

CAPÍTULO 1. ENERGÍA SOLAR.

Este trabajo de tesis se titula “Análisis de Plantas Solares Termoeléctricas con y sin Almacenamiento de Energía”, lo que en un principio podría resultar difícil de comprender para aquellas personas que no tengan una noción sobre los aprovechamientos que se obtienen de una de las fuentes de energía que nos ofrece la naturaleza: la energía que proviene del sol, y que llega a nosotros en forma de luz y calor.

Para poder entender a lo que se refiere este trabajo de tesis, se tiene que comenzar por establecer lo más claramente posible a que se refiere con el aprovechamiento de la energía solar, para ello, dentro del primer capítulo se mencionan los aspectos más relevantes que se deben conocer, y después los que se deben considerar, para poder entender el funcionamiento de las tecnologías basadas en el aprovechamiento de la energía que nos brinda el sol.

Por ello, dentro de este primer capítulo se encuentran conceptos que nos ayudan a entender de una manera más fácil los aspectos a considerar para trabajar con la energía del sol, en cuanto a todas las variables que se presentan en el aprovechamiento de la energía solar dentro de las tecnologías existentes.

1.1 FENOMENOLOGÍA.

1.1.1 EL SOL.

El Sol es una esfera más entre millones de nuestra galaxia conocida como la vía láctea, puede ser considerada por su temperatura, brillo y dimensiones una estrella media.

Para nuestro planeta, separado a 150 millones de kilómetros, el Sol es la fuente fundamental de luz y calor, contiene más del 99% de toda la materia del Sistema Solar y se formó hace aproximadamente 4,500 millones de años.

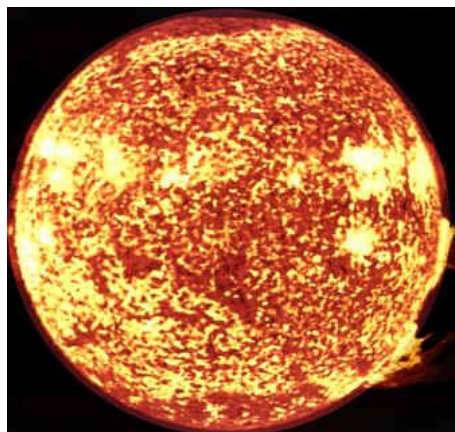


Figura No. 1.1 El Sol.

Fuente: <http://www.solarviews.com/span/sun>.

El Sol ejerce una atracción gravitatoria sobre los planetas que los hace girar a su alrededor y debido a que es de gas y plasma, su rotación cambia con la latitud con un periodo de 24 días en el ecuador y cerca de 36 días en los polos (Ver Tabla No. 1.1).

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
KiloWatts	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.**

Tabla No. 1.1 Características del Sol.

Fuente: <http://www.solarviews.com/span/sun>

La diferencia en la velocidad rotacional conjuntamente con el movimiento de los gases altamente ionizados generan sus campos magnéticos (Ver Figura No. 1.2).

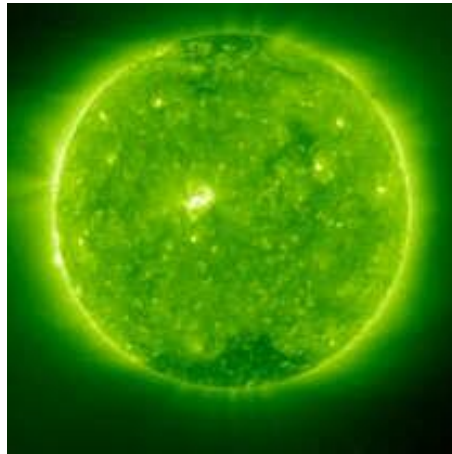


Figura No. 1.2 Campo magnético del sol.
Fuente://www.solarviews.com/span/sun

El radio solar se estima en 695,000 kilómetros y su masa entre 1.989×10^{30} kg. El núcleo está formado por hidrogeno (50% hidrogeno, 40% Helio, 10% metales pesados). Ahí la presión alcanza los 100,000 millones de atmosferas y una temperatura de 16 millones de grados. En la parte central en una región a $\frac{1}{4}$ del radio solar, se llevan acabo reacciones termoneucleares que transforman el hidrogeno en helio y en energía de alta frecuencia. De 564 millones de toneladas de hidrogeno, cada segundo se forman 500 toneladas de helio y los cuatro millones restantes se transforman en energía según la ecuación $E=mc^2$.

$$E = (4 \times 10^9 \text{ Kg}) \left(3 \times 10^8 \frac{\text{m}}{\text{s}} \right)^2 \left(\frac{0.981 \text{ N}}{\text{Kg} * \text{m}} \right) = 3.6 \times 10^{26} \text{ N} * \text{m}$$

$$E = 8.6 \times 10^{25} \text{ cal}$$

$$P = 3.6 \times 10^{26} \text{ MW}$$

El Sol se encuentra formado por seis regiones principales (Figura No. 1.3):

- 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. Su temperatura se estima en 15 millones de grados Kelvin ($^{\circ}\text{K}$).
- La zona radiativa, que circunda al núcleo; está constituida por 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. Las temperaturas en esta región alcanzan los 130,000 °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. 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/cm³). La mayor parte de la radiación solar que nos llega proviene de esta capa, su temperatura es cercana a los 5,800 °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 °K.
- 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.
- La Corona, es la tenue atmósfera exterior compuesta de un halo, el cual, sólo se ve durante los eclipses totales de sol.

El Sol tienen un comportamiento 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 que no cambiará mucho en los próximos tres mil millones. Por esta razón se considera que su radiación es una fuente inagotable de energía.

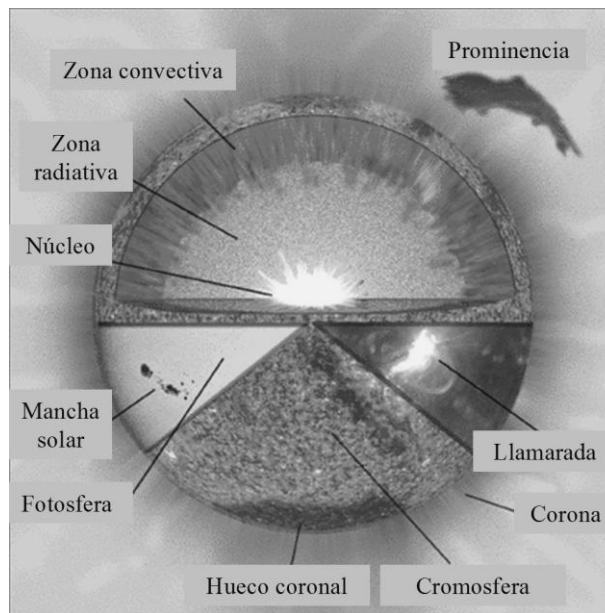


Figura No. 1.3 Estructura del Sol.
Fuente: Atlas solar. IDEAM, 2004.

1.1.2 TIPOS DE ENERGÍAS QUE EMITE EL SOL.

La radiación solar es la energía emitida por el Sol, que se propaga en todas las direcciones a través del espacio mediante ondas electromagnéticas, generadas por las reacciones del hidrogeno en el núcleo del sol por fusión nuclear y emitidas por la superficie solar.

Después de pasar por la atmósfera, la radiación solar 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:

$$E_{\lambda} = \frac{a}{\lambda^5 (e^{(b/\lambda T)} - 1)} \quad (1.1)$$

Donde:

E_{λ} = es la cantidad de energía ($\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$) emitida a una longitud de onda λ (μm) por un cuerpo con una temperatura T (en grados Kelvin), con a y b como constantes. 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:

$$\lambda = \frac{2897}{T} \quad (1.2)$$

Esta ecuación es conocida como la Ley de Wien. Para una temperatura de $5,800^{\circ}\text{K}$ (temperatura de la superficie solar) la longitud máxima de energía es aproximadamente $0,5 \mu\text{m}$ (micrómetro, equivalente a $1 \times 10^{-6}\text{m}$) (ver Figura No. 1.4). Esta longitud de onda corresponde a radiación en la parte del espectro visible.

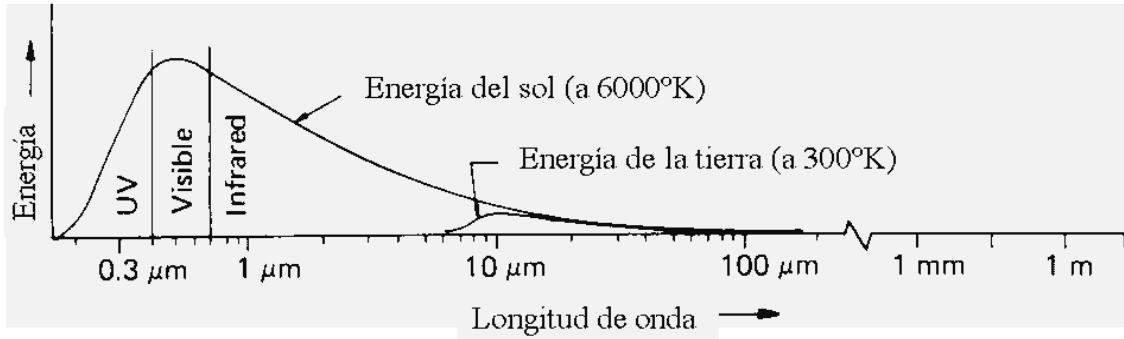


Figura No. 1.4 Energía radiada por el sol y la tierra.
Fuente: www.ideam.gov.co

A través de la integración de la ecuación (1.1) resulta la ley de Stefan-Boltzmann, por medio de la cual, se puede determinar el total de energía emitida por el sol:

$$E_{total} = \sigma T^4 \quad (1.3)$$

Donde:

σ es la constante de Stefan-Boltzmann (dentro de la radiación como mecanismo básico de la transmisión de calor su valor es: $5.6697 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2 \text{ K}^4$). 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 sólo intercepta 1,367 W/m^2 (constante solar).

En la Figura No. 1.5, 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).

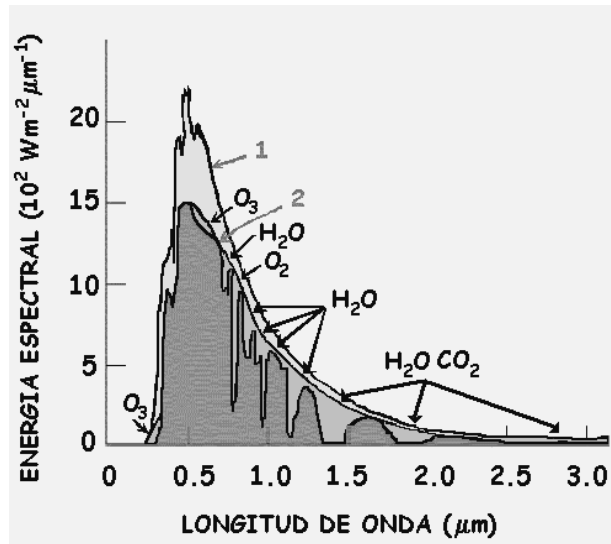


Figura No. 1.5 Espectro de radiación solar fuera de la atmósfera de la Tierra (curva 1) y a nivel del mar para condiciones de cielo despejado (curva 2).

Fuente: www.ideam.gov.co

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 (f) de las ondas electromagnéticas, relacionadas mediante la expresión $\lambda f = C$ (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).

La radiación electromagnética se puede ordenar en un espectro en diferentes longitudes de onda (Figura No. 1.6), 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):

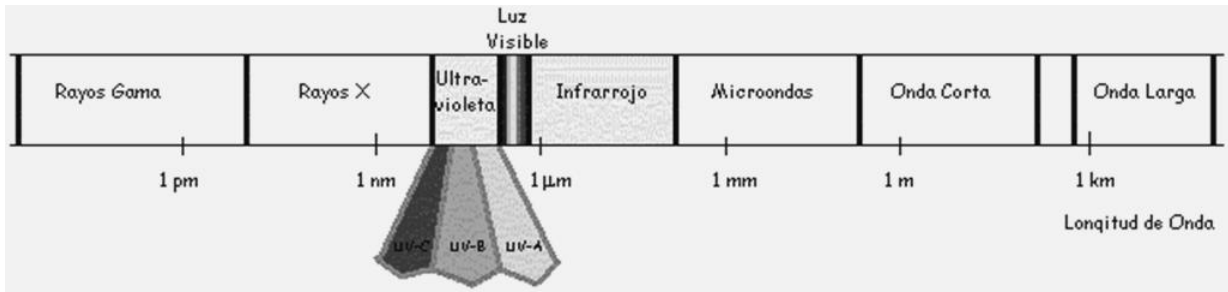


Figura No. 1.6 Espectro electromagnético de la radiación solar.
Fuente: IDEAM.

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

1.1.3 RADIACION SOLAR Y ATENUACIÓN ATMOSFERICA.

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 Terawatts, 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.

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

1.1.3.1 *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.

1.1.3.2 *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:

$$A \% = \frac{R}{H} \times 100 \quad (1.4)$$

Donde:

$A\%$ = 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.

1.1.3.3 *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, ésta 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 nitroso.

Los gases que son buenos absorbedores 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.

El efecto de atenuación de la radiación solar al atravesar la atmósfera se muestra en la Figura No. 1.7.

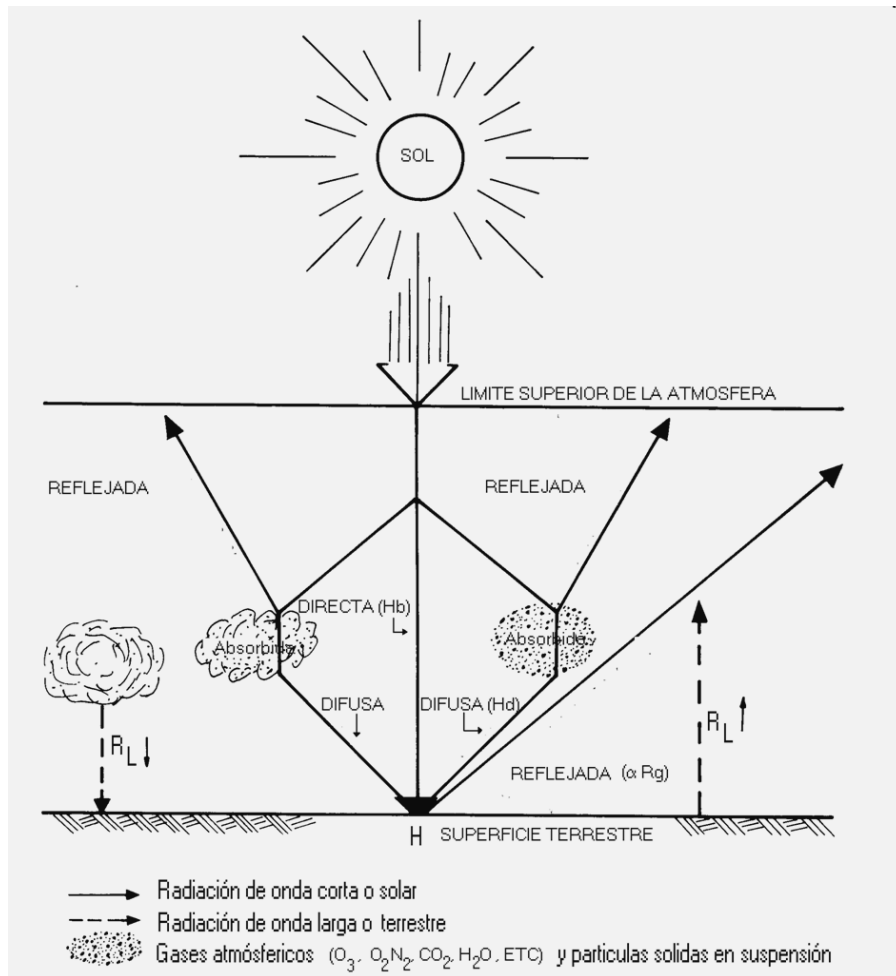


Figura No. 1.7 Atenuación de la radiación solar por la atmósfera terrestre.
Fuente: www.ideam.gov.co

Una superficie sobre la tierra recibe energía solar en dos formas, radiación directa y radiación difusa, a las cuales en conjunto se les conoce como radiación global.

1.1.3.4 RADIACIÓN DIRECTA.

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:

$$H_b = I' = I \sin h \quad (1.5)$$

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 No. 1.8).

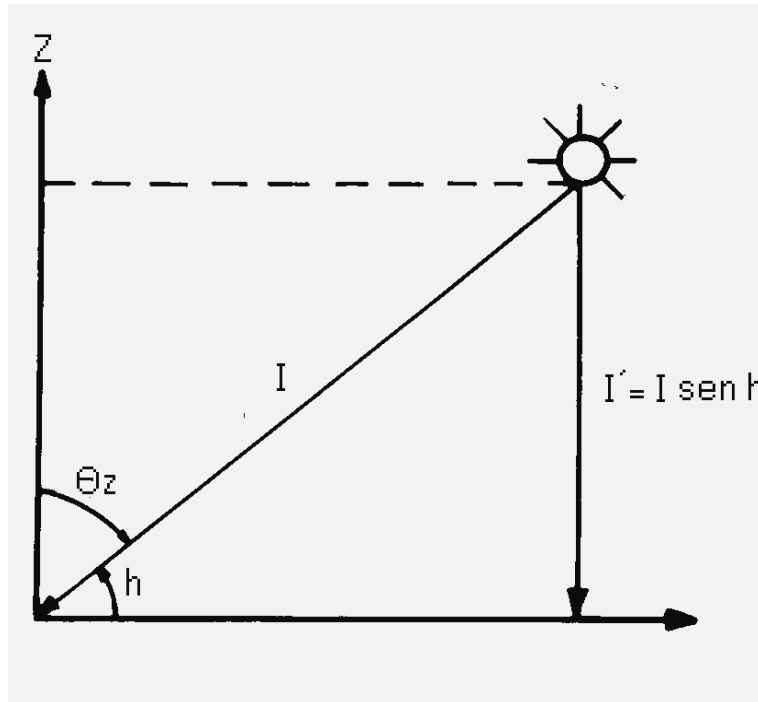


Figura No. 1.8 Componente directa de la radiación Sol.
Fuente: www.ideam.gov.co

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

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

1.1.3.5 RADIACIÓN DIFUSA.

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*h/m² al día.

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

- a) La altura del Sol sobre el horizonte. A mayor altura, mayor es el flujo de radiación difusa.
- b) Cantidad de partículas en la atmósfera. A mayor cantidad de partículas, mayor es la componente difusa; por consiguiente aumenta con la contaminación.
- c) Nubosidad. Aumenta con la presencia de capas de nubes blancas relativamente delgadas.
- d) 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.

1.1.3.6 RADIACIÓN GLOBAL.

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:

$$H = I_{senh} + H_d = H_b + H_d \quad (1.6)$$

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.

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:

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

1.1.3.7 *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/m^2 y queda reducida en superficie (por reflexión y absorción) a unos 170 W/m^2 .

La Figura No. 1.9 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/m^2 de energía solar que entran por el tope de la atmósfera y los 390 W/m^2 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.

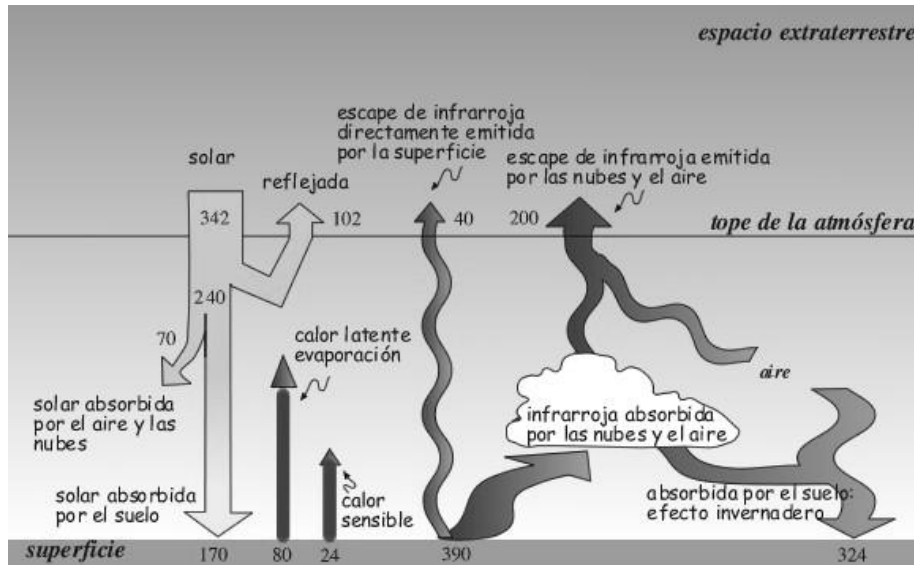


Figura No. 1.9 Esquema de la distribución de la radiación en el sistema tierra – atmósfera.
Fuente: <http://homepage.mac.com/uriarte/maprad.html>

A partir de la energía terrestre emitida por la superficie, 390 W/m^2 , sólo 40 W/m^2 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/m^2) y la turbulencia (flujo de calor sensible de 24 W/m^2).

La diferencia entre la emisión radiativa de la superficie de la Tierra (390 W/m^2) y el total de emisión infrarroja al espacio ($40 + 200 = 240 \text{ W/m}^2$) representa la energía atrapada en la atmósfera (150 W/m^2) por el efecto de invernadero. La parte del efecto invernadero causado por el aumento de CO_2 debido a las emisiones antrópicas supone en la actualidad un incremento radiativo de $1,4 \text{ W/m}^2$.

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 más 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:

- a) 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.
- b) 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 más 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. En la siguiente tabla se resume el balance de radiación en unidades de energía.

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

Tabla No. 1.2 Balance de radiación en W/m².

Fuente: www.ideam.gov.co

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).

1.1.4 **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:

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

La cual tiene una desviación estándar de 1.6 W/m^2 y una desviación máxima de $\pm 7 \text{ W/m}^2$.

La Figura No. 1.10, 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.

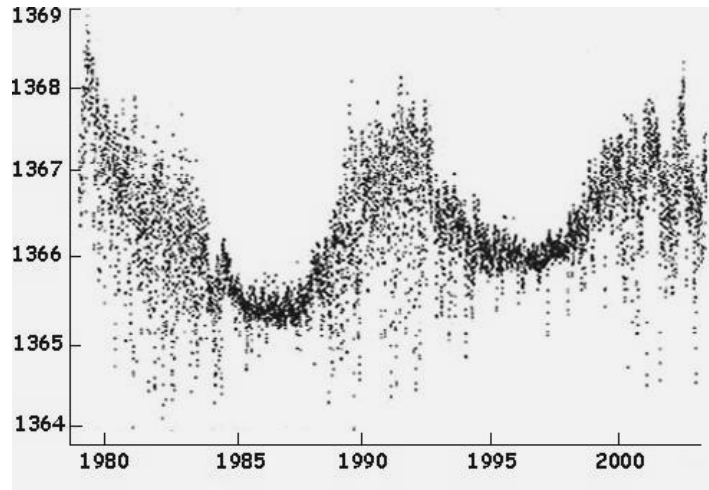


Figura No. 1.10 Valores de la constante solar medidos por medio de satélites.
Fuente: <http://www.gsfc.nasa.gov/topstory/2003/0313irradiance.html>

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 No. 1.11, por lo que es necesario realizar una composición o superposición de las mediciones para obtener un único valor.

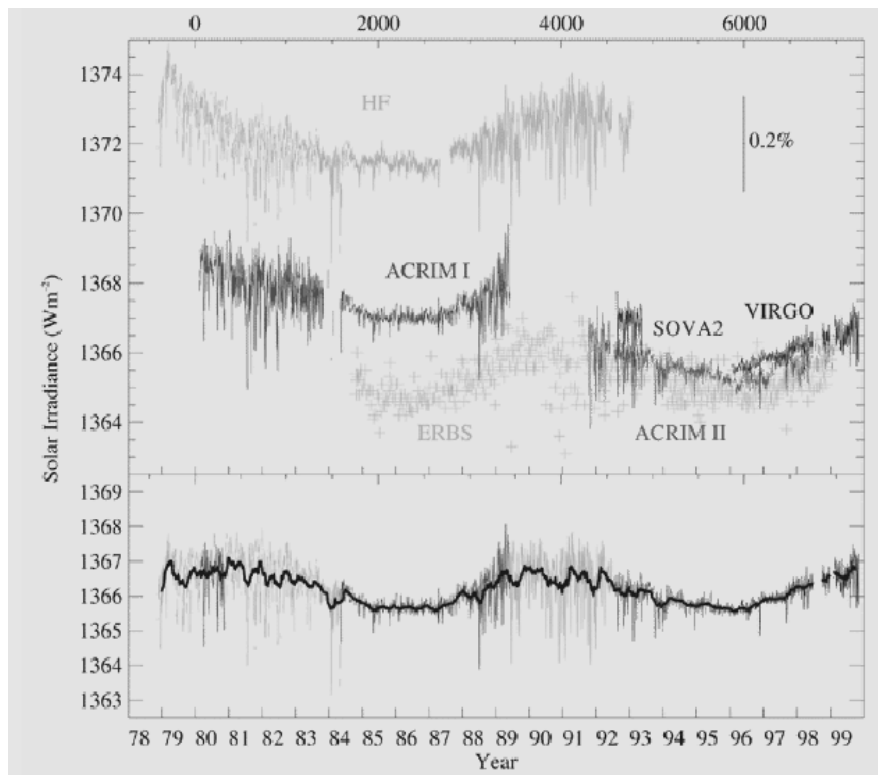


Figura No. 1.11 Valores de la constante solar medidos por medio de satélites. Datos originales (arriba) y valores compuestos (abajo).
Fuente: NASA (National Aeronautics and Space Administration).

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 No. 1.12.

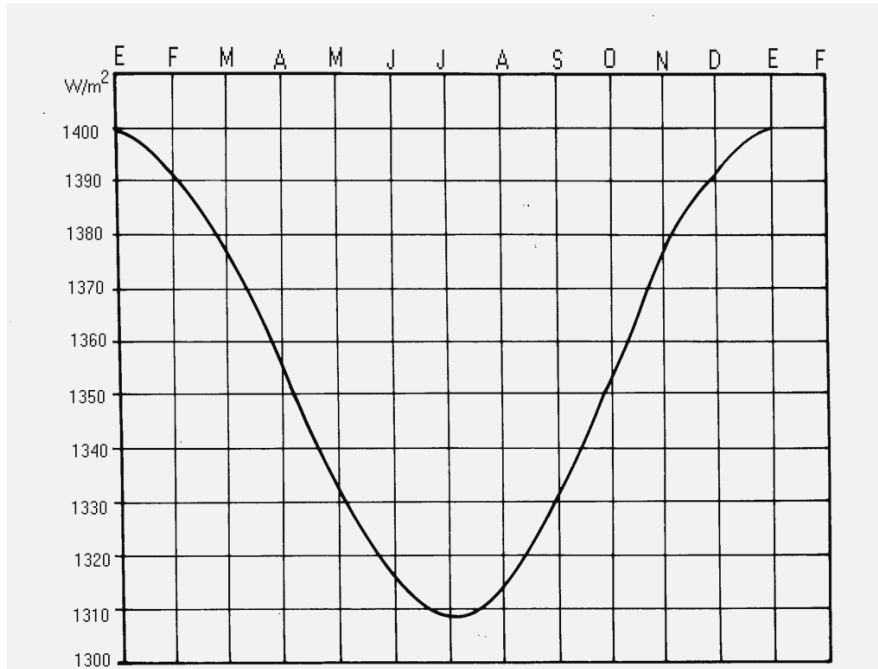


Figura No. 1.12 Variación de la radiación solar fuera de la atmósfera terrestre.
Fuente: IDEAM.

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

$$I_n = \bar{I}_o \left(\frac{R_o}{R} \right)^2 \quad (1.7)$$

Donde:

R = Distancia Tierra-Sol

I_o = Constante solar

R_o = Distancia promedio Tierra-Sol (igual a una Unidad Astronómica = $149,46 \times 10^6$ Km).

1.2 VARIABILIDAD DIURNA Y ESTACIONAL.

1.2.1 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 .

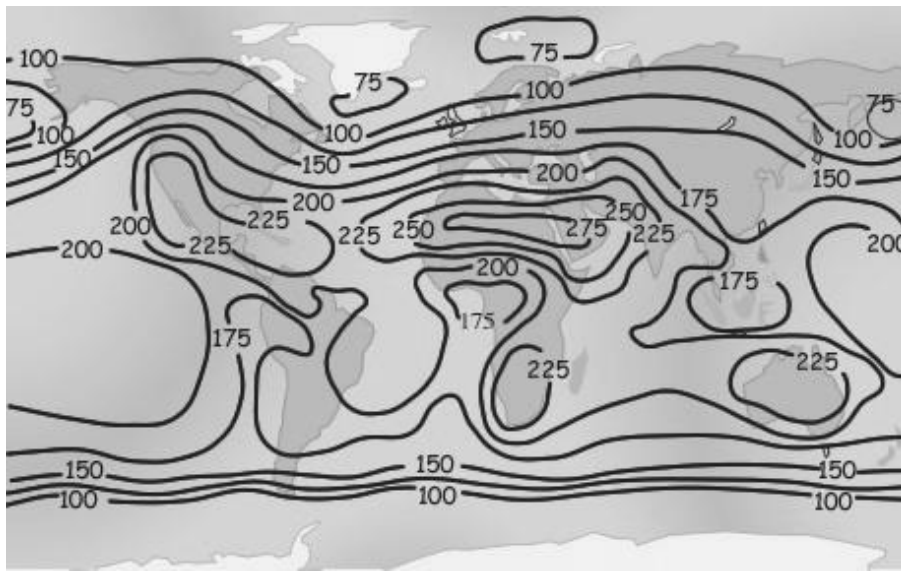


Figura No. 1.13 Distribución global de la radiación
Fuente: <http://homepage.mac.com/uriarte/maprad.html>.

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 .

1.2.2 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 149.46×10^6 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:

$$R = \frac{a * (1 - e^2)}{1 + e * \cos \alpha} \quad (1.8)$$

Donde:

R = distancia Tierra-Sol.

a = Unidad Astronómica.

e = excentricidad de la órbita terrestre ($e = 0.01673$).

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

$$\alpha = \frac{2 * \pi (nd - 1)}{365} \quad (1.9)$$

Donde:

nd = número del día del año

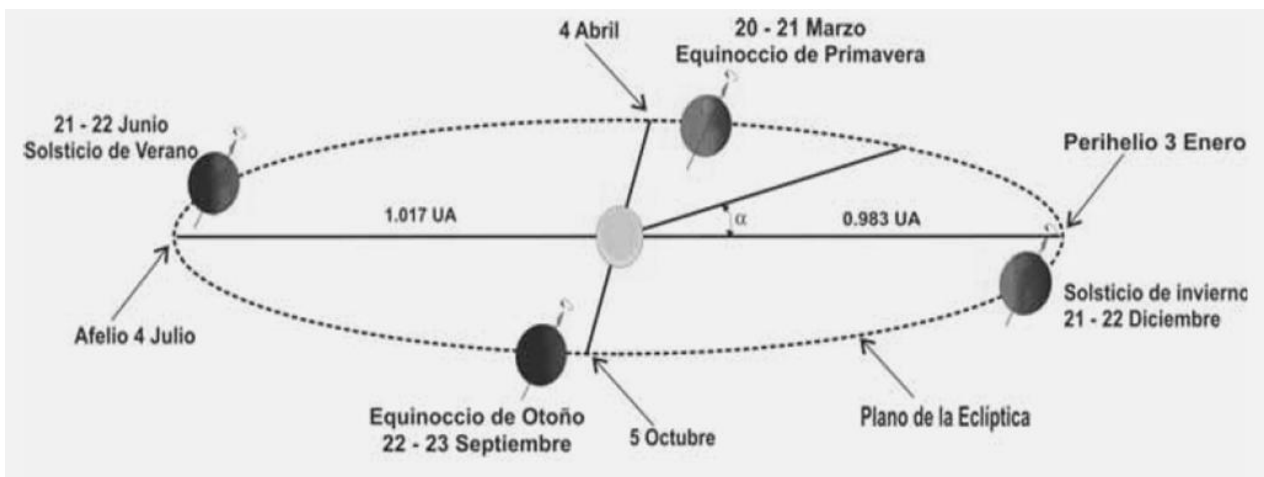


Figura No. 1.14 Movimiento de la tierra alrededor del sol.
Fuente: Atlas de radiación solar de Colombia, www.upme.gov.co.

En la Figura No. 1.14, se muestra la posición angular (α) de la Tierra en la órbita. Cuando $\alpha = 0^\circ$ la Tierra se encuentra más cerca del Sol (Perihelio), esto ocurre en enero y la distancia Tierra-Sol es de:

$$R = a(1-e) = 0.983\text{UA} = 147.5 \times 10^6 \text{ km.}$$

En julio, cuando $\alpha = 180^\circ$, la Tierra se encuentra en la posición más alejada del Sol (Afelio), con una distancia Tierra-Sol de:

$$R = a(1+e) = 1.017\text{UA} = 152.6 \times 10^6 \text{ km.}$$

La distancia R para efectos radiométricos, se puede expresar mediante una ecuación de cálculo sencillo. Spencer³ expresó la distancia en términos de una serie de Fourier, con un error máximo de 0.01 por ciento:

$$\left(\frac{R_0}{R}\right)^2 = 1.00011 + 0.034221 \cos \alpha + 0.00128 \sin \alpha + 0.000719 \cos 2\alpha + 0.000077 \sin 2\alpha \quad (1.10)$$

Donde:

R_0 = Distancia promedio Tierra-Sol (1 U. A.)

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.

1.2.3 DECLINACIÓN DEL SOL.

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.

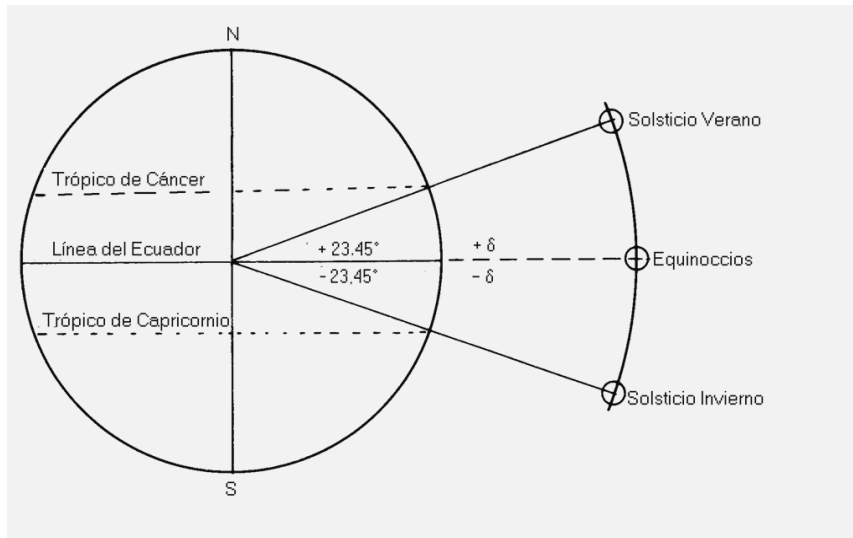


Figura No. 1.15 Declinación solar.
Fuente: Atlas solar. IDEAM, 2004.

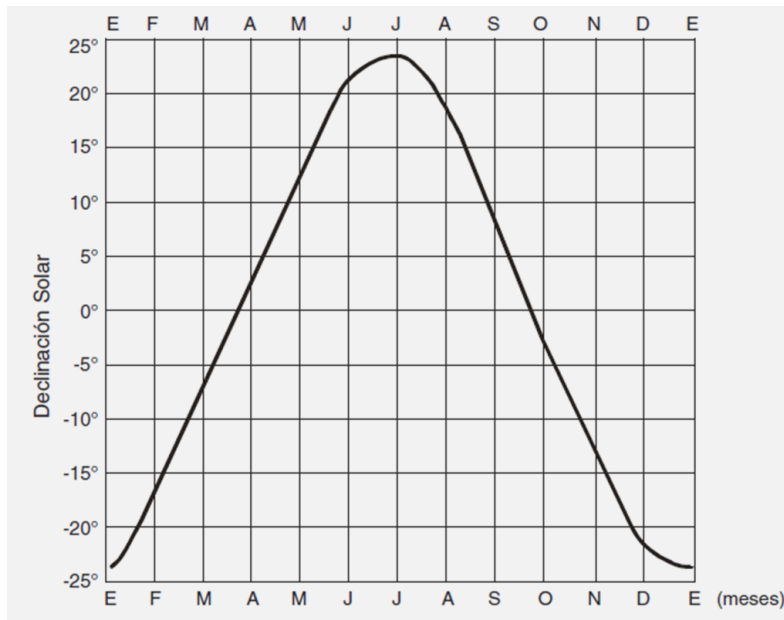


Figura No. 1.16 Variación anual de la declinación del Sol.
Fuente: Atlas de radiación solar de Colombia, www.upme.gov.co.

1.2.4 LA ESFERA CELESTE.

Clásicamente, el cielo ha sido representado mediante una esfera imaginaria cuyo centro se fija en la Tierra, llamada esfera celeste, lo cual permite ubicar los diferentes astros como si un observador los estuviera mirando desde la Tierra y donde cada uno de sus puntos representa una dirección al cielo. La intersección con el plano imaginario del Ecuador terrestre define el Ecuador celeste. Los puntos de intersección con el eje polar terrestre se llaman polos celestes.

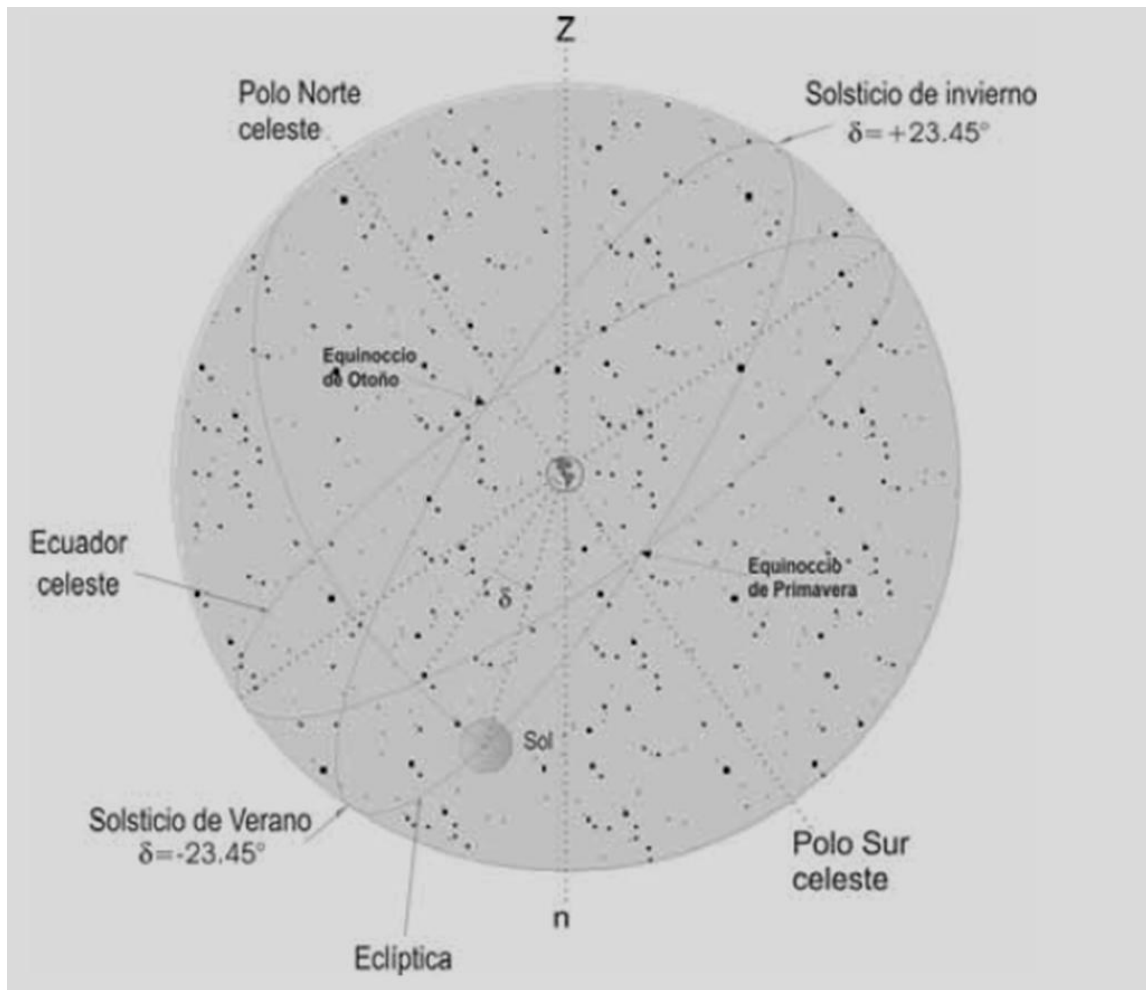


Figura No. 1.17 Declinación solar.

Fuente: Atlas de radiación solar de Colombia, www.upme.gov.co.

Durante el movimiento de la Tierra alrededor del Sol, la posición relativa del Sol respecto de los demás astros en la esfera celeste cambia, y puede describirse utilizando esta forma de representación como un movimiento del Sol alrededor de la Tierra en un círculo cuyo plano

forma un ángulo de 23.45° con el plano del Ecuador. Dicho círculo se denomina Eclíptica, como se ilustra en la figura No. 1.17.

El Sol recorre la Eclíptica una vez al año; y la esfera celeste, debido a la rotación terrestre, gira una vez al día alrededor de la Tierra, que permanece fija en esta representación. De esta forma, el Sol describe diariamente alrededor de la Tierra un círculo, al igual que los demás astros. Sin embargo, en la medida en que se presenta este movimiento, en la realidad la distancia Tierra-Sol cambia, día a día siendo mínima en el solsticio de invierno y máxima en el solsticio de verano. En el curso de un año podemos observar cómo varía la posición del Sol y su recorrido en el cielo. Para explicar este fenómeno, recurrimos a la esfera celeste. En este sistema de referencia, la Tierra permanece en el centro y el Sol describe un movimiento aparente a lo largo de la Eclíptica a razón de un grado aproximadamente por día. Cuando el Sol alcanza los puntos Aries y Libra ocurren los equinoccios (del latín: noche igual), ya que la noche y el día tienen la misma duración en todos los lugares de la Tierra. Tomando como referencia un observador localizado en el hemisferio norte, entre ambos equinoccios hay dos posiciones significativas denominadas solsticios (latín: parada prolongada del Sol). El solsticio de verano ocurre el 21 de junio, el día más largo del año, y el solsticio de invierno, el 22 de diciembre, que es el día más corto. Los puntos por donde el Sol sale y se pone en el horizonte cambian en el curso del año. El primer día de la primavera y del otoño el Sol sale exactamente por el Este y se pone por el Oeste. Al acercarnos al solsticio de verano, las posiciones de salida y ocaso avanzan hacia el Norte, aumentando también su recorrido del sol en el cielo, que es máximo en este solsticio. Desde el equinoccio de otoño la salida y puesta del Sol retroceden hacia el Sur, alcanzando la trayectoria del Sol un valor mínimo en el solsticio de invierno. En el hemisferio norte, el ángulo que forma la vertical del lugar con la dirección de los rayos del Sol es más pequeño en el solsticio de verano, donde los rayos solares son casi perpendiculares a la superficie. Por el contrario, en invierno el ángulo es mayor y los rayos caen oblicuamente; por esta razón, y porque los días son más largos, hace más calor en verano que en invierno. Hay lugares en la Tierra, como la parte central del Círculo Polar Ártico, donde el Sol no se pone, durante seis meses, en el verano, al contrario de lo que ocurre en invierno, cuando las noches duran igual tiempo.

1.2.5 SISTEMAS DE COORDENADAS.

La posición del Sol en la esfera celeste se puede determinar mediante los sistemas de coordenadas horizontales y ecuatoriales.

En el sistema de coordenadas celestes horizontales ilustrado en la Figura No. 1.18 se determina la posición del Sol mediante los ángulos llamados azimut, A_z , y la distancia zenital, Z_o , o su complemento, la altura solar h .

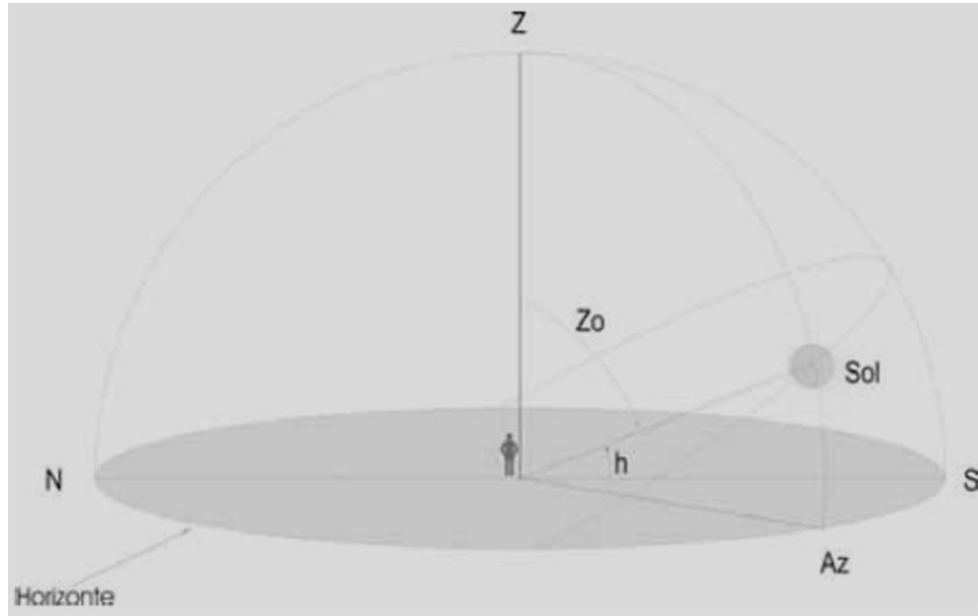


Figura No. 1.18 Sistema de coordenada celestes horizontales.
Fuente: Atlas de radiación solar de Colombia, www.upme.gov.co.

La distancia zenital es la distancia angular entre el zenit del observador y la posición del Sol; su complemento, la altura solar (h), es la distancia angular entre el horizonte del observador y el Sol. El azimut es la distancia angular, medida desde el sur del lugar del observador y la proyección sobre el horizonte del meridiano del Sol que pasa por el zenit del observador (A_z es negativo hacia el Este y positivo hacia el Oeste; por lo tanto, varía entre $-180^\circ \leq A_z \leq 180^\circ$).

En el sistema ecuatorial, la posición del Sol está determinada por la declinación (δ) y el ángulo horario (ω). El ángulo horario (ω) es el ángulo formado en el polo por la intersección entre el meridiano del observador y el meridiano del Sol (Figura No. 1.19); se expresa en unidades de arco (grados) o en unidades de tiempo (horas); su conversión es: 1 hora = 15° .

$$\begin{aligned}\omega &= \frac{360^\circ}{24}(t-12) \\ \omega &= \frac{2\pi}{24}(t-12)\end{aligned}\tag{1.11}$$

Donde:

$t = \text{Hora local.}$

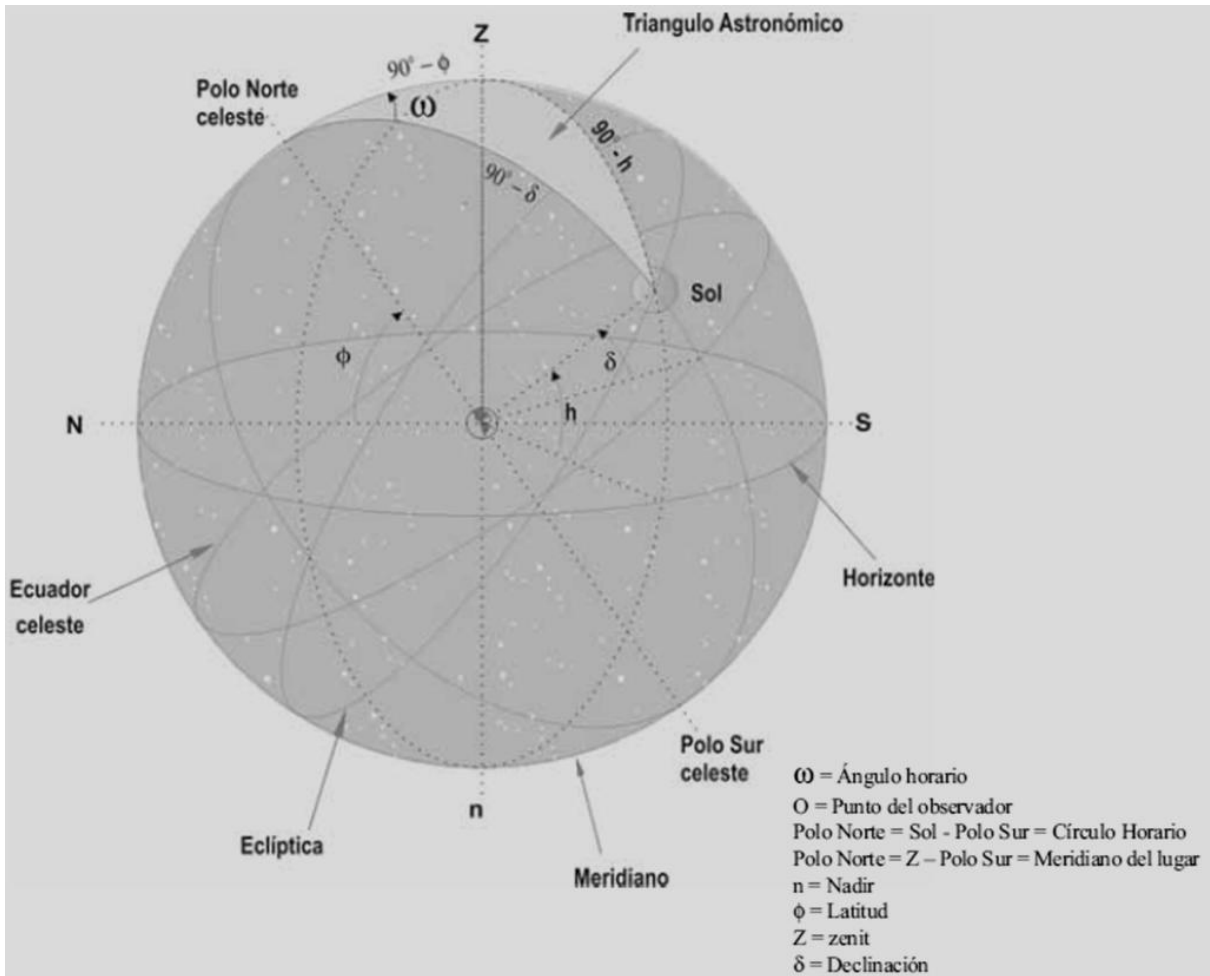


Figura No. 1.19 Sistema Coordenadas celestes ecuatoriales.
Fuente: Atlas de radiación solar de Colombia, www.upme.gov.co.

1.2.6 TRIÁNGULO ASTRONÓMICO PARA LA OBTENCIÓN DE LA POSICIÓN DEL SOL.

Combinando los dos sistemas de coordenadas, horizontales y ecuatoriales, se puede obtener el triángulo astronómico de la Figura 13, el cual se toma de la esfera celeste en la Figura 12 y es conformado por el Polo Norte, N ; el zenit, Z , y el Sol. En otras palabras, resulta de proyectar el meridiano del lugar (el que pasa por el zenit y los polos), el círculo horario (que pasa por los polos y el astro) y la vertical del astro (círculo que pasa por el zenit-nadir y el astro).

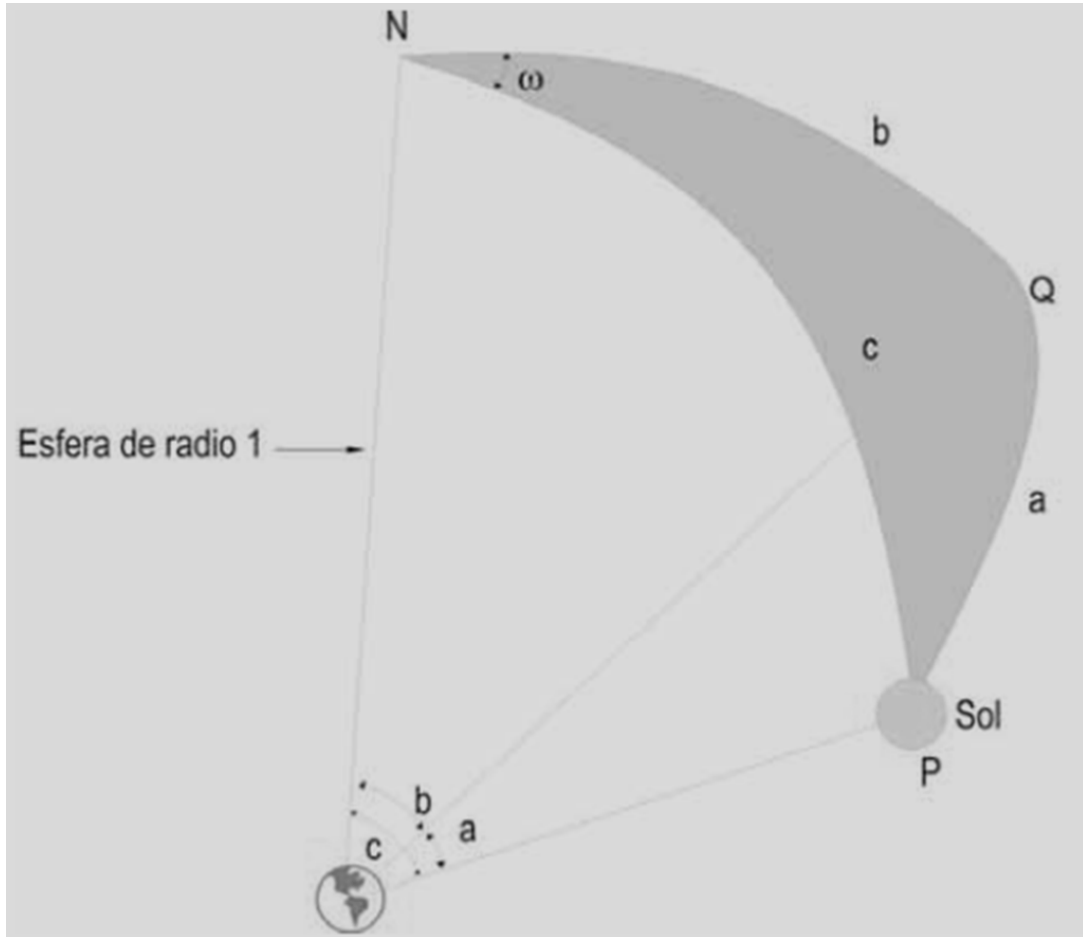


Figura No. 1.20 Triángulo astronómico.

Fuente: Atlas de radiación solar de Colombia, www.upme.gov.co.

A partir de la posición del Sol en este triángulo esférico es posible establecer el ángulo de incidencia de la luz solar sobre una superficie horizontal o inclinada utilizando la llamada ley de los cosenos descrita por la ecuación de la trigonometría esférica.

$$\cos a = \cos b \cos c + \operatorname{sen} b \operatorname{sen} c \cos \omega \quad (1.12)$$

1.2.7 ALTURA DEL SOL.

Para hallar el valor de la altura solar se sustituyen los lados del triángulo astronómico (Polo Norte, N ; el zenit, Z , y el Sol, o sea NQP) en la ecuación anterior por los valores:

$$\begin{aligned} a &= 90^\circ - h \\ b &= 90^\circ - \phi \\ c &= 90^\circ - \delta \end{aligned}$$

$$\cos(90^\circ - h) = \cos(90^\circ - \phi)\cos(90^\circ - \delta) + \text{sen}(90^\circ - \phi)\text{sen}(90^\circ - \delta)\cos \omega$$

Aplicando identidades trigonométricas obtenemos:

$$\text{sen} h = \text{sen} \phi \text{sen} \delta + \cos \phi \cos \delta \cos \omega \quad (1.13)$$

1.2.8 DURACIÓN ASTRONÓMICA DEL DÍA (N).

Es la duración en horas desde la salida hasta la puesta del Sol; se determina a partir de la ecuación (1.13), considerando $h = 0^\circ$ y $h = 180^\circ$ (para la salida y puesta del Sol, respectivamente), despejando el ángulo horario ω y de allí la duración del día. Cuando $h = 0$ ó 180 :

$$\begin{aligned} \cos \omega &= \frac{-\text{sen} \phi \text{sen} \delta}{\cos \phi \cos \delta} \\ \cos \omega_s &= -\tan \phi \tan \delta \end{aligned} \quad (1.14)$$

La duración del día se determina duplicando el ángulo horario ω_s ("s" de salida del Sol) y dividiéndolo entre 15 para pasar de grados a horas:

$$N = \frac{2}{15} \arccos(-\tan \phi \tan \delta) \quad (1.15)$$

La ecuación anterior es válida si el valor absoluto de $(-\tan \phi \tan \delta) \leq 1$.

Para las latitudes altas (mayores de 66.6°), donde dependiendo de la época del año no se satisface esa condición, implica que los días pueden tener una duración igual a 24 horas, el Sol no se oculta, o igual a 0 horas, el Sol se mantiene por debajo del horizonte, dependiendo del día del año.

1.2.9 DIRECCIÓN DEL HAZ DE RADIACIÓN.

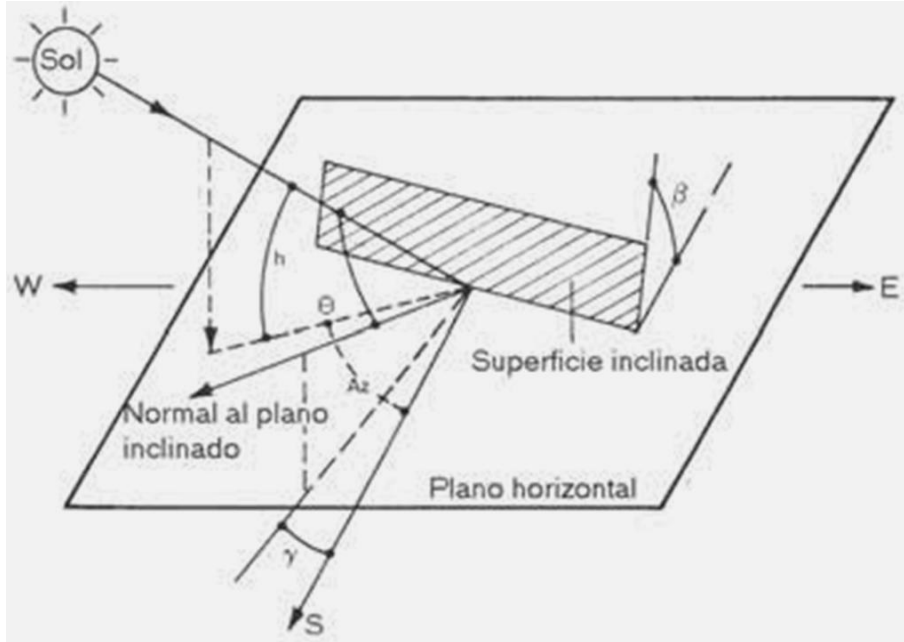


Figura No. 1.21 Dirección del haz de radiación solar directa.
Fuente: Atlas de radiación solar de Colombia, www.upme.gov.co.

La relación geométrica entre un plano con una orientación dada relativa a la Tierra y el haz de radiación solar, como se ilustra en la Figura No. 1.21, puede ser determinada a partir de la ecuación:

$$\begin{aligned} \cos \theta = & \operatorname{sen} \delta \operatorname{sen} \phi \cos \beta - \operatorname{sen} \delta \cos \phi \operatorname{sen} \beta \cos \gamma + \cos \delta \cos \phi \cos \beta \cos \omega \\ & + \cos \delta \operatorname{sen} \phi \operatorname{sen} \beta \cos \gamma \cos \omega + \cos \delta \operatorname{sen} \beta \operatorname{sen} \gamma \operatorname{sen} \omega \end{aligned} \quad (1.16)$$

Donde:

β = ángulo entre el plano dado y la superficie horizontal $0^\circ \leq \beta \leq 180^\circ$

γ = ángulo azimut sobre la superficie; ver página 120, último párrafo, primera columna.

θ = ángulo de incidencia formado por el haz de radiación sobre una superficie y la normal a la superficie.

1.2.10 MEDIDA DEL TIEMPO.

La medida del tiempo se fundamenta en la rotación de la Tierra sobre su eje polar y su translación alrededor del Sol. El tiempo se mide a partir del intervalo transcurrido entre dos pasos sucesivos del Sol frente a un mismo meridiano. Debido a que la órbita de la Tierra alrededor del Sol es elíptica, los intervalos de tiempo entre los dos pasos varían día a día durante el año, razón por la cual se definen el tiempo solar verdadero y el tiempo solar medio.

1.2.11.1 TIEMPO SOLAR VERDADERO (TSV).

El tiempo solar verdadero (TSV) o LAT (*local apparent time*) es el tiempo real que determina el Sol a su paso sobre un meridiano y lo define el ángulo horario (ω) medido a partir del mediodía. El tiempo solar no coincide con el tiempo local. Por lo tanto, es necesario corregir el tiempo aplicando dos correcciones.

- a) Corrección debida a la diferencia entre la longitud del meridiano del observador y el meridiano sobre el cual se basa la hora local estándar (en la Ciudad de México la hora estándar se basa en el meridiano 99°09' W). El Sol toma cuatro minutos para realizar un desplazamiento aparente de 1° de longitud;
- b) Corrección debida a las perturbaciones en la velocidad de rotación de la Tierra.

El TSV se determina mediante la ecuación:

$$TSV = TSM + 4(L_S - L_L) + E_t \quad (1.17)$$

Donde:

TSM = Tiempo solar medio

E_t = Ecuación de tiempo

L_s = Longitud geográfica del meridiano de referencia del país.

L_L = Longitud geográfica del meridiano del lugar (en grados sexagesimales).

1.2.11.2 TIEMPO SOLAR MEDIO (TSM).

Para eliminar las desigualdades del tiempo transcurrido entre los dos pasos sucesivos del Sol por un mismo meridiano, se definió el tiempo solar medio, o TSM, imaginando un Sol

ficticio que gire a velocidad constante y en forma circular alrededor de la Tierra, de modo que la duración de los días permanezca constante durante todo el año.

1.2.11.3 ECUACIÓN DE TIEMPO (E_T).

Se define como ecuación de tiempo (E_t) a la diferencia de tiempo entre el tiempo solar verdadero (T_{SV}) y el tiempo solar medio (T_{SM}), el cual varía diariamente en un intervalo pequeño entre -14 y 16 minutos. *Spencer* desarrolló un modelo matemático en términos de una serie de *Fourier*, para calcular E_t cualquier día del año con un error menor a 0,5 minutos. La Figura No. 1.22 muestra los valores de E_t a lo largo del año.

$$E_t = \left(\begin{matrix} 0.000075 + 0.001868 \cos \alpha - 0.032077 \operatorname{sen} \alpha \\ -0.014615 \cos \alpha - 0.040089 \operatorname{sen} 2\alpha \end{matrix} \right) * (229.18) \quad (1.18)$$

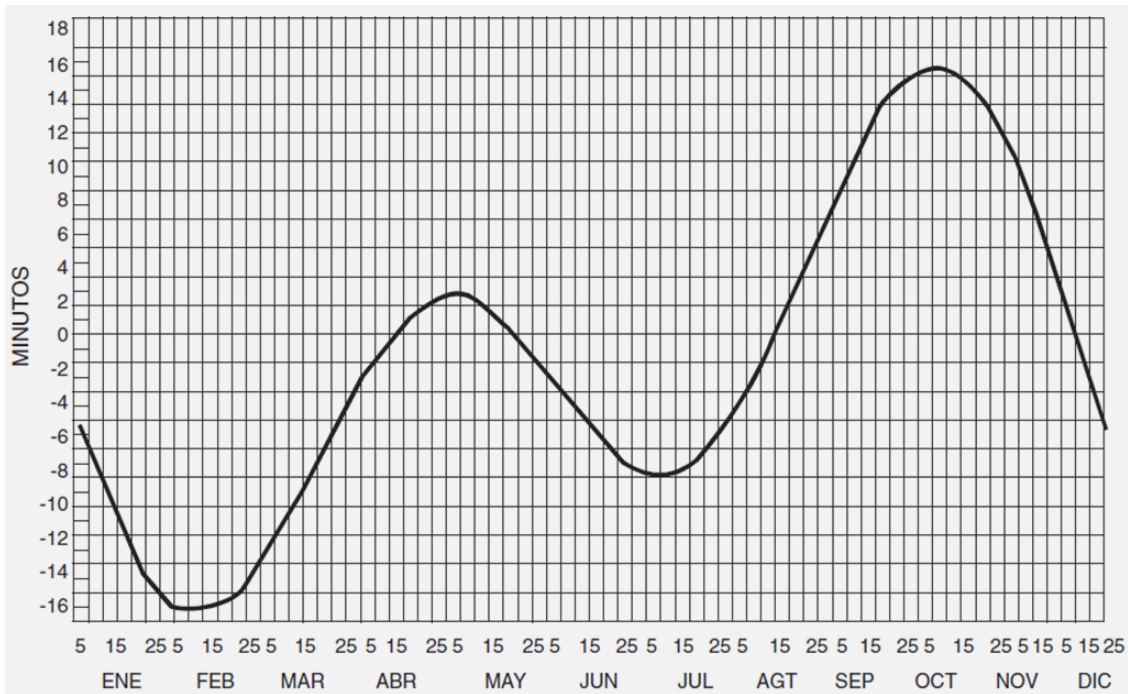


Figura No. 1.22 Variación anual de la ecuación del tiempo.
Fuente: Atlas de radiación solar de Colombia, www.upme.gov.co.

1.2.11 RADIACIÓN SOLAR EXTRATERRESTRE.

La radiación solar extraterrestre se genera analíticamente tomando en cuenta la evolución astronómica de la radiación solar (para una latitud determinada) y representa el valor de radiación solar que recibe la tierra en el límite superior de la atmosfera.

La radiación (cantidad de energía) dG_0 durante un periodo corto de tiempo dt se puede calcular mediante la siguiente expresión:

$$dG_0 = \frac{I_{SC} \cos \theta_z}{\rho^2} dt \quad (1.19)$$

Donde:

I_{SC} = 4921 kJ m⁻² h⁻¹ es la constante solar.

ρ^2 = Factor de corrección de la distancia Tierra-Sol.

θ_z = ángulo solar cenital.

Dado que:

$$\cos \theta_z = \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega$$

Y:

$$dt = \left(\frac{12}{\pi} \right) d\omega$$

Podemos expresar:

$$dG_0 = \frac{(12/\pi) I_{SC} (\sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega)}{\rho^2} d\omega \quad (1.20)$$

Luego integrando la expresión anterior sobre un periodo determinado de tiempo es posible obtener el valor correspondiente.

Así, la radiación solar extraterrestre sobre un periodo de 1 hora será:

$$G_0 = \frac{I_{SC}}{\rho^2} \left[\sin \delta \sin \phi + \left(\frac{24}{\pi} \right) \sin \left(\frac{\pi}{24} \right) \cos \delta \cos \phi \cos \omega_i \right] \quad (1.21)$$

Donde:

ϕ = latitud del lugar.

δ = declinación.

ω_i = es el ángulo horario.

Y la radiación extraterrestre diaria total desde el amanecer hasta el anochecer será:

$$H_0 = \frac{24 I_{SC}}{\pi \rho^2} \left[\cos \phi \cos \delta \cos \omega_s + \left(\frac{2\pi\omega_s}{360} \right) \sin \phi \sin \delta \right] \quad (1.22)$$

Donde:

ω_s = ángulo horario del amanecer y del atardecer.

1.2.12 UNIDADES DE MEDIDA DE LA RADIACIÓN SOLAR.

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 energía/área-tiempo y cuya unidad es el Watt por metro cuadrado (W/m²). Un Watt es igual a un Joule por segundo.

La exposición radiante es la medida de la radiación solar, en la cual la radiación es integrada en el tiempo como energía/área 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.

Unidad	Equivalencia
1 Watt (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

Tabla No. 1.3 Conversiones útiles para radiación.

Fuente: Atlas de radiación solar de Colombia, www.upme.gov.co.