

## ESTIMADOR FÍSICO DE IRRADIANCIA SOLAR DE CIELO CLARO ADAPTADO PARA ALTITUDES VARIABLES EN AMÉRICA DEL SUR

Juan C. Ceballos<sup>1,2</sup>, Simone M.S. da Costa<sup>1,2</sup>, Hallan S. Jesus<sup>2</sup>, Jorge Forciniti<sup>3</sup>,  
María L. Molina<sup>4</sup>, Martín Leal<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Divisão de Satélites e Sensores Meteorológicos - DISSM/Coordenação Geral de Ciências da Terra – CGCT, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, Cachoeira Paulista, Brasil

<sup>2</sup> Grupo de Pesquisa G-STAR - DISSM/CGCT/INPE, Brasil  
Teléfono 55 12 3208 8750 - email [j.cebal33@gmail.com](mailto:j.cebal33@gmail.com)

<sup>3</sup> Sección Agrometeorología, Estación Experimental Agroindustrial Obispo Colombes.  
CC N° 9 (4101) Las Talitas –Tucumán – Argentina

<sup>4</sup> Laboratorio de Ionosfera, Atmósfera Neutra y Magnetosfera – LIANM, Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología, Universidad Nacional de Tucumán - Tucumán – Argentina

**RESUMEN:** Se describe la estructura y parametrizaciones de un modelo físico de estimación de irradiancia solar global (GHI) para cielo claro, denominado GL0.2, que integra el efecto de ozono y columna de vapor de agua, así como la influencia de la altitud de la localidad considerada. Las variables fundamentales son la presión en superficie, el agua precipitable y la presión atmosférica ponderada con el perfil vertical de humedad. Estas variables pueden ser extraídas del reanálisis de campos meteorológicos accesible en internet. Usando datos (irradiancias G) de estaciones del Noroeste argentino y Norte chileno con altitudes de hasta 4000 m, comparaciones iniciales con los ciclos diarios de irradiancia son promisoras. Los resultados sugieren desviaciones  $\delta G = GL0.2 - G$  de  $10-50 \text{ W m}^{-2}$  durante el ciclo diario, con desviación media diaria y desvío estándar de  $-1 \pm 11 \text{ W m}^{-2}$  para piranómetros de precisión y  $+22 \pm 8 \text{ W m}^{-2}$  para solarímetros usuales.

**Palabras clave:** irradiancia solar, Noroeste Argentino, Norte Chile, modelado

### INTRODUCCIÓN

Estimadores de radiación solar con cielo claro son de gran importancia como referencia para modelos complejos que incluyan elementos atmosféricos adicionales como aerosoles, nubes y otros gases; por ellos mismos, son de gran valor en el diagnóstico de potencial energético local. Existe un gran número de algoritmos para estimar radiación solar en cielo claro, desde los clásicos simplificados como ASHRAE (Barbaro et al. 1988) hasta parametrizaciones de métodos complejos de evaluación (Gueymard 1989). Compilaciones de numerosos algoritmos se encuentran en Iqbal (1984) y Antonanzas-Torres et al. (2019). Sin embargo, deben ser anotadas dos limitaciones usuales: por un lado, los modelos en si suelen ser desarrollados y testeados para locales de baja altitud, con parametrizaciones que dependen de condiciones atmosféricas locales; por otro lado, mediciones necesarias para validarlos en locales elevados son escasas. Regiones orográficamente complejas como los Andes, con evidente potencial en energía solar, exhiben esa limitación. Para el Noroeste Argentino y Norte de Chile, pueden ser mencionados modelos semiempíricos como el ARG-P (Salazar et al., 2010) o el presentado por Ortiz et al. (2010), así como comparaciones con modelos internacionales (Checura Díaz et al., 2012). Modelos físicos son (con limitaciones) directamente aplicables a cualquier región, desde siempre que algunos parámetros atmosféricos estén disponibles: el de Lacis y Hansen (1974) es un ejemplo. El modelo GL0 (Ceballos, 2000) se deriva parcialmente de este último para estimar radiación dispersada/absorbida por atmósfera limpia, pero su comportamiento es adecuado para bajas altitudes. En este trabajo describimos una versión GL0.2 diseñada de forma independiente de modelos previos, capaz de describir la



irradiancia solar en condiciones de cielo claro y en altitudes variables, y presentamos algunas comparaciones preliminares con medidas regionales.

## EL MODELO DE CIELO CLARO GL0.2

La Figura 1 ilustra el espectro solar con la atenuación de irradiancia GHI provocada por dispersión Rayleigh y absorción por vapor de agua (H<sub>2</sub>Ov). La absorción por ozono (O<sub>3</sub>) se concentra especialmente en el espectro UV en  $\lambda < 0,3 \mu\text{m}$ . La Figura 1 sugiere partir el análisis en dos intervalos espectrales: ultravioleta (UV) más visible (VIS) e infrarrojo cercano (NIR), o sea UVNIR:(0,3-0,8  $\mu\text{m}$ ), e infrarrojo solar IRS:(0,8-3  $\mu\text{m}$ ). Una atmosfera limpia absorbe en el UVNIR a través de la presencia de O<sub>3</sub>, intensamente en el UV (en  $\lambda < 0,3 \mu\text{m}$ ) y débilmente en el VIS. Despreciamos la existencia de líneas de absorción de O<sub>2</sub> y NO<sub>2</sub> en el VIS. Adicionalmente, el flujo direccional  $S_0$  incidente en el tope de la atmósfera (“constante solar”) es atenuado por dispersão Rayleigh (no absorbente) generada por la mezcla O<sub>2</sub> + N<sub>2</sub>. El intervalo IRS tiene dispersión despreciable pero presenta absorción por vapor (H<sub>2</sub>Ov) y anhídrido carbónico (CO<sub>2</sub>).

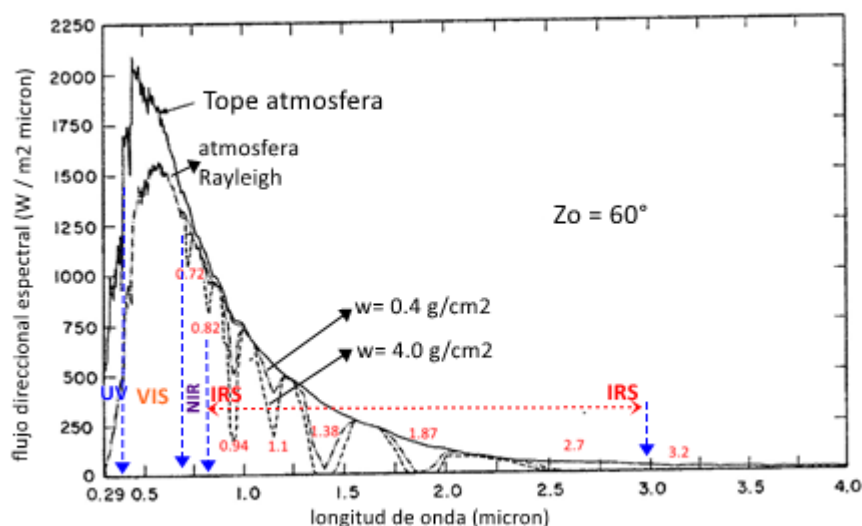


Figura 1. Espectro del flujo direccional solar, ángulo cenital  $Z_0 = 60^\circ$  (“air mass” = 2), ilustrando los efectos de atenuación debidos a dispersión Rayleigh por el aire y a absorción por agua precipitable  $w = 0,4$  y  $4,0 \text{ g cm}^{-2}$  (adaptado de Iqbal 1983)

### Espectro 0,3-0,8 $\mu\text{m}$ (UVNIR)

La propagación de radiación en el UVNIR es descrita por una ecuación general que, para una atmósfera estratificada y radiación monocromática, se reduce a un par de ecuaciones relacionando los perfiles verticales de dos flujos: una irradiancia difusa ascendente  $E^\uparrow$  y otra descendente  $E^\downarrow$  (Liou, 2002; Zdunkowski et al., 2007). La propagación admite una descripción como proceso estocástico, donde fotones “directos” incidentes en el tope de una atmósfera estratificada en  $N$  capas se propagan hasta interactuar en una de ellas y devenir absorbidos o transferidos (dispersados) a una dirección ascendente o descendente, como fotones “difusos”. Así, se inicia un paseo aleatorio con los fotones transitando entre capas hasta ser absorbidos en una de ellas, en el cielo o en la tierra. Numéricamente, el proceso es descrito como cadena de Markov y las probabilidades de estado final equivalen a la fracción de flujo inicial que es absorbido “en el cielo” (reflectancia planetaria  $R_p$ ), en el suelo ( $A_{\text{ground}}$ ) y en un perfil atmosférico  $A_n$  de absorción en las  $N$  camadas. El código STOCH2F (*Stochastic 2-Flux*) fue diseñado para evaluar  $R_p$ ,  $A_n$ ,  $A_{\text{surf}}$  (Ceballos, 2021) para radiación monocromática en el intervalo  $\lambda$ :(0,2-0,8  $\mu\text{m}$ ) y su versión para el modelo GL 0.2 en el intervalo UVNIR está detallada en Ceballos (2024). Describimos a continuación sus principales resultados y generación de parametrizaciones. El código

fue aplicado a los perfiles atmosféricos de referencia de McClatchey et al. (1972) TROP (“Tropical”) y MLW (“Midlatitude Winter”). Se encontró que, dado un suelo con reflectancia nula ( $R_s = 0$ ),

- El ozono estratosférico virtualmente elimina el flujo solar superficial en  $\lambda:(0,2-0,3 \mu\text{m})$ , y la absorción en la tropósfera es despreciable. El contenido de 225-250 Dobson Units es representativo de los valores del oeste de América del Sur y noroeste-centro de Argentina ([https://ozoneaq.gsfc.nasa.gov/products/ozone/#global\\_maps](https://ozoneaq.gsfc.nasa.gov/products/ozone/#global_maps)), poco variable anualmente y compatible con los valores de las atmósferas de referencia adoptadas en el STOCH2F.
- Referida a la irradiancia integrada en UVNIR en el tope de la atmósfera, la fracción absorbida por  $O_3$  ( $A_{so}$ ) se concentra en la estratosfera (altitud  $z > 16 \text{ km}$ ) y puede despreciarse en la troposfera.
- En esas condiciones, y siendo  $E_{po}\uparrow$  la irradiancia emergente en el tope de la atmósfera (calculada por el STOCH2F), la irradiancia  $G_{UVNIR}$  que llega a la superficie puede evaluarse por el simple balance de energía ( $R_s=0$ )

$$\mu_0 S_{UVNIR} = E_{po}\uparrow + A_{so} \mu_0 S_{UVNIR} + G_{UVNIR}, \quad (1a)$$

$$K_{to} = G_{UVNIR}/\mu_0 S_{UVNIR} = 1 - R_{po} - A_{so}. \quad (1b)$$

La fracción  $K_{to}$  es un índice de claridad (“clearness index”) en el UVNIR. La figura 2 (izquierda) ilustra los diversos componentes de la ecuación (1b). Dado que  $R_s=0$ , es  $G_{UVNIR} = \text{Ground} = \text{Global}$ . En la figura, a columna atmosférica tiene presión  $P_0 = 1013 \text{ hPa}$ ; sin embargo, el código STOCH2F permite considerar atmósferas con base en un nivel de presión  $P < P_0$  (condición apropiada para locales a altitud variable).

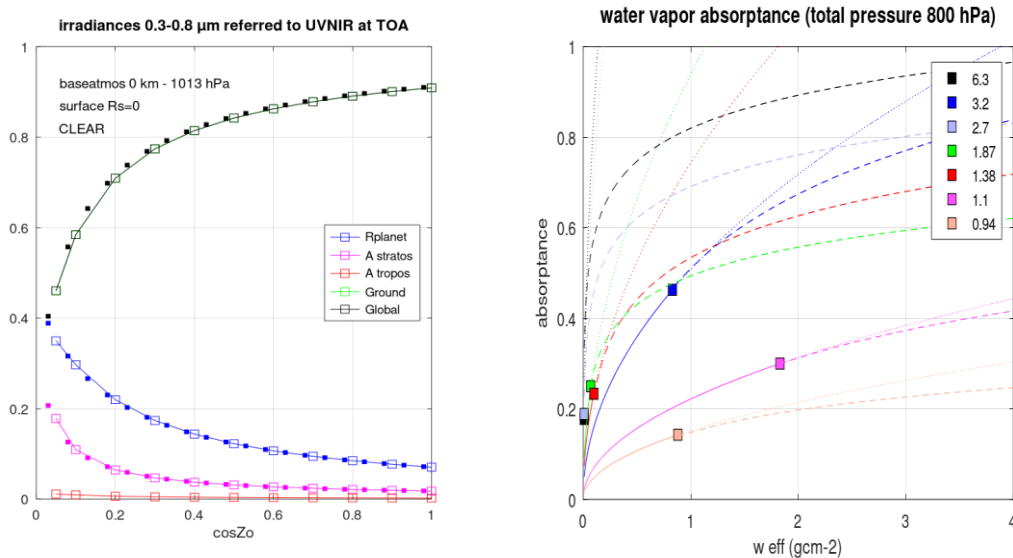


Figura 2. Izquierda: Intervalo UVNIR. Fracciones de irradiancia solar reflejada por la atmósfera, absorbida en la estratósfera y tropósfera, y absorbida en el suelo ( $R_s=0$ ). Fuente: Ceballos (2024). Derecha: Intervalo IRS. Absortancia en las diversas bandas de  $H_2O_v$  en función del camino óptico de vapor. Cuadrados coloridos señalan transición entre comportamiento “débil” e “intenso”. Fuente: Ceballos, Costa y Jesus (comunicación privada).

Para suelo con reflectancia  $R_s > 0$ , la radiación que llega a la superficie sufre múltiples reflexiones entre el suelo y la atmósfera, de modo que el índice  $K_{to}$  es corregido como

$$K_{tUVNIR} = K_{to} / (1 - R_s R^*). \quad (2)$$

$R^*$  es el coeficiente de reflexión difusa de la atmósfera. A partir de los resultados del STOCH2F para varios ángulos cenitales  $Z_0$  ( $\mu_0 = \cos Z_0$ ), las variables  $R_{po}$ ,  $A_{so}$  y  $R^*$  fueron interpoladas con funciones  $X(\mu_0)$  del tipo

$$X(\mu_0) = A_x / (1 + B_x \mu_0 + C_x \mu_0^2). \quad (3)$$

La Figura 2 (izquierda) refleja la calidad de ese ajuste (cuadrados: resultados del modelo; puntos: valores interpolados). Los coeficientes  $A_x$ ,  $B_x$ ,  $C_x$  son eventualmente variables con la profundidad óptica de la atmósfera (proporcional a la presión  $P$  de superficie).

### ***Espectro 0,8-3,0 $\mu\text{m}$ (IRS)***

En este intervalo espectral la atmósfera tiene dispersión Rayleigh despreciable y la absorción es realizada por el H<sub>2</sub>Ov en las bandas de 6.4, 3.2, 2.7, 1.87, 1.38, 1.1, 0.94  $\mu\text{m}$  (enumeradas 1 a 7, en lo que sigue). En 1956, Howard, Burch y Williams realizaron mediciones en laboratorio para radiación propagada en un medio vapor+gas neutro, variando las presiones de vapor  $p$  y total  $P$ . Los resultados y parametrizaciones fueron corregidos y ampliados por Roach (1961). La absorptancia  $Abs$  en cada banda es función del camino óptico de vapor  $w$  (en  $\text{g cm}^{-2}$ ;  $1 \text{ g cm}^{-2} = 10 \text{ kg m}^{-2}$ ) con la presión total  $P$  como parámetro e ancho espectral  $\Delta\nu$  de la banda, según dos comportamientos: “débil” para camino óptico menor que  $w_{\text{LIM}}$  o “intensa” para caminos mayores.

$$Abs(w, P) = c w^{0.5} P^k / \Delta\nu \quad (\text{“débil”}, w < w_{\text{LIM}}) \quad (4a)$$

$$Abs(w, P) = [C + D \log_{10}(w) + K \log_{10}(P)] / \Delta\nu \quad (\text{“intensa”}, w > w_{\text{LIM}}) \quad (4b)$$

La Figura 2 (derecha) ilustra el comportamiento de las bandas 1 a 7; el cuadrado coloreado indica el camino límite  $w_{\text{LIM}}$  entre los dos comportamientos. Las expresiones (4) consideran un medio homogéneo ( $P$  y  $p$  constantes). Para considerar la absorción en rayos solares descendientes en la atmósfera (con presión variable en el trayecto) se considera la aproximación de Curtis-Godson (Stephens 1984), según la cual la absorción se realiza en el camino óptico  $w$  a una presión media equivalente  $P_{\text{med}}$  (perfil vertical de  $P$  ponderado con la densidad  $\rho_v$  del vapor de agua):

$$P_{\text{med}} = \int P dw / \int dw, \quad (5)$$

$$w = \int \rho_v g dz. \quad (6)$$

Para ángulo cenital  $Z_0$  ( $\mu_0 = \cos Z_0$ ) de los rayos solares, el camino óptico efectivo de vapor es

$$w_{\text{ef}} = w / \mu_0. \quad (7)$$

La presión  $P_{\text{med}}$  varía de 850 a 550 hPa entre la llanura argentina o litoral chileno y la Cordillera de los Andes. La acción conjunta de las bandas de H<sub>2</sub>Ov sobre los rayos solares directos corresponde a la suma de las contribuciones de las eqs. (4a) y (4b):

$$\Delta S_0 = \sum_n A_n(w_{\text{ef}}, P_{\text{med}}) \cdot \delta S_{0n}, \quad n=1-7. \quad (8)$$

Aquí,  $\delta S_{0n}$  es el flujo direccional en el tope de la atmósfera asociado a la  $n$ -ésima banda (esto es, en el ancho de banda  $\Delta\nu_n$ ). La consideración de los valores  $w$  y de los límites  $w_{\text{LIM}}$  lleva a las expresiones

$$\Delta S_0 = \kappa P^{0.265} w_{\text{ef}}^{0.5} + \alpha + \beta \log_{10}(w_{\text{ef}}) + \gamma \log_{10}(P_{\text{med}}) + F_{\text{owle}}, \quad (9)$$

$$\kappa = \sum_{n=6-7} c_n dS_n, \quad \alpha = \sum_{n=3-5} C_n dS_n, \quad \beta = \sum_{n=3-5} D_n dS_n, \quad \gamma = \sum_{n=3-5} K_n dS_n \quad (w_{\text{ef}} < 1 \text{ g cm}^{-2}) \quad (10a)$$

$$\kappa = 0, \quad \alpha = \sum_{n=3-7} C_n dS_n, \quad \beta = \sum_{n=3-7} D_n dS_n, \quad \gamma = \sum_{n=3-7} K_n dS_n \quad (w_{\text{ef}} > 1 \text{ g cm}^{-2}) \quad (10b)$$

En las ecs. (9-10) fueron ignoradas las bandas 1 y 2 por presentar alta absorción (100% de eliminación) del flujo direccional en una faja espectral con muy baja irradiancia. Por lo tanto, el límite superior efectivo de la “constante solar” es 3,0  $\mu\text{m}$ . Para  $w_{\text{ef}} \geq 1$  el comportamiento de las bandas 3-7 es intenso en todos los casos, y para  $w_{\text{ef}} < 1$  las bandas 6 y 7 tienen perfil débil. En locales a 3500-4000 m de altitud,  $w$  es del orden de 0,5  $\text{g cm}^{-2}$  o menos. La ecuación 9 incluye un término  $Fowle = 2,5 w_{\text{ef}}$  asociado a la absorción en las bandas estrechas de 0,72 y 0,82  $\mu\text{m}$  localizadas en el intervalo NIR (ver Figura 1).

### Parametrizaciones del modelo

A partir de las ecuaciones (2) y (9), la irradiancia global  $G$  para cielo claro resulta

$$G(w, P_{\text{med}}, z, \mu_0) = \mu_0 S_{\text{OUVNIR}} \cdot Kt(\mu_0, P(z)) + \mu_0 [S_{\text{OIRS}} - \Delta S_0(w_{\text{ef}}, P_{\text{med}})]. \quad (11)$$

Las variables atmosféricas fundamentales para el cálculo de  $G$  son la presión  $P$  (o altitud  $z$ ), el agua precipitable  $w$  y la presión atmosférica  $P_{\text{med}}$  ponderada con el perfil de vapor. La posición del Sol influencia a través del ángulo cenital  $Z_0$ . La partición adecuada del espectro solar es  $S_{\text{OUVNIR}} = 758 \text{ W m}^{-2}$  con UVNIR:(0,3-0,8  $\mu\text{m}$ ) y  $S_{\text{OIRS}} = 568 \text{ W m}^{-2}$  con IRS:(0,8-3  $\mu\text{m}$ ), según espectro solar de Gueymard (2004), a la distancia media Sol-Tierra. Los valores  $S_{\text{OIRS}}$ ,  $S_{\text{OUVNIR}}$ ,  $\Delta S_0$  en la ecuación 11 están corregidos por distancia Tierra-Sol. La Tabla 1 especifica los valores numéricos de coeficientes del modelo.

Tabla 1. Parametrizaciones de las variables del modelo GL0.2, correspondientes a las atmósferas de referencia TROP e MLW de MacClatchey et al. (1972).

<b>Intervalo UVNIR</b>				
Reflexión R <sub>po</sub>	Ar	Br	Cr	
$p = P/1000$	$0,353 + 0,099 p$	$5,369 p - 0,86$	$1,309 p^3 - 3,530 p^2 + 3,216 p - 0,015$	
Absorción A <sub>so</sub>	Aa	Ba	Ca	
	$0,342 \pm 0,003$	$21,7 \pm 0,4$	$-3,28 \pm 0,20$	
Reflexión R*	A*	B*	C*	
	$0,102 - 0,008 z(\text{km})$	$-0,334 \pm 0,020$	$0,171 \pm 0,015$	
<b>Intervalo IRS</b>				
$w_{\text{ef}} < 1 \text{ g cm}^{-2}$	$\kappa$	$\alpha$	$\beta$	$\gamma$
	5,32	30,6	50,5	25,3
$w_{\text{ef}} \geq 1 \text{ g cm}^{-2}$	0	-2,48	91,6	46,9
<b>Relaciones</b>				
presión - altitud	$z(\text{km}) = 15,57 - 23,06 p + 7,63 p^2$ (TROP)			
$(z < 8 \text{ km})$	$z(\text{km}) = 14,76 - 22,33 p + 7,74 p^2$ (MLW)			
	$p(z=0)/p(z) = 1,0112 + 0,0885 z + 0,0149 z^2$ (TROP),			
	$p(z=0)/p(z) = 1,0158 + 0,0927 z + 0,0182 z^2$ (MLW)			

## COMPARACIÓN CON “VERDAD TERRESTRE”: DATOS Y MÉTODOS

Fueron considerados ciclos diarios de radiación solar durante un año en cuatro estaciones situadas en el centro y noroeste de Argentina, y para cuatro situadas en el norte chileno. La Tabla 2 y Figura 3 permiten apreciar su distribución geográfica y variedad de altitudes (entre 330 y 4122 m s.n.m.). Para cada estación se definió un conjunto de días con probable ciclo diario de cielo claro o con poca nubosidad. El criterio fue escoger los diez días con mayor índice de claridad  $Kt$  dentro de un año de observaciones (valores típicos fueron  $Kt > 0,70$ ). La Tabla informa también sobre el tipo de instrumento y la frecuencia de observación.

Tabla 2. Locales para comparación GL0.2 vs. “verdad terrestre”: estaciones Red Saver-Net SMN (Servicio Meteorológico Nacional, Argentina), EEAO (Estación Experimental Agroindustrial “Obispo Colombes”), INENCO (Instituto de Investigaciones en Energía No Convencional/Universidad Nacional de Salta), INIA (Instituto Nacional de Investigación Agropecuaria, Chile). Instrumento disponible: (\*) piranómetro de precisión tipo Kipp & Zonen; (\*\*) piranómetro sensor fotoeléctrico

ID	nombre	latitud	longitud	Altitud m	año	Interv, minutos	red
33741	Pilar	-31,68	-63,87	330	2018	1	SaverNet*
29035	El Colmenar	-26,79	-65,21	456	2018	15	EEAO*
29055	Colalao del Valle	-26,36	-65,95	1710	2018	15	EEAO**
29027	El Rosal	-24,400	-65,700	3340	2015	1	INENCO*
29280	Altos La Portada	-23,504	-70,405	105	2021	60	INIA**
29279	Camar	-23,407	-67,964	2694	2021	60	INIA**
29295	Ticnamar	-18,580	-69,496	3220	2021	60	INIA**
29296	Visviri	-17,595	-69,477	4122	2021	60	INIA**

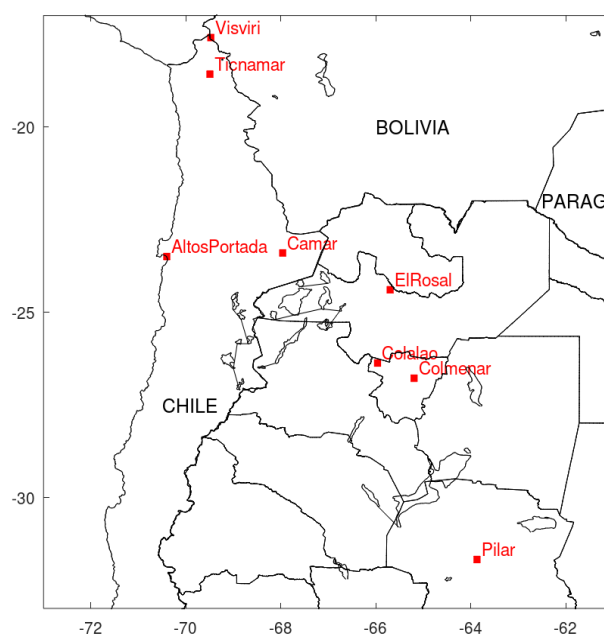


Figura 3. Distribución de locales para comparación modelo GL0.2 versus “verdad terrestre”

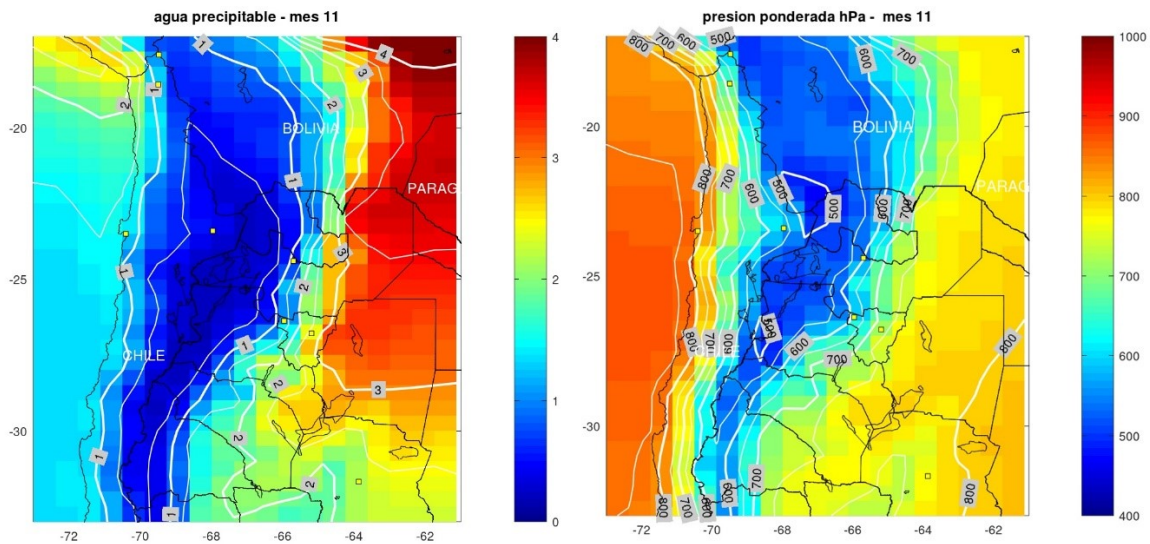


Figura 4. Distribución de agua precipitable  $w$  y de presión ponderada  $P_{med}$  en noviembre (promedio quinquenio 2000-2004).

### Datos de presión atmosférica y agua precipitable,

Valores de presión atmosférica (hPa) y humedad específica (kg/kg) para superficie y perfiles atmosféricos fueron obtenidos en el *Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Application, Version 2* (MERRA2) para el período de 01-01-2020 a 31-12-2024. El MERRA2 es el reanálisis del *Global Modeling and Assimilation Office (NASA-GMAO)* que utiliza *Three-Dimensional Variation Data Assimilation (3DVAR)* para asimilar datos de atmósfera y océanos en una grilla global con resolución  $0,5^\circ \times 0,625^\circ$ , perfil con 42 niveles entre superficie y 0,01 hPa y ciclo de actualización de 6 horas (Gelaro et al., 2017). Fueron extraídos los valores diarios de la grilla global para el quinquenio 2020-2024, y calculados los valores medios mensuales de agua precipitable  $w$  y presión atmosférica ponderada  $P_{med}$  (Ecs. 3 y 4). Los valores obtenidos se asumieron como representativos del clima y aplicables a los años con datos piranométricos (ver Tabla 2). Para un día y local determinado, los valores de  $w$  y  $P_{med}$  fueron deducidos de la grilla global media 2020-2024 por interpolación de los respectivos campos mensuales. Como ejemplo ilustrativo, la Figura 4 describe la distribución geográfica de agua precipitable  $w$  (unidades  $\text{g cm}^{-2}$ ;  $1\text{g cm}^{-2} = 10\text{ kg m}^{-2}$ ) y presión atmosférica ponderada  $P_{med}$  (unidades hPa) para noviembre (regionalmente, transición entre estación seca y húmeda).

## RESULTADOS

Las Figuras 5-7 describen algunos ciclos diarios resultantes del modelo GL0.2 (componentes UVNIR e IRS, y valor total) y la irradiancia en el tope de la atmósfera. Incluyen también el ciclo observado con medidas piranométricas. Para todas las estaciones, fueron escogidos los diez días con mayor índice de claridad  $K_t$  medidos por piranómetro.

La Figura 5 ilustra un resultado para dos locales en Argentina. La estación El Colmenar (llanura en Tucumán) tiene altitud  $z = 456\text{ m}$ ,  $w = 2,7\text{ g cm}^{-2}$  y  $P_{med} = 730\text{ hPa}$ ; El Rosal (alta montaña en Salta) se sitúa a  $z = 3340\text{ m}$ ,  $w = 0,5\text{ g cm}^{-2}$ ,  $P_{med} = 600\text{ hPa}$ . La irradiancia GL0.2 muestra buena concordancia con el ciclo observado de medidas  $G$ . Es importante observar que: 1) la reflectancia del suelo en la región es del orden de 0,10-0,15 en el visible y el efecto en la contrarreflexión atmosférica es despreciable; 2) eventual variación de  $0,5\text{ g cm}^{-2}$  entre el valor  $w$  de ese día y el promedio quinquenal tiene impacto pequeño en GL0.2 (ilustrado por las líneas rojas en el gráfico); 3) el modelo GL 0.2 no incluye el efecto de aerosol. En este trabajo no son discutidas cuestiones relativas a la calidad en sí misma de las mediciones, como la calibración del instrumento (para El Rosal los valores medidos son superiores a GL0.2, pero puede deberse a agua precipitable menor que el valor “climático”); tampoco a la asimetría entre medidas matinales y vespertinas, como las causadas por el ciclo diario de turbidez atmosférica (observar en Colmenar, cerca del mediodía), ni a efectos de sombreado por obstáculos (véase El Rosal, al amanecer).

Se observó que la diferencia  $GL02 - G$  puede exceder los  $30-50 \text{ W m}^{-2}$  en parte del ciclo pero que las irradiancias medias diarias en los dos casos divergen en  $\sim 10 \text{ W m}^{-2}$  ( $0,86 \text{ MJ m}^{-2}$  diarios =  $0,24 \text{ kWh m}^{-2}$ ) o sea  $\sim 3\%$  de la irradiación diaria medida.

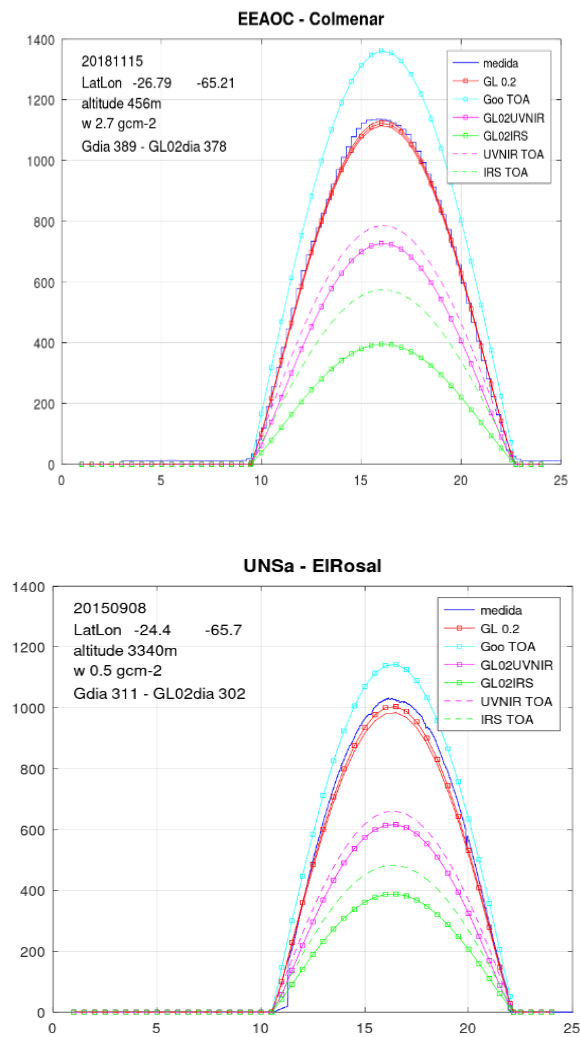


Figura 5. Ciclo diario en dos estaciones del Noroeste Argentino: El Colmenar, Tucumán (superior) y El Rosal (inferior). Irradiancias en el tope de la atmósfera:  $G_{TOA}$  (turquesa), UVNIR e IRS (líneas de trazos). Modelo GL 0.2: IRS (verde), UVNIR (magenta) y  $G$  total (rojo). Línea en azul: registro de piranómetro.

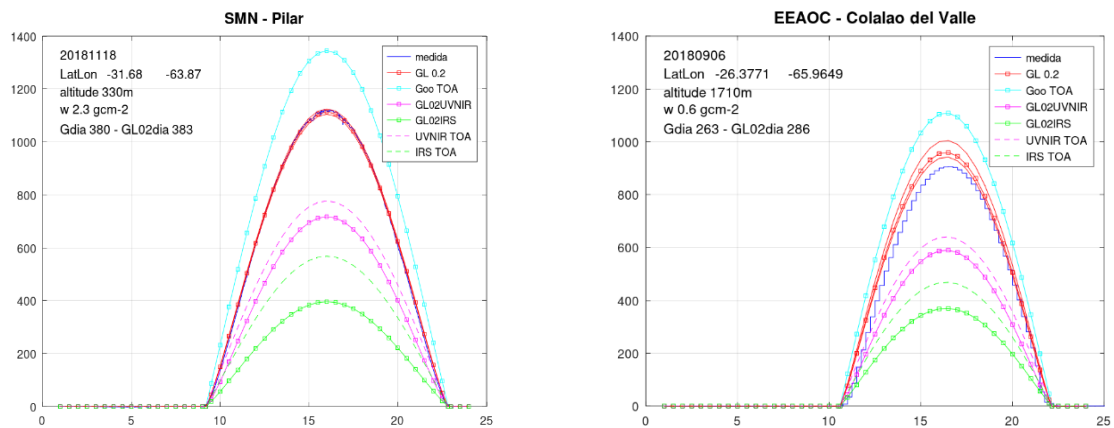


Figura 6. Ciclos diarios en dos locales de Argentina: uno a baja altitud, centro del país (Córdoba), y otro en valle de montaña, Tucumán.

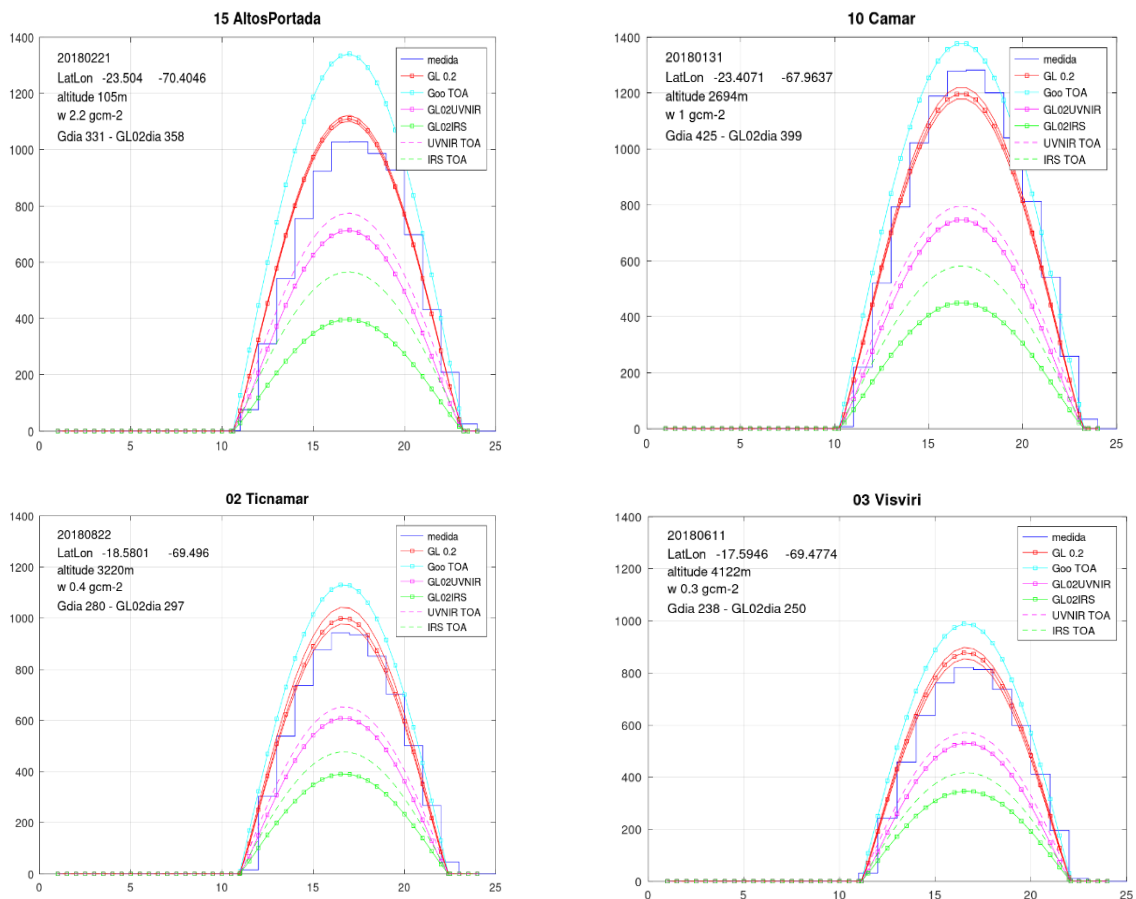


Figura 7. Locales en el norte de Chile. Resultados para secuencia de altitudes crecientes

Para los sitios ilustrados en la Figura 6, se observa una excelente coherencia en Pilar. La estación de Colalao del Valle es también coherente; el desvío mayor podría atribuirse a que el instrumento es un sensor Davis de tipo fotoeléctrico, sensible en el intervalo  $\lambda$ : (0,3-1,1  $\mu\text{m}$ ). Es importante notar que este instrumento (eventualmente calibrado a baja altitud) no es sensible en las bandas de absorción 1 a 5 del

espectro solar (ver Figuras 1 y 2) y no registrará parte del efecto de la disminución de agua precipitable en altitudes elevadas, especialmente en condiciones de cielo claro.

En el caso de Chile (Figura 7) los valores horarios de las medidas no permiten un análisis más detallado. Tratándose de una red agrometeorológica, la documentación consultada (Chacón y Contreras, 2025) indica el uso de solarímetro de tipo fotoeléctrico. Varias estaciones del INIA fueron descartadas por presentar evidente subestimación de la irradiancia. De todos modos, los resultados para las cuatro estaciones escogidas muestran elevada coherencia entre el modelo GL 0.2 y la “verdad terrestre” para altitudes entre 100 metros (litoral) y 4000 metros (en la Cordillera).

La Tabla 3 y Figura 8 presentan una síntesis del conjunto de comparaciones. La integración diaria muestra un buen ajuste en Pilar, El Rosal, Colmenar y Camar con la irradiancia media prevista; el “error”  $\delta G = GL - G$  tiene desviación media MBE y desviación estándar SD (dispersión)  $MBE \pm SD = -1 \pm 11 \text{ W m}^{-2}$ ; para las estaciones restantes la Figura sugiere desviación sistemática mayor, confirmada en la Tabla con  $MBE \pm SD = +22 \pm 8 \text{ W m}^{-2}$ . Observación: Colalao del Valle (un piranómetro Davis) se alinea con instrumentos de Chile.

Tabla 3. Estadísticos medios para la desviación  $\delta G = (GL_{0.2} - G)$  de irradiancia media diaria: MBE (desviación media); SD (desviación estándar) y RMSE (desviación cuadrática media). La última línea agrupa los resultados de agrupar las estaciones indicadas.

	Pilar	El Rosal	Colmen.	Camar	AltosPort	Ticnamar	Visviri	Colalao
altitud	330	3340	456	2694	105	3220	4122	1710
MBE	9	-12	-8	6	32	20	14	23
SD	9	5,5	6,4	3,5	11	2,5	3	3,5
RMSE	13	13	11	7	34	20	15	24
MBE $\pm$ SD	-1 $\pm$ 11				+22 $\pm$ 8			

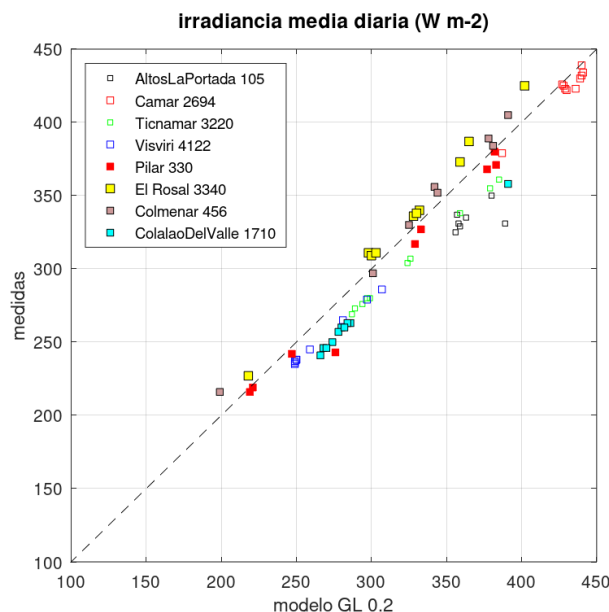


Figura 8. Irradiancia media diaria del modelo GL 0.2 vs. Mediciones. El nombre de estaciones incluye su altitud.

## CONCLUSIONES

El modelo GL0.2 es un modelo físico y no empírico, independiente de ajuste a mediciones locales de radiación. Describe el ciclo diario de irradiancia de cielo claro a partir de leyes físicas, con base en los parámetros atmosféricos locales presión  $P$  (o altitud  $z$ ), agua precipitable  $w$  y presión  $P_{med}$  ponderada con el perfil vertical de vapor. Esas tres variables dependen de la altitud y están disponibles en escala global en archivos como el MERRA2, con definición espacial de unos 60 km. La comparación con 8

estaciones en altitudes diversas sugiere que sus hipótesis simplificadas (suponer columna típica “climatológica” de ozono, agua precipitable y presión ponderada mensuales, y no incluir aerosol) inducen fluctuación de  $3-9 \text{ W m}^{-2}$ , dependiendo de condiciones meteorológicas locales; el desvío medio (“bias”) menor es  $\text{MBE} = -1 \text{ W m}^{-2}$  para medidas con piranómetros de precisión, mientras para instrumentos del tipo Davis o LiCor (Colalao del Valle y locales de Chile) es del orden de  $+22 \text{ W m}^{-2}$  (7% de  $300 \text{ W m}^{-2}$ ). Por lo tanto, el GL0.2 podría estimar ciclo diario de irradiancia de cielo claro tanto en las llanuras como en regiones montañosas como los Andes. Futuras campañas de medición y la intercomparación con modelos diseñados regionalmente permitirán perfeccionar el modelado físico y sus parametrizaciones. Mientras tanto, en su versión actual el GL0.2 tiene simplicidad suficiente y precisión razonable para ser utilizado, con eventuales ajustes locales de poca monta.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la cesión de datos de radiación solar de diversas instituciones/investigadores. Los de SMN-Pilar (año 2018) de la red Saver-Net (Orte et al., 2022) fueron suministrados por el MSc. Fernando Nollas, Servicio Meteorológico Nacional; los de irradiancia de El Rosal (2015) provienen del Dr. Germán Salazar, Universidad Nacional de Salta. Datos de EEAOC fueron cedidos por la Sección Agrometeorología (URL <https://agromet.eeaoc.gob.ar/>). Datos de Chile son de acceso público en el Instituto Nacional de Investigación Agropecuaria (URL <https://agrometeorologia.cl/>). Campos medios mensuales de agua precipitable y presión atmosférica ponderada quinquenio 2020-2024 estarán disponibles en página [G-STAR Datos](#), junto con programa en lenguaje Octave para interesados en extracción de dato local.

## REFERENCIAS

- Adler, N.O., Molina, M.L., Aiquel, F. (2010). Estimación de la irradiancia solar global para varias localidades de los Valles Calchaquíes, Noroeste de Argentina. *Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente* 14, 8.23-30.
- Antonanzas-Torres, F, Urraca, R., Polo, J., Perpiñán-Lamigueiro, O., Escobar, R. (2019). Clear sky solar irradiance models: A review of seventy models. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 107, 374-387. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2019.02.032>
- Barbaro, S., Cannistraro, G., Giaconia, C., Orioli, A. (1988). The ASHRAE clear sky model. An evaluation in the Mediterranean zone. *Solar & Wind Technology* 5, 111-116. [http://dx.doi.org/10.1016/0741-983X\(88\)90097-5](http://dx.doi.org/10.1016/0741-983X(88)90097-5)
- Ceballos, J.C. (2000). Estimativa de radiação solar à superfície com céu claro: um modelo simplificado. *Revista Brasileira de Meteorologia* 15, 113-122. Disponible en [BibINPE](#) (control-click)
- Ceballos, J.C. (2021). STOCH2F: Stochastic two-flux code for diagnosis and assessment of solar radiation fluxes in the atmosphere. Part 1: 0.20-0.80 micron interval in clear-sky atmosphere. Relatorio de Pesquisa GSTAR RT-001-2021. <https://satellite.cptec.inpe.br/gstar/PUB/RPGSTAR/STOCH2Fpart1-2021.pdf>
- Ceballos, J.C. (2024). Model GL0.2: an improved clear-sky solar irradiance algorithm for lower and upper altitude sites. Part I: UV-VIS-NIR (UVNIR) model. Relatorio de Pesquisa GSTAR RT-002-2024. <https://satellite.cptec.inpe.br/gstar/PUB/RTGSTAR/RTGSTAR0022024.pdf>
- Chacón C., G, Contreras, L. (2025). Descripción y usos de la red de agrometeorología INIA [www.agrometeorologia.cl](http://www.agrometeorologia.cl). Boletín INIA N° 516, 2025-07. <https://biblioteca.inia.cl/entities/publication/28f628f9-afaa-43e2-8247-0b5fb6fa29c>
- Checura Díaz, M.S., Salazar, G.A., Laspiur, R., Correa, T.G., Gutiérrez, J. (2012). Análisis de la radiación solar en el norte de Chile. Comparación entre datos medidos y estimados por modelos de cielo claro ARG-P y base de datos Swera. *Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente* 16, 11.101-106.
- Gelaro, R., McCarty, W., Suárez, M.J., Todling, R., Molod, A. et al. (2017). The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2) *J. of Climate*, v. 30, 5419-5454, 2017. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0758.1>
- Gueymard, C. (1989). A two-band model for the calculation of clear sky solar irradiance, illuminance, and photosynthetically active radiation at the Earth’s surface. *Solar Energy* 43, 253-265.

- Gueymard, C.A. (2004). The sun's total and spectral irradiance for solar energy applications and solar radiation models, *Solar Energy* 76(4):423-453. <https://doi.org/10.1016/j.solener.2003.08.039>
- Iqbal, M. (1983). An introduction to solar radiation. Academic Press.
- Lacis, A.A., Hansen, J.E. (1974). A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.* 31, 118-133. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1974\)031<0118:APFTAO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1974)031<0118:APFTAO>2.0.CO;2)
- Liou, K.N. (2002). An Introduction to Atmospheric Radiation, cap. 6. Academic Press, 2<sup>nd</sup> Edition.
- McClatchey, R.A., R.W. Fenn, J.E.A. Selby, F.E. Volz, J.S. Garing (1972). Optical properties of the atmosphere. Third Ed, Air Force Cambridge Research Laboratories, Environ. Res. Papers No 411.
- Orte, F., Wolfram, E., Luccini, E., D'Elia, R., Lusi, A. et al. (2022). Red de monitoreo de la irradiancia solar UV-Total en Argentina "Saver-Net". *Meteorológica* 47(2), 1-13. <https://doi.org/10.24215/1850468Xe016>
- Roach, W.T. (1961). The absorption of solar radiation by water vapour and carbon dioxide in a cloudless atmosphere. *Quarterly J. of the Royal Met. Soc.* 87, 364-373. <https://doi.org/10.1002/qj.49708737308>
- Salazar, G.A., Hernández, A.L., Saravia, L.R. (2010). Practical models to estimate horizontal irradiance in clear sky conditions: Preliminary results. *Renewable Energy* 35, 2452-2460. <https://doi.org/10.1016/j.renene.2010.01.033>
- Stephens, G.L. (1984). The parameterization of radiation for numerical weather prediction and climate models. *Monthly Weather Review* 112, 826-867. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1984\)112<0826:TPORFN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1984)112<0826:TPORFN>2.0.CO;2)
- Zdunkowski, W., Trautmann, Th., Bott, A. (2007). Radiation in the Atmosphere, cap. 6. Cambridge University Press.

## **PHYSICAL ESTIMATOR OF CLEAR SKY SOLAR IRRADIANCE ADAPTED FOR VARIABLE HEIGHTS IN SOUTH AMERICA**

**ABSTRACT** We describe the structure of a physical model for estimation of clear-sky solar irradiance, integrating influence of ozone and water vapor column and altitude of a given site. Fundamental variables are atmospheric pressure, precipitable water and a mean pressure weighted with vapor vertical profile. These variables can be extracted from reanalysis of meteorological fields accessible in internet. Preliminary comparisons with daily cycles of irradiance are promising, using data of sites at various altitudes in Northwestern Argentina and Northern Chile. Results suggest deviations  $GL0.2 - G$  of 10-50  $W m^{-2}$  during daily cycle and  $-1 \pm 11 W m^{-2}$  for daily mean irradiance (bias plus/minus standard deviation) in the case of precision pyranometers, while for usual solarimeters is  $+22 \pm 8 W m^{-2}$ .

**Keywords:** solar irradiance, clear sky model, Northwestern Argentina, Northern Chile