

MODELIZACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR ULTRAVIOLETA: APLICACIÓN Y TESTEO DEL TUV

María Torres Deluigi^{1*}, Luis Saravia^{2*} y Rubén Piacentini^{3*}

¹ Laboratorio de Energía Solar – Dpto. de Física – Fac. de Cs. Físico, Mat. y Nat.-U.N.S.L.-

² INENCO – Departamento de Física - Fac. de Cs. Exactas –U.N.Sa.-

³ IFIR (Instituto de Física de Rosario) – U.N.R.-

*Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

Chacabuco y Pedernera – CP: 5700 – San Luis – charo@unsl.edu.ar

RESUMEN: Con el propósito de lograr ajustar los valores de radiación UV registrados con un radiómetro UV, se realizaron las modificaciones necesarias en algunas subrutinas del modelo “*Tropospheric Ultraviolet-Visible Model (TUV)*”. Los resultados de la modelización se compararon con las mediciones realizadas, encontrándose que el modelo en general, sobrevalúa ligeramente la radiación incidente en las horas de máxima y mediana incidencia solar. De todos modos los datos modelizados proveen información altamente satisfactoria.

Palabras clave: radiación solar ultravioleta, modelización.

INTRODUCCION

La radiación solar UV constituye solamente una pequeña parte del espectro solar, pero la alta energía de los cuantos individuales puede causar sustancial daño a los tejidos vivos. Afortunadamente, las longitudes de onda más cortas (UV-C, 100-280 nm) son completamente filtrados por el oxígeno y el ozono estratosférico. El ozono también bloquea algo de radiación UV-B (280-320 nm), y en mucho menor grado a la radiación UV-A (320-400 nm). Así ambos UV-B y UV-A, están presentes en la superficie terrestre, y su rol en el medio ambiente está siendo reconocido en forma creciente. De particular interés es la posibilidad de que UV-B (y algo de UV-A) crezca debido a la reducción de ozono estratosférico. La radiación solar UV que llega a la superficie de la Tierra depende de la latitud, de la elevación solar y, de las condiciones atmosféricas locales.

PROPAGACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR UV A TRAVÉS DE LA ATMÓSFERA TERRESTRE

a) *Procesos atmosféricos*

El espectro solar incidente se modifica profundamente cuando atraviesa la atmósfera terrestre, por absorción y dispersión cuando los fotones provenientes del Sol interactúan con moléculas atmosféricas y con partículas. La absorción elimina fotones de la radiación, mientras que el scattering simplemente cambia la dirección de propagación. Para la mayoría de las aplicaciones, la dispersión puede ser considerada elástica. La atenuación de la radiación solar directa está descrita por la ley de Beer-Lambert,

$$F_{dir}(z) = \mu_0 F_{\infty} e^{(-\tau/\mu_0)} \quad (1)$$

donde: $F_{dir}(z)$ es la irradiancia sobre una superficie horizontal en la altitud z ; μ_0 es el coseno del ángulo solar cenital θ_0 ; F_{∞} es la irradiancia extraterrestre medida perpendicularmente al rayo solar incidente; τ es la profundidad óptica vertical desde los límites superiores de la atmósfera hasta la altura z , y se computa como

$$\tau = \int_0^{\infty} n_j(z) \sigma_j dz \quad (2)$$

donde: n_j es la concentración dependiente de la altitud z (moléculas o partículas por cm^3) del gas j y de las partículas que atenúan radiación; σ_j es la sección transversal efectiva (cm^2 por molécula o partícula).

En general cada constituyente atmosférico (gas o partícula) puede dispersar y absorber radiación. En la práctica, para longitudes de onda UV-A, UV-B y visibles, la dispersión por gases es tan débil que, solamente moléculas de N_2 y O_2 la manifiestan. En cambio sólo unas pocas trazas de gases (O_3 , SO_2 , y NO_2) tienen absorción lo bastante fuerte como para requerir consideración. Para partículas más grandes (aerosoles y nubes), el scattering y la absorción pueden ser simultáneamente importantes, dependiendo de la distribución específica de tamaño y de la presencia de impurezas absorbentes, y se puede definir separadamente una sección transversal para absorción, σ_{abs} , y otra para scattering, σ_{sc} , de este modo $\sigma = \sigma_{abs} + \sigma_{sc}$. Para tales partículas, una medida microfísica de la importancia relativa del scattering versus la absorción está dada por un único *albedo de scattering*, ω_0 , definido como

$$\omega_0 \equiv \frac{\sigma_{sc}}{\sigma_{sc} + \sigma_{abs}} \quad (3)$$

Para las longitudes de onda que aquí interesan, los valores de ω_0 están en el rango de 0.999-0.9999 para nubes, y 0.8-0.99 para aerosoles (van der Hulst, 1957).

Una consideración adicional es el cambio en la dirección de propagación del fotón en un evento de scattering. Esto depende en gran medida del tamaño del dispersor. La representación matemática general de este cambio en la dirección está contenida en la función de fase, $P(\theta, \phi; \theta', \phi')$, la cual da la probabilidad de que un fotón incidente con coordenadas angulares (θ', ϕ') sea dispersado en la dirección (θ, ϕ) . La función de fase para fotones no polarizados dispersados por moléculas de aire está dado por (5), donde: $\Theta = \theta - \theta'$.

$$P(\Theta) = \frac{3}{4}(1 + \cos^2 \Theta) \quad (5)$$

La dispersión por partículas grandes es más compleja, y tiende a ser parcial hacia la dirección de avance. El factor de asimetría g está definido como el primer momento de la función de fase,

$$g \equiv \frac{1}{2} \int_{-1}^{+1} P(\Theta) \cos \Theta d(\cos \Theta) \quad (6)$$

y da una medida simple de la direccionalidad del scattering, $g = +1$ implica scattering completo hacia delante, $g = -1$ scattering completo hacia atrás, y $g = 0$ scattering isotrópico y Rayleigh. Para partículas con radio en el rango 3-30 μm , los valores de g caen cerca de 0.8 a 0.9, mientras que para partículas de aerosoles (típicamente ~ 100 nm de radio) se aplican valores de g menores (~ 0.5 a 0.7) (van der Hulst, 1957).

Eventualmente, cualquier radiación que reciba la superficie es absorbida o reflejada hacia la atmósfera. El albedo (reflectividad) de la superficie es generalmente dependiente de la longitud de onda y del ángulo de la luz incidente. Altos valores (0.5 a 1.0) son observados para hielo y nieve, pero son menores que 0.05 para vegetación en el rango de longitudes de onda del UV (Blumthaler and Ambach, 1988).

b) Transferencia Radiativa Monocromática

La radiancia (algunas veces llamada intensidad), $I(\tau, \theta, \phi)$, es la energía radiante que arriba desde la profundidad óptica τ desde un elemento de ángulo sólido centrado alrededor de la dirección angular (θ, ϕ) , por unidad de área, de tiempo y de ángulo sólido. La propagación de la radiación a través de un medio en el cual la absorción y el scattering están caracterizados por un albedo de scattering ω_0 y una función de fase P , está dado por la siguiente ecuación de transferencia radiativa (Chandrasekhar, 1960),

$$\begin{aligned} \cos \theta \frac{dI(\tau, \theta, \phi)}{d\tau} = & -I(\tau, \theta, \phi) + \frac{\omega_0}{4\pi} F_\infty e^{-\frac{\tau}{\cos \theta_0}} P(\theta, \phi; \theta_0, \phi_0) + \\ & + \frac{\omega_0}{4\pi} \int_0^{2\pi+1} \int_{-1}^{+1} I(\tau, \theta', \phi') P(\theta, \phi; \theta', \phi') d(\cos \theta') d\phi' \end{aligned} \quad (7)$$

donde θ_0 y ϕ_0 son las coordenadas angulares del rayo solar directo. El término negativo del miembro derecho representa la atenuación de la radiación a lo largo de su dirección de propagación (θ, ϕ) , mientras que los dos términos positivos representan fuentes para $I(\tau, \theta, \phi)$ desde el scattering del rayo solar directo y desde las radiancias propagándose en todas las direcciones. La naturaleza integro diferencial de la ecuación (7) complica su solución aún para un medio homogéneo, y es posible encontrar soluciones analíticas rápidas y aproximadas pueden ser aceptables sobre un rango de parámetros ópticos (por ejemplo τ , ω_0 y g) para condiciones atmosféricas típicas.

La atmósfera no es verticalmente homogénea, debido a la estratificación de sus constituyentes tal como el ozono (gran parte del cual reside en la estratósfera), nubes y aerosoles (estos se encuentran mayoritariamente en la troposfera), y contaminantes locales (mayoritariamente en las capas fronteras continentales). Esta complicación puede ser salvada subdividiendo la extensión vertical de la atmósfera en capas suficientemente delgadas de modo que cada una pueda ser considerada individualmente homogénea. Soluciones analíticas de capas adyacentes serán entonces acopladas y el sistema resultante de ecuaciones se resuelve numéricamente usando técnicas estándares, dando el campo de radiación en todas las alturas.

La cantidad de mayor interés para fotobiología es la radiación total que incide desde todas las direcciones sobre un blanco (la cual por supuesto depende de la forma del blanco). Para un blanco horizontal mirando hacia arriba tal como un radiómetro estándar, para obtener la irradiancia, la integración angular se pesa con el coseno de la dirección incidente (es decir, con el área del blanco proyectada), donde las contribuciones de la radiación directa y difusa fluyendo hacia abajo aparecen respectivamente en el primer y segundo término de la ecuación (8). La mayoría de los instrumentos UV miden la respuesta coseno de la irradiancia fluyendo hacia abajo (F).

$$F = F_{dir} + \int_0^{2\pi+1} \int_{-1}^{+1} I(\theta, \phi) \cos \theta d(\cos \theta) d\phi \quad (8)$$

El cálculo de transferencia radiativa puede ser repetido en forma espectral, teniendo en cuenta los parámetros ópticos dependientes de la longitud de onda, tales como F_{∞} , ω_0 , g , y el albedo superficial. La dependencia de la irradiancia respecto a la longitud de onda en la superficie de la Tierra, para cielo libre de nubes y de aerosoles, se muestra en la Figura 1. Notemos que la gran variación de la UV-B, es causada por la absorción de ozono progresivamente más fuerte en las longitudes de onda más cortas. Así, el rango espectral de longitud de onda unificada.

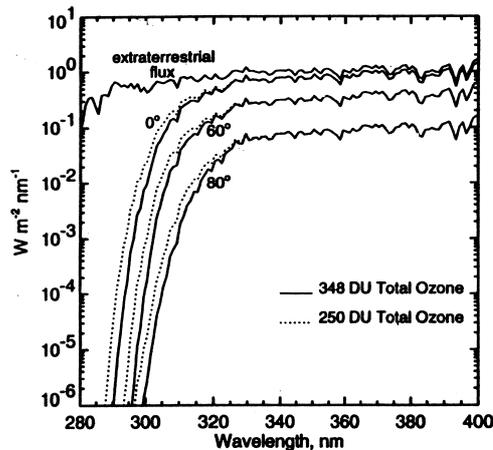


Figura 1. Irradiancia espectral en la superficie de la Tierra para diferentes ángulos cenitales (0° , 60° , y 80°) y niveles de ozono total (348 DU y 250 DU). La curva superior muestra la irradiancia extraterrestre, y las que se encuentran más abajo corresponden a ángulos cenitales de 0° , 60° , y 80° . Las líneas sólidas corresponden a 348 UD y las punteadas a 250 UD. Los datos para la irradiancia extraterrestre son de Van Hoosier y otros (1988) para longitudes de onda por encima de 350nm y de Neckel y Labs para longitudes de onda mayores a 350nm. (Fuente: Madronich and Flocke, 1997).

c) Variables ambientales

La radiación UV en la superficie de la Tierra es altamente variable. Son bien conocidos algunos factores geométricos tales como la órbita terrestre, la rotación, la variación anual de la distancia Tierra-Sol, las variaciones estacionales, diarias, y latitudinales del ángulo con el cual la luz del sol entra a la atmósfera. Mucho menos predecibles son las fluctuaciones en la composición atmosférica y en la reflectividad de la superficie. Relevamientos satelitales continuos de ozono, cubierta de nubes, albedo, etc, proveen promedios climatológicos globales, pero la variabilidad puede ser grande aún en cortas escalas temporales y espaciales.

La importancia de estos factores se ilustra en la Figura 2. La línea sólida gruesa muestra la transmisión atmosférica, definida como la relación entre la irradiancia espectral que llega a la superficie y la irradiancia espectral extraterrestre, para un conjunto de condiciones de referencia: cielo libre de nubes y de aerosoles, albedo superficial de 0.05, $\theta_0=30^\circ$ y columna de ozono de 300 UD. Las otras curvas muestran el efecto de cambiar cada uno de estos parámetros (el cambio es de a un parámetro por vez). Una disminución en la cantidad de ozono se traduce en un aumento de la transmisión en el rango UV-B, donde las sensibilidades biológicas son frecuentemente mayores. Por otra parte, los efectos de las nubes y los aerosoles son relativamente independientes de la longitud de onda. Las reflexiones superficiales, aunque no son observadas directamente por un instrumento mirando hacia arriba, puede incrementar la radiación difusa del cielo.

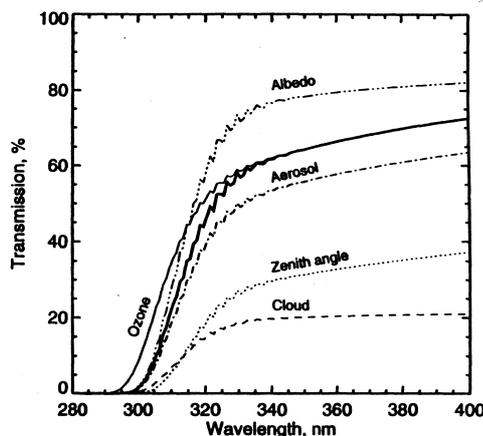


Figura 2. Transmisión espectral para diferentes condiciones atmosféricas. La línea sólida gruesa muestra la irradiancia calculada sobre una superficie para un ángulo cenital de 30° , cielo claro (es decir sin nubes ni aerosoles), columna de ozono de 300 UD, y albedo superficial de del 5%. Las líneas de trazo fino muestran el efecto de cambiar individualmente estas condiciones atmosféricas: El albedo superficial aumentó al 60%, la columna total de ozono se redujo a 150 UD, los aerosoles troposféricos aumentaron hasta disminuir la visibilidad a 10 km, el ángulo cenital aumentó a 60° , y la capa de nubes con una profundidad óptica de 32 entre los 5-7 km. (Fuente: Madronich and Flocke, 1997).

La Figura 2 muestra la sensibilidad de la radiación UV a cambios de varios factores individuales. Si varios de estos se cambian al mismo tiempo, el resultado neto puede ser más complejo que una simple superposición de efectos individuales.

ESTIMACIÓN TEÓRICA DE LA RADIACIÓN UV EN LA SUPERFICIE DE LA TIERRA

Los modelos de transmisión radiativa permiten la estimación espectral de la radiación solar ultravioleta (UV) que arriba a la superficie de la Tierra. La teoría de transferencia radiativa está bien establecida, pero la información atmosférica que se requiere como entrada de los modelos, (por ejemplo perfiles de ozono y de aerosoles), es aún incompleta. Cuando se combinan los modelos y las mediciones, se logra un entendimiento más acabado del complejo comportamiento de la radiación UV.

a) Descripción del modelo

El “*Tropospheric Ultraviolet-Visible Model (TUV)*” (versión 4.1) se usa en el rango de longitudes de onda comprendido entre 121 y 750 nm, para calcular irradiancia espectral, flujo actínico espectral, coeficientes de fotodisociación molecular, e irradiancia efectiva biológicamente (dosis, razón de dosis) (Madronich et al, 2001).

Entre las características del modelo *TUV*, se pueden mencionar las siguientes:

- Tiene incorporada la aproximación pseudo-esférica que resulta especialmente útil para dar un tratamiento mejorado del crepúsculo.
- Los coeficientes de fotodisociación molecular son dependientes de la presión y de la temperatura.
- Tiene cargadas varias funciones de peso y resulta sencillo cargar nuevas. Así modificando la subrutina *pbiol.f* se introdujo una nueva función de peso que simula la irradiancia medida por el fotómetro Eppley.
- Contiene grillas variables de longitud de onda y de altitud. Esto permitió integrar la irradiancia UV, en el rango de detección del radiómetro Eppley (295-285 nm), al modificar la subrutina *gridw.f*.
- Considera la absorción por oxígeno, ozono y dióxido de azufre. También evalúa la dispersión por aire, nubes, y aerosoles (Rayleigh y Mie). En particular en la subrutina *setaer.f* se ajustaron los valores del albedo de scattering (ω_0 , dado en la ec. 3) y del factor de asimetría (g , ec.6). También se modificó la subrutina *setalb.f* para poder entrar el valor del albedo superficial que correspondiera.

El lenguaje en el que está escrito el TUV es el FORTRAN estándar 77 que funciona dentro de un ambiente de UNIX. Se ha realizado ya la conversión a otros sistemas operativos (McIntosh, Windows 95/98/nt). El programa se puede obtener en el sitio Web www.acd.ucar.edu/TUV.

b) Variación de parámetros del TUV

Para analizar la sensibilidad del TUV a la variación de aerosoles, ozono y albedo superficial, se trabajó en un día determinado. Se simuló la salida del fotómetro Eppley para variaciones de cada parámetro por vez. Los resultados se exhiben en la Figuras 4 (a) y (b), 5 a) y b). En dichas Figuras se ha mantenido el albedo superficial constante (0.02) y, el valor de ozono (306 UD) es el correspondiente al promedio mensual para San Luis. En estas Figuras se llama “D” a la diferencia relativa porcentual entre los datos medidos y los modelados al mediodía solar, es decir D es la máxima diferencia porcentual entre experimento y simulación.

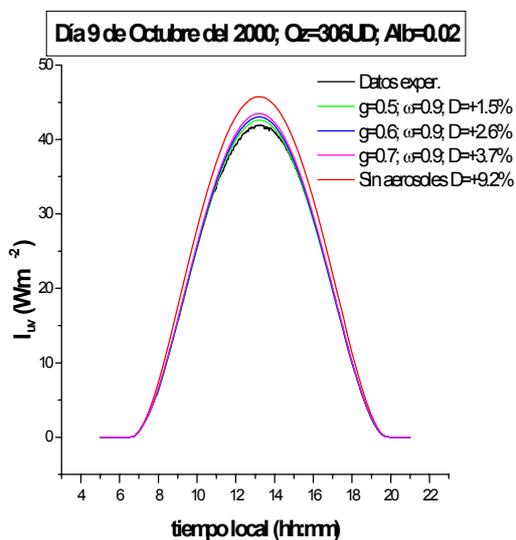


Figura 3 a). Variación del factor de asimetría g , manteniendo ω_0 , albedo y ozono constantes.

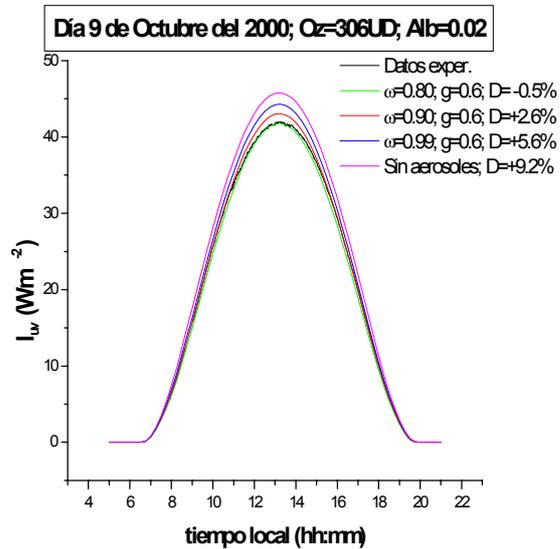


Figura 3 b). Variación de ω_0 , manteniendo g , albedo y ozono constantes.

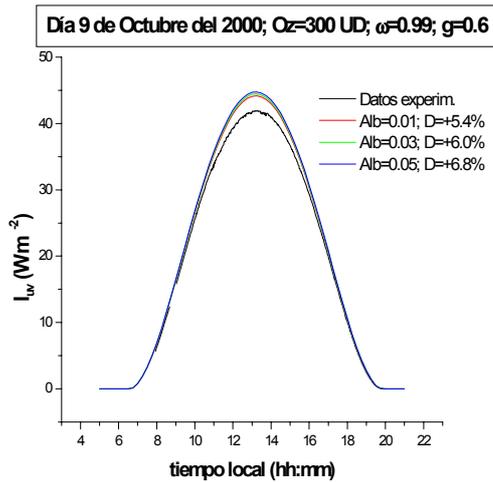


Figura 4 a). Variación del albedo superficial, manteniendo aerosoles y ozono constantes.

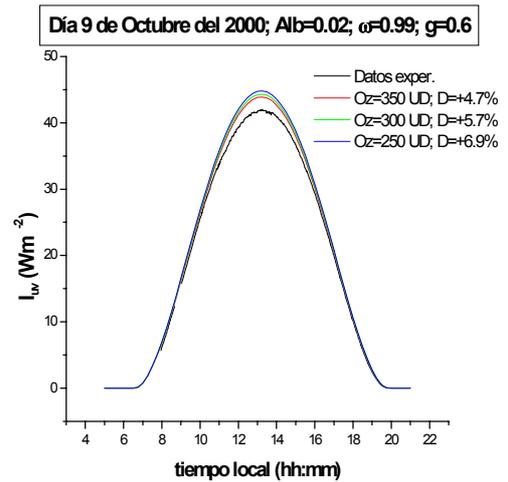


Figura 4 b) Variación de ozono, manteniendo aerosoles, albedo superficial y ozono constantes.

De la Figura 3 a) se infiere que al variar el factor de asimetría g entre 0.5 y 0.7 se produce un aumento de la irradiancia modelada, traduciéndose en una variación de D entre 1.5% y 3.7%. Por lo tanto un cambio del 40% en g se traduce en un 2.2% en D . De la Figura 3 b) se desprende que al aumentar ω_0 en un 24%, D aumenta en un 6.1%. En ambas gráficas se observa la curva correspondiente a la opción sin aerosoles y, en este caso D alcanza su máximo valor con 9.2%.

En la Figura 4 a) se presenta el resultado de variar el valor del albedo superficial para valores de Ozono, g y ω_0 constantes. Al aumentar el valor del albedo en un 400%, D aumentó en un 1.4%. También se puede apreciar en esta gráfica que la variación de la irradiancia modelada con el valor del albedo es muy débil. En la Figura 4 b) se exhiben los resultados de la salida del TUV al variar la cantidad de ozono. Al aumentar el Ozono de 250 UD a 350 Ud (un 40%) la irradiancia UV disminuye de tal manera que D baja de 6.9% a 4.7% (un 2.2%) .

5.4.3 Comparación entre medidas y simulación.

Con la intención de analizar el ajuste del modelo a los datos experimentales y, considerando que el 90% de la radiación se recibe durante las dos horas del mediodía solar, se decidió testear estadísticamente el comportamiento del modelo a lo largo del día. De esta manera se pueden analizar separadamente cada uno de los tres intervalos característicos siguientes: 1) el pico de radiación, de 12 a 14 hs; 2) radiación moderada, de 10 a 12 hs y de 14 a 16 hs; 3) baja radiación, de 8 a 10 hs y de 16 a 18 hs.

Se compararon las irradiancias registradas durante los 32 días claros que ocurrieron en el período analizado (octubre del 2000 a julio del 2001), con sus respectivas simulaciones. A lo largo de cada día claro se calcularon los residuos como la diferencia entre el dato medido y el dato simulado. Algunos de los resultados obtenidos se muestran en la Figura 5a) b) hasta la Figura 8 a) b).

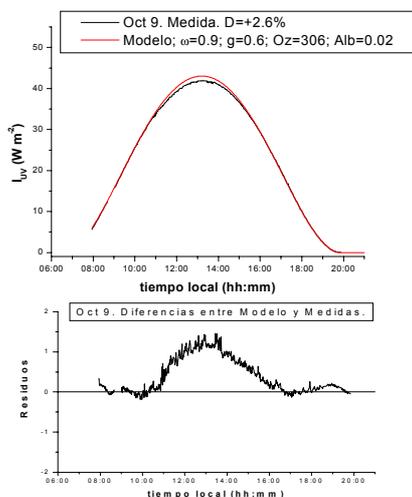


Figura 5 a) Mejor ajuste logrado para el día 9 de Octubre del 2000. b) Diferencias a lo largo del día entre datos medidos y simulados.

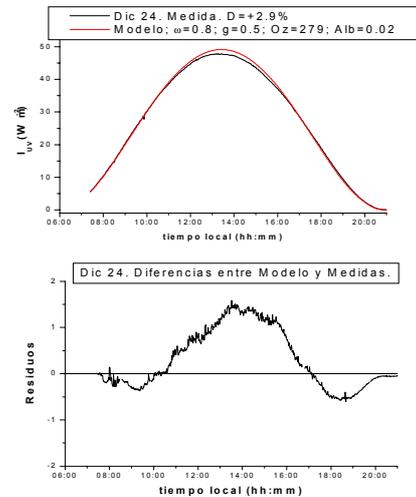


Figura 6 a) Mejor ajuste logrado para el día 24 de Diciembre del 2000. b) Diferencias a lo largo del día entre datos medidos y simulados.

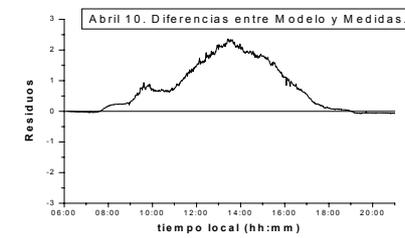
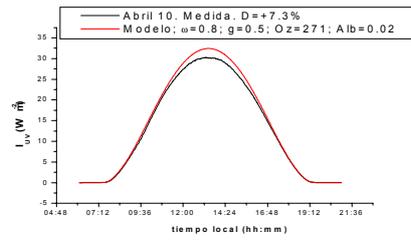
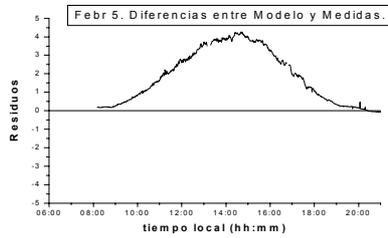
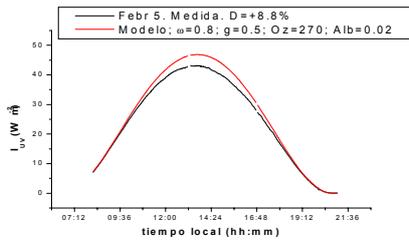


Figura 7 a) Mejor ajuste logrado para el día 4 de Febrero del 2001. b) Diferencias a lo largo del día entre datos medidos y simulados.

Figura 8 a) Mejor ajuste logrado para el día 10 de Abril del 2001. b) Diferencias a lo largo del día entre datos medidos y simulados.

En las Figuras anteriores se observa que el modelo, durante las horas de máxima radiación siempre sobreestima a los valores de irradiación UV, llegando la diferencia D a su máximo valor (8.8%) en febrero (ver Figura 7a)). Para este día 5 de Febrero, la mejor simulación se logra con los mayores parámetros de aerosoles. También sobreestima, pero en menor grado, los valores en las horas de radiación moderada. En cambio en el período de baja radiación a veces subestima (como en diciembre, Figura 6 b) y, otras sobreestima levemente (febrero y abril, Figuras 7b y 8b). También se da el caso, como en octubre (Figura 5b), en que el modelo predice con bastante precisión la radiación UV en San Luis, en el intervalo de las bajas radiaciones.

CONCLUSIONES

Los modelos no pueden ser más precisos que datos de entrada que ellos usan. Las incertezas en los datos espectrales (irradiancias espectrales extraterrestres, secciones transversales de absorción, etc), en la composición de la atmósfera (ozono, nubes, etc.), y en la topología y reflectividad de la superficie, son todos los grandes componentes de cualquier error de los modelos utilizados. Se introducen incertezas adicionales debido a la necesidad de eficiencia computacional. Estos pueden incluir varias aproximaciones a la verdadera solución de la ecuación de transferencia radiativa (ec. 7). Resulta difícil decidir, en general, si las aproximaciones que resultan de la modelización son mayores que las incertezas que resultan de los datos de entrada. La experiencia de los últimos años ha mostrado que si el estado del cielo está extremadamente bien caracterizado (libre de nubes, libre de contaminantes, con medidas auxiliares del perfil de ozono, de la reflectividad superficial, etc) el acuerdo entre medidas y modelo es razonable, ~5% en el rango 320-400 nm y ~10% en 300-320, y es similar al acuerdo encontrado entre modelos diferentes, y entre medidas diferentes (McKenzie et al., 1993; Gardiner et al., 1993).

Atendiendo al hecho de no contar con perfiles de ozono para San Luis sino sólo con valores medios mensuales, ni tampoco con mediciones de albedo superficial en este rango de longitudes de onda, tampoco se han cuantificado los coeficientes relacionados a los aerosoles atmosféricos, bajo estas condiciones de trabajo podemos afirmar que el TUV calcula la radiación UV en San Luis de forma bastante satisfactoria.

REFERENCIAS

- Blumthaler M. and W. Ambach, *Solar UVB-albedo of various surfaces*, Photochem. Photobiol., 48, 85-88, 1988.
- Chandrasekhar S., *Radiative Transfer*, Dover, New York, 1960. Blumthaler M. and W. Ambach, *Solar UVB-albedo of various surfaces*, Photochem. Photobiol., 48, 85-88, 1988.
- Gardiner et al., European intercomparison of ultraviolet spectroradiometers, Environ. Teach., 25-43, 1993.
- Madronich S. and S. Flocke, Theoretical estimation of biologically effective UV radiation at the Earth surface, in *Solar Ultraviolet Radiation - Modeling, Measurements & Effects* (C.S. Zerefos and F. Bais, eds.) NATO ASI Series I: Global Environmental Change, Vol. 52, 23-48, Springer-Verlag, Berlin, 1997.
- Madronich S., S. Flocke, J. Zeng, I. Petropavlovskikh, TUV manual, <http://www.acd.ucar.edu>, abril 2001.
- Van der Hulst H. C., *Light Scattering by Small Particles*, Dover, New York, 1957.