

VALORES DE REFERENCIA

INDICE UV

El índice UV es un indicador de la intensidad de radiación ultravioleta proveniente del Sol en la superficie terrestre. Señala la capacidad de la radiación solar de producir lesiones en la piel.

La Organización Mundial de la Salud (OMS) junto con la Organización Meteorológica Mundial (OMM), el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente y la Comisión Internacional de Protección contra la Radiación no Ionizante publican un sistema estándar de medición del índice UV y una forma de presentarlo al público incluyendo un código de colores asociado.

La OMM ha establecido la Unidad de Índice UV en 25 mW/m^2 or $90 \text{ J/m}^2/\text{hr}$. Esta predicción se deriva de la combinación de cinco elementos:

- **Latitud y día del año:** La cantidad de radiación recibida por la superficie terrestre depende de la latitud y del día del año en cuestión.
- **Ozono:** Las cantidades de ozono en la atmósfera son medidas por los satélites NOAA en órbita polar. Se combinan con los datos de temperatura y presión a distintas alturas de la atmósfera para predecir el escudo de ozono. Con los datos sobre la capa de ozono y el ángulo cenital solar de ese día se aplica un modelo matemático para calcular las irradiancias en las longitudes de onda UV-A y UV-B.
- Estas irradiancias se ponderan según el espectro de acción eritematígeno (máximo entre 300 y 310 nm, con poca influencia más allá de 320 nm) y se integran los valores entre 290 y 400 nm para producir un índice de dosis eritematígena, aplicable en esa localización a nivel del mar y con cielo despejado.
- **Elevación:** Para cada localización se ajusta la dosis según su elevación sobre el nivel del mar (6%/km).
- **Nubosidad:** El modelo MOS (Model Output Statistic) de probabilidad de nubosidad se utiliza para estimar la transmisión de la radiación, obteniendo datos como los siguientes:
 1. 100% despejado = 99.9% de transmisión
 2. 100% nubes escasas = 89.6%

3. 100% nubes con claros = 72.6%
4. 100% cubierto = 31.6%

El índice de dosis se calcula para cada ciudad según la altura. Finalmente se aplica este índice de transmisión para obtener la dosis eritematológica según la altura y nubosidad. Esta varía entre 0 (en la oscuridad, sobre el círculo polar) hasta más de 300 miliwatios por metro cuadrado por segundo ($mW/m^2/sec$) en el ecuador. Se aplica la medida de conversión de la OMM: $25 mW/m^2/sec = 1$ unidad de índice UV.

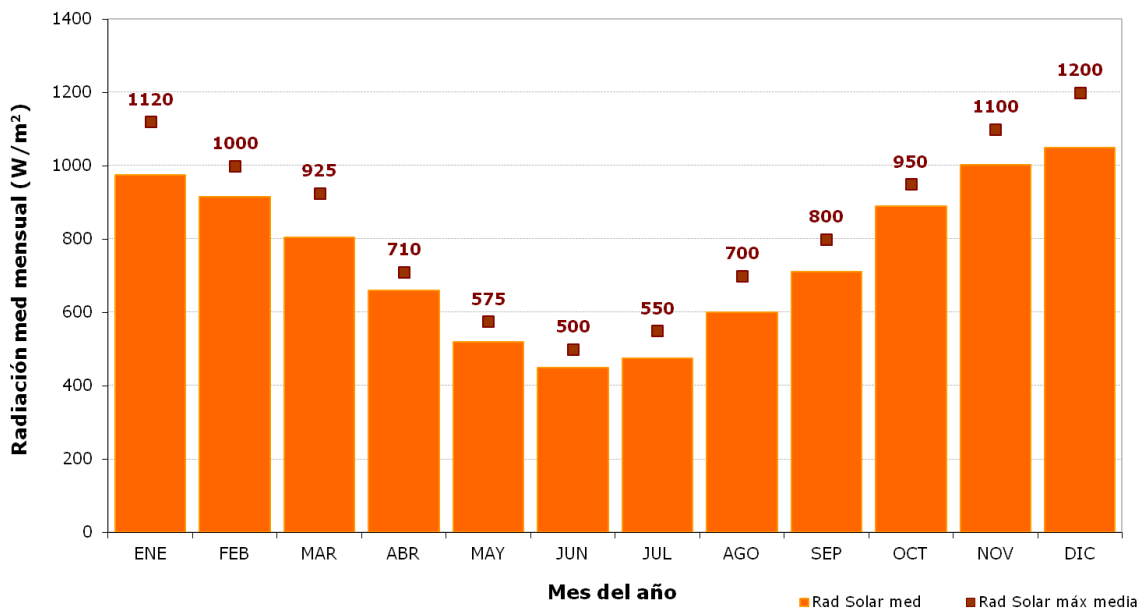
Fuente:

- National Weather Service & National Meteorological Center (Washington): "Índice ultravioleta: una herramienta útil". Dermatology Online Journal (Boston).

RADIACIÓN SOLAR

A continuación se presentan los valores medios mensuales de radiación solar y radiación máxima media en Bahía Blanca período 2007-2012.

Radiación Solar - Bahía Blanca



Fuente: Carlos Zotelo (CERZOS/CONICET)

DENSIDAD DEL AIRE

La siguiente tabla muestra los valores de densidad del aire ambiente tolerables (mínima, media y máxima) para distintas altitudes.

Valores Densidad de Aire Ambiente			
Altitud	Mín	Prom	Máx
(m)	(kg/m ³)	(kg/m ³)	(kg/m ³)
0	1.1405	1.2254	1.3167
305	1.1101	1.1886	1.2735
610	1.0812	1.1533	1.2302
914	1.0524	1.1197	1.2222
1000	1.0444	1.1101	1.1902
1219	1.0252	1.0861	1.1501
1524	0.9996	1.0556	1.1133
1829	0.9739	1.0236	1.0764
2000	0.9595	1.0076	1.0572
2134	0.9483	0.9931	1.0412
2438	0.9243	0.9643	1.0060
2743	0.8986	0.9355	0.9723
3000	0.8794	0.9115	0.9467
3048	0.8762	0.9082	0.9419

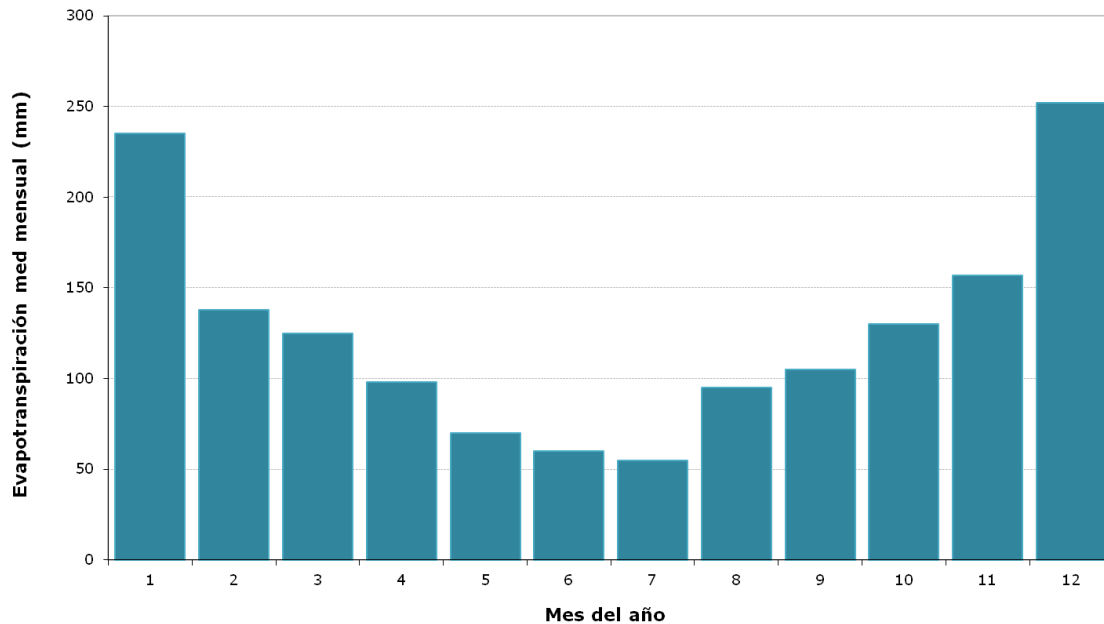
Fuente: INTI Reglamento CIRSOC 102. Tabla 43

PROCESO DE EVAPOTRANSPIRACIÓN

Se conoce como evapotranspiración (ET) la combinación de dos procesos separados por los que el agua se pierde a través de la superficie del suelo por evaporación y por otra parte mediante transpiración del cultivo.

A continuación se presentan los valores medios mensuales de evapotranspiración media mensual en Bahía Blanca período 2007-2012.

Evapotranspiración - Bahía Blanca



Fuente: Carlos Zotelo (CERZOS/CONICET)

EVAPORACIÓN

La evaporación es el proceso por el cual el agua líquida se convierte en vapor de agua (vaporización) y se retira de la superficie evaporante (remoción de vapor). El agua se evapora de una variedad de superficies, tales como lagos, ríos, caminos, suelos y la vegetación mojada.

Para cambiar el estado de las moléculas del agua de líquido a vapor se requiere energía. La radiación solar directa y, en menor grado, la temperatura ambiente del aire, proporcionan esta energía. La fuerza impulsora para retirar el vapor de agua de una superficie evaporante es la diferencia entre la presión del vapor de agua en la superficie evaporante y la presión de vapor de agua de la atmósfera circundante. A medida que ocurre la evaporación, el aire circundante se satura gradualmente y el proceso se vuelve cada vez más lento hasta detenerse completamente si el aire mojado circundante no se transfiere a la atmósfera o en otras palabras no se retira de alrededor de la hoja. El reemplazo del aire saturado por un aire más seco depende grandemente de la velocidad del viento. Por lo tanto, la radiación, la temperatura del aire, la humedad atmosférica y la velocidad del viento son parámetros climatológicos a considerar al evaluar el proceso de la evaporación.

Cuando la superficie evaporante es la superficie del suelo, el grado de cobertura del suelo por parte del cultivo y la cantidad de agua disponibles en la superficie evaporante son otros factores

que afectan el proceso de la evaporación. Lluvias frecuentes, el riego y el ascenso capilar en un suelo con manto freático poco profundo, mantienen mojada la superficie del suelo. En zonas en las que el suelo es capaz de proveer agua con velocidad suficiente para satisfacer la demanda de la evaporación del suelo, este proceso está determinado solamente por las condiciones meteorológicas. Sin embargo, en casos en que el intervalo entre la lluvia y el riego es grande y la capacidad del suelo de conducir la humedad cerca de la superficie es reducida, el contenido en agua en los horizontes superiores disminuye y la superficie del suelo se seca. Bajo estas circunstancias, la disponibilidad limitada del agua ejerce un control sobre la evaporación del suelo. En ausencia de cualquier fuente de reabastecimiento de agua a la superficie del suelo, la evaporación disminuye rápidamente y puede cesar casi totalmente en un corto lapso de tiempo.

TRANSPIRACIÓN

La transpiración consiste en la vaporización del agua líquida contenida en los tejidos de la planta y su posterior remoción hacia la atmósfera. Los cultivos pierden agua predominantemente a través de los estomas. Estos son pequeñas aberturas en la hoja de la planta a través de las cuales atraviesan los gases y el vapor de agua de la planta hacia la atmósfera. El agua, junto con algunos nutrientes, es absorbida por las raíces y transportada a través de la planta. La vaporización ocurre dentro de la hoja, en los espacios intercelulares, y el intercambio del vapor con la atmósfera es controlado por la abertura estomática. Casi toda el agua absorbida del suelo se pierde por transpiración y solamente una pequeña fracción se convierte en parte de los tejidos vegetales.

La transpiración, igual que la evaporación directa, depende del aporte de energía, del gradiente de presión del vapor y de la velocidad del viento. Por lo tanto, la radiación, la temperatura del aire, la humedad atmosférica y el viento también deben ser considerados en su determinación. El contenido de agua del suelo y la capacidad del suelo de conducir el agua a las raíces también determinan la tasa de transpiración, así como la salinidad del suelo y del agua de riego. La tasa de transpiración también es influenciada por las características del cultivo, el medio donde se produce y las prácticas de cultivo. Diversas clases de plantas pueden tener diversas tasas de transpiración. Por otra parte, no solamente el tipo de cultivo, sino también su estado de desarrollo, el medio donde se produce y su manejo, deben ser considerados al evaluar la transpiración.

EVAPOTRANSPIRACIÓN (ET)

La evaporación y la transpiración ocurren simultáneamente y no hay una manera sencilla de distinguir entre estos dos procesos. Aparte de la disponibilidad de agua en los horizontes

superficiales, la evaporación de un suelo cultivado es determinada principalmente por la fracción de radiación solar que llega a la superficie del suelo. Esta fracción disminuye a lo largo del ciclo del cultivo a medida que el dosel del cultivo proyecta más y más sombra sobre el suelo. En las primeras etapas del cultivo, el agua se pierde principalmente por evaporación directa del suelo, pero con el desarrollo del cultivo y finalmente cuando este cubre totalmente el suelo, la transpiración se convierte en el proceso principal. En el momento de la siembra, casi el 100% de la ET ocurre en forma de evaporación, mientras que cuando la cobertura vegetal es completa, más del 90% de la ET ocurre como transpiración.

EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL (ETP)

El concepto de evapotranspiración potencial (ETP) clásico ha sido criticado por diversos autores, especialmente en las zonas semiáridas y áridas. Así Perrier (1984) propone abandonar el concepto de ETP y propone como alternativa el concepto de evaporación potencial EP, que define la evaporación cuando toda la superficie está saturada de agua, de manera que no haya ninguna restricción de humedad.

El concepto de evapotranspiración potencial fue definido por Thornthwaite (1948). Thornthwaite definió el concepto de evapotranspiración potencial como el máximo de evapotranspiración que depende únicamente del clima. Según Thornthwaite no hay ninguna restricción de agua en el suelo y su magnitud depende exclusivamente del clima, para su evaluación no se definió la superficie evaporante. Penman (1956) define la evapotranspiración potencial como la cantidad de agua transpirada por un cultivo corto de césped que cubre el suelo en su totalidad y sin ninguna falta de agua. Papadakis (1980) define la evapotranspiración potencial como la cantidad de agua que se necesita para obtener una vegetación o un rendimiento cercano al óptimo. Autores que utilizan en sus formulaciones el concepto de evapotranspiración potencial ETP son: Thornthwaite, Penman, Papadakis, Turc.

En posteriores investigaciones se observó que el valor de la ETP no representa la capacidad evaporativa máxima, se ha comprobado como en zonas áridas y semiáridas la evapotranspiración en algunos cultivos de mayor porte como el maíz, girasol, alfalfa, sorgo, etc., es superior a la estimada con la ET medida en un césped, lo que aconsejaba utilizar otro concepto. Esto llevó a introducir el concepto de evapotranspiración de referencia (ET_r) que se define, como su nombre indica, para un cultivo específico. Hay razones prácticas para la definición de la evapotranspiración para un cultivo específico de referencia. Sys (1990) define la evapotranspiración de referencia como la evapotranspiración de una superficie de cultivo de pradera o alfalfa (superficie extensa con césped de altura uniforme y crecimiento activo) que cubre completamente el suelo y sin ninguna restricción de agua. Doorenbos y Pruitt (1976) definen el concepto de evapotranspiración de referencia como la correspondiente a un cultivo de

pradera de bajo porte (7-15 cm), que cubre completamente el suelo y no sufre limitación de agua (ETr). El modelo de Penman-Monteith define la evapotranspiración de referencia como la correspondiente a un cultivo hipotético que tiene una altura de 12 cm, una resistencia de cubierta de 69 s/m, una resistencia aerodinámica de $208/U_2$ s/m, donde U_2 es la velocidad del viento a dos metros de altura; y un albedo de 0,23. Ejemplos de métodos que estima la ET expresada como ETr (evapotranspiración de referencia) son los de Penman-Monteith, Jensen-Haise, Hargreaves y FAO 56. A efectos prácticos la confusión se puede solventar por medio del concepto Evapotranspiración calculada, ETC, definida por Perrier (1984) como el resultado de la aplicación de una determinada formulación.

ET CALCULADA CON DATOS METEOROLÓGICOS

Debido a la dificultad de obtener mediciones de campo precisas, ET se calcula comúnmente con datos meteorológicos. Una gran cantidad de ecuaciones empíricas o semi-empíricas se han desarrollado para determinar la evapotranspiración del cultivo o de referencia utilizando datos meteorológicos. Algunos de los métodos son solamente válidos para condiciones climáticas y agronómicas específicas y no se pueden aplicar bajo condiciones diferentes de las que fueron desarrolladas originalmente.

Numerosos investigadores han analizado el funcionamiento de los varios métodos del cálculo para diversas localidades. Como resultado de una Consulta de expertos llevada a cabo en mayo de 1990, el método FAO Penman-Monteith se recomienda actualmente como el método estándar para la definición y el cálculo de la evapotranspiration de referencia, ETo. La ET del cultivo bajo condiciones estándar se determina utilizando los coeficientes de cultivo (K_c) que relacionan la ETC con la ETo. La ET de superficies cultivadas bajo condiciones no estándar se ajusta mediante un coeficiente de estrés hídrico (K_s) o modificando el coeficiente de cultivo.

Fuente:

- FAO: "Evapotranspiración del cultivo. Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos". Estudio FAO Riego y Drenaje 56. ISSN 0254-5293.
- Universidad Politécnica de Madrid: "Evapotranspiración ET, Potencial y ET de referencia". Climatología aplicada a la Ingeniería y Medioambiente. Fac. de Ingeniería Agroforestal (2012).