

2015-2016

EL AMBIENTE AEREO

Alberto San Bautista Primo



> AMBIENTE AEREO

> Introducción

> Radiación

> El Sol y su energía

> Absorción de la radiación en la atmosfera

> Dispersión de la radiación en la atmósfera

> Radiación

> Balance de energía

1. Introducción

> **La energía de la radiación electromagnética determina una serie de procesos como:**

- **La fotosíntesis**
- **La evaporación**
- **Los movimientos del viento**
- **La temperatura del suelo y del aire**

> La radiación causante de esta energía se puede clasificar en función de **la longitud de onda en dos tipos:**

- Radiación de onda corta

- Radiación de onda larga



1. Introducción

- > La radiación causante de esta energía se puede clasificar en función de la longitud de onda en dos tipo:
- **Radiación de onda corta** (0.3-3 nm), que es la radiación solar. Es considerada como la **fuerza primaria de energía en la producción vegetal**.
 - Además, es la responsable de procesos como la **evaporación**, o el calentamiento del aire y del suelo, que son importantes en los métodos de estimación de las **necesidades de agua de los cultivos**.



1. Introducción

> La radiación causante de esta energía se puede clasificar en función de la longitud de onda en dos tipo:

- **Radiación de onda larga** (5-100 nm), que es una **radiación térmica emitida por diferentes cuerpos** del planeta, incluidos suelo, plantas y atmosfera.
- En este caso los cuerpos emisores se encuentran a una temperatura mucho más baja.

>



1. Introducción

- > **La radiación tiene una influencia muy marcada en el clima tanto a nivel del entorno de la planta** como el clima general de una determinada área geográfica.
- > En un primer lugar, **la absorción de radiación (corta o larga) por parte de un cuerpo eleva su temperatura**. Y esta energía presenta distintas posibilidades:
 - Puede permanecer en el cuerpo, **umentando su temperatura**
 - Puede **perderse en forma de radiación de onda larga**
 - Puede **transferirse a otro cuerpo**
 - Puede ser **disipada en la evaporación del agua**

>



1. Introducción

- > El **conjunto de ondas electromagnéticas** componen la **radiación solar**. **La longitud de estas ondas puede determinarse a partir de la ecuación:**

$$\lambda = \frac{c}{\nu}$$

- > , donde λ , **longitud de onda**, es la distancia más corta entre dos puntos similares consecutivos, ν , **la frecuencia**, es el número de vibraciones por segundo; y **c es la velocidad del luz** ($3 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$). El período τ (**tiempo de una vibración**) es igual a $1/\nu$ y el **número de ondas** es igual a $1/\lambda$. La velocidad puede variar con el medio, si bien en un espacio vacío todas las ondas presentan la misma velocidad.



1. Introducción

- > En el cuadro 1 puede observarse como el **rango de variación de las frecuencias electromagnéticas** es amplio. La **luz visible** ocupa una parte pequeña del espectro, y su rango se encuentra claramente definido entre el **infrarrojo**, con mayor longitud de onda, y el **ultravioleta**, con menor longitud de onda.

Tipo de radiación	Rango de frecuencia (Hz)	Rango de longitud onda (m)
Ondas eléctricas	0-10 ⁴	∞ - 3 x 10 ⁴
Ondas de radio	10 ⁴ -10 ¹¹	3 x 10 ⁴ - 3 x 10 ⁻³
Infrarrojo	10 ¹¹ – 4 x 10 ¹⁴	3 x 10 ⁻³ – 7.6 x 10 ⁻⁷
Visible	4 x 10¹⁴ – 7.5 x 10¹⁴	7.6 x 10⁻⁷ - 4 x 10⁻⁷
Ultravioleta	7.5 x 10 ¹⁴ – 3 x 10 ¹⁸	4 x 10 ⁻⁷ - 10 ⁻¹⁰
Rayos X	3 x 10 ¹⁶ – 3 x 10 ²²	10 ⁻⁸ - 10 ⁻¹⁴
Rayos Gamma	3 x 10 ¹⁸ – 3 x 10 ²¹	10 ⁴ - 10 ⁻¹³

Fuente: Rosenberg et al., 1983.



2. Radiación

*Cuerpo negro ($T > 0$ K) \longrightarrow radiación electromagnética
(radiación térmica)*

- > *Se considera un cuerpo negro aquel cuerpo que es un emisor perfecto de radiación térmica.*

TEMPERATURA (Cuerpo negro) $\left\{ \begin{array}{l} \text{INTENSIDAD (R}_s\text{)} \\ \text{DISTRIBUCIÓN ESPECTRAL (R}_s\text{)} \end{array} \right.$



2. Radiación

- > La longitud de onda que maximiza la radiación cumple la **ley de Desplazamiento de Wien:**

$$\lambda_{\max} T = \text{const.}$$

- > Esta ley puede enunciarse del siguiente modo: **La longitud de onda (λ_{\max}) correspondiente al máximo energético de la radiación de un cuerpo negro está en razón inversa de su temperatura absoluta (T).** Por tanto, esta ecuación proporciona **la longitud de onda λ_{\max} que, a la temperatura T , posee la máxima energía.** Al aumentar T la energía se corre (desplaza) hacia los valores pequeños de λ (frecuencias elevadas).

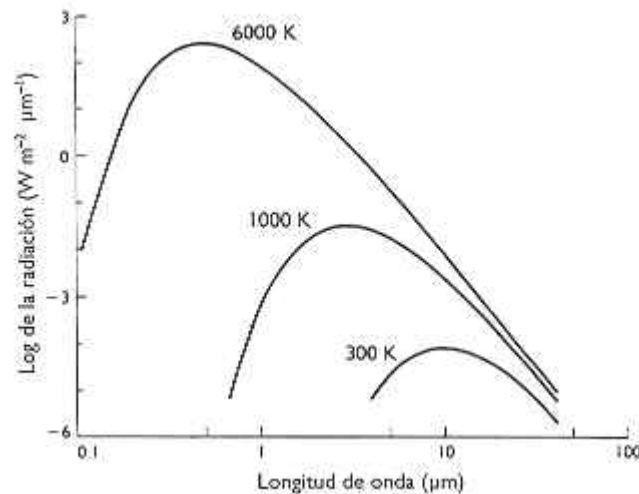


2. Radiación

- > La longitud de onda que maximiza la radiación cumple la **ley de Desplazamiento de Wien:**

$$\lambda_{\max} T = \text{const.}$$

- > **la longitud de onda λ_{\max} que, a la temperatura T , posee la máxima energía.**



2. Radiación

- > El valor aceptado para la **constante** de esta ley es de **2897 $\mu\text{m K}$** . Por tanto, **la longitud de onda de la máxima emisión (λ_{max}) está relacionada con la temperatura de un cuerpo**, mediante la siguiente expresión:

$$\lambda_{\text{max}} (\mu\text{m}) = \frac{2897 (\mu\text{m K})}{T (\text{K})}$$

- > , donde λ_{max} está en micrometros (μm) y la temperatura en K.
- > Los experimentos llevados a cabo por Lummer y Pringsheim confirmaron la ley de Stefan-Boltzmann y la ley del corrimiento de Wien.

>



2. Radiación

- > Puede considerarse que el **sol se comporta como un cuerpo negro, puesto que la temperatura de la superficie es aproximadamente 6000 K**. Por tanto, aplicando la ley de Wien, la λ_{\max} del sol es igual a:

>

$$\lambda_{\max} (\mu m) = \frac{2897(\mu m K)}{6000(K)} = 0.483 \mu m$$

>

- > **La Tierra se aproxima a un cuerpo negro con una temperatura media de la superficie de 300 K**. En consecuencia, aplicando la ley de Wien, la λ_{\max} de la Tierra es igual a:

>

$$\lambda_{\max} (\mu m) = \frac{2897(\mu m K)}{300(K)} = 9.66 \mu m$$



2. Radiación

- > Casi todo el **espectro solar se encuentra limitado por un rango de la longitud de onda entre 0.15 y 4.0 μm** , con aproximadamente el 50% de la energía total en el espectro solar distribuida en la banda de longitud de onda visible.
- > **La mayoría de la radiación de la Tierra se distribuye en una banda de longitud de onda entre 3 y 80 μm .**
- > La **energía total** emitida por el espectro se puede calcular por medio de la ley **Stefan**.
- > **La ley de Stefan (1879) fue la primera ley que permitió llegar a unos resultados aproximados de la temperatura del sol.**



2. Radiación

> **Ley de Stefan-Boltzmann**

> Establece que la cantidad total de *energía radiada (E) durante la unidad de tiempo por un cuerpo absolutamente negro es directamente proporcional a la cuarta potencia de la temperatura absoluta (T).*

>
$$E = \sigma T^4$$

> , donde σ es *una constante absoluta.*



2. Radiación

- > Los primeros autores que dieron un valor para esta constante, fueron Rurlbanm y Poynting; y fue de 5.32×10^{-5} ergios por unidad de superficie de radiación. Kulrbanm obtuvo de sus experiencias como valor para la constante de **Stefan-Boltzmann** 5.45×10^{-12} Watt cm⁻² °C⁻⁴. Otros investigadores llegaron a obtener distintos valores, que oscilaron ente 5.30 y 6.05×10^{-12} Watt cm⁻² °C⁻⁴. Henning obtuvo un valor de $5,67 \pm 0,18 \times 10^5$ erg cm⁻² s⁻¹ °C⁻⁴.
- > Si se considera la **constante solar** (1350 W m^{-2}) en esta fórmula el valor que se obtiene de la temperatura es **6500 K**
- >



2. Radiación

- > Por tanto, **un cuerpo negro a una temperatura, T_1 , situado en un recinto a una temperatura, T_2 , gana o pierde energía a una velocidad determinada por la siguiente ecuación:**

- >
- >
- >
- >

$$\Delta E = \sigma (T_1^4 - T_2^4)$$

- > , donde **σ es la constante de Stefan-Boltzman** que tiene un valor de $5.67 \times 10^{-8} \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-4}$ o $5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$.
- > **La radiación del Sol y de la Tierra difiere en sus propiedades espectrales (Loomis y Connor, 2002).**



2. Radiación

- > **Ley de Kirchoff** (Kirchhof, G.R. (1824-1887))
- > La ley de Kirchoff deriva del principio de reciprocidad de Helmholtz y dice lo siguiente:
“**Todo cuerpo que está rodeado de radiación negra o integral, que absorbe un rayo de intensidad y frecuencia determinada, emite otro rayo de la misma intensidad y frecuencia, pero en sentido contrario al primero**”
- > Considerando k_ν **la intensidad específica de la radiación** cuya frecuencia es ν , que incide sobre un cuerpo, una parte R_ν **será reflejada**, otra T_ν **será transmitida** y el resto $k_\nu - R_\nu - T_\nu$ será absorbida. Por otra parte, **una radiación E_ν será emitida por el cuerpo como consecuencia de su temperatura.**

>

$$E_\nu = k_\nu - R_\nu - T_\nu$$



2. Radiación

- > **Ley de Kirchoff** (Kirchhof, G.R. (1824-1887))
- > Se considera poder absorbente del cuerpo, que no de la superficie, la **relación entre la energía absorbida y la incidente**. Para un cuerpo negro su valor será la unidad.

- >
$$A_v = \frac{k_v - R_v - T_v}{J_v} (\leq 1)$$

- > **Todo cuerpo, pues, es capaz de absorber la misma energía que emite**, es decir $E_v = A_v$.



2. Radiación

- > **Ley de Kirchoff** (Kirchhof, G.R. (1824-1887))
- > Calculando el poder reflexivo y el poder transmisivo respecto a la energía incidente, se obtendría:

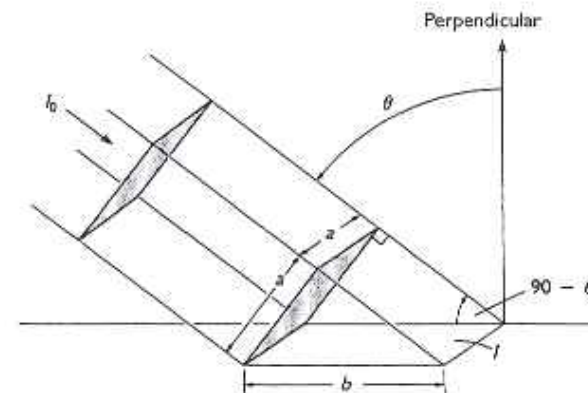
- >
$$E_v(A_v) + R_v + T_v = 1$$

- > , y por tanto el valor individual de cada uno de estos parámetros es igual o inferior a la unidad.
- > Los valores del **poder emisivo** de un **suelo humedo y de la vegetación** está comprendido entre 0.97 y 0.99, por tanto pueden considerarse, prácticamente, como un **cuerpo negro**. (Rosenberg et al., 1983).



2. Radiación

- > **Ley del coseno (Lambert)**, astrónomo francés, escribió su obra “Optometría, sive de mensura et gradibus luminis colorum et umbrae” en 1760).
- > La ley del coseno de Lambert establece que **la radiación incidente emitida en cualquier dirección desde una superficie radiante es directamente proporcional al coseno del ángulo entre la dirección de la radiación y la normal a la superficie** (Figura 4).



Ley de conservación de la energía:

$$I a b = I_0 a^2;$$

$$I = I_0 a/b = I_0 \cos \theta.$$



2. Radiación

> **Ley del coseno**

> Si I_0 es la densidad de flujo en una superficie perpendicular a la fuente de radiación (S_p) e I es la densidad de flujo sobre una unidad de superficie horizontal (S_h), la ley del coseno de Lambert establece que:

>
$$I = I_0 \cos \theta$$

> , siendo θ es el ángulo de incidencia o cenital. En la distribución de la radiación emitida por un cuerpo negro se obtendría la misma relación.

>



2. Radiación

> **Ley del coseno**

> Si el **ángulo β es la elevación angular del sol sobre el horizonte**, el ángulo cenital (θ) y la elevación solar (β) son **ángulos complementarios ($\theta + \beta = 90$)**. Así pues, se obtiene, también, que:

>
$$I = I_0 \cos \theta$$

> La máxima radiación por unidad de superficie se recibirá en los hojas de las plantas que estén situadas perpendicularmente a la radiación incidente ($\theta = 0^\circ$). La radiación disminuirá a medida que la superficie de las hojas esté inclinada respecto a los rayos del sol, debido a que se distribuye sobre una mayor superficie.



2. Radiación

> **Ley de Beer-Bouguer.**

> La ley de Beer-Bouguer *describe la reducción en la densidad de flujo de un rayo de luz como una función del espesor del medio en que es absorbida* (Rosenberg et al., 1983):

>
$$\frac{I}{I_0} = \exp(-kx)$$

> , donde I_0 es la densidad de flujo inicial, I es la densidad de flujo después de atravesar un espesor de un medio con un *coeficiente de extinción k* .



2. Radiación

- > **Ley de Beer-Bouguer.**
- > El valor del **coeficiente de extinción** varía desde 0.01 km^{-1} en condiciones de día claro (despejado) a $0.03\text{-}0.05 \text{ km}^{-1}$ en condiciones de aire turbio.
- > La atmósfera absorbe una porción considerable de la radiación solar. Esta atenuación es una función de los **constituyentes de la atmósfera** (Rosenberg et al., 1983).



3. EL SOL Y SU ENERGÍA

- > La **pérdida de energía** como radiación por parte del Sol es de $4 * 10^{26} \text{ W}$ y pierde masa a una velocidad de $4.6 * 10^6 \text{ t s}^{-1}$. Se colapsará pasando a ser una estrella blanca dentro de unos $5 * 10^9$ años.
- > Dada la distancia tan grande a la que estamos del Sol ($1.5 * 10^8 \text{ km}$), se considera que los rayos del Sol llegan a la superficie de la Tierra como **rayos paralelos** desde una fuente puntual.



3. EL SOL Y SU ENERGÍA

- > **En condiciones de ausencia de atmósfera y considerando la distancia media de la tierra al sol, la cantidad de energía recibida del sol en 1 cm² de superficie terrestre perpendicular a los rayos por minuto, se denomina **constante solar**.**
- > **La constante solar ha sido objeto de estudio por muchos autores.** Los primeros trabajos realizados para determinar la constante solar se llevaron a cabo por Pouillet. Las observaciones realizadas para la constante solar dio valores de que oscilaron entre 2 y 3 cal cm⁻² min⁻¹. Forbes obtuvo en 1842 un valor de 2.82. Scheiner obtuvo en 1902 un valor entre 2 y 2.3 cal. Abbot y Angström obtuvieron unos valores de 2.1 y 2.17 calorías, respectivamente. Desde principios de siglo XX se estimó un valor para esta constante comprendido entre 1.94 y 2.0 cal cm⁻² min⁻¹ , que, considerando una equivalencia de 1 cal cm⁻² min⁻¹ m⁻² igual a 697 W m⁻², corresponde a **1350 y 1400 W m⁻²**, respectivamente.



3. EL SOL Y SU ENERGÍA

- > La **variación periódica de la actividad del sol determina la constante solar**, y a su vez, las variaciones en la constante solar pueden haber sido las responsables, al menos en parte, de las **variaciones y fluctuaciones en el clima** del planeta.
- > La **variación en la intensidad de la radiación solar** está asociada con la aparición de **manchas solares**, si bien, parece ser que estas manchas contribuyen solamente, en parte, a la variación total en temperatura.



3. EL SOL Y SU ENERGÍA

- > Las **manchas solares**, que están formadas por una **parte central** (núcleo), muy oscura e irregular, y por otra **parte periférica**, más clara y formada por estrías radiales, presentan una forma redondeada durante el período medio de su vida, y más o menos irregular durante su formación y desaparición.
- > Su **tamaño es variable**, llegando en ocasiones (1858) a tener un diámetro 18 veces el diámetro de la tierra.
- > Wolf, astrónomo alemán (1863-1932), estudió la **cadencia** las manchas solares y obtuvo un período medio de **11 años**, con unos períodos que oscilaron entre 7 y 17 años. Otros autores, como Schuster, llegaron a períodos menores de 8,36 y 4,8 años.



3. EL SOL Y SU ENERGÍA

- > La cantidad de **radiación solar global**, que llega a la superficie de la tierra , considerada como
 - la **radiación solar directa**
 - y la **radiación difusa**,
- > , depende de:
 - la **intensidad de la radiación** emitida por el sol,
 - de **factores astronómicos**, que determinan la posición del sol en el cielo,
 - y de la **transparencia y composición de la atmósfera**.



3. EL SOL Y SU ENERGÍA

- > **La posición del Sol es fundamental en la determinación de la densidad de flujo de la radiación solar recibida en un punto de la Tierra** y en un tiempo determinado. Esta cantidad de energía solar recibida por la Tierra se encuentra determinada por la **trayectoria** que describe alrededor del Sol y por su **rotación**.
- > **La Tierra describe una órbita elíptica y el Sol se encuentra situado en un foco de la misma.** La excentricidad de la elipse, que es la distancia desde el centro de la elipse a un foco y la longitud de la mitad del eje mayor, es la responsable de la variación de la distancia entre el Sol y la Tierra, y determina, pues, radiación solar recibida en la Tierra.

>



3. EL SOL Y SU ENERGÍA

- > El **afelio**, cuando el sol está más lejos de la tierra ($152,1 \times 10^6 \text{ km}$), ocurre el **4 de julio**. El **perihelio**, cuando el sol está más cerca de la tierra ($147,3 \times 10^6 \text{ km}$), ocurre sobre el **3 de enero**. La distancia media entre el sol y la tierra ($149,7 \times 10^6 \text{ km}$) ocurre sobre el 4 de abril y 5 de octubre.

- > La variación en la **longitud del día** viene determinada por:
 - la variación sistemática en la trayectoria de la orbita terrestre alrededor del sol
 - y por los cambios en la declinación del sol.

>



3. EL SOL Y SU ENERGÍA

- > El **equinoccio** ocurre dos veces al año cuando el sol pasa por el ecuador, o más correctamente cuando la aparente trayectoria anual del sol y el plano del ecuador de la tierra coinciden, situándose el eje de la Tierra en un plano normal a los rayos del Sol. El equinoccio tiene lugar aproximadamente el **21 de marzo y 22 de septiembre** en el Hemisferio Norte. En estas fechas la duración de la noche es igual a la duración de la del día en toda la Tierra.
- > El **solsticio** ocurre, también, dos veces al año, cuando la trayectoria aparente del sol se desplaza en mayor distancia del norte o sur desde el ecuador de la tierra. Las fechas en que tienen lugar son aproximadamente el **21 de junio y 22 de diciembre** en el Hemisferio Norte, dando lugar a días largos y cortos, respectivamente. En el Hemisferio Sur las fechas del equinoccio y solsticio se invierten.



3. EL SOL Y SU ENERGÍA

- > La **radiación solar** recibida en la superficie de la Tierra puede modificarse en función de la inclinación del eje de rotación de la Tierra sobre el plano de su orbita. Esta inclinación, denominada ángulo de **declinación o declinación solar (D)** puede utilizarse para calcular la posición del Sol relativa a un punto de la Tierra. La declinación solar varía entre **-23.5° el 22 de diciembre y +23.5° el 22 de junio**.
- > La declinación solar es la distancia angular norte (+) o sur (-) entre el plano orbital de la Tierra y el plano, extendido, del ecuador de la Tierra. La variación total, desde -23.5° hasta +23.5°, es amplia y **sus efectos en la radiación solar son importantes**, especialmente a latitudes elevadas.



3. EL SOL Y SU ENERGÍA

> El ángulo de la **declinación, D** , puede determinarse mediante la siguiente expresión:

>

$$D = 23,5 \cos\left(\frac{360(d - 172)}{365}\right)$$

>

>

> , donde d es el día del año.

>



3. EL SOL Y SU ENERGÍA

- > La **posición del Sol** determinada por el **ángulo cenital**, depende de la declinación solar (***D***), de la hora del día (indicada como **ángulo horario, $h=360(\text{hora}-12)/24$** , y de la latitud (***L***).

- >
$$\cos \theta = \cos(D) \cos(h) \cos(L) + \text{sen}(D) \text{sen}(L)$$

- > **Angulo cenital:**

- > El Zenith está empezando a contar **desde la horizontal a la vertical**. Si el sol está directamente encima del observador, el cenit tiene un ángulo de 90 °. El horizonte tiene, pues, un cenit de 0 °.

- >



3. EL SOL Y SU ENERGÍA

- > La **posición del Sol** determinada por el **ángulo cenital**, depende de la declinación solar (**D**), de la hora del día (indicada como **ángulo horario**, **$h=360(\text{hora}-12)/24$** , y de la latitud (**L**).

- >
$$\cos \theta = \cos(D) \cos(h) \cos(L) + \text{sen}(D) \text{sen}(L)$$

- >



3. EL SOL Y SU ENERGÍA

- > El **acimut solar (A)** desde el sur, depende de la **declinación solar (D)**, de la hora del día (indicada como **ángulo horario, $h=360(\text{hora}-12)/24$**), y de la **elevación solar (θ)**.

>

$$\text{sen}A = \cos(D)\text{sen}(h) / \cos(\theta)$$

- > **Acimut ángulo:**

- > El acimut se cuenta a partir del norte hacia el este, por lo que una estrella en el norte tiene un acimut de 0° , una estrella en el oriente tiene un acimut de 90° .



3. EL SOL Y SU ENERGÍA

> Si el ángulo de **la hora de puesta de sol es h_o** y el ángulo al amanecer es $-h_o$, la **duración del día es $2 h_o$** . Se puede calcular h_o mediante la siguiente expresión:

>

$$\cosh_o = -\tan D \tan L$$

>

>



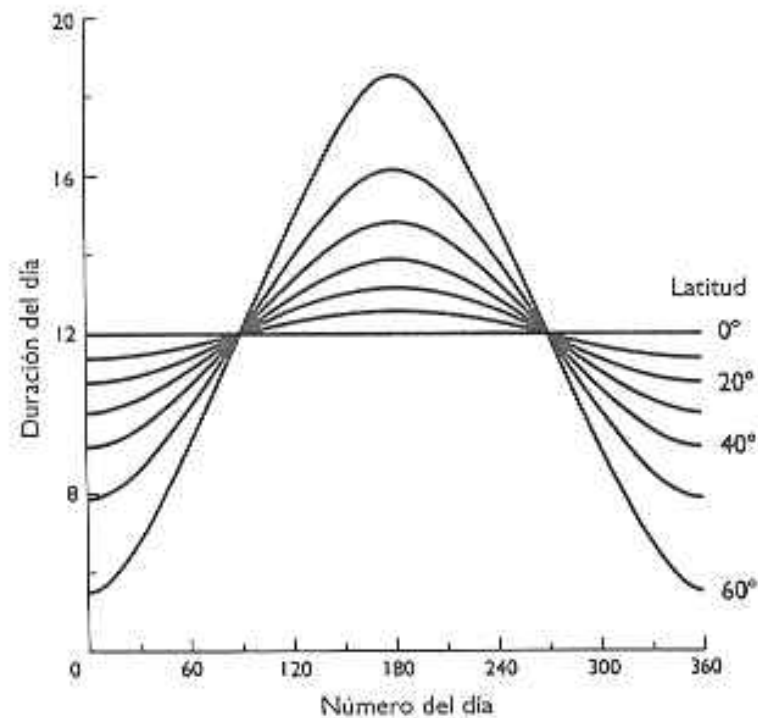
3. EL SOL Y SU ENERGÍA

- > **El horario solar no coincide con el horario oficial. La desviación es de una hora en otoño-invierno y 2 horas en primavera-verano.** Teniendo en cuenta que la velocidad de rotación de la tierra es prácticamente constante, y en valor es de 360° cada 24 horas, la hora solar se tendrá que corregir considerando una velocidad de rotación hacia el Oeste de **15° cada hora.**
- > Las **distribuciones de la duración del día con la latitud y el año del día** se muestran en la figura 1.5. Se observa en la gráfica que con la latitud aumenta la duración del día, aunque a estas altitudes elevadas la duración del día como valor medio es menor que a latitudes más bajas (Loomis y Connor, 2002).



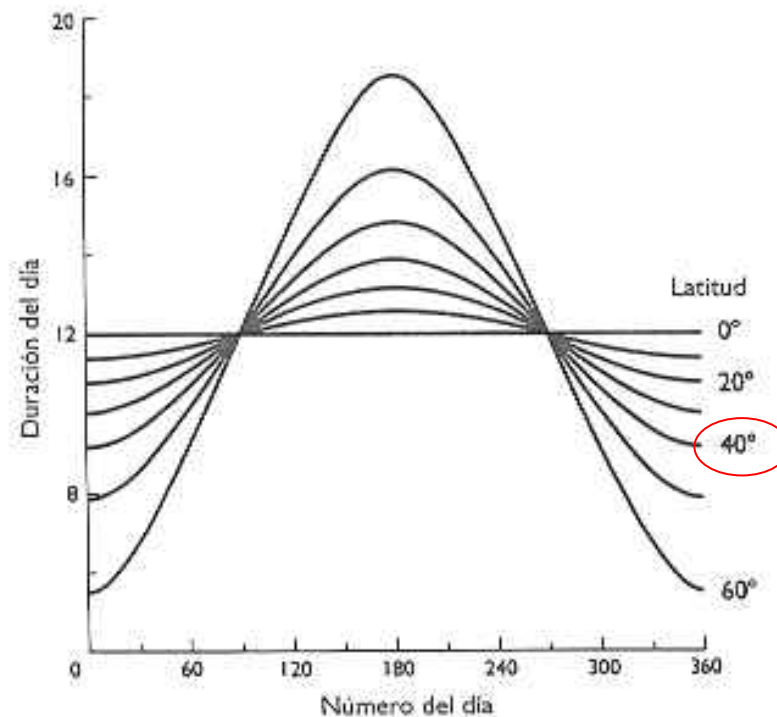
3. EL SOL Y SU ENERGÍA

- > Las distribuciones de la duración del día con la latitud y el año del día se muestran en la figura 1.5. Se observa en la gráfica que con la latitud aumenta la duración del día, aunque a estas altitudes elevadas la duración del día como calor medio es menor que a latitudes más bajas (Loomis y Connor, 2002).



3. EL SOL Y SU ENERGÍA

- > Las distribuciones de la duración del día con la latitud y el año del día se muestran en la figura 1.5. Se observa en al gráfica que con la latitud aumenta la duración del día, aunque a estas altitudes elevadas la duración del día como calor medio es menor que a latitudes más bajas (Loomis y Connor, 2002).



4. ABSORCIÓN DE LA RADIACIÓN EN LA ATMÓSFERA

- > La composición de la atmósfera se detalla en el cuadro 1.2. De estos elementos **el H_2O (vapor de agua), CO_2 y O_3 son los constituyentes atmosféricos más importantes en relación con la absorción de la radiación solar.** Otros elementos como las **emisiones industriales, polen** y **polvo** también se encuentran relacionados con la radiación solar, aunque sus efectos no son bien conocidos.

>



4. ABSORCIÓN DE LA RADIACIÓN EN LA ATMÓSFERA

> Cuadro.- Constituyentes atmosféricos (Rosenberg et al., 1983).

>

>

Constituyente	Volumen (%)
Nitrógeno	78.08
Oxígeno	20.95
Argón	0.93
<i>Dióxido de carbono</i>	<i>0.032</i>
Neón	1.8×10^{-3}
Helio	5.24×10^{-4}
Kriptón	1×10^{-4}
Hidrógeno	5×10^{-5}
Xenón	8×10^{-6}
Ozono	1×10^{-6}
Radón	6×10^{-18}
Vapor de agua	0-3



4. ABSORCIÓN DE LA RADIACIÓN EN LA ATMÓSFERA

- > ***El ozono y el oxígeno absorben mucha de la radiación ultravioleta del espectro solar.*** Presenta una acción microbiana o bactericida, y por tanto su eliminación es esencial para la existencia de la vida en la tierra.
- > Se considera que la evolución de la vida en la superficie de la tierra empieza con la formación de una pantalla de ozono. La concentración de ozono varía con la ***latitud y la época del año.***
- > Los cambios cualitativos en la radiación visible son menores, excepto en la zona final del rojo, donde se produce una reducción en la intensidad de la radiación, al igual que en la zona de la radiación infrarroja. Estos cambios se producen por la absorción del vapor de agua y el dióxido de carbono.



4. ABSORCIÓN DE LA RADIACIÓN EN LA ATMÓSFERA

- > Algunos agentes contaminantes pueden tener un efecto negativo sobre el balance de radiación en la tierra. Algunos **clorofluorometanos**, y otras sustancias de naturaleza orgánica son muy transparentes a la radiación de onda corta, pero por el contrario presentan un **gran nivel de absorción de la radiación infrarroja del espectro electromagnético**. Por tanto, ocasionan un incremento de la temperatura como consecuencia de la absorción de la radiación de onda larga emitida por la Tierra.
- > Este **efecto** es el mismo que se obtendría en un **invernadero**, puesto que una parte importante de los materiales plásticos de cobertura utilizados, en líneas generales, muestran el mismo efecto sobre la radiación que las sustancias contaminantes causantes del efecto invernadero.

>



5. DISPERSION DE LA RADIACIÓN EN LA ATMOSFERA

- > La **cantidad de la radiación que alcanza la superficie de la tierra después de haber sido dispersada de la radiación directa por las moléculas o constituyentes atmosféricos**, se denomina **radiación difusa**.
- > En **latitudes** elevadas la radiación difusa es muy importante.
- > En días despejados la radiación difusa puede llegar a obtener valores entre un **10 y 30% del total de la radiación solar**, si bien esta contribución puede ser mayor en los meses de invierno y cuando el ángulo solar es bajo.



5. DISPERSION DE LA RADIACIÓN EN LA ATMOSFERA

- > **La nubosidad, también, aumenta la radiación difusa**; y antes de la salida del sol y después de la puesta del sol, toda la radiación recibida es radiación difusa.
- > **La radiación difusa puede llegar a alcanzar valores superiores al 50% de la radiación solar dependiendo de la época del año, y valores del 100% a determinadas horas del día** (Anon, 1980, citado por Jones, 1983).
- > **La contribución de la radiación difusa en la radiación fotosintéticamente activa (PAR) puede ser, aproximadamente, el 50%**, debido a que esta radiación está, particularmente, constituida por longitudes de onda del espectro visible (Jones, 1983). Además, esta radiación puede llegar a tener **efectos biológicos** más importantes que la propia radiación solar directa, puesto que presenta un mayor grado de penetración en una comunidad de plantas.



6. RADIACION

- > **Radiación solar de onda corta.**
- > La **radiación solar** (R_s) que llega a la superficie de la Tierra, también denominada radiación global o total, que **es la resultante de la radiación solar directa y difusa**, es una variable importante que se utiliza en agricultura para la obtención de modelos en cultivos y **para la estimación de la evapotranspiración de cultivo**.
- > La medición de la misma se realiza en un número no demasiado elevado de estaciones meteorológicas. Se puede predecir su valor utilizando **modelos matemáticos**. Su valor no sobrepasa el 75% de la constante solar por los procesos de absorción y dispersión que tienen lugar en la atmósfera.



6. RADIACION

- > **Radiación solar de onda corta.**
- > Su estimación se puede realizar a partir de variables que se encuentran estrechamente relacionadas, como la ***duración de la insolación*** (***Ángstrom, 1924, 1934***), obteniéndose su valor a partir del ***porcentaje de insolación*** (***n/N***), determinado como la relación entre las horas reales (n) y las máximas posibles de fuerte insolación (N).
- > Mediante un heliógrafo de Campbell Stokes, se puede determinar la insolación real; mientras que ***la duración máxima de insolación (N) se puede calcular en función de la latitud y del momento del año.***



6. RADIACION

> **Radiación solar de onda corta.**

> La expresión utilizada para la estimación de R_s es la siguiente:

>
$$\frac{R_s}{R_a} = a + b \frac{n}{N}$$

> , donde a y b son constantes empíricas. Son varios lo autores que han realizado estudios, en distintas condiciones, para determinar los valores de estas constantes (*Prescott, 1940; Penman, 1948; Black et al., 1954; Fritz y MacDonald, 1954; Durand, 1974; Katsoulis y Leontaris, 1981*), oscilando los valores de a entre 0.10 y 0.32, y los valores de b entre 0.48 y 0.71. **Los valores recomendados para el cálculo de R_s son $a=0.25$ y $b=0.50$.** De acuerdo con esta expresión, **las unidades de R_s estarán determinadas por las unidades de R_a .**



6. RADIACION

> **Radiación solar de onda corta.**

> **Black (1956)** obtuvo otra expresión, para la **estimación de la radiación solar** en función de la nubosidad media:

>

$$\frac{R_s}{R_a} = 0.803 - 0.340NB - 0.458NB^2$$

>

> , donde R_s es la radiación solar, R_a es la radiación teórica que alcanza la tierra en ausencia de atmósfera y **NB es la nubosidad media mensual** en unidades de décimos de cielo cubierto.



6. RADIACION

> **Radiación solar de onda corta.**

> La **radiación solar** se puede estimar, pues, como una modificación de la radiación extraterrestre en función de la **transmisividad atmosférica (T_t)**; por tanto, su cálculo se realizaría a partir de la siguiente expresión:

>
$$R_s = R_a * T_t$$

> Son varios los modelos que se han realizado para **la estimación de T_t a partir de variables como la temperatura, nubosidad, horas de insolación o altitud** (Hargreaves y Samani, 1982; Bristol y Campbell, 1984; Richardson, 1985; Thornton y Running, 1999; Thornton et al., 2000; Annandale et al., 2002).



6. RADIACION

> **Radiación solar de onda corta.**

> Hargreaves y Samani (1982) obtuvieron una **estimación de T_t** proporcional a la diferencia entre la temperatura máxima y mínima. Annandale et al. (2002) modificaron el modelo anterior introduciendo una nueva variable como fue la altitud, y obtuvieron la siguiente ecuación:

>
$$T_t = K_{R_s} * \left(1 + 2.7 * 10^{-5} * ALT\right) * \sqrt{\left(T_{\max} - T_{\min}\right)}$$

> , donde **K_{R_s} es un coeficiente empírico** con valores de 0.16 para zonas de interior y 0.19 para zonas de costeras, **ALT es la altitud** en m, y **T_{\max} y T_{\min} es la temperatura máxima y mínima**, respectivamente, en °C.



6. RADIACION

- > Radiación solar de onda corta.
- > **La radiación extraterrestre**, que **es la que llegaría a una superficie horizontal en ausencia de atmósfera**, es absorbida y se dispersa cuando pasa por la atmósfera; y depende de la posición (latitud) y del momento del año (declinación). Sus valores, en MJ m⁻² d⁻¹, se indican en el cuadro 1.3, y se pueden determinar mediante la ecuación:

- >
$$R_a = \frac{24 * 60}{\pi} * G_{cs} * d_r (sen(L) * sen(D) * w_s + cos(L) * cos(D) * sen(w_s))$$

- >

- > , siendo **G_{cs} la constante solar**, 0,0820 MJ m⁻² min⁻¹,



6. RADIACION

> **Radiación solar de onda corta.**

> w_s la hora de la puesta del sol (rad):

>
$$w_s = \arccos(-\tan(L) * \tan(D))$$

> , y d_r es la corrección debida a variaciones en la distancia Tierra-Sol:

>
$$d_r = 1 + 0,033 * \cos\left(\frac{2\pi * J}{365}\right)$$

> De estas expresiones se deduce el valor de N, que se obtiene por medio de la siguiente ecuación:

>
$$N = \frac{24}{\pi} * w_s$$



6. RADIACION

- > **Radiación solar de onda corta.**
- > Los valores de la **radiación solar** estarán comprendidos entre el **25 y 75% de la radiación extraterrestre** según el día esté nublado o despejado, respectivamente.
- > Como principales **factores de conversión** para la radiación se pueden destacar los siguientes:

$$1 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1} = 23.9 \text{ cal cm}^{-2} \text{ d}^{-1} \qquad 1 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1} = 100 \text{ J cm}^{-2} \text{ d}^{-1}$$

$$1 \text{ mm d}^{-1} = 2.45 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1} \qquad 1 \text{ J} = 0.239 \text{ cal}$$

$$1 \text{ W} = 1 \text{ J s}^{-1} \qquad 1 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1} = 697 \text{ W m}^{-2}$$



6. RADIACION

- > **Radiación solar de onda corta.**
- > Cuando la radiación solar alcanza la superficie de la tierra, **parte de la radiación es reflejada**. La proporción de la radiación que es reflejada se conoce con el nombre de **albedo**. **El grado de reflexión es una función de la longitud de onda.**
- > El término albedo se usa para describir la reflexión de la radiación solar (0,3-4,0 μm). Se puede distinguir entre “**albedo de longitud de onda corta**”, que se refiere al total del espectro solar y “**albedo visible**” para el rango de la luz visible.



6. RADIACION

- > **Radiación solar de onda corta.**
- > Las **nubes** constituyen una superficie con una gran reflexión. Por este motivo cuando el cielo está cubierto por nubes la radiación solar que alcanza la superficie de la tierra es baja.
- > La **nieve** se comporta como un reflector muy efectivo.
- > La reflexión del **agua** es baja.
- > **La superficie del suelo refleja el 10-30% de la radiación solar incidente. En los suelos secos la reflexión es más elevada que en los suelos húmedos.**



6. RADIACION

> **Radiación solar de onda corta.**

> Cuadro 1.6.- Valores de albedo para diferentes superficies (Rosenberg et al., 1983).

Superficie	Albedo
Nieve	0.42-0.95
Superficie del mar	0.07-0.14
Suelo arenoso seco	0.25-0.45
Suelo arcilloso seco	0.20-0.35
Suelo con turba	0.05-0.15
<i>Cultivos</i>	<i>0.18-0.30</i>
Bosques de hoja caduca	0.15-0.20
Bosques de coníferas	0.10-0.15
Viña	0.18-0.19



6. RADIACION

- > **Radiación solar de onda corta.**
- > ***La reflexión aumenta con la latitud y depende de la estación del año, aumentando en sobre todo en invierno*** (Kung et al., 1964, citados por Rosenberg et al., 1983). Además, ***el albedo varía en función de la naturaleza de la cubierta del suelo y de la hora del día***. La evolución del albedo con la hora del día sigue una curva parabólica, con un mínimo a mediodía (Kalma y Badham, 1972, citados por Rosenberg et al., 1983).
- > Por otra parte, la reflexión de la radiación solar de la vegetación varía con el nivel de ***humedad de las hojas*** (Carlson et al., 1971, citado por Rosenber et al., 1983), y con la ***fertilidad del suelo*** (Stanhill et al., 1972, citado por Rosenber et al., 1983).



6. RADIACION TERMICA

- > Además de la absorción de la radiación solar por parte de los **constituyentes atmosféricos**, también, **absorben la radiación de onda larga emitida por la superficie de la tierra y la radiación de onda corta reflejada por la superficie.**
- > Teniendo en cuenta que todos los cuerpos a temperatura superior al cero absoluto emiten radiación a una intensidad proporcional a la cuarta potencia de su temperatura absoluta (ley de la radiación de Stephan), y la temperatura de la superficie terrestre (300-320°K), se constata que **la radiación emitida por la superficie terrestre se corresponde con longitudes de onda larga.**



6. RADIACION TERMICA

- > Aproximadamente, el **90% de la radiación infrarroja irradiada por la tierra al espacio es absorbida** en la atmósfera por las nubes, el vapor de agua, dióxido de carbono y otros gases. Mucha de esta radiación es devuelta a la tierra.
- > **Estas pérdidas de radiación se producen tanto de día como de noche, si bien, durante la noche es la única fuente de energía.** Durante el día la densidad de flujo de radiación de onda larga es mayor, por ser la temperatura terrestre más elevada. Por tanto, **no es correcto atribuirle el nombre de radiación nocturna.**
- >



6. RADIACION TERMICA

- > **La suma de la radiación directa, la radiación difusa y la radiación de onda larga da lugar a la radiación total** hemisférica (hemispherical). La intensidad de la radiación terrestre depende de la **temperatura** de la superficie terrestre y de su **emisividad**.
- > La **radiación neta de onda larga (R_{nl})** es, pues, la **diferencia entre la radiación de onda larga perdida y la recibida por la superficie de la tierra**, siendo esta diferencia positiva, con lo que la **R_{nl} es una pérdida neta de energía**.



6. RADIACION TERMICA

> La radiación neta de onda larga (R_{nl}) que se pierde puede estimarse, a partir de los trabajos de **Brunt (1934)**, como:

$$R_{nl} = 5.67 * 10^{-8} * T^4 * (1 - cC) * (0.556 - 0.08 * \sqrt{e_a})$$

> , donde $5.67 * 10^{-8}$ es la **constante de Stefan-Boltzmann** ($W m^{-2} K^{-4}$), e_a es la presión de vapor del aire (kPa), T es la **temperatura absoluta del aire** (K), c es una constante que depende del tipo de nubes, y C es la **nubosidad** en décimos. En condiciones de **cielo despejado se considera que un 35-40% del total de la radiación**, considerada esta como la resultante de la radiación directa, difusa y terrestre, corresponde a longitudes de onda larga.



6. RADIACION TERMICA

> Otra expresión relacionada con la anterior, y que puede utilizarse para el cálculo de la **radiación terrestre** es la siguiente (**Allen et al., 1998**):

>

$$R_{nl} = 4.903 * 10^{-9} * T^4 * \left(1.35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35\right) * (0.34 - 0.14 * \sqrt{e_a})$$

>

> , donde $4.903 * 10^{-9}$ es la **constante de Stefan-Boltzmann** ($\text{MJ m}^{-2} \text{K}^{-4} \text{día}^{-1}$), e_a es la presión de vapor del aire (kPa), T es la **temperatura absoluta del aire** (K), R_s es la **radiación solar** ($\text{MJ m}^{-2} \text{día}^{-1}$), y R_{so} es la **radiación solar en días despejados** ($\text{MJ m}^{-2} \text{día}^{-1}$).

>



6. RADIACION TERMICA

> La **presión real de vapor (e_a)** se puede estimar a partir de la presión saturante, utilizando la expresión:

>
$$e_a = e_s * \frac{HR_{med}}{100}$$

> , donde **e_s es la presión saturante** (mbar), calculada en función de la **temperatura** en °C (T):

>
$$e_s = 0,6108 * \exp\left(\frac{17,27 * T}{T + 237.3}\right)$$

> y HR_{med} es la **humedad relativa media** (%).

>



7. RADIACION NETA

- > La proporción reflejada de la radiación solar total (directa y difusa) está determinada por la reflexión o albedo. Así pues, el **balance de radiación onda corta** puede escribirse de la siguiente forma:

- >
- >
- >
- >

$$R_n = (1 - \alpha)(R_s)$$

- > Del **balance de la radiación de onda larga**, como se ha indicado en el apartado anterior, se obtiene la radiación neta de onda larga (R_{nl}), que presenta un valor negativo.

- >



7. RADIACION NETA

> Así pues, la **radiación neta** se obtendría a partir de la siguiente ecuación:

$$R_n = R_s bal + R_l bal = (1 - r)(R_s \downarrow) + (R_l bal)$$

> La importancia de este parámetro radica en que es determinante para que tengan lugar en la superficie de la tierra procesos como la **evapotranspiración**, el **calentamiento del suelo y el aire**, y la **fotosíntesis**.

> **La radiación neta es positiva durante el día y negativa durante la noche.** Durante el verano la radiación neta diaria es positiva, alcanzando su máximo valor en el solsticio de verano. Durante el invierno la media diaria de la radiación es negativa, puesto que la energía solar recibida es baja y las noches son largas.



7. RADIACION NETA

- > **La radiación neta se ha determinado sobre varios cultivos como alfalfa, maíz, girasol, cebada, judías manzano, caña de azúcar, etc...** (Decker 1959; Denmead et al. 1962; Glover 1972; Thorpe 1978; Campbell et al. 1981; citados por Rosenberg et al., 1983); y puede verse influida por factores como la **densidad de plantación** (Denmead et al., 1962, citado por Rosenberg et al., 1983), los distintos **sistemas de sombreado** (Martsolf y Decker, 1970, citado por Rosenberg et al., 1983), y la **sequía** (Campbell et al., 1981, citado por Rosenberg et al., 1983).
- > La radiación neta se ha relacionado con la radiación solar, utilizando un **modelo lineal** ($R_n = aR_s + b$), si bien este **modelo de regresión simple no es adecuado**, porque no incluye un factor de corrección por los cambios de longitud de onda larga.

>



7. RADIACION NETA

- > En este sentido, Limacre (1968), citado por Rosenberg et al. (1983), desarrollo un *modelo empírico para determinar el valor de la radiación neta (R_n)* en función de la radiación solar global, del albedo de la longitud de onda corta (α), el porcentaje de insolación (n/N), y la temperatura ($^{\circ}\text{C}$).

>

$$R_n = R_{ns} - 1.11 \left(0.2 + 0.8 \frac{n}{N} \right) (100 - T)$$

>

- > , donde R_n y R_{ns} están en W m^{-2} .

>



8. BALANCE DE ENERGÍA

- > De acuerdo con el primer principio de la termodinámica el **balance de energía** sobre un cultivo se puede determinar del siguiente modo:

$$R_n = \lambda E + H + G + F + S$$

- > , donde:

- F representa el flujo de energía consumido en la fotosíntesis,
- S es el flujo de calor almacenado en la biomasa del cultivo y en el aire,
- H es el flujo de calor sensible (energía absorbida para calentar el aire),
- LE es el flujo de calor latente (energía necesaria para el cambio de estado del agua), G es el flujo de calor en el suelo.



9. EVAPOTRANSPIRACION DE REFERENCIA

- > **Un número importante de métodos desarrollados para la estimación de la evapotranspiración (ET) se basan en la ecuación de combinación. Otros modelos matemáticos desarrollados para este cálculo se pueden clasificar en función de las variables requeridas para su estimación, como la radiación, la temperatura o la evaporación.**
- > **Penman (1948)** fue el primero que utilizó la ecuación de combinación. A partir de la relación entre los componentes del **balance de energía** y el **ratio de Bowen**, se obtiene la siguiente expresión:

$$\left. \begin{aligned} R_n &= \lambda E + H + G \\ \beta &= H\lambda E^{-1} \end{aligned} \right\} \longrightarrow \lambda E = \frac{R_n - G}{1 + \beta}$$



9. EVAPOTRANSPIRACION DE REFERENCIA

- > A partir de esta ecuación **Penman (1948)** desarrolló la siguiente ecuación de combinación:

$$\lambda E = \frac{R_n - G}{1 + \beta} = \frac{R_n - G}{1 + \frac{\gamma * (T_o - T_z)}{(e_o^o - e_z)}}$$

- > Más tarde, **Penman (1963)** modificó su ecuación inicial en relación con el albedo y la velocidad del viento, de modo que la ecuación general para el cálculo de la ET de referencia sería la siguiente:

$$ET_o = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} * (R_n - G) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} * 6.43 * W_f * (e_o^o - e_z) \quad W_f = 1 + 0.53 * u_2$$

- > , donde **ET_o**, **R_n** y **G** están en cal cm⁻² d⁻¹, **u₂** es la velocidad del viento a 2 m del suelo en km d⁻¹, y **e** está en mb. **Δ** es la pendiente de la curva de presión de vapor de saturación (mb °C⁻¹), **γ** es la constante psicrométrica (mb °C⁻¹),



9. EVAPOTRANSPIRACION DE REFERENCIA

- > Para valores horarios de ET_o , R_n y G , la constante **6.43** en el **término aerodinámico** pasa a ser **0.268** ($6.43/24$).
- > Los valores de las constantes de la **función del viento (W_f)** se han ido modificando y adaptando a nuevas condiciones con el tiempo (Wright y Jensen, 1972, Doorenbos y Pruitt, 1977, Frére y Popov, 1979; Wright, 1982).



9. EVAPOTRANSPIRACION DE REFERENCIA

- > **Penman (1948) no incluyó una función de resistencia de la superficie para la transferencia de vapor de agua** en su primera ecuación, proponiendo una ecuación empírica para la función del viento.
- > **Monteith (1981) introdujo los términos de resistencia aerodinámica y de superficie en la ecuación de combinación.** Al incluir esta **resistencia aerodinámica al calor sensible** (r_a) y la **resistencia de la superficie a la transferencia de vapor de agua** (r_c), la ecuación resultante para determinar la evapotranspiración sería la siguiente:

$$ET = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma^*} * (R_n - G) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma^*} * K_1 \frac{0.622 * \lambda p}{P} * \frac{1}{r_a} * (e_o^o - e_z)$$



9. EVAPOTRANSPIRACION DE REFERENCIA

> , donde

$$r_a = \frac{\ln[(z_w - d)/z_{om}] \ln[(z_p - d)/z_{ov}]}{(0.41)^2 * u_z}$$

> , y

$$r^* = r^* \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right)$$

> , donde z_w es la altura de la determinación de la velocidad del viento, z_p es la altura de las determinaciones de la temperatura y la humedad, y u_z es la velocidad del viento a una altura z_w ; k_1 es un coeficiente, $8.64 \cdot 10^4$ para u_z en $m \cdot s^{-1}$, y 10^3 para u_z en $km \cdot d^{-1}$; las unidades λ , P y e son $MJ \cdot kg^{-1}$, kPa y kPa , respectivamente; las unidades de los términos de resistencia (r_c y r_a) son $s \cdot m^{-1}$.



9. EVAPOTRANSPIRACION DE REFERENCIA

- > A partir de la relación entre la **altura media del cultivo (h_c)** y z_o ($h_c/z_o=3e$), los parámetros de “**rugosidad**” pueden estimarse con las siguientes ecuaciones:

>
$$z_{om} = \frac{h_c}{8.15} = 0.123 * h_c$$

>
$$z_{ov} = 0.1z_{om}$$

- > La “**altura de desplazamiento (d)**” para un cultivo puede estimarse a partir de la expresión:

$$d = 2/3 * h_c$$

>

- > Para estimar el **déficit de presión de vapor** se pueden utilizar distintos métodos de cálculo (Doorenbos y Pruitt, 1977; Wright, 1982).



Bibliografía

- > Loomis, R.S. y Connor, D.J. 2002. Ecología de cultivos. Productividad y manejo en sistemas agrarios. Mundi-Prensa. Madrid.
- > Urbano, P., 1992. Tratado de Fitotecnia General. Ed. Mundi-Prensa. Madrid.
- > Villalobos, F.J., Mateos, L., Orgaz, F. y Fereres, E. 2002. Fitotecnia. Bases y Tecnologías de la Producción Agrícola. Mundi-Prensa. Madrid.

