

GUÍA DE ESTUDIO N°2

RADIACIÓN SOLAR

La única fuente de energía natural que mantiene a los seres vivos a través de procesos como la fotosíntesis es la proveniente del sol. Al mismo tiempo, el sol es la fuente de casi todos los procesos meteorológicos y de sus variaciones. El sol entrega energía en forma de radiación electromagnética, que se trasmite en forma de onda. Estas radiaciones no son constantes en el tiempo sino que sufren variaciones debido a las manchas solares. Pero para simplificar su estudio consideraremos a la radiación solar como constante.

La radiación es un flujo de partículas conocido como "quantum" que no necesita de un medio material para su propagación, esa característica le permite viajar a través del espacio (vacío) a la velocidad de la luz (300.000 km/seg).

La radiación que llega al límite superior de la atmósfera está formada por rayos que poseen distinta longitud de onda. Esta energía es valorada por su intensidad y calidad. Cada quantum tiene una energía $E = h \times V$, donde h es la constante de Planck = $6,626 \times 10^{-34}$ joules por segundo y V es la frecuencia, por tanto cuanto mayor sea la frecuencia, mayor será la energía contenida en el quantum.

La intensidad está dada por la energía que pasa por una unidad de superficie y de tiempo.

$I = \text{Intensidad} = \text{energía} / \text{superficie} \cdot \text{tiempo}$

$$[I] = [\text{cal} / (\text{cm}^2 \times \text{min})] = [\text{Langley} / \text{min}] = 7 \times 10^{-2} \text{ watt} / \text{cm}^2$$

La calidad de la radiación se determina por su longitud de onda o su frecuencia. Las ondas electromagnéticas se clasifican por su longitud de onda, determinando el espectro electromagnético. El 90 % de la energía emitida por la superficie del sol (cuya temperatura es superior a 6000 °K) se encuentra entre los 150 y 400 nm (nanómetros). De este espectro solo consideraremos las longitudes que corresponden a la luz visible (400 – 700 nm), una pequeña porción de la ultravioleta (inferior a 360 nm) y otra porción de la calorífica (superior a 760 nm). La influencia de la porción ultravioleta del espectro en la vida de las plantas parece escasa, si bien su efecto biológico es muy importante ya que tiene una acción bactericida. Asimismo se ha observado que influye en el poder germinativo y en la calidad de las semillas. Las radiaciones infrarrojas que llegan a la superficie de la tierra se transforman en calor, por lo que su efecto es indirecto.

La energía que llega a la parte superior de la atmósfera (radiación sin alterar: 2 Langley/ min ó 1400 watt / m², llamada constante solar si la medimos en una superficie perpendicular a su dirección en el límite superior de la atmósfera), posee ciertas características físicas que comienzan a transformarse a medida que atraviesan las diferentes capas atmosféricas. Así, se producen distintos fenómenos de variada significación meteorológica como:

Absorción: es el proceso donde un flujo de radiación o energía penetra un cuerpo (O₃, polvo atmosférico, nubes, vapor de agua, CO₂) y se transforma en energía térmica o calor, aumentando la temperatura del mismo.

Reflexión: se produce cuando la radiación, al incidir sobre un cuerpo (gases, partículas sólidas), es desviada o devuelta, sin modificar sus caracteres. La reflexión de la radiación incidente varía considerablemente según las superficies (campo arado, pradera, bosque, nubes, nieve).

Dispersión: es un fenómeno similar a la reflexión, diferenciándose de esta en que la radiación modifica sus caracteres al ser devuelta o desviada por los cuerpos dispersantes (moléculas de gases, partículas de polvo).

A causa de estos fenómenos, la radiación solar experimenta modificaciones en su intensidad y calidad. Consideramos que sobre la superficie terrestre actúan y se producen diferentes flujos de radiación:

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*

$$I = I_0 \times \cos \alpha$$

Donde: I = intensidad real

I_0 = radiación directa registrada

α = ángulo que forman los rayos con la superficie terrestre.

Radiación difusa: es el flujo de radiación que alcanza la superficie terrestre luego de sufrir fenómenos de dispersión y absorción al atravesar la atmósfera. No varía su intensidad ni calidad. 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.

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

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; $E = \sigma (\text{constante}) \cdot T^4$).

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**.

Tanto la radiación terrestre como la contrarradiación atmosférica, se mide sobre una superficie horizontal, mediante elemento sensible dispuesto debajo de una cápsula de lupoleno (material transparente a las ondas largas y cortas).

BALANCE DE RADIACIÓN O RADIACIÓN NETA

$$(Rn) Rn = RG - \alpha - RT + CR \quad (1)$$

Donde:

Rn: Radiación neta

RG: Radiación directa + radiación difusa

α : albedo (onda corta)

RT: radiación terrestre (onda larga)

CR: contrarradiación atmosférica (onda larga)

El resultado que se obtiene al resolver la ecuación (1) se conoce como **radiación neta**. Esta es positiva durante el día, incrementando su valor desde la salida del sol (momento en donde $Rn = 0$) hasta alcanzar un valor máximo durante el mediodía; luego decrece y alcanza el valor cero en el anochecer, momento a partir del cual Rn tomará valores negativos.

BALANCE CALÓRICO

El balance de radiación es positivo o negativo según el momento del día y el lugar. Sin embargo, el planeta no se está calentando ni enfriando constantemente, sino que 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 calorífica 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.

VALORACIÓN DE LA RADIACIÓN ANUAL RECIBIDA DURACIÓN DEL DÍA

En cualquier punto de la tierra, la cantidad diaria de radiación recibida por unidad de superficie varía según la época del año. Esto también se cumple en lo que respecta a la duración del día. Ello es debido a que los rayos llegan a la superficie de la tierra con distinta inclinación. La inclinación del eje de la tierra ($23^{\circ} 27'$) no es vertical con respecto al plano de su órbita alrededor del sol. Como consecuencia de esto, durante el periodo que transcurre desde el 21 de septiembre hasta el 21 de marzo (equinoccios de primavera y otoño respectivamente), el Hemisferio Sur queda más expuesto al sol. En la mitad del periodo calendario especificado (21 - 22 de diciembre) los rayos caen perpendiculares al Trópico de Capricornio ($23^{\circ} 27'$ Lat. S) determinando el Solsticio de Verano, donde la duración del día es más larga y la noche más corta. El 21 de junio los rayos caen perpendiculares al Trópico de Cáncer, determinando el Solsticio de Invierno. Las variaciones explicadas originan las estaciones meteorológicas del año (Fig. 1).

Sólo en un momento del año los planos del ecuador se cortan con la elíptica. En esa posición sus rayos caen perpendiculares al Ecuador, no cumpliéndose tal condición en las restantes estaciones.

En la Fig. 2, el lado oscuro del planeta representa las horas de oscuridad, mientras que la parte clara del globo terrestre representa la duración del día. En los equinoccios la duración del día y de la noche es la misma para cualquier latitud, mientras que en los solsticios, las horas de luz y de oscuridad sólo son iguales en el ecuador y diferentes en los Hemisferios Sur y Norte.

Figura Nº 1 Traslación terrestre y su influencia en el goce de radiación

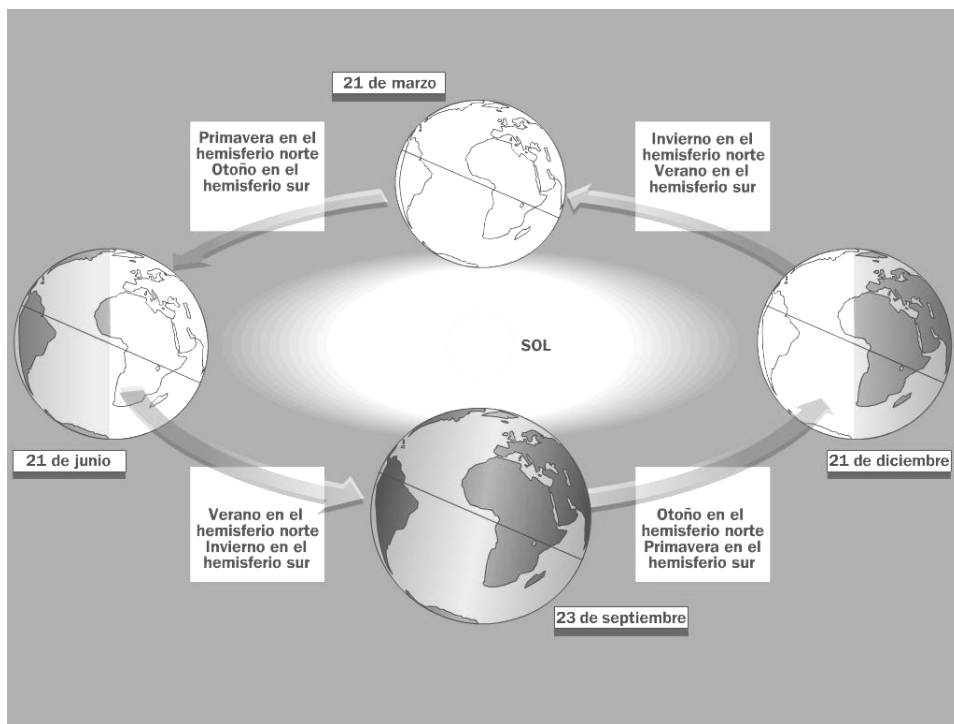
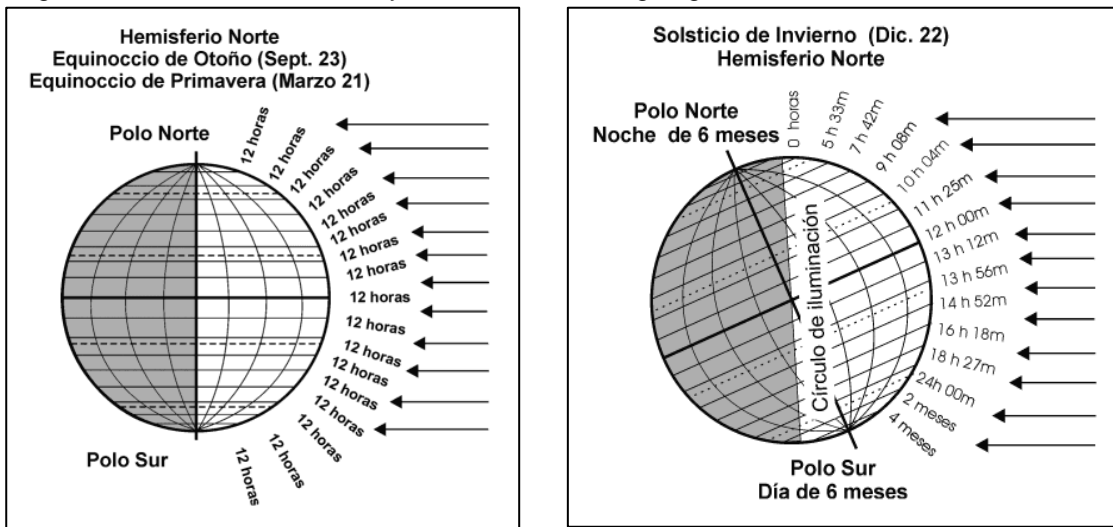


Figura Nº 2 Estaciones del año y duración del día según goce de radiación



HELIOFANÍA

La heliofanía es la cantidad de horas y décimas de la duración del brillo solar sobre un lugar determinado. Su variación en el curso del año es un elemento del clima de suma importancia biológica, ya que incide notablemente sobre el desarrollo de las plantas, la vida de los animales y sobre las actividades humanas.

Se denomina Heliofanía Teórica o Astronómica (HT) a la cantidad de horas y décimas de la duración del brillo solar sobre un lugar determinado, según su latitud y época del año. Su valor se obtiene por tablas. Las nubes, nieblas, polvo atmosférico, precipitaciones, etc. disminuyen la duración de las horas de brillo solar, definiendo la Heliofanía Efectiva o Real (HE) que se observa en el lugar. Este valor es registrado por un instrumento denominado heliofanógrafo.

La relación porcentual entre HT y HE es la Heliofanía Relativa (HR) y se calcula mediante la siguiente fórmula:

$$HR = HE / HT \cdot 100$$

FÓRMULAS PARA LA ESTIMACIÓN

Fórmula de Penman: empleada para el cálculo de la radiación recibida. La fórmula corresponde a la cuya ecuación de una recta:

$$Q_r = Q_a (0,18 + 0,55 h / H)$$
$$Q_r / Q_a = 0,18 + 0,55 h / H$$
$$Y = a + b x$$

Donde:

Q_r: radiación recibida o global

Q_a: radiación astronómica o teórica

0,18 y 0,55: constantes que dependen del lugar

h / H: Heliofanía relativa

Existen fórmulas similares a la de Penman, variando el valor de la constante a y b, estas varían en un mismo lugar según la época del año. Para estimar la constante, basta colocar los datos de Q_r / Q_a en las abscisas y los valores de h / H en las ordenadas y encontrar la recta de ajuste con la que quedaría determinada las constantes a y b.

Nota

Esta Guía de Estudio se corresponde con contenidos de la Unidad temática B (I.1) del Programa Analítico.

Bibliografía Unidad temática B.I.1

Castillo, F.E.; Castellvi Sentis, F. 1996. Radiación solar. Fotosíntesis. En: Agrometeorología. Pp. 163-184. Ediciones Mundi-Prensa.

De Fina, A.L.; Ravelo, A.C. 1975. III. Radiación solar. En: Climatología y Fenología Agrícolas. Pp. 15 – 32. EUDEBA. 2º Ed.

Murphy, G.M.; Hurtado, R.H. (eds.). 2011. La tierra. En: Agrometeorología. Editorial Facultad de Agronomía. UBA. Pp: 17-22.

Murphy, G.M.; Hurtado, R.H. (eds.). 2011. Energía atmosférica. En: Agrometeorología. Editorial Facultad de Agronomía. UBA. Pp: 23-39.