estos parámetros es el Experimento del Balance de la Radiación de la Tierra de la NASA (ERBE).

RADIACIÓN ULTRAVIOLETA

LA RADIACIÓN ULTRAVIOLETA Y SUS EFECTOS EN LA SALUD

El Sol emite una gran cantidad de energía a la Tierra, de la cual sólo un 7% corresponde a la radiación ultravioleta (UV). Esta radiación ultravioleta (UV) es una forma de energía radiante invisible que cubre el rango de longitudes de onda entre los 100 y los 400 nanómetros y usualmente es clasificada en tres categorías de acuerdo con la longitud de onda:

UV-A entre 315 y 400 nm

UV-B entre 280 y 315 nm

UV-C entre 100 y 280 nm

La radiación solar viaja a través de la atmósfera terrestre antes de llegar a la superficie y en este recorrido toda la radiación UV-C y el 90% de la UV-B es absorbida por gases como el ozono, vapor de agua, oxígeno y dióxido de carbono, mientras que, la radiación UV-A es débilmente absorbida en la atmósfera. Debido a lo anterior, la radiación UV que alcanza la superficie de la tierra está compuesta en gran parte por la radiación UV-A (en un 98%) y en menor grado por la UV-B (2%). Mientras más corta sea la longitud de onda de la radiación UV, biológicamente es más dañina.

A. Radiación UV-A

La radiación UV-A es la forma menos dañina de la radiación ultravioleta y es la que llega a la Tierra en mayores cantidades. Los rayos UV-A penetran en el tejido conectivo y son la causa fundamental de la inmunosupresión y las lesiones crónicas inducidas por la luz, como el envejecimiento prematuro de la piel. También son responsables de la formación de radicales libres y de reacciones tanto fototóxicas como fotoalérgicas (tales como las alergias solares denominadas fotodermatitis poliforma). Los radicales libres son compuestos químicos con electrones libres, que poseen una reactividad elevada y pueden dañar las células de la epidermis y la dermis. La acumulación de estos procesos lleva gradualmente, en el transcurso de los años, al perfil de lesión crónica, inducida por la luz. La radiación UV-A también puede dañar pinturas y plásticos que se encuentren a la intemperie.

B. Radiación UV-B

La radiación UV-B, que llega a la superficie de la Tierra es potencialmente dañina, ya que reduce el crecimiento de las plantas y la exposición humana prolongada a este tipo de radiación puede causar daños a la salud, tales como: cataratas (producidas cuando el cristalino, el cual enfoca la luz hacia la retina, se nubla); reacciones inflamatorias del ojo; este tipo de radiación (fuertemente eritematogénica) es absorbida por el ADN dérmico penetrando en las capas celulares más profundas de la epidermis, causando daños en la piel tan leves como una simple quemadura (eritema solar) o de tal gravedad como mutaciones en el ADN de las células cutáneas que pueden derivar en procesos malignos como el cáncer de piel (entre dos y tres millones de cánceres no-melanoma de piel y aproximadamente 132.000 cánceres melanoma de piel ocurren al año globalmente); reducción de la eficiencia del sistema inmunológico, aumentando el riesgo de infecciones y disminuyendo la eficacia de las vacunas, ya que, la radiación UV-B actúa como un agente inmunosupresor local, dañando a las células de Langerhans que son responsables de la presentación de antígenos en la epidermis, estas células de Langerhans reaccionan a la radiación UV emigrando de la epidermis; rugosidades en la piel, manchas y daños a otras formas de vida, así como a materiales y equipos que se encuentren a la intemperie. También produce cambios degenerativos en tejidos y vasos sanguíneos fibrosos.

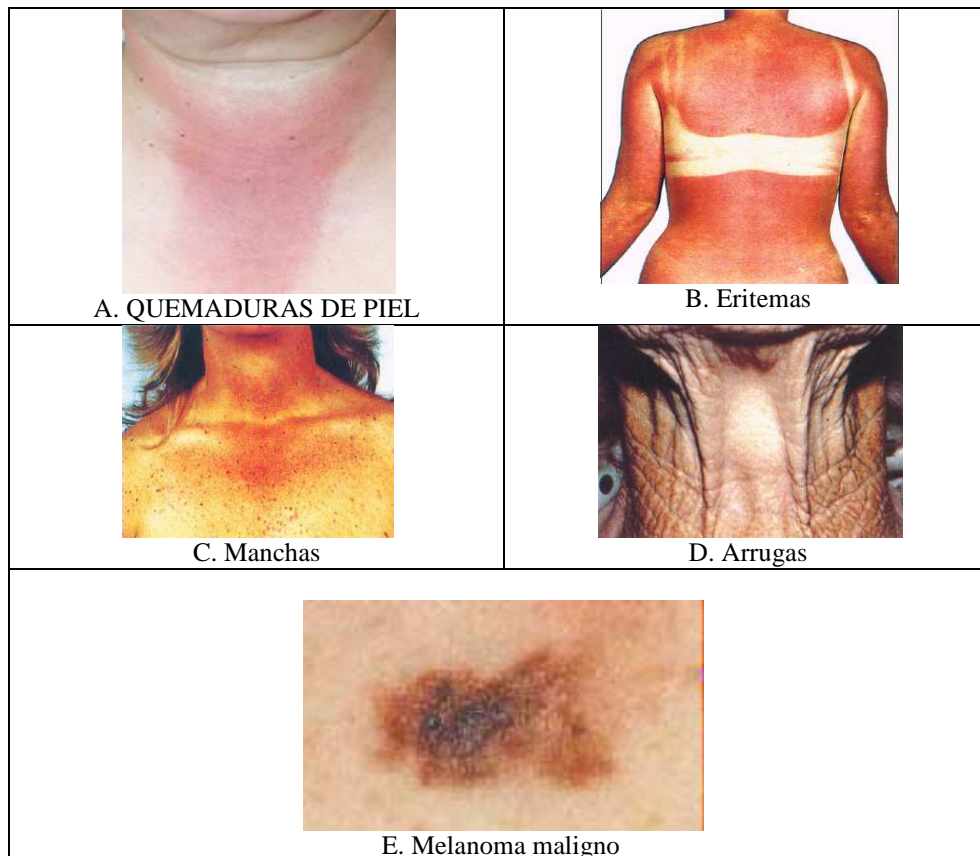


Figura 1. Efectos de la radiación UV sobre la salud

Cualquier persona está expuesta a la radiación UV-B proveniente del sol y como esta radiación es bastante energética puede causar daños celulares de carácter degenerativo, debido a que puede romper los enlaces de las moléculas del ácido desoxirribonucleico - ADN, las cuales son portadoras moleculares de nuestro codificador genético. **La cantidad de radiación UV-B está directamente relacionada con la capa de ozono, una reducción en esta capa implicará un aumento en la radiación que alcanza la superficie terrestre.**

C. Radiación UV-C

Los rayos UV-C son la forma más dañina de toda la gama de rayos ultravioleta porque es muy energética, pero esta radiación es absorbida por el oxígeno y el ozono en la estratosfera y nunca llega a la superficie terrestre.

Algunos comportamientos de las personas (que perciben en el bronceado un símbolo de atracción y buena salud), como el aumento de las actividades al aire libre y cambio en los hábitos de exposición al sol, son considerados como causas relacionadas al incremento en las tasas de cáncer de piel en décadas recientes.

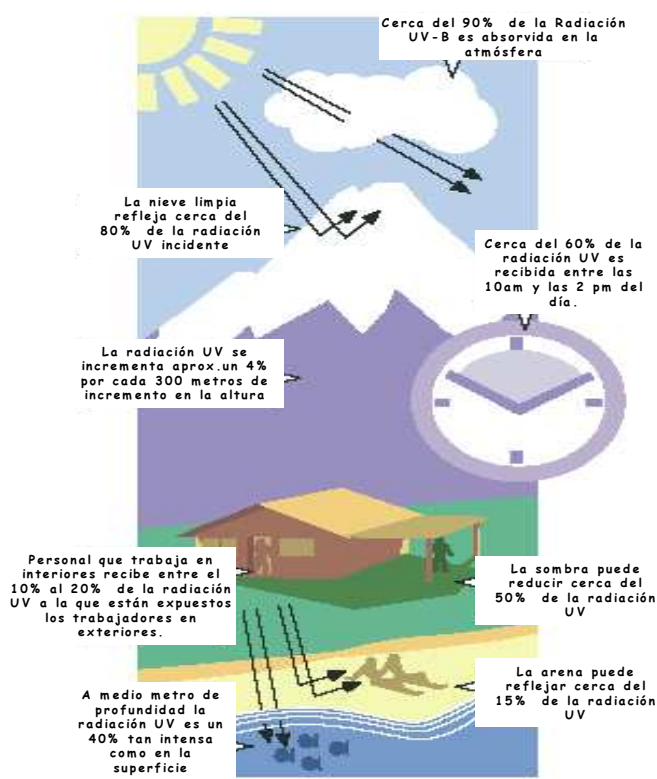
Finalmente, cantidades pequeñas de radiación UV son beneficiosas para personas y esenciales en la producción de la vitamina D. La radiación UV también se utiliza, bajo la supervisión médica, para tratar varias enfermedades, inclusive el raquitismo, la psoriasis y el eczema.

D. Factores que influyen en los niveles de radiación UV

Los niveles de radiación UV en la superficie dependen de varios factores como son: la posición del sol, la altitud, la latitud, el cubrimiento de las nubes, la cantidad de ozono en la atmósfera y la reflexión terrestre.

Los niveles de radiación UV varían durante el día y a lo largo del año, presentándose los mayores niveles en el día cuando el sol se encuentra en su máxima elevación, esto es entre las 10 a.m. y las 2 p.m. (cerca del 60% de la radiación UV es recibida a estas horas), mientras que, cuando el ángulo del sol está más

cercano al horizonte llega menos radiación ultravioleta a la superficie de la Tierra debido a que atraviesa una distancia más larga en la atmósfera y encuentra más moléculas de ozono, dando lugar a una mayor absorción. En zonas diferentes a los trópicos los máximos niveles se presentan en los meses de verano alrededor del mediodía.



La altitud también determina la cantidad de radiación UV que se recibe, debido a que en zonas de alta montaña el aire es más limpio y más delgada la capa atmosférica que deben recorrer los rayos solares, por ello llega más UV, de manera que a mayor altitud mayor radiación UV. En promedio, por cada 1000 metros de incremento de la altitud, la radiación UV aumenta entre un 10% a un 12%. Las nubes pueden tener un impacto importante en la cantidad de radiación UV que recibe la superficie terrestre, generalmente las nubes densas bloquean más UV que una nube delgada.

Figura 2. Factores que influyen en los niveles de radiación UV. (Fuente: Global Solar, UV index. A practical guide. WHO, WMO, UNEP. 2002)

La radiación ultravioleta varía de acuerdo con la ubicación geográfica; sobre la zona ecuatorial los rayos solares caen más directamente que en las latitudes medias y la radiación solar resulta ser más intensa en esa área y, por lo tanto, también es mayor la radiación UV en las latitudes cercanas al ecuador como es el caso de Colombia.

Las condiciones de lluvia reducen la cantidad de UV. La contaminación trabaja en forma similar que las nubes, de tal forma que la contaminación urbana reduce la cantidad de radiación UV que llega a la superficie de la tierra.

La cantidad de radiación UV que llega a la superficie de un lugar, está inversamente relacionada con el ozono total: a menor cantidad de ozono mayor radiación UV ingresa a la superficie. Por ello, las mayores cantidades de radiación UV se reciben en aquellas regiones donde su contenido de ozono es menor, tal como ocurre en la Antártida en las áreas que están bajo la influencia del agujero de ozono.

La radiación UV reflejada puede producir los mismos efectos que la radiación UV que llega a la superficie de la Tierra. La nieve es la superficie que más refleja radiación UV, alcanzando hasta un 80%, mientras que el concreto refleja hasta un 12%, la arena seca de playa el 15% y el agua de mar el 25%.

¿QUÉ HACER FRENTE A LOS EFECTOS DE LA RADIACIÓN UV?

- Evite la exposición al sol entre las 10 de la mañana y las 4 de la tarde.
- Usar bloqueadores solares para la piel con factor de protección de 30 o más, pero no caiga en el error de considerarlos tan seguros que le permitan multiplicar la exposición al sol.

- Los protectores solares deben colocarse 20 minutos antes de la exposición solar y reaplicarse cada 2 a 6 horas aunque diga que es a prueba de agua.
- Use ropa protectora cuando se está exponiendo al sol, es decir, camiseta y sombreros anchos. También use lentes oscuros con protector UV.
- Incremente el tiempo a resguardo en la sombra.
- Las personas que deben cuidarse más a la exposición del sol son los más rubios o pelirrojos, sobre todo si tienen ojos claros, muchos lunares, tomaron bastante sol durante su vida y contabilizan sucesivas quemaduras, así como quienes tiene antecedentes familiares de cáncer en la piel.
- Evite las cámaras solares.
- Los bronceadores no protegen; por el contrario, sensibilizan más la piel a la acción de los rayos UV. Si su intención es oscurecer la piel, expóngase al sol durante varios días sin excederse y utilizando protector.
- Los niños siempre requieren cuidados extra y aunque la protección es responsabilidad de los adultos, cuanto más temprano aprenden a cuidarse, más fácil incorporarán conductas saludables.
- Si después de tomar el sol su piel luce roja considérese insolado aun cuando no sienta dolor. Esa tonalidad obedece a que su piel ya liberó citoquinas (sustancias inflamatorias de este órgano), lo que quiere decir que el ADN de las células cutáneas está expuesto a daños por la radiación UV. En este caso, suspenda por varios días la exposición al sol y aplíquese sustancias hidratantes y antiinflamatorias como geles de aloe vera.
- Si su piel además de roja, arde y duele, no se automedique. Consulte con un médico ya que puede ser una quemadura de primer grado.

VARIACIÓN ESPACIO TEMPORAL

• DISTRIBUCIÓN GLOBAL DE LA RADIACIÓN SOLAR

El flujo medio incidente de radiación solar en el tope de la atmósfera es un cuarto de la constante solar, es decir, unos 342 w/m^2 y queda reducida en superficie (por reflexión y absorción) a unos 170 w/m^2 .

La siguiente figura muestra la radiación solar media recibida en superficie, expresada en W/m^2 , oscilando entre un máximo de 275 W/m^2 en las regiones despejadas de nubosidad del Sahara y Arabia, hasta un mínimo de 75 W/m^2 en las islas brumosas del Ártico. La media global, como se mencionó, es 170 W/m^2 .

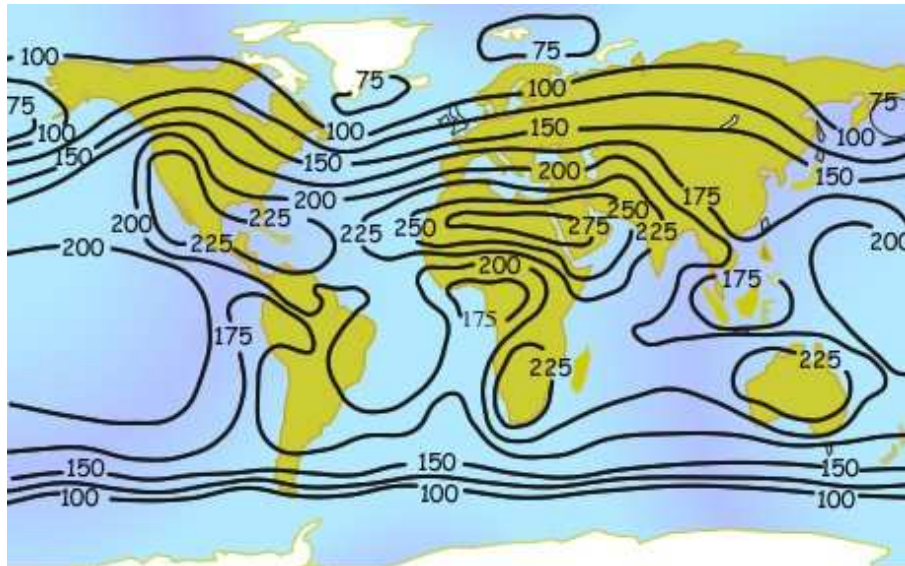


Figura 1. Distribución global de la radiación

Los valores máximos se concentran en las zonas subtropicales, en torno a los 30° de latitud, debido a que los rayos solares llegan a la superficie terrestre en forma más perpendicular sobre esas latitudes, principalmente, en las épocas de verano de cada uno de los hemisferios. En la noche polar de cada hemisferio, la radiación solar que llega a las zonas polares es cercana a cero. En el día polar la radiación solar en los polos es equivalente a la radiación solar de latitudes medias del hemisferio opuesto al día polar, pero las temperaturas no son equivalentes, ya que en días polares las temperaturas son siempre cercanas o menores a 0°C.

En Colombia, en el norte de la región Caribe se presentan valores de radiación solar media en superficie del orden de 225 W/m² y superiores, hacia el sur del país se dan valores entre 200 y 175 W/m² y en algunas zonas inferiores a 175 W/m², mientras que en el resto se dan valores del orden de 200 y 225 W/m².

- **DISTRIBUCIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL DE LA RADIACIÓN SOLAR EN COLOMBIA**

El conocimiento de la distribución espacial y temporal del potencial energético solar es necesario porque facilita la identificación de regiones estratégicas en donde es más adecuada la utilización de la energía solar para la solución de necesidades energéticas.

En la figura 2 se muestra el promedio en kWh/m² de la radiación solar global acumulada en el día que incide sobre el territorio colombiano. El valor de la energía corresponde al valor agregado de los kWh que en promedio inciden durante el día sobre un metro cuadrado. Es una distribución espacial más específica a la mostrada en la [distribución global](#), manteniéndose el comportamiento de mayores promedios en el norte del país y los menores hacia el occidente y suroccidente (para tener una equivalencia entre los W/m² de la figura 1 y los kWh/m² por día de la figura 2, los primeros se multiplican por 24 y se dividen por 1.000).

Se puede observar, que sobre la mayor parte del territorio Colombiano la incidencia de la radiación solar global tiene promedios entre 4,0 y 4,5 kWh/m² por día, especialmente sobre gran parte de la Amazonía y la región Andina, así como en sectores de la región Pacífica y la Orinoquia. Colombia debido a su posición geográfica es favorecida con una gran disponibilidad del recurso solar.

Las zonas que reciben mayor intensidad de radiación solar global en Colombia, superiores a los 5,0 kWh/m² por día son: la región Caribe, nororiente de la Orinoquia, amplios sectores de Meta y Casanare y pequeños sectores de los departamentos de Cauca, Huila, Valle, Tolima, Cundinamarca, Boyacá,

Santanderes, Antioquia y las Islas de San Andrés y Providencia. Los valores más altos (entre 5,5 y 6,0 kWh/m² por día y en algunos sitios con valores superiores) se presentan en el departamento de La Guajira, norte y sur del Magdalena, norte de Cesar y reducidos sectores de Atlántico, Bolívar, Sucre y Arauca.

Las zonas con menor intensidad de radiación solar global en Colombia, con valores inferiores a los 3,5 kWh/m² por día, se presentan en sectores de Chocó, Valle, Cauca, Nariño, Putumayo, Tolima, Eje Cafetero y Santander.

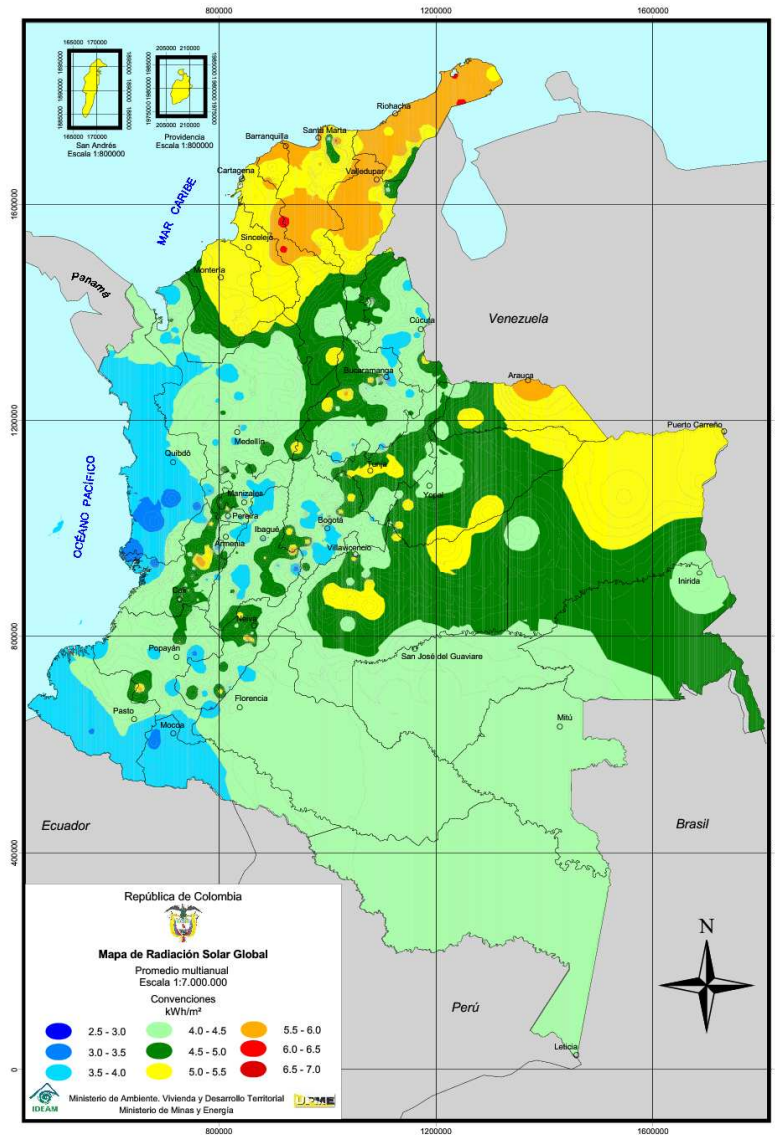
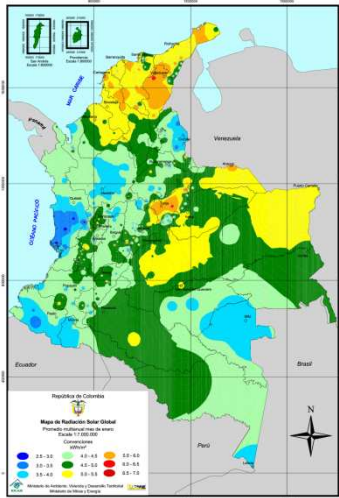


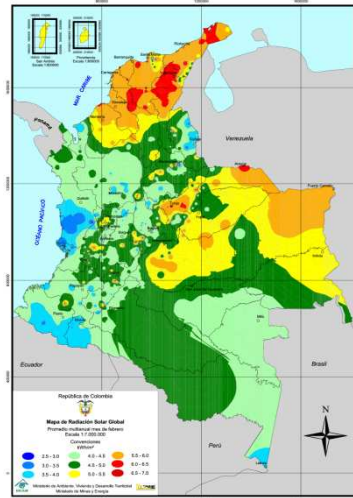
Figura 2. Distribución espacial de la Radiación Global en Colombia, promedio multianual (Fuente: IDEAM).

En la figura 3 se presentan los mapas de la distribución de la radiación solar global acumulada en el día que incide sobre el territorio colombiano a lo largo del año

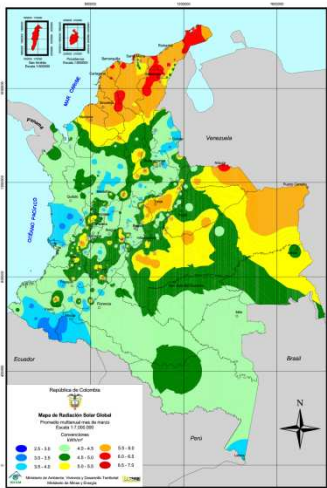
Enero



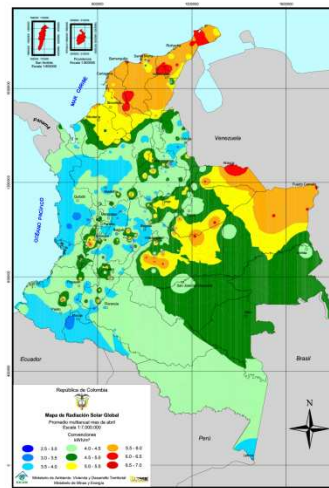
Febrero



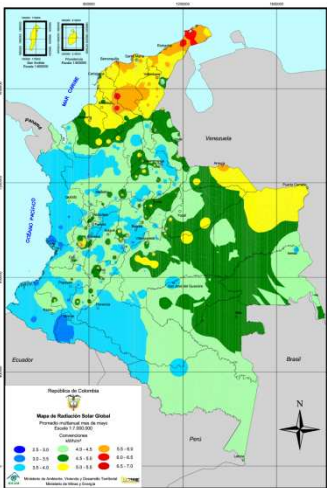
Marzo



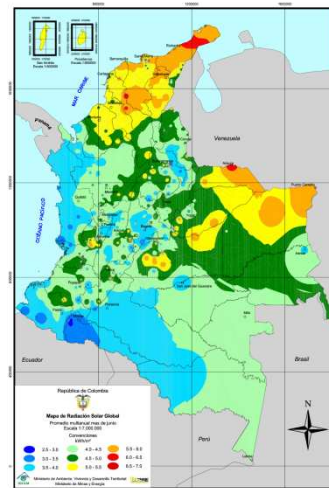
Abril



Mayo



Junio



Julio

Agosto

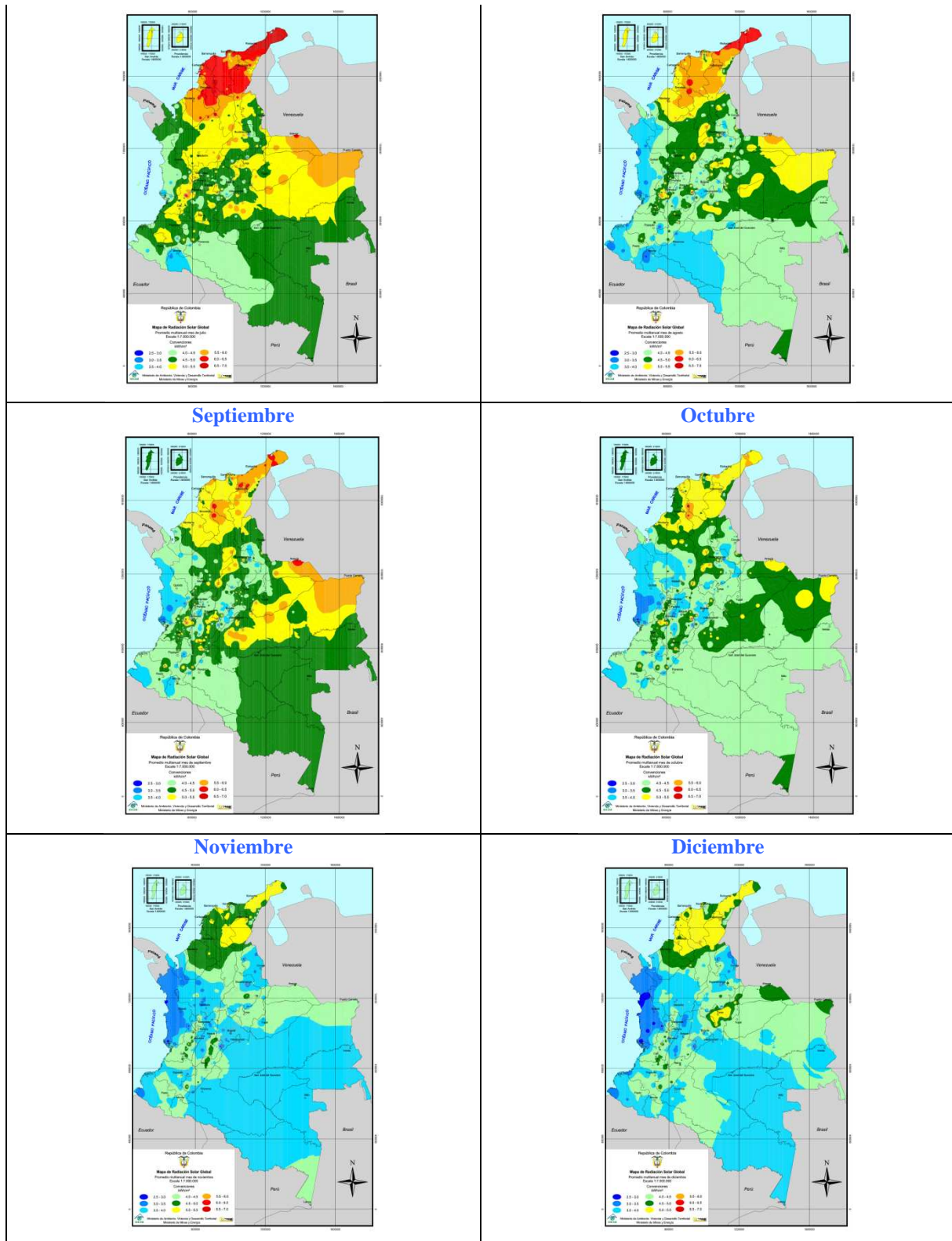


Figura 3. Distribución de la radiación solar global acumulada en el día, que incide a lo largo del año sobre el territorio colombiano. (Fuente: IDEAM).

COMPORTAMIENTO DE LA RADIACIÓN EN BOGOTÁ

A. Radiación Global

Actualmente la ciudad cuenta con tres estaciones que miden la radiación global en forma horaria, dos de la Red del DAMA (Departamento Administrativo del Medio Ambiente) y la estación del Aeropuerto Eldorado del IDEAM, cuyos resultados serán discutidos a continuación.

A.1. Variación estacional de la radiación global en las estaciones del DAMA.

Dentro de la red de monitoreo de la calidad del aire del DAMA, hay dos estaciones que miden la radiación solar global: Escuela de Ingeniería (al norte de la ciudad) y Central de mezclas (al sur de la ciudad). Se analizó la información de dichas estaciones para el periodo comprendido entre agosto de 1997 (fecha de inicio de operación de la red) y julio de 2001.

En la figura 3 se observa la representación gráfica de los promedios de radiación acumulada diaria (suma de los valores promedios horarios de la radiación desde las seis de la mañana hasta las seis de la tarde) del mes respectivo para las dos estaciones. En la Escuela de Ingeniería se observa que los meses con mayores valores promedio de radiación global incidente durante el día, en su orden son: enero, diciembre y agosto y los de menor valor son: mayo, junio, septiembre y noviembre. En Central de Mezclas se observa que los mayores valores se presentan en enero y agosto y los menores valores entre abril y junio.

Cualquier inquietud relacionada con el tema de radiación y ozono será atendida por los profesionales que hacen parte del Programa.

NOMENCLATURA DE LAS MAGNITUDES RADIOMÉTRICAS Y FOTOMÉTRICAS

1) Magnitudes radiométricas

Nombre	Símbolo	Unidad	Relación	Comentarios
Energía radiante	$Q, (W)$	$J = W s$		
Flujo radiante	$\Phi, (P)$	W	$\Phi = \frac{dQ}{dt}$	Potencia
Densidad del flujo radiante	$(M), (E)$	$W m^{-2}$	$\frac{d\Phi}{dA} = \frac{d^2Q}{dA \cdot dt}$	Flujo radiante de cualquier origen que atraviesa un elemento de superficie
Exitancia radiante	M	$W m^{-2}$	$M = \frac{d\Phi}{dA}$	Flujo radiante de cualquier origen que emerge de un elemento de superficie
Irradiancia	E	$W m^{-2}$	$E = \frac{d\Phi}{dA}$	Flujo radiante de cualquier origen incidente sobre un elemento de superficie
Radiancia	L	$W m^{-2} sr^{-1}$	$L = \frac{d^2\Phi}{d\Omega \cdot dA \cdot \cos \theta}$	La radiancia es una magnitud moderada en un sistema óptico
Exposición radiante	H	$J m^{-2}$	$H = \frac{dQ}{dA} = \int_{t_1}^{t_2} E dt$	Puede utilizarse para sumas diarias de radiación global, etc.
Intensidad radiante	I	$W sr^{-1}$	$I = \frac{d\Phi}{d\Omega}$	Puede utilizarse sólo para radiación saliente de "fuentes puntuales"

2) Magnitudes fotométricas

Nombre	Símbolo	Unidad
Cantidad de luz	Q_v	lm · s
Flujo luminoso	Φ_v	lm
Exitancia luminosa	M_v	lm m ⁻²
Illuminancia	E_v	lm m ⁻² = lx
Exposición luminosa	H_v	lm m ⁻² s = lx · s
Intensidad luminosa	I_v	lm sr ⁻¹ = cd
Luminancia	L_v	lm m ⁻² sr ⁻¹ = cd m ⁻²
Densidad del flujo luminoso	$(M_v; E_v)$	lm m ⁻²

3) Características radiométricas

Característica	Símbolo	Definición	Comentarios
Emisividad	ε	$\varepsilon = \frac{M_\varepsilon}{M_{\varepsilon=1}}$	$\varepsilon = 1$ para un cuerpo negro
Absorcancia	α	$\alpha = \frac{\Phi_a}{\Phi_i}$	Φ_a y Φ_i son los flujos radiantes absorbidos e incidentes, respectivamente
Reflectancia	ρ	$\rho = \frac{\Phi_r}{\Phi_i}$	Φ_r es el flujo radiante reflejado
Transmitancia	τ	$\tau = \frac{\Phi_t}{\Phi_i}$	Φ_t es el flujo radiante transmitido a través de una capa o una superficie
Espesor óptico	δ	$\tau = e^{-\delta}$	En la atmósfera, δ se define normalmente en la vertical. El espesor óptico oblicuo es igual a $\delta \cos \theta$, donde θ es el ángulo cenital

INSTRUMENTOS METEOROLÓGICOS PARA MEDIR LA RADIACIÓN

Clasificación del instrumento	Parámetro que se desea medir	Uso principal	Ángulo de visión (en estereorradianes) (Véase la Figura 7.1)
Pirheliómetro absoluto	Radiación solar directa	Patrón primario	5×10^{-3} (aprox. $2,5^\circ$ de semiángulo)
Pirheliómetro	Radiación solar directa	a) Patrón secundario para calibraciones b) Red	5×10^{-3} a $2,5 \times 10^{-2}$
Pirheliómetro espectral	Radiación solar directa en bandas espectrales anchas (por ej. con filtros OG 530, RG 630, etc.)	Red	5×10^{-3} a $2,5 \times 10^{-2}$
Fotómetro solar	Radiación solar directa en bandas espectrales estrechas (por ej. a $500 \pm 2,5$ nm, $368 \pm 2,5$ nm)	a) Patrón b) Red	1×10^{-3} a 1×10^{-2} (aprox. $2,3^\circ$ de ángulo total)
Piranómetro	a) Radiación global b) Radiación difusa c) Radiación solar reflejada	a) Patrón de trabajo b) Red	2π
Piranómetro espectral	Radiación global en intervalos espectrales de banda anchas (por ej. con filtros OG 530, RG 630, etc.)	Red	2π
Piranómetro diferencial	Radiación global neta	a) Patrón de trabajo b) Red	4π
Pirogeómetro	a) Radiación de onda larga (sensor hacia abajo) b) Radiación de onda larga descendente (sensor hacia arriba)	Red	2π
Pirradiómetro	Radiación total	Patrón de trabajo	2π
Pirradiómetro diferencial	Radiación total neta	Red	4π