

3 Metodología

El modelo estadístico trabaja relacionando el llamado índice de nubosidad obtenido a partir de las imágenes de satélite con la irradiación solar global obtenida de las estaciones de medición en superficie.

El índice de nubosidad es un valor normalizado de la cantidad de nubes presentes en un lugar y un momento determinados, su determinación esta sujeta a la obtención del albedo terrestre y del albedo de las nubes en cada punto de una imagen. Los datos de irradiación solar en superficie que fueron suministrados por el Instituto Nacional de Meteorología (INM) de España se sometieron a un proceso de revisión y depuración para detectar y eliminar posibles errores.

Un procedimiento similar al propuesto en este trabajo ha sido empleado ampliamente por la Agence Française pour la Maîtrise de l’Energie (Diabaté et al., 1989) y por la European Solar Radiation Atlas (ESRA) (Kasten et al., 1996; Beyer et al., 1997), para la elaboración de mapas de irradiación solar del continente Europeo, mediante la aplicación del método Heliosat. El método Heliosat, desarrollado por Diabaté et al. (1989), produce mapas de irradiación solar global con una adecuada escala temporal (horaria) y espacial (del orden de 1 píxel de $5 \times 5 \text{ km}^2$ de la imagen Meteosat de primera generación), como los obtenidos por Cano et al. (1986).

Flores (2002) utiliza como base el método Heliosat y determina la irradiación solar horaria puntual de las 14 horas para Cataluña. La principal diferencia entre el modelo propuesto por Flores y el desarrollado por el método Heliosat, consiste en la determinación de coeficientes mensuales de regresión del modelo dada su variabilidad tanto espacial como temporal, incluyendo variaciones estacionales, a diferencia del método Heliosat que considera un solo conjunto de coeficientes de regresión por hora, constantes en el tiempo y en el espacio a lo largo del año, o Cano et al. (1986) que consideran los coeficientes de regresión constantes en el tiempo y en el espacio a lo largo del año, con solo una ligera variación estacional. Otra diferencia es la consideración del albedo de las nubes variable, a diferencia de Cano et al. (1986) y Diabaté et al. (1989) que establecen que el albedo de las nubes puede considerarse constante para determinados tipos de imágenes de satélites.

En el presente trabajo se determinarán los coeficientes de regresión tanto anuales; empleando la metodología propuesta en el método Heliosat, como mensuales; utilizando la metodología propuesta por Flores (2002), con el fin de comparar ambos enfoques (ver apartado 7.2).

A continuación se detallan las fórmulas empleadas y el procedimiento operativo del modelo para la obtención de mapas de irradiación solar global en superficie a través de imágenes NOAA-AVHRR.

3.1 Factor de transmisión atmosférica $k(i,j)$

El factor de transmisión atmosférica $k(i,j)$ se define como la relación entre la irradiación solar superficial $G(i,j)$, incidente en el suelo sobre una superficie horizontal a través de una columna atmosférica, respecto a la irradiación solar extraterrestre $G_0(i,j)$, incidente en el límite superior de la atmósfera, tal como se indica a continuación:

$$k(i, j) = \frac{G(i, j)}{G_0(i, j)} \quad (3.1)$$

La irradiación solar superficial $G(i,j)$ es desconocida excepto en los puntos donde existe una estación de medición, por tanto en estos puntos es posible determinar el valor del factor de transmisión atmosférica $k(i,j)$, el que posteriormente será utilizado en la calibración del modelo.

La irradiación solar extraterrestre $G_0(i, j)$ depende del ángulo solar cenital y de la distancia de la tierra al sol y se puede calcular mediante la siguiente expresión:

$$G_0 = I_{SC} \left(\frac{r_0}{r} \right) \cos(\theta) \quad (3.2)$$

donde:

$I_{SC} = 1367 \text{ Wm}^{-2}$ es la constante solar;

r_0 y r , son respectivamente, la distancia media y actual del Sol a la Tierra, y;

θ es el ángulo solar cenital.

En el Anexo A se encuentra el desarrollo de la ecuación 3.2 para la obtención de la irradiación solar extraterrestre tanto para el caso de datos horarios como para el caso de datos diarios.

3.2 Índice de nubosidad n^t

El índice de nubosidad $n^t(i,j)$ en un punto (i,j) para un momento dado “ t ” se define mediante la siguiente expresión (Diabaté et al., 1989):

$$n^t = \frac{\alpha^t(i,j) - \alpha_{\min}(i,j)}{\alpha_{\max}(i,j) - \alpha_{\min}(i,j)} \quad (3.3)$$

donde:

$\alpha^t(i,j)$ es el albedo aparente en el píxel (i,j) en el instante t ,

$\alpha_{\min}(i,j)$ es el albedo para cielo completamente despejado, seco y limpio.

$\alpha_{\max}(i,j)$ es el albedo para cielo completamente nublado.

La presencia de nubes, desde el punto de vista del sensor, se traduce en un incremento del albedo. El índice de nubosidad varía entre $[0, 1]$ y puede ser considerado como el porcentaje de cobertura nubosa de un píxel.

En consecuencia constituye un indicador de la transmisión atmosférica de una columna de aire localizada sobre el píxel, donde valores bajos del índice de nubosidad corresponden a valores altos del factor de transmisión atmosférica.

Operativamente la determinación del albedo requiere la utilización de parámetros de calibración del sensor, lo que será explicado en el apartado 6.2.

Los albedos máximos y mínimos son determinados como los valores máximos o mínimos de cada píxel de una serie de imágenes de albedo en un período de tiempo establecido, un mes o un año, así en el caso mensual los albedos mínimos o máximos son elegidos de entre todas las imágenes de cada mes, generándose 12 pares de imágenes por año, en cambio para el caso anual los albedos máximos y mínimos son elegidos de entre todas las imágenes de un año, generándose sólo dos pares de imágenes por año.

3.3 Relación entre el Índice de nubosidad y el factor de transmisión atmosférica

El método supone una relación lineal entre el índice de nubosidad determinado a partir de las imágenes de satélites y el factor de transmisión atmosférica, de la siguiente manera:

$$k'(i, j) = a(i, j) n'(i, j) + b(i, j) \quad (3.4)$$

donde el coeficiente a corresponde a la pendiente de la curva, y, b representa el factor de transmisión atmosférica para cielo despejado, cuando el índice de nubosidad es nulo. Los coeficientes a y b son determinados por regresión por mínimos cuadrados y se asumen constantes para cada punto de la superficie en un período de un mes o un año según sea el caso.

Una vez que dichos coeficientes son conocidos en las estaciones de medición en superficie, se aplica el método de interpolación de Kriging para obtener el campo de coeficientes en la zona de estudio.

De acuerdo con el conocimiento general de la radiación solar, la aplicación de la ecuación 3.4 esta restringida a elevaciones solares mayores de 12° y a elevaciones del satélite superiores a 5° . Con lo cual esta relación no funciona correctamente para latitudes superiores a los 60° (Diabaté et al., 1989).

Una expresión similar a la de la ecuación 3.4 ha sido empleada por Cano et al. (1986), Nunez (1987a), Diabaté et al. (1989), Rafiqul Islam y Exell (1996), Olseth y Skartveit (1998) y Fontoynt et al. (1998).

Cano et al. (1986) usa imágenes Meteosat de primera generación para determinar el índice de nubosidad; Nunez (1987a) hace uso solo de la reflectividad obtenida a partir del canal visible del satélite GMS; Diabaté et al. (1989) utiliza el canal visible de satélites geoestacionarios para obtener los mapas de irradiación solar global empleando el método Heliosat; mientras que Rafiqul Islam y Exell (1996) emplean un método biespectral con aplicación en el visible y en el infrarrojo de imágenes NOAA-AVHRR para calcular el índice de nubosidad.

Olseth y Skartveit (1998) emplean el índice de nubosidad conjuntamente con otros índices para obtener mapas de irradiación solar global y difusa a partir de datos Meteosat de primera generación para altas latitudes (Finlandia).

Fontoynt et al. (1998) emplean el índice de nubosidad para derivar la irradiación solar global superficial a partir del canal visible de imágenes Meteosat de primera generación, todo esto dentro del marco del Proyecto Satel-light cuya finalidad es la de proveer una base de datos de iluminación y irradiación solar en Europa.

3.4 Procedimiento operativo

El modelo fue desarrollado para operar de forma modular, donde básicamente se distinguen dos módulos principales:

- i) Estimación del albedo, consiste en un procedimiento que permite obtener al albedo planetario a partir de los canales visibles de las imágenes de satélite. En este módulo se realiza primero que todo la corrección radiométrica, luego la detección de nubes, y posteriormente la corrección geométrica.
- ii) Estimación de la irradiación solar superficial, constituye el núcleo central del modelo y en el se determina el factor de transmisión atmosférica y el índice de nubosidad para posteriormente obtener la irradiación solar superficial a través de la imagen de satélite y los coeficientes de calibración del modelo.

Cada uno de estos módulos será discutido en los Capítulos 6 y 7, donde se describe la aplicación y los resultados de cada uno de ellos.

3.5 Constante Solar

De acuerdo a Rau (1981), el concepto de constante solar se debe al físico francés Claude Pouillet (1790-1868) quien lo introdujo en 1837. La constante solar es la cantidad de energía solar que llega por minuto al límite superior de la atmósfera, por cm^2 de superficie.

Hasta hace pocos años, la estimación de su valor se realizaba mediante la extrapolación de los valores de la irradiación medidos sobre la superficie terrestre. En estos últimos años se ha medido en forma directa mediante el uso de satélites, cabe mencionar los esfuerzos del Earth Radiation Budget (ERB) a mediados de los años 70, para medir su valor mediante el uso de los satélites Nimbus 6 y 7, y los del Earth Radiation Budget Experiment (ERBE) a mediados de los años 80, para medirlo mediante el uso de los satélites NOAA-9 y NOAA-10 (Kidder y Vonder Haar, 1995).

El valor medio de esta constante solar actualmente admitido es aproximadamente de 1367 Wm^{-2} . En este valor hay que contar, sin embargo, con variaciones de $\pm 3,5\%$ debidas a la posición del Sol respecto de la Tierra y con diferencias de $\pm 1,5\%$ motivadas por las oscilaciones o fluctuaciones de las manchas solares. Se estima un valor máximo de 1395 Wm^{-2} en la posición más próxima al Sol (perihelio) a principios de enero, y un valor mínimo de 1308 Wm^{-2} en la posición más lejana (aphelio) a primeros de julio.