

# MEDICIÓN Y PREDICCIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR GLOBAL ULTRAVIOLETA (0.295-0.385 $\mu\text{m}$ ) EN CONDICIONES DE CIELOS CLAROS Y SIN NUBES

**Jaime Wright**

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

## RESUMEN

Los valores de la radiación solar global ultravioleta fueron medidos con un radiómetro ultravioleta y también predichos con un modelo espectral atmosférico. Los valores obtenidos con el modelo espectral atmosférico, que se basa físicamente, fueron analizados y comparados con los valores experimentales medidos *in situ*. Las medidas fueron realizadas para diferentes ángulos cenitales en condiciones de cielos claros en Heredia, Costa Rica. Los datos de entrada necesarios incluyen latitud, altitud, albedo superficial, distancia Tierra-Sol, así como características atmosféricas: turbiedad atmosférica, agua precipitable y ozono atmosférico. La comparación entre los valores medidos y predichos dio resultados satisfactorios.

**Palabras claves:** Radiación solar, modelo espectral atmosférico.

## ABSTRACT

Values of ultraviolet global solar radiation were measured with an ultraviolet radiometer and also predicted with an atmospheric spectral model. The values obtained with the atmospheric spectral model, which is physically based, were analyzed and compared with the experimental values measured *in situ*. The measurements were performed for different zenith angles under clear skies conditions in Heredia, Costa Rica. The necessary input data include latitude, altitude, surface albedo, Earth-Sun distance, as well as atmospheric characteristics: atmospheric turbidity, precipitable water and atmospheric ozone. The comparisons between the measured and

predicted values gave satisfactory results.

**Keywords:** Solar radiation, atmospheric spectral model.

## 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 entrante en la superficie terrestre. Se sabe que la exposición excesiva de la radiación UV causa enfermedades en 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 solar ultravioleta en las serias implicaciones en la biosfera, incluyendo la salud humana. Este hecho justifica el creciente interés en el flujo irradiante ultravioleta en las últimas décadas. El aumento de la radiación UV ha sido extensamente discutido, debido al decrecimiento del ozono estratosférico 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 terrestre en esta importante banda del espectro solar. Sin embargo, sólo la utilización de modelos atmosféricos físicamente establecidos pueden rellenar las amplias áreas terrestres donde no existen instrumentos, sobre todo en las bastas áreas sobre los océanos. La radiación solar ultravioleta en un determinado lugar geográfico depende de la distancia Tierra-Sol, la que varía a lo largo del año, y el ángulo cenital. Además del contenido vertical del ozono y por los aerosoles presentes en la atmósfera.

El espectro de absorción debido a las transiciones electrónicas del oxígeno molecular, oxígeno atómico, nitrógeno y ozono ocurren principalmente en la región ultravioleta, mientras aquéllos debidos a las transiciones rotacionales y vibracionales de moléculas triatómicas como el  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_3$  y  $\text{CO}_2$  se encuentran en la región infrarroja. Existe muy poca absorción en la región visible del espectro solar. La mayoría de la radiación UV es absorbida en la alta atmósfera por el oxígeno y el nitrógeno. La absorción de la radiación UV inicia aproximadamente en 2600 Å (0.260  $\mu\text{m}$ ) y continúa hacia longitudes de onda más cortas. De los principales constituyentes de la alta atmósfera, sólo el  $\text{O}_3$  absorbe débilmente entre los 2950 y 3850 Å (0.295 y 0.385  $\mu\text{m}$ ). Por lo que en la confección de este modelo atmosférico para estimar la radiación UV no se considerará la transmisión espectral de los procesos de extinción debido al  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_2$  y  $\text{N}_2$ , porque la absorción de estos gases en esta banda del espectro solar es insignificante.

El presente trabajo considera un modelo espectral, el cual es basado físicamente, que provee la estimación de la radiación solar ultravioleta en condiciones de cielos claros. Este modelo utiliza las transmisiones espectrales de los procesos de extinción debido al ozono, aerosoles y dispersión de Rayleigh. Asimismo, estima la radiación UV en condiciones de cielos claros; por cuanto, la radiación solar que llega a la superficie terrestre 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. En particular, la alta frecuencia de cielos claros en la época seca en Costa Rica es la responsable de los niveles altos recibidos de radiación UV en comparación con la

época lluviosa, cuando existe mayor frecuencia de cielos nublados.

## MATERIALES Y MÉTODOS

En el presente trabajo se relata una serie de expresiones tomadas del trabajo previo hecho por IQBAL (1983), y posteriormente por WRIGHT (2003) para Heredia, Costa Rica, con las que se ha conformado un modelo espectral para estimar de manera separada las componentes directa y difusa, para luego obtener la irradiancia global ultravioleta, como la suma apropiada de ambas componentes.

La irradiancia directa espectral en una superficie horizontal  $I_h(\lambda)$  al nivel del suelo, a la longitud de onda  $\lambda$  del espectro que abarca la región UV (0.295-0.385  $\mu\text{m}$ ), no es afectada por el vapor de  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_2$  y  $\text{N}_2$ , debido que en esta región del espectro solar no ocurre la absorción de la radiación UV.

$$I_h(\lambda) = I_{0n}(\lambda) E_0 \tau_R(\lambda) \tau_a(\lambda) \tau_{o_3}(\lambda) \cos\theta_z \quad (1)$$

donde:

$I_{0n}(\lambda)$  es la constante solar espectral a 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.

$\theta_z$  es el ángulo cenital.

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

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

donde  $\Gamma$  se conoce como el ángulo del día (en radianes), y está dado por:

$$\Gamma = 2\pi (d_n - 1)/365 \quad (3)$$

donde:

$d_n$  es el número del día, variando 1 para el 1 de enero a 365 para el 31 de diciembre.

$\theta_z$  es el ángulo cenital del lugar, en grados,

el cual se obtiene de la siguiente forma:

$$\cos^2 \theta_z = \cos^2 \delta \cos^2 \phi + \cos^2 \delta \cos^2 \phi \cos \omega + \sin^2 \delta \quad (4)$$

donde:

$h$  es la altitud solar, también altura solar o elevación solar, en grados;  $h = 90 - \theta_z$ .

$\omega$  es el ángulo horario solar, cero al mediodía y mañana positivo.

$\phi$  es la latitud geográfica, en grados, norte positivo.

$\delta$  es la declinación, es la posición angular del Sol al mediodía solar con respecto al plano del ecuador, norte positivo, en grados, el cual se obtiene de la siguiente relación (SPENCER, 1971):

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

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:

$$T_a = \exp(-k_a m_a) \quad (6)$$

donde:

$k_a$  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.

Las transmisiones o transmitancias debidas a las moléculas, aerosoles y ozono, son determinadas por las siguientes relaciones.

**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  $0.2 \lambda$  de diámetro, las partículas se dispersan independientemente entre sí. Basada en la formulación teórica de PENDORF (1957), LECKNER (1978), se presentó la siguiente fórmula de aproximación del coeficiente de dispersión del aire para condiciones estándares:

$$k_{ra} = 0.008735 \lambda^{-4} \quad (7)$$

donde:  $k_{ra}$  es la transmitancia por la dispersión de Rayleigh se define como sigue:

$$T_{ra}(\lambda) = \exp(-0.008735 \lambda^{-4} m_a) \quad (8)$$

$m_a$  es la masa de aire relativa a la presión actual, y definida como  $m_a = m_r(p/p_0)$ .  $p_0$  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:

$$m_r = [\cos^2 \theta_z + 0.1589183 - \theta_z]^{-1} \quad (9)$$

El espesor óptico de la capa del aerosol atmosférico  $k_{aa}$  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). Más aún, 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  $k_{aa}$ , 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 siguen 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:

(10)

donde:

$k_a = \beta z^\alpha$  es el coeficiente de turbiedad de Ångström y es proporcional a la cantidad de material presente en una columna vertical de sección unitaria.

$\alpha$  es un exponente estrechamente relacionado con el tamaño y la forma de la distribución de las partículas. Generalmente  $\alpha$  tiene un valor entre 0.5 y 2.5. Un valor de 1.3 es utilizado en este trabajo, el cual es sugerido por varios autores (por ejemplo, CAÑADA *et al.*, 1993; GUEYMARD, 1998; LOUCHE *et al.*, 1987) en la mayoría de las atmósferas naturales, como fue originariamente sugerido por ÅNGSTRÖM (1929).

Utilizando la ecuación de turbiedad de Ångström, puede escribirse la transmitancia espectral  $\tau_{oa}$  del aerosol atmosférico como sigue:

(11)

El coeficiente de turbiedad atmosférica  $\beta$  es es  $\beta = \exp(-\beta z^\alpha)$  ndo valores del mismo con valores del vapor de agua precipitable  $w$  de la atmósfera (ver Figura 1). Los valores de  $\beta$  fueron previamente determinados por WRIGHT (1990, 2003) con mediciones hechas *in situ* de la irradiancia directa normal incidente en condiciones de cielos claros (GUEYMARD y GARRISON, 1998).

(12)

En la ecuación (12),  $w$  es el contenido vertical de vapor de agua precipitable en  $\text{mm}$  lo con la ecuación de LECKNER (1978) de la siguiente forma:

(13)

donde:

$$w = \frac{0.0036 p_s}{T} \quad \text{d relativa en fracciones de}$$

$T$  es la temperatura ambiente en grados kelvin.

$p_s$  es la presión parcial del vapor de agua del aire saturado y calculado por la siguiente ecuación:

(14)

$$\ln p_s = \ln \left( 26.23 - \frac{3416}{T} \right)$$

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

(15)

$$\tau_{oz} = \exp(-k_{oz} l)$$

$k_{oz}$  es el coeficiente de atenuación para la absorción del ozono, la Tabla 1 muestra los valores del coeficiente de atenuación para el ozono  $k_{oz}$ , según VIGROUX (1953) y LECKNER (1978).

$l$  es el espesor de la capa del ozono en cm para condiciones estándares de temperatura y presión atmosférica (STP).

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

(16)

$$m_o = \frac{1 + z_3/r_e}{[\cos^2 \theta_z + 2(z_3/r_e)]^{0.1}}$$

$z_3$  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.

El espesor de la capa de ozono  $l$  se obtiene en unidades Dobson de los datos acumulados por el instrumento TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer)/NASA y del OMI (Ozone Monitoring Instrumente)/Aura Spacecraft a bordo del Earh Probe, en Internet, con la información de la latitud

y longitud de Heredia, Costa Rica.

**Tabla 1. Valores de los coeficientes de absorción para el ozono  $k_{o\lambda}$ , para el rango de longitudes de onda 0.295  $\mu\text{m}$  a 0.385  $\mu\text{m}$ , según LECKNER (1978).**

$\lambda(\text{m})$	$I_{\text{on}\lambda}(\text{W}/\text{m}^2\mu\text{m}^{-1})$	$k_{o\lambda}$
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

**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, después, es parcialmente reflejada de nuevo hacia el suelo por la atmósfera. Este proceso continúa de manera 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:

$$(17)$$

donde:

$I_{d\lambda} = I_{d\lambda 1} + I_{d\lambda 2} + I_{d\lambda 3}$  es la espectral producida por la dispersión de Rayleigh que llega al suelo después de su primer paso a través de la atmósfera.

$I_{d\lambda 1}$  es la irradiancia difusa espectral producida por los aerosoles que llega al suelo después de su primer paso a través de la atmósfera.

$I_{d\lambda 2}$  es la irradiancia difusa espectral producida por múltiples reflexiones entre el suelo y la atmósfera.

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

$$(18)$$

donde:

$I_{d\lambda} = I_{d\lambda 1} \cos(\theta_{\lambda}) \tau_{\text{aerosol}} [0.5(1 - \tau_{\text{aerosol}}) \tau_{\text{aerosol}}]$  es absorciones moleculares, expresada como:

$$(19)$$

donde:

$\tau_{\text{aerosol}} = \tau_{\text{aerosol}} \tau_{\text{ozono}} \tau_{\text{vapor}} = \tau_{\text{aerosol}}$  espectral del rayo directo debido a la absorción a la capa de ozono, la cual fue definida previamente por la ecuación (15).

$\tau_{\text{ozono}}$  es la transmitancia espectral del rayo directo debido a la absorción por los gases mixtos uniformes como  $\text{CO}_2$  y  $\text{O}_2$ , la cual es despreciable en el rango del espectro UV del espectro solar (0.295  $\mu\text{m}$  a 0.385  $\mu\text{m}$ ).

$\tau_{\text{vapor}}$  es la transmitancia espectral del rayo directo debido a la absorción por el vapor de agua, la cual es despreciable en el rango del espectro UV del espectro solar (0.295  $\mu\text{m}$  a 0.385  $\mu\text{m}$ ).

La irradiancia difusa dispersada por los aerosoles  $I_{d\lambda 1}$ , que llega al suelo después de su primer paso a través de la atmósfera, se obtiene a partir de la siguiente relación:

$$(20)$$

Se asume que los factores  $F$  y  $\omega$  son invariantes.  $I_{d\lambda 1} = I_{d\lambda 1} \cos(\theta_{\lambda}) \tau_{\text{aerosol}} [F \omega (1 - \tau_{\text{aerosol}}) \tau_{\text{aerosol}}]$   $F_c$  se como como el cociente entre la energía dispersada

en la dirección entrante y la energía dispersada total;  $\omega_0$  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). Se utilizaron los datos de  $F_c$  y  $\theta_z$  dados por ROBINSON (1962) para obtener la siguiente expresión para cualquier hora del día:

$$(21)$$

donde  $\theta_z$  es el ángulo cenital en grados.

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

$$(22)$$

donde  $Q_\lambda$  es la irradiancia difusa resultante de múltiples reflexiones entre el suelo y la atmósfera, definida como:

$$Q_\lambda = (I_{dr\lambda} + I_{da\lambda}) + I_{nl\lambda} \cos\theta_z \quad (23)$$

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:

$$(24)$$

La ecuación (24) 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 (22) y (23), la irradiancia difusa espectral en una superficie horizontal puede escribirse como:

$$I_{dm\lambda} = (I_{dr\lambda} + I_{da\lambda}) \frac{1}{1 - \rho_{a\lambda}\rho_{g\lambda}} + I_{nl\lambda} \cos\theta_z \left( \frac{\rho_{a\lambda}\rho_{g\lambda}}{1 - \rho_{a\lambda}\rho_{g\lambda}} \right) \quad (25)$$

La irradiancia UV global es la suma de la irradiancia UV directa y la irradiancia UV difusa en una superficie horizontal. Sea  $I_\lambda$  la irradiancia UV global espectral en una superficie horizontal entonces:

$$(26)$$

o

$$I_\lambda = I_{d\lambda} \cos\theta + I_{dm\lambda} \quad (27)$$

### Mediciones experimentales

Los datos presentados en este trabajo fueron medidos 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.). Se hicieron mediciones simultáneas e instantáneas de temperatura ambiente, humedad relativa e irradiancia global ultravioleta incidente sobre una superficie horizontal, en períodos de cielos despejados del año 2006. Estas observaciones fueron realizadas con los siguientes instrumentos:

- Radiación ultravioleta (radiómetro Eppley de precisión espectral, modelo TUVR, con rango efectivo de 0.295 μm a 0.385 μm).
- Temperatura ambiente (transductor térmico con circuito integrado para dos terminales, equipo analógico, modelo AD 590).
- Humedad relativa (Hydrometric Inc., modelo 8501 A).

A partir de la integración de la ecuación (27) para el rango de longitudes de onda  $\lambda$  comprendidas de 0.295 μm a 0.385 μm, y con un paso de integración de 0.005 μm en los cálculos, se obtuvieron los datos teóricos de la irradiancia global UV en una superficie horizontal. Éstos posteriormente fueron comparados con valores experimentales medidos en el suelo.

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los espectros de las Figuras 2 a 6 muestran los diferentes grados de depleción que sufre el rayo solar ultravioleta en su travesía por la atmósfera antes de llegar al suelo, estas depleciones son producidas por el contenido vertical de ozono, turbiedad atmosférica, dispersión y absorción molecular y masa de aire atmosférica (o ángulo cenital). Los espectros de las Figuras 2, 3 y 4 presentan una mayor atenuación de la irradiancia solar ultravioleta, debido que los rayos solares deben atravesar mayor distancia a través de la atmósfera antes de llegar al suelo –por su oblicuidad– a las 15:45 horas, a las 15 horas y a las 9:30 horas, respectivamente. Los valores altos de la irradiancia UV mostrados en los espectros de las Figuras 5 y 6 son debidos específicamente a los valores bajos de la masa de aire atmosférica (1.05 y 1.0, respectivamente). También se observan valores bajos de turbiedad atmosférica, a pesar de que los valores del ozono troposférico son un poco más altos que los de las figuras anteriores, lo cual indica que en condiciones de cielos claros la masa de aire atmosférica (o ángulo cenital) es predominante sobre los otros factores.

La Figura 7 muestra la comparación entre los datos obtenidos por el modelo descrito con los datos experimentales realizados en condiciones de cielos claros y sin nubes. Como se mencionó previamente, los valores predichos fueron generados mediante la integración de la ecuación (27). Se observa en la Figura 7 muy poca dispersión alrededor de la línea de mejor ajuste. El coeficiente de correlación lineal ( $r$ ) obtenido es de 0.99, lo que da un coeficiente de determinación mayor del 98%. Esto demuestra una precisión confiable entre los valores experimentales y predichos de la radiación solar global ultravioleta para condiciones de cielos claros en Heredia.

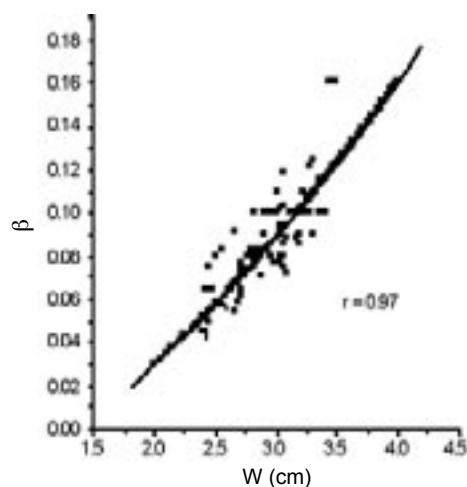
La Figura 8 muestra una muy buena correspondencia entre los valores medidos y predichos de la irradiancia global ultravioleta para diferentes horas del día 13 de febrero del 2006. La curva de mejor ajuste representa una forma de campana, típica del ciclo diario de la insolación para un día sin nubes, donde los valores máximos corresponden

a las horas del mediodía solar y los valores mínimos a las horas cercanas al orto y al ocaso solar. La gráfica de esta figura muestra muy poca dispersión entre los valores calculados por el modelo descrito y los medidos. Asimismo, la curva de regresión de mejor ajuste coincide perfectamente con los datos experimentales y predichos.

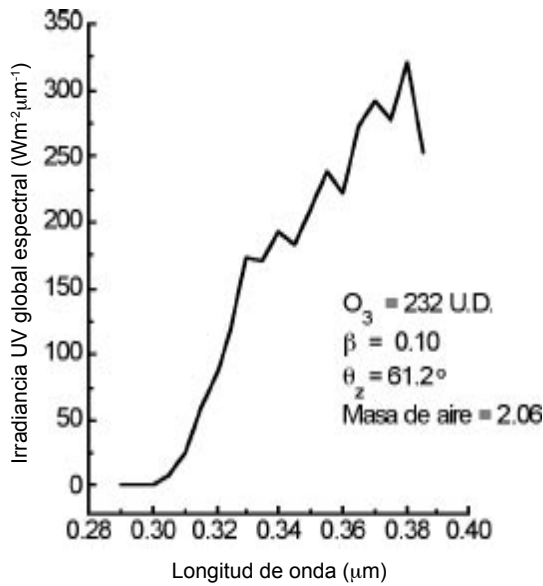
Se recomienda probar la confiabilidad del modelo descrito en otros lugares que tengan condiciones climáticas diferentes a las de Heredia, con la finalidad de generar futuros datos de radiación UV global en el resto del país, que es esencial para evaluar las zonas de mayor y menor exposición de la radiación de onda corta de esta importante banda del espectro solar.

## CONCLUSIÓN

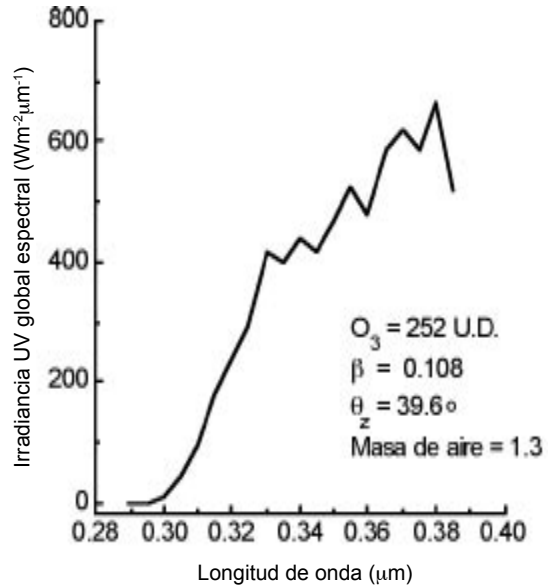
Se logró probar un modelo espectral atmosférico para la estimación de la radiación solar global ultravioleta sobre una superficie horizontal en condiciones de cielos claros, en el rango de longitud de onda comprendido entre  $0.295 \mu\text{m}$  y  $0.385 \mu\text{m}$ .



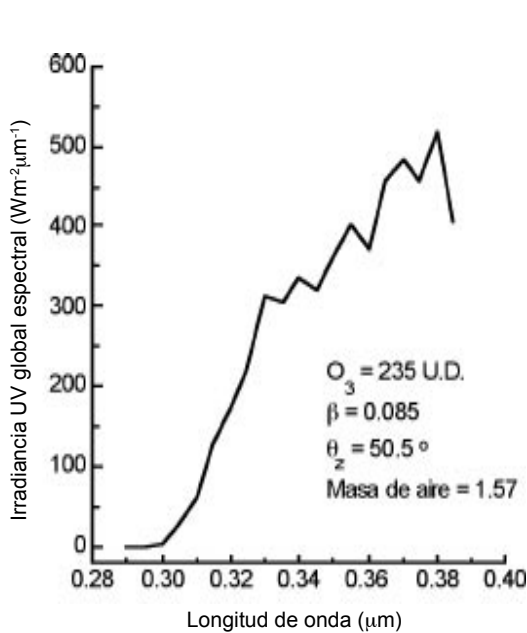
**Figura 1. Relación entre el coeficiente de turbiedad atmosférica  $\beta$  y el contenido vertical de agua precipitable  $W$ .**



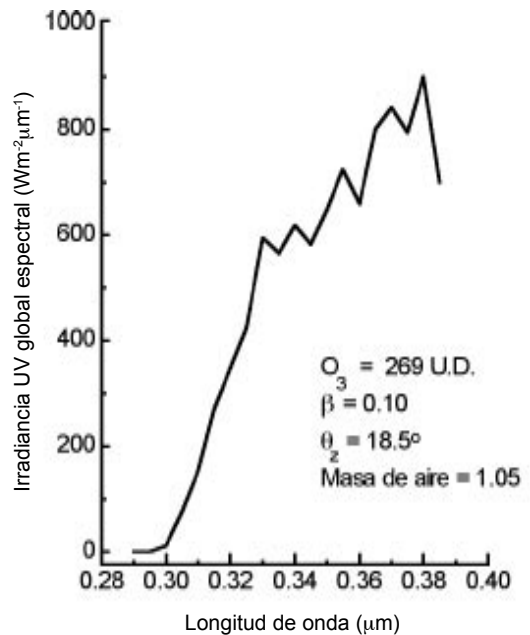
**Figura 2.** Irradiancia ultravioleta global espectral sobre una superficie horizontal para el 8 de febrero a las 15:45 horas.



**Figura 4.** Irradiancia ultravioleta global espectral sobre una superficie horizontal para el 13 de marzo a las 9:30 horas.

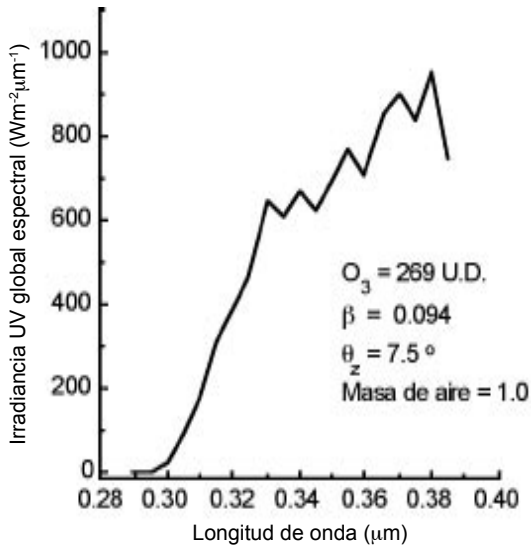


**Figura 3.** Irradiancia ultravioleta global espectral sobre una superficie horizontal para el 13 de febrero a las 15 horas.

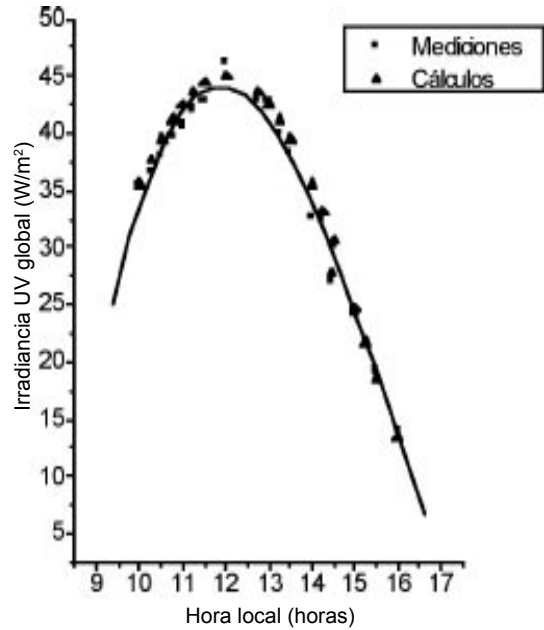


**Figura 5.** Irradiancia ultravioleta global espectral sobre una superficie horizontal para el 18 de abril a las 10:45 horas.

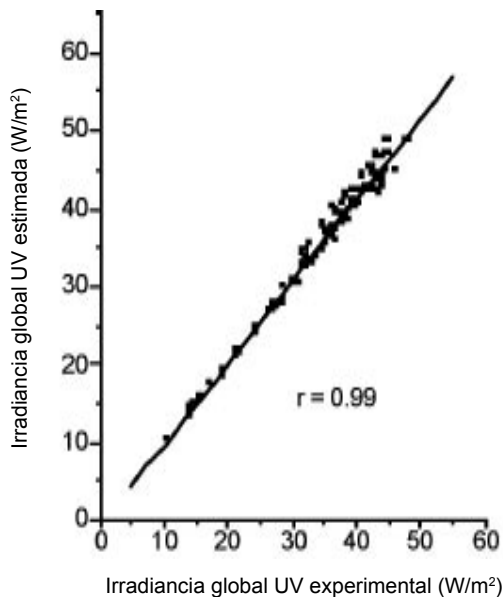




**Figura 6.** Irradiancia ultravioleta global espectral sobre una superficie horizontal para el 21 de abril a las 11:30 horas.



**Figura 8.** Variación diurna de la irradiación global ultravioleta observada y estimada el 13 de febrero de 2006.



**Figura 7.** Comparación de la irradiación global ultravioleta con base en mediciones y cálculos utilizando un modelo espectral.

El modelo es desarrollado con base en los cálculos de las transmitancias espectrales debidos al ozono, dispersión de Rayleigh y del aerosol atmosférico. Se logró obtener separadamente las irradiancias ultravioletas directa y difusa para luego calcular la irradiación global ultravioleta mediante la apropiada suma de ambas componentes.

Este estudio fue conducido para comprobar los datos del modelo contra los datos experimentales registrados en el suelo por el sensor de radiación ultravioleta para una estación radiométrica localizada en Heredia, Costa Rica. El sistema de datos cubre diferentes horas del día en varios meses del año, período que asegura una variedad de condiciones climáticas de nuestro medio, sin embargo, los datos fueron limitados a condiciones de cielos claros.

Se puede concluir que los resultados obtenidos son aceptables en cuanto a la comparación de los valores observados y calculados de la irradiación global ultravioleta en una superficie horizontal, ya que el coeficiente de correlación lineal ( $r$ ) arroja

valores confiables. Sin embargo, se espera probar la confiabilidad de este modelo en otros lugares que tengan condiciones climáticas diferentes a las de Heredia, con el objeto de generar mapas mensuales de radiación UV en el país.

## REFERENCIAS

- Ångström, A. 1929. "On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air". *Geografiska Annual* 2, 156-166.
- Cañada, J., Pizarro, J. M. and Bosca, J. V. 1993. "Determination of Ångström's turbidity coefficient at Valencia". *Renew Energy* 3, 621-626.
- Gueymard, C.A. 1998. "Turbidity determination from broadband irradiance measurements: A detailed multicoefficient approach". *J. Appl. Meteorol.* 37, 414-435.
- Gueymard, C. A. and Garrison, J. D. 1998. "Critical evaluation of precipitable water and atmospheric turbidity in Canada using measured hourly solar irradiance". *Solar Energy* 62, 291-307.
- 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. Meteorol. Geophys. Bioklimatol*, Ser. B14, 206-223.
- Leckner, B. 1978. "The spectral distribution of solar radiation at the earth surface – elements of a model". *Solar Energy* 20(2): 143-150.
- Louche, A., Maurel, M., Simonnot, G., Peri, G. and Iqbal, M. 1987. "Determination of Ångström turbidity coefficients from direct total solar irradiance measurements". *Solar Energy* 38, 89-96.
- Middleton W., E. K. 1960. "Random reflections in the history of atmospheric optics". *J. Opt. Soc. Am.* 50, 97-100.
- Molineaux, B., Ineichen, P. and Delaunay, J. J. 1995. "Direct luminous efficacy and atmospheric turbidity-improving model performance". *Solar Energy* 55, 125-137.
- Pendof, R. 1957. "Tables of refractive index for standard air and the Rayleigh scattering coefficient for the spectral region between 0.2 and 20.0  $\mu\text{m}$  and their application to atmospheric optics". *J. Opt. Soc. Am.* 47(2): 176-182.
- Robinson, N. (ed.). 1962. *Solar Radiation*. American Elsevier, New York.
- 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  $\alpha$  and  $\beta$  in Heredia, Costa Rica, with optical filters OG530, RG530 and WG350". *The Heliograph*. Nr. 2, 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". *Top. Meteor. Oceanog.* 10(2): 47-56.