

MAPAS DE RADIACIÓN ULTRAVIOLETA EN COSTA RICA

Jaime Wright

Departamento de Física, Universidad Nacional
Apdo. 86-3000 Heredia, Costa Rica
Email: jwright@una.ac.cr

RESUMEN

La radiación ultravioleta (UV) contribuye relativamente con poca energía al espectro solar. Sin embargo, es importante, porque biológicamente es muy activa. El objetivo de este trabajo es valorar los niveles máximos de radiación solar UV sobre un plano horizontal, utilizando mapas diseñados para el territorio de Costa Rica, creados por el software Surfer 8. Los datos que fueron usados en la creación de los mapas fueron predichos al mediodía local en ochenta y tres localidades esparcidas por el territorio nacional con un modelo atmosférico espectral, el cual es físicamente establecido. El modelo emplea como datos de entrada necesarios: la fecha y hora, el lugar identificado por la latitud, la longitud y la altura del terreno sobre el nivel del mar, el valor de la columna vertical del ozono, el albedo superficial y los parámetros de turbiedad atmosférica. La estimación difiere en un 3% de las mediciones hechas *in situ*, lo que está de acuerdo con los datos experimentales. El modelo utiliza, en la estimación de los datos de radiación UV, condiciones de cielo claro, que es la condición donde se obtiene la máxima energía posible en cada localidad. Lo cual tiene su importancia fundamental a la hora de valorar los efectos nocivos para la salud humana, ya que puede ocasionar la máxima intensidad posible en esta importante banda del espectro solar. Entre los resultados más destacados puede mencionarse un incremento mayor del 23% en la radiación UV con la altitud, obteniendo los cerros y las montañas los índices más altos y los lugares ubicados al nivel del mar y sobre la costa los índices más bajos. Análisis de variación anual revelan un incremento mayor al 27% entre el mes de menor radiación UV (diciembre) y el mes de mayor radiación UV (abril). Este tema es de especial interés, debido al creciente número de personas que se desplazan durante diferentes épocas del año a altitudes mayores de los 2000 m de altura, en actividades relativas al turismo y al trabajo. En este caso, estas personas reciben importantes incrementos en los niveles de radiación solar UV en condiciones de cielos despejados.

Palabras claves: Ozono, radiación ultravioleta.

ABSTRACT

Ultraviolet radiation (UV) contributes relatively little to the solar spectrum. However it is very important because it is biological very active. The aim of this work is to evaluate the levels of ultraviolet solar radiation (UV) using solar radiation maps designed for the territory of Costa Rica created with the software Surfer 8. The data of UV radiation - utilized in the creation of the maps - were predicted in eighty-three geographical locations by an atmospheric spectral model, which is physically established, this model utilizes as necessary input data: the date and hour, identifying place by the latitude, length and height of the land above sea level, the value of the vertical column of the ozone, the superficial albedo and the atmospheric turbidity parameters. The estimation differs in a 3% with the experimentation data made *in situ*. The model estimate ultraviolet radiation under clear skies conditions; this is the maximum possible energy which is obtained in each locality. This is important at the moment to evaluate the harmful effects for the human health can cause the maximum intensity in this important band of the solar spectrum. Among the most noticeable results can be mentioned an increase of 23% with the altitude, among the lower places (sea level) and higher places (hills and mountains). It was also found an increment greater than 27% between the months of fewer solar radiation (December) and greater solar radiation (April). This theme is of special interest due to the growing number of people that displace during different times of the year to altitudes greater than 2000 m in activities relating to the tourism, recreation and work. In this case these people receive important increments in the levels of ultraviolet solar radiation in clear sky conditions.

Keywords: Ozone, ultraviolet radiation.

INTRODUCCIÓN

El estudio de la radiación solar ultravioleta (UV) ha recibido una considerable atención en los últimos años, debido a los efectos biológicos, ecológicos y físicos producidos por la radiación de onda corta entrante en la superficie de la Tierra. Se sabe que la exposición excesiva de la radiación UV causa enfermedades de la piel, cataratas en los ojos, pigmentación, fotodesintegración, degradación de materiales plásticos, etc. Con todo lo anterior, es bien sabida la gran importancia que tiene la radiación UV en las serias implicaciones en la biosfera, incluyendo la salud humana. Este hecho justifica el creciente interés en el flujo irradiante UV en las últimas décadas. El aumento de la radiación UV ha sido extensamente discutido, debido al decrecimiento de la capa del ozono, y al riesgo consecuente para los organismos vivos. A pesar de la preocupación mundial sobre el problema de la radiación UV, existen muy pocas estaciones radiométricas que hacen mediciones sistemáticas y continuas de esta importante magnitud radiométrica. Lo que hace necesario la utilización de modelos físicos sofisticados, que estimen la energía que llega a la superficie de la Tierra en esta importante banda del espectro solar. Sin embargo, solamente la utilización de modelos atmosféricos puede rellenar las amplias áreas terrestres donde no existen instrumentos, sobre todo en las vastas áreas sobre los océanos. El modelo utiliza las transmitancias espectrales del proceso de extinción del ozono, aerosoles y masa de aire atmosférica. Asimismo, estima la radiación UV en condiciones de cielos claros y sin nubes, por cuanto es la radiación solar que llega a la superficie de la Tierra que presenta los valores más altos de insolación. El flujo en condiciones de cielos claros puede utilizarse para obtener la máxima energía que un sistema dado puede recibir en una localización dada, el cual puede determinar cuantitativamente el máximo efecto sobre sistemas biológicos o no biológicos.

Este modelo fue previamente conducido por Wright (2007) en la predicción de la radiación global UV en condiciones de cielo claro y su validez fue comprobada con mediciones experimentales realizadas con un radiómetro UV localizado en Heredia, Costa Rica. El sistema de datos

cubre los doce meses del año, período que asegura una variedad de condiciones climáticas de nuestro medio, sin embargo, los datos fueron limitados a condiciones de cielo claro.

MATERIALES Y MÉTODOS

La irradiancia directa ultravioleta en una superficie horizontal $I_h(\lambda)$ en el nivel del suelo para una longitud de onda λ es dada por Wright (2007):

$$I_h(\lambda) = \int_{0.295}^{0.385} I_{0m}(\lambda) E_0 \tau_R(\lambda) \tau_a(\lambda) \tau_{o_3}(\lambda) \cos \theta_z d\lambda \quad (1)$$

Donde:

$I_{0m}(\lambda)$ es la constante solar espectral para la distancia media Tierra-Sol.

E_0 es el factor de corrección para la distancia Tierra-Sol.

$\tau_R(\lambda)$ es la transmitancia de Rayleigh.

$\tau_a(\lambda)$ es la transmitancia de los aerosoles.

$\tau_{o_3}(\lambda)$ es la transmitancia del ozono.

θ_z es el ángulo cenital.

Para una posición geográfica dada y en la ausencia de la atmósfera refractiva terrestre, el ángulo cenital θ_z (en grados) se obtiene por:

$$\theta_z = \cos^{-1}(\sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega) \quad (2)$$

Donde:

δ es la declinación solar.

ϕ es la latitud de la posición geográfica.

ω es el ángulo horario.

E_0 se obtiene de la siguiente expresión (Spencer, 1971):

$$E_0 = (r_0/r)^2 = 1.00110 + 0.034221 \cos \Gamma + 0.001280 \sin \Gamma + 0.000719 \cos 2\Gamma + 0.000077 \sin 2\Gamma \quad (3)$$

Donde:

Γ se conoce como el ángulo del día (en radianes) y está dado por:

$$\Gamma = 2\pi (d_n - 1)/365 \quad (4)$$

Donde:

d_n es el día juliano (para el 1 de enero, $d_n = 1$, para el 1 de febrero, $d_n = 32$, y así siguiendo hasta 365 para el 31 de diciembre).

δ se obtiene de Spencer (1971):

$$\delta = 0.006918 - 0.399912 \cos \Gamma + 0.070257 \sin \Gamma - 0.006758 \cos \Gamma + 0.000907 \sin \Gamma - 0.002697 \cos 3\Gamma + 0.00148 \sin 3\Gamma (180/\pi) \quad (5)$$

La ley de atenuación exponencial del rayo monocromático en su pasaje a través de un medio homogéneo debe ser atribuida siempre a Bouguer y no a Lambert o a Beer, como usualmente es citado en la literatura, según Middleton (1960) y Molineaux *et al.* (1995).

La aplicación de la transmitancia o transmisión atmosférica de la ley de Bouguer puede escribirse como:

$$\tau_{ik} = \exp(-k_{ik} m_i) \quad (6)$$

Donde:

$k_{i\lambda}$ es el coeficiente de atenuación dependiente de la longitud de onda debido a un proceso simple i , e integrado sobre una columna vertical a través de la atmósfera.

m_i es la masa de aire óptica relativa para un proceso simple i , definido como el cociente entre la longitud de la trayectoria real y la longitud de la trayectoria en la dirección vertical.

Transmitancia de la dispersión de Rayleigh

La dispersión o esparcimiento por moléculas de aire descrita por la teoría de Rayleigh está basada en la suposición que la dispersión de las partículas es esférica, y que son menores de 0.2λ de diámetro, las partículas se dispersan independientemente entre sí. Basado en la formulación teórica de Pendorf (1957), Leckner (1978) presentó la siguiente fórmula de aproximación del coeficiente de dispersión del aire para condiciones estándares:

$$k_{r\lambda} = 0.008735\lambda^{-4.08} \quad (7)$$

Por consiguiente, la expresión completa de transmitancia por la dispersión de Rayleigh se define como sigue:

$$\tau_r(\lambda) = \exp(-0.008735\lambda^{-4.08} m_a) \quad (8)$$

Donde:

m_a es la masa de aire relativa a la presión actual y se define como:

$$m_a = m_r (p / p_0) \quad (9)$$

Donde:

p_0 y p representan, respectivamente, la presión estándar y la presión actual en el suelo. m_r es la masa de aire relativa (Kasten, 1966) y se escribe como sigue:

$$m_r = [\cos \theta_z + 0.15(93.885 - \theta_z)^{-1.253}]^4 \quad (10)$$

Para conocer el promedio mensual de la irradiación diaria habría que calcular todos los valores diarios y luego dividir por el número de valores (media aritmética); pero existen procedimientos aproximados que ajustan muy bien los resultados, utilizando valores determinados para el número del día central del mes. En la Tabla 1 se presentan los valores de la declinación solar δ , el día juliano d_n^* , representado como el día central del mes, donde el valor de la radiación extraterrestre es idéntica al promedio mensual (Iqbal, 1983), la excentricidad de la órbita terrestre E_0 , el ángulo cenital θ_z y la masa de aire atmosférica m_r . Los valores de d_n^* de la Tabla 1 fueron insertados en los cálculos de la ecuación 4 para la obtención del valor promedio mensual de la radiación UV en la superficie terrestre.

Como se muestra en la Tabla 1, cuando el valor de E_0 es máxima, la Tierra está más cerca del Sol en enero (perihelio), y más lejos del Sol en julio (afelio) cuando el valor de E_0 es mínima. Asimismo, se nota que los valores del ángulo cenital θ_z son máximos cuando los rayos solares son más oblicuos (enero, febrero, noviembre y diciembre), lo que incide en el aumento de la masa de aire atmosférica m_r y, consecuentemente, en la disminución del valor de la radiación solar que llega a la superficie terrestre.

Tabla 1. Valores de la declinación solar δ , el día central del mes d_n^* , la excentricidad de la órbita terrestre E_0 , el ángulo cenital θ_z y la masa de aire atmosférica m_r .

Mes	Día	δ (grados)	d_n^*	E_0	θ_z (grados)	m_r
			17	1.0340	30.9	1.16
Enero	17	-20.9	44	1.0251	22.6	1.08
Febrero	16	-12.61	74	1.0108	11.5	1.02
Marzo	15	-2.04	105	0.9932	0.8	1.00
Abril	15	+9.48	135	0.9779	9.7	1.01
Mayo	15	+18.67	161	0.9694	13.0	1.03
Junio	10	+22.96	198	0.9673	11.9	1.02
Julio	17	+21.35	230	0.9754	3.9	1.00
Agosto	18	+13.36	261	0.9902	7.3	1.01
Setiembre	18	+2.19	292	1.0083	19.2	1.06
Octubre	19	-9.69	322	1.0241	28.5	1.14
Noviembre	18	-19.06	347	1.0326	32.6	1.19
Diciembre	13	-23.09				

Transmitancia del aerosol atmosférico

El espesor óptico de la capa del aerosol atmosférico $k_{a\lambda}$ depende tanto de las propiedades de dispersión (esparcimiento) como de las de absorción, las que a su vez dependen de su microestructura (espectro de tamaños y composición química). Dado que el espesor óptico es un parámetro integral (en la vertical), éste depende también de la distribución vertical de su concentración.

La teoría de Mie de la dispersión del vapor de agua y las partículas de polvo nos permite hacer estimaciones de $k_{a\lambda}$, para modelos simples de partículas que forman el aerosol atmosférico, en particular si consideramos que las partículas son esféricas con un concepto de tamaños que sigue una ley potencial (Junge) y con un índice de refracción cuya parte imaginaria es pequeña (despreciable); con estas consideraciones se puede obtener un espectro óptico, cuya dependencia con la longitud de onda de la radiación incidente es posible expresar como una fórmula similar a la del espesor óptico del aire puro y seco (Rayleigh), a la cual se le llama Ley de Ångström y se escribe como sigue:

$$k_{a\lambda} = \beta\lambda^{-\alpha} \quad (11)$$

Donde:

β es el llamado coeficiente de turbiedad de Ångström, y es proporcional a la cantidad de

material presente en una columna vertical de sección unitaria.

α es un exponente estrechamente relacionado con el tamaño y la forma de la distribución de las partículas. Generalmente α tiene un valor entre 0.5 y 2.5. Un valor de 1.3 es comúnmente utilizado por varios autores (Cañada *et al.*, 1993; Gueymard, 1998; Louche *et al.*, 1987) para la mayoría de las atmósferas naturales, ya que fue originariamente sugerido por Ångström (1929).

Utilizando la ecuación de turbiedad de Ångström, se puede escribir la transmitancia espectral $\tau_{a\lambda}$ del aerosol atmosférico como sigue:

$$\tau_{a\lambda} = \exp(-\beta\lambda^{-\alpha} m_a) \quad (12)$$

Dado que un número limitado de modelos calcula la transmitancia de los aerosoles como una función de α y la dificultad relativa de obtener datos confiables de este parámetro en la mayoría de los casos citados en la literatura (Cañada *et al.*, 1993; Gueymard, 1998; Louche *et al.*, 1987), para las condiciones atmosféricas en las ochenta y tres estaciones consideradas, se estimarán los valores $\alpha = 1.3$ y $\beta = 0.10$. Estos valores de turbiedad son consistentes por los utilizados por Wright (2007) en la estimación de la radiación UV en Heredia, con base en mediciones experimentales. Estos valores también son consistentes con los aerosoles rurales

o continentales aplicados por otros autores en la modelación espectral de la radiación directa (Gueymard y Garrion, 1998; El-Wakil *et al.*, 2001; Pedrós *et al.*, 1999).

Transmitancia del ozono

Vigrous (1953) presentó una fórmula apropiada de la forma de la ley de Bouguer para calcular la transmitancia $\tau_{o\lambda}$ para el ozono de la siguiente forma:

$$\tau_{o\lambda} = \exp(-k_{o\lambda} l m_o) \quad (13)$$

Donde:

$k_{o\lambda}$ es el coeficiente de atenuación para la absorción del ozono. La Tabla 2 muestra los valores del coeficiente de atenuación para el ozono $k_{o\lambda}$, según Vigrous (1953) y Leckner (1978).

l es la cantidad total de ozono en cm (NTP). Los datos de l se obtienen con los datos acumulados por el instrumento TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer/NASA) y por el instrumento OMI (Ozone Monitoring Instrument) a bordo del satélite Aura, en Internet, con la información de la latitud, longitud, año, mes y día.

Disponible en: http://jwocky.gsfc.nasa.gov/teacher/ozone_overhead_v8.html

m_o es la masa óptica relativa para el ozono, dada por la siguiente relación:

$$m_o = \frac{1 + z_3/r_e}{[\cos^2 \theta_z + 2(z_3/r_e)]^{1/2}} \quad (14)$$

Donde:

z_3 es la altura de la máxima concentración de ozono, el cual es aproximadamente de 22 km. La altura del ozono varía con la latitud y el tiempo del año.

r_e es el radio de la tierra 6370 km.

Radiación difusa espectral en el suelo

La radiación difusa al llegar al suelo, después de su primer paso a través de la atmósfera conjuntamente con la radiación directa, es en parte reflejada por el suelo. Esta radiación reflejada por el suelo hacia el espacio, luego es parcialmente refle-

Tabla 2. Valores de la irradiancia extraterrestre $I_{0n}(\lambda)$ y el coeficiente de absorción para el ozono $k_o(\lambda)$, en la longitud de onda λ de la radiación UV, según Leckner (1978).

λ (μm)	$I_{0n}(\lambda)$ ($\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$)	$k_o(\lambda)$ (cm^{-1})
0.29	535	38.000
0.295	560	20.000
0.3	527.5	10.000
0.305	557.5	4.800
0.31	602.51	2.700
0.315	705	1.350
0.32	747.5	0.800
0.325	782.5	0.380
0.33	997.5	0.160
0.335	906.25	0.075
0.34	960	0.040
0.345	877.5	0.019
0.35	955	0.007
0.355	1044.99	0.000
0.36	940	0.000
0.365	1125.01	0.000
0.37	1165	0.000
0.375	1081.25	0.000
0.38	1210	0.000
0.385	931.25	0.000

jada de nuevo hacia el suelo por la atmósfera. Este proceso continúa de forma indefinida. Esta reflexión múltiple entre el suelo y la atmósfera se agrega a la radiación difusa que llega al suelo después de su primer paso a través de la atmósfera. La irradiancia difusa espectral $I_{d\lambda}$ está compuesta por las siguientes tres partes:

$$I_{d\lambda} = I_{dr\lambda} + I_{da\lambda} + I_{dm\lambda} \quad (15)$$

Donde:

$I_{dr\lambda}$ es la irradiancia difusa espectral producida por la dispersión de Rayleigh que llega al suelo después de su primer paso a través de la atmósfera.

$I_{da\lambda}$ es la irradiancia difusa espectral producida por los aerosoles que llegan al suelo después de su primer paso a través de la atmósfera.

$I_{dm\lambda}$ es la irradiancia difusa espectral producida por múltiples reflexiones entre el suelo y la atmósfera.

La irradiancia difusa espectral $I_{dr\lambda}$ producida por la dispersión de Rayleigh se obtiene de la siguiente relación:

$$I_{dr\lambda} = I_{0n\lambda} \cos(\theta_z) \tau_{0\lambda} [0.5(1 - \tau_{r\lambda}) \tau_{a\lambda}] \quad (16)$$

La irradiancia difusa dispersada por los aerosoles $I_{da\lambda}$, que llega al suelo después de su primer paso a través de la atmósfera, se obtiene a partir de la siguiente relación:

$$I_{da\lambda} = I_{0n\lambda} \cos(\theta_z) \tau_{0\lambda} [F_c \omega_0 (1 - \tau_{a\lambda}) \tau_{r\lambda}] \quad (17)$$

Los factores F_c y ω_0 son invariantes con respecto a la longitud de onda λ . F_c se define como el cociente entre la energía dispersada en la dirección entrante y la energía dispersada total; ω_0 es la dispersión simple del albedo, definido como el cociente entre la energía dispersada y la energía total atenuada por los aerosoles (sin dimensiones). Para aerosoles no absorbentes asumiremos que $\omega_0 = 1$ (Iqbal, 1983). La determinación de F_c es difícil de establecer, porque este cociente depende del tamaño, la forma y longitud de la longitud de onda de las partículas. F_c es además una función del ángulo cenital θ_z . En la Tabla 3 se dan los valores de F_c en función de θ_z .

Los valores de F_c también pueden ser obtenidos por la ecuación (18) para cualquier valor de θ_z (Wright, 2007).

$$F_c = 0.9003 + 0.00325\theta_z - 9.04914 \times 10^{-5} \theta_z^2 \quad (18)$$

Donde:

θ_z es el ángulo cenital en grados.

La irradiancia difusa espectral producida por múltiples reflexiones $I_{dm\lambda}$ se obtiene mediante la relación:

$$I_{dm\lambda} = Q_\lambda (\rho_{g\lambda} \rho_{a\lambda}) / (1 - \rho_{g\lambda} \rho_{a\lambda}) \quad (19)$$

Donde:

Q_λ es la irradiación difusa resultante de múltiples reflexiones entre el suelo y la atmósfera, definida de la siguiente forma:

$$Q_\lambda = (I_{dr\lambda} + I_{da\lambda}) + I_{n\lambda} \cos \theta_z \quad (20)$$

Donde:

$I_{dr\lambda}$ es la irradiancia difusa que llega al suelo producida por la dispersión de Rayleigh después de su primer trayecto por la atmósfera. $\rho_{a\lambda}$ es el albedo de la atmósfera, el cual es la componente difusa reflejada de nuevo al espacio. Se obtiene en forma aproximada como:

$$\rho_{a\lambda} = \tau_{m\lambda} [0.5(1 - \tau_{r\lambda}) \tau_{a\lambda} + (1 - F_c) \omega_0 (1 - \tau_{a\lambda}) \tau_{r\lambda}] \quad (21)$$

El primer término de la derecha de la ecuación (21) representa el albedo de la atmósfera de Rayleigh, y el segundo, el albedo de la atmósfera de los aerosoles. El valor del albedo de la atmósfera $\rho_{a\lambda}$ es muy pequeño. Se utilizará un valor del albedo del suelo $\rho_{g\lambda}$ de 0.2 para nuestro medio; obviamente, el efecto de las múltiples reflexiones es menor que en otras superficies (por ejemplo, el hielo).

Si combinamos las ecuaciones (20) y (21), la irradiancia difusa espectral en una superficie horizontal, puede escribirse como:

$$I_{d\lambda} = (I_{dr\lambda} + I_{da\lambda}) \frac{1}{1 - \rho_{g\lambda} \rho_{a\lambda}} + I_{n\lambda} \cos \theta \left(\frac{\rho_{g\lambda} \rho_{a\lambda}}{1 - \rho_{g\lambda} \rho_{a\lambda}} \right) \quad (22)$$

Irradiancia global en el suelo

La irradiancia global es la suma de las irradiancias directa y difusa en una superficie horizontal. Sea I_λ la irradiancia global espectral en una superficie horizontal, entonces:

Tabla 3. Variación de F_c con θ_z según Robinson (1966).

θ_z	0	10	20	30	40	50	60	70	80	85
F_c	0.92	0.92	0.90	0.90	0.90	0.85	0.78	0.68	0.60	0.50

$$I_{\lambda} = I_{n\lambda} \cos\theta + I_{d\lambda} \quad (23)$$

$$I_{\lambda} = \int_{0.295}^{0.385} [(I_{n\lambda} \cos\theta + I_{d\lambda} + I_{da\lambda}) / (1 - \rho_{g\lambda} \rho_{a\lambda})] d\lambda \quad (24)$$

Solamente se considerarán en este trabajo modelos enfocados en la atmósfera real en condiciones de cielos despejados y sin nubes en el cálculo de la irradiancia solar UV en una superficie horizontal. Para cubrir el rango espectral del radiómetro 295-385 nm, se incluirán los datos espectrales necesarios. Los datos de entrada requeridos son: las coordenadas geográficas locales (latitud, longitud y altitud), el día y la hora, el contenido vertical de ozono y la información aerosólica. El modelo calcula separadamente las componentes de la radiación directa y difusa en una superficie horizontal, para finalmente obtener la radiación UV global sobre una superficie horizontal, que se obtiene por la apropiada suma de estas dos componentes (ecuación 23).

A partir de la integración de la ecuación (24) en el rango de longitudes de onda comprendidas entre 0.295 μm y 0.385 μm , y utilizando un paso de integración en todos los cálculos de 0.005 μm , se obtuvieron los valores teóricos de la irradiancia UV global en una superficie horizontal en las ochenta y tres localidades geográficas analizadas en este trabajo.

Mediciones experimentales

Las mediciones experimentales de la radiación solar global UV fueron realizadas en el patio solar del Departamento de Física de la Universidad Nacional, Heredia, Costa Rica (latitud 10° 02' N, longitud 84° 09' W, altitud 1050 m.s.n.m.), en períodos de cielos despejados del año 2006. Las observaciones del sensor UV fueron registradas cada 15 minutos por un sistema de adquisición de datos (data logger). El radiómetro utilizado es de marca Eppley de precisión espectral, modelo TUVR, con rango efectivo de 0.295 μm a 0.385 μm .

A la par de la limpieza diaria y del control automático de los datos, el radiómetro UV fue

ubicado en una adecuada localización en la Universidad Nacional, lo que aseguró la obtención de las medidas en ausencia de cualquier tipo de gases contaminantes u obstrucciones de árboles y edificaciones, asemejándose lo más posible a las condiciones de cielo claro y sin nubes.

RESULTADOS

La curva de evolución diaria de los valores de la irradiancia UV es coincidente, salvo un factor de escala, a la curva diaria de la altura solar, alcanzando un valor máximo en torno al mediodía local (por ejemplo, entre las 11:30 a.m. y las 12:30 p.m.). Esto es evidente, ya que el ángulo cenital solar (o altitud solar) es una de las magnitudes más determinantes de los valores alcanzados por la irradiancia. Por esta razón, el análisis más importante de los datos de la irradiancia UV aportados por el radiómetro corresponde a los valores máximos diarios.

La evolución anual para condiciones de cielos claros y nublados de los valores horarios (intervalos de cada 15 minutos) obtenidos por el radiómetro UV en el rango de 0.298 a 0.385 μm en la estación de la Universidad Nacional en Heredia, se muestra en la Figura 1; la alta dispersión mostrada se debe a los diferentes niveles de nubosidad durante todo el año. El análisis de dicha figura muestra como los valores máximos se sitúan en torno al mediodía local, alcanzando los 48 W/m^2 , lo cual es consistente con los valores máximos predichos en condiciones de cielos claros al mediodía local. Los valores predichos por el modelo al mediodía local oscilan entre 39.4 W/m^2 (diciembre) y 49.8 W/m^2 (abril). El promedio anual ponderado es de 46.0 W/m^2 .

La Figura 2 muestra la comparación entre algunos datos obtenidos por el modelo descrito con los datos experimentales realizados en condiciones de cielo claro y sin nubes en diferentes horas del día. Como se mencionó previamente, los valores predichos de la radiación solar UV fueron generados por la integración de la ecuación (24). Se observa en la Figura 2 muy poca dispersión alrededor de la línea de mejor ajuste. El coeficiente de correlación lineal r^2 obtenido fue de 0.99, lo que da un coeficiente de determinación r mayor del 98%.

El error de polarización medio MBE es de 0.85 W/m^2 , el error cuadrático medio RMSE es de 1.52 W/m^2 . El porcentaje de error promedio %E es de apenas un 3%. Los resultados obtenidos por los indicadores estadísticos demuestran un excelente grado de confiabilidad del modelo en la estimación de los valores horarios de la radiación UV en Heredia, Costa Rica, que está ubicado en las latitudes tropicales.

Por consiguiente, con el fin de construir mapas mensuales de isóneas de igual radiación UV sobre todo el territorio nacional, se aplicó el modelo en ochenta y tres puntos geográficos ubicados en el mapa de la Figura 3. La Tabla 4 detalla el nombre del número correspondiente a cada estación asociada a la Figura 3, la ubicación por latitud, la ubicación por longitud y la elevación en metros sobre el nivel del mar.

La Figura 4 muestra los valores diarios medios mensuales de la radiación UV, obtenidos por el modelo previamente descrito versus el valor total de la columna de ozono en unidades Dobson (UD), alcanzados por mediciones del Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) para las ochenta y tres estaciones analizadas en este trabajo. Se observa mucha dispersión entre la radiación UV y el contenido total del ozono, lo cual indica que la radiación UV que llega a la superficie terrestre también está influenciada por otros parámetros como: la masa de aire atmosférica, la presión atmosférica, la turbiedad atmosférica, el ángulo cenital, la excentricidad de la órbita terrestre y sobre todo con la altura de localidad sobre el nivel del mar.

La Figura 5 muestra los valores estimados de la radiación UV media anual versus la altura de cada localidad; se observa en la línea de mejor ajuste por el método de los mínimos cuadrados un excelente grado de asociación entre estos dos parámetros. Esta figura además muestra que las localidades ubicadas a mayor altura sobre el nivel del mar tienen los valores más altos de radiación UV, y las ubicadas a menor altura tienen los valores más bajos, como era de esperarse. Lo anterior evidencia que la masa de aire relativa es mayor en los lugares más bajos. Se da un incremento hasta de un 18.4% entre las estaciones ubicadas a menor altitud con respecto a las ubicadas a mayor altitud. Se eviden-

cia que las estaciones ubicadas prácticamente al nivel del mar (Limón, Puntarenas, Palmar Sur, Manzanillo, Coto 47, Playa Panamá y Quepos), presentan valores más bajos de radiación UV que las ubicadas en las partes más altas del país (cerros, montañas y volcanes). Los valores más altos de radiación UV en todos los meses del año se presentan en el Volcán Irazú, el Cerro de la Muerte y el Cerro Chirripó, debido a que la distancia que deben recorrer los rayos solares a través de la atmósfera es menor a mayor altitud y, por lo tanto, disminuye la atenuación atmosférica, a causa de la disminución de la masa de aire atmosférica (dispersión de Rayleigh).

Los mapas de contornos de las Figuras 6 a 12 muestran la distribución espacial de los valores instantáneos de la radiación solar global UV al mediodía local correspondiente de los doce meses del año y del promedio anual (Figura 12), sobre una superficie horizontal en unidades de potencia por unidad de área (W/m^2). Se observa que los valores más altos de radiación UV se presentan a lo largo de la Cordillera Volcánica Central y la Cordillera de Guanacaste. Los valores más altos registrados se presentan en los meses de marzo, abril, agosto y septiembre. Esto se debe a que estos meses tienen los valores más bajos del ángulo cenital y la masa de aire atmosférica (Tabla 1), lo que hace que los rayos solares incidan en forma casi paralela sobre la superficie terrestre. Mientras los valores más bajos se muestran en los meses de noviembre, diciembre y enero, debido al aumento del ángulo cenital y la masa de aire atmosférica. Existe un incremento del 12.7% entre la radiación UV recibida en diciembre con respecto a la recibida en abril.

La Figura 6 muestra los mapas de isóneas de los meses de enero y febrero. La simetría de las isóneas de ambos meses se asemeja, sin embargo, el mes de enero presenta valores más bajos de radiación UV. Los valores más altos se ubican en las montañas más altas, como el Cerro Chirripó (46.5 W/m^2), el Cerro de la Muerte (45.7 W/m^2) y el Volcán Irazú (45.5 W/m^2). Mientras los valores más bajos se ubican en las localidades de Playa Panamá (38.2 W/m^2) y La Rebusca (38.2 W/m^2). Se presenta un incremento del 21.7% entre el Cerro Chirripó y Playa Panamá en la radiación UV del mes de enero. En el mes de febrero los valores promedios

Tabla 4. Lista de los lugares utilizados en la estimación de la radiación UV en Costa Rica.

<i>N</i>	<i>Estación</i>	<i>Latitud (grado decimal)</i>	<i>Longitud (grado decimal)</i>	<i>Altitud (metros)</i>	<i>N</i>	<i>Estación</i>	<i>Latitud (grado decimal)</i>	<i>Longitud (grado decimal)</i>	<i>Altitud (metros)</i>
1	Juan Santamaría	10,0	-84,2	932	43	La Piñera	9,18	-83,33	350
2	Agua Caliente	9,83	-83,92	1325	44	La Robusca	10,48	-84,02	26
3	Arenal	10,47	-84,85	520	45	Las Delicias	10,17	-83,58	200
4	Atirro	9,83	-83,65	900	46	Liberia	10,6	-85,53	144
5	Audubon	10,33	-84,72	760	47	Limón	10	-83,05	3
6	Bagaces	10,53	-85,25	80	48	Los Diamantes	10,22	-83,77	249
7	Bagaces	10,53	-85,30	90	49	Manzanillo	9,63	-82,65	5
8	Bajos del Toro	10,21	-84,30	1540	50	Mollejones	9,9	-83,57	880
9	Barranca	10,17	-84,72	50	51	Muelle San Carlos	10,47	-84,47	60
10	Bolivia	9,18	-83,68	740	52	Naranjillo	9,57	-84,03	780
11	Boston	10,02	-83,25	16	53	Nicoya	10,15	-85,45	120
12	Bribri	9,63	-82,83	32	54	Nueva Tronadora	10,5	-84,92	580
13	Cajón Boruca	8,95	-83,33	80	55	Palmar Sur	8,95	-83,47	16
14	Cañas	10,42	-85,08	95	56	Palmira	10,22	-84,38	2010
15	Carolina Tica	10,42	-83,70	30	57	Pavas	9,97	-84,13	1132
16	Carrizales	9,68	-84,05	1740	58	Peñas Blancas	10,37	-84,6	450
17	Cidral	9,37	-83,55	1450	59	Pindeco	9,13	-83,33	397
18	Cerro Chirripó	9,47	-83,5	3820	60	Playa Panamá	10,58	-85,67	3
19	Cerro de la Muerte	9,55	-83,73	3365	61	Potrero Grande	9,02	-83,18	183
20	Cobal	10,25	-83,67	55	62	Pozo 29	10,68	-85,18	600
21	Coliblanco	9,95	-83,8	2200	63	Puntarenas	9,98	-84,77	3
22	Copey	9,65	-83,92	1880	64	Puriscal	9,85	-84,32	1102
23	Coto 47	8,6	-82,98	8	65	Quepos	9,5	-84,22	6
24	Centro Rural	10,35	-84,4	600	66	Repunta	9,3	-83,65	580
25	El Brujo	9,42	-83,93	300	67	Sabanilla	9,95	-84,05	1200
26	El Chato	10,43	-84,7	740	68	San José	9,93	-84,08	1172
27	Exp. Fca. 45	8,6	-82,97	12	69	Santa Bárbara	10	-84	1060
28	Exp. Fca. 05	8,95	-83,52	10	70	Santa Clara	10,35	-84,52	170
29	Fabio Baudrit	10,02	-84,27	840	71	Santa Cruz	10,27	-85,58	54
30	Finca 12	9,73	-83,02	15	72	Santa Lucía	10,03	-84,12	1200
31	Fraijanes	10,15	-84,2	1640	73	Santa Rosa	10,83	-85,62	315
32	Garabito	10,02	-84,70	400	74	Siquirres	10,01	-83,52	70
33	Guatuso	10,68	-84,82	50	75	Taboga	10,35	-85,15	40
34	Hda. Alemania	11,12	-85,45	290	76	Térraba	9,07	-83,28	360
35	Hda. Cachi	9,83	-83,8	1100	77	Tinamaste	9,3	-83,78	680
36	Hda. El Carmen	10,2	-83,48	15	78	Turrialba	9,88	-83,63	602
37	La Fortuna	10,27	-84,18	250	79	Turrúcares	9,97	-84,32	639
38	La Garita	9,95	-84,35	460	80	UNA	10,03	-84,15	1050
39	La Lola	10,1	-83,38	40	81	Upala	10,9	-85,02	50
40	La Luisa	10,13	-84,33	1250	82	Vara Blanca	10,17	-84,15	1804
41	La Margarita	9,9	-83,72	1080	83	Volcán Irazú	9,98	-83,98	3400
42	La Mola	10,35	-83,77	70					

de la radiación UV aumentan un 11% con respecto al mes de enero, los valores más altos se presentan en el Cerro Chirripó (50.9 W/m^2), el Cerro de la Muerte (50.3 W/m^2) y el Volcan Irazú (50.1 W/m^2).

La Figura 7 muestra los mapas de isolíneas de radiación UV de los meses de marzo y abril. Los valores más altos se presentan a lo largo de la Cordillera Volcánica Central y la Cordillera de Guanacaste. Abril es el mes que presenta los valores más altos de radiación UV, debido a que los rayos solares inciden paralelamente sobre la superficie de la Tierra y el Sol está sobre su cenit al mediodía local. Existe también una variación importante de la intensidad de la radiación UV con la altitud de cada estación, el Volcán Irazú, el Cerro de la Muerte y el Cerro Chirripó tienen los valores más altos, cuyos promedios anuales superan los 50 W/m^2 . Estos valores máximos son consistentes con las mediciones experimentales realizadas por Wright y Marengo (1992), en condiciones de cielos claros y sin nubes en Limón, Heredia, Volcán Irazú, Monte Verde de Siquirres, San Pablo de Turrubares y Santa Cruz de Guanacaste.

La Figura 8 muestra los mapas de isolíneas de los meses de mayo y junio. Se nota en estos meses un descenso de la radiación UV con respecto a marzo y abril. El promedio ponderado del mes de mayo corresponde a 47.5 W/m^2 y el del mes de junio a 46.4 W/m^2 . El lugar con radiación más baja del mes de mayo es Coto 47 y la más alta es el Cerro Chirripó con 53.5 W/m^2 . Mientras en el mes de junio se da una leve disminución de la radiación UV con respecto al mes anterior, debido al aumento de la masa de aire atmosférica y de la columna total de ozono.

La Figura 9 muestra la distribución espacial de la radiación UV correspondiente a los meses de julio y agosto para condiciones de cielos claros. A pesar de que agosto presenta valores altos de la columna total de ozono, lo cual produciría una disminución en la intensidad UV, pero no es así, debido a que los rayos solares que inciden sobre la superficie terrestre coinciden con el cenit al mediodía solar, por lo que la masa de aire atmosférica tiende a la unidad. Y los valores de la radiación UV aumentan al haber menor masa de aire atmosférica. El promedio ponderado es 47.9 W/m^2 .

La Figura 10 muestra la distribución espacial de la radiación UV en condiciones de cielos claros para los meses de setiembre y octubre. A pesar de que ambos meses tienen una simetría muy parecida, existe una disminución evidente en la irradiancia UV. Los promedios ponderados de los meses de setiembre y octubre son, respectivamente, 47.8 W/m^2 y 45.0 W/m^2 . Los valores más bajos del mes de octubre se presentan en la Zona Norte, correspondientes a Guatuso (43.3 W/m^2) y Upala (43.3 W/m^2), mientras los más altos se presentan en el Volcán Irazú (50.4 W/m^2), el Cerro de la Muerte (50.6 W/m^2) y el Cerro Chirripó (51.4 W/m^2).

La Figura 11 muestra la distribución espacial de la radiación UV al mediodía solar en condiciones de cielos claros en los meses de noviembre y diciembre. Diciembre tiene la particularidad de ser el mes de menor radiación UV de los doce meses del año, sus valores oscilan entre 36.5 W/m^2 (Upala) y 45.1 W/m^2 (Cerro Chirripó), para un incremento del 23.4%. Los promedios ponderados de los meses de noviembre y diciembre son 40.8 W/m^2 y 38.5 W/m^2 , respectivamente.

CONCLUSIONES

Se logró identificar un modelo espectral bastante confiable en la estimación de la radiación global UV en condiciones de cielo claro en Heredia, Costa Rica, solo tomando en cuenta en sus cálculos, la posición del sol, la hora y el día, el contenido vertical de ozono, los parámetros de turbiedad atmosférica y las variables geográficas del lugar. Este modelo fue utilizado en este trabajo en la estimación de la radiación solar UV al mediodía local en ochenta y tres puntos geográficos esparcidos en todo el territorio nacional; los valores obtenidos coinciden con los valores máximos alcanzados con el radiómetro UV en Limón, Puntarenas, Volcán Irazú, Monte Verde de Siquirres y San Pablo de Turrubares. Los valores predichos en ochenta y tres localidades del país fueron utilizados en el trazado de mapas de isolíneas de los doce meses del año y del valor medio anual. La importancia de este trabajo permite controlar los niveles máximos de radiación solar UV en nuestro medio, sobre todo en el interés turístico o en el desarrollo de actividades de ocio al aire libre (montaña y playa) que son especialmente susceptibles a los posibles efectos nocivos que la radiación solar UV pueda provocar.

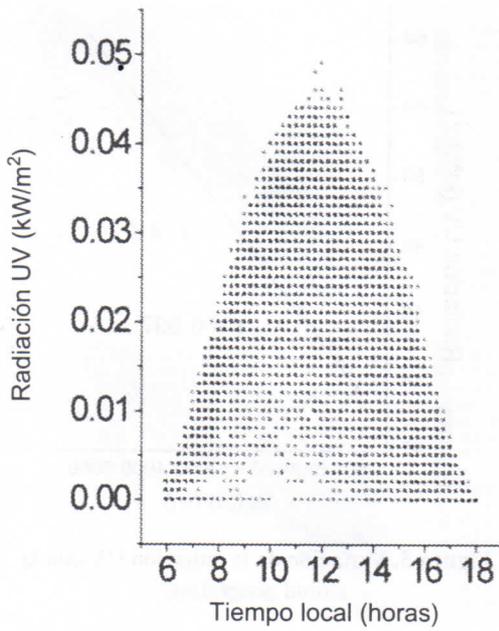


Figura 1. Evolución anual de la radiación UV para Heredia, Costa Rica.

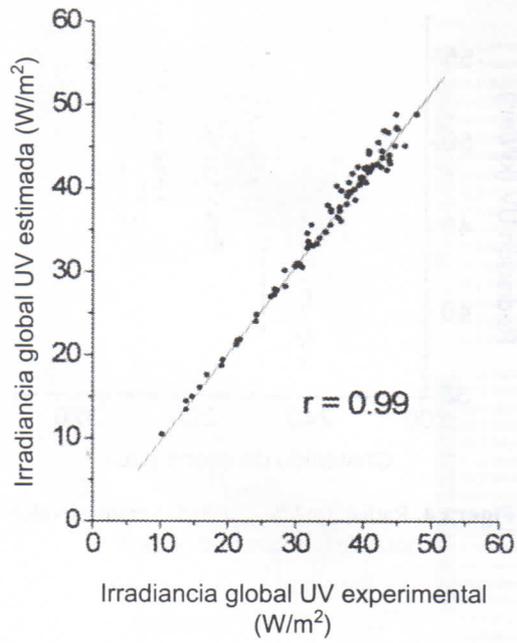


Figura 2. Comparación entre la radiación UV medida y estimada.

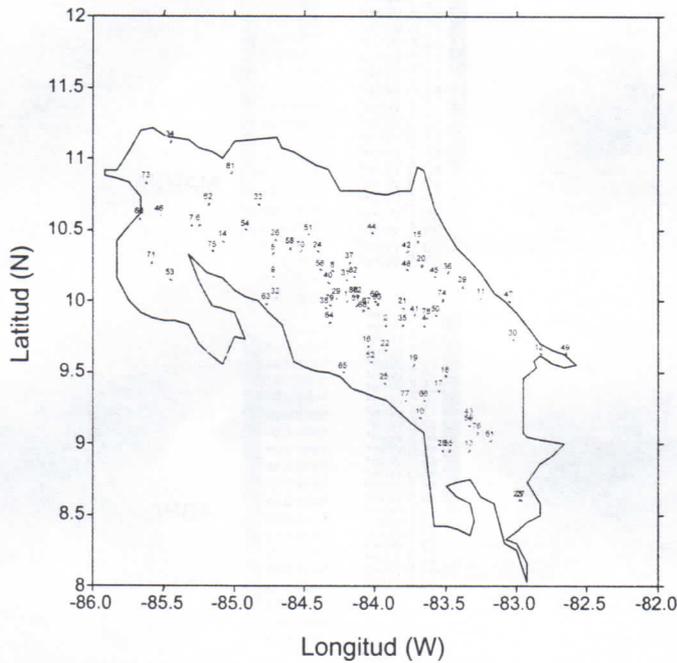


Figura 3. Ubicación de los puntos geográficos utilizados en el trazado de mapas de isolíneas.

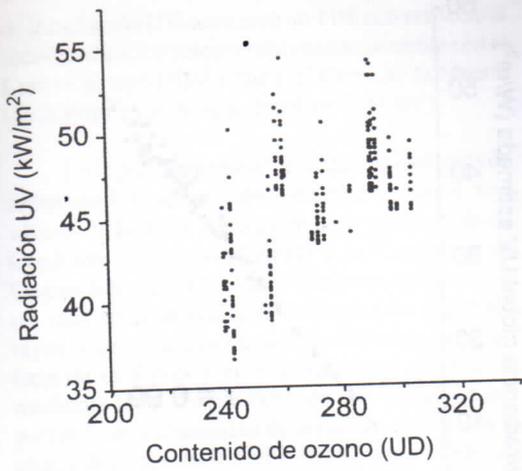


Figura 4. Radiación UV estimada versus el valor total de la columna de ozono.

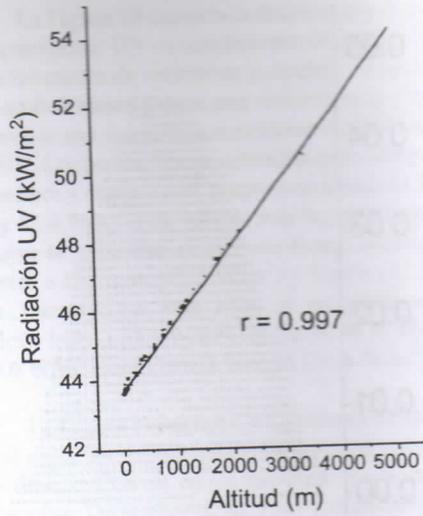


Figura 5. Variación de la radiación UV con la altitud geográfica.

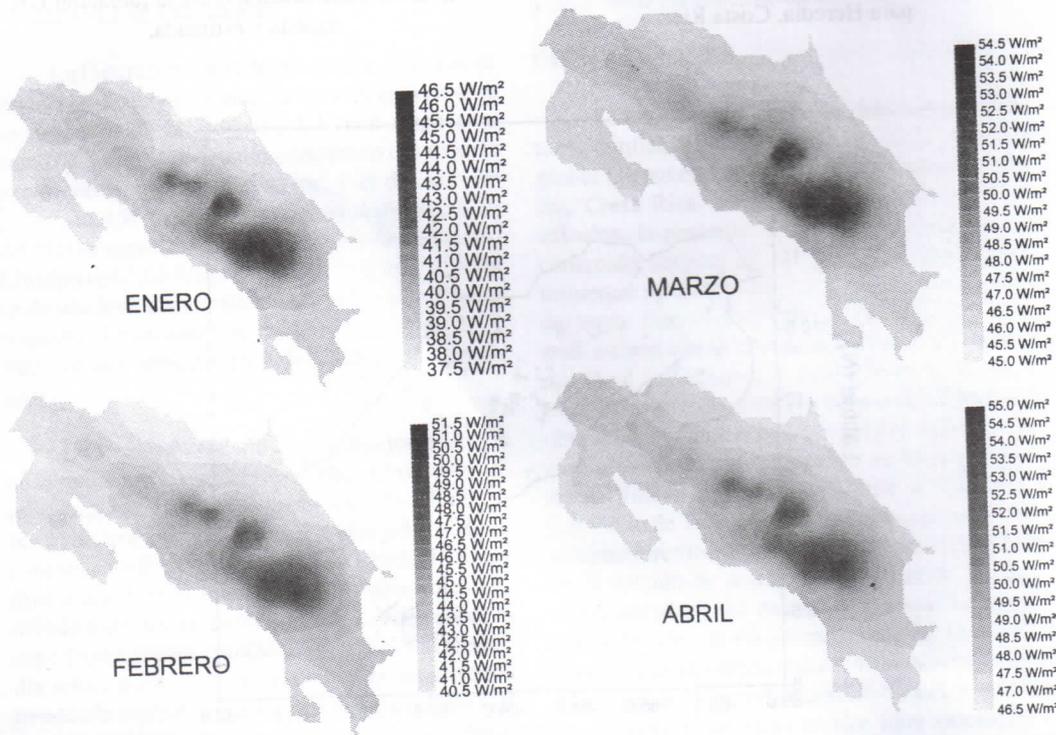


Figura 6. Distribución del promedio de la radiación global ultravioleta diaria.

Figura 7. Distribución del promedio de la radiación global ultravioleta diaria.

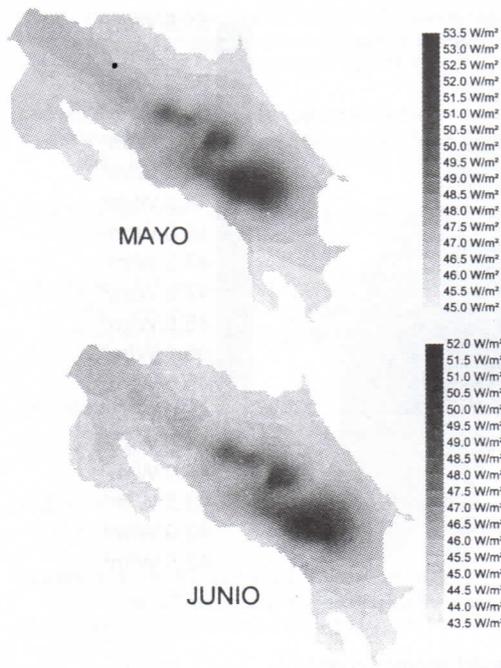


Figura 8. Distribución del promedio de la radiación global ultravioleta diaria.

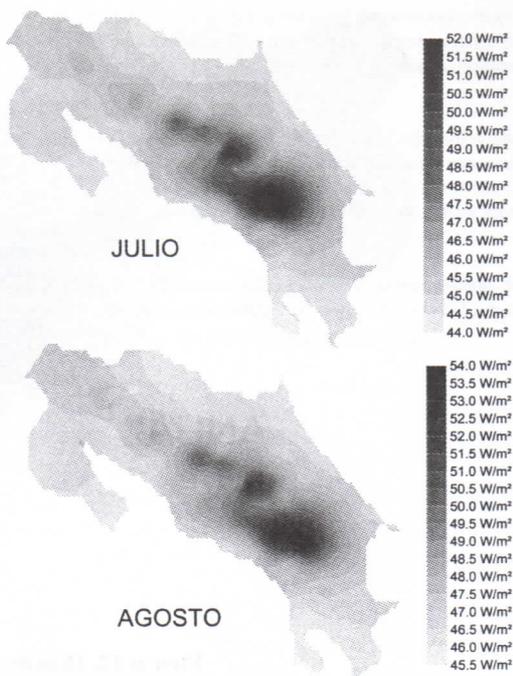


Figura 9. Distribución del promedio de la radiación global ultravioleta diaria.

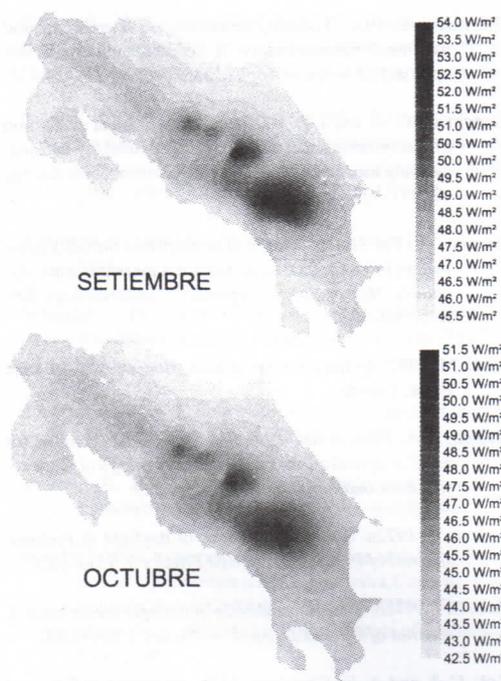


Figura 10. Distribución del promedio de la radiación global ultravioleta diaria.

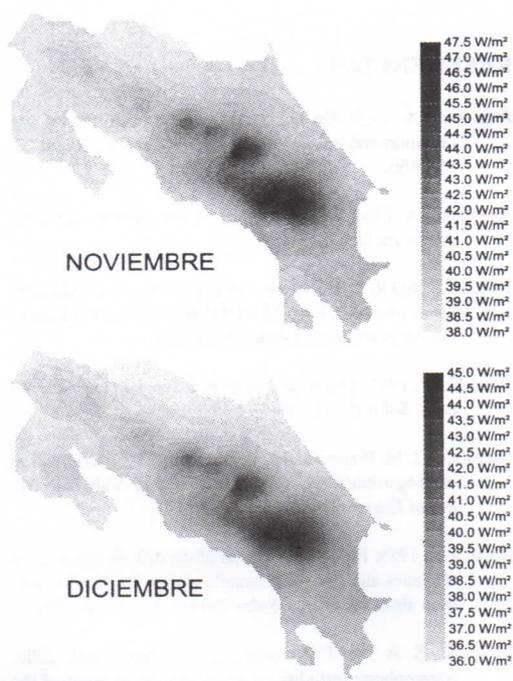


Figura 11. Distribución del promedio de la radiación global ultravioleta diaria.

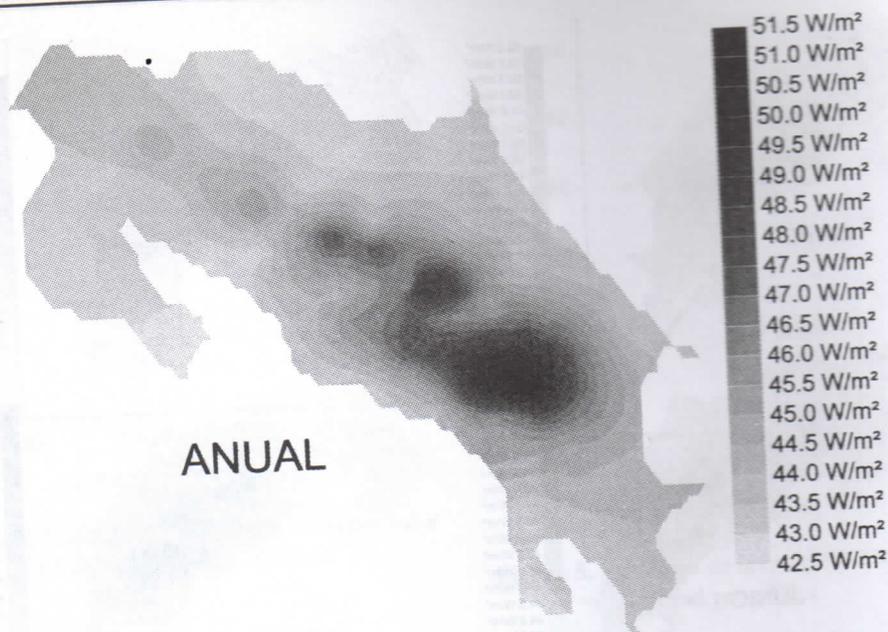


Figura 12. Distribución del promedio de la radiación global ultravioleta diaria.

REFERENCIAS

- Ångström, A. 1929. On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air. *Geografiska Annual* 2, 156-166.
- Ångström, A. 1964. The parameters of atmospheric turbidity. *Tellus* 16(1), 64-75.
- Bird, R. E. and R. L. Hulstrom. 1981. *Solar spectral measurements and modelling*. SERI/TR-642-1013 Solar Energy Research Institute, Golden, Colorado.
- Boer, K. W. 1977. The solar spectrum at typical clear weather days. *Solar Energy* 19(5), 525-538.
- Cañada, J., J. M. Pizarro and J. V. Bosca. 1993. Determination of Ångström's turbidity coefficient at Valencia. *Renewal Energy* 3, 621-626.
- Dave, J. V. 1979. Extensive datasets of the diffuse radiation in realistic atmospheric models with aerosols and common absorbing gases. *Solar Energy* 21(5), 361-369.
- El-Wakil, S. A., M. El-Metwally and C. Gueymard. 2001. Atmospheric turbidity of urban and desert areas of the Nile Basin in aftermath of Mt. Pinatubo's eruption. *Theoretical Applied Climatology* 68, 89-108.
- Gueymard, C. 1998. Turbidity determination from broadband irradiance measurements: A detailed multicoefficient approach. *Journal of Applied Meteorology* 37, 414-435.
- Gueymard, C. A. and J. D. Garrison. 1998. Critical evaluation of precipitable water and atmospheric turbidity in Canada using measured hourly solar irradiance. *Solar Energy* 62, 291-307.
- Hansen, V. 1974. Determination of atmospheric turbidity parameters from spectral solar radiation measurements. *Architecture Meteorology Geophysics Bioklimatology Ser. B22*, 301-308.
- Iqbal, M. 1983. *An Introduction to Solar Radiation*. Academic Press, Toronto.
- Kasten, F. A. 1966. A new table and approximate formula for relative optical air mass. *Arch. Meteorological Geophysics Bioklimatology. Ser. B14*, 206-223.
- Kok, C. J. 1972a. Spectral irradiance of daylight at Pretoria. *Journal of Physics D. Applied Physics* 5, 1513-1520.
- Kok, C. J. 1972b. Spectral irradiance of daylight for air mass 2. *Journal of Physics D. Applied Physics* 5, L85-L88.
- Kok, C. J. and A. N. Chalmers. 1978. *Spectral irradiance of daylight at Durban*. C.S.I.R., Res. Rep. 339, Pretoria, South Africa.

- Kok, C. J., A. N. Chalmers and R. Turner. 1979. Spectroradiometry of daylight at sea level in Southern Hemisphere: Durban. *South Africa Tydsk Fis.* 2(2), 47-53.
- Leckner, B. 1978. The spectral distribution of solar radiation at the earth surface—elements of a model. *Solar Energy* 20(2), 143-150.
- Liou, Kuo-Nan. 1980. *An Introduction to Atmospheric Radiation*. Academic Press, Inc.
- Louche, A., M. Maurel, G. Simonnot, G. Peri and M. Iqbal. 1987. Determination of Ångström turbidity coefficients from direct total solar irradiance measurements. *Solar Energy* 38, 89-96.
- McCartney, H. A. 1978. Spectral distribution of solar radiation. II: global and diffuse, Q. J. R. *Meteorology Society* 104, 911-926.
- Middleton, W. E. K. 1960. Random reflections in the history of atmospheric optics. *Journal Opt. Soc. Am.* 50, 97-100.
- Molineaux, B., P. Ineichen and J. J. Delaunay. 1995. Direct luminous efficacy and atmospheric turbidity – Improving model performance. *Solar Energy* 55, 125-137.
- Murai, K., M. Kobayashi, R. Goto and T. Yamauchi. 1979. Ground based spectral measurements of solar radiation (II) – global and diffuse sky radiation. *Papers Meteorol. Geophys.* 30(2).
- Pedrés, R., M. P. Utrillas, J. A. Martínez-Lozano and F. Tena. 1999. Values of broad band turbidity coefficients in a Mediterranean Coastal Site. *Solar Energy* 66, 11-20.
- Pendrof, R. 1957. Tables of refractive index for standard air and the Rayleigh scattering coefficient for the spectral region between 0.2 and 20.0 μm and their application to atmospheric optics. *J. Opt. Soc. Am.* 47(2), 176-182.
- Robinson, N. 1966. *Solar Radiation*. American Elsevier, New York.
- Schanaid, F. 1938. Berechnung der relativen Schichtdicken des wasserdampfes in der Atmosphäre. *Meteorol. Z.* 55, 296-299.
- Spencer, J. W. 1971. Fourier series representation of the position of the Sun. *Search* 2(5), 172.
- Vigrous, E. 1953. Contribution a l'étude expérimentale de l'absorption de l'ozone. *Ann. Phys.* 8, 709-762.
- Wright, J. 1990. Experimental determination of the atmospheric turbidity parameters α and β in Heredia, Costa Rica, with optical filters OG530, RG530 and WG350. *The Helio-graph* nr. 2:1990, 16-23. Royal Institute of Technology, Stockholm.
- Wright, J. 2003. Validación experimental de un modelo espectral para la radiación solar directa en condiciones de cielos claros. *Tópicos Meteorológicos Oceanográficos* 10(2), 47-56.
- Wright, J. 2007. Measurement and prediction of solar ultraviolet irradiation (0.295-0.385 μm) for clear sky incident at Heredia, Costa Rica. 32nd International Symposium on Remote Sensing of Environment. San José, Costa Rica. June 25-29.
- Wright, J. y H. Marengo. 1992. Mediciones experimentales de la radiación ultravioleta en el rango 0.295 a 0.385 μm en Costa Rica. *Revista Geofísica* 36, 135-159.