

RESULTADOS PRELIMINARES DE LA APLICACIÓN DEL ALGORITMO HELIOSAT-2 PARA LA ESTIMACIÓN DE LA IRRADIACIÓN SOLAR GLOBAL A PARTIR DE IMÁGENES SATELITALES GOES-13 EN LA REGIÓN DE LA PAMPA HÚMEDA ARGENTINA

F. Taddei, S. Melendez, Y. Cuestas, E. Collel

GERSolar, Instituto de Ecología y Desarrollo Sustentable (INEDES), Departamento de Ciencias Básicas, Universidad Nacional de Luján, Ruta 5 y Avda. Constitución, (6700) Luján,
Buenos Aires, ARGENTINA, Tel. /Fax: (54-2323) 440241, E-mail: gersolar@yahoo.com.ar

Recibido 12/08/14, aceptado 23/09/14

RESUMEN: En este trabajo se informa un resultado preliminar de la aplicación del algoritmo Heliosat-2 al análisis de series temporales de imágenes de la región pampeana tomadas por el satélite GOES-13 de la NASA en Diciembre de 2013. Los valores de irradiación horaria global deducidos mediante el algoritmo fueron contrastados con medidas tomadas en tierra durante el mismo período en las diez estaciones solarimétricas de la Red Solarimétrica Regional de la Universidad Nacional de Luján en la Pampa Húmeda, Argentina. Los primeros resultados obtenidos muestran para la irradiación diaria en tierra un RMSE promedio del orden del 10 %. Estos resultados preliminares sugieren que el método resulta adecuado para la evaluación de la irradiación solar en tierra a partir de imágenes satelitales y, tras análisis y ajustes más refinados, podrá ser aplicado a la elaboración de mapas de irradiación para todo el territorio de nuestro país.

Palabras clave: imágenes satelitales, irradiación solar, cartas, Pampa Húmeda, Argentina.

INTRODUCCIÓN

La radiación solar se estudia a partir de mediciones tomadas en redes de estaciones meteorológicas. Pueden ser mediciones de irradiación global, directa o difusa, o de otras magnitudes relacionadas con ellas, tales como cobertura de nubes, heliofanía, distribución espectral de la radiación, etc. Las medidas de la irradiación global mensual, si la estación está muy bien cuidada, resultan con un RMSE relativo de aproximadamente entre el 3 y el 5 %. Pero los costos de instalación y mantenimiento de esas redes son muy altos y, en consecuencia, hay pocas en el mundo. Por lo tanto, se suele recurrir a la interpolación o extrapolación de mediciones disponibles y cercanas a un sitio determinado para deducir la irradiación en él. Otra alternativa es deducir los valores de irradiación en tierra a partir de imágenes obtenidas desde el espacio por satélites. Las obtenidas por satélites geoestacionarios permiten capturar el ciclo diario de la irradiación solar en la superficie terrestre con resolución temporal y espacial suficiente como para obtener información sobre la irradiación solar en grandes áreas. Para ello, se han desarrollado diversos métodos y algoritmos. Los valores horarios deducidos del análisis de estas imágenes han probado ser tan ajustados como los inferidos a partir de mediciones de estaciones terrestres a distancias de 25 km del punto en estudio (Zelenka, Perez, Seals, & Renne, 1999).

En nuestro país, en 2012 el Grupo de Estudio de la Radiación solar (GerSolar) de la Universidad Nacional de Luján, junto con el INTA e Y-Tec, integrando el consorcio Enarsol, mediante los fondos otorgados por el FONARSEC, han encarado un proyecto de instalación y operación de una red de aproximadamente 40 estaciones solarimétricas distribuidas en todo el territorio nacional para la medición de la irradiación solar global y sus componentes directa y difusa. Pero aun cuando dicha red esté en funcionamiento, la enorme extensión del territorio de nuestro país demandará métodos adicionales de análisis para poder elaborar un mapa de irradiación en todo el territorio. Entonces, además de herramientas de análisis y predicción basadas en la extrapolación e interpolación de las mediciones, se busca complementarlas y completarlas generando mapas de irradiación a partir de las imágenes remotas obtenidas desde el espacio desde los satélites geoestacionarios GOES, de la NASA. Para ello, en una primera etapa, se proponen dos métodos o algoritmos, el de Tarpley, puramente estadístico, y el Heliosat 2, que incluye modelizaciones físicas de procesos atmosféricos. En este trabajo se describe y comenta la aplicación del algoritmo Heliosat 2 al análisis de imágenes obtenidas por el satélite geoestacionario GOES-13 de la NASA.

Como resultado preliminar se aplicó el método al análisis de las series temporales de datos horarios de irradiación solar global, registrados en Diciembre de 2013 en nueve estaciones de la Red Solarimétrica Regional de la Universidad Nacional de Luján en la Pampa Húmeda argentina.

MÉTODO

El algoritmo Heliosat-2

En las pasadas cuatro décadas se desarrollaron diversos algoritmos computacionales para estimar la irradiación solar en superficie a partir de observaciones satelitales (Tarpley, 1979; Cano, 1986; Schmetz, 1989; Perez, Zelenka, 2002). Entre ellos está Heliosat, desarrollado por Armines / ENSMP bajo el auspicio de la Comisión Europea (Cano 1982; Cano et al. 1986; Diabaté 1989) para ser usado con imágenes de los satélites meteorológicos europeos de la serie Meteosat y extensivo a otros satélites geoestacionarios. Este método resultó uno de los más precisos, tal como lo demuestran varios autores (Grüter et al. 1986; Raschke et al. 1991) y su simplicidad hizo que fuera adoptado en diferentes partes del mundo (Diabaté et al. 1988a b, 1989; Wald et al. 1992). Muchas modificaciones fueron propuestas para el método original (Moussu et al. 1989; Obrecht 1990; Zelenka et al. 1992, 1999; Beyer et al. 1996; Fontoynt et al. 1997; Iehlé et al. 1997; Ineichen, Perez 1999; Müller et al. 2005).

La idea básica general para convertir una imagen satelital en valores de irradiancia a nivel del suelo es que el brillo o número de cuentas, corregido por la respuesta del sensor, resulta relacionado con la irradiancia global recibida en la superficie de la tierra en la ubicación de dicho píxel.

La radiación que llega desde el sol al tope de la atmósfera e ingresa en ella, la atraviesa a la vez que experimenta dispersión y absorción en la atmósfera, las nubes y el suelo. En consecuencia, la radiación que emerge del planeta en dirección sensor del satélite es suma de la dispersada por estas tres fuentes. La idea general de Heliosat-2 es tratar por separado la atenuación de la radiación producida por la atmósfera y las nubes.

El algoritmo consta de dos partes:

- 1) un modelo de cielo claro para describir la irradiación en el suelo cuando no hay nubes, y
- 2) un método para combinar la salida de este modelo de cielo claro con una medida de la cubierta de nubes para estimar la irradiación solar en el caso general, cuando hay nubes.

En un primer paso se evalúa la irradiación de cielo despejado para un determinado lugar e instante. En un segundo paso, para tener en cuenta la extinción ocasionada por las nubes, se deduce de las imágenes correspondientes un índice de nubes (n), asumiendo que la irradiación reflejada medida por el satélite es aproximadamente proporcional a la nubosidad caracterizada por el índice de nubes. Luego, este valor se correlaciona con la transmisión de las nubes y, finalmente, la irradiación de cielo claro es reducida debido a la transmisión de la nube para inferir la irradiación superficial.

1. La reflectividad de un píxel en la imagen satelital $\rho^t(i, j)$ se calcula normalizando las cuentas digitales con la radiación incidente a tope de atmósfera.
2. Se identifica la reflectividad típica mínima $\rho_{suelo}^t(i, j)$ a partir de una serie temporal de imágenes.
3. Cuando la reflectividad observada es igual al valor mínimo, la irradiación a nivel del suelo se deduce de un modelo empírico de cielo claro.
4. Se modela la reflectividad típica máxima $\rho_{nubes}^{t*}(i, j)$ mediante una expresión basada en las mediciones del satélite Nimbus-7 (Taylor, Stowe, 1984).
5. Cuando la reflectividad observada es igual al valor máximo, la irradiación a nivel del suelo es estimada igual a cero.
6. Para reflectividades intermedias, la irradiación es interpolada linealmente entre cero y el valor de cielo claro.

A estos principios se deben agregar algunas correcciones:

Los efectos de las moléculas de aire y aerosoles atmosféricos son tenidos en cuenta al considerar dos hechos. Por un lado, que el sensor del satélite registra la radiación que ellas dispersan en dirección a él. Por otro, que tanto en el camino descendente hacia el suelo como en el ascendente hacia el satélite, atenúan la radiación.

La radiación dispersada por las moléculas del aire se descuenta mediante una fórmula empírica de las cuentas digitales normalizadas. Esto hace que la reflectividad resulte más lambertiana, por lo menos en el caso de cielo claro, y por lo tanto es más fácil comparar reflectividades medidas en diferentes geometrías sol-suelo-satélite. La corrección por la radiación reflejada en la atmósfera se basa en el modelo de cielo claro de ESRA (Rigollier et al. 2000, Geiger et al. 2002). Para ello, la irradiación difusa de cielo claro es multiplicada por un factor (empírico) para convertir la irradiación difusa descendente en la ascendente en dirección del satélite. En la estimación de las reflectividades de las nubes y el suelo, se usa el modelo de cielo claro de ESRA para calcular la transmisividad descendente hacia las nubes y el suelo ($T^t(\theta_s)$) y ascendente hacia el satélite ($T^t(\theta_v)$).

La experiencia empírica muestra que aún en condiciones de cielos muy cubiertos no hay oscuridad completa. Por lo tanto, cuando la reflectividad resulta cercana al valor "típicamente máximo", la irradiación global se evalúa igual a entre 5-10 % del valor de cielo claro.

Para evaluar la reflectividad del suelo en cada píxel se determina el antepenúltimo valor mínimo de una serie temporal de valores de la reflectividad en dicho píxel. El mínimo absoluto es descartado porque puede deberse a cuestiones relacionadas con el tratamiento de la imagen.

Implementación operativa del algoritmo

La implementación del método consta de cuatro etapas principales (Figura 1), en las que se calcula:

1. el albedo observado,
2. el albedo atmosférico,
3. el índice de nubes,
4. la irradiación a nivel del suelo

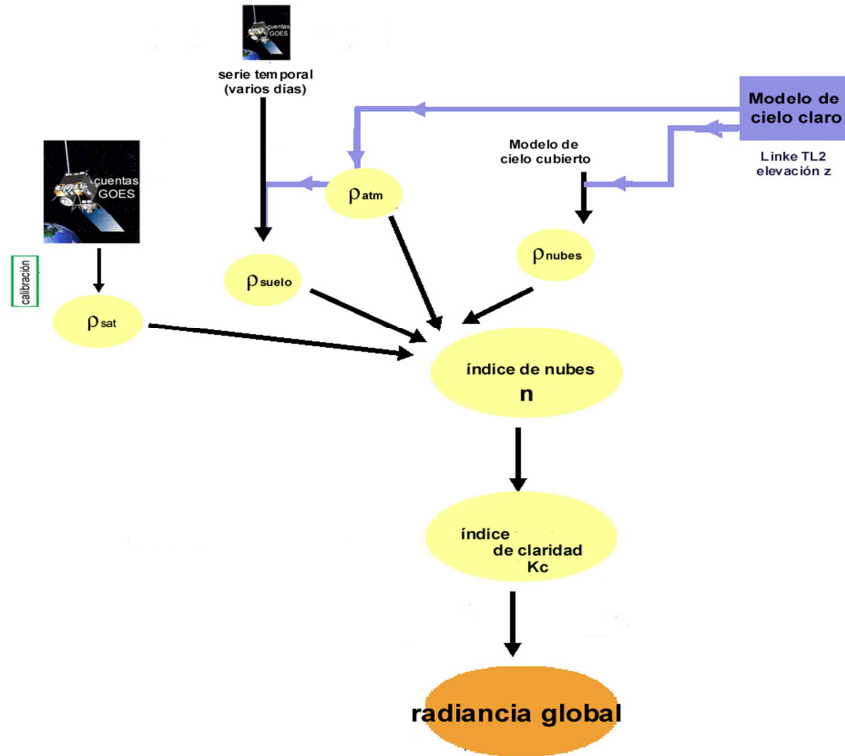


Figura 1. Esquema del algoritmo Heliosat-2.

1. El algoritmo Heliosat-2 es aplicable en casos en que las imágenes satelitales están calibradas, es decir, que los valores registrados por el sensor en cada píxel pueden ser traducidos a valores de radiancia. En los satélites GOES-13 y sucesivos, la calibración se realiza periódicamente y los coeficientes de calibración son informados en los sitios web del satélite. La radiancia (L) observada por el sensor en cada instante y píxel proviene de tres fuentes, la atmósfera, las nubes y el suelo, y resulta una porción de la irradiancia solar que llega al tope de la atmósfera (I_0). Asumiendo que la superficie refleja isotrópicamente (reflexión lambertiana), la radiancia tiene el mismo valor en todas direcciones y el valor de la irradiancia del píxel resulta π veces el de la radiancia registrada por el satélite:

$$I = \pi \cdot L$$

El albedo o reflectancia ρ de una superficie es el cociente entre los valores de la irradiancia reflejada I_{refl} y la incidente I_{inc} :

$$\rho = \frac{I_{refl}}{I_{inc}}$$

El albedo terrestre observado por el satélite es el cociente entre la irradiancia registrada por el sensor y la irradiancia solar a tope de atmósfera, I_0 . Este último valor no es constante, varía periódicamente debido a la excentricidad de la órbita terrestre, según la relación:

$$I_0^t = I_0 \cdot \varepsilon(t)$$

donde $I_0 = 1367 \text{ W/m}^2$ es el valor de la irradiancia solar a tope de atmósfera cuando la Tierra está a la distancia promedio del Sol y $\varepsilon(t)$ es el cuadrado del cociente entre la distancia promedio y la distancia en el instante t , $\varepsilon(t) = \left(\frac{d}{d_0}\right)^2$, que puede aproximarse según:

$$\varepsilon(t) = 1.00011 + 0.034221 \cos \beta + 0.00128 \sin \beta + 0.000719 \cos(2\beta) + 0.000077 \sin(2\beta)$$

con $\beta = \frac{2\pi n}{365}$ donde n es el número de día juliano

Además, si se considera que la superficie emisora en el suelo terrestre es horizontal, para calcular la irradiación que le llega se debe multiplicar la irradiancia normal a los rayos solares por el factor $\cos(\theta_s) = \sin(\gamma_s)$, donde θ_s y γ_s son el ángulo cenital y de elevación solar, respectivamente. Entonces, el albedo observado por el satélite sobre el píxel (i, j) en el instante t queda:

$$\rho^t(i, j) = \pi \cdot L^t(i, j) / I_0 \cdot \varepsilon(t) \cdot \cos(\theta_s(t, i, j)) \quad (1)$$

2. El modelo de cielo claro permite calcular la radiancia atmosférica de cielo claro para cada píxel $L_{atm}^t(i, j)$. Para ello se necesita información de la elevación del sitio, z y del factor de turbidez en el sitio TL2. Posteriormente, los coeficientes de calibración del satélite permiten transformar el valor de radiancia al de albedo atmosférico $\rho_{atm}^t(i, j)$
3. Para computar el índice de nubes se deben conocer además de $\rho^t(i, j)$ y $\rho_{atm}^t(i, j)$, el albedo del suelo $\rho_{suelo}^t(i, j)$ y de las nubes más brillantes $\rho_{nubes}^{t*}(i, j)$. El primero se determina analizando una serie de imágenes de varios días alrededor del instante t y teniendo en cuenta las transmitancias atmosféricas que brinda el modelo de cielo claro para los valores conocidos de turbidez de Linke y elevación del sitio. El albedo de las nubes más brillantes se modela (en un valor aproximado 0,8) y se corrige teniendo en cuenta la transmitancia de la atmósfera.
4. Con el valor del índice de nubes como entrada, se calcula el índice de claridad K_c , que es el cociente entre la irradiación observada G_h y la irradiación de cielo claro G_{ch} , cuyo valor brinda el modelo de cielo claro. Así, finalmente se puede calcular G_h .

EL MODELO DE CIELO CLARO

El método Heliosat calcula la irradiación que llega al nivel del suelo en determinado instante como una porción de la que llegaría al mismo punto y en el mismo instante en condiciones de cielo totalmente despejado (cielo claro). El modelo de cielo claro usado en Heliosat 2 fue desarrollado en el marco del proyecto europeo ESRA (European Solar Radiation Atlas) (ESRA 2000; Rigollier et al. 2000) con correcciones por la elevación del sitio propuestas por Remund y Page (2002). Desde un punto de vista operativo, la utilización del modelo ESRA implica el conocimiento en cada píxel de la imagen del factor de turbidez Linke y de la elevación del terreno.

Actualmente hay disponibles mapas digitales de elevación del terreno de todo el planeta con una resolución espacial adecuada para el procesamiento de imágenes satelitales (por ejemplo, U.S. Geological Survey: <http://edcdaac.usgs.gov/topo30/topo30.html>).

La influencia de la precisión en la elevación del terreno en los resultados del modelo ESRA es menor que el impacto de un error en TL2. Mapas globales con valores medios mensuales de TL2 son suministrados por el proyecto SoDa (www.soda-is.com) (Remund, 2003; Helioclim, 2011). Estos mapas fueron generados utilizando el modelo ESRA de cielo claro con correcciones por altura del terreno y a partir de dos fuentes de información: valores de TL2 estimados a partir de valores medios mensuales de irradiación global de cielo claro deducidos de datos satelitales y publicados por NASA en el marco del proyecto SRB (Solar Radiation Budget Project), y valores de TL2 estimados a partir de información obtenida en sitios específicos. Sin embargo, la información local usada correspondiente al territorio de nuestro país es muy escasa, por lo que deberá consagrarse esfuerzo a mejorar estos datos en cada píxel de la imagen y en cada momento del año.

En el modelo ESRA, la irradiancia global horizontal de cielo despejado, G_c , se divide en dos componentes: la directa, B_c , y la difusa, D_c , que se determinan por separado. La unidad para la irradiancia es $W m^{-2}$.

Componente directa

Para evaluar la atenuación de la radiación directa en su camino hacia el suelo y desde allí hacia el satélite, se debe considerar el camino óptico que siguen los rayos, dependiente de los siguientes parámetros: la latitud del sitio (positivo en el hemisferio norte), Φ , su longitud (positiva al este), λ , su elevación sobre el nivel del mar, z , la declinación del sol para el día considerado, δ y el ángulo solar en el instante t , ω .

La irradiancia directa de cielo claro sobre una superficie horizontal, B_c , está dada por:

$$B_c = I_0 \cdot \varepsilon \cdot \sin(\gamma_s) \cdot \exp(-0.8662 \cdot TL2 \cdot m \cdot \delta_R(m)) \quad (2)$$

El factor $I_0 \cdot \varepsilon \cdot \sin(\gamma_s)$ representa la irradiancia a tope de atmósfera y el factor $\exp(-0.8662 \cdot TL2 \cdot m \cdot \delta_R(m))$, la transmitancia atmosférica para la radiación directa en condiciones de cielo claro.

La masa óptica relativa del aire m expresa el cociente entre la longitud del camino óptico del rayo solar a través de la atmósfera con el camino óptico a través de una atmósfera estándar a nivel del mar y con el sol en el cenit. A medida que disminuye la altura solar, la longitud del camino óptico relativo aumenta.

Además, la longitud del camino óptico relativo disminuye con el aumento de la elevación del sitio. Para tener en cuenta este efecto, se aplica un procedimiento de corrección, considerando el cociente entre la presión atmosférica media en el nivel de elevación del sitio, p , y la presión atmosférica promedio a nivel del mar, p_0 . Esta corrección es particularmente importante en las zonas montañosas.

La masa de aire óptica relativa del nivel del mar no tiene unidades y está dada por (Kasten, Young; 1989):

$$m(\gamma_{s_{corr}}) = \frac{\frac{p}{p_0}}{\left[\sin(\gamma_{s_{corr}}) + 0.50572 \cdot \left(\frac{180}{\pi} \right) \cdot \gamma_{s_{corr}} + 6.07995 \right]^{-1.6364}} \quad (3)$$

donde la corrección por altura está dada por: $\frac{p}{p_0} = \exp(-z/z_0)$

donde z_0 es la altura de la atmósfera de Rayleigh en la superficie de la tierra, igual a 8434,5 metros.

La elevación del sol sobre el horizonte corregida por la refracción, $\gamma_{s,corr}$, está dada en radianes por:

$$\gamma_{s,corr} = \gamma_s + \Delta\gamma_{refr}$$

con

$$\sin \gamma_s = \sin \phi \cdot \sin \delta + \cos \phi \cdot \cos \delta \cdot \cos \omega$$

y

$$\Delta\gamma_{refr} = 0.061359 \cdot \left(\frac{180}{\pi}\right) \cdot \frac{0.1594 + 1.123 \cdot \gamma_s \cdot \frac{\pi}{180} + 0.065656 \left(\gamma_s \cdot \frac{\pi}{180}\right)^2}{1 + 28.9344 \gamma_s \cdot \frac{\pi}{180} + 277.3971 \left(\gamma_s \cdot \frac{\pi}{180}\right)^2} \quad (4)$$

El espesor óptico de Rayleigh, δ_R , es el espesor óptico de una atmósfera pura que sólo produce dispersión de Rayleigh, por unidad de masa de aire y a lo largo de un camino de longitud determinada. Como la radiación solar no es monocromática, el espesor óptico de Rayleigh depende de la trayectoria óptica precisa y por lo tanto, de la masa óptica relativa de aire, m . La parametrización utilizada se basa en Kasten (1996) y fue modificada por Remund, Page (2002) para corregir el comportamiento del modelo original con la altitud del terreno. El espesor óptico integrado de Rayleigh resulta entonces:

si $m \leq 20$, ($\gamma_s \geq 1.9^\circ$)

$$1/\delta_R(m) = 6.6296 + 1.7513 m - 0.1202 m^2 + 0.0065 m^3 - 0.00013 m^4 \quad (5)$$

si $m > 20$, ($\gamma_s < 1.9^\circ$),

$$1/\delta_R(m) = 10.4 + 0.718 m \quad (6)$$

Toda variación de la transmitancia atmosférica de radiación directa con la masa de aire está incluida en el producto $m \cdot \delta_R(m)$. La figura 2 muestra valores de la transmitancia y la irradiancia directa para diferentes valores del factor de turbidez de Linke en función de la elevación solar γ_s .

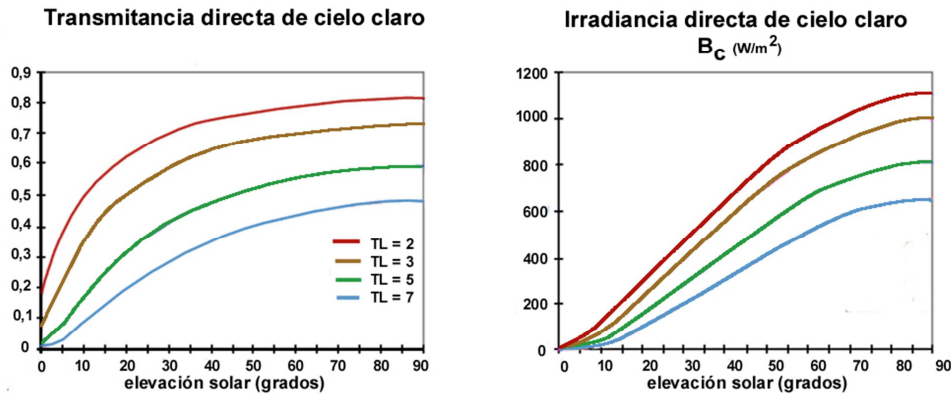


Figura 2. Valores representativos de la transmitancia e irradiancia directa de cielo claro en función de la elevación solar y para diferentes valores del coeficiente de turbidez de Linke.

Componente difusa

La irradiancia difusa de cielo claro sobre una superficie horizontal (o irradiancia difusa horizontal), D_c , también depende del factor de turbidez de Linke, TL_2 , para cualquier altura solar. De hecho, a medida que aumenta la turbidez, la proporción de la energía dispersa en la atmósfera aumenta, la irradiancia directa decrece y la difusa normalmente aumenta. Sin embargo, con gran turbidez y altura solar muy baja, la irradiancia difusa puede decrecer al aumentar la turbidez debido a la gran pérdida de energía radiante asociada con la gran longitud del camino de los rayos en la atmósfera. Por lo tanto, la irradiancia difusa horizontal, D_c , está determinada por:

$$D_c = I_0 \cdot \varepsilon \cdot T_{rd}(TL_2) \cdot F_d(\gamma_s, TL_2) \quad (7)$$

En esta ecuación, la irradiación difusa se expresa como el producto T_{rd} , la función de transmisión difusa en el zenit (es decir, cuando la elevación del sol es 90°), y F_d , una función de distribución angular difusa.

$$T_{rd}(TL_2) = -1.5843 \cdot 10^{-2} + 3.0543 \cdot 10^{-2} \cdot TL_2 + 3.797 \cdot 10^{-4} \cdot TL_2^2 \quad (8)$$

En el caso de cielo muy claro, la función T_{rd} toma valores muy pequeños, hay muy poca difusión, tan sólo la ocasionada las moléculas de aire (dispersión de Rayleigh). A medida que se incrementa la turbidez, aumenta la transmitancia de difusa y decrece la

de directa. Típicamente, T_{rd} toma valores desde 0,05 para cielos muy claros (TL2 = 2) hasta 0,2 para atmósferas muy turbias (TL2 = 7). La figura 3 muestra T_{rd} en función de TL2.

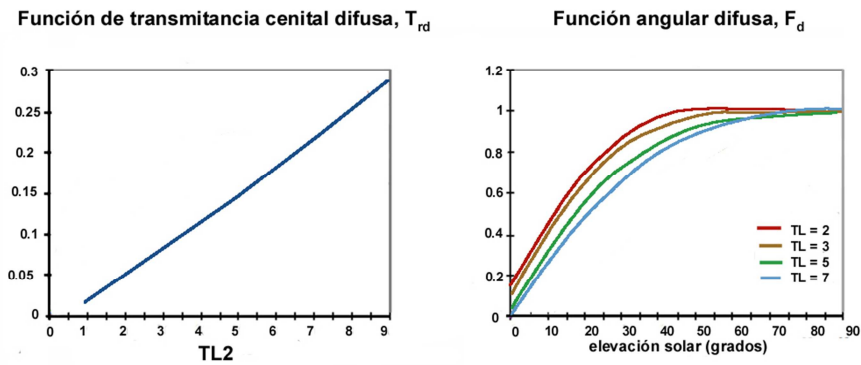


Figura 3. Valores típicos de las funciones de transmitancia de radiación difusa de cielo claro en función de la elevación solar y para diferentes valores del coeficiente de turbidez de Linke.

La función angular difusa, F_d , depende del ángulo de elevación solar y se ajusta mediante funciones polinómicas de segundo grado en términos del seno de dicho ángulo:

$$F_d(\gamma_s, TL2) = A_0 + A_1 \cdot \sin \gamma_s + A_2 (\sin \gamma_s)^2 \quad (9)$$

Los coeficientes A_0 , A_1 , y A_2 , no tienen unidades, son funciones del factor de turbiedad de Linke y están dados por:

$$A_0 = 0.264631 - 6.1581 \cdot 10^{-2} \cdot TL2 + 3.1408 \cdot 10^{-3} \cdot TL2^2$$

$$A_1 = 2.0402 - 1.89451 \cdot 10^{-2} \cdot TL2 - 1.1161 \cdot 10^{-3} \cdot TL2^2$$

$$A_2 = -1.3025 + 3.9231 \cdot 10^{-2} \cdot TL2 + 8.5079 \cdot 10^{-3} \cdot TL2^2$$

con una condición para A_0 :

$$\text{si } (A_0 \cdot \text{Trd}) < 2 \cdot 10^{-3} \quad \text{entonces } A_0 = 2 \cdot 10^{-3} / \text{Trd}$$

Esta condición es necesaria porque la expresión de A_0 resulta negativa para $TL2 > 6$. Por lo tanto se decidió imponer esta condición limitante para lograr valores aceptables al amanecer y el atardecer. Las funciones de difusa se representan en la figura.

Una vez computada F_d , se puede determinar la irradiancia difusa horizontal, D_c . Se la muestra en la figura 4 para varios factores de turbidez de Linke, en función de la elevación solar. D_c claramente aumenta a medida que aumenta la turbidez, debido al aumento en la dispersión de los aerosoles. Como ya se mencionó, puede ocurrir lo opuesto para altitud solar muy baja y turbidez alta.

La suma de las irradiancias directa y difusa de cielo claro resulta la irradiancia global horizontal de cielo claro, que está representada en la figura 4. La irradiancia global disminuye al aumentar la turbidez y disminuir la elevación solar. No resulta igual a cero al atardecer o amanecer debido a la componente difusa, que es apreciable aún con el sol bajo el horizonte.

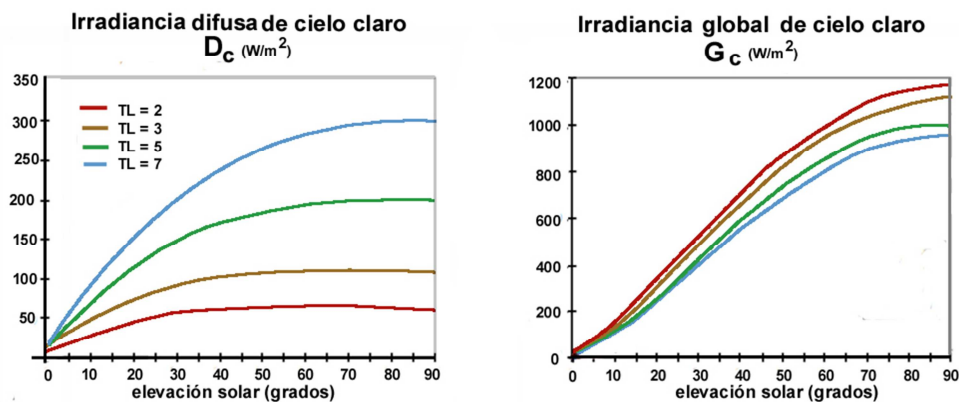


Figura 4. Valores típicos de la irradiancia difusa y global de cielo claro en función de la elevación solar y para diferentes valores del coeficiente de turbidez de Linke.

El índice de nubes

Un parámetro fundamental en el método Heliosat2, es el índice de nubes n , que se relaciona con la "claridad" de la atmósfera (Ineichen, Perez, 1999; Dagestad, 2005). Resulta de comparar el albedo observado con el de las nubes más brillantes y se lo puede escribir como:

$$n = \frac{\rho^t - \rho_{suelo}^t}{\rho_{nubes}^{t*} - \rho_{suelo}^t} \quad (10)$$

donde

- ρ^t es el albedo aparente observado por el sensor en el tiempo t y el pixel (i, j) ,
- ρ_{nubes}^{t*} es el albedo aparente sobre las nubes más densas y brillantes,
- ρ_{suelo}^t es el albedo aparente sobre el suelo en días claros.

Cuando el cielo está despejado, el albedo observado es cercano al del suelo y el índice de nubes es cercano a 0, incluso negativo. Si el cielo está muy cubierto, el índice de nubes es cercano a 1 y posiblemente mayor. El índice de nubes resulta un buen parámetro para analizar las imágenes satelitales, que no debe ser confundido con la medida de la cobertura de nubes. A diferencia de este parámetro, que no es sensible a la estructura del perfil vertical de nubes, el índice n sí puede resultarlo.

Para computar n se deben determinar las reflectancias o albedos aparentes $\rho_{suelo}^t(i, j)$ y $\rho_{nubes}^{t*}(i, j)$. Estas reflectancias se calculan a partir del análisis de series temporales del albedo observado por el sensor $\rho^t(i, j)$.

Finalmente, el índice de nubes n se relaciona con la irradiación global horaria en tierra por medio del índice de claridad $K_c^t(i, j)$. Reuniendo estos valores horarios es posible computar la irradiación diaria.

En casos de cielos despejados, el albedo observado por el sensor se considera función del albedo del suelo, $\rho_{suelo}^t(i, j)$ el ángulo cenital solar, θ_s y el ángulo de visión, θ_v . Suponiendo reflexión isotrópica o lambertiana, el albedo observado por el sensor resulta (Tanré et al., 1990):

$$\rho^t(i, j) = \rho_{atm}^t(\theta_s, \theta_v) + \rho_{suelo}^t(i, j) \cdot T^t(\theta_s) \cdot T^t(\theta_v) \quad (11)$$

donde $\rho_{atm}^t(\theta_s, \theta_v)$ es la reflectancia intrínseca de la atmósfera, causada por la dispersión de la radiación incidente y ascendente hacia el sensor, $T^t(\theta_s)$ y $T^t(\theta_v)$ son las transmitancias globales de la atmósfera para la radiación descendente y ascendente respectivamente. La transmitancia global es la suma de la transmitancia para las componentes directa y difusa. El principio de reciprocidad implica que la misma formulación se aplica a ambas transmitancias. Los términos $\rho_{atm}^t(\theta_s, \theta_v)$, $T^t(\theta_s)$ y $T^t(\theta_v)$ se modelan y se obtiene una expresión para $\rho^t(i, j)$ como función de $\rho_{atm}^t(i, j)$, $T^t(\theta_s)$, $T^t(\theta_v)$ y $\rho_{suelo}^t(i, j)$. Inversamente, esta relación es utilizada para determinar $\rho_{suelo}^t(i, j)$.

Las influencias del ángulo cenital solar θ_s y del factor de turbidez Linke son importantes pues afectan la transmitancia. La masa de aire aumenta con θ_s y causa un aumento de la reflectividad intrínseca de la atmósfera ρ_{atm}^t . A su vez, la transmitancia disminuye a medida que aumenta la turbidez. Estudios realizados mediante simulaciones de la transferencia radiativa en la atmósfera (Kasten, 1980; Kneizys et al., 1996; Hammer, 2003; Dagestad, 2004) muestran que el albedo aparente ρ^t aumenta con θ_s . Esto se debe al aumento del albedo de la atmósfera, ρ_{atm}^t y el efecto es más pronunciado cuando el albedo es bajo y la turbidez alta.

Modelización del albedo atmosférico

Suponiendo que la dispersión de la atmósfera es isotrópica, es concebible que la radiancia L_{atm} que llega al sensor sea proporcional a la que llega al suelo. Esta radiancia puede expresarse en términos de la irradiancia difusa de cielo claro al nivel del suelo, D_c :

$$L_{atm} = \left(\frac{D_c}{\pi} \right) \cdot \left(\frac{I_{0met}}{I_0} \right) \left(\frac{\langle \cos \theta_v \rangle}{\cos \theta_v} \right)^{0,8} \quad (12)$$

El factor π convierte la irradiancia isotrópica D_c en radiancia y el cociente (I_{0met}/I_0) normaliza la irradiancia registrada por el sensor del satélite con la extraterrestre. La radiancia atmosférica cambia con el ángulo de visión y esto es tenido en cuenta mediante el factor $(\langle \cos \theta_v \rangle / \cos \theta_v)^{0,8}$ que según Beyer et al (1996), es una corrección empírica para el ángulo de visión sin sesgo ($\langle \cos \theta_v \rangle = 0,5$). El valor de radiancia se convierte en albedo mediante la relación:

$$\rho_{atm}^t(\theta_s, \theta_v) = \frac{\pi \cdot L_{atm}^t(i, j)}{I_{0met} \cdot \epsilon^t \cdot \cos \theta_s} \quad (13)$$

Determinación del albedo del suelo

El albedo aparente del suelo en cada píxel $\rho_{suelo}^t(i, j)$ se determina analizando una serie temporal de imágenes. Primero, las cuentas del sensor son convertidas a radiancias $L^t(i, j)$. El análisis de años de imágenes ha demostrado que en ocasiones, aún con el sol bien por encima del horizonte, ciertos pixeles exhiben radiancias muy bajas, similares a las nocturnas. Para descartar estos casos se impone un límite mínimo a las radiancias a considerar, deben ser mayores al 3% de la máxima radiancia que puede registrar el sensor:

$$L^t(i, j) > 0,03 I_{0met}/\pi$$

Filtrados los valores de radiancias, se evalúa en el píxel el valor de albedo registrado por el satélite, el albedo atmosférico y las transmitancias de bajada y subida. Con estos valores se calcula el correspondiente albedo del suelo:

$$\rho_{suelo}^t(i, j) = \frac{\rho_{suelo}^t(i, j) - \rho_{atm}^t(\theta_s, \theta_v)}{T^t(\theta_s) \cdot T^t(\theta_v)} \quad (14)$$

Finalmente, el valor del albedo del suelo para el píxel se elige igual al mínimo de estos valores calculados en una serie temporal de imágenes limitada a valores de θ_s menores que 70° . La duración de la serie temporal debería ser tan corta como fuera posible, para tener en cuenta las posibles variaciones del valor del albedo, si las hubiera. La corrección por el efecto de los ángulos θ_s y θ_v permite comparar los albedos en diferentes instantes. De esta manera, el período se puede acortar, lo que resulta útil a nivel computacional. Incluso, cuando se requieran cálculos en tiempo real, esto hace posible elegir una ventana o período móvil.

Relación entre el índice de nubes y la irradiación global superficial

Determinado el valor del índice de nubes n , la irradiación global horizontal a nivel del suelo G_h se calcula mediante el índice de cielo claro K_c , igual al cociente entre la irradiación mencionada y la de cielo claro G_{ch} . El valor de este índice es función de n , según la relación determinada empíricamente y válida para todo sitio, dada por:

$$K_c = \begin{cases} 1,2 & n < -0,2 \\ 1 - n & n \in [-0,2 ; 0,8] \\ 2,0667 - 3,6667 n + 1,6667 n^2 & n \in [0,8 ; 1,1] \\ 0,05 & n > 1,1 \end{cases} \quad (15)$$

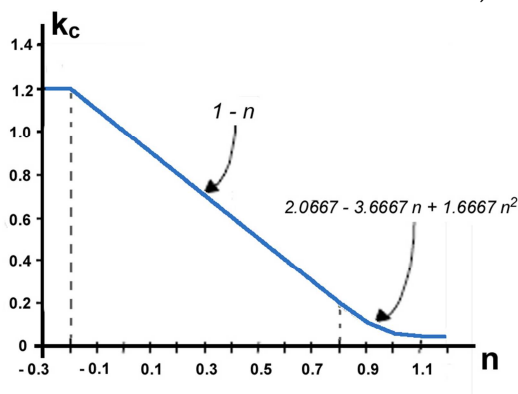


Figura 5. Relación entre el índice de cielo claro K_c y el índice de nubes.

DATOS

Los datos satelitales utilizados en nuestros cálculos son imágenes del canal visible del satélite geostacionario GOES-13 West de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) del Departamento de Comercio de los Estados Unidos, ubicado a 38.500 km sobre el nivel del mar a latitud 0° y 75° de longitud oeste, sobre el punto tripartito de la frontera entre Colombia, Ecuador y Perú. La resolución espacial de las imágenes (el tamaño de cada píxel en las fotos) es de aproximadamente 1×1 km en el nadir de satélite y de unos 2×2 km en la zona pampeana estudiada. El sensor del satélite recorre casi todo el territorio del continente americano y el océano atlántico a razón de dos veces por hora, y las imágenes son distribuidas libremente por el servicio CLASS (Comprehensive Large Array Data Stewardship System) de la NOAA, en el sitio web <http://www.class.ngdc.noaa.gov/saa/products/welcome>.

En este cálculo preliminar se procesaron las imágenes existentes para Diciembre de 2013, excepto aquellas en las que la altura solar era menor a 12° en alguna de las posiciones de las estaciones consideradas. Con estas restricciones, el número de imágenes promedio diario es 22. El algoritmo Heliosat-2 produce un valor de irradiancia instantánea en cada píxel de cada imagen y este valor se asume igual al promedio en la media hora que transcurre desde el momento del inicio de la toma de la imagen. Los valores resultantes se contrastaron con las mediciones en tierra.

En la Tabla 1 se consignan las estaciones consideradas, sus coordenadas y alturas sobre el nivel del mar y los sensores piranométricos

utilizados. El área de cobertura de la Red Solarimétrica Regional se muestra en la Figura 6.

Las estaciones guardan registros de irradiación global integrada cada 10 minutos. Con estos datos, se calcularon las correspondientes integrales horarias para cada hora del día. De las integrales horarias se dedujo el valor promedio de irradiancia en cada hora. Estos valores fueron comparados con los promedios horarios de irradiancia en tierra deducidos de las imágenes satelitales.

La frecuencia de toma es de dos imágenes por hora, pero suele ocurrir que algunas faltan. Para poder deducir de ellas un valor promedio de irradiancia en cada hora del día, se usó el recurso de dividir el día en casilleros o “slots” temporales de una hora de duración, comenzando a las 0:00, hora local. Dada una imagen o una medida en tierra, según la hora local en que fue obtenida, se la asigna al slot correspondiente. Una vez asignadas todas las imágenes y mediciones, se calcula el valor de irradiancia correspondiente al slot como el promedio de las medidas o imágenes que resultaron pertenecientes a él. Los casos en que no existió ninguna imagen o ninguna medida en un slot determinado fueron descartados, pues no hacían posible la comparación.

Estación	Latitud S (°)	Longitud W (°)	altura (msnm)	sensor
Anguil	36,54	63,99	165	K&Z CM5
Azul	36,77	59,88	132	Eppley B&W
Balcarce	37,76	58,30	130	Eppley B&W
Concepción del Uruguay	32,48	58,23	15	K&Z CM3
General Villegas	34,87	62,78	110	K&Z CM5
Luján	34,59	59,06	29	K&Z CMP11
Marcos Juárez	32,57	62,08	104	Eppley B&W
Paraná	31,85	60,54	110	K&Z CM3
Pergamino	33,94	60,57	65	Eppley B&W

Tabla 1: Parámetros geográficos de las estaciones solarimétricas consideradas y sensores empleados.

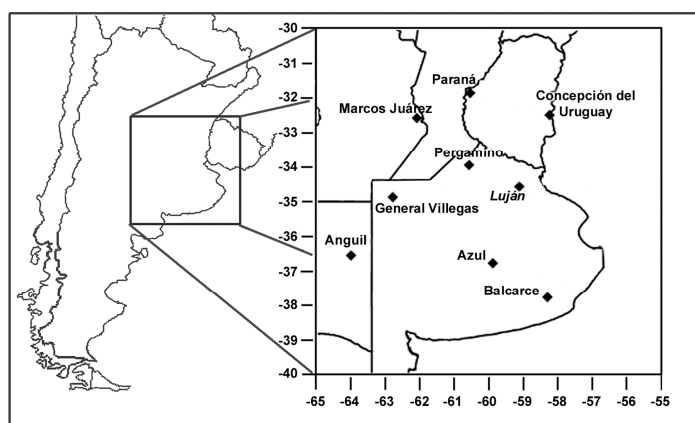


Figura 6: Área de cobertura de la Red Solarimétrica Regional.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la tabla 2 se indica el número de imágenes procesadas para cada día del mes de Diciembre de 2013. Se evaluaron los errores cuadráticos (RMSE) y los sesgos relativos (BIAS) de la integral diaria de irradiación. En los días en que el número de imágenes es del orden de 20, ambos resultaron pequeños, (del orden del 10%), lo que muestra un muy buen desempeño del algoritmo. Un error de esa magnitud resulta comparable, muchas veces, con los errores de medición provenientes de radiómetros de segunda calidad, o de piranómetros no debidamente calibrados. Por lo cual, el desempeño en un área tan extensa como la cubierta en este trabajo resulta muy aceptable.

Los días con pocas imágenes, brindan valores exageradamente altos para la irradiación diaria. Si bien esto es esperable, un análisis más detallado deberá ser realizado para diferentes meses, ya que la influencia del número de imágenes diarias disponibles puede variar en función del mes.

Resulta llamativo que el sesgo sea negativo en prácticamente todos los casos, lo que indica que el algoritmo está sobreestimando los valores. Si bien este comportamiento debe ser estudiado más profundamente en el desarrollo futuro de la investigación, podría concluirse de manera preliminar que el albedo del suelo está siendo subestimado, por lo que cabría prestar una especial atención a su evaluación.

Resta analizar la calidad del ajuste mediante el algoritmo en relación con otros parámetros, como el índice de claridad diario y el tamaño de la celda que se considera alrededor de las estaciones. Dicho análisis puede dar idea del desempeño del modelo en función de la cobertura de cielo y del número de píxeles necesarios a considerar para evaluar los valores medios. Dicho número es importante, ya que promediar espacialmente brinda a su vez un promedio temporal; promediar píxeles vecinos tiene en cuenta la evolución de las condiciones atmosféricas en la vecindad de las estaciones de referencia.

Estos resultados presentados son preliminares, los primeros obtenidos tras poner en funcionamiento las rutinas computacionales que hacen posibles por una parte automatizar la obtención de las imágenes (matrices con enorme cantidad de datos), y por otra, realizar los cálculos con ellas. Con estas herramientas en funcionamiento, se encarará el trabajo de analizar en profundidad su desempeño, optimizarlas y aplicarlas a la elaboración de cartas de irradiación para todo el territorio de Argentina.

CONCLUSIONES

El algoritmo de cálculo utilizado se presenta como una herramienta valiosa para la estimación de la irradiación solar a nivel de la superficie terrestre. Los resultados son, en primera instancia, aceptables para aplicaciones de tecnología solar que requieran el nivel de precisión alcanzado. Los errores disminuyen significativamente para valores medios mensuales.

La puesta a punto de un algoritmo de este estilo para calcular la irradiación solar diaria sobre todo el territorio nacional, juntamente con una red terrestre de medición del recurso solar, adecuadamente distribuida (tal como la que planifica el proyecto ENARSOL), permitirán su evaluación en tiempo real, con suficiente nivel de precisión, al tiempo que actualizará la información disponible sobre su distribución espacio temporal. En un contexto de posible cambio climático y expansión de las aplicaciones que utilizan la energía solar como fuente primaria, contar con una herramienta que la evalúe constituye un paso importante para su aprovechamiento eficaz.

Día		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Nº imágenes		22	22	22	21	22	22	22	22	21	22	2	22	22	22	22	22
RMSE relativo promedio diario	Luján	11,4	9,6	8,8	12,4	8,8	9,6	9,0	12,9	14,7	6,1	63,2	12,2	8,1	9,7	14,3	8,5
	Azul	11,4	10,4	8,9	12,5	8,9	9,3	9,7	24,9	6,9	9,1	97,1	10,3	10,1	14,8	8,2	8,5
BIAS relativo promedio diario	Luján	-8,5	-5,7	-5,0	-9,2	-5,5	-6,6	-5,9	-10,0	-8,5	-1,0	-58,0	-9,5	-4,0	-6,9	-10,8	-4,7
	Azul	-7,9	-6,2	-4,4	-9,2	-5,6	-6,3	-6,7	-21,5	0,4	-4,9	-86,3	-6,8	-7,2	-10,7	-5,1	-4,0

Día		17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
Nº imágenes		22	13	22	22	5	22	21	22	21	22	21	22	22	22	22
RMSE relativo promedio diario	Luján	10,2	20,3	11,8	8,9	70,3	11,3	10,6	9,7	13,7	13,3	10,7	7,6	10,8	9,4	11,7
	Azul	13,1	19,7	13,4	8,9	37,5	10,9	11,2	10,7	21,2	9,1	8,1	9,4	9,7	11,5	10,6
BIAS relativo promedio diario	Luján	-7,2	-16,2	-5,7	-5,7	-56,1	-6,8	-7,8	-6,7	-10,7	-10,1	-5,4	-3,9	-6,2	-5,7	-9,1
	Azul	-10,5	-15,5	-6,8	-5,1	-14,8	-6,2	-8,3	-7,8	-16,3	-2,8	-1,2	-6,5	-6,7	-8,5	-5,6

Tabla 2. Errores relativos promedio resultantes del procesamiento de las imágenes de los días de Diciembre de 2013 en las estaciones Luján y Azul. Los valores se indican en porcentaje de la suma diaria de irradiación global medida en tierra.

NOMENCLATURA

En este documento se emplean las siguientes notaciones:

Subíndices

0: valores astronómicos o extraterrestres,

g: valores en tierra

c: valores de cielo claro (o despejado)

Valores astronómicos y ángulos solares

t : tiempo

θ_s : ángulo cenital solar.

\mathcal{Z} : elevación solar, también llamado ángulo de altitud solar. Vale 0° en los instantes de salida y puesta del sol. $\theta_s = \pi/2 - \mathcal{Z}$

I_0 es la constante solar, que es la irradiancia extraterrestre normal al rayo solar a la distancia solar promedio. Vale 1367 W m^{-2} .

$I_{0\lambda}$ es la distribución espectral de la radiación solar fuera de la atmósfera. Se define promediando o interpolando valores publicados en tablas (Neckel, Labs (1984), Justus (1989) y Rossow *et al.* (1992), a intervalos de $10 \mu\text{m}$ centrados en las longitudes de onda indicadas.

Sus unidades son $\text{W m}^{-2} \cdot \text{m}^{-1}$.

ϵ es el factor de corrección de la distancia solar promedio para obtener la distancia real en cada día I_0 . $\epsilon(t)$ es la irradiancia extraterrestre en una superficie normal al rayo solar para el día considerado

δ es la declinación (positiva cuando el sol está al norte del Ecuador, entre el 21 de Marzo y el 23 de Septiembre). Sus valores máximo y mínimo son $+23^\circ 27'$ y $-23^\circ 27'$.

ω : ángulo horario solar, expresa el instante del día en términos del ángulo de rotación de la Tierra alrededor de su eje desde el mediodía solar en cada posición determinada. Como la Tierra rota 360° (o 2π rad) en 24 horas, en una hora la rotación es de 15° (o $\pi/12$ rad) Dado un instante t en tiempo solar real (TST), resulta $\omega = (t-12)\pi/12$. Si t es un tiempo universal (UT) expresado en horas y decimales, λ es la longitud del lugar (positiva hacia el este) y Δt es la corrección del tiempo (la llamada ecuación del tiempo) en horas y decimales, entonces $\omega = \pi/12 (t + 12\lambda/\pi + \Delta t - 12)$, si λ está en radianes, o $\omega = 15^\circ (t + \lambda/15^\circ + \Delta t - 12)$ si λ está expresado en grados.

Valores de radiación

Las letras L , G , D , I y B denotan las siguientes cantidades:

L : radiancia ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$),

G : irradiancia o irradiación global,

D : irradiancia o irradiación difusa (componente difusa de la radiación solar),

B : irradiancia o irradiación directa (componente directa de la radiación solar).

I : irradiancia o irradiación directa normal (componente directa de la radiación solar, normal a la dirección de los rayos solares)

Los intervalos temporales básicos a los que se refieren los valores de irradiación se identifican mediante los siguientes subíndices:

h : valores horarios (ej., la integral de la irradiancia global observada durante una hora, que es la irradiación por hora),

d : valores diarios (ej., la integral de la irradiancia global observada durante un día que es la irradiación diaria),

m : valores medios mensuales (ej., el valor medio de la irradiación horaria observada durante un mes a la hora h).

Notaciones para las irradiancias e irradiaciones:

$G_0^t(i, j)$ es la irradiancia horizontal a tope de atmósfera en el instante t y correspondiente al píxel (i, j) . Se expresa en W m^{-2} .

$$G_0^t(i, j) = I_0 \varepsilon(t) \cos(\theta_s(t, i, j)).$$

$G_{0h}(i, j)$ es la irradiación horaria horizontal a tope de atmósfera para la hora h y el píxel (i, j) . Se expresa en Wh m^{-2} .

$G^t(i, j)$, $B^t(i, j)$ y $D^t(i, j)$ son respectivamente las irradiancias global, directa y difusa a nivel del suelo para el instante t y el píxel (i, j) . Se expresan en W m^{-2} .

$G_c^t(i, j)$, $B_c^t(i, j)$ y $D_c^t(i, j)$ son respectivamente las irradiancias global, directa y difusa a nivel del suelo en condiciones de cielo claro para el instante t y el píxel (i, j) . Se expresan en W m^{-2} .

$G_h(i, j)$, $B_h(i, j)$ y $D_h(i, j)$ son respectivamente la irradiación global, directa y difusa horarias a nivel del suelo durante la hora h en el píxel (i, j) . Se expresan en Wh m^{-2} . Notaciones similares valen para las irradiaciones diarias, con el subíndice d .

$G_{ch}(i, j)$, $B_{ch}(i, j)$ y $D_{ch}(i, j)$ son respectivamente la irradiación global, directa y difusa horarias a nivel del suelo durante la hora h en el píxel (i, j) en condiciones de cielo claro. Se expresan en Wh m^{-2} . Notaciones similares valen para las irradiaciones diarias, con el subíndice d .

Notaciones para describir las propiedades ópticas de la atmósfera y el suelo

$KT^t(i, j)$ es el índice de claridad en el instante t y el píxel (i, j) . Es igual al cociente entre la irradiancia global horizontal a nivel del suelo $G^t(i, j)$ y a tope de atmósfera $G_0^t(i, j)$:

$$K_T^t(i, j) = \frac{G^t(i, j)}{G_0^t(i, j)}$$

Puede definirse a partir de irradiancias o de irradiaciones horarias o diarias: $K_{Th}(i, j)$ o $K_{Td}(i, j)$.

$K_C^t(i, j)$ es el índice de cielo claro en el instante t y el píxel (i, j) . Es igual al cociente entre la irradiancia global horizontal a nivel del suelo $G^t(i, j)$ y la misma magnitud, pero en condiciones de cielo claro $G_c^t(i, j)$:

$$K_C^t(i, j) = \frac{G^t(i, j)}{G_c^t(i, j)}$$

Puede definirse a partir de irradiancias o de irradiaciones horarias o diarias: $K_{Ch}(i, j)$ o $K_{Cd}(i, j)$.

TL ($AM2$) o $TL2$ es el factor de turbiedad o turbidez de Linke para una masa óptica relativa igual a 2.

m es la masa óptica relativa de aire. Expresa el cociente entre la longitud del camino óptico de los rayos solares a través de la atmósfera y el largo del camino óptico en una atmósfera standard a nivel del mar y con el sol en el cenit.

$\delta_R(m)$ es el espesor óptico integrado de Rayleigh.

$L^t(i, j)$ es la radiancia observada por el sensor del satélite en el instante t y el píxel (i, j) . Se expresa en $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$.

Notaciones para las propiedades del sitio

z es la elevación del sitio sobre el nivel medio del mar.

p es la presión atmosférica en el sitio y p_0 es la presión atmosférica promedio a nivel del mar.

Φ y λ son respectivamente la latitud (positiva para el hemisferio Norte) y longitud (positiva hacia el este) del sitio.

Cantidades relacionadas con el satélite

S_{λ} (sin unidades) es la respuesta espectral del sensor en el rango visible, que en GOES cubre el intervalo $[0,28\mu\text{m}, 1,18\mu\text{m}]$.

I_{0met} es la irradiancia total en el canal visible para los varios sensores del satélite $I_{0met} = \int_{0,28}^{1,18} I_{0\lambda} \cdot S_{\lambda} \cdot d\lambda$, en W m^{-2} .

$\rho^t(i,j)$ es el albedo aparente observado por el sensor del satélite en el píxel (i, j) . No tiene unidades y es igual a la reflectancia bidimensional, asumiendo la hipótesis Lambertiana.

$$\rho^t(i,j) = \pi \cdot L^t(i,j) / I_0 \cdot \varepsilon(t) \cdot \cos(\theta_S(t, i, j))$$

$\rho_{nubes}^{t*}(i,j)$ es el albedo aparente observado por el sensor del satélite sobre las nubes más brillantes sobre el píxel (i,j) . No tiene unidades.

$\rho_{suelo}^t(i,j)$ es el albedo aparente observado por el sensor del satélite sobre el suelo en condiciones de cielo claro sobre el píxel (i,j) . No tiene unidades.

θ es el ángulo de visión del satélite, igual a cero cuando mira al nadir.

REFERENCIAS

- Beyer H.G.; Costanzo C.; Heinemann D; 1996: Modifications of the Heliosat procedure for irradiance estimates from satellite images, *Solar Energy*, 56, 207-212.
- Cano D., 1982, Etude de l'enneuagement par analyse de séquences d'images de satellite. Application à l'évaluation du rayonnement solaire global au sol. Thèse de Doctorat, École Nationale Supérieure des Télécommunications, Paris, France.
- Cano D; Monget JM; Albuissou M; Guillard H; Regas N; Wald L; 1986: A method for the determination of the global solar radiation from meteorological satellite data, *Solar Energy*, 37, 31-39.
- Dagestad K.-F. (2004), Mean bias deviation of the Heliosat algorithm for varying cloud properties and sun-ground-satellite geometry. *Theor. Appl. Climatol.* 79, 215–224
- Dagestad K-F, (2005). Estimating global radiation at ground level from satellite images, Doctor Scientiarum thesis in meteorology at the Geophysical Institute, University of Bergen, Norway
- Dagestad K-F, (2005). An alternative algorithm for calculating the cloud index Doctor Scientiarum thesis in meteorology at the Geophysical Institute, University of Bergen, Norway
- Diabaté L., Demarcq H., Michaud-Regas N., Wald L., 1988a, Estimating incident solar radiation at the surface from images of the Earth transmitted by geostationary satellites: the Heliosat Project, *International Journal of Solar Energy*, 5, 261-278.
- Diabaté L., Moussu G., Wald L., 1988b, An operational tool for the fine-scale mapping of the incident solar radiation using satellite images: the Heliosat station, *Proceedings of the 1988 annual meeting of the American Solar Energy Society*, 11-17.
- Diabaté L., Moussu G., Wald L., 1989, Description of an operational tool for determining global solar radiation at ground using geostationary satellite images, *Solar Energy*, 42, 201-207.
- ESRA, *European solar radiation atlas*, 2000. Fourth edition, Edited by J. Greif, K. Scharmer. Scientific advisors: R. Dogniaux, J. K. Page. Authors: L. Wald, M. Albuissou, G. Czeplak, B. Bourges, R. Aguiar, H. Lund, A. Joukoff, U. Terzenbach, H. G. Beyer, E. P. Borisenko. Published for the Commission of the European Communities by Presses de l'Ecole, Ecole des Mines de Paris, Paris, France.
- Fontoynt M., Dumortier D., Heinemann D., Hammer A., Olseth J.A., Skarveit A., Ineichen P., Reise C., Page J., Roche L., Beyer H.G., Wald L., 1997, Satel-Light, Processing of Meteosat data for the production of high quality daylight and solar radiation data available on a World Wide Web Internet server, Mid-term progress report JOR3 - CT 95 - 0041, Project Satel-Light, for the Commission of the European Communities, Ecole Nationale des Travaux Publics de l'Etat, Vaulx-en-Velin, France.
- Grüter, W.; Guillard, H.; Möser, W.; Monget, J-M.; Palz, W.; Raschke, E.; Reinhardt, R.E.; Schwarzmans, P. and Wald, L., 1986: Solar Radiation Data from Satellite Images. *Solar Energy R&D in the European Community, Series F, Volume 4*, D. Reidel Publishing Company, 100 p.
- Hammer A., Heinemann D., Westerhellweg A., 1997a, Normalisation of Meteosat counts – an investigation basing on ocean pixels, Satel-Light project for the Commission of the European Communities. Carl von Ossietzky University, Oldenburg, Germany.
- Hammer A., Degner T, Heinemann D., Westerhellweg A., 1997b, Modifications of the Heliosat method cloud index improvements, detection of snow cover and results of radiative transfer calculations, Satel-Light project for the Commission of the European Communities. Carl von Ossietzky University, Oldenburg, Germany.
- Hammer A, Heinemann D, Hoyer C, Lorenz E., 2003. Database of METEOSAT derived cloud indices for solar radiation. SODA deliverable D3–10
- HelioClim. (2011, Feb.). *HelioClim Solar Radiation*. Available: http://www.helioclim.org/linke/linke_helioserve.html
- Iehlé A. et al., 1997, Meteosat: A valuable tool for agro-meteorology, Final report for the European Commission, Joint Research Centre, Ispra, Italy.
- Ineichen P., Perez R., 2000, Derivation of cloud index from geostationary satellites and application to the production of solar irradiance and daylight illuminance data, *Theoretical and Applied Climatology*, 64, 119-130.
- Justus C. G., 1989, An operational procedure for calibrating and assessing the stability and accuracy of shortwave satellite sensors. Final Report of the Georgia Institute of Technology, Atlanta, Georgia, USA, November 1989, 99 pp.
- Kasten F. and Young A.T., 1989, Revised optical air mass tables and approximation formula. *Applied Optics*, 28 (22), 4735-4738.
- Kasten F., 1996, The Linke turbidity factor based on improved values of the integral Rayleigh optical thickness. *Solar Energy*, 56, 239-244.

- F. Kasten and G. Czeplak, , 1980, Solar and terrestrial radiation dependent on the amount and type of cloud,/ *Solar Energy*, vol. 24, pp. 177-189.
- Moussu G., Diabaté L., Obrecht D., Wald L., 1989, A method for the mapping of the apparent ground brightness using visible images from geostationary satellites, *International Journal of Remote Sensing*, **10** (7), 1207-1225.
- Müller, R. W., Dagestad, K-F., Ineichen, P., Schroedter, M., Cros, S., Dumortier, D., Kuhlemann, R., Olseth, J. A., Piernavieja, C., Reise, C., Wald, L. and Heinemann, D.(2004). Rethinking satellite based solar irradiance modelling - The SOLIS clear sky module. *Remote Sensing of the Environment*, 91, 160-174.
- Neckel, H., and D. Labs, 1984, The solar radiation between 3300 and 12500 Å. *Solar Physics*, 90, 205-258.
- Obrecht D., 1990, *Météorologie solaire et images satellitaires : cartographie du rayonnement solaire, détermination de l'albédo des sols et évaluation de l'enneigement*. Thèse de Doctorat en Sciences, Université de Nice- Sophia Antipolis, France.
- Perez R., Seals R., Zelenka A., 1997, Comparing satellite remote sensing and ground network measurements for the production of site/time specific irradiance data, *Solar Energy*, **60**, 89-96.
- Perez, R., Ineichen, P., Moore, K., Kmiecik, M., Chain, C., George, R., et al. (2002). A new operational model for satellite-derived irradiances: description and validation. *Solar Energy*, 73(5), 307–317.
- Raschke E., Stuhlmann R., Palz W., Steemers T.C., 1991, *Solar Radiation Atlas of Africa*. Published for the Commission of the European Communities by A. Balkema, Rotterdam, 155 p.
- Remund W. L. , Lefevre J., Ranchin M., Page J., "Worldwide Linke turbidity information," in *Proceedings of ISES Solar World Congress*, Göteborg, Sweden, 2003.
- Rigollier C.; Lefèvre M.; Blanc Ph.; Wald L., 2002: The operational calibration of images taken in the visible channel of the Meteosat-series of satellites. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19 (9), 1285-1293
- Rigollier, C; Lefèvre, M; Wald, L, 2004: The method Heliosat-2 for deriving shortwave solar radiation from satellite images, *Solar Energy*, 77, 159-169.
- Rigollier C; Bauer O; Wald L.; 2000: On the clear sky model of the 4th European Solar Radiation Atlas with respect to the Heliosat method, *Solar Energy*, 68(1), 33-48.
- Rossow, W. B., Desormeaux, Y., Brest, C. L. and Walker, A. (editors), 1992, International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP): Radiance calibration report. WMO/TD-No.520, WCRP-77, World Climate Research Programme, International Council of Scientific Unions (ICSU) and World Meteorological Organisation (WMO), Geneva, December 1992, 104 pp.
- Tanré D., Deroo C., Duhaut P., Herman M., Morcrette J.J., Perbos J., Deschamps P.Y., 1990, Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum: the 5S code, *International Journal of Remote Sensing*, 11(4), 659-668.
- Tarpley, 1979; Estimating incident solar radiation at the surface from geostationary satellite data, *Journal of Applied Meteorology*, 18, 1172-1181
- Taylor, V.R.; Stowe, L.L., 1984: Atlas of reflectance patterns for uniform Earth and cloud surfaces (Nimbus 7 ERB - 61 days). NOAA Technical report NESDIS
- Wald, L.; Wald, J-L. and Moussu, G., 1992: A technical note on a low-cost high-quality system for the acquisition and digital processing of images of WEFAX type provided by meteorological geostationary satellites, *International Journal of Remote Sensing*, 13, 911-916.
- Zelenka, A., Perez, R., Seals, R., & Renné, D. (1999). Effective accuracy of satellite derived hourly irradiances. *Theoretical and Applied Climatology*, 62, 199–207.

ABSTRACT

En este trabajo se informa un resultado preliminar de la aplicación del algoritmo Heliosat-2 al análisis de series temporales de imágenes de la región pampeana tomadas por el satélite GOES-13 de la NASA en Diciembre de 2013. Los valores de irradiación horaria global deducidos mediante el algoritmo fueron contrastados con medidas tomadas en tierra durante el mismo periodo en las diez estaciones solarimétricas de la Red Solarimétrica Regional de la Universidad Nacional de Luján en la Pampa Húmeda, Argentina. Los primeros resultados obtenidos muestran para la irradiación diaria en tierra un RMSE promedio del orden del 10 %. Estos resultados preliminares sugieren que el método resulta adecuado para la evaluación de la irradiación solar en tierra a partir de imágenes satelitales y, tras análisis y ajustes más refinados, podrá ser aplicado a la elaboración de mapas de irradiación para todo el territorio de nuestro país.

This study reports a preliminary result of the application of the Heliosat-2 algorithm to the analysis of time series of images of the pampean region taken by the NASA GOES-13 satellite in December 2013. The inferred values of hourly global irradiation using the algorithm were contrasted with land measurements taken during the same period at ten solarimetric stations of the Red Solarimetrica Regional of the Universidad Nacional de Luján in the humid Pampa, Argentina. This first results show for daily irradiation estimates an average RMSE around 10%. These preliminary results suggest that the method is appropriate for the evaluation of the solar irradiation at Earth from satellite images and, after analysis and most refined settings, can be applied to the elaboration of maps of irradiation for the entire territory of our country.

Keywords: satellite images, solar irradiance, charts, Humid Pampas, Argentina