

COMPARACIÓN DE DATOS DE IRRADIANCIA SOLAR DIRECTA ESPECTRAL CONTRA ESTIMACIONES HECHAS CON EL MODELO SPECTRAL2

Héctor Suárez^{1,2}, Germán Salazar^{1,2}, Pilar Utrillas³, Anna Esteve³, José Antonio Martínez Lozano³
¹INENCO

²Departamento de Física – Facultad de Ciencias Exactas – U.N.Sa.
Avda. Bolivia 5150 – CP A4408FVY – Salta Capital – Salta - Argentina
Tel./Fax +54-387-4255489

e-mail: galosuarez@gmail.com, salazarg@unsa.edu.ar

³Grupo de Radiación Solar- Dpto. Física de la Tierra y Termodinámica
Facultad de Física - Universitat de València
c/Dr. Moliner, 50 - 46100 – Valencia - España

RESUMEN: En este trabajo se compararon medidas de irradiancia solar directa espectral tomadas con un espectroradiómetro LICOR Li-1800, contra estimaciones hechas por el modelo SPECTRAL2. Se evaluó la respuesta del modelo, principalmente del AOD₅₀₀, contra datos espectrales medidos de los que se dispone del valor de α y β de Ångström (turbidez atmosférica). En las próximas campañas de medición de irradiancia solar directa espectral a desarrollarse en el NOA argentino, este modelo se utilizará para extraer información de los espectros de irradiancia solar.

Palabras clave: irradiancia espectral, directa, SPECTRAL2.

INTRODUCCIÓN

El estudio espectral de la radiación solar resulta de interés ya que es en este campo donde se observan las atenuaciones en la radiación electromagnética solar producidas por los compuestos atmosféricos como el vapor de agua, el ozono, el oxígeno, los aerosoles y la mezcla de los demás gases.

La ecuación de Lambert-Beer, que establece la atenuación de la radiación electromagnética al atravesar una sustancia, se define para gases como (Platt, 2001)

$$I(\lambda) = I_0(\lambda).e^{-L.n.\sigma(\lambda)} \quad (1)$$

donde $I(\lambda)$ es la radiación atenuada, $I_0(\lambda)$ es la radiación inicial o sin atenuar, L es la longitud de camino óptico, $\sigma(\lambda)$ es la sección transversal del gas (que identifica a cada especie) y n es la concentración del mismo. Si a la expresión $L.\sigma(\lambda).n$ se la denomina $\tau(\lambda)$, entonces la ecuación 1 se puede escribir como

$$I(\lambda) = I_0(\lambda).e^{-\tau(\lambda)} \quad (2)$$

De esta ecuación se deduce que

$$\tau(\lambda) = \ln\left(\frac{I_0(\lambda)}{I(\lambda)}\right) = -\ln\left(\frac{I(\lambda)}{I_0(\lambda)}\right) = L.n.\sigma(\lambda) \quad (3)$$

a $\tau(\lambda)$ se lo llama *espesor óptico espectral*. Esta ecuación caracteriza al efecto de atenuación que se produce cuando la radiación solar atraviesa la atmósfera: atenuación debida a absorción y dispersión.

Considerando específicamente que las radiaciones incidente y atenuada son solares, la ecuación 2 puede escribirse como

$$G(\lambda) = G_0(\lambda).e^{-\tau_\lambda.m_a} \quad (4)$$

donde $G(\lambda)$ es la irradiancia solar directa registrada en tierra, $G_0(\lambda)$ es la irradiancia solar extraterrestre, τ_λ es el coeficiente de absorción y dispersión y m_a es la masa de aire (relacionada con el camino óptico). Las ecuaciones 2 y 4 son las mismas, solo que están escritas de manera diferente.

Se define el significado de los términos “absorción” y “dispersión” como se usarán en este trabajo (Iqbal, 1983):

- **Absorción:** el fenómeno de absorción ocurre por efectos cuánticos de la interacción de la radiación electromagnética (E.M.) con la materia. Considerando la dualidad *onda-partícula* en las radiaciones E.M., un cuanto (o quanta) con energía $E = n.h.v$, asociado a la radiación incidente, es absorbido por un átomo o molécula, para luego ser re-emitido en todas direcciones. Debe notarse que existe una quita de energía en el espectro electromagnético. El efecto de esta re-emisión es que en la/s zona/s del espectro EM donde ocurre, disminuye su energía por longitud de onda. La disminución varía según sea la energía E del cuanto y la concentración del agente absorbedor.

- **Dispersión:** la dispersión ocurre cuando la radiación es desviada de trayectoria por partículas (moléculas gaseosas, aerosoles y micro gotas de agua). No hay quita de energía en el espectro E.M., sino un re-direccionamiento de la misma. Según el tamaño de las partículas, la dispersión se subdivide en dispersión de Rayleigh y en dispersión de Mie. La primera es debida a partículas del tamaño de una molécula (diámetro al menos igual a 0.1 veces la longitud de onda incidente) y la segunda a partículas de mayor tamaño (diámetro entre 0.1 y 10 veces la longitud de onda incidente).

El espesor óptico espectral, separando los términos de absorción y dispersión tipo Rayleigh y Mie, puede escribirse como

$$\tau(\lambda) = \ln\left(\frac{G_0(\lambda)}{G(\lambda)}\right) = L \cdot (\sigma(\lambda) \cdot n + \epsilon^R(\lambda) \cdot n_{\text{aire}} + \epsilon^M(\lambda) \cdot n_{\text{aire}}) \equiv \equiv m_a \cdot (\sigma(\lambda) \cdot n + \tau^R + \tau^M) \quad (5)$$

En Óptica Atmosférica es más común ver expresadas estos términos como coeficientes de transmitancias (Gueymard, 1995; Bird y Riordan, 1986). Los coeficientes de transmitancia de Rayleigh y de Mie se definen como (Iqbal, 1983)

$$T^R(\lambda) = e^{-0.008735\lambda^{-4.08} \cdot m_a} \quad (6)$$

$$T^M(\lambda) = e^{-\beta \cdot \lambda^{-\alpha} \cdot m_a} \quad (7)$$

donde $T^R(\lambda)$ es la transmitancia espectral de Rayleigh y $T^M(\lambda)$ es la transmitancia espectral de Mie. Nótese que $T^R(\lambda) = e^{-\tau^R \cdot m_a}$ y que $T^M(\lambda) = e^{-\tau^M \cdot m_a}$.

En la definición de transmitancia espectral de Rayleigh, y en la de Mie, se utilizó la ecuación de turbidez de Ångström, en cuya expresión existe un coeficiente β relacionado con la concentración de los aerosoles (sus valores suelen estar entre 0 y 0.5) y un coeficiente α que está relacionado con el tamaño de las partículas (suele considerarse 1.14, pero pueden variar entre 1 y 4).

La Ley de Ångström se expresa como

$$\tau = \beta \left(\frac{\lambda}{\lambda_0} \right)^{-\alpha} \quad (8)$$

donde λ_0 es una longitud de onda de referencia. Para la Ley de Ångström se considera $\lambda_0 = 1 \mu\text{m}$. Esta también se denomina *ecuación de turbidez de Ångström*. Para el caso de dispersión, la definición de τ en la ecuación 8 es la del *Aerosol Optical Thickness* o *Aerosol Optical Depth* (AOD); en castellano, *Espesor Óptico de Aerosol*. El AOD ya se había definido como espesor óptico espectral, solo que esa definición era más general e involucraba conjuntamente los efectos de absorción y de dispersión. La definición del AOD hace referencia a dispersión por aerosoles de cualquier tamaño, aunque generalmente se considera un tamaño tal que $\alpha = 1.13$.

Es común agregar al termino AOD un numero, indicando la longitud de onda a la que se esta midiendo. Desde el punto de vista de la ecuación 8, sería el λ . Así, AOD_{500} indica que es el espesor óptico de aerosoles a 500 nm, respecto de la $\lambda_0 = 1000$ nm (igual a $0.1 \mu\text{m}$). Nótese que $AOD_{1000} = \beta$.

EL MODELO SPECTRAL2

El modelo fue desarrollado en el Solar Energy Research Institute (SERI) y presentado en el trabajo de Bird y Riordan (1986). El archivo Excel con el modelo se encuentra disponible en la página web del National Renewable Energy Laboratory (NREL).

Es un modelo espectral simple para estimar irradiancia directa y difusa sobre superficies horizontales y/o inclinadas, en la superficie terrestre bajo condiciones de día claro. Básicamente los cálculos del modelo se dividen en dos partes:

- a) Cálculo de irradiancia directa normal, donde se contemplan los efectos de la dispersión de Rayleigh, dispersión por aerosoles, absorción de vapor de agua, absorción de ozono y absorción de mezcla uniforme de gases.
- b) Cálculo de irradiancia difusa, donde se diferencia la irradiancia difusa para una superficie horizontal y para una superficie inclinada.

Define la irradiancia solar directa en una superficie normal en la dirección normal al Sol, a nivel de la superficie, para una longitud de onda λ , como

$$I_{d\lambda} = H_{0\lambda} D T_{r\lambda} T_{a\lambda} T_{w\lambda} T_{o\lambda} T_{u\lambda} \quad (11)$$

donde $H_{0\lambda}$ es la irradiancia extraterrestre, para longitud de onda λ , para la distancia media Sol-Tierra.
 D es el factor de corrección de la distancia media Sol-Tierra.
 $T_{r\lambda}$ es la función de transmitancia de dispersión molecular (Rayleigh) para la atmósfera, a longitud de onda λ .
 $T_{a\lambda}$ es la función de transmitancia para la atenuación por aerosol para la atmósfera, a longitud de onda λ .

$T_{w\lambda}$ es la función de transmitancia para la absorción por vapor de agua para la atmósfera, a longitud de onda λ .
 $T_{o\lambda}$ es la función de transmitancia para absorción de ozono en la atmósfera, a longitud de onda λ .
 $T_{u\lambda}$ es la función de transmitancia para la absorción por mezcla homogénea de gases para la atmósfera, a longitud de onda λ .

Para calcular la componente normal al piso de la irradiancia directa se debe multiplicar la ecuación 11 por el $\cos \theta_z$ (ángulo cenital), es decir, por el coseno del ángulo cenital. En este trabajo no se analizará las características de estimación de la radiación difusa.

Los aspectos más destacables del SPECTRAL2 son: contiene su propio modelo de transmitancia de aerosoles y el espesor óptico de aerosoles AOD, que define la turbidez de la atmósfera, está considerado para la longitud de onda de referencia $\lambda_0 = 500 \text{ nm}$ ($0.5 \mu\text{m}$). Es decir, el AOD de este modelo no es igual al coeficiente β de Ångström, que está definido como el AOD a la longitud de onda de referencia de 1000 nm ($1 \mu\text{m}$).

USER INPUTS		RANGE	SRC	Interm. Parameters	
Fixed Tilt	0	0.01-0.5	0.27	AM=	1.1778
Slope	14	1.14	1.14	AMP=	1.0231
Press	44	0.2-0.9	0.2	Declinatic	-7.499
Time Zone	1	0.1-0.35	0.34	Eqtime	-12.724
Albedo	0.34	0-90	48.3	Zrad=	0.5582
Zenith ang	32	0.01-9.0	1.42	DAYANG	1.0329
Precip H2O	1.42	0.65	0.65	AMOZ=	1.1774
ASYM	0.65	0-90	11.3	RadVec=	1.0185
AOD	32	0-90	37	Hour Ang	28.22
Slope	0	0-1030	1013	Zen Deg	31.98
Press	880	1-365		Cos (AO)	0.88
Omega	61	0.945		Solar Azi	242.27
OmegaP	0.945	0.095			
OmegaP	0.095				
FIXED MODEL DATA					
EST O3	um	ETR	Water Abs	O3 Abs	Uni Abs
function of lat, long and day	0.300	535.9	0	10	0
	0.305	558.3	0	4.8	0
	0.310	622	0	2.7	0
LAT	0.315	692.7	0	1.35	0
	-24.7	0.320	715.1	0	0.8
LONG	0.325	832.9	0	0.38	0
	-95.4	0.330	961.9	0	0.16
Lambda	0.335	931.9	0	0.075	0
	-1	0.340	900.6	0	0.04
Estimated OZONE (Heuklon)	0.345	911.3	0	0.019	0
	0.350	975.5	0	0.007	0
	0.360	975.9	0	0	0
	0.266	0.370	1119.9	0	0

Figura 1. Modelo SPECTRAL2, tal como se lo ve en EXCEL. Todas las celdas pintadas de verde son los datos a ingresar para que el modelo realice su estimación.

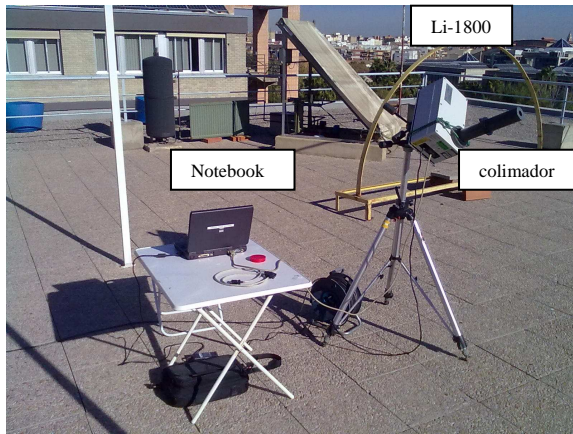
En la Figura 1 se aprecia cuántas y cuáles son las variables que deben ingresarse al modelo. El modelo estima el valor de la componente directa y de la componente difusa por separado para luego sumarlas (previo paso de multiplicar la directa por el coseno del ángulo cenital). Así, deben ingresarse la latitud y la longitud del lugar, la inclinación y el azimut (para superficies inclinadas), el AOD₅₀₀, el coeficiente α de Ångström, el espesor de ozono, el albedo, la presión atmosférica y el día juliano.

Para este estudio se tomaron algunas variables como constantes, por tratarse de estimaciones para un mismo día, a saber:
Fixed Tilt = 0, lo que indica una superficie plana sin ninguna inclinación.
Slope = 0, lo que indica también que se trata de una superficie plana sin inclinación.
Press = 1013, lo que indica que se trata de un sitio con presión atmosférica propia de un sitio a nivel del mar. Es precisamente esta variable la que hace referencia a la altitud del sitio donde se mide.
Nday = 42, correspondiente al 11 de febrero.
Albedo = 0.3
LAT = 39.47, la latitud de Valencia.
LONG = -0.42, la longitud de Valencia.

La variable *Precipit H2O* se estimó haciendo coincidir las gráficas en la región de los 930 nm.

LOS DATOS

Los datos que se compararon fueron irradiancia espectral solar directa, tomadas con un espectroradiómetro LICOR® Li-1800 al que se le agregó un colimador que permite solo el ingreso de radiación en un ángulo de 4° al espectroradiómetro. Los datos que se analizan en este trabajo se tomaron el día 11/2/2011 en la ciudad de Valencia (España), con el equipo que se observa en la Figura 2a. Debe destacarse que las mediciones espectrales realizadas con este instrumento son exactas, ya que el aparato está debidamente calibrado contra patrones internacionales.



a) *Figura 2a. Fotografía del sistema completo de adquisición de datos. Lo componen un espectroradiómetro LICOR Li-1800, un colimador y una notebook con puerto serie RS-232 DB25. 2b) Fotómetro solar CIMEL 318, de la estación AERONET sita en Valencia.*

Los datos medidos de α y β de Ångström se obtuvieron de la estación AERONET (en.wikipedia.org/wiki/AERONET) que está en Valencia, la que utiliza un fotómetro solar CIMEL 318 (como todas las estaciones de la red AERONET). Se usó además un ozonómetro portátil MICROTOPS II® de Solarlight Company Inc, para medir espesor de ozono y AOD₁₀₂₀ para tener otra fuente de datos para comparar. Debe destacarse que todo este equipamiento está calibrado bajo patrones internacionales por lo que los resultados de las mediciones son muy exactos.

En la Figura 3 se muestran los resultados obtenidos, siguiendo la metodología que se describe a continuación:

- Se introduce la hora y los minutos (anteriormente ya se había introducido el día del año).
- se introducen los datos medidos de ozono y coeficiente α (los demás son los valores constantes que se mencionaron antes).
- Se varía el valor del AOD₅₀₀ hasta que los espectros medidos y estimado coincidan.

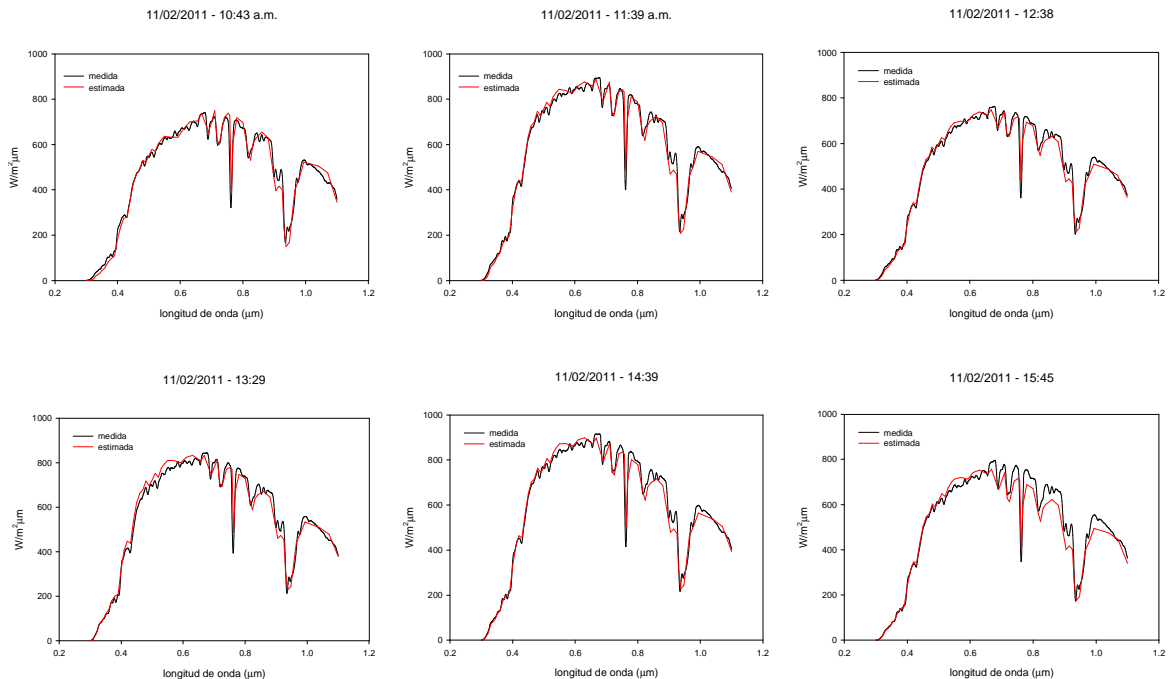


Figura 3. Espectros de irradiancia solar directa medidos (línea negra) y estimados con SPECTRAL (línea roja). La irradiancia espectral directa se midió cada 1 hora aproximadamente. Se han agregado los espectros de irradiancia solar directa estimados con el SPECTRAL2

En la Tabla 1 se muestran los valores de AOD, α y β utilizados en este trabajo. El AOD₁₀₂₀ que se midió con MICROTOPS es muy próximo, por definición al β de Ångström. El α y β medidos por el fotómetro solar de la estación AERONET son los más precisos, por ser el resultado de mediciones bajo condiciones estandarizadas. El AOD₅₀₀ del SPECTRAL2 es el que hace que las gráficas coincidan. A partir de allí, se despeja β partiendo de la ecuación 8.

día	hora	AOD ₁₀₂₀ MICROTOPS	β _{AERONET}	α _{AERONET}	AOD ₅₀₀ SPECTRAL	β _{SPECTRAL}
11-feb-11	10:43:00	0.17	0.16	1.28	0.41	0.17
11-feb-11	11:39:00	0.14	0.14	1.29	0.35	0.14
11-feb-11	12:38:00	0.18	0.21	1.29	0.54	0.22
11-feb-11	13:29:00	0.17	0.19	1.19	0.44	0.19
11-feb-11	14:39:00	0.12	0.15	1.25	0.35	0.15
11-feb-11	15:45:00	0.12	0.17	1.02	0.35	0.15

Tabla 1. Valores de los AODs, α y β de Ångström para los datos medidos y estimados el 11 de febrero de 2011 en la ciudad de Valencia. El AOD₅₀₀ del SPECTRAL2 es el valor que hace coincidir las gráficas longitud de onda vs. irradiancia espectral.

Existieron varios aspectos a destacar de este análisis:

- El SPECTRAL2 calcula solo 66 longitudes de onda entre 300 nm y 1100 nm. La distribución de esas longitudes de onda es correcta para poder dibujar una línea, tal y como se puede apreciar en las gráficas de la Figura 3.
- La cantidad de agua precipitable que mejor se acomoda a los datos medidos se encuentra rápidamente, observando el pico de absorción de la longitud de onda de 930 nm.
- Las mediciones realizadas con el ozonómetro MICROTOPS II requieren que el aparato se apunte directamente al Sol por un periodo de tiempo de al menos 15 segundos, para que el mismo realice las mediciones de ozono y AOD₁₀₂₀. Si durante ese periodo no se logró una alineación satisfactoria, pueden aparecer errores en los valores medidos. Esto podría explicar el RMSE entre los valores AOD₁₀₂₀ con los β de AERONET (RMSE = 0.03), mientras que la diferencia entre los β de AERONET y los estimados a partir de los AOD₅₀₀ de SPECTRAL2 es mucho menor (RMSE = 0.01)
- Todas las estimaciones sufren solo variaciones pequeñas reemplazando el valor real del coeficiente α por 1.13. Esto permitiría realizar estimaciones de β usando ese valor de α .
- El modelo SPECTRAL2 es mucho más sencillo de utilizar que otros (SMARTS 2.9.5 de Gueymard, (1995), por ejemplo) y permite tener una muy buena aproximación de los datos reales. Esta es su mejor característica.
- En caso de no disponerse de datos medidos de Ozono, puede optarse por dos alternativas: usar la estimación que brinda el modelo (Van Heuklon, 1978) o bien buscar el valor en la página de internet del Total Ozone Mapping Spectrometer (http://jwocky.gsfc.nasa.gov/teacher/ozone_overhead_v8.html).

CONCLUSIONES

En este trabajo se han comparado datos de irradiancia solar espectral directa, medida con un espectroradiómetro LICOR Li-1800, contra estimaciones hechas con el modelo SPECTRAL2. Los resultados indican que el modelo SPECTRAL2 es una muy buena herramienta para estimar datos como lo son los coeficientes α y β de Ångström, los que están relacionados a la turbidez atmosférica. Permite además estimar la cantidad de agua precipitable.

En las próximas campañas de medición de irradiancia solar directa espectral a desarrollarse en el NOA argentino, se utilizará este modelo para extraer información de los espectros solares.

REFERENCIAS

Platt U. (2001) "Air Monitoring by Differential Optical Absorption Spectroscopy". Contribution to the Encyclopedia of Analytical Chemistry (EAC), Instrumentation and Applications, John Wiley and Sons.

Iqbal M. (1983) An Introduction to Solar Radiation. Academic Press.

Gueymard C. (1995) "SMARTS2, A simple model of the atmospheric radiative transfer of sunshine: algorithms and performance assessment". Florida Solar Energy Center/University of Central Florida. FSEC-PF-270-95

Bird R., Riordan C. (1986) "Simple Solar Spectral Model for Direct and Diffuse Irradiance on Horizontal and Tilted Planes at the Earth's Surface for Cloudless Atmospheres". Am. Met. Soc. Vol.25. pp. 87-97.

Van Heuklon, T.K. (1978) "Estimating Atmospheric Ozone for Solar Radiation Models" Solar Energy Vol 22 pp 63-68.

ABSTRACT

This study compared data from direct spectral solar irradiance measured with a spectroradiometer LICOR Li-1800, against SPECTRAL2 model estimates. The results indicate that the model SPECTRAL2 is a very good tool to estimate data such as Ångström α and β coefficients, which are related to the atmospheric turbidity. It also allows estimating the amount of precipitable water. In the coming campaigns to measure direct solar irradiance spectrum in the Argentine Northwest, this model will be used to extract information from the solar irradiance spectra.

Keywords: spectral irradiance, direct, SPECTRAL2.