



Ministerio de
Energía

Gobierno de Chile

giz Deutsche Gesellschaft
für Internationale
Zusammenarbeit (GIZ) GmbH

EXPLORADOR DEL RECURSO SOLAR EN CHILE

Documentación y Manual de Uso

2012



fcfm

Geofísica

FACULTAD DE CIENCIAS
FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
UNIVERSIDAD DE CHILE



Ministerio de
Energía

Gobierno de Chile

Elaborado por:

*Alejandra Molina Monje
Roberto Rondanelli Rojas*

*Departamento de Geofísica
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas
Universidad de Chile*

ernc@dgf.uchile.cl

Contenido

Contenido.....	3
1 Introducción	4
2 Conceptos de Radiación	5
2.1 Teoría de Radiación Solar	5
2.1.1 El espectro de radiación solar.....	6
2.1.2 Variabilidad de la radiación solar	7
2.1.3 Modificación de la radiación debido al efecto de la atmósfera	9
2.2 Medición de la Radiación	12
3 Descripción del Modelo	14
3.1 Modelo de Transferencia Radiativa	15
3.2 Incorporación de la nubosidad: Modelo Empírico Simple	17
3.2.1 Descripción de GOES y sus productos	18
4 Resultados.....	20
4.1 Radiación global horizontal en cielo despejado.....	20
4.2 Radiación global horizontal.....	20
4.3 Frecuencia de nubosidad	23
5 Validación del Modelo	24
6 Explorador Solar: descripción de la herramienta y modo de uso.....	26
7 Referencias.....	33

1 Introducción

La energía solar es la fuente de energía primordial del planeta. Las otras fuentes energéticas, como la energía hidroeléctrica o la energía química almacenada en combustibles, son meras transformaciones de la energía solar, que ocurren en escalas de tiempo pequeñas o grandes. El planeta recibe energía solar de manera abundante, sin embargo, su disponibilidad presenta grandes variaciones temporales y espaciales y por lo tanto el diseño de plantas que utilicen directamente la energía solar requiere de conocer la distribución de este recurso a un gran nivel de detalle espacial y temporal.

El Explorador Solar tiene como objetivo el proporcionar esta herramienta para el territorio chileno. Basados en información de satélites que cubren regularmente el país y combinando esto con la modelación de los procesos en los que la radiación solar es modificada en su paso por la atmósfera, ha sido posible construir campos de alta resolución espacial y temporal de la radiación solar incidente.

En la sección 2 revisaremos algunos fundamentos básicos de radiación solar, que permitirán interpretar los resultados de los productos del explorador, además de la descripción de algunos de los instrumentos con los que se mide la radiación solar. En la sección 3 se revisarán los aspectos principales de la construcción del producto de radiación solar, la base de datos satelitales GOES y el modelo de transferencia radiativa. Posteriormente, en la sección 5, se mostrarán los resultados de la validación del producto haciendo uso de una red de estaciones superficiales de radiación ubicadas entre las regiones I y X. Finalmente, en la sección 6 se describirá el uso del explorador solar como herramienta.

2 Conceptos de Radiación

2.1 Teoría de Radiación Solar

La radiación emitida por el sol es la principal fuente de energía en el sistema terrestre. De hecho, la mayor parte de los movimientos de la atmósfera y el océano toman su energía del sol transportando energía desde las zonas tropicales a las zonas polares de manera natural en el planeta.

Si nos ubicamos fuera de la atmósfera terrestre, la radiación que recibimos del sol de manera perpendicular a sus rayos es en promedio 1366 W/m^2 . A esta cantidad se le denomina constante solar.

La energía solar es en parte absorbida, reflejada y dispersada por las nubes, las partículas (o aerosoles) y las moléculas que componen la atmósfera terrestre. De esta manera la atmósfera (a través de su composición), influencia la cantidad de radiación solar que llega a la superficie del planeta en cada punto y en cada momento. Por lo tanto, para conocer la radiación que alcanza la superficie terrestre, es necesario conocer las características de la atmósfera y su composición en cada lugar del espacio.

Los principales procesos involucrados en la modificación de la radiación que recibe la superficie son la absorción de la radiación, principalmente debido al ozono y al vapor de agua, y la dispersión de la radiación por efecto de las nubes.

2.1.1 El espectro de radiación solar

Si uno se ubica fuera de la atmósfera terrestre y mide con un instrumento el espectro del sol¹, es decir, la cantidad de radiación proveniente del sol, para cada longitud de onda individual, observaría un gráfico como la curva azul que muestra la figura. La radiación proveniente del sol no está repartida de manera homogénea en las distintas longitudes de onda. La longitud de onda está relacionada con la energía de cada fotón (o “partícula”) de luz. Los fotones más energéticos son aquellos de menor longitud de onda.

La teoría de radiación electromagnética, desarrollada a fines del siglo XIX y principios del XX, nos permite caracterizar la radiación de un cuerpo conociendo únicamente su temperatura. La

¹ Se denomina espectro electromagnético a la distribución de energía de las distintas longitudes de onda de un cuerpo que está emitiendo radiación.

curva que caracteriza la radiación a partir de la temperatura de un cuerpo negro² se conoce como la curva de Planck o curva de radiación de cuerpo negro.

En la Figura 1, se muestra la curva de Planck (línea sólida) correspondiente a un cuerpo con una temperatura de 5700 K. En azul está la radiación solar al tope de la atmósfera (o radiación extraterrestre) estimada a partir de diversas observaciones. La figura muestra una buena correspondencia entre un cuerpo que emite a 5700 K y el espectro observado al tope de la atmósfera. La temperatura de 5700 K corresponde aproximadamente a la temperatura de la capa más externa del sol.

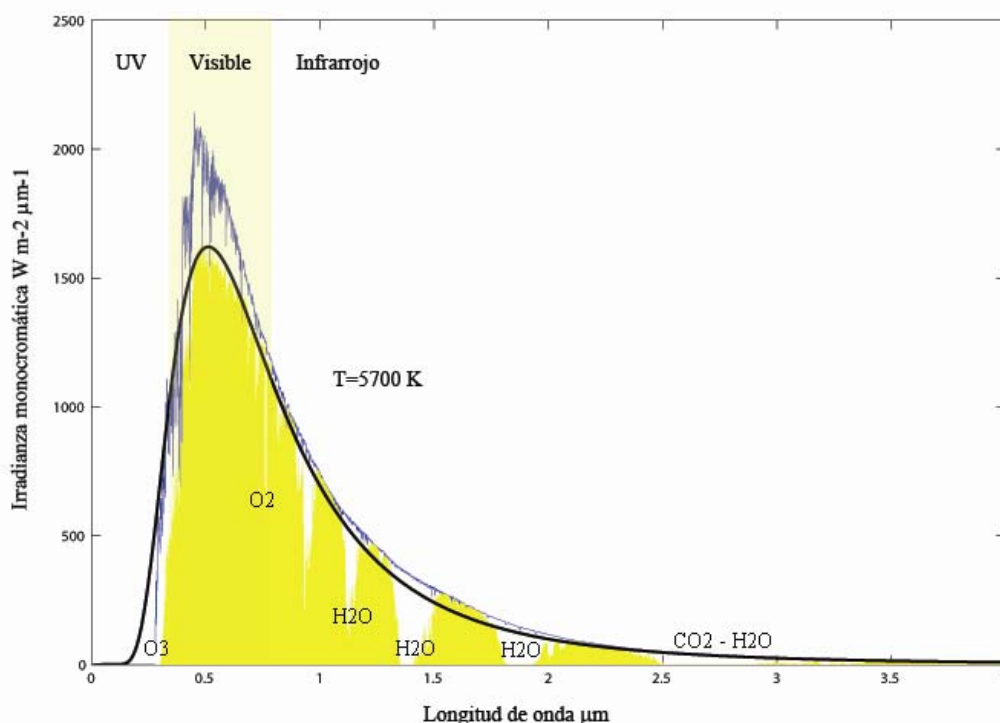


Figura 1: Radiación de cuerpo negro de un cuerpo a $T=5700 K$ medido al tope de la atmósfera terrestre en línea negra gruesa. Radiación solar medida al tope de la atmósfera terrestre en línea delgada. El área amarilla representa la radiación solar medida en la superficie terrestre para una masa atmosférica de 1.5 y en una superficie perpendicular al sol. (Datos desde <http://rredc.nrel.gov/solar/spectra/am1.5/>). Las etiquetas muestran las principales moléculas que son responsables de la absorción solar en una atmósfera sin nubes.

La curva de Planck nos anticipa que la mayor cantidad de radiación solar se encontrará en longitudes de onda cercanas a los $0.5 \mu m$. Esto es consistente con que la radiación solar observada concentra su máximo en la parte del espectro llamada “banda visible” que va desde los 0.4 a $0.7 \mu m$. En esa parte del espectro hay muy poca absorción atmosférica y por lo tanto la mayor parte de la radiación llega sin sufrir alteraciones a la superficie terrestre. Plantas y animales ocupamos la energía que llega en la banda visible para nuestro metabolismo, de manera directa a través de la fotosíntesis, o de manera indirecta a través de la alimentación.

² Un cuerpo negro es un objeto que absorbe y reemite toda la radiación que incide sobre él. Se caracteriza por tener una curva de emisión que es función solamente de su temperatura.

Distintos gases atmosféricos atenúan el paso de la radiación solar a través de la atmósfera en distintas longitudes de onda. El sol emite parte de su energía en la parte del espectro denominada ultravioleta (UV). Esta radiación es dañina para los tejidos de los seres vivos y es filtrada en gran medida debido a la absorción del ozono en la estratósfera. Por otro lado el vapor de agua no afecta mayormente la radiación en la parte visible del espectro pero si lo hace en la parte del espectro conocida como el infrarrojo cercano y puede tener un efecto significativo en la radiación que se recibe a nivel superficial. Otros gases importantes en la absorción de la radiación solar son el oxígeno molecular O_2 , el Metano y el CO_2 .

2.1.2 Variabilidad de la radiación solar

La radiación que llega a la tierra desde el sol presenta grandes variaciones a lo largo del año y de lugar en lugar, como indica nuestra experiencia diaria. La variabilidad de la radiación solar que llega al tope de la atmósfera se explica principalmente debido a las variaciones de la posición de la tierra en su órbita alrededor del sol y de la posición del eje terrestre respecto del plano de la órbita. En la situación más sencilla, si la tierra girara en torno al sol en una órbita circular y su eje no estuviera inclinado respecto al plano de la órbita (ver Figura 2), no existirían cambios en la radiación experimentada al tope de la atmósfera en distintas épocas del año, pues la radiación recibida se atenúa según el cuadrado de la distancia al sol.

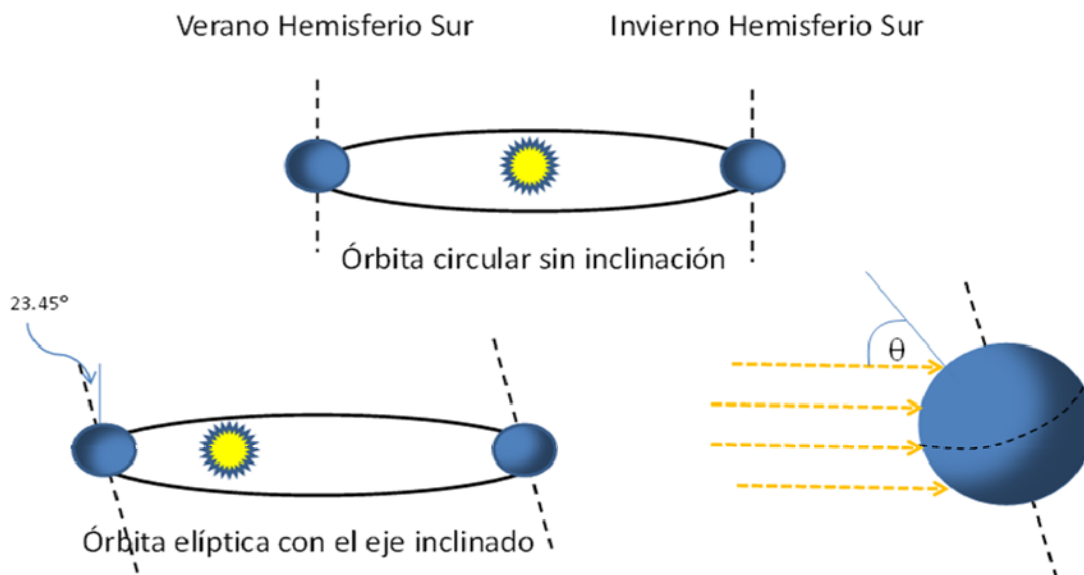


Figura 2: Esquema de la órbita de la tierra en torno al sol y la inclinación del eje terrestre y su relación con la variación estacional de la radiación.

Sin embargo la situación real es más compleja ya que:

1. La tierra está inclinada respecto del plano orbital en un ángulo de aproximadamente 23 grados.
2. El sol no se ubica al centro de una órbita circular, sino más bien en el foco de una órbita ligeramente elíptica (con una excentricidad de 0.0167). Esto hace que la distancia entre la tierra y el sol varíe en alrededor de un 4% a lo largo del año.

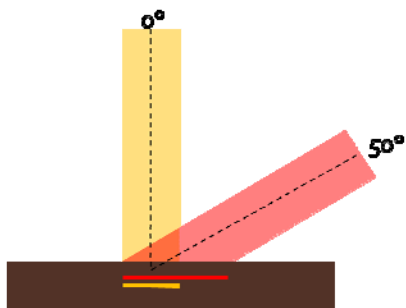


Figura 3: Esquema del efecto de dilución según el ángulo cenital de la radiación. Ambos haces de luz contienen la misma cantidad de energía, sin embargo, el haz inclinado se distribuye sobre un área mayor.

A pesar de que la órbita terrestre no es circular, es la inclinación del eje terrestre, respecto del plano de la órbita, lo que da lugar a las estaciones del año. Esto debido a que la radiación sufre de un efecto de dilución que depende de la inclinación con la que incide en una superficie. A latitudes más altas el sol impacta a la superficie de manera oblicua, y por lo tanto, mientras mayor es el ángulo cenital, mayor es el área iluminada por un haz de luz, y por tanto, la energía es distribuida sobre un área mayor (Fig. 3).

La cantidad de radiación que llega a un determinado lugar en promedio durante un día queda determinada por la ubicación del planeta respecto de la órbita del sol, es decir, el día del año, y por su latitud. La Figura 4 muestra los valores de la radiación promediada durante 24 horas para cada mes y cada latitud. De esta figura destacan algunos aspectos:

- La máxima y la mínima radiación al tope de la atmósfera ocurren en los polos durante el verano y el invierno respectivamente. Como consecuencia, la variación estacional de la radiación es máxima en las latitudes polares.
- La variación de la radiación en las zonas ecuatoriales, es por otra parte, muy reducida en amplitud, es decir, varía poco a lo largo del año y se reciben en promedio cerca de 400 W/m^2 de radiación al tope de la atmósfera.
- El verano del hemisferio Sur presenta ligeramente mayor cantidad de radiación que el verano del hemisferio Norte. Esta mayor radiación solar en el verano del hemisferio Sur es resultado del valor actual de la excentricidad de la órbita terrestre, pues el planeta pasa por el punto más cercano al sol durante esa época. La excentricidad de la órbita terrestre no es estrictamente fija y se modifica en ciclos que tienen escalas de tiempo de 100000 años.

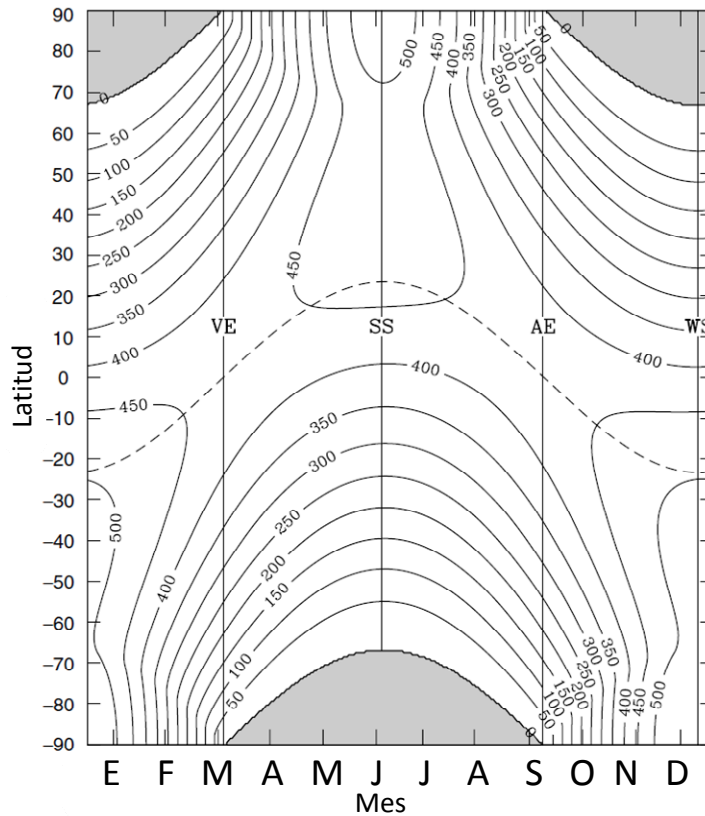


Figura 4: Distribución de la radiación solar promedio en 24 horas (considerando por lo tanto el día y la noche) en el tope de la atmósfera por latitud y mes del año. (Adaptado de Liou (2002)), Las unidades son W/m^2 . Las siglas indican VE (equinoccio de primavera), AE (equinoccio de otoño), SS (solsticio de verano) y WS (solsticio de invierno).

2.1.3 Modificación de la radiación debido al efecto de la atmósfera

La radiación solar que llega desde el tope de la atmósfera hasta la superficie debe interactuar con una gran cantidad de materia. Aun cuando la atmósfera terrestre representa una porción despreciable del camino recorrido por la luz desde el sol hasta la tierra, la atmósfera es capaz de modificar de manera significativa la radiación que alcanza la superficie.

En una primera aproximación la transmisión a través de la atmósfera depende del camino recorrido o masa atmosférica³, que es proporcional a la secante del ángulo cenital. Dado que el ángulo cenital tiende a ser mayor cuanto más nos alejamos de las latitudes tropicales, la radiación que llega a la superficie en las latitudes altas es menor por el efecto combinado de la dilución sobre un área y la extinción a través de la atmósfera (figura 4). Este efecto de extinción de la radiación debido a la masa atmosférica lo experimentamos cada día al atardecer y al amanecer, cuando el sol atraviesa el equivalente a varias veces la masa vertical de la atmósfera.

³ La masa atmosférica que atraviesa un rayo de luz, puede ser estimada como $m = 1/\cos(\theta)$

Absorción en la atmósfera

La absorción de radiación solar en la atmósfera terrestre es proporcional a la cantidad de radiación que llega a un determinado lugar de la atmósfera, a la concentración de los gases absorbentes y a su efectividad medida por un coeficiente de absorción distinto para cada longitud de onda.

Las principales sustancias absorbentes de la radiación solar son el ozono (O_3), el vapor de agua (H_2O) y en menor medida el CO_2 . La absorción de la radiación solar por el ozono en la región UV del espectro permite el desarrollo de la vida sobre la superficie del planeta. El área amarilla en la Fig. 1 representa la cantidad de radiación que alcanza la superficie para un cierto ángulo cenital (en este caso cero grados) y para condiciones típicas de composición atmosférica. La diferencia entre la curva azul y el área amarilla es radiación que fue absorbida o reflejada de vuelta al espacio por una atmósfera despejada (pero que contiene vapor de agua). El Oxígeno y el Nitrógeno, que son los principales componentes de la atmósfera terrestre, no absorben radiación solar de manera significativa, pero si la dispersan.

Dispersión por moléculas y aerosoles

La diferencia entre la curva azul y la curva amarilla en el rango espectral visible (Figura 1) se debe principalmente a la dispersión de radiación, que a diferencia de la absorción, solo produce un cambio en la trayectoria de los fotones que chocan con las moléculas de aire. En particular los fotones pueden ser retro-dispersados, es decir, ser reflejados de vuelta al espacio (en la Fig. 5 se esquematiza este proceso de dispersión múltiple con flechas azules) o dispersados múltiples veces hasta alcanzar la superficie de la tierra. De no existir la dispersión, las sombras serían completamente oscuras, es decir, no se distinguirían objetos a menos que estuvieran directamente iluminados por el sol.

Refiriéndonos de nuevo a la Figura 1, la diferencia entre la curva observada al tope de la atmósfera y la curva de cuerpo negro (la observada es mayor) es principalmente producto de la dispersión molecular, conocida como dispersión de Rayleigh⁴. La dispersión molecular es selectiva respecto de la longitud de onda y es máxima para la longitud de onda correspondiente al color azul. Esta dispersión selectiva es la que le entrega el color al cielo. De hecho, al subir en la atmósfera hacia el espacio, el cielo se torna cada vez más oscuro debido a la ausencia de dispersión cuando hay poca masa atmosférica.

Los aerosoles o partículas atmosféricas, son capaces de interactuar con la luz visible y dispersarla en distintas longitudes de onda. El resultado de la dispersión de los fotones por moléculas y aerosoles puede ser medido en la superficie terrestre y es conocido como radiación difusa. La radiación difusa proviene de todas las direcciones y la dispersión de un fotón puede ocurrir muchas veces a lo largo de su camino hasta la superficie (flechas azules en la Fig. 5). La

⁴ La dispersión de Rayleigh es válida para partículas cuyo tamaño es menor a la longitud de onda de la radiación con la que interactúan, que es el caso de la dispersión de la luz del sol por las moléculas del aire.

dificultad de seguir la interacción de los fotones provenientes del sol en su camino a través de múltiples dispersiones en la atmósfera, hace que el problema de calcular la cantidad de radiación difusa que alcanza la superficie se resuelva sólo de manera muy aproximada.

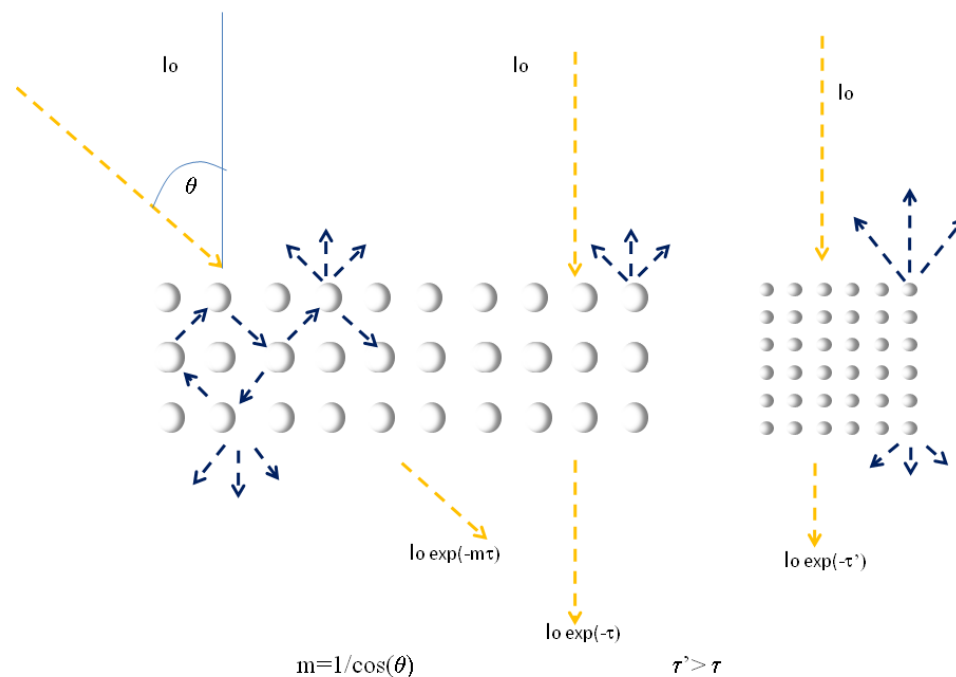


Figura 5: Esquema de la absorción y la dispersión de la radiación solar. La radiación incide perpendicular a una capa de nubes (o aerosoles) o lo hace en un cierto ángulo. La extinción de la radiación ocurre a través de la absorción o la dispersión de la radiación (flechas azules), cuyo efecto conjunto está representado por el espesor óptico τ . En el caso de las nubes, una nube formada por gotas más pequeñas es más reflectiva, como se indica esquemáticamente con flechas azules más grandes.

Efecto de las nubes

Las nubes (agua en estado líquido o sólido) son el principal componente de la atmósfera que interactúa con la radiación solar. Las nubes cubren durante un día cualquiera una gran proporción de la superficie terrestre, como promedio un 70% de la superficie del planeta se encuentra cubierta por algún tipo de nubosidad. Debido a su composición y tamaño las nubes son capaces de reflejar y absorber la radiación solar incidente. Su efecto neto es de enfriar la superficie del planeta y representan una cantidad sustancial del albedo total planetario (o reflectividad terrestre).

La proporción de radiación que es reflejada o absorbida por una nube depende principalmente del contenido de agua líquida o hielo al interior de la nube y del tamaño de las gotas o cristales que la componen. Así, una nube más gruesa reflejará y absorberá mayor cantidad de radiación solar que una nube más delgada que contenga el mismo tipo de gotas. Por otro lado, una nube compuesta por gotas más pequeñas, refleja una mayor cantidad de radiación solar que una nube que tenga el mismo contenido de agua líquida pero que contenga

gotas más grandes. La figura 5 muestra la situación esquemáticamente. En general, la radiación que atraviesa una nube se atenúa exponencialmente de acuerdo a su espesor óptico representado por el símbolo τ . El espesor óptico de una nube que contiene gotas más pequeñas pero la misma cantidad total de agua es mayor y por lo tanto la cantidad de radiación que alcanza la superficie es menor.

2.2 Medición de la Radiación

Como vimos, la radiación solar puede alcanzar la superficie al menos de dos maneras distintas, como radiación directa o como radiación difusa. La radiación directa es la que se recibe desde el sol después de haber sido atenuada por los efectos de absorción y dispersión de la atmósfera. La difusa, por el contrario, es la radiación que se dispersó en la atmósfera y que llega a la superficie reflejada desde todo el cielo visible.

Por otro lado, la cantidad de radiación que se recibe por unidad de área depende del ángulo de incidencia de los rayos con respecto a la superficie receptora. Cuando se habla de radiación normal, se hace referencia a la cantidad de energía electromagnética recibida en una superficie perpendicular a la dirección de la que provienen los rayos del sol. La radiación horizontal, en cambio, es la radiación que se recibe en una superficie perpendicular al campo de gravedad de la Tierra y por lo tanto, el ángulo de incidencia de la radiación directa del sol, en esta superficie, va cambiando a través del día. Cuando se habla de radiación global horizontal (GHI) se hace referencia a la radiación directa medida de forma horizontal sumada con la radiación difusa. La radiación difusa siempre debe ser medida de forma horizontal, pues es la radiación que proviene de todo el semi-hemisferio.

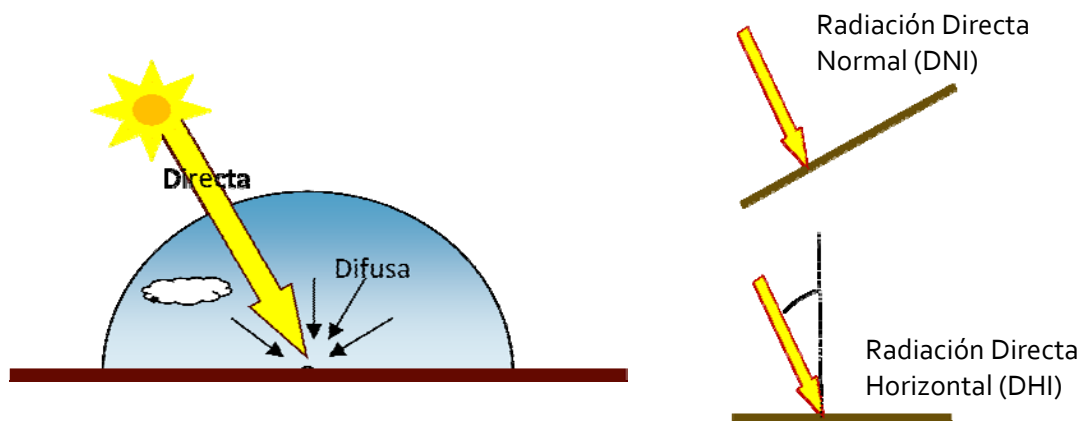


Figura 6: Arriba: Esquema de las componentes de la radiación que llegan a la superficie. Derecha Arriba: Esquema de la posición del receptor de la radiación Normal Directa (perpendicular a los rayos del sol). Derecha Abajo: Esquema de la posición del receptor para medir la Radiación Horizontal.

Existen muchos tipos de instrumentos para cuantificar la radiación proveniente del sol, que dependen de la parte del espectro que se quiera medir, la precisión deseada según el uso que se le quiera dar a la información y la dirección de la que provienen los fotones (radiación directa, difusa o global).

A continuación se describen los instrumentos más utilizados para medir la radiación solar con la finalidad de estimar la energía solar disponible para los sensores fotovoltaicos actuales.

Piranómetro

Los piranómetros son sensores que miden la radiación proveniente del sol entre 0.3 y $3 \mu\text{m}$. En este rango capturan la radiación del espectro solar entre el ultravioleta y el infrarrojo cercano.

Los piranómetros más comunes son los térmicos, que se componen de una termopila acoplada a una superficie con sectores blancos y negros, los sectores negros absorben totalmente la radiación electromagnética del sol (cuerpo negro) y se calientan, generando una diferencia de temperatura con los sectores blancos, esta diferencia de temperatura es detectada por las termocuplas y transformada a una diferencia de voltaje que es proporcional a la radiación absorbida. También existen los piranómetros que detectan la radiación mediante un sensor fotovoltaico, pero son sensibles a un rango menor del espectro (entre 0.3 y $1.1 \mu\text{m}$).

Los piranómetros están cubiertos de dos cúpulas que filtran la radiación dejando pasar solo las longitudes de onda del espectro solar e impiden el calentamiento por convección del instrumento.



Figura 7 : Piranómetro Kipp & Zonen

Pirheliómetro



Figura 8 : Pirheliómetro Kipp & Zonen

El pirheliómetro es un instrumento diseñado para medir solo la radiación directa del sol. Su funcionamiento es idéntico al del piranómetro, pero está limitado a un campo de visión de 5° , que es lo que mide la circunferencia solar en el cielo.

Este instrumento requiere estar siempre apuntando hacia el sol, por lo que debe ser acoplado a un sistema móvil que siga la trayectoria del Sol en el cielo a través del día (estas plataformas son denominadas "Sun Trackers").

Sistema de Sombra

Para estimar la radiación difusa se utilizan los mismos instrumentos que para la radiación total, pero tapando la radiación directa del sol. Para esto se utilizan diferentes accesorios que dan sombra al instrumento, idealmente, tapando solo la circunferencia solar. Existen anillos que se ajustan para que coincidan con la trayectoria del sol a lo largo del día o esferas que se acoplan a un sistema de seguimiento (Sun Tracker), que van moviéndose durante el día de acuerdo a la posición del sol.



Figura 9 : Piranómetro con Anillo de Sombra Kipp & Zonen

3 Descripción del Modelo

La radiación que alcanza la superficie del planeta, depende de la composición de la columna de aire que atraviesa el rayo desde el tope de la atmósfera hasta el suelo. La componente más variable de la atmósfera es el agua, ya sea en forma de vapor o como nubes.

La parametrización de la nubosidad es uno de los aspectos más complejos de representar en modelos numéricos del tiempo, y por lo tanto, un producto de radiación solar superficial basado exclusivamente en la nubosidad generada por un modelo numérico de la atmósfera, puede contener grandes sesgos y errores sistemáticos.

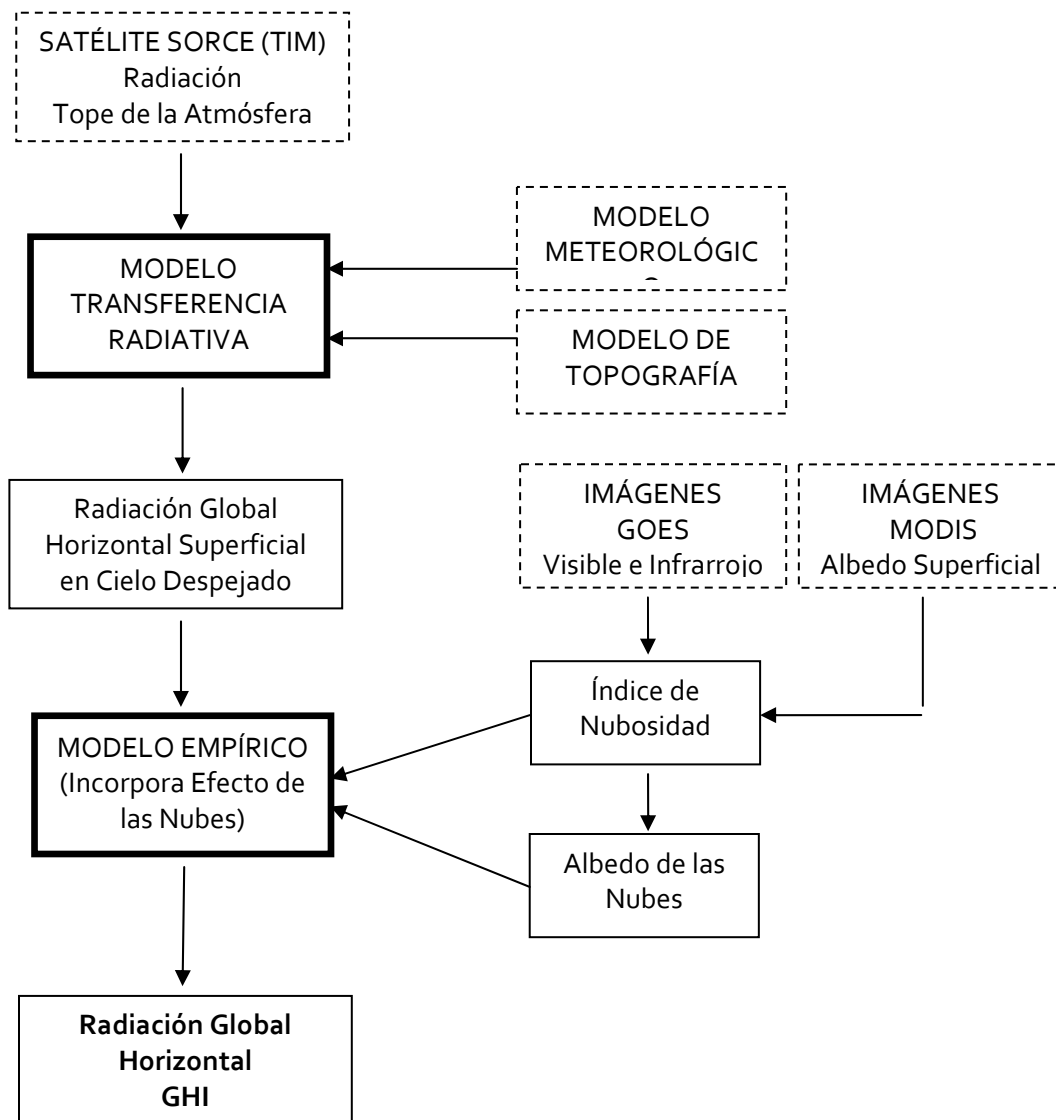


Figura 10 : Esquema de metodología para obtener mapas de GHI

Estos resultados pueden ser mejorados sustancialmente cuando se utilizan imágenes satelitales para incorporar la nubosidad. En el Explorador del Recurso Solar en Chile se incluyen mapas de radiación solar en superficie calculados con una metodología que utiliza un modelo de transferencia radiativa para calcular la radiación solar en cielo despejado y posteriormente considera la interacción de la radiación con los distintos tipos de nubes, cuyas características son estimadas a partir de imágenes del satélite geoestacionario GOES EAST, a través de un modelo empírico basado en la red de observaciones locales de irradianza superficial.

Indirectamente se ha ocupado el satélite MODIS en este proyecto, pues existen mapas semanales de albedo superficial para Chile, basados en la información de MODIS, que han sido utilizados como referencia para detectar la nubosidad de GOES.

3.1 Modelo de Transferencia Radiativa

Un modelo de transferencia radiativa es un modelo que considera todas las interacciones que tiene un rayo de luz proveniente del sol con los distintos componentes de la atmósfera. En el caso de este proyecto se está utilizando el modelo CLIRAD-SW (Chou y Suárez, 2009). El modelo CLIRAD-SW es código de transferencia radiativa que se caracteriza por su eficiencia computacional y fue diseñado originalmente para modelos de circulación general de la atmósfera, que requieren realizar muchos cálculos radiativos a bajo costo computacional. El modelo separa la radiación del sol en 11 bandas espectrales y considera las interacciones de cada banda de forma independiente.

N° Bandas	Rango espectral (μm)	Absorción	Dispersión
1 - 7	UV: 0.175 - 0.4	O ₃	Rayleigh
		O ₂	
		CO ₂	
8	VIS: 0.4 - 0.7	O ₃	Rayleigh
		H ₂ O	
		O ₂	
		CO ₂	
9 - 11	IR: 0.7 - 10	H ₂ O	Rayleigh
		O ₂	
		CO ₂	

Tabla 1: Interacciones de las distintas bandas de radiación con los componentes de la atmósfera que son consideradas en el modelo.

Los componentes más importantes que interactúan con la radiación proveniente del sol son el ozono, el agua, el dióxido de carbono y los aerosoles, además de una atenuación producida por la dispersión de la luz al chocar con las moléculas que componen la atmosfera.

El modelo considera una columna atmosférica desde la superficie de la tierra hasta el tope de la atmósfera, con 100 niveles de altura (numero que ha sido determinado de modo de minimizar el tiempo de ejecución sin perder precisión en el resultado). En el nivel superior ingresa la cantidad de radiación solar medida por el radiómetro TIM (*Total Irradiance Monitor*) a bordo del satélite SORCE, que considera tanto el ciclo anual de la distancia al Sol como los ciclos de actividad solar, corregida de acuerdo a la latitud de cada lugar, la fecha y la hora. El valor de la radiación solar en el tope de la atmósfera es para todos los efectos prácticos exacto.

Posteriormente, el modelo determina cuanta radiación pasa a los niveles inferiores, para cada banda del espectro, de acuerdo a la temperatura de cada nivel, la humedad específica, la concentración de ozono, dióxido de carbono y aerosoles, y por supuesto considerando la dispersión, que dependerá de la masa atmosférica y de la geometría del rayo de luz.

Los campos de temperatura y humedad específica de toda la atmósfera han sido extraídos de los reanálisis NCEP/NCAR de la NOAA/ESRL Physical Sciences Division. Los reanálisis cuentan con información meteorológica histórica de gran escala cada 6 horas desde el año 1948 hasta el presente con una resolución espacial horizontal de 2.5 x 2.5 grados y 10 niveles verticales. Los reanálisis no son datos en estricto rigor, sino más bien, una combinación entre datos observacionales provenientes de la red mundial de radiosondeos y un modelo de circulación general, alimentado por dichos datos, que es entonces capaz de generar información meteorológica en lugares en donde no existen mediciones directas.

En el caso de los perfiles de ozono y CO₂, el modelo de transferencia radiativa es alimentado con las concentraciones típicas usadas por defecto en el código del modelo. Esto no ha sido modificado, debido a que los resultados obtenidos con estos datos comparan bien con las observaciones de radiación en cielo despejado de estaciones ubicadas en distintas partes del país. Los aerosoles han sido extraídos de los reanálisis del proyecto MACC (Monitoring Atmospheric Composition and Climate), que combinan la información del modelo ECMWF con datos de monitoreo de la composición atmosférica.

El espesor de cada columna es determinado de acuerdo a la altura del terreno en cada punto. Para Chile, hemos usado una topografía proveniente de la base de datos SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) de 500 metros de resolución.

3.2 Incorporación de la nubosidad: Modelo Empírico Simple

Como primera aproximación a la interacción de la radiación con la nubosidad, se ha utilizado un modelo sencillo que incorpora tanto el efecto de las nubes de reflejar la radiación solar, como la pérdida de radiación de onda corta por la absorción del agua.

Para esto se ha ajustado una cuadrática entre la radiación superficial en cielo nublado, medida por un conjunto de estaciones a lo largo del país, con la radiación en superficie corregida solo por el efecto del albedo de las nubes. Así, se encontraron los parámetros α , β y γ de la siguiente ecuación:

$$Rad_{sup1} = Rad_{cielo_despejado} \cdot (1 - albedo_{nube})$$

$$Rad_{sup} = \alpha + \beta \cdot Rad_{sup1} + \gamma \cdot Rad_{sup1}^2$$

La radiación en cielo despejado, corresponde a la radiación calculada a partir del modelo de transferencia radiativa, considerando sólo la masa atmosférica por sobre la topografía de cada punto. El albedo de la nube es estimado a partir de la reflectividad del canal visible de GOES.

La ventaja de este modelo, es que no requiere conocer las propiedades específicas de la nube, como el contenido de agua líquida o hielo, o la distribución del tamaño de las gotas. Además, es un modelo que se puede ir mejorando a medida que se amplíe la base de datos de radiación superficial.

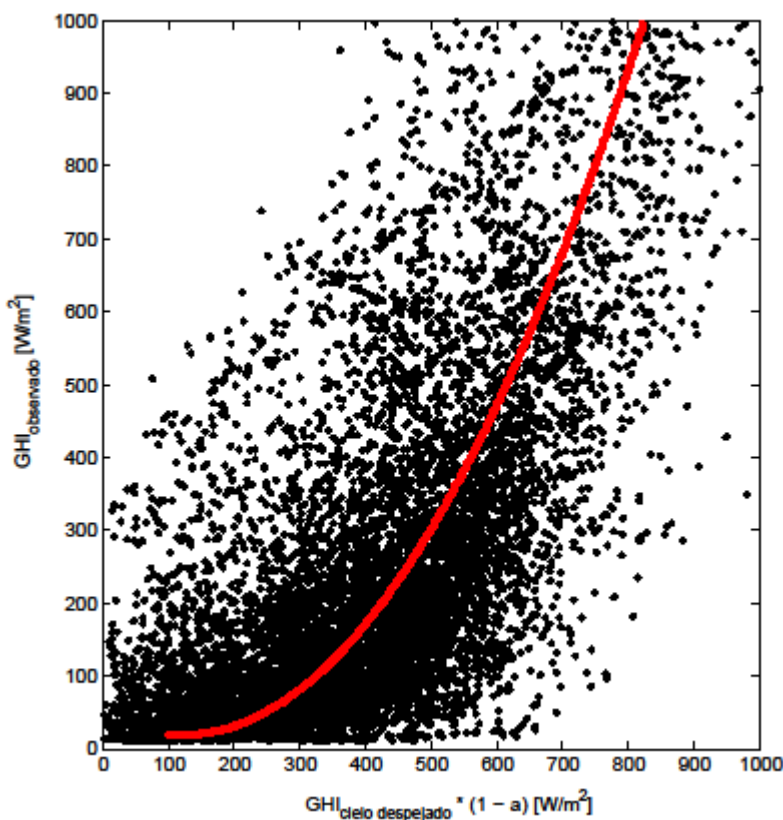


Figura 11: La figura muestra un gráfico de dispersión con los valores de la radiación del modelo corregida por la reflectividad de las nubes y la radiación observada en superficie. En rojo se muestra la función de ajuste que se ha utilizado para incorporar el efecto de las nubes sobre la radiación que es independiente de la reflectividad.

3.2.1 Descripción de GOES y sus productos

El proyecto GOES (Geostationary Operational Environmental Satellites) contiene, dentro de su red de satélites, al satélite GOES West (actualmente GOES 13) que está ubicado en una órbita geoestacionaria sobre la longitud 75W, y por lo tanto, toma imágenes justo sobre el continente americano.

Las imágenes del hemisferio sur tienen una resolución temporal de 30 minutos durante casi todo el año, salvo eventos excepcionales en el hemisferio norte, en que la frecuencia se reduce a una imagen cada 3 horas. Las imágenes son tomadas en 5 canales espectrales, uno visible y cuatro infrarrojos. Las imágenes del canal visible tienen una resolución espacial cercana al kilómetro, mientras que las imágenes infrarrojas tienen una resolución espacial de aproximadamente 4 km.

Los datos obtenidos directamente del satélite vienen en unidades de "cuentas" (N) que deben ser transformadas para obtener variables meteorológicas relevantes.

En el caso de las imágenes visibles, la transformación para obtener albedo (A) es:

$$A = k \cdot (N \cdot m + b)$$

Donde k , m y b son constantes que dependen del satélite.

Para las imágenes infrarrojas primero se debe calcular la radianza (R):

$$R = \frac{N - b}{m}$$

La temperatura de brillo (T) (similar a la temperatura en el caso de una superficie opaca) depende de la radianza según la siguiente ecuación:

$$T = \alpha + \beta \cdot \left[\frac{c2 \cdot \lambda}{\ln \left(1 + \frac{c1 \cdot \lambda}{R} \right)} \right]$$

$$c1 = 1.191 \cdot 10^{-5} \frac{mW}{m^2 sr cm^{-4}} \quad c2 = 1.438 \frac{K}{cm}$$

α y β son constantes que dependen de cada banda y varían según el satélite; λ corresponde a la longitud central del canal infrarrojo.

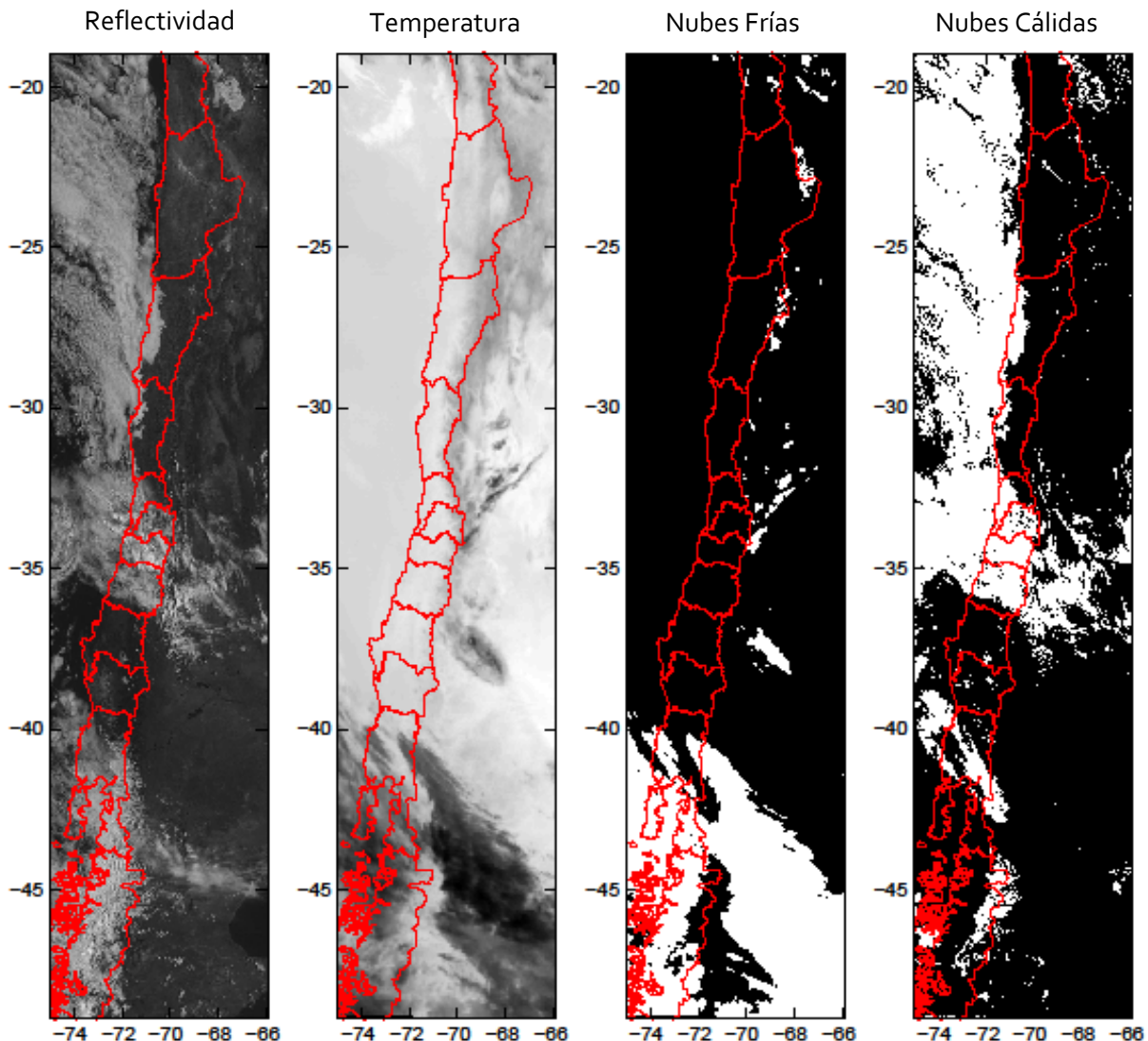
Una vez obtenidos los mapas de albedo y temperatura, estos son primeramente utilizados para determinar los pixeles con nubosidad a través de un algoritmo de reconocimiento de los albedos altos en comparación con el cielo despejado en un mismo lugar.

Se construyen para esto mapas de albedo superficial para cada mes, promediando el producto de albedo de MODIS, que tiene una resolución temporal de 7 días y espacial de 1 kilómetro. Luego, se restan estas imágenes a todas las imágenes GOES, según el mes correspondiente, para descartar los lugares que tienen alto albedo superficial, como los salares o glaciares. Esta metodología agrega un error los meses de invierno, pues las zonas con nieve, son descartadas por el algoritmo, aunque exista nubosidad.

Con las imágenes de temperatura obtenidas a partir de la banda 4 (10,2 – 11,2 μm) obtenemos, en los lugares nublados, la temperatura del tope de la nube. Con esto se clasifica el tipo de nubosidad en cálida y fría.

Albedo	Temperatura	Clasificación
$(\alpha_{GOES} - \alpha_{MODIS}) < \alpha_{crítico}$	Cualquiera	Despejado
$(\alpha_{GOES} - \alpha_{MODIS}) \geq \alpha_{crítico}$	$T_b > -30$	Nubes cálidas (Estratocúmulos)
$(\alpha_{GOES} - \alpha_{MODIS}) \geq \alpha_{crítico}$	$T_b \leq -30$	Nubes frías (Cirros o Cúmulos)

Tabla 2: Clasificación de los píxeles. $\alpha_{crítico}$ es el albedo que determina si existe una nube o no.



4 Resultados

La información disponible en el sitio web está basada en una serie de productos que se han generado utilizando la metodología explicada en este informe. La base de datos actualmente cuenta con la información que se detalla en la tabla 3.

PRODUCTOS	Resolución Espacial	Resolución Temporal	Disponible en sitio web
<i>GHI en Cielo despejado</i>	1 Km	30 min	No
<i>GHI en Cielo despejado</i>	1 km	Horario - mensual	Sí
<i>GHI en Cielo con Nubosidad</i>	1 km	30 min	No
<i>GHI en Cielo con Nubosidad</i>	1 km	Horario - mensual	Sí
<i>Mapa de frecuencia de nubes</i>	1 Km	30 min	Sí

Tabla 3: Descripción de la base de datos de radiación y productos intermedios.

GHI: Radiación global horizontal.

4.1 Radiación global horizontal en cielo despejado

La radiación de cielo despejado está controlada principalmente por la posición latitudinal y por la altura. Así es como la máxima radiación de cielo despejado se concentra en la zona cordillerana del Norte de Chile y presenta valores de radiación entre los más altos del planeta. Se puede ver que en el cielo despejado, las variaciones en altura dominan por sobre las variaciones latitudinales de GHI (figura 18).

4.2 Radiación global horizontal

En los resultados de GHI total (incluyendo el efecto de la nubosidad) se aprecia el efecto significativo que tiene la nubosidad en alterar el valor de GHI en especial en la zona centro-sur de Chile, así como en el borde costero del Norte de Chile (figura 13).

Nótese que cuando el efecto de la nubosidad es incorporado y dada la posición de la geografía del país respecto de la distribución de las tormentas de latitudes medias, la distribución de la GHI recupera un marcado cambio latitudinal y se suaviza el efecto de los cambios en altura (al menos para la situación promedio).

La diferencia porcentual entre los dos años disponibles entrega una medida de la variabilidad interanual de la radiación. Se encontró que las mayores diferencias porcentuales entre estos dos años pueden llegar a cerca del 15% al sur de la región de los Lagos y la zona cordillerana de la región de Antofagasta, así como los sectores costeros de las regiones de

Atacama y Coquimbo. Estas variaciones están asociadas casi exclusivamente a variaciones en la nubosidad de un año a otro.

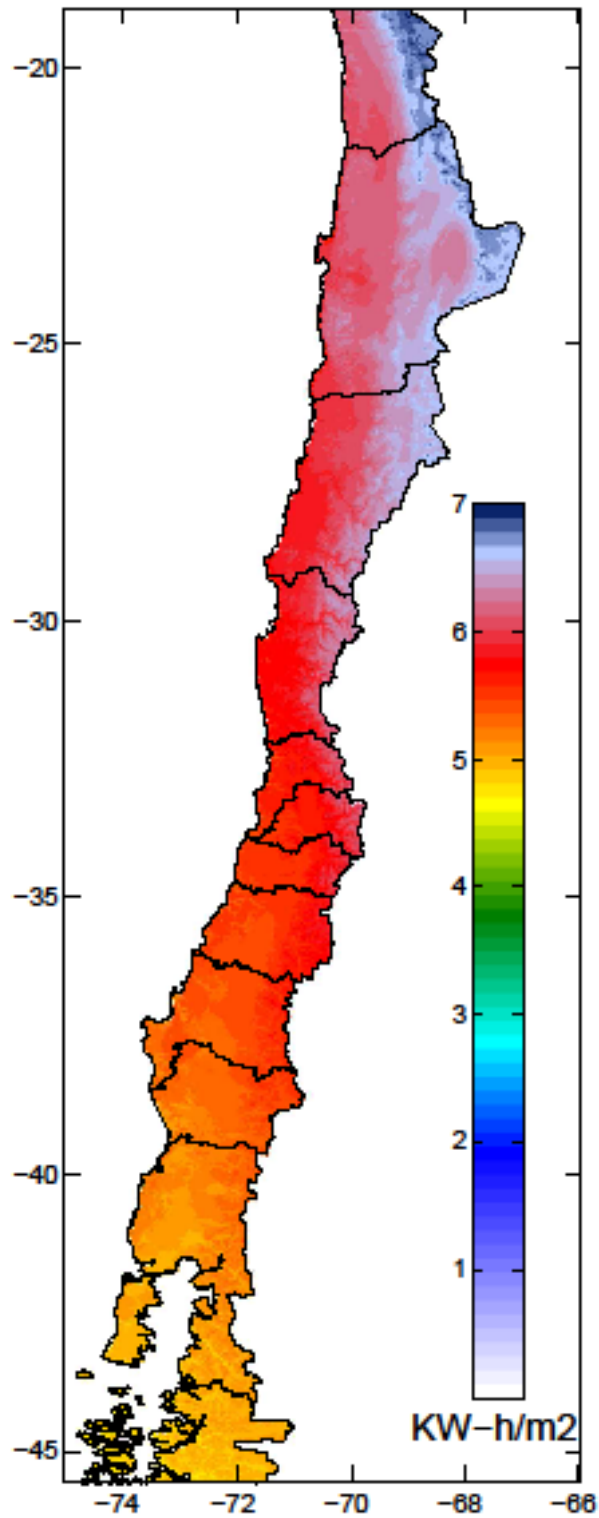


Figura 12: Mapa de la radiación global horizontal para cielo despejado, promedio de los años 2009 y 2010.

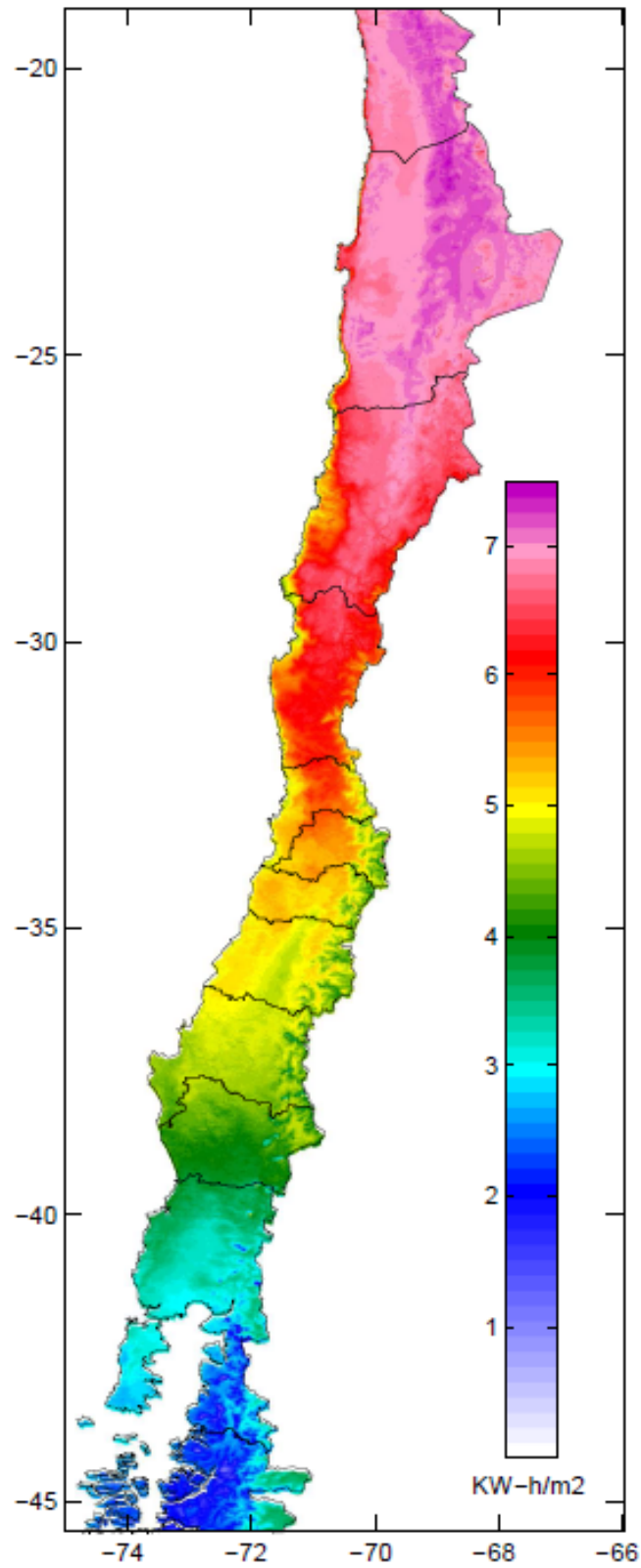


Figura 133: Mapa de la radiación global horizontal. Promedio de los años 2009 y 2010.

4.3 Frecuencia de nubosidad

En general se aprecia la casi nula cobertura nubosa en las regiones del Norte de Chile, salvo por las franjas costera y cordillerana. La cobertura de nubosidad aumenta desde menos de un 10% en el Norte de Chile hasta cerca del 80% en el extremo Sur, lo que explica la notable reducción en radiación respecto de la radiación de cielo despejado en la zona Sur de Chile.

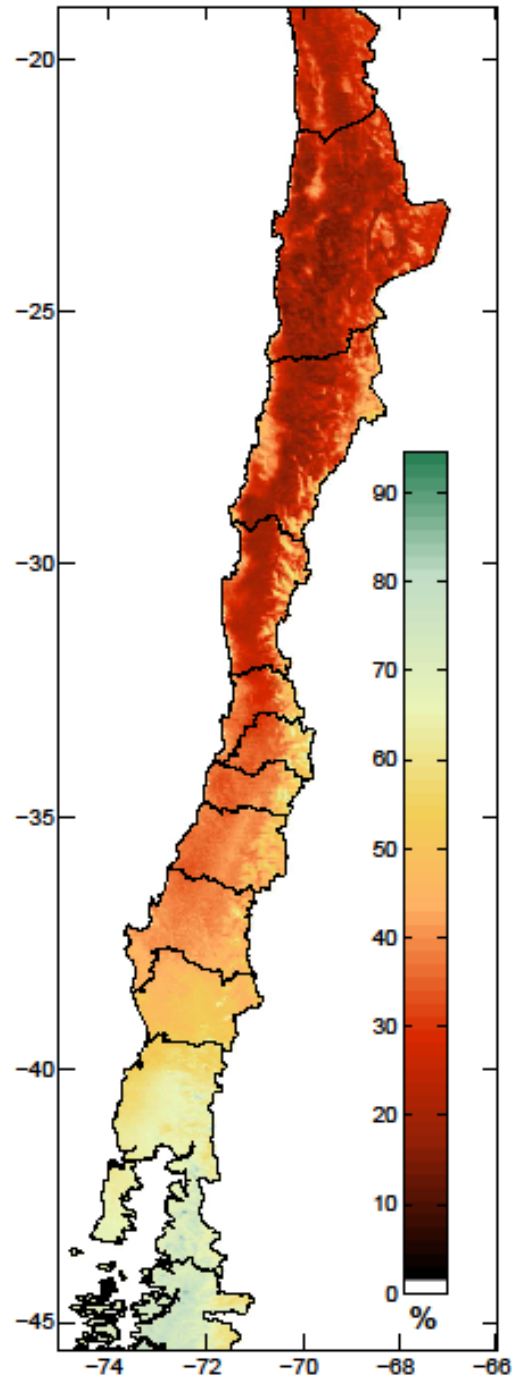


Figura 14: Mapa de la frecuencia anual de nubosidad promedio entre los años 2009 y 2010, estimada a partir de los datos satelitales GOES.

5 Validación del Modelo

Se ha evaluado la calidad de los mapas de radiación obtenidos con el modelo, de acuerdo a una base de datos que consta de 21 estaciones distribuidas entre el norte grande, el norte chico, la zona centro y el sur del país. Parte de esta red de datos (8 estaciones) fue implementada por GIZ en conjunto con el Ministerio de Energía y posee datos durante 2009 y 2010. Los otros datos corresponden a las estaciones de la Dirección Meteorológica de Chile en Santiago y Puerto Montt con datos del 2009, 8 estaciones en la zona del seno del Reloncaví instaladas para un proyecto de electrificación rural con datos entre los años 2003 y 2006 y 3 estaciones privadas en Canela, Hornitos y Ventanas. En el país existen otras estaciones que miden radiación global horizontal, pero se han escogido sólo estas estaciones para realizar la validación pues no muestran errores de calibración, saltos ni datos fuera de rango.

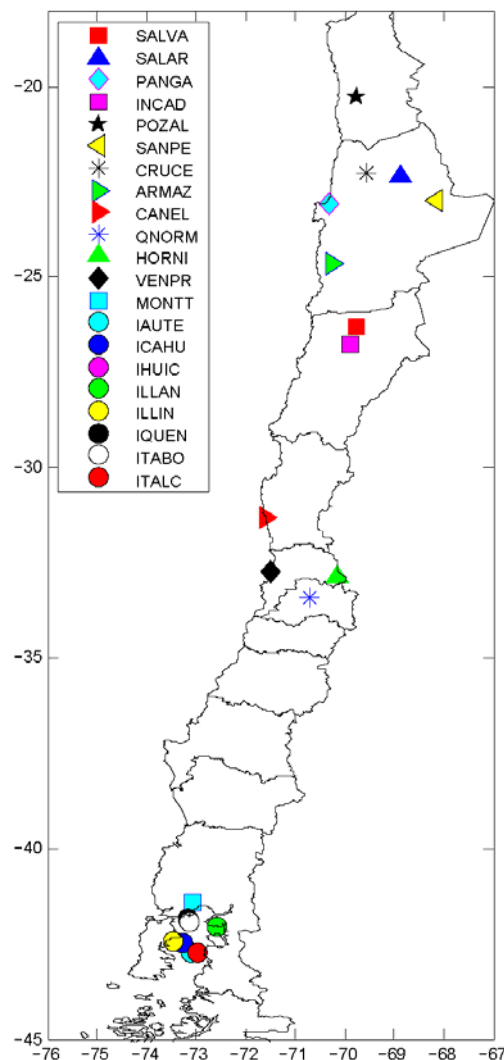


Figura 15: Mapa con ubicación de la red de estaciones utilizadas en la validación.

En la siguiente figura se muestra un diagrama de dispersión del valor promedio anual de la insolación diaria en cada estación. Las estaciones que poseen menos de un año de datos han sido escaladas para obtener el valor anual. En el eje vertical se muestran los valores del modelo y en el eje horizontal los valores observados.

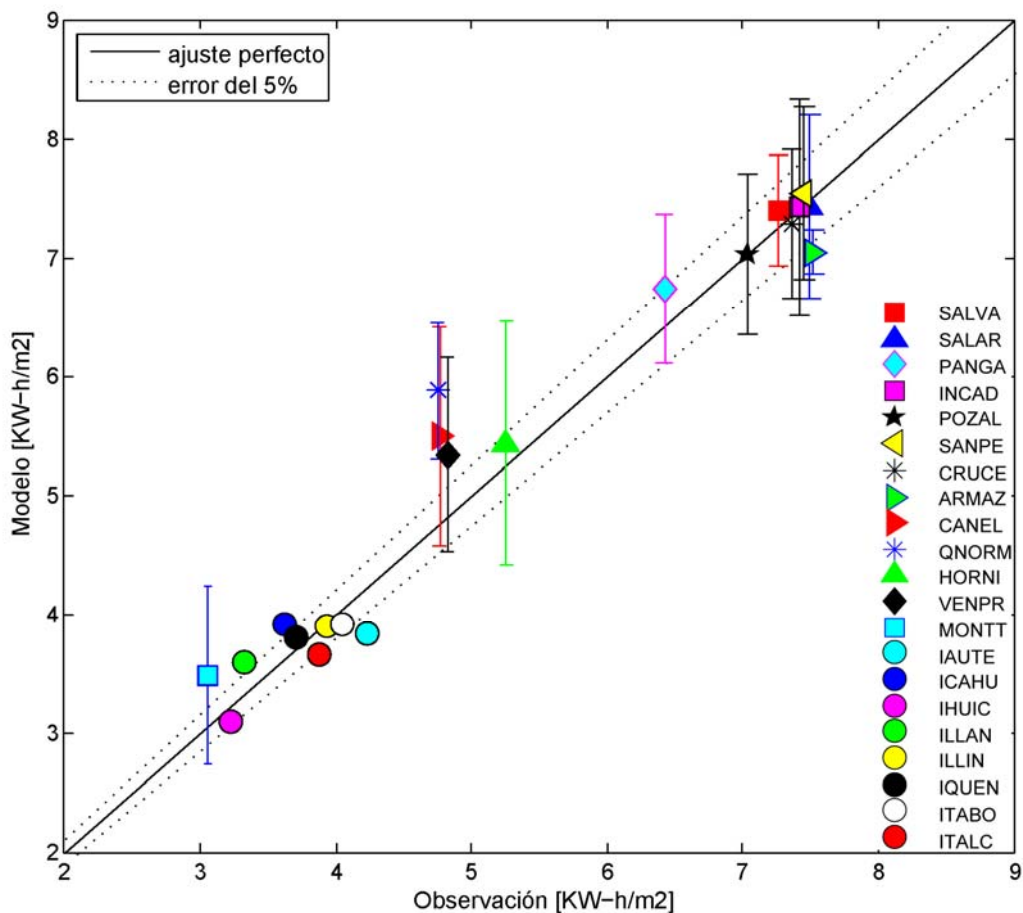


Figura 16: Diagrama de dispersión que muestra la relación entre el valor promedio de la insolación diaria medida en las estaciones, respecto del valor modelado

Además, se muestra una barra por estación que corresponde a la desviación estándar del error del modelo, donde se observa que la mayor dispersión se da en las estaciones Puerto Angamos, Quinta Normal y Puerto Montt, que son las que presentan mayor nubosidad a lo largo del año. Los datos que no poseen barra de error son de fechas distintas al modelo y por lo tanto no se pudo comparar el desempeño día a día.

La estación de Quinta Normal posee el mayor sesgo que corresponde al efecto de los aerosoles que no han sido incorporados en el modelo. En Santiago el exceso de contaminación produce una disminución de la radiación solar que puede llegar hasta el 20%, lo cual no se observa en el resto del País.

Las estaciones del proyecto de electrificación rural se han incluido solo como referencia, pues no se tiene información sobre la calidad de los datos ni sobre la mantención de las estaciones.

6 Explorador Solar: descripción de La herramienta y modo de uso

El Explorador Solar se encuentra disponible en línea en la siguiente dirección:

<http://ernc.dgf.uchile.cl/Explorador/Solar2>

El Explorador cuenta con la opción de visualizar los mapas del promedio mensual de la radiación global horizontal para los años 2009 y 2010.

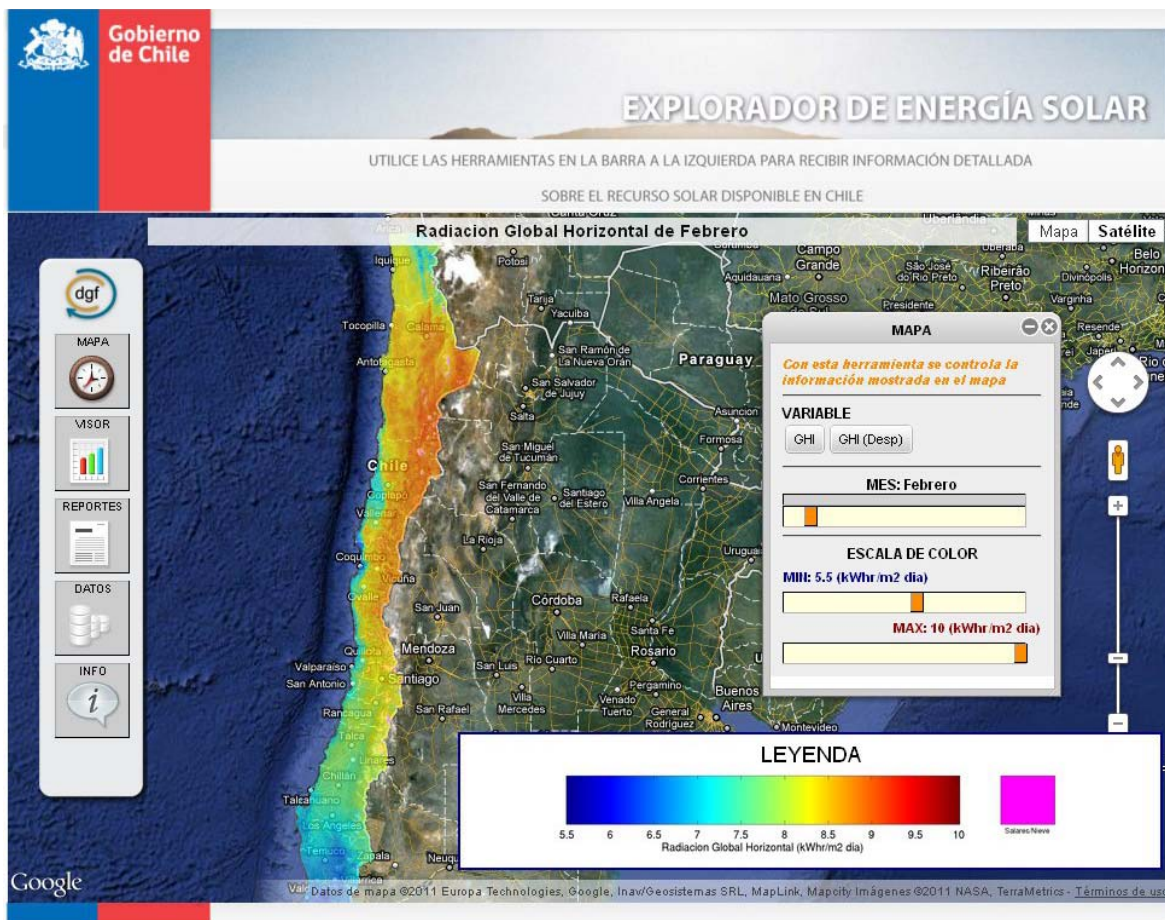


Figura 17: Imagen del sitio web del Explorador Solar, con la ventana que permite seleccionar el mes y la escala de colores de la insolación global horizontal.

Debido al amplio rango de valores que posee esta variable a lo largo del día, se ha incorporado la opción, en la ventana MAPA, de modificar la escala de colores, de acuerdo al rango de valores más conveniente según el mes seleccionado y la zona de interés.

El explorador por el momento presenta algunas deficiencias, como la detección de nubosidad en lugares con salares o nieve y por lo tanto se produce una subestimación de la radiación en dichos lugares, por lo que se sugiere no confiar en los valores en estos sectores, los cuales están destacados en los mapas con color rosado.

Con el botón VISOR se despliega una ventana que muestra el ciclo anual de la radiación solar en unidades de KWh/m^2 por día. Además se entrega el promedio anual de la energía que llega en un punto. Para activar los gráficos es necesario hacer click sobre el mapa en el punto de interés.

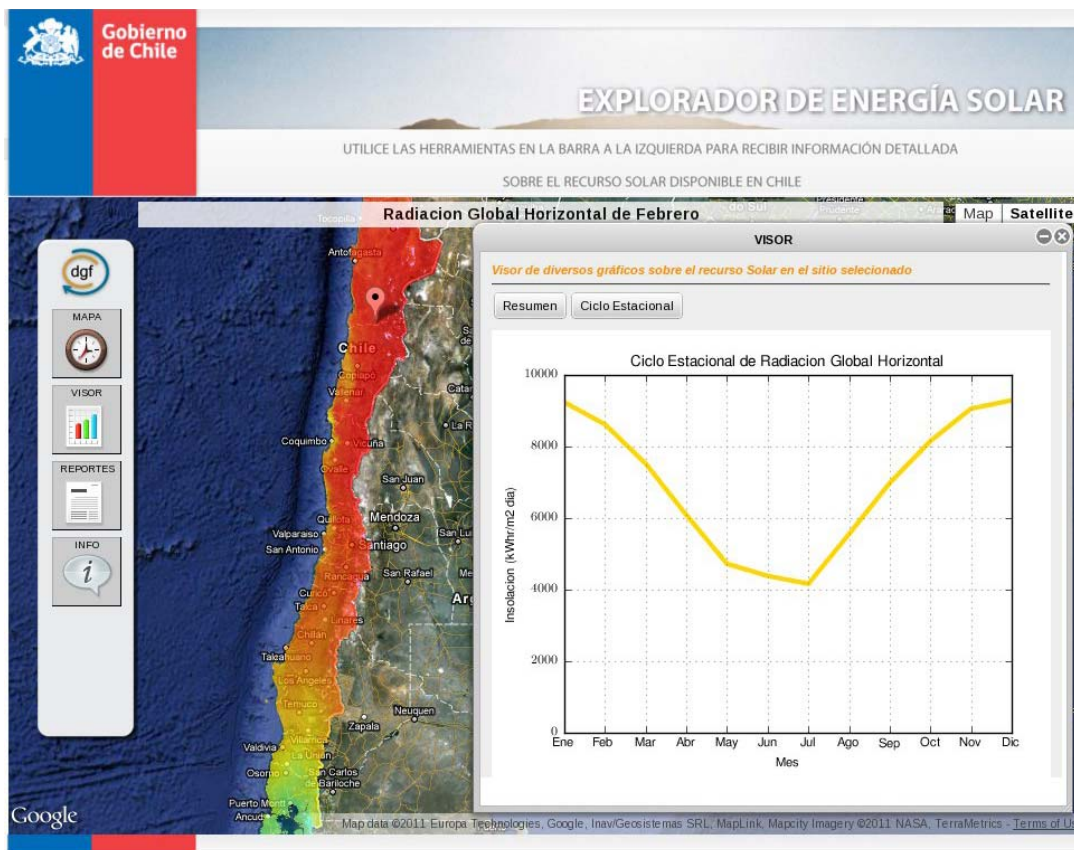


Figura 18: Imagen del Explorador Solar con la ventana que permite visualizar las características generales de la radiación en un punto.

La opción REPORTES permite generar un archivo con información sobre un punto específico que puede ser escogido presionando sobre el mapa o escribiendo las coordenadas del sitio. Este

reporte presenta información sobre el ciclo anual de radiación global horizontal, los ciclos diarios promedio para cada mes y la energía en promedio que llega a ese punto diariamente. Además, el reporte entrega información sobre la nubosidad del sitio y sus características topográficas.

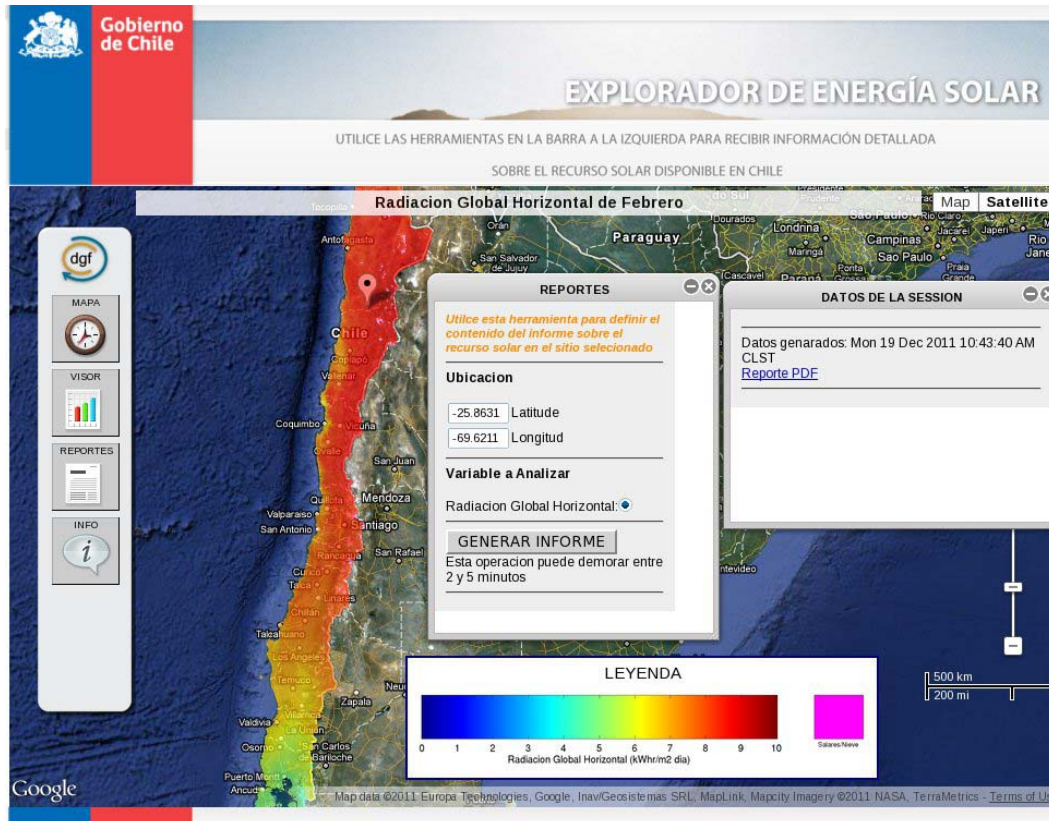


Figura 19: Imagen del Explorador Solar con la ventana que permite generar los reportes sobre puntos seleccionados indicando latitud y longitud o haciendo click en el punto.

Una vez que ya se ha generado el reporte, con el botón GENERAR INFORME, se desplegará en la pantalla un mensaje con el vínculo de descarga de dicho reporte. Finalmente, el usuario podrá obtener un archivo en formato PDF, con la información solicitada respecto del sitio de interés.

Los reportes contienen información sobre el sitio seleccionado, además de tablas con los valores mensuales de radiación tanto para cielo despejado, como totales. Además se incluyen varias figuras que permiten visualizar las características de la radiación en el sitio. Finalmente, se han incorporado figuras con la frecuencia de nubosidad en el sitio, separando en nubosidad alta y baja, además de la distribución diaria y anual de la nubosidad total.

A continuación se muestra la información contenida en los informes:

Se entregan tablas que muestran los valores de radiación en el punto seleccionado para cada mes y año en distintas unidades de energía.

GHI Total				GHI Cielo Despejado					
	2009		2010			2009		2010	
Mes	MJ/m^2	KWh/m^2	MJ/m^2	KWh/m^2	Mes	MJ/m^2	KWh/m^2	MJ/m^2	KWh/m^2
Enero	27.41	7.61	28.40	7.89	Enero	32.23	8.95	32.42	9.01
Febrero	26.28	7.30	26.23	7.29	Febrero	30.17	8.38	30.10	8.36
Marzo	22.11	6.14	20.84	5.79	Marzo	26.16	7.27	26.18	7.27
Abril	14.97	4.16	16.22	4.50	Abril	20.86	5.80	20.86	5.79
Mayo	10.71	2.98	11.41	3.17	Mayo	15.98	4.44	16.21	4.50
Junio	11.31	3.14	9.77	2.71	Junio	14.11	3.92	14.28	3.97
Julio	12.68	3.52	11.40	3.17	Julio	14.87	4.13	15.19	4.22
Agosto	15.92	4.42	14.06	3.90	Agosto	18.54	5.15	18.88	5.24
Septiembre	20.73	5.76	18.05	5.01	Septiembre	23.89	6.63	23.67	6.58
Octubre	23.54	6.54	23.42	6.50	Octubre	28.74	7.98	28.47	7.91
Noviembre	27.95	7.76	24.73	6.87	Noviembre	31.94	8.87	31.91	8.86
Diciembre	27.50	7.64	28.36	7.88	Diciembre	33.10	9.19	33.33	9.26
Promedio	20.09	5.58	19.41	5.39	Promedio	24.22	6.73	24.29	6.75

Además se muestran los gráficos del ciclo anual de la radiación separado tanto en cielo despejado y total, como separado por año.

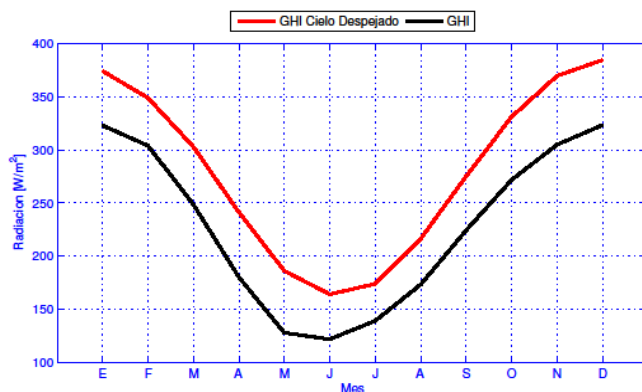


Figura 20: Ciclo anual del promedio de la radiación para cada día (considerando el día y la noche).

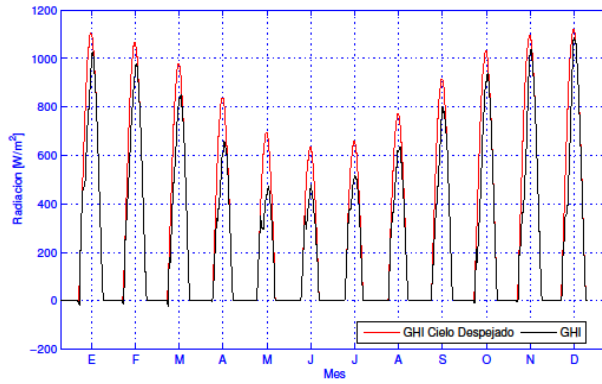


Figura 21: Promedio mensual de la radiación diaria.

La figura 21 muestra el ciclo diario de la radiación para cada mes. El tamaño del intervalo entre un mes y otro representa 24 horas.

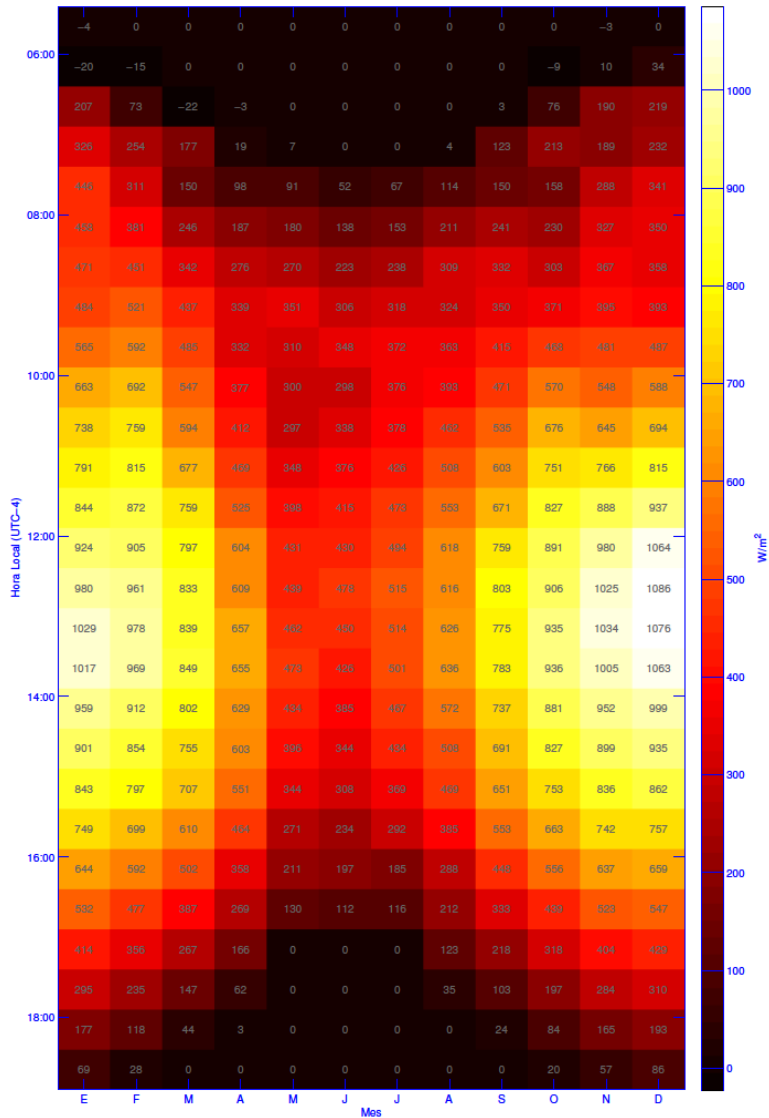


Figura 22: Ciclo diario y estacional de la radiación diaria promedio en W/m^2 . En cada casillero se muestra el valor promedio de la radiación para una cierta hora del día y un cierto mes.

En los siguientes gráficos se presenta la frecuencia de la nubosidad estimada a partir de los datos satelitales. La frecuencia de nubosidad es un número entre 0 y 1, que indica la fracción de tiempo en que el sitio estuvo cubierto por nubes, a una determinada hora y/o mes.

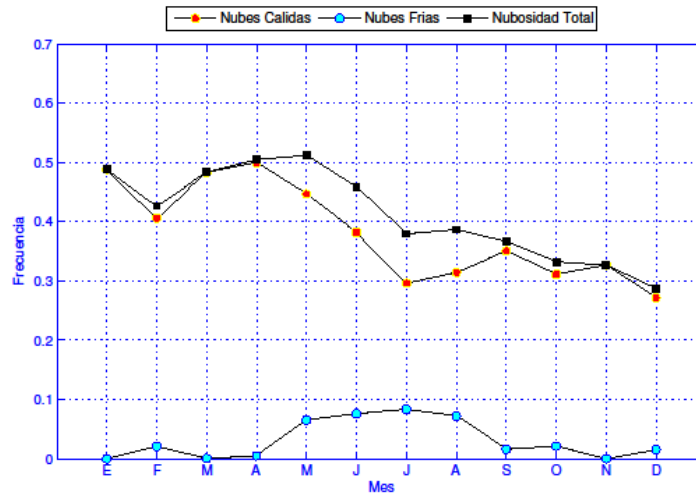


Figura 23: Ciclo anual de la frecuencia de nubosidad.

La figura 23 muestra la frecuencia mensual promedio de la nubosidad clasificada en nubes cálidas y nubes frías.

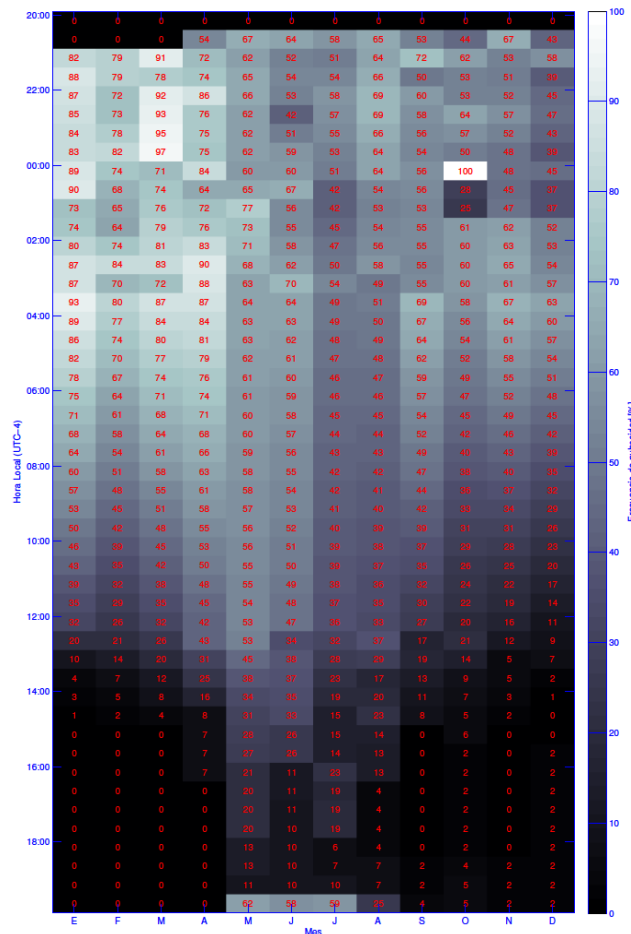


Figura 24: Ciclo diario y estacional de la frecuencia de nubosidad

En la figura 24 se presentan los valores promedio de la frecuencia de nubosidad para cada mes y cada media hora. Con esto se puede visualizar tanto el ciclo diario como el ciclo anual de la nubosidad.

Finalmente, el explorador tiene un botón INFO que al presionarlo despliega una ventana con una breve descripción sobre el Explorador Solar y además muestra los links para descargar un informe detallado sobre la metodología utilizada, la validación y sobre como utilizar el sitio web.

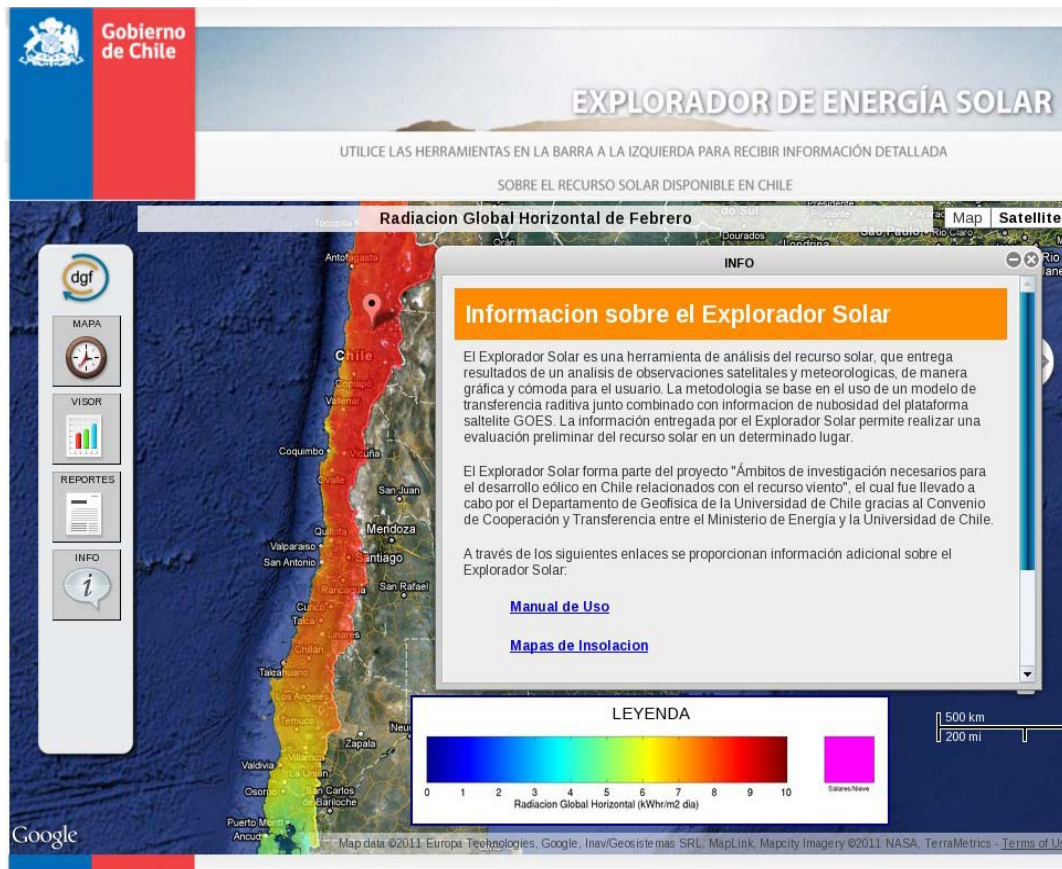


Figura 25: Imagen del Explorador Solar con la ventana que contiene la información sobre el sitio.

7 Referencias

1. Liou, K. An introduction to atmospheric radiation, Academic Press, 2002
2. Chou M. and Suarez M. (1999). A solar radiation parameterization for atmospheric studies, Tech. Rep., NASA/TM-1999-104606, 40 pp.
3. Kalnay, E.; Kanamitsu, M.; Kistler, R.; Collins, W.; Deaven, D.; Gandin, L.; Iredell, M.; Saha, S.; White, G.; Woollen, J. & others The NCEP/NCAR reanalysis project Bull. Am. Meteorol. Soc, 1996, 77, 437-471
4. Kopp, G. & Lawrence, G. The total irradiance monitor (TIM): Instrument Design The Solar Radiation and Climate Experiment (SORCE), Springer, 2005, 91-109
5. Bird, R. & Hulstrom, R. Simplified clear sky model for direct and diffuse insolation on horizontal surfaces Solar Energy Research Inst., Golden, CO (USA), 1981
6. Hillger, D. & Schmit, T. The GOES-13 science test: Imager and sounder radiance and product validations US Dept. of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Environmental Satellite, Data and Information Service, 2007
7. Gueymard, C. Progress in direct irradiance modeling and validation Proc. Solar, 2010
8. Boland, J.; Ridley, B. & Brown, B. Models of diffuse solar radiation Renewable Energy, Elsevier, 2008, 33, 575-584
9. Skamarock, W.; Klemp, J.; Dudhia, J.; Gill, D.; Barker, D.; Wang, W. & Powers, J. A Description of the Advanced Research WRF Version 3 NCAR, 2008