

Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales

Climatología y Fenología Agrícola

**Actualización del Apunte de Climatología y Fenología Agrícolas
del CEA 1979 basado en las clases teóricas del Ing. Agr.
Edmundo Damarío**

Contenidos teóricos

Unidad temática B

RADIACIÓN SOLAR

Profesora Titular: Ing. Agr. Susana Martínez
Profesora Adjunta: Dra. Ing. Agr. Mariana Garbi

2020

RADIACION

La radiación es una de las formas más importantes de transmisión de calor, pues a través de esta forma es como recibimos toda la energía que se usa en los procesos meteorológicos. Es el proceso de transferencia de energía que se puede operar entre dos cuerpos sin intervención del medio que los separe, es decir, se puede realizar aun en el vacío. Nosotros designamos como radiación tanto al proceso físico del intercambio energético como a la intensidad de ese proceso. Es la forma más rápida de transmisión de energía.

Dos cuerpos de distinta temperatura que se enfrenten, son capaces de intercambios calóricos. Todo cuerpo cuya temperatura de superficie sea superior a los 0 °K (-273 °C), puede emitir radiaciones. Y esa radiación será tanto más grande cuanto mayor sea la temperatura absoluta (°K) del cuerpo. Esa radiación emitida por los cuerpos se caracteriza o describe teniendo en cuenta la intensidad y la calidad. La calidad de esa radiación se caracteriza por la λ (longitud de onda) y la frecuencia (cantidad de ondas enteras o completas capaces de pasar por unidad de tiempo).

En meteorología la λ se mide en μm (micrones). La radiación solar medida en una superficie horizontal se puede expresar en Langley (Ly), cal.cm^{-2} ó Watt $(\text{W}).\text{m}^{-2}$. La energía o intensidad de la radiación se expresa en cantidad recibida por unidad de superficie y de tiempo ($\text{cal.cm}^{-2}.\text{min}^{-1} = \text{Ly}.\text{min}^{-1} = 7 \times 10^2 \text{ W.cm}^{-2}$).

$$1 \text{ Langley} = 1 \text{ cal cm}^{-2}$$

Todos los cuerpos incluidos en la atmósfera o en el suelo como seres vivientes, están realizando un continuo intercambio de calor, bajo la forma radiativa. Ese intercambio cumple una serie de leyes físicas. Todo aquel que reciba radiación, se puede comportar frente a ella de diversas maneras:

- 1) Puede devolver esa radiación sin modificarla ni en intensidad ni en calidad (sin cambiar λ), por reflexión, y el cuerpo es "reflector". En física, a la radiación devuelta o reflejada se la conoce como **albedo**.
- 2) Puede ser que penetre a la superficie del cuerpo y aun que lo traspase, saliendo del cuerpo sin modificarse, ni en calidad ni en intensidad. Es decir, el cuerpo es **transparente** a esa radiación.
- 3) Puede suceder que la radiación incidente traspase la superficie del cuerpo, entre a él y sea captada por sus moléculas que aumentan su energía cinética, y por lo tanto, su temperatura. O sea, el cuerpo se comporta como **absorbente** de la radiación recibida.
- 4) Un comportamiento físico que está entre reflexión y absorción que es la **dispersión**: el rayo incidente puede ser desviado por diversos constituyentes de la atmósfera, sin modificar su calidad. Durante este proceso las partículas no modifican su energía, por lo que su temperatura permanece constante.

No existe un cuerpo totalmente reflejante, ni absorbente, ni dispersante.
 La cantidad de energía emitida por unidad de superficie de un cuerpo es lo que se conoce como poder emisor o de emisión de un cuerpo. Es la cantidad de $\text{cal.cm}^{-2}.\text{min}^{-1}$ que puede emitir un cuerpo.

La proporción de radiación incidente que puede absorber un cuerpo por unidad de superficie y de tiempo, es la capacidad de absorción del cuerpo.

Entre estas dos magnitudes existe una relación que la da la ley de Kirchoff: "Entre el poder emisor y el poder absorbente, existe una relación que es constante para todos los cuerpos, para determinada longitud de onda y determinada temperatura"

En radiación, cuando se habla de temperatura, nos referimos a temperaturas absolutas.

Esa relación entre:

$$\boxed{\frac{E}{A}} \quad \frac{E \lambda}{A \lambda} \quad \begin{array}{l} \text{(poder emisor para una determinada } \lambda) \\ \text{(poder absorbente para una determinada } \lambda) \end{array}$$

O sea, que el poder emisor y el absorbente del cuerpo dependen de la T del cuerpo, más que de su naturaleza misma. Y si un cuerpo es buen emisor para una determinada λ , a una determinada temperatura será buen absorbente de esas λ a esa misma temperatura.

Si el poder emisor del cuerpo tiene valor 0, el cuerpo será transparente a esa radiación $\frac{E \lambda}{A \lambda} = 0$

Y si, a la inversa, la $E / A = 1$, es decir que $E = A$, se dice que el cuerpo es un cuerpo negro.

Para cada temperatura la cantidad o la intensidad de radiación que puede emitir cualquier cuerpo, tiene (un máximo) que se puede medir experimentalmente, es decir cualquiera sea el cuerpo; para cada temperatura hay una máxima de intensidad que no puede sobrepasarse.

Además, los cuerpos no emiten la radiación en una sola λ , sino que lo hacen en una gama de longitudes de onda más o menos amplia, que constituye el espectro de radiación del cuerpo. Para cada temperatura hay una capacidad máxima de radiación que puede ser emitida por un cuerpo; aquel cuerpo que es capaz de emitir con la máxima intensidad en todas y cada una de las λ de su espectro, se conoce con el nombre de cuerpo negro. Vale decir: cuerpo negro es el capaz de emitir radiación con la máxima intensidad posible, o capaz de absorber con la máxima intensidad posible, en todas y cada una de las λ de su espectro.

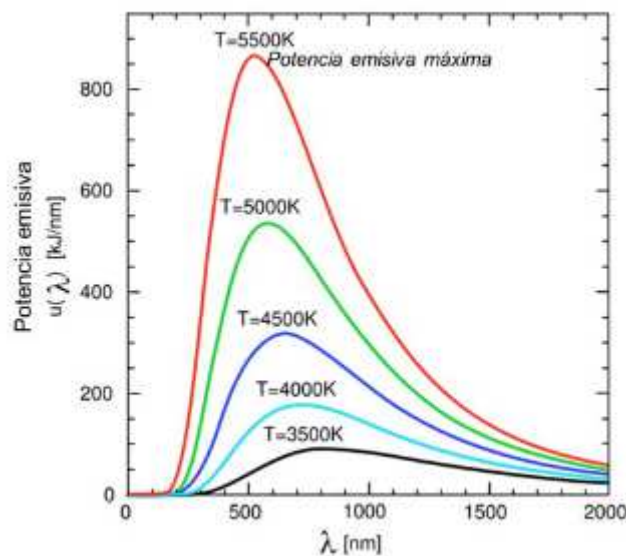
Los cuerpos no capaces de emitir o absorber con la máxima intensidad posible a una determinada temperatura, son llamados cuerpos grises.

En la naturaleza no existe ningún cuerpo considerado un perfecto cuerpo negro, es decir, que es un concepto teórico. Sin embargo, algunos cuerpos emiten o absorben radiación en forma casi total, el sol y la tierra; por ejemplo, se consideran cuerpos negros. A la atmósfera se la considera cuerpo gris.

Hay cuerpos que se comportan como negros a una determinada temperatura o estado, y como cuerpos grises a otras. El agua es un cuerpo negro como líquido, para rayos infrarrojos de λ larga. Pero en forma de vapor, para la misma radiación, se comporta como cuerpo gris.

El cuerpo más negro de la naturaleza es la nieve, para radiaciones infrarrojas o caloríficas, a las que absorbe en casi el 99% de intensidad.

Todos los cuerpos emiten las radiaciones a través del espectro de λ . El espectro tiene distintas λ según sea la temperatura del cuerpo. Pero para todos los cuerpos negros, la forma de distribución de la energía o radiación dentro de ese espectro, se rige por el producto de la temperatura absoluta del cuerpo, y la longitud de onda considerada. Esa es la ley de Planck, representada en el siguiente gráfico:



Fuente de la imagen: Mora Gil, O.J. Radiación de Cuerpo Negro. <https://slideplayer.es/slide/5568836/>

Para todos los cuerpos negros, el espectro de emisión del cuerpo tiene una forma de curva.

La ley de Planck se puede expresar en forma simple diciendo que la intensidad de emisión de un cuerpo negro en una determinada longitud de onda, es una función exponencial del producto de esa longitud de onda por la temperatura absoluta del cuerpo. Quiere decir que conociendo la temperatura absoluta del cuerpo podemos conocer la irradiación con:

$$I(\lambda T) = f(\lambda T)^e$$

La intensidad será igual a 0, cuando la longitud de onda sea igual a 0 ó ∞ . Pero, de cualquier forma, habrá un producto de (λT) que corresponde a la máxima intensidad de radiación.

Ley del desplazamiento de Wien: expresa que "en todo cuerpo negro, el producto de la temperatura por la longitud de onda de máxima intensidad de radiación es una constante" o que "para todo cuerpo negro, la longitud de onda de mayor intensidad de radiación es inversamente proporcional a su temperatura absoluta".

$\lambda \text{ máx. } T = \text{cte}$	$\lambda \text{ máx. } = a / T$	$a \approx 2.880$
--	---------------------------------	-------------------

Ese valor a que permite ubicar cuales son las bandas a través de las cuales se expresa la mayor irradiación x del cuerpo, o la inversa nos permite conocer sabiendo la longitud de onda de mayor radiación cual es la temperatura de los cuerpos. Es la forma en que se ha calculado la temperatura del sol.

La temperatura del sol se ha estimado midiendo con un espectrómetro, la intensidad con que el sol irradia en las distintas bandas que componen su espectro.

Si con un aparato se mide cada longitud de onda correspondiente a cada banda vemos que el sol nos manda la mayor intensidad en la longitud de onda que corresponde a la cúspide de la curva, que es 0,47 μm - 0,50 μm , es decir, la longitud de onda en la cual el sol envía su mayor intensidad.

Podemos escribir entonces:

$\lambda \text{ máx} = a / T$	$a = \text{cte} = 2.880$
$0,47 = 2.880 / T$	$T = 2.880 / 0,47 \approx 6.000 \text{ }^\circ\text{K}$

De igual forma podemos calcular cual es la longitud de mayor intensidad de radiación de un cuerpo cuya temperatura se conozca. La tierra, por ejemplo, tiene una temperatura media normal de 15° Celsius, o sea, 288 °K.

Aplicando la ley de Wien, podemos calcular con que longitud de onda, la tierra irradiara con mayor intensidad.

$\text{máx} = a / T = 2880 / 288 = 10 \mu\text{m}$
--

O sea, que el mayor valor de la curva esta en 10 μm . Cuanto mayor es la temperatura absoluta, es menor la longitud de onda. Por lo tanto, la radiación del sol es de onda corta y la de la tierra es de onda larga. Se consideran de onda corta las que son capaces de atravesar el cuarzo o vidrio. Y las de onda larga, son las que no lo atraviesan.

Los vidrios comunes dejan pasar radiaciones de hasta 25-30 y son opacos a mayores longitudes de onda. Por lo tanto, las del sol pasan (son de onda corta) y las de la tierra no pasan (son de onda larga).

La cantidad total de energía emitida por un cuerpo radiante queda expresada por la Ley de Stefan–Boltzmann.

Si integramos la superficie del gráfico anterior tenemos la cantidad de energía del cuerpo. La fórmula de Stephan dice que "la intensidad total de radiación de un cuerpo negro es una función de la cuarta potencia de la temperatura absoluta de su superficie, multiplicada por una constante = $8,6 \times 10^{-11}$.

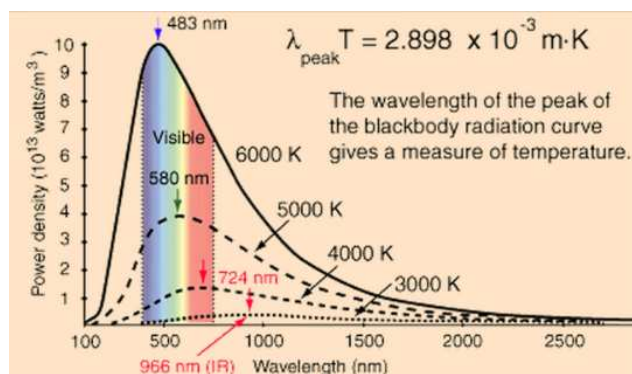
$$I_T = c \times T^4 \quad c = 8,6 \times 10^{-11}$$

Quiere decir que mediante esta ley si conocemos la temperatura del cuerpo conocemos la intensidad que ese cuerpo puede irradiar e inversamente, conociendo la intensidad podemos conocer la temperatura.

Para el mejor estudio de los distintos flujos o corrientes que componente el intercambio radiactivo (ente suelo y aire), los vamos a separar en 3 grupos:

1. Los que provienen del sol (radiación solar).
2. Los que son emitidos por la tierra (radiación terrestre).
3. Los que son emitidos por la atmósfera (radiación atmosférica).

Son los tres de distinto carácter y distinta intensidad y operan en forma conjunta a través de esa superficie de intercambio suelo – atmósfera.



Ley de Wien

Fuente de la imagen: Castro García, A.J. Radiación de Cuerpo Negro. <https://slideplayer.es/slide/5486654/>

RADIACION SOLAR

La radiación solar agrupa todos los flujos que llegan directa o indirectamente sobre la tierra desde el sol. Siendo este un cuerpo negro cuya temperatura es de $6.000 \text{ }^\circ\text{K}$ produce o emite radiación en un espectro completo de acuerdo a esa temperatura de la que un $99,9\%$ de energía se desarrolla entre las longitudes de onda de $0,15 \text{ }\mu\text{m}$ y $4 \text{ }\mu\text{m}$. La distribución de la energía en este espectro se hace a través de todas las bandas de emisión y de acuerdo con la

ley del desplazamiento corresponde la máxima intensidad de emisión a la longitud de onda = $0,5 \mu\text{m}$.

Si bien este espectro es continuo se lo denomina en sus distintas bandas con distintos nombres: de $0,15 - 0,36 \mu\text{m}$ se denomina radiación ultravioleta. Entre $0,36 - 0,76 \mu\text{m}$ es la radiación visible por el ojo humano. Más allá de los $0,76 \mu\text{m}$ es la radiación calorífica o infrarroja. También se las llama, respectivamente: químicas, luminosas y caloríficas. El 50% de la intensidad son caloríficas.

En meteorología se suelen hacer mediciones de la intensidad total de radiación que llega a la tierra y mediciones de la intensidad en las distintas bandas, y se habla entonces de radiación total o radiación espectral (que se realiza con filtros que solo dejan pasar determinada longitud de onda), respectivamente.

CONSTANTE SOLAR

Esa intensidad de emisión solar es casi constante, hasta que esa radiación penetra a la atmósfera, donde sufre una serie de modificaciones que hacen definitiva que esa intensidad se debilite. Es por ello que la intensidad de emisión solar se refiere siempre a la cantidad de pequeñas cal por unidad de superficie por minutos, recibidas en una superficie perpendicular a los rayos solares fuera de los límites de la atmósfera o a una distancia media entre la tierra y el sol. Ese valor es el que se conoce con el nombre de **constante solar**.

Ese valor, que fue determinado por varios autores, haciendo mediciones desde lugares muy elevados o en atmósferas muy puras, fue posteriormente confirmado con las primeras exploraciones extra atmosféricas de los cohetes espaciales. El valor, a pesar del nombre, no es constante (es casi constante) ya que tiene una ligera variación que no llega al 2% del total, según que la tierra en su traslación se encuentre más cerca o más lejos del sol. El valor de la constante solar es de $2,0 \text{ cal.cm}^{-2}\text{min}^{-1}$. En realidad, varía entre $1,96$ y $2,04 \text{ cal.cm}^{-2}\text{min}^{-1}$ (pero 2 es un valor constante aprox.).

Esa cantidad de energía calorífica que parece pequeña, se hace grande si consideramos que la tierra está recibiendo en forma continua la cantidad de energía que sería recibida por un disco perpendicular a la radiación solar y cuyo diámetro fuera el de la tierra. Esa cantidad de energía en el curso de un año, se calcula que podría derretir una capa de hielo sobre toda la superficie terrestre de 33 m de espesor. Esa cantidad de calor se distribuye sobre toda la superficie terrestre en una forma que está determinada por la latitud.

De esa cantidad total que llega a los límites de la atmósfera, no toda llega a la superficie del suelo. Una cierta parte, casi la mitad, es devuelta hacia el espacio infinito por la acción conjunta de la atmósfera y de la tierra misma. Si asignamos a la constante solar el valor del 100%, solamente alcanza la superficie terrestre el 57% de ese total. El otro 43% es devuelto hacia el espacio.

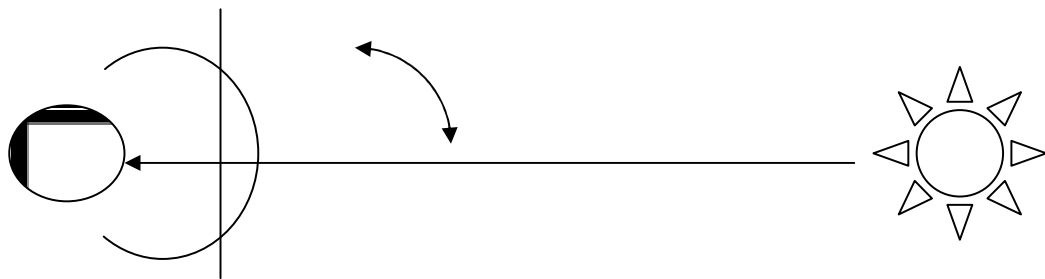
Como es una reflexión de radiación se conoce como albedo terrestre o albedo de la tierra. Ese efecto de disminución de la constante solar, es un efecto casi

totalmente atribuido a la atmósfera y a ese 57% que llega a la superficie se le conoce como coeficiente de trasmisión atmosférica y se la designa en general como $q = 0,57$.

Ley de Bouguer o del espesor:

El coeficiente de trasmisión atmosférico se refiere a la absorción o disminución efectuada por una atmósfera pura y seca, y cuando el sol se ubica en una posición perpendicular a la superficie, vale decir, cenital, formando la radiación un ángulo de 90° . Sin embargo, la atmósfera nunca es totalmente pura ni seca y así mismo el ángulo con que la tierra recibe la radiación solar es variable de acuerdo a la estación del año y a la hora del día, de modo tal que el espesor de atmósfera que tiene que atravesar la radiación solar hasta la superficie será también variable

Esa variación, en relación con el espesor de la atmósfera, está regulada por la **ley de Bouguer** que dice que la "intensidad de radiación recibida sobre la superficie sobre un plano normal al rayo incidente decrece en progresión geométrica cuando aumenta en progresión aritmética el espesor de la atmósfera atravesada.



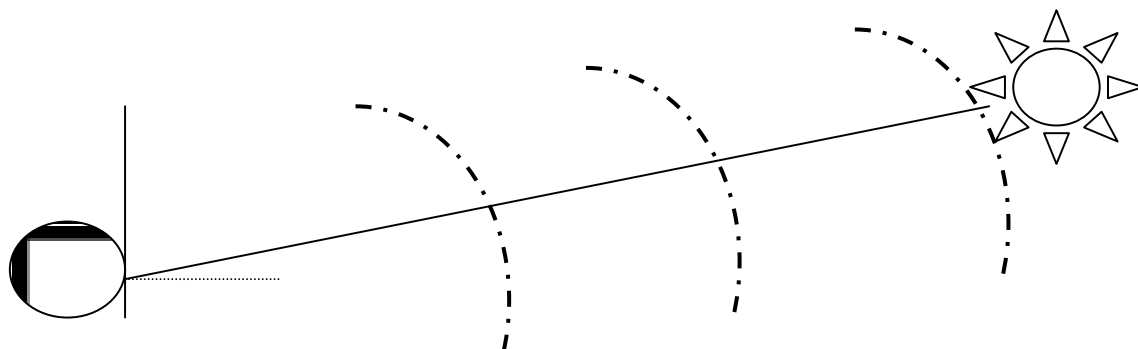
Por lo tanto según el ejemplo el espesor de la atmósfera que atraviesa la radiación, es considerado valor = 1 atmósfera.

Pero si varía el ángulo, el espesor será mayor. Si denominamos I_0 a la radiación en el límite de la atmósfera, e I_s a la radiación en la superficie de la tierra.

$$I_s = I_0 \cdot q$$

(llega por lo tanto, el 57% de lo que se recibe arriba)

Si el sol se recibe con mayor inclinación, el espesor atmosférico será mayor:



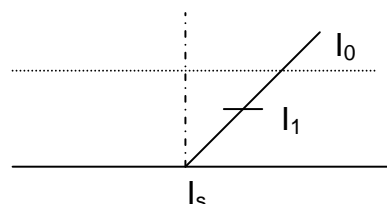
Si el sol está a 45° la atmósfera es el doble, o sea 2 unidades de atmósfera a 2 atmósferas: por lo tanto, tendrá doble absorción.

$$I_1 = I_0 \cdot q$$

$$I_s = I_1 \cdot q \text{ (en la superficie)}$$

$$I_s = I_0 \cdot q \cdot q$$

$$I_s = I_0 \cdot q^2$$



Lo que se recibe en I_1 y luego lo que se recibe en I_s reemplazando su valor en I_s .

Por lo tanto, la formula general es:

$$I_s^n = I_0 \cdot q^n$$

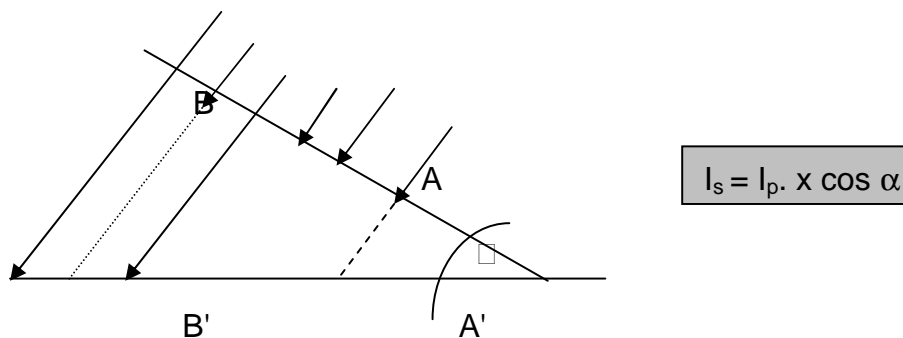
Si por ejemplo, los rayos son casi tangentes se calcula que deben atravesar casi 40 espesores de atmósfera, por lo tanto, la intensidad de radiación es muy débil.

Ley de Lambert o del coseno:

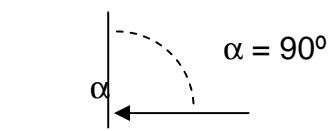
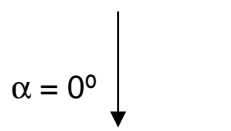
Hasta aquí hablamos de la radiación recibida sobre un plano perpendicular a esa radiación. Pero la cantidad de radiación recibida sobre un plano horizontal a la superficie terrestre dependerá del grado de inclinación con que esa radiación se reciba y que será tanto menor cuanto más inclinada o más grande sea el ángulo de recepción.

Esa disminución de radiación está dada por la Ley de Lambert o del coseno. La inclinación con que se recibe sobre la superficie la radiación está determinada por las estaciones del año que establecen una variación anual en la inclinación solar, y en forma constante por el momento del día. La ley expresa, que la intensidad de la radiación recibida sobre una superficie, varía en forma

proporcional al coseno del ángulo que forma esa superficie con una perpendicular a la radiación incidente.



La superficie AB es mas chica que A'B', por lo tanto, la radiación tiene que distribuirse en A'B' en una superficie mayor que en AB, La radiación que recibe A'B' es, por lo tanto, menor por unidad de superficie. Si la radiación viene del cenit el ángulo es de 0° , por lo tanto el coseno es igual a 1, y la radiación que se recibe en un punto debe multiplicarse por 1.



Y en cambio, si es casi tangente, el ángulo es de 90° , el coseno es igual a 0, y por lo tanto, la radiación es cero.

Sobre el conjunto total de la superficie terrestre, la latitud geográfica es la que determina la forma en que se distribuirá la radiación.

Además la radiación recibida sobre los distintos puntos de la superficie terrestre resulta del efecto combinado de la ley de Coseno y de Bouguer.

¿Por qué la atmósfera influye disminuyendo la intensidad de la radiación?

La atmósfera, compuesta por aire, gases y una serie de otras partículas sólidas y líquidas, tiene un comportamiento general frente a la radiación que está dada por la forma de comportarse de sus distintas componentes, y es así como la radiación que atraviesa la atmósfera, sufre al atravesarla, modificaciones tales como: absorciones, reflexiones, y dispersiones. La reflexión es realizada dentro de la atmósfera por las partículas más grandes o de mayor diámetro; ciertas partículas sólidas u en especial el agua contenida en la atmósfera bajo la forma sólida de cristales de hielo, o bajo la forma líquida (nubes, niebla) son los principales reflectores de la radiación.

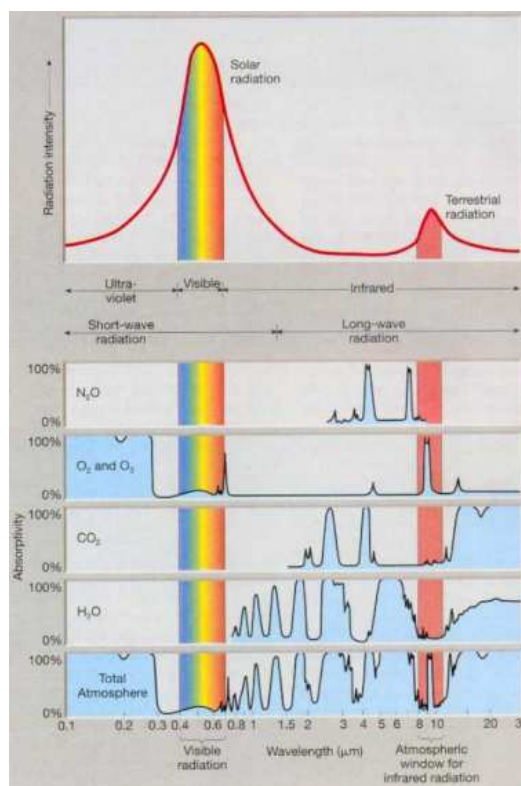
Para que una radiación que incide sobre una partícula sea reflejada es necesario que la partícula tenga un diámetro mayor que la longitud de onda de la radiación incidente.

Vale decir que en la atmósfera se comportan como reflectores las partículas de diámetro mayor a $0,30\ \mu\text{m}$. Sin embargo, hay dentro de la atmósfera, una reflexión que no es típica sino que es un proceso mixto entre reflexión y absorción y que se llama **reflexión difusa** de la atmósfera.

Ciertas partículas, en especial impurezas, y aún partículas de gases, se comportan en la atmósfera haciendo una reflexión con descomposición de la luz, y esa reflexión se opera principalmente en las bandas as cortas (de menor longitud de onda del espectro solar. Vale decir en especial, ese fenómeno se efectúa sobre la parte ultravioleta (violeta y azul del espectro). Esa reflexión es en todo sentido o dirección, produciendo una especie de dispersión de la luz azul y violeta, que llega desde el sol, en las capas superiores de la atmósfera y dan al cielo el característico color azul.

Para que las partículas actúen como dispersoras tienen que ser muy pequeñas, pues la intensidad de dispersión es función inversa de la longitud de onda. Es decir, la de menor longitud de onda, es más fácilmente dispersada. Es el mismo fenómeno del humo del cigarrillo (que siempre esta azulado), pues esta constituido por gotas de diámetro de $0,2\ \mu\text{m}$ y en consecuencia, dispersan la luz azul.

Se sufren además en la atmósfera, los fenómenos de absorción de ciertas bandas del espectro; es una absorción selectiva. Si recibimos la radiación mediante un espectrómetro, vamos a ver que el espectro permanece negro para determinadas longitudes de onda que corresponden a las bandas absorbidas.



Absorción selectiva de radiación solar en la atmósfera

Fuente de la imagen: http://www.met.igp.gob.pe/users/yamina/meteorologia/radiacion_doc_Univ_CHile.pdf

La absorción del ultravioleta se efectúa en las capas altas de 25 o 30 km, a causa del ozono atmosférico.

Otros gases ejercen otras absorciones en la radiación solar, debemos mencionar principalmente la efectuada por el CO₂ y el vapor de agua que absorben radiaciones de longitud de onda larga. El CO₂ absorbe en menor proporción en longitud de onda mayor a 2 μm o sea, en la parte infrarroja del espectro solar. La absorción total es en si bastante pequeña se considera que de la radiación solar calorífica se pierde el 6% al pasar la atmósfera, por absorción.

Si en la atmósfera existe agua líquida (nubes) hay una gran absorción de radiación.

El vapor de agua tiene en relación con la absorción, la particularidad de desarrollar su mayor acción absorbente en longitud de onda superior a las de la radiación solar.

La absorción por el vapor de agua es prácticamente nula en radiaciones de longitud de onda menor de 2 μm. Presenta un pico de absorción en la banda en 4 y 7 μm y luego baja y se hace casi 0 entre los 10 y los 12 μm, comenzando luego a aumentar para llegar a su máximo a los 25 μm. Esto no tiene importancia frente a la radiación solar de longitud de onda corta. Pero sí a la terrestre de onda larga.

Todas esas modificaciones que sufre la radiación al atravesar la atmósfera han llevado a considerar la energía en distintos grupos:

1. Aquella parte de la radiación solar que atravesando la atmósfera no sufre desviación hasta la superficie, es la **radiación solar directa**.
2. Aquella radiación solar que alcanza la superficie del suelo después de sufrir reflexiones, difusiones o dispersiones en la atmósfera es la **radiación solar difusa**.

La suma total de estas 2 radiaciones medidas en forma conjunta, sobre una superficie horizontal se llama **radiación global**.

La radiación difusa o celeste es, a diferencia de la directa, una radiación que alcanza la superficie proviniendo de todas las direcciones del espacio; y está formada en su mayor parte por las radiaciones dispersadas en la atmósfera. Su calidad es comparable a la radiación solar directa, teniendo su mayor intensidad en la longitud de onda de 0,4 μm. Cuando el cielo está nublado la intensidad mayor la alcanza a 0,6 μm. Esta radiación es la que nos provee de luz en todos los lugares o ambientes no alcanzados por el sol directamente. Por ejemplo, la de un cuarto, la del crepúsculo, la de la noche polar. Es más rica en radiación ultravioleta que la radiación solar directa.

Para la medición de los distintos flujos o corrientes de radiación que provienen del sol se usan distintos aparatos. En meteorología se mide casi siempre la intensidad calorífica de la radiación solar. Para esto, casi todos los aparatos de radiación aprovechan el principio de que un cuerpo negro expuesto a una radiación la absorbe elevando considerablemente su temperatura en un

determinado tiempo. Se expresa en Langley por unidad de tiempo: $\text{cal.cm}^{-2}.\text{min}^{-1} = \text{Ly}.\text{min}^{-1}$

Al hacer la separación en radiaciones directa y difusa, deben considerarse distintas formas de medirse.

La radiación directa debe medirse exponiendo el órgano sensible del aparato, en forma perpendicular a la dirección de la radiación incidente y, eliminando mediante tubos la entrada o llegada al elemento sensible de la radiación difusa proveniente de todos los lugares de la atmósfera.

Medición de la radiación global: se hace exponiendo bajo cristal el órgano sensible del aparato en posición horizontal a la superficie y sin ningún tubo, en forma tal de que lleguen al órgano sensible tanto la radiación directa como la difusa. A esta radiación se la llama "del círculo superior".

Si queremos medir la radiación difusa, interponemos un disco entre el aparato y la radiación directa.

La cantidad o intensidad de radiación que se recibe en la superficie terrestre se conoce con el nombre de **goce de radiación**. Esa cantidad o goce de radiación no es la misma en todos los lugares de la superficie terrestre, y la distribución en toda la superficie depende de 2 factores de carácter astronómico, como son: los movimientos de la tierra en el espacio, y la inclinación de recepción de los rayos solares sobre la tierra. Ese ángulo de incidencia está determinado por la latitud principalmente.

La intensidad, la variación anual de esa intensidad y la duración del período de iluminación solar en los distintos lugares geográficos queda determinada por los movimientos espaciales de la Tierra. La tierra está mantenida en el espacio por atracción de los otros cuerpos celestes y se mueve con 2 movimientos principales: rotación y traslación. Podemos considerar a la Tierra como un esferoide ligo aplanado con un radio mayor de 6.377 km y un radio menor de 6.356 km.

La Tierra rota en el espacio alrededor de un eje imaginario constituido por su diámetro menor, cubriendo una rotación cada 24 horas. El sentido de esa rotación es siempre hacia el este. Eso tiene gran significado desde el punto de vista meteorológico pues el movimiento de las grandes masas de aire y en especial de las masas de agua oceánica, están regidos por esa rotación y son estas masas las que distribuyen el color sobre la superficie terrestre.

Hay otro hecho que tiene significación sobre ese movimiento y es que por la diferencia de radio del Ecuador o los Polos, hace que ciertos puntos giren a mayor velocidad que otros. Por ejemplo, un punto ecuatorial gira a una velocidad de 465 m.s^{-1} y un punto situado a latitud 60° lo hace a 232 m.s^{-1} .

Ese movimiento de rotación de la tierra está íntimamente asociado con el movimiento de traslación que la tierra cumple en 365 días, y un cuarto de día, recorriendo una órbita elíptica, determinando con esa traslación las distintas estaciones del año y la variación anual del goce de radiación en los distintos lugares. Esa variación está fundamentalmente ligada a un hecho, que es la

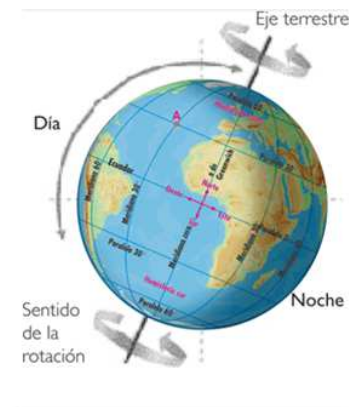
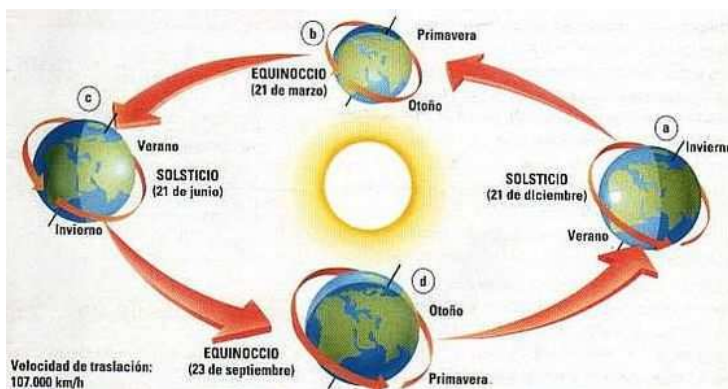
inclinación que mantiene el eje terrestre con el plano de traslación, alrededor del sol o "plano de la eclíptica", el eje terrestre mantiene con relación a él, un ángulo de inclinación de $63^{\circ} 33'$, y que tiene la particularidad de que esa inclinación se mantiene invariable durante todo el tiempo que tarda en recorrer la eclíptica. Es el paralelismo del eje terrestre, es lo que determina las estaciones, y la distinta duración de los días y las noches.

En esa traslación hay 2 momentos en dos fechas del año, en que la radiación solar es perpendicular a la superficie terrestre en los puntos situados sobre el Ecuador (21 de septiembre y 21 de marzo).

Si consideramos la gran diferencia de tamaño entre el sol y la tierra, podemos considerar a los rayos que provienen del sol como paralelos, y la inclinación aumentaría a medida que vamos hacia los polos, en estos la radiación es tangencial.

En estas fechas, la duración del día con relación a la noche es igual en todas las latitudes. Es decir, día de 12 horas y noche de 12 horas. Son los **Equinoccios**.

Hay otros dos momentos en esa traslación terrestre en que la tierra ocupa las posiciones correspondientes a los ejes mayores de la elipse, son los **Solsticios**.

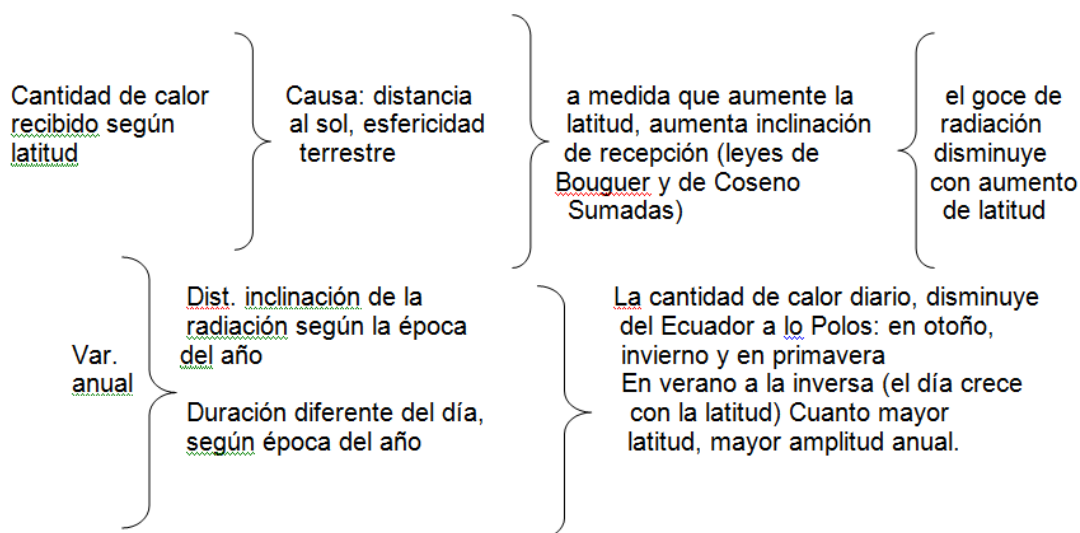


En el afelio, la radiación solar incide perpendicularmente a superficie terrestre en el trópico de Cáncer ($23^{\circ} 27' N$) el 21 de junio. En el Ecuador, noche y día siguen siendo iguales en duración. En el HN, al aumentar la latitud aumenta la duración del día y disminuye la de la noche. Por lo tanto, en el polo, no existe la noche: es el solsticio de verano del hemisferio norte. En cambio, en el hemisferios sur, dentro del círculo polar antártico, no existe el día y en todo el hemisferio los días se van acortando conforme aumenta la latitud; es el solsticio de invierno del hemisferio sur. Verano e invierno no duran lo mismo en el hemisferio norte que en el sur, pues los cuartos determinados en el dibujo son de distinto tamaño.

Cuando la tierra ocupa el perihelio, el sol cae perpendicular al trópico de Capricornio y por lo tanto, es el solsticio de verano para el hemisferio sur. Es el día continuo del polo sur y la noche del polo norte.

El verano e invierno del hemisferio norte son térmicamente más rigurosos que en el hemisferio sur. Esto es a consecuencia de un factor geográfico es decir, la mayor cantidad de tierras. El sur es un hemisferio más acuoso, por lo tanto, la temperatura del aire no es tan caliente en verano, ni tan fría en invierno.

A pesar de que en el invierno nuestro hemisferio está más lejos del sol, en cambio no es más frío. Ni el verano es más cálido por estar más cerca del sol.



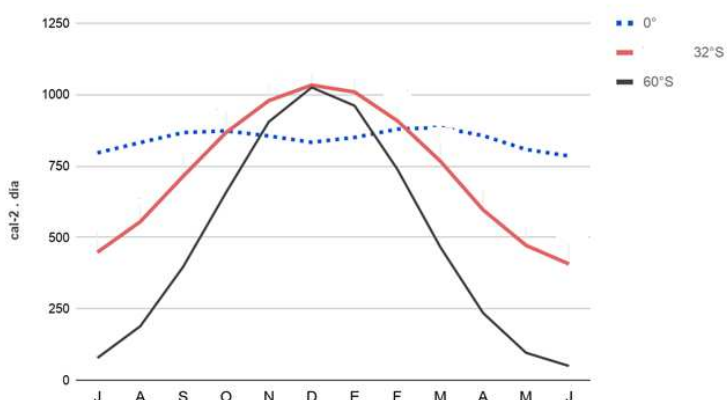
Duración del día (horas y decimos) y Radiación astronómica L en distintas latitudes y épocas del año:

Latitud	0°	20° S	40° S	60° S	0°	20° S	40° S	60° S
Dic. 15	12,1	13,3	14,9	18,7	842	992	1045	1025
Marz. 15	12,1	12,2	12,3	12,6	890	845	617	466
Jun. 15	12,1	10,9	9,4	6,0	790	571	303	50
Sept. 15	12,1	12,0	11,8	11,6	875	808	639	397

Todo lo dicho trae por consecuencia que estudiando la distribución del goce de radiación astronómica (se llama radiación astronómica a la recibida sobre una superficie horizontal fuera de la atmósfera o sobre la superficie terrestre si no existiera atmósfera) en distintas latitudes y su variación anual podríamos calcular que la cantidad de energía se distribuye aproximadamente sobre la superficie terrestre en una relación proporcional a la latitud. Si consideramos el goce de radiación en una latitud 0° y representamos el goce de radiación en un gráfico, en valores, $\text{cal.cm}^{-2}.\text{día}^{-1}$ y en cada mes de año veríamos que en latitud 0°, la radiación solar incidiendo casi perpendicular a la superficie terrestre, da un goce de radiación prácticamente igual en todos los meses del año, con 2 leves máximos y 2 leves mínimos (máximos en la época en que el sol es perpendicular al Ecuador, que corresponde a los equinoccios de septiembre y marzo, y los mínimos en los solsticios).

Si consideramos una latitud más baja, por ejemplo 40° de latitud sur, ya estamos en presencia de una diferencia notable en la inclinación con que recibe la radiación solar.

Es decir, hay una gran diferencia entre los solsticios de verano y de invierno, con mayor intensidad en el solsticio de verano que la recibida en el Ecuador por la mayor duración comparada de los días. Si representamos una latitud extrema, por ejemplo la polar = 90° sur. Aquí hay gran diferencia. La existencia de una noche polar determina una curva. Es decir, un goce de radiación solo presente entre el equinoccio de primavera y el de otoño, para el hemisferio sur.



Radiación astronómica recibida según latitud

Pero la radiación solar, antes de llegar a la superficie terrestre, debe atravesar la atmósfera donde sufre una serie de fenómenos que determinan la disminución de la intensidad, y además de acuerdo a la ley de Bouguer, la radiación disminuirá en relación geométrica con el aumento aritmético de la atmósfera a atravesar. Tendríamos entonces una variación como la indicada por las líneas punteadas. Es decir, si en el Ecuador el espesor de atmósfera atravesada es más o menos constante (unitaria), la radiación será mayor. En las latitudes más altas con espesores cada vez mayores, por lo tanto el goce de radiación es cada vez menor.

RADIACION TERRESTRE

Toda la energía que llega a la superficie no es totalmente aprovechada por la tierra y transformada en calor. La tierra (considerada como un cuerpo negro) no es perfecta y tiene una reflexión o albedo que es variable según las distintas superficies, lo que determina que una parte, a veces importante, de esa radiación global que llega a la superficie y que es de onda corta, sea devuelto sin ser absorbida.

El albedo depende del carácter de la superficie y del ángulo de inclinación con que se reciben los rayos solares. Por ejemplo, el agua tiene muy poco albedo cuando el rayo es recibido en forma más o menos perpendicular. Lo devuelto es muy poco, aproximadamente 3%. Pero cuando el rayo solar se recibe en el agua con mayor ángulo, el albedo aumenta a veces hasta el 70%.

El suelo firme presenta albedo mayor que el agua, esos albedos se hacen máximos cuando la superficie sólida está cubierta por hielo o nieve.

Y cuando es constituido por tierra, el albedo varía según la constitución física y la cubierta vegetal, etc. Por ejemplo, los suelos presentan mucho más albedo, especialmente si son muy secos, por lo que se deduce que cuando más húmedo es el suelo, más absorbente es. Cuando está vegetado, el albedo es distinto, según sea la vegetación, una vegetación verde o seca, si es bosque o pradera, etc.

En términos medios y generales, podemos decir que una vegetación de bosque o selva, tiene un albedo considerado entre 25 – 30%; y el de praderas está entre 15-25%.

Es decir que de la cantidad de radiación global que llega a la superficie terrestre, es devuelta como albedo ese %. El resto es el que entrando a la superficie aumenta la energía de las moléculas, aumenta su temperatura, convirtiéndose en energía potencial. En eso juegan las características del cuerpo, si este absorbe más de lo que pierde, se calienta. Esa energía la absorbe el cuerpo y la transforma en temperatura. La tierra que recibe esa radiación y la absorbe, la devuelve en una intensidad de acuerdo con la temperatura de su superficie, de acuerdo a la ley de Stefan-Boltzmann. Esa intensidad de radiación de la tierra, estará en función de la cuarta potencia de la temperatura de su superficie ($I = c \cdot T^4$)

La calidad de esa radiación (según la ley de Wien) estará centrada en bandas de onda larga. Si consideramos que la temperatura media de la superficie terrestre es aproximadamente de 15 °C (288 °K), el espectro de irradiación terrestre se extiende aproximadamente entre los 4 los 80-100 μm con una intensidad máxima de emisión centrada en la banda de los 10 μm .

Si aplicamos a la tierra la ley de Stefan-Boltzmann, encontramos que:

$$I = C \cdot T^4 \quad c = 8,6 \times 10^{-11}$$

La intensidad de pérdida efectiva de radiación del suelo tendría que ser de 0,58 $\text{cal.cm}^{-2}.\text{min}^{-1}$.

Sin embargo, las mediciones realizadas dan valores, menores. Esa reducción de la intensidad de radiación terrestre significa que hay algún cuerpo con el cual la tierra está cambiando energía en forma radiativa, quien le devuelve la radiación, ese cuerpo es el vapor de agua que existe en la atmósfera.

Cuando se desarrolló el espectro de absorción del vapor de agua, dijimos que tenía una leve absorción, en las bandas de corta longitud de onda y que luego estaba centrado el mínimo en 10 μm y luego aumentaba mucho hacia los 14-16 μm . Si superponemos el gráfico de la absorción del vapor de agua, vemos que de 4 a 8 μm y de 12 μm en adelante, el vapor de agua absorbe totalmente. Las longitudes de onda entre 8 y 12 μm son las radiaciones que se escapan al espacio sin ser absorbidas y eso se conoce como ventana atmosférica. En las otras longitudes de onda, el calor terrestre es absorbido por el vapor de agua y devuelto en gran proporción hacia la superficie terrestre.

Las partículas de vapor de agua, después de los 12 μm son cuerpos negros casi perfectos y antes de los 8 μm absorben también y luego devuelven gran parte de la radiación absorbida por lo que los valores de radiación efectiva son menores de los que deberían ser teóricamente.

Si consideramos los 3 espectros de radiación vistos: el solar, el terrestre y el de la atmósfera (que fundamentalmente está constituido por el espectro del vapor de agua), podríamos entonces hacer una representación integral o simultánea de los 3 elementos que principalmente intercambian energía bajo la forma radiativa.

La radiación solar alcanza la superficie con su máxima intensidad de emisión en la banda de 0,48 – 0,54 μm , el espectro de emisión terrestre se inicia desde 4 μm hasta los 120 μm con la máxima intensidad en la gama de los 10 μm de longitud de onda, pero mucho más reducida en intensidad que el de emisión solar. Y el espectro atmosférico, que es aproximadamente similar al de emisión terrestre, pero con una disminución entre los 8 y 12 μm correspondiente a la ventana atmosférica.

La emisión de radiación terrestre es continua: sale de la tierra, se dirige hacia arriba en todas direcciones con la mayor intensidad en dirección cenital.

Ateniéndonos a la ley de Stefan-Boltzmann, la intensidad de la radiación terrestre es mayor en verano que en invierno, y será mayor de día que de noche, pero la emisión es continua, pues la tierra tiene temperatura mayor de 0 $^{\circ}\text{K}$.

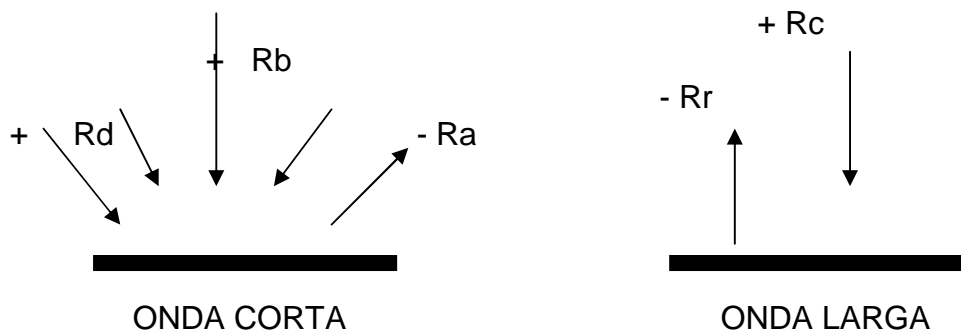
Si consideramos la tierra como un cuerpo negro y con una temperatura de 0 $^{\circ}\text{C}$, le corresponde una intensidad de emisión de 0,459 $\text{cal.cm}^{-2}.\text{min}^{-1}$. A 20 $^{\circ}\text{C}$, la intensidad de emisión sería del orden de 0,61 $\text{cal.cm}^{-2}.\text{min}^{-1}$, a 40 $^{\circ}$ C ya la intensidad sería de 0,79 $\text{cal.cm}^{-2}.\text{min}^{-1}$, a –20 $^{\circ}$ C sería de 0,33 $\text{cal.cm}^{-2}.\text{min}^{-1}$ y a –40 $^{\circ}\text{C}$ sería de 0,224 $\text{cal.cm}^{-2}.\text{min}^{-1}$.

Estos valores deberían constituir la cantidad de energía que perdería la tierra de acuerdo a su temperatura absoluta si no existiera la atmósfera. Por el efecto de devolución de calor que hace la atmósfera, esos valores se encuentran reducidos dependiendo la disminución de la cantidad de vapor de agua presente en el aire.

Prácticamente se puede decir que la radiación atmosférica se ejerce principalmente en las capas bajas, donde se concentra la mayor humedad. Bajo cielos nublados, o bajo aires muy húmedos, la pérdida de calor por la superficie terrestre es mínima o en algunos casos se detiene. La devolución de calor, en longitud de ondas largas, que proviene de las capas más bajas de la atmósfera, como es una radiación también de onda larga por lo que se opone a la que pierde la tierra, se designa como contrarradiación atmosférica.

BALANCE DE RADIACION

Considerando la superficie del suelo a través de la cual se efectúa el cambio de energía radiada entre atmósfera y tierra, haciendo la cuenta de la cantidad de energía que llega a la superficie y la cantidad de energía que deja la superficie, se plantea el balance de radiación. A tal fin, se consideran como positivos todos los influjos de radiación que lleguen a la superficie, y como negativo a los que dejen la superficie.



Si designamos el resultado de ese balance de radiación neta (R_n), este balance queda expresado del siguiente modo:

$$R_n = R_G - \alpha - R_T + C_R$$

Donde:

R_n : Radiación neta

R_G : Radiación global (Radiación directa + radiación difusa) (onda corta)

α : albedo (onda corta)

R_T : radiación terrestre (onda larga)

C_R : contrarradiación atmosférica (onda larga)

Radiación global: es el conjunto de las radiaciones directas más las radiaciones difusas que se registran en la superficie terrestre.

Radiación Directa: es el flujo de radiación que llega en forma unidireccional a la superficie terrestre sin transformar su calidad (longitud de onda) e intensidad. Su dirección o inclinación corresponde a la latitud, al momento del día o época del año (estaciones) variando su intensidad en función del ángulo como se verifica aplicando la Ley del Coseno

Radiación difusa: es el flujo de radiación que alcanza la superficie terrestre luego de sufrir fenómenos de dispersión y absorción al atravesar la atmósfera. Se recibe en forma multidireccional, midiéndose indirectamente, a través del flujo de radiación incidente por unidad de superficie, impidiendo la recepción de la radiación directa mediante una pantalla.

Albedo: parte de la radiación global que alcanza la superficie es reflejada en función de las características y del estado de la superficie. Entonces Albedo es la relación porcentual entre la radiación incidente sobre la superficie y la reflejada. Se mide sobre una superficie horizontal, con el elemento sensible

protegido con una cápsula de cuarzo, que permita el paso de las longitudes de onda corta pero no las largas, focalizado hacia la superficie reflejante.

Radiación terrestre: es el flujo de radiación emitido por unidad de superficie desde la tierra. La superficie terrestre transforma los flujos de energía (absorbida) de longitud onda corta en energía (emitida) de onda larga. Recordemos que la tierra se comporta como un cuerpo negro por tanto la cantidad total de energía emitida varía con la cuarta potencia de la temperatura absoluta (Ley de Stefan-Boltzmann).

Contrarradiación atmosférica: es el flujo de radiación emitido por la atmósfera, recibido sobre una superficie horizontal. La atmósfera es casi transparente a la onda corta (radiación solar), pero no a la radiación de onda larga proveniente de la radiación terrestre. De esta manera, la atmósfera absorbe, en forma parcial, la radiación terrestre y la devuelve hacia la tierra produciendo un "amparo térmico" con una diferencia de intensidad fundada en su inferior temperatura. La diferencia entre ambas se conoce como Radiación Efectiva.

Durante el día, la cantidad de calor radiactivo proveniente del sol es mayor que el calor perdido por la superficie de suelo y en consecuencia a partir del momento de la salida del sol en adelante, la R_n es positiva y cada vez de mayor valor. A la noche o durante ella, la R_G y α desaparecen, y solo quedan actuando los dos flujos de onda larga (R_T y C_R). Es mayor R_T y aunque no lo fuera, siempre hay escape por la ventana atmosférica. Esta diferencia en onda larga entre C_R y R_T es llamada "radiación efectiva nocturna" que indica la cantidad de calor que se pierde por la noche hacia el espacio.

De esta manera, el resultado del balance de radiación (radiación neta) resulta positivo durante el día, incrementando su valor desde la salida del sol (momento en donde $R_n = 0$) hasta alcanzar un valor máximo durante el mediodía; luego decrece y alcanza el valor cero en el anochecer, momento a partir del cual R_n tomará valores negativos.

Si el planeta solo dependiera del balance de radiación, la superficie terrestre se calentaría y enfriaría constantemente. Sin embargo, existe un equilibrio térmico, dado por el Balance Global o Balance de energía. Este concepto establece que durante un período de tiempo considerado, el nivel medio de energía calórica del sistema en conjunto permanece constante, siendo sus fluctuaciones las responsables de los cambios conocidos como climáticos.

Hemos considerado diferentes flujos de calor que intervienen en el balance de radiación, pero la superficie no sólo devuelve energía calórica a la atmósfera por radiación de onda larga, sino por medio de otros mecanismos de transferencia de calor que integrados determinan el balance calórico. Constituyen mecanismos de transferencia de calor:

Radiación neta o calor radiado (Q_r): calor disponible para la realización de otros flujos calóricos.

Calor latente (Q_{lat}): interviene en los procesos de cambio de estado del agua en la atmósfera (evaporación, condensación y congelación). Son ejemplos de estos procesos la formación de nubes, de granizo, precipitación.

Calor sensible (Q_a): procesos de calentamiento o enfriamiento del aire determinante del calor sensible, medible a través de termómetros.

Procesos de transferencia de calor por medio de movimientos horizontales (advectivos) y verticales (convectivos) de aire (Q_w).

Conducción térmica en forma directa desde el suelo (Q_s): transferencia de calor muy importante desde el punto de vista meteorológico ya que los procesos de calentamiento y enfriamiento del suelo determinan las distintas temperaturas del aire.

Transferencia de calor mediada por los procesos biológicos (Q_b): consumiendo o liberando calor, como el proceso de fotosíntesis, respiración, transpiración, metabolismo.

El resultado final de todos los flujos intervinientes da origen al Balance Calórico:

$$Q_r + Q_s + Q_{lat} + Q_a + Q_w + Q_b = 0$$

Si en determinado momento se realiza la cuantificación de la cantidad de calor intercambiado, es decir la obtención del balance calórico general, el resultado sería igual a cero.

En este punto es de interés diferenciar dos conceptos vinculados a modificaciones que pueden producirse en la temperatura de la Tierra y, por acción directa o indirecta de ésta sobre otros elementos.

Cuando se habla de cambio climático se hace referencia a variaciones importantes en alguno de los componentes del sistema que producen una alteración en su equilibrio, dando lugar a un equilibrio nuevo tras un período de transición entre ambos. Estos cambios se mantienen en el tiempo, definiéndose por cambios que se dan a gran escala temporal (cientos a miles de años) y espacial (a nivel planetario o hemisférico). Como consecuencia del cambio climático, el sistema no vuelve ya a su estado anterior, sino que evoluciona hacia un nuevo estado, hasta alcanzar un nuevo equilibrio.

Por otra parte, se denomina como variabilidad climática a perturbaciones que oscilan alrededor de un valor medio climático, siendo el promedio de las mismas próximo a la nulidad. Se dan en forma aleatoria o con una periodicidad de pocos años. Cuando se periódicas son similares en su naturaleza, a lo que se produce en el ciclo diario o anual, pero se dan en ciclos más prolongados, de 10 a 100 años de longitud. También pueden presentarse como una discontinuidad o salto repentino, desde su estado corriente a un estadio diferente o puede presentarse una tendencia descendente o ascendente continua antes de alcanzar un nuevo estado de referencia o nivel de base estable.

Más información sobre este tema puede encontrarse en la publicación "Fluctuaciones climáticas y variabilidad temporal del clima en el norte argentino – 1931-2005" de la Prof. María E. Pérez. Disponible en: <https://hum.unne.edu.ar/revistas/geoweb/Geo6/contenidos/clima1.htm>.