

IMPLEMENTACIÓN DEL MÉTODO HELIOSAT PARA
LA ESTIMACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR A
PARTIR DE IMÁGENES DE SATÉLITE



Grado en Ingeniería
en Tecnologías Industriales

Trabajo Fin de Grado

Asier Olcoz Larráyoz

Marta Solano Goñi e Iñigo Pagola Barrio

Pamplona, 27/06/2014



1) DATOS GENERALES DEL PROYECTO	4
1.1) INTRODUCCIÓN	4
1.2) DESCRIPCIÓN GENERAL DEL PROYECTO	4
1.3) PALABRAS CLAVE.	4
2) EL RECURSO SOLAR.	6
2.1) SISTEMA DE REFERENCIA TEMPORAL.	6
2.2) SISTEMA DE REFERENCIA ESPACIAL. GEOMETRÍA SOLAR.	9
2.3) INTERACCIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR CON LA ATMÓSFERA.	13
2.4) RADIACIÓN SOLAR SOBRE LA SUPERFICIE TERRESTRE.	18
3) CONTEXTO TECNOLÓGICO O ESTADO DEL ARTE	20
3.1) INSTRUMENTACIÓN Y MEDIDA DE LA RADIACIÓN SOLAR.	20
3.2) SISTEMAS DE TELEDETECCIÓN ESPACIAL.	22
3.2.1) Plataformas, sensores y canales.....	22
3.2.2) Satélite <i>Meteosat</i>	25
3.2.3) Georreferenciación <i>de las imágenes HRI-VIS</i>	29
3.3) MÉTODOS DE ESTIMACIÓN DE RADIACIÓN SOLAR A PARTIR DE IMÁGENES SATÉLITE.	33
3.3.1) <i>Modelización de la radiación solar a partir de imágenes de satélite</i>	34
3.3.2) <i>El modelo de cielo claro</i>	36
3.3.3) <i>Desarrollo de modelos estadísticos (Método Heliosat)</i>	38
3.3.3.1) Método Heliosat-1.	38
3.3.3.2) Método Heliosat-2	41
4) DESARROLLO DEL TRABAJO	42
4.1) DEFINICIÓN DEL TRABAJO	42
4.2) METODOLOGÍA.	42
4.2.1) <i>Programación en R</i>	43
4.2.2) <i>Adquisición de datos</i>	43
4.2.2.1) Datos de la BSRN.....	43
4.2.2.2) Datos del satélite.	45
4.2.2.3) Base de datos del factor de turbidez de Linke (TL)	47
4.2.3) <i>Desarrollo del modelo Heliosat 2</i>	47
4.3) RESULTADOS.....	52
4.3.1) <i>Metodología para el cálculo de errores</i>	53
4.3.2) <i>Validación del modelo</i>	54
4.3.3) <i>Análisis de los resultados</i>	70
4.3.4) <i>Comparación de los errores con el modelo anterior implementado por CENER</i>	71

5) CONCLUSIONES	78
6) LÍNEAS FUTURAS DE TRABAJO	80
7) NOMENCLATURA.....	82
8) LISTA DE TABLAS	84
9) LISTA DE FIGURAS.....	86
10) REFERENCIAS.....	90

1) DATOS GENERALES DEL PROYECTO

1.1) Introducción

El presente Trabajo Fin de Grado (en lo sucesivo TFG), se enmarca dentro del programa de prácticas curriculares del Grado en Ingeniería en Tecnologías Industriales impartido por la Universidad Pública de Navarra (UPNA), más concretamente en la mención en Electrónica Industrial.

Este TFG se ha desarrollado en la empresa CENER (Centro Nacional de Energías renovables) en el departamento de energía solar-térmica.

El título del TFG es: “Implementación del método Heliosat para la estimación de la radiación solar a partir de imágenes de satélite”. Consiste en la implementación del método Heliosat 2 para el cálculo de la radiación global incidente a partir de imágenes del satélite Meteosat.

1.2) Descripción general del Proyecto

El objetivo del proyecto es la implementación de los algoritmos de la última versión disponible del método Heliosat para estimar la radiación solar a partir de las imágenes de satélite. En la actualidad, CENER tiene implementada una combinación que emplea partes del Heliosat-1 y Heliosat-2 a tal efecto. En primer lugar se realiza una búsqueda bibliográfica para determinar cuál es la versión publicada más reciente del algoritmo. A continuación se implementa en lenguaje de programación R dicho algoritmo para estimar la radiación solar a partir de imágenes de satélite. De este modo, se podrá sustituir el método que se tiene implementado en CENER y que se emplea en la actualidad por una versión más actualizada del mismo.

1.3) Palabras clave.

Heliosat, Meteosat, Satélite, estimación, procesamiento de imagen, radiación, turbidez, meteorología, albedo, nube, índice de claridad, índice de nubosidad, georeferenciación, modelo de cielo claro, atmósfera.

2) El recurso solar.

La radiación solar llega a la Tierra en forma de luz y calor, establece los ciclos del carbono y del agua, dando lugar al resto de formas de energía. La energía del Sol que llega a la superficie terrestre es 5000 veces mayor que la suma del resto de fuentes de energía del planeta (nuclear, geotérmica...) y su potencia es 10000 veces mayor que la potencia media consumida actualmente por todos sus habitantes. Sin embargo hay factores que afectan a su correcto aprovechamiento como la existencia de ciclos solares, la variación geográfica y su aleatoriedad.

La radiación solar que llega a la superficie terrestre es solo una parte de la que llega a las capas altas de la atmósfera, el cálculo de la radiación que alcanza el suelo es complicado puesto que viene condicionado por diversos factores como son: variación en el contenido de los aerosoles en la atmósfera, las partículas en suspensión, las nubes, reflexión de la radiación, etc.

Todos estos factores modifican cualitativa y cuantitativamente la energía que recibe la superficie terrestre, por ellos es imprescindible describir el origen de la radiación, el Sol, y su interacción con la Tierra.

Se puede considerar el Sol como una esfera de $1.39 \cdot 10^6$ Km de diámetro y $1.99 \cdot 10^{32}$ Kg de masa que se encuentra a una distancia media de la Tierra de $1.49 \cdot 10^8$ Km. En el Sol se producen procesos de fusión nuclear. Debido a estas reacciones nucleares la temperatura de su superficie varía desde los 4700 K a los 7500 K emitiendo un espectro de radiación correspondiente a la de un cuerpo negro a 5760 K aproximadamente. Admitiendo como constante la temperatura del Sol y su espectro de radiación, la cantidad de energía que incide sobre las capas altas de la atmósfera puede determinarse analíticamente en función de las posiciones relativas Sol-Tierra. Para ello es necesario definir un sistema de referencia temporal y espacial, ya que la Tierra, entre otros, realiza un movimiento de rotación alrededor de su eje y otro de traslación alrededor del Sol.

2.1) Sistema de referencia temporal.

Se define el *día solar* cómo el intervalo de tiempo que transcurre entre el instante en el que el Sol cruza un meridiano local y el instante en el que vuelve a cruzarlo. Debido a los movimientos de traslación y rotación de la Tierra, la duración del *día terrestre* (tiempo que tarda la Tierra en dar una vuelta entera sobre si misma) es aproximadamente 4 minutos menor que el día solar. Además el día solar no es contante, varía a lo largo del año debido a:

- La inclinación del eje de rotación de la Tierra ($\sim 23.5^\circ$) respecto al plano de traslación alrededor del Sol o plano de la eclíptica.
- La distancia entre el Sol y la Tierra es variable a lo largo del año.

Desde la Tierra se observa como el Sol aparentemente se desplaza sobre la bóveda celeste en función del tiempo, variando a lo largo del día y día a día a lo largo del año. Se define mediodía solar al instante de tiempo en el que el Sol alcanza su máxima elevación sobre el horizonte, de manera que el amanecer y el ocaso se distribuyen simétricamente respecto a este instante.

Se denomina *tiempo solar verdadero o tiempo solar aparente (TSV)* al tiempo contado a partir del mediodía solar. No obstante el tiempo utilizado habitualmente no está basado en este fenómeno planetario si no en la denominada *hora oficial o tiempo local medio (TLM)*. Este sistema de referencia temporal se utiliza en determinadas áreas geográficas a las que les interesa tener un mismo sistema de referencia temporal. En este sistema de referencia, la longitud geográfica (Λ) determina el amanecer y el ocaso que no son simétricos respecto al mediodía, sino que se desfasan 4 minutos por cada grado de longitud geográfica. Sin embargo en ambos sistemas la longitud del día es función del día del año o día juliano ($J_d = 1 \sim 366$) y de la latitud geográfica (ϕ).

Para convertir la hora oficial en hora solar es necesario hacer dos correcciones [Duffie y Beckman, 1991; Iqbal, 1983]:

- La primera corrección toma en consideración la diferencia de la longitud geográfica existente entre el meridiano del observador y el meridiano de referencia respecto del cual se define la hora oficial (4 minutos por cada grado de diferencia geográfico).
- La segunda tiene en cuenta los efectos introducidos por la excentricidad de la órbita terrestre, la constancia de la velocidad areolar (2ª Ley de Kepler) y los movimientos de precesión y nutación del eje de rotación terrestre. Estos efectos se tienen en cuenta en la *ecuación del tiempo (ET)*.

También se encuentran expresiones con una tercera corrección horaria C_h que tiene en cuenta los posibles cambios horarios producidos por el cambio de hora que se realiza debido a razones energéticas. En nuestro caso C_h se considerará 0 puesto que se utiliza la hora GMT como Tiempo Local Medio.

De este modo la expresión del *Tiempo Solar Verdadero (TSV)* es [ESRA, 2000a]:

$$TSV = TLM + \frac{(\Lambda_{of} - \Lambda_{loc})12}{\pi} + ET - C_h \quad (2.1)$$

Siendo:

Λ_{of} = Longitud del meridiano de referencia horaria oficial

Λ_{loc} = Longitud local

$$ET = -0.128 \sin(\Gamma - 0.04886) - 0.165 \sin(2\Gamma + 0.34383) \quad (2.2)$$

Donde Γ representa el *ángulo diario*. Es función del *día Juliano (J_d)* y se calcula en radianes del siguiente modo:

$$\Gamma = \frac{2\pi J_d}{365.24} \quad (2.3)$$

En la Figura 2.1 se observa que la ecuación del Tiempo tiene valores que varían entre \pm 16 minutos.

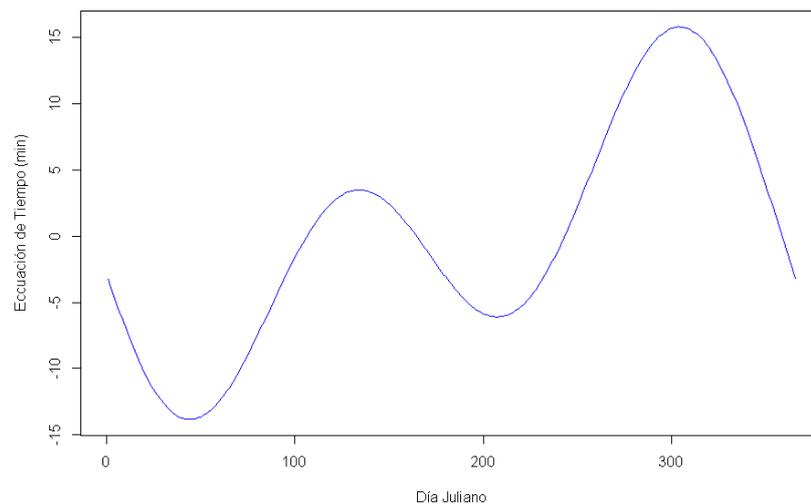


Figura 2.1. Ecuación del tiempo en minutos

El tiempo solar verdadero es el sistema de referencia temporal utilizado más a menudo en las aplicaciones solares y será utilizado en adelante en este TFG.

Se denomina *ángulo horario* (ω), al ángulo que forma el meridiano del observador en un instante de tiempo con el meridiano de paso del Sol. Por tanto se considera que $\omega=0$ para el mediodía solar y se considera signo negativo o positivo para horas anteriores o posteriores al mediodía solar respectivamente. El ángulo horario se calcula en radianes y tomando como dato la TSV del siguiente modo:

$$\omega = \frac{\pi(TSV - 12)}{12} \quad (2.4)$$

2.2) Sistema de referencia espacial. Geometría solar.

Como ya se ha comentado anteriormente una correcta descripción de la posición del Sol y la Tierra es necesaria para efectuar cualquier cálculo solar en una localización concreta. Para ello se va a desarrollar en este punto la dinámica de la Tierra alrededor del Sol y los parámetros necesarios para llevarlo a cabo.

La Tierra realiza un movimiento de traslación alrededor del Sol describiendo una órbita elíptica de baja excentricidad denominada eclíptica, el periodo de dicha traslación es de 365.25 días aproximadamente. La distancia entre la Tierra y el Sol no es constante a lo largo del año, sin embargo esta fluctuación es de apenas 1.7 % entre el mínimo o perihelio ($1.46 \cdot 10^8$ Km) y el máximo o afelio ($1.52 \cdot 10^8$ Km). Se considera que la distancia media, **AU** (unidad astronómica), es $1.496 \cdot 10^8$ Km [Iqbal, 1983].

Además la Tierra realiza un movimiento de rotación sobre un eje que forma un ángulo de 23° y $27'$ con el plano de la eclíptica. Puesto que la Tierra no es una esfera perfecta debido a los campos gravitatorios inducidos por el Sol y la Luna se dan además otros dos movimientos, un movimiento de precesión sobre este eje, que hace que el eje gire en sentido inverso al de rotación describiendo un cono de apertura 47° con un periodo de 25765 años. También genera un movimiento de nutación de 18.6 años que inclina el eje de la Tierra entre $6''$ y $9''$.

Para desarrollar la dinámica de la Tierra y el Sol se va a suponer el modelo planetario de Ptolomeo, que establece el sistema de referencia en la Tierra, es decir, supone que el Sol describe un movimiento de rotación alrededor de la Tierra, empleando para ello un sistema de coordenadas eclípticas geocéntrico.

Los parámetros básicos que se van a utilizar para determinar la posición del Sol respecto de un observador situado en la Tierra son: la *latitud geográfica* (ϕ), el *día juliano* (J_d) y el *ángulo diario* (Γ), todos ellos definidos anteriormente.

Se define *declinación* (δ) como el ángulo que forma el plano ecuatorial terrestre con el plano que contiene a la eclíptica. Puede obtenerse a partir de tablas astronómicas o de manera aproximada en radianes con la siguiente ecuación [Cooper, 1969]:

$$\delta = \frac{\pi}{180} 23.45 \sin \left[\frac{2\pi(284 + J_d)}{365} \right] \quad (2.5)$$

En la Figura 2.2 se observa que la variación a lo largo del año de la declinación en radianes.

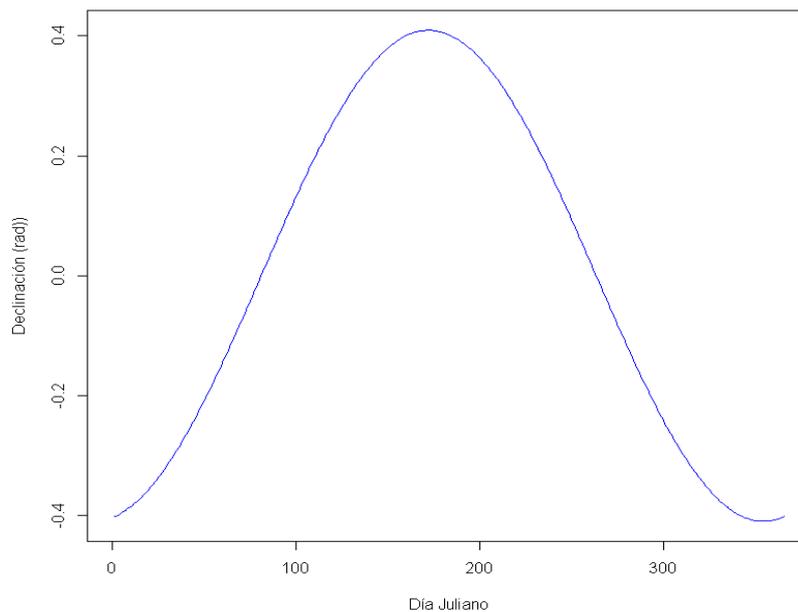


Figura 2.2. Variación de la declinación a lo largo del año.

Otra expresión más compleja que tiene en cuenta la longitud geográfica del punto de observación es [Bourges, 1985; Carvalho y Bourges, 1986]:

$$\begin{aligned} \delta = & 0.0064979 + 0.4059059\cos(\Gamma_C) + 0.0020054\sin(\Gamma_C) \\ & - 0.002988\cos(2\Gamma_C) - 0.0132296\sin(2\Gamma_C) \\ & + 0.0063809\cos(3\Gamma_C) + 0.000350\sin(3\Gamma_C) \end{aligned} \quad (2.6)$$

Siendo Γ_c al ángulo diario corregido según longitud geográfica y año:

$$J_0 = -0.5 - \frac{\Lambda}{360} - [78.8946 + 0.2422(\text{año} - 1957) - 0.25(\text{año} - 1957)] \quad (2.7)$$

$$\Gamma_c = (J_a - J_0)\Gamma$$

Es esta última expresión la que se escogerá en adelante como definición de la declinación. Para elaborar el sistema de referencia espacial se elige un sistema de referencia inercial con origen en un punto P de la superficie terrestre, donde se encuentra el observador y los siguientes vectores:

- \vec{u}_r Vector unitario normal a la superficie terrestre en P.
- \vec{u}_ϕ Vector unitario tangente a P, conteniendo el plano meridiano del lugar con el sentido de latitudes decrecientes.
- \vec{u}_λ Vector unitario tangente en P, contenido en el plano paralelo del lugar y orientado hacia el este.

Tomando como datos la latitud (ϕ), la declinación solar (δ) y el ángulo horario (ω), el vector posición del Sol \vec{u}_s en este sistema de referencia puede definirse como:

$$\begin{aligned} \vec{u}_s = & (\cos(\omega) \cos(\delta) \sin(\phi) - \sin(\delta) \cos(\phi))\vec{u}_\phi \\ & + (\cos(\omega) \cos(\delta) \sin(\phi))\vec{u}_\lambda \\ & + (\cos(\delta) \cos(\phi) \cos(\omega) + \sin(\delta) \sin(\phi))\vec{u}_r \end{aligned} \quad (2.8)$$

Si llamamos *ángulo cenital solar* (θ_z) al ángulo que forman los vectores \vec{u}_s y \vec{u}_λ , y *azimut* (Ψ) al ángulo formado por la proyección de dicho vector sobre un plano horizontal tangente a la superficie terrestre en P y el vector \vec{u}_λ , la ecuación anterior puede escribirse como:

$$\vec{u}_s = \cos(\Psi) \sin(\theta_z)\vec{u}_\phi + \sin(\Psi)\cos(\theta_z)\vec{u}_\lambda + \cos(\delta\theta_z)\vec{u}_r \quad (2.9)$$

Si observamos ambas ecuaciones (2.8) y (2.9) podemos calcular los ángulos cenital y acimutal como:

$$\theta_z = \cos^{-1}(\sin(\delta) \sin(\phi) + \cos(\delta) \cos(\omega) \cos(\phi)) = \frac{\pi}{2} - \alpha \quad (2.10)$$

$$\Psi = \cos^{-1}\left(\frac{\cos(\theta_z) \sin(\phi) - \sin(\delta)}{\sin(\theta_z) \cos(\phi)}\right) = \sin^{-1}\left(\frac{\cos(\delta) \sin(\omega)}{\sin(\theta_z)}\right) \quad (2.11)$$

En la Figura 2.3. Se observan los ángulos correspondientes al cenit, altura solar y acimutal.

Se denomina *altura* o *elevación solar* (α) al ángulo formado por el vector posición solar y el plano horizontal tangente a la superficie terrestre que contiene al punto P. Se observa que es complementario al ángulo cenital.

Para los casos específicos del amanecer y (ω_{or}) y puesta (ω_{oc}) del Sol, tan solo hace falta igualar la altura solar a 0. De la ecuación (2.10) despejamos:

$$\omega_{or} \text{ ó } \omega_{oc} = \cos^{-1}(-\tan(\phi) \tan(\delta)) \quad (2.12)$$

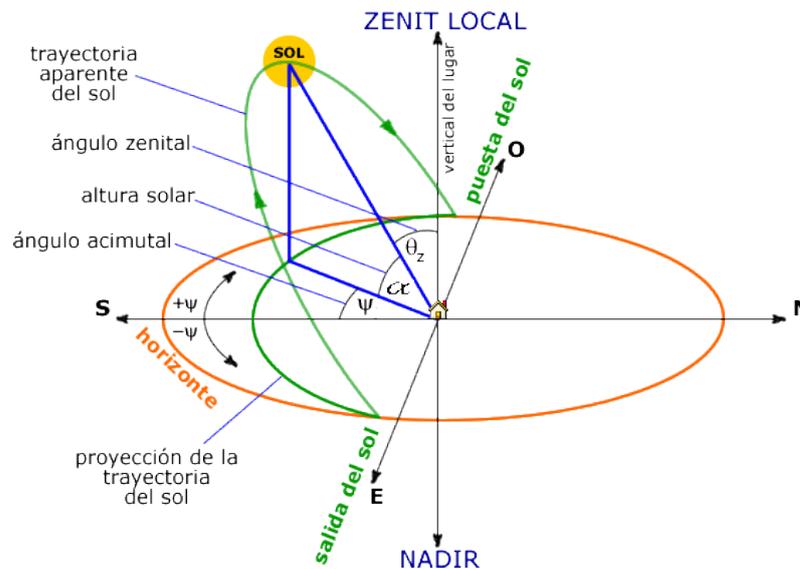


Figura 2.3. Ángulos solares. [www.ujaen.es]

Ambos ángulos son simétricos respecto al mediodía solar y se conviene su signo, $\omega_{or} > 0$ y $\omega_{oc} < 0$, por coherencia con el signo del ángulo horario. De manera que, en hora solar, los instantes de orto y ocaso se producen:

$$TST_{ox} = 12 - \left(\frac{12\omega_{ox}}{\pi}\right) \quad (2.13)$$

La utilización del coeficiente x permite utilizar una misma expresión para el orto y el ocaso. Representa el tiempo como el ángulo que corresponden al amanecer y al anochecer.

2.3) Interacción de la radiación solar con la atmósfera.

Solo una parte de la radiación que es emitida por el Sol es interceptada por la Tierra. Si consideramos que la distancia media del Sol y la Tierra es de 1 AU ($1.496 \cdot 10^8$ Km) y la Tierra subtende un ángulo sólido de $31'$ se puede afirmar que las capas superiores de la atmósfera reciben una cantidad de radiación constante.

Se definen *irradiancia solar* como la densidad de flujo radiante de origen solar. Por tanto se denomina *constante solar* (I_{CS}) a la irradiancia solar sobre una superficie plana, normal al vector posición del Sol, ubicada en el límite superior de la atmósfera terrestre. Dos valores se proponen para esta constante, la NASA propone un valor de 1353 Wm^{-2} [Goswami et al., 1999] mientras que la Organización Meteorológica Mundial (**WMO**) propone un valor de 1367 Wm^{-2} [WMO, 1981]. Para este proyecto se ha escogido del valor de la WMO, será por tanto 1367 Wm^{-2} el valor que se utilizara en adelante para la constante solar.

Sin embargo la cantidad de irradiancia que llega a las capas altas de la atmósfera no es siempre constante, como ya se ha comentado la Tierra describe una órbita elíptica alrededor del Sol, por este motivo la distancia entre la Tierra y el Sol varía. Esta variación es del 1.7 % aproximadamente y por la Ley del cuadrado alcanza el 3.7%. Se puede calcular de manera aproximada la excentricidad en función del día Juliano como [Duffi y Beckman, 1991]:

$$\varepsilon = 1.0 + 0.03344 \cos\left(\frac{2\pi J_d}{365.24} - \frac{2.80\pi}{180}\right) \quad (2.14)$$

Por tanto se puede determinar la *irradiancia solar extraterrestre* (I_{0n}) o energía recibida del Sol en la dirección del vector de posición del Sol y en función de la excentricidad como:

$$I_{0n} = \varepsilon I_{CS} \quad (2.15)$$

En la Figura 2.1 se puede observar la variación de la irradiancia solar extraterrestre a lo largo del año.

Partiendo de la expresión anterior se puede calcular fácilmente la *irradiancia recibida por una superficie plana tangente a la superficie terrestre en el límite superior de la atmósfera* (I_0):

$$I_0 = \varepsilon I_{CS} \cos(\theta z) \quad (2.16)$$

Con esta expresión se puede calcular el límite superior de la irradiancia recibida en un plano horizontal sobre la superficie terrestre.

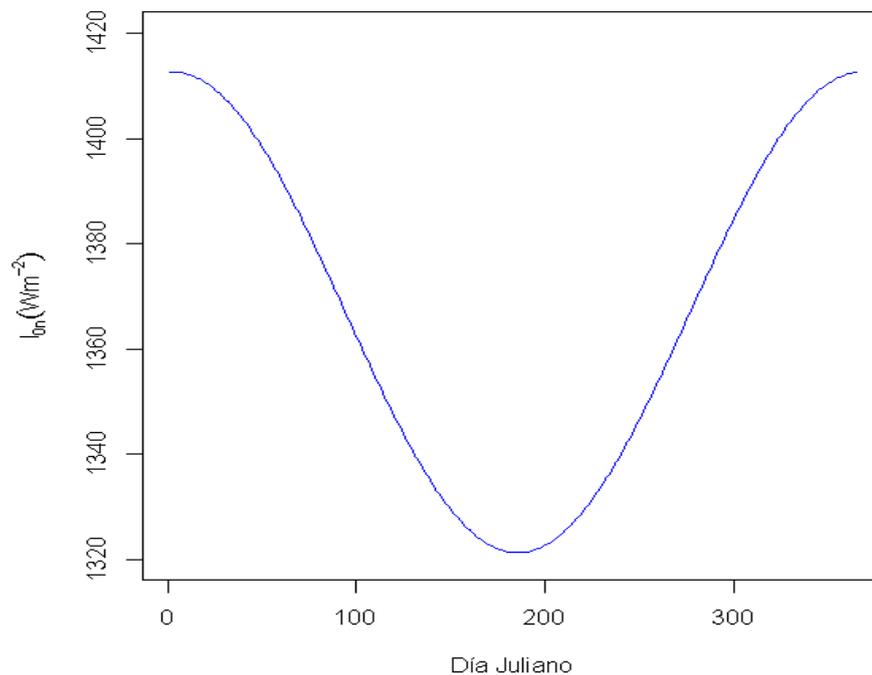


Figura 2.1. Variación de la irradiancia solar extraterrestre a lo largo del año.

La radiación emitida por el Sol abarca una gran cantidad de longitudes de onda diferentes. Como se observa en la Figura 2.2 la distribución espectral de la radiación solar y de cuerpo negro son muy similares, por tanto para este trabajo se puede considerar el Sol como un cuerpo negro que emite radiación a 5800k. Es sabido que el espectro de la radiación emitida por un cuerpo negro a esta temperatura incluye longitudes de onda (λ) que van desde las 0.28 hasta las 5 μm . Que a su vez se clasifican en ultravioleta ($\lambda < 0.4 \mu m$), visible ($0.4 < \lambda < 0.76 \mu m$) e infrarojo ($\lambda > 0.76 \mu m$). En cuanto a la energía total, el 43% es radiación visible, el 49% es infrarojo, el 7% ultravioleta y el 1% restante, rayos X, rayos Gamma y ondas de radio.

La radiación no sufre pérdidas en el espacio exterior por interacción con el medio, únicamente se da las pérdidas por la Ley del cuadrado. Sin embargo al atravesar la atmósfera

terrestre la radiación solar sufre diversos procesos de reflexión, atenuación y difusión, resultado de la iteración de la radiación con los diversos componentes atmosféricos: aerosoles, nubes y moléculas de ozono, anhídrido carbónico, oxígeno, agua, etc. Los efectos mas apreciables son:

- Disminución de la energía radiantes total que alcanza el suelo con respecto a la que llega a las capas altas de la atmósfera.
- Se modifican las propiedades espectrales de la radiación.
- Se modifica la distribución espacial de la radiación.

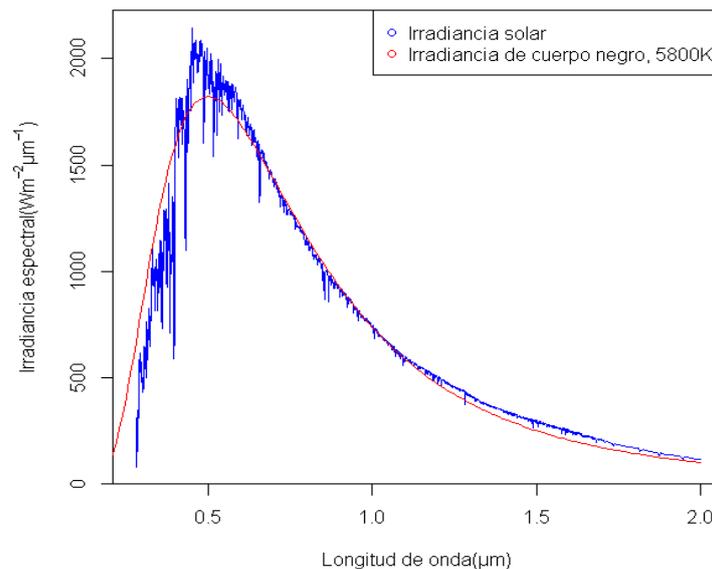


Figura 2.2. Distribución espectral de la radiación solar y cuerpo negro a 5800K.

La reflexión depende fundamentalmente de la presencia de nubes (baja para cielos despejados y alta en el caso contrario) y de la concentración de partículas en suspensión.

En la Figura 2.3 se puede observar las bandas de absorción y ventanas del espectro electromagnético. Aproximadamente el 20% de la radiación es absorbida por la atmósfera. Principalmente son el ozono, el vapor de agua y el anhídrido carbónico los causantes de este fenómeno. Si embargo no todos absorben la radiación solar en las mismas bandas de longitud de onda.

- El vapor de agua absorbe principalmente en el infrarrojo, en bandas centradas en 1, 1.4 y 1.8 μm . A partir de 2.3 μm la transmisión de la atmósfera de radiación solar es prácticamente nula.

- El ozono absorbe principalmente radiación de onda corta, la ultravioleta. La radiación menor a 0.29 μm es prácticamente absorbida en su totalidad por el ozono de las capas altas de la atmósfera.

En la Figura 2.3 se observan las bandas de absorción y ventanas del espectro electromagnético.

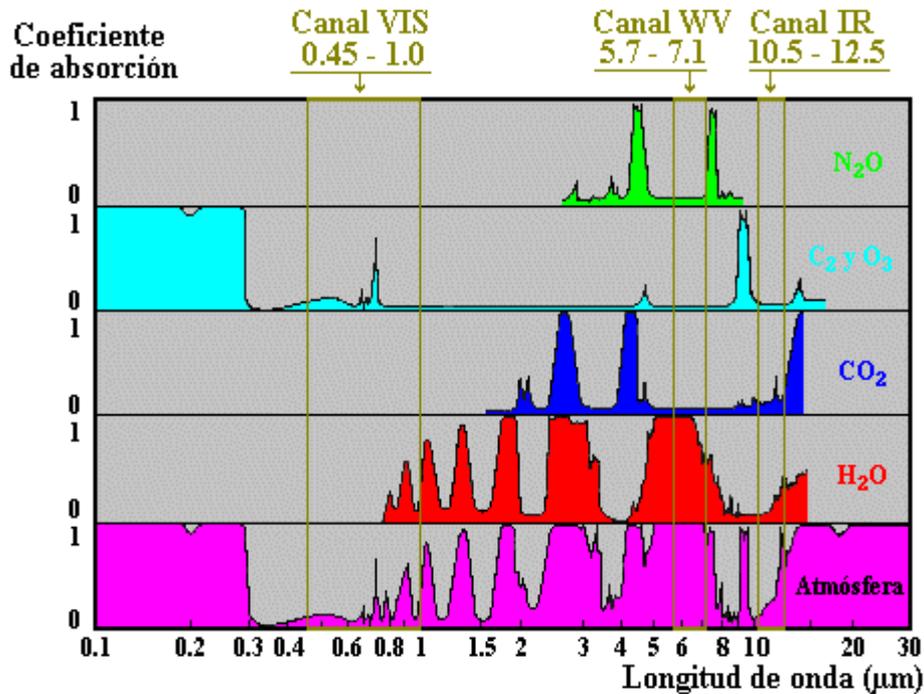


Figura 2.3. Irradiación global horizontal para cielo claro. [www.proteccioncivil.org]

La difusión de la radiación o scattering, provoca la atenuación de la radiación y su redistribución en todas las direcciones sin cambios importantes en la longitud de onda. Los contribuyentes atmosféricos que producen el scattering son: el vapor de agua, aerosoles y componentes moleculares, siendo el primero el de mayor importancia y el último el de menor importancia. El efecto de las partículas en la difusión viene determinado por su tamaño, se define un coeficiente adimensional (Θ) como el tamaño relativo de las partículas:

$$\Theta = 2\pi r \lambda^{-1} \quad (2.17)$$

Donde r es el tamaño de la partícula y λ la longitud de onda incidente. En función de este coeficiente se clasifican 3 tipos de difusión:

- Difusión de Rayleigh: cuando Θ es muy pequeño. Es decir la longitud de onda es mucho mayor que la dimensión de la partícula(r). Afecta principalmente a las longitudes de onda cortas en las capas alta de la atmósfera.
- Difusión de Mie: se da cuando la longitud de onda y la dimensión de la partícula son del mismo orden, $\Theta < 50$. Afecta fundamentalmente a la radiación de las capas bajas de la atmósfera.
- Difusión no selectiva: para longitudes de onda mucho menores que la dimensión de la partícula, cuando Θ es muy grande. Producida por las gotas de agua principalmente.

Por tanto se observa que la potencia de radiación solar que llega a la superficie terrestre depende en gran medida del espesor de la capa atmosférica y su composición, por tanto es necesario definir algunos parámetros que nos permitan realizar un análisis aproximado de estos efectos en la radiación incidente.

El espesor de la capa atmosférica terrestre es el factor mas importante objeto de estudio, para ello se define el concepto de *masa óptica relativa del aire (m)*. Si se ignora la curvatura terrestre y suponemos que la atmósfera tiene un índice de refracción igual a la unidad, este valor se puede calcular con un error menor a 0.5% como [Kasten y Young, 1989]:

$$m = \frac{p}{p_0} [\sin(\alpha^*) + 0.50572(57.29578\alpha^* + 6.07995)^{-1.6364}]^{-1} \quad (2.18)$$

Donde α^* es la *altura solar verdadera*, es la altura sola corregida por los efectos de la refracción atmosférica y se calcula como:

$$\alpha^* = \alpha + 0.061359 \frac{0.1594 + 1.1230\alpha + 0.065656\alpha^2}{1 + 28.9344\alpha + 277.3971\alpha^2} \quad (2.19)$$

El coeficiente (p/p_0) representa la *presión atmosférica corregida* por la altitud sobre el nivel del mar (z) de la localización concreta:

$$\frac{p}{p_0} = e^{\frac{-z}{8434.5}} \quad (2.20)$$

En segundo lugar se define la *profundidad óptica de Rayleigh* (δ_r), este parámetro toma en consideración la concentración de los distintos constituyentes atmosféricos. Para ello compara la profundidad óptica registrada en un instante dado y la teórica calculada para un día perfectamente claro y seco [Louche et al., 1987; Kasten, 1996]:

$$\delta_r = \begin{cases} (6.6629 + 1.7513m - 0.1202m^2 + 0.0065m^3 - 0.00013m^4)^{-1} & \text{para } m < 20 \\ (10.4 + 0.718m)^{-1} & \text{para } m \geq 20 \end{cases} \quad (2.21)$$

La razón entre la profundidad teórica y la real se denomina *factor de turbidez de Linke* (T_L) [Linke, 1922] y representa el grado de transparencia. El factor de turbidez de Linke nos ofrece una aproximación adecuada de los efectos de absorción y esparcimiento de la radiación solar a su paso por la atmósfera. Se puede obtener directamente con medidas experimentales, aunque debido a la falta de datos de estas medidas, generalmente se obtienen a partir de ajustes empíricos. El valor de factor suele estar sujeto a variables locales y/o estacionales. Se suelen dar valores cíclicos a lo largo del año, dando valores mínimos en invierno y máximos en verano. En la Tabla 2.1 vemos una clasificación para algunos de estos valores.

Tipo de atmósfera	T_L
Muy clara(despejado, nivel humedad bajo, pocas partículas en suspensión)	~2
Clara y cálida	~3
Húmeda y cálida	4~6
Con polución	>6

Tabla 2.1. Valores frecuentes del factor de turbidez de Linke.

2.4) Radiación solar sobre la superficie terrestre.

La radiación solar que ha atravesado la atmósfera y que alcanza la superficie terrestre puede definirse la *irradiancia solar directa* (**B**) como la potencia incidente sobre una superficie por unidad de área correspondiente al ángulo sólido limitado por el disco solar, sin tener en cuenta la difusión atmosférica. También se define la *irradiancia solar difusa* (**D**) como la potencia por unidad de área recibida por una superficie, procedente de la difusión atmosférica de la radiación solar y de la zona circunsolar (zona brillante alrededor del disco solar). Del mismo modo se define la *irradiancia reflejada* (**R**) como la irradiancia reflejada por el entorno cercano. Por último se defina la *irradiancia solar global* (**G**) como la potencia total por unidad de área recibida por una superficie procedente de las componentes directa, difusa y reflejada:

$$G = B + D + R \quad (2.22)$$

Si se consideran isótropas la irradiancia difusa del cielo y la irradiancia difusa del suelo, la irradiancia global sobre una superficie horizontal plana:

$$G = B\cos(\theta_z) + D \quad (2.23)$$

Sobre plano horizontal, la relación existente entre la irradiancia global y la irradiancia global extraterrestre permite definir el *índice de transparencia atmosférica* (K_T), magnitud adimensional que puede calcularse mediante:

$$K_T = \frac{G}{I_0} = \frac{B\cos(\theta_z) + D}{I_{CS}\epsilon\cos(\theta_z)} \quad (2.24)$$

Este parámetro se utiliza en una gran cantidad de modelos para la estimación de la radiación solar.

3) CONTEXTO TECNOLÓGICO O ESTADO DEL ARTE

En este apartado se va a desarrollar aquellos conceptos relacionados con la tecnología desarrollada para la medición de la radiación solar, de los satélites para la captura de imágenes y de los métodos para la estimación solar a partir de imágenes de satélite.

3.1) Instrumentación y medida de la radiación solar.

Los instrumentos meteorológicos que se utilizan para medir la radiación solar se denominan radiómetros solares. El principio básico de los radiómetros consiste en transformar la energía radiante recibida en una señal eléctrica fácilmente valorable. En función del proceso de conversión de esta energía encontramos distintos tipos de sensores.

- Bimetálicos. Se basa en las propiedades termomecánicas de una cinta bimetálica que se elonga en función de la energía solar incidente.
- Calorimétricos. La energía solar se transforma en energía calorífica que produce un incremento de temperatura en el sensor que permite evaluar el flujo calorífico y la cantidad de energía incidente que la provoca.
- Termoeléctricos. Se basan en el efecto Seebeck, diferencia de potencial eléctrico proporcional a la diferencia de temperatura entre dos soldaduras. Estos sensores responden a un amplio rango espectral de radiación solar y su respuesta se muestra muy estable frente a variaciones de temperaturas.
- Fotoeléctricos. El principio fundamental en los que se basan es el efecto fotovoltaico, generación de una corriente eléctrica proporcional a la intensidad de radiación incidente, en un rango espectral determinado sobre la unión de dos semiconductores.

La Organización Meteorológica Mundial propone la clasificación de radiómetros mostrada en la Tabla 3.1 [WMO, 1996].

Nombre	Variable de medida	Ángulo de visión (sr)
Pirheliómetro absoluto	Radiación solar directa	$5 \cdot 10^{-3}$
Pirheliómetro	Radiación solar directa	$5 \cdot 10^{-3}$ a $2.5 \cdot 10^{-2}$
Pirheliómetro espectral	Radiación solar directa (banda espectral ancha)	$5 \cdot 10^{-3}$ a $2.5 \cdot 10^{-2}$
Fotómetro solar	Radiación solar directa (banda espectral estrecha)	$1 \cdot 10^{-3}$ a $1 \cdot 10^{-2}$
Piranómetro	Radiación global Radiación celeste Radiación solar reflejada	2π
Piranómetro espectral	Radiación solar directa (banda espectral ancha)	2π
Piranómetro (RSR)	Radiación global resultante	4π
Pirgeómetro	Radiación de onda larga	2π
Pirradiómetro	Radiación total	2π
Pirradiómetro (RSR)	Radiación total resultante	4π

Tabla 3.1. Instrumentos meteorológicos para medida de radiación solar.

En general los sensores deben calibrarse mediante un patrón de referencia, de manera que la exactitud de los sensores depende de la precisión del instrumento y del procedimiento de calibración. La precisión del instrumento viene dada por [WMO, 1996]:

- Resolución, la variación mínima de radiación solar que el sensor es capaz de detectar.
- Variación a largo plazo de su sensibilidad, es decir, la variación de la relación entre la señal eléctrica de salida y la radiación solar incidente.
- Sensibilidad frente a factores ambientales como la temperatura o la humedad.
- La linealidad, variaciones de la sensibilidad asociada a variaciones de radiación solar.
- Constante de tiempo del instrumento.
- Desviación espectral respecto a la de cuerpo negro, y desviación de la respuesta direccional respecto a la postulada.
- Incertidumbres asociadas a elementos externos, como el cableado o la adquisición de datos.

El instrumento utilizado para la medición de radiación global sobre una superficie plana procedente de un ángulo sólido de 2π estereorradianes (sr) es el piranómetro. El espectro de radiación solar que cubre este instrumento está comprendido entre 0.3 y 3.0 μm . La norma ISO 9060 [International Organization for Standardization, 1990], permite clasificar los piranómetros en alta calidad, de 1ª y de 2ª clase según los márgenes admitidos descritos en la Tabla 3.2.

	Patrón secundario	1ª Clase	2ª Clase
Tiempo de respuesta (al 95%)	<15 s	<30 s	<60 s
Resolución	$\pm 1 \text{ Wm}^{-2}$	$\pm 5 \text{ Wm}^{-2}$	$\pm 10 \text{ Wm}^{-2}$
Estabilidad (variación anual a totalidad escala)	$\pm 0.8\%$	$\pm 1.5\%$	$\pm 3\%$
No-linealidad	$\pm 0.5\%$	$\pm 1\%$	$\pm 3\%$
Sensibilidad térmica	$\pm 2\%$	$\pm 4\%$	$\pm 8\%$
Sensibilidad espectral	$\pm 2\%$	$\pm 5\%$	$\pm 10\%$
Respuesta cosenoidal (respecto ideal para 10° de altura solar en día despejado)	$< \pm 3\%$	$< \pm 5\%$	$< \pm 10\%$
Respuesta azimutal (respecto media para 10° de altura solar en día despejado)	$< \pm 3\%$	$< \pm 5\%$	$< \pm 10\%$
Error máximo en medida integrada (nivel de confianza 95%)			
Radiación horaria	3%	8%	20%
Radiación diaria	2%	5%	10%

Tabla 3.2. Clasificación de los Piranómetro según norma ISO 9060.

3.2) Sistemas de teledetección espacial.

En este apartado se desarrollan aquellos aspectos relacionados con la captura espacial de las imágenes de satélite, comenzando por los satélites y sus características, en especial el Meteosat y acabando con la georeferenciación de las imágenes HRI.

3.2.1) Plataformas, sensores y canales.

Se entiende por plataforma los satélites (Meteosat, NOAA, Landsat...) que transportan los aparatos necesarios para captar, almacenar y transmitir las imágenes. El sensor es un instrumento de la plataforma sensible a la radiación electromagnética; esta información puede ser para varios canales o bandas del espectro electromagnético.

La radiación que es emitida o reflejada por la Tierra se debe analizar en cuatro aspectos (espacio, tiempo, longitud de onda y radiancia). Los sensores del satélite discretizan los datos haciendo un muestreo de todos los datos. De este modo encontramos 4 niveles de resolución [Chuvienco, 2002]:

- Resolución espacial. Tamaño de cada píxel de la imagen, es el área corresponde a un píxel de información. Depende de la sección angular del sensor y de la distancia a la superficie terrestre.

- Resolución temporal. Intervalo de tiempo que pasa entre cada captura de imagen.
- Resolución espectral. Indica el ancho espectral y el número de bandas para las cuales es sensible el sensor. Cada banda es un canal de información, cuantas más bandas más variables se pueden analizar.
- Resolución radiométrica. Nos aporta información sobre la sensibilidad del sensor, la variación mínima de radiación de mide.

La altura a la que se encuentra el satélite y su movimiento alrededor de la Tierra van a condicionar las características geométricas de las imágenes captadas así como su resolución temporal. Encontramos dos tipos de satélites en función de su órbita:

- **Satélites geoestacionarios.** Describen una órbita circular y contenida en el plano ecuatorial alrededor de la Tierra que dura exactamente el mismo tiempo que tarda la Tierra en girar sobre sí misma una rotación, de este modo el satélite se encuentra siempre en la misma posición si se observa desde la superficie terrestre. De acuerdo a la 3ª Ley de Kepler:

$$\frac{R_0^2}{T^2} = \text{cte} \quad (3.1)$$

Donde R_0 es el promedio del radio orbital y es ≈ 36000 Km y T el periodo de órbita. Las imágenes captadas con estos satélites se pueden superponer.

- **Satélites polares.** Describen órbitas polares, perpendiculares al plano ecuatorial terrestre, que les permiten, aprovechando la rotación de la Tierra, captar imágenes de diferentes puntos de la superficie terrestre. En estos satélites el ángulo entre el plano orbital y el Sol permanece constante. Estos satélites tratan de estar a cada hora concreta en la misma localización para captar la imagen del mismo lugar. La altura varía desde los 300 a los 1500 Km, en función de los requerimientos, cuanto más bajo estén mayor resolución espacial y menor resolución temporal.

Durante los años 60 y 70 se desarrolló a escala mundial una red de satélites geoestacionarios que presentan una cobertura global continua del planeta. En la Figura 3.1 se puede observar el área geográfica que cubre cada uno de los principales satélites geoestacionarios.

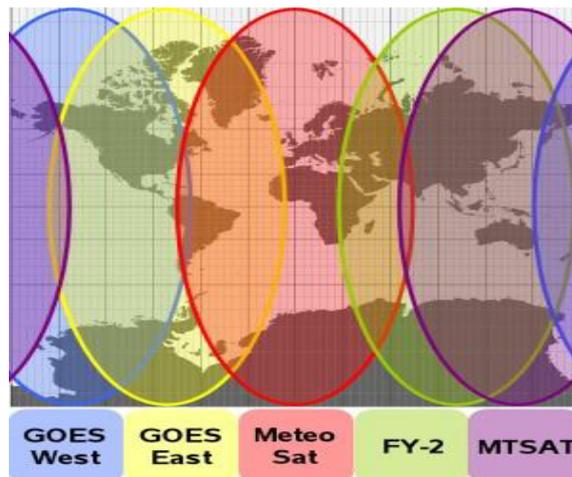


Figura 3.1. Satélites meteorológicos geoestacionarios.
[www.automatedsciences.com]

En los sensores opto-electrónicos la radiación recibida se descompone en diferentes bandas espectrales convertidas en distintas señales eléctricas por diversos detectores sensibles a cada una de las bandas espectrales. La señal es almacenada numéricamente como un *nivel digital (ND)*. A partir del nivel digital se puede estimar la radiancia recibida conociendo la calibración del sensor. Existen dos tipos importantes de sensores opto-electrónicos:

- Radiómetro de barrido. La óptica consta de un espejo que se desplaza perpendicularmente a la trayectoria del satélite, de forma que cada barrido explora una franja espacial distinta. Son los más comunes en teledetección espacial.
- Radiómetros de empuje. Dispone de varios detectores que cubre todo el campo de visión del sensor, de esta manera se aumenta la resolución espacial y se reducen los errores geográficos de la imagen. La calibración resulta bastante más compleja.

En la Figura 3.2 se observa el funcionamiento de cada uno de estos radiómetros.

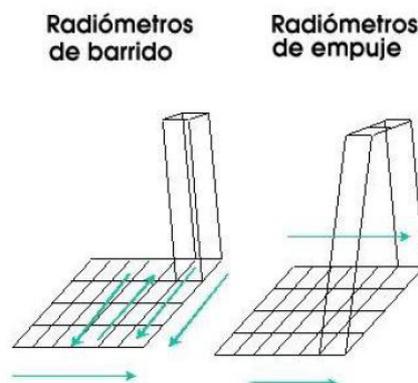


Figura 3.2. Tipos de sensores opto-electrónicos.
www.um.es/geograf/sigmur/teledeteccion/tema03.pdf

3.2.2) Satélite Meteosat.

El satélite Meteosat no es un único satélite, sino que constituye una serie de satélites cuya primera unidad fue puesta en órbita en noviembre de 1977. Encontramos dos familias de satélites Meteosat. Los satélites de primera generación (MFG) y los satélites de segunda generación (MSG).

La familia de satélites de primera generación estaba formada por 7 satélites distintos desde el MET-1 lanzado en 1977 hasta el Met-7 lanzado en 1988. De los siete satélites únicamente 1 sigue operativo actualmente.

La segunda generación de satélites está formada por 4 satélites, desde el Met-8 (MSG-1) hasta el Met-10 (MSG-3). Las características de estos nuevos satélites son mucho más avanzadas que las de sus predecesores.

En la Tabla 3.3 se muestra la fecha de lanzamiento y retirada de los satélites así como su posición geostacionaria. Como se observa los satélites Met-5, Met-6 y Met-7 fueron trasladados tras ser sustituidos hasta el océano indico donde dejaron de funcionar.

En cuanto a la descripción de los satélites, este TFG se centra en los de primera generación, puesto que, como se verá más adelante, los datos utilizados en la elaboración de los cálculos provienen de estos satélites.

Nombre	Periodo de utilización	Posición
Meteosat-1	09/12/1977-25/11/1979	0°/36000Km
Meteosat-2	16/08/1981-11/08/1998	0°/36000Km
Meteosat-3	11/08/1988-31/05/1995	0°/36000Km
Meteosat-4	19/06/1989-04/02/1994	0°/36000Km
Meteosat-5	02/05/1991-01/07/1998 01/07/1998-16/04/2007	0°/36000Km 57° E/36000Km
Meteosat-6	21/10/1996-08/01/2007 08/01/2007-15/04/2011	0°/36000Km 57° E/36000Km
Meteosat-7	02/09/1997-01/11/2006 01/11/2006-2016	0°/36000Km 57° E/36000Km
Meteosat-8 (MSG-1)	28/08/2002-2019	3.5° E/36000Km
Meteosat-9 (MSG-2)	22/12/2005-2021	9.5° E/36000Km
Meteosat-10 (MSG-3)	05/07/2014-2022	0°/36000Km

Tabla 3.3. Satélites Meteosat (Mayo 2014). [www.eumetsat.int]

Las características físicas y técnicas de los satélites Meteosat de primera generación son: 2.1 m de diámetro, 3.12 m de longitud, peso de 322 Kg y 39 Kg de combustible para mantenimiento de órbita. En la Figura 3.3 se muestra una imagen del MFG.



Figura 3.3. Satélite Meteosat de primera generación. [www.eumetsat.int]

El Meteosat se encuentra situado en una órbita geoestacionaria a 0° de latitud. En órbita gira a una velocidad de 100 rpm sobre su eje. Este eje se encuentra orientado paralelamente al eje norte sur de la Tierra. Debido a que la forma de la Tierra no es una esfera perfecta, la influencia de la gravedad de la Tierra y de la Luna, el satélite no permanece estático en esa posición, sino que tiende a inclinarse y a desplazarse hacia el oeste. Para corregir esta desviación el satélite dispone de 6 impulsores, 4 principales y 2 secundarios que le permite corregir su posición, cuando se acaba el combustible que alimenta a estos impulsores el satélite deja de funcionar y es sustituido por el siguiente.

El principal instrumento del Meteosat es el sensor MVIRI (Meteosat Visible and Infrared Imager), un radiómetro de alta definición que constituye el principal subsistema del Meteosat. Dispone de un telescopio de tipo Ritchey-Chrétén con un diámetro de apertura primario de 400mm y longitud focal en el espectro visible de 3.65 mm. En la Tabla 3.4 se muestran las características de este sensor.

Apertura primaria	400 mm diámetro		
Apertura secundaria	140 mm diámetro		
Banda de la imagen	VIS	WV	IR
Rango espectral (µm)	4.5-1.0	5.7-7.1	10.5-12.5
Tipo de detector	Fotodiodos de Si	HgCdTe	HgCdTe
Longitud focal	3650mm	535 mm	535 mm

Tabla 3.4. Principales características del radiómetro MVIRI

El radiómetro MVIRI opera en tres bandas espectrales:

- De 0.5 a 0.9 μm : banda visible (VIS), se utiliza para tomar imágenes durante el día.
- De 5.7 a 7.1 μm : banda de absorción del vapor de agua (WV), se emplea para tomar datos sobre la cantidad de vapor de agua de la atmósfera.
- De 10.5 a 12.5 μm : banda del infrarrojo térmico (IR), utilizada para determinar la temperatura superficial de las grandes masas de agua (océanos, mares y lagos) y de la capa superior de las nubes.

El tiempo que emplea el satélite en capturar una imagen completa de la Tierra es 30 minutos. El tiempo de barrido es de 25 minutos, este tiempo depende de la velocidad de rotación del satélite, el desplazamiento angular del telescopio y la altura orbital del satélite. Además tarda unos 2.5 minutos en volver a la posición original y otros 2.5 minutos en estabilizar el sensor. El barrido este-oeste se hace gracias al sentido de rotación del satélite. El desplazamiento de norte a sur lo realiza el telescopio que esta motorizado con una velocidad angular de $1.25 \cdot 10^{-4}$ radianes por rotación.

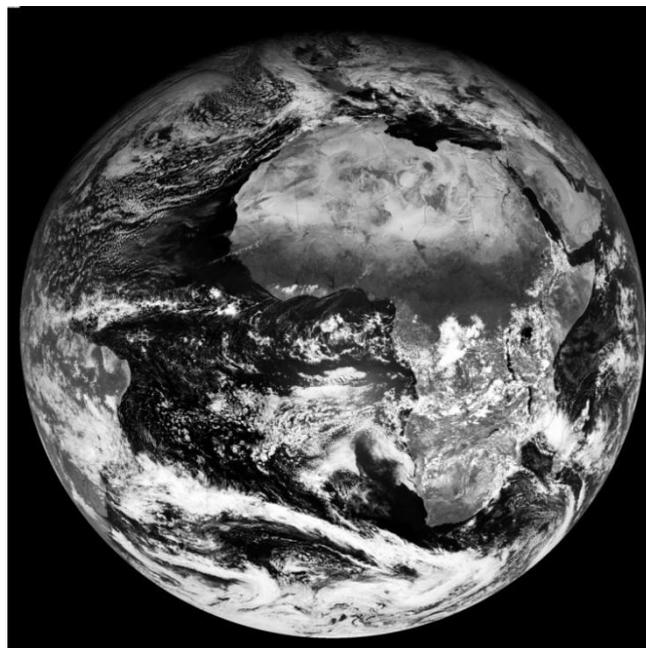


Figura 3.4. Campo de visión del satélite Meteosat. [www.eumetsat.int]

Las radiancias detectadas por el sensor son muestreadas 2500 veces por línea de barrido de forma que cada imagen está formada por 2500 X 2500 elementos (píxeles). Sin embargo el satélite emplea dos detectores simultáneos y complementarios para el canal visible, por tanto la

imagen recibida tiene 5000 x 5000 píxeles. En la Figura 3.4 se observa el campo de visión del satélite Meteosat.

El campo de visión instantáneo depende de la amplitud angular del sensor y de la distancia orbital del satélite. Es fácilmente calculable que el campo de visión instantáneo en el canal visible es de 2.5 Km en el nadir (longitud 0°, latitud 0°). En el caso de los otros dos canales este valor es de 5 Km. Debido a la curvatura terrestre esta magnitud aumenta al acercarnos a los polos. Para la Península ibérica este valor es aproximadamente de 3.5 km en el canal visible.

En la Tabla 3.5 encontramos las principales características de las imágenes registradas por el satélite Meteosat.

	Visible (VIS)	Vapor de agua (WV)	Infrarrojo (IR)
Rango espectral (μm)	0.5-0.9	5.7-7.1	10.5-12.5
Número de detectores	2	1	1
Líneas por imagen	5000	2500	2500
Número de píxeles por línea	5000	2500	2500
Amplitud angular	0.07 mrad	0.14 mrad	0.14 mrad
Campo de visión instantánea (<i>nadir</i>)	2.5 Km	5 Km	5 Km
Duración de la línea		30 ms	
Repetición de cada línea		600 ms	
Duración de la imagen		25 min	
Periodo adquisición imagen		30 min	

Tabla 3.5. Principales características de las imágenes del Meteosat.

El satélite Meteosat dispone de dos canales principales independientes que permiten distribuir las imágenes a dos clases de estaciones de usuario:

- Estaciones primarias (PDUS, Primary Data User Station). Reciben imágenes de alta resolución en formato digital (HRI, High Resolution Images) destinadas a grandes centros meteorológicos y centros de investigación. En estas imágenes la información correspondiente a cada píxel varía en una escala de grises (nivel digital) de valores 0 a 255.
- Estaciones secundarias (SDUS, Secondary Data User Station). Son menos complejas y más fácilmente implementables. En este caso la información de píxel de la imagen es un valor entre 0 y 31.

Antes de ser enviadas a los usuarios las imágenes son procesadas en la Estación de Utilidades (ESOC European Space Operations Centre) en Darmstadt (Alemania). Allí corrigen posibles errores debidos a las diferencias entre los campos de visión de los sensores y a las correcciones geométricas debidas al movimiento del satélite de forma que todas las imágenes parezcan que están sacadas del mismo punto y se puedan superponer. Las imágenes ya procesadas se transmiten cada media hora en dos formatos:

- Formato A: cubre el disco de la Tierra completo, se corresponde a la imagen de la Figura 3.4.
- Formato B: Solo cubre un sector centrado en Europa, parte del norte de África y Oriente Medio. Este formato corresponde con la imagen de la Figura 3.5.

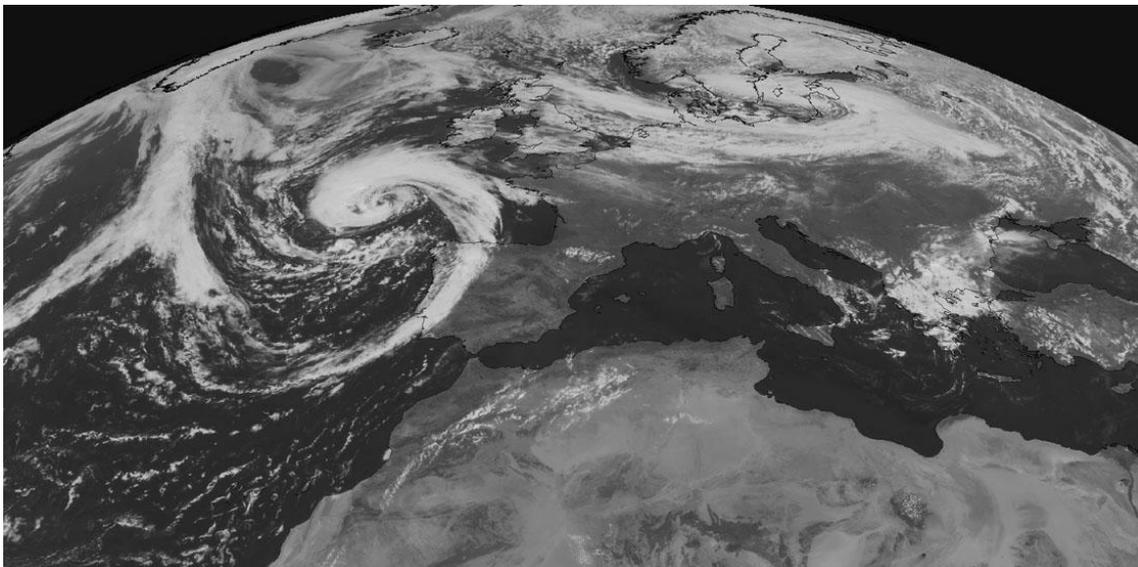


Figura 3.5. Formato B de las imágenes PDUS. [www.eumetsat.int]

3.2.3) Georreferenciación de las imágenes HRI-VIS.

Las imágenes procedentes de un satélite tal y como llegan al usuario consisten en un conjunto de números que contiene los niveles digitales correspondientes a cada píxel. Para poder utilizar esta información es preciso referenciar espacialmente la superficie terrestre y posteriormente proyectarla sobre un plano, de forma que pueda asignarse a cada píxel su localización geográfica (Georreferenciación) en un sistema de coordenadas estándar (coordenadas geodésicas).

Para ello se considera que la Tierra no es una esfera perfecta, sino más bien un elipsoide de revolución aplastado y abollado. Para definir un elipsoide de revolución es necesario

disponer de al menos de dos de estos parámetros: semieje mayor (a), semieje menor (b), excentricidad (e) y aplastamiento (f). Estos parámetros se relacionan mediante las siguientes expresiones:

$$\begin{aligned}
 e &= \frac{\sqrt{a^2 - b^2}}{a} = \sqrt{1 - \frac{b^2}{a^2}} \\
 f &= \frac{a - b}{a} = 1 - \frac{b}{a} \\
 \frac{b}{a} &= 1 - f = \sqrt{1 - e^2}
 \end{aligned}
 \tag{3.2}$$

Sin embargo se dan distintos valores a estos parámetros en función de una determinada zona geográfica, país o continente. En la Tabla 3.6 se muestran los más comúnmente utilizados.

Elipsoide	Semieje mayor	Semieje menor	Aplastamiento	Área de aplicación
Clarke 1866	6378206.4	6356583.8m	1/295	Norte América
Clarke 1880	6378249.2m	6356515.0m	1/293	Sur Europa y Norte África
Internacional 1924	6378388.0m	6356911.9m	1/297	Europa
WSG84	6378140.0m	6356755.0m	1/298	Globo terráqueo (Satélites)

Tabla 3.6. Elipsoides más frecuentemente utilizados.

De esta forma se puede definir un sistema de coordenadas tridimensionales geográficas o geodésicas (ver Figura 3.6) en función de cualquier punto P puede ser referenciado mediante:

- *Latitud geográfica* (ϕ), definida como el ángulo formado por la perpendicular al elipsoide que pasa por el punto P y el plano ecuatorial. Se considera positiva hacia el norte.
- *Longitud geográfica* (Λ), definida como el ángulo que forman el plano meridiano del punto P (plano que contiene el eje de revolución y el punto P) y un plano meridiano de referencia. Se considera positivo hacia el este.
- *Altura elipsoidal* (l), es la distancia entre el punto P y el elipsoide de referencia en dirección normal al elipsoide.

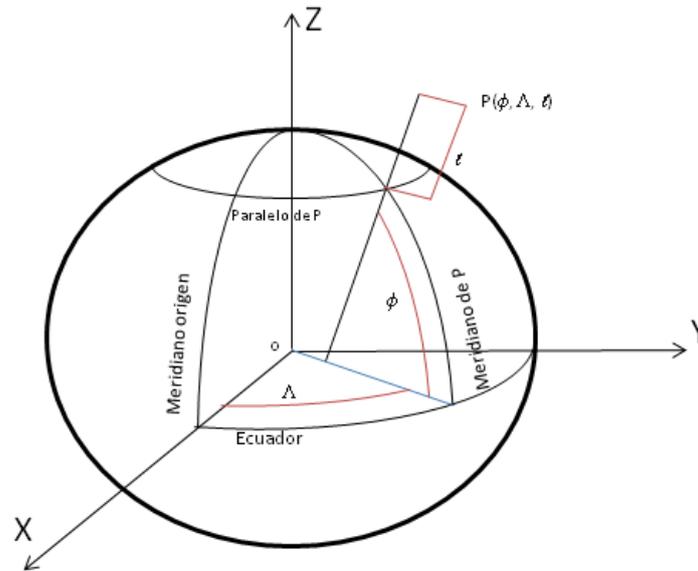


Figura 3.6. Sistema de coordenadas tridimensionales geográficas.

Una vez definido el sistema de coordenadas se eligen los parámetros necesarios para transformar las coordenadas geográficas en coordenadas digitales. Estos parámetros son el semieje mayor y semieje menor que corresponden con el radio ecuatorial ($a=R_e$) y el radio polar ($b=R_p$) respectivamente. Otros parámetros necesarios son el radio orbital del satélite (R_s), su campo de visión (fov), resolución de la imagen (S_R) y coordenadas del primer píxel respecto al disco completo de la Tierra (f_o primera línea y c_o primera columna).

Con estos parámetros es sencillo calcular la posición en el plano de la imagen de un punto genérico, $P(\phi, \Lambda, l)$, sobre la superficie terrestre ($l=0$) a partir de sus coordenadas geodésicas, ver Figura 3.7. Para ello se sigue el siguiente método:

1. Transformación de latitud geodésica a latitud geocéntrica a partir de la siguiente ecuación:

$$\phi_C = \tan^{-1} \left(\left(1 - \frac{R_e - R_p}{R_e} \right)^2 \tan(\phi) \right) \quad (3.3)$$

2. Cálculo de la distancia del punto P al centro geométrico de la Tierra (R_C) aplicando la ecuación:

$$R_C = R_e R_p \left[R_p^2 \cos^2(\phi_C) + R_e^2 \sin^2(\phi_C) \right]^{-0.5} \quad (3.4)$$

3. Obtención de coordenadas cartesianas del punto P:

$$\begin{aligned}x &= R_C \cos(\phi_C) \cos(\phi_C) \\y &= R_C \cos(\phi_C) \sin(\phi_C) \\z &= R_C \sin(\phi_C)\end{aligned}\quad (3.5)$$

4. Cálculo del ángulo de visión vertical (φ_v) formado, por las líneas que unen el punto P, su proyección sobre el plano ecuatorial, $P'(x,y,0)$ y la posición del satélite $S(R_S,0,0)$:

$$\varphi_v = \widehat{PSP'} = \tan^{-1}[z(y^2 + (R_S - X)^2)^{-0.5}] \quad (3.6)$$

5. Cálculo del ángulo de visión horizontal (φ_H) formado por las líneas que unen el centro geométrico de la Tierra $O(0,0,0)$ con el punto $S(S_R, 0,0)$ y $P'(x,y,0)$:

$$\varphi_H = \widehat{OSP'} = \tan^{-1}\left[\frac{y}{(R_S - X)}\right] \quad (3.7)$$

6. A partir de los ángulos de visión calculados y los valores de campo de visión del satélite (fov), resolución espacial (SR) y coordenadas digitales del píxel de origen de la imagen (f_o, c_o) se calcula la fila (f_p) y columna (c_p) en el plano de la imagen correspondiente al punto P ($\phi, \Lambda, 0$):

$$\begin{aligned}f_p &= \frac{S_R}{2} + \text{int}\left(S_R \frac{\widehat{PSP'}}{\text{fov}}\right) - f_o + \Delta_f / & \Delta_f &= 1 \text{ para } \phi \geq 0 \\ & & \Delta_f &= 0 \text{ para } \phi < 0 \\ c_p &= \frac{S_R}{2} - \text{int}\left(S_R \frac{\widehat{OSP'}}{\text{fov}}\right) - c_o + \Delta_c / & \Delta_c &= 0 \text{ para } \Lambda \geq 0 \\ & & \Delta_c &= 1 \text{ para } \Lambda < 0\end{aligned}\quad (3.8)$$

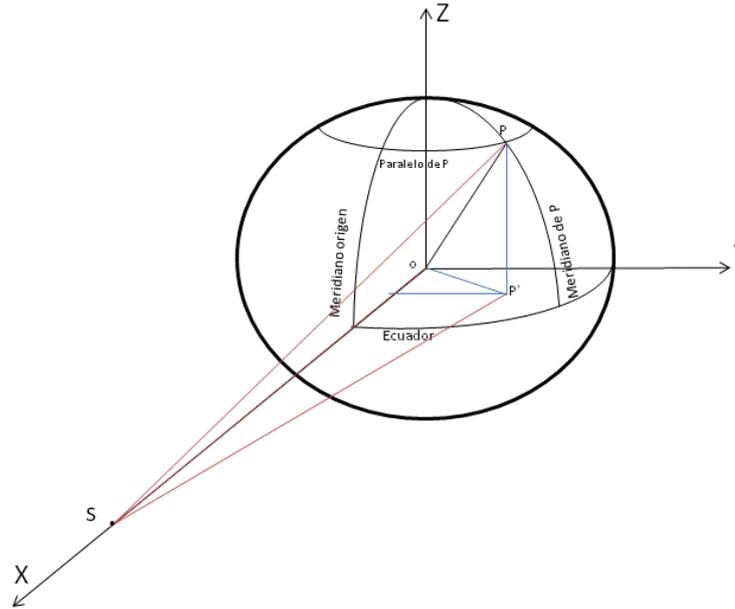


Figura 3.7. Posición de un punto sobre la superficie terrestre.

3.3) Métodos de estimación de radiación solar a partir de imágenes satélite.

La estimación de radiación solar en la superficie terrestre a partir de imágenes de satélites geoestacionarios comienza a finales de la década de los 70, cuando se presentan los primeros modelos para imágenes del satélite GOES.

Desde el punto de vista cuantitativo una imagen satélite es una medida de la radiancia del sistema tierra-atmósfera integrada en un rango concreto de longitudes de onda para un instante temporal y una ventana espacial concreta. La radiancia (**L**) se define como el flujo radiante direccional por unidad de área y ángulo solido (Ω) en unidades ($Wm^{-2}sr^{-1}$):

$$L = \frac{E}{\Omega \cos(\theta)} \quad (3.9)$$

Donde θ es el ángulo que forma la normal a la superficie receptora y el foco radiante y E es la *irradiancia* y se puede definir integrando la Ley de Planck (Ley de Stefan-Boltzmann) para todas las longitudes de onda como:

$$E(T) = \int_0^{\infty} E_{\lambda}(T) d\lambda = \sigma T^4 \quad (3.10)$$

Donde σ es la constante de Stefan-Boltzmann para el cuerpo negro, y vale $\sigma=5.67 \cdot 10^{-8}$ $Wm^{-2}K^{-4}$.

3.3.1) Modelización de la radiación solar a partir de imágenes de satélite.

Es fácil deducir que la radiación extraterrestre que llega a la superficie de la atmósfera (I_0), ha de ser igual a la suma de las irradiancias absorbidas por la atmósfera (E_{atm}), la Tierra (E_{tie}) y la reemitida por el sistema Tierra-Atmósfera (E_{ree}), tal y como se muestra en la imagen de la Figura 3.8. De esta forma la ecuación de balance energético del sistema puede expresarse mediante la siguiente relación [Goswami et al., 1999; Noia et al., 1993]:

$$I_0 = E_{atm} + E_{tie} + E_{ree} \quad (3.11)$$

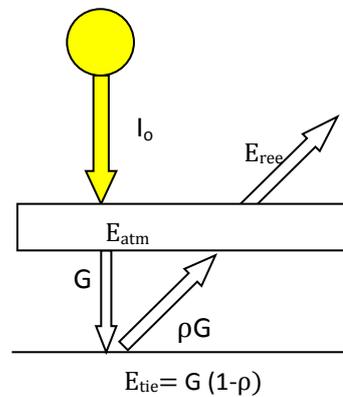


Figura 3.8. Esquema del balance radiativo en el sistema atmósfera-tierra

La irradiancia absorbida por la Tierra puede expresarse en función de la irradiancia global incidente (G) y el albedo terrestre (ρ) o reflectancia:

$$E_{tie} = G(1 - \rho) \quad (3.12)$$

Sustituyendo la ecuación (3.12) en el balance energético de la ecuación (3.11) y despejando la irradiancia global, se obtiene:

$$G = (I_0 - E_{atm} - E_{ree})(1 - \rho)^{-1} \quad (3.13)$$

Esta expresión es la base de todos los modelos de estimación de la radiación global a partir de imágenes de satélite donde el albedo terrestre puede calcularse como:

$$\rho = \frac{\pi L_{\Delta}}{E_{\Delta}} \quad (3.14)$$

Donde L_{Δ} es la radiancia recibida por el sensor del satélite y E_{Δ} es la irradiancia que incide sobre el lugar y el subíndice Δ representa la anchura espectral del canal de trabajo del satélite.

La radiancia medida por el radiómetro del satélite varía de acuerdo con el estado de la atmósfera, desde un estado de cielo despejado hasta el estado de cielo completamente cubierto, y depende además de la reflectancia de la superficie terrestre. En este sentido las imágenes de satélite en el canal visible ofrecen información sobre la nubosidad de un lugar en un instante temporal concreto. Por lo tanto, lo que se trata de hacer es, con la información que nos ofrece el satélite definir un parámetro normalizado que describa la nubosidad. Este parámetro se conoce como *índice de nubosidad* (η) y viene definido como:

$$\eta = \frac{\rho - \rho_g}{\rho_n - \rho_g} \quad (3.15)$$

Donde ρ es la reflectancia o albedo observada por el sensor del satélite, ρ_n es la reflectancia o albedo de las nubes y ρ_g es el albedo terrestre.

La instrumentación convencional para la medida de la radiación solar sobre superficie terrestre permite obtener datos muy precisos pero no proporciona una cobertura global de la variable medida. En cambio los satélites meteorológicos permiten obtener estimaciones menos precisas pero de amplia distribución espacial en los intervalos temporales disponibles.

Las principales ventajas de la estimación de la radiación solar con imágenes de satélite son:

- Los satélites registran de forma simultánea grandes áreas de terreno.
- Las imágenes de satélites geoestacionarios son superponibles, de este modo es fácil estudiar la evolución temporal de los valores estimados en cada píxel de la imagen.
- Es posible estudiar situaciones anteriores en el caso de disponer de una base de imágenes histórica.

3.3.2) El modelo de cielo claro.

Previo al desarrollo de los modelos estadísticos para la estimación de irradiancia solar global con imágenes de satélite es necesario explicar el modelo de cielo claro puesto que se utilizará posteriormente.

Como ya se ha comentado anteriormente, las características físicas de la atmósfera modifican la energía solar incidente sobre la superficie terrestre. En función de estas características se puede estimar los valores extremos de las componentes de la radiación solar descritas en el apartado **2.4) Radiación solar sobre la superficie terrestre.**

Uno de los modelos más utilizados y aceptados por la comunidad científica es el modelo de cielo claro. Este modelo permite estimar el valor máximo sobre superficie horizontal de la irradiancia global.

Existen distintas formulación para el modelo de cielo claro, las más sencillas no tienen en cuenta el contenido atmosférico de vapor de agua ni aerosoles y proponen expresiones para la estimación de la *irradiancia global de cielo claro sobre superficie horizontal (B_c)* a partir de la elevación solar (α). Algunos ejemplos son la expresión de Bourges (1979), ecuación (3.16) y la expresión de Perrin de Brichambaut y Vauge (1982), ecuación (3.17).

$$G_C = 0.70 I_{CS} \varepsilon (\sin(\alpha))^{-1} \quad (3.16)$$

$$G_C = 0.81 I_{CS} \varepsilon (\sin(\alpha))^{-1} \quad (3.17)$$

En este trabajo se emplea un modelo publicado en el Atlas Europeo de Radiación Solar [CEC, 1984; CEC, 1996: ESRA, 2000b], que está basado en la localización geográfica del lugar de aplicación, la masa óptica relativa, el factor de turbidez de Linke, la profundidad óptica de Rayleigh y la altura solar. En este caso la irradiancia global horizontal se calcula como la suma de las componentes directa y difusa estimadas. La *componente sobre superficie horizontal para cielo claro (B_c)* puede calcularse del siguiente modo:

$$B_C = I_{CS} \varepsilon T_{rb}(\alpha, T_L) \sin(\alpha) \quad (3.18)$$

Donde $T_{rb}(\alpha, T_L)$ es la función de transmisión de la irradiancia directa a través de la atmósfera. Acorde a las Leyes de Lambert y Berr, la intensidad de la luz que atraviesa un medio

absorbente disminuye exponencialmente en función de la longitud del medio atravesado y de la concentración de absorbentes en el mismo. Utilizando ajustes empíricos se puede estimar la función de transmisión de la irradiancia solar a través de la atmósfera como [ESRA, 2000a]:

$$T_{rb}(\alpha, T_L) = e^{-0.8662T_L m \delta_r(m)} \quad (3.19)$$

Donde la influencia de la altura solar está incluida en la masa óptica relativa y la profundidad óptica de Rayleigh.

De manera análoga se puede estimar la *componente difusa sobre superficie horizontal para cielo claro (D_c)* con la siguiente expresión:

$$D_c = I_{CS} \varepsilon T_{rd}(\alpha, T_L) = I_{CS} \varepsilon T_{rdz}(T_L) F_d(\alpha, T_L) \quad (3.20)$$

Donde $T_{rdz}(T_L)$ representa la función de transmisión de la irradiancia difusa en el cenit solar evaluándose como:

$$T_{rdz}(T_L) = -0.015843 + 0.030543T_L + 0.000379T_L^2 \quad (3.21)$$

Además $F_d(\alpha, T_L)$ es una función de corrección angular que se calcula como:

$$\begin{aligned} F_d(\alpha, T_L) &= A_0 + A_1 \sin(\alpha) + A_2 \sin^2(\alpha) \\ A_0 &= 2.6463 \cdot 10^{-1} - 6.158110 \cdot 10^{-2} T_L + 3.1408 \cdot 10^{-3} T_L^2 \\ \text{Si } A_0 T_{rd} &< 2 \cdot 10^{-3}, A_0 = 2 \cdot 10^{-3} (T_{rd})^{-1} \\ A_1 &= 2.0402 + 1.894510^{-2} T_L - 1.1166 \cdot 10^{-2} T_L^2 \\ A_2 &= -1.3025 + 3.923110^{-2} T_L + 8.5079 \cdot 10^{-3} T_L^2 \end{aligned} \quad (3.22)$$

A partir de las dos expresiones de la componente directa sobre superficie horizontal para cielo claro y la componente difusa sobre superficie horizontal para cielo claro podemos calcular la *irradiancia global de cielo claro sobre superficie horizontal (G_c)*:

$$G_c = B_c + D_c \quad (3.23)$$

En la Figura 3.9 se observa la Irradiancia global horizontal para cielo claro para varios valores de T_L en función de la altura solar.

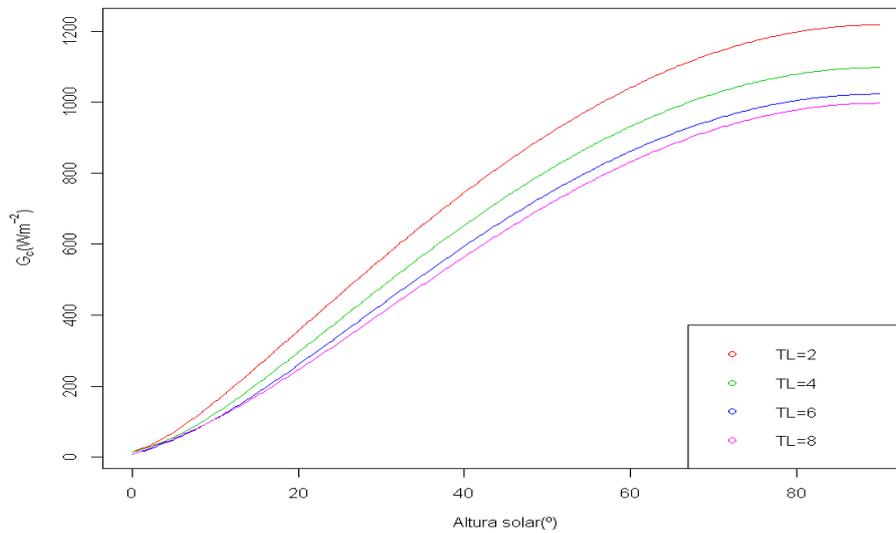


Figura 3.9. Irradiación global horizontal para cielo claro.

Como se observa en la Figura 3.9 cuanto mayor es el índice de turbidez de Linke menor es la radiación que alcanza la superficie terrestre. Además también se observa que justo antes de la salida y el ocaso del Sol existe una pequeña cantidad de irradiación difusa.

La relación entre la irradiación global horizontal y la irradiación global horizontal de cielo claro permite definir el *índice de cielo claro* (K_c), parámetro adimensional como:

$$K_c = \frac{G}{G_c} \quad (3.24)$$

3.3.3) Desarrollo de modelos estadísticos (Método Heliosat).

En este apartado se van a desarrollar los principales modelos estadísticos para la estimación de la irradiación solar global horario con imágenes de satélite. Estos modelos están basados en el denominado modelo Heliosat, primeramente surgió el modelo Heliosat-1 en los años 80 y posteriormente en la primera década del siglo XXI el modelo Heliosat-2.

3.3.3.1) Método Heliosat-1.

El método Heliosat-1 fue desarrollado por Cano y Diabaté durante los años 80 [Cano et al., 1986; Diabaté et al., 1988; Diabaté, 1989]. Este método de estimación de la radiación solar a partir de imágenes de satélite es considerado uno de los más precisos, aceptados y aplicados.

El fundamento de este modelo es la identificación de nubes de tamaño mayor que el de un píxel, mediante el análisis de una serie temporal de imágenes: la estimación del albedo correspondiente a cada píxel se realiza mediante un filtro iterativo y adaptivo. Este modelo presenta dos limitaciones:

- No detecta nubes de tamaño inferior a un píxel.
- Solo es aplicable sobre superficies con comportamiento lambertiano, es decir, superficies que reflejan los rayos incidentes de manera homogénea en todas las direcciones.

Para cielos muy claros, el *albedo instantáneo o aparente* (ρ^t) es la fracción de radiación visible reflejada por la superficie terrestre correspondiente a un píxel de la imagen de un instante de tiempo t . Puede expresarse según la siguiente expresión [Moussu et al., 1989]:

$$\rho^t = \pi L^t(\alpha_{\text{sat}})(G_c K^t(\alpha_{\text{sat}})g^t(\alpha_{\text{sat}}))^{-1} \quad (3.25)$$

Dónde:

- G_c representa la irradiancia global sobre superficie horizontal para cielo claro utilizando ecuación propuesta por Perrin de Brichambau, ecuación (3.16).
- α_{sat} elevación del satélite, es el ángulo que subtiende el vector posición del satélite con el plano horizontal en una localización concreta.
- $L^t(\alpha_{\text{sat}})$ es la radiancia recibida por el satélite procedente de un píxel concreto.
- $K^t(\alpha_{\text{sat}})$ representa el factor de transmisión para cielo claro en función de la elevación del satélite.
- $g^t(\alpha_{\text{sat}})$ esta función permite corregir parcialmente comportamientos no lambertianos.

El *albedo de referencia* (ρ_g) representa el valor más probable que adquiere la reflectancia de la superficie terrestre en un instante concreto. Puesto que el albedo de la superficie terrestre no es constante sino que varía estacionalmente, incluso de un día para otro, es preciso establecer un valor de referencia para cada imagen que permita identificar variaciones bruscas.

Para el cálculo de un *albedo de referencia* (ρ_g), se requiere estimar un *albedo de referencia inicial* ($\rho_{g,0}$), y una vez obtenido el valor del albedo de referencia inicial se determina

el albedo de referencia para cada imagen. Para evitar la utilización del albedo con valores representativos de situaciones puntuales (nieve, lluvias), el método limita la variación máxima admisible entre dos imágenes consecutivas (σ_A). Además, es necesario tener en cuenta que cuando un píxel está cubierto de nieve o arena (ρ_{ss}), su reflectancia es muy alta y no se debe confundir con el albedo de las nubes.

El método propuesto por Cano y Moussu consiste en un algoritmo iterativo y adaptivo donde una vez calculado el albedo de referencia inicial clasifica los píxeles en tres tipos: píxel cubierto por nubes donde la diferencia entre el albedo aparente y el valor de referencia es tan brusca que se considera píxel no despejado; píxel despejado pero cubierto de nieve o arena, en este caso la diferencia entre el albedo aparente y el albedo de referencia está contenida dentro de la banda permisible, correspondiendo el albedo de referencia superior al albedo de nieve o arena. La actualización del albedo de referencia se efectúa tomando como nuevo valor de referencia el valor de albedo aparente. En el resto de los casos, para actualizar el valor del albedo de referencia se utiliza un algoritmo mediante el cual se asigna un peso relativo al albedo aparente.

Para la estimación del *albedo aparente de las nubes* (ρ_n), se realiza un método complementario al del albedo de referencia, maximizando en este caso una serie de albedos aparentes (máxima reflectancia correspondiente a píxeles cubiertos), y calculando su valor medio (se obtiene un solo valor independiente del píxel).

Una vez calculados el albedo aparente, el albedo de referencia y el albedo aparente de las nubes se puede calcular el coeficiente de cobertura nubosa (η) como se indica en la ecuación (3.15).

La estimación del *coeficiente de transparencia atmosférica* (K_T) se efectúa a partir de los valores calculados por el coeficiente de cobertura nubosa aceptando que entre ambos existe una relación lineal [Diabaté et al., 1989]:

$$K_T^t = a\eta^t + b \quad (3.26)$$

Una vez obtenido el coeficiente de transferencia atmosférica es fácilmente calculable la irradiancia global sobre superficie horizontal, ecuación (2.24).

3.3.3.2) Método Heliosat-2

El método Heliosat-2 [Rigollier et al., 2004] surge como la evolución del modelo Heliosat-1. Sigue la misma filosofía que su predecesor, aunque este nuevo modelo introduce algunas mejoras que se agrupan del siguiente modo:

- Adopción de un nuevo modelo de cielo claro
- Utilización de coeficientes de calibración del sensor del satélite.
- Propone una nueva formulación para el cálculo de los albedos.
- Modifica la relación entre irradiancia horizontal y el coeficiente de cobertura nubosa.

Tras el estudio de distintos modelos de cielo claro el que es finalmente utilizado en el método Heliosat-2 es el propuesto en 4th European Solar Radiation Atlas [ESRA, 2000a]. Este modelo introduce parámetros descriptivos de calidad atmosférica en cada píxel a través del factor de turbidez de Linke, y se describe en el apartado 2.3.2.

El desarrollo completo del método Heliosat-2 para la estimación de radiación solar sobre superficie horizontal con imágenes de satélite se detalla en el apartado 4.2.3 de este mismo trabajo.

4) DESARROLLO DEL TRABAJO

Una vez explicado el fundamento teórico en que se basa este proyecto se pasa a explicar detalladamente el desarrollo del trabajo realizado. Primeramente se define el trabajo realizado, posteriormente el método empleado y por último los resultados obtenidos.

4.1) Definición del trabajo

El objetivo inicial del trabajo es la estimación de la radiación solar a partir de imágenes de satélite. Primeramente se realiza una búsqueda bibliográfica sobre el método Heliosat obteniéndose como resultado documentación que hace referencia a los métodos Heliosat 1, 2 3 y 4. No obstante actualmente solo se encuentran publicados los modelos 1 y 2. Por este motivo y puesto que el modelo 1 ya estaba implementado en CENER se decidió implementar el modelo Heliosat 2.

Este método establece que el satélite que se debe utilizar como fuente de información es el Meteosat. Como ya se ha explicado anteriormente actualmente existen dos tipos de satélites Meteosat, de primera y segunda generación, siendo estos últimos los más recientes. No obstante para la implementación de este método se ha utilizado el Meteosat-7 de primera generación. Este satélite es el que, de los primera generación, más recientemente estuvo en órbita en la posición 0°. No se ha podido implementar para los satélites de segunda generación debido a que en la página web oficial del satélite (www.eumetsat.int) no se encuentran todos los coeficientes de calibración necesarios para hacer los cálculos necesarios que establece el método.

4.2) Metodología.

A continuación se va a desarrollar todos los pasos seguidos para implementar el método, desde su programación en R, la adquisición de los datos necesarios para el estudio y el desarrollo del propio modelo Heliosat-2.

4.2.1) Programación en R.

La programación íntegra necesaria para la implementación del modelo se ha hecho en lenguaje de programación R y concretamente con el software RStudio, programa de código libre y abierto. Se ha utilizado este programa para la georreferenciación, implementación del método, para hacer todos los cálculos necesarios, así como algunos de los gráficos que incluye el presente TFG. Se han utilizado funciones para la programación y además de los paquetes básicos ha sido necesaria la instalación de la librería “rgp” para el cálculo de los errores.

La programación en R resulta sencilla e intuitiva, puesto que no requiere definir las variables, sin embargo uno de los problemas que he tenido ha sido la ejecución del programa. Debido al volumen de datos (en algunos casos datos cada media hora para cada día del año durante 8 años), la ejecución del código era larga y costosa. Para hacer los cálculos se ha dispuesto de un ordenador Pentium 4, con un procesador de 2.80 GHz.

4.2.2) Adquisición de datos.

En cuanto a la adquisición de datos hay que destacar dos fuentes, por un lado la base de datos BSRN y por otro lado EUMETSAT.

4.2.2.1) Datos de la BSRN

La BSRN (Baseline Surface Radiation Network) es un proyecto del World Climate Research Program (WCRP) y del Global Energy and Water Experiment (GEWEX). El objetivo de este proyecto es detectar cambios en la radiación a nivel de la superficie terrestre que puedan estar relacionados con el cambio climático.

Los datos medidos en esta red son de gran importancia a la hora de validar las estimaciones de radiación solar realizadas a partir de imágenes satélite y mediante modelos computacionales. La red dispone actualmente de un total de 58 estaciones situadas en zonas climáticas muy diferentes, cubriendo un rango de latitudes que abarca desde los 80° N a los 90° S. En estas estaciones la radiación solar se mide con instrumentos de la máxima precisión disponible con una alta resolución temporal (1 a 3 minutos).

CENER opera una estación perteneciente a la red BSRN en su sede de Sarriguren. Los datos registrados por esta estación, al igual que el resto de estaciones BSRN, se someten a una

serie de test para garantizar su calidad. Todos los meses se envían los datos registrados por la estación una vez han superado los test de calidad a la base de datos BSRN para su almacenamiento. En concreto, en la estación BSRN de CENER se miden cada segundo tanto las variables de radiación solar como las atmosféricas y se registran los valores promedio cada minuto para enviar los datos al archivo central.

Para nuestro estudio se han escogido 7 de estas estaciones, 5 de ellas en Europa y otras dos en África. Las estaciones que se encuentran en Europa son, de norte a sur: Toravere (Estonia), Cabauw (Países Bajos), Camborne (Reino Unido), Payerne (Suiza) y Carpentras (Francia). Las estaciones que se encuentran en África son Tamanrasset (Argelia) e Ilorin (Nigeria). En la Figura 4.1 se muestra el mapa con la localización concreta de cada estación y en la Tabla 4.1 los datos geográficos de las mismas.



Figura 4.1. Localización de las estaciones de la BSRN utilizadas.

De la base de datos se descargan datos de las estaciones para cada 5 minutos, por tanto es necesario hacer la media horaria de estos datos para poder realizar la comparación con los datos estimados.

Estación	Código)	Localización	Latitud(⁰)	Longitud(⁰)	Altitud(m)
Toravere	TOR	Estonia	58.254	26.462	72
Cabauw	CAB	Países Bajos	51.9711	4.9627	0
Camborne	CAM	Reino Unido	50.2167	-5.3167	88
Payerne	PAY	Suiza	46.815	6.944	448
Carpentras	CAR	Francia	44.083	5.059	100
Tamanrasset	TAM	Argelia	22.78	5.51	1369
Ilorin	ILO	Nigeria	8.533	4.5667	350

Tabla 4.1. Datos geográficos de las estaciones de la BSRN utilizadas.

4.2.2.2) Datos del satélite.

A pesar de que CENER dispone de una antena que le permite obtener los datos del satélite Meteosat, los datos utilizados en este proyecto se obtienen de la base de datos de EUMETSAT. EUMETSAT dispone de una amplia base de datos con el histórico de las imágenes. Como ya se ha explicado anteriormente la frecuencia de estas imágenes es de 30 minutos. Se estimará por tanto la radiación solar sobre plano horizontal para cada una de estas imágenes aunque posteriormente se utilizará exclusivamente el valor obtenido de la imagen que coincide con el valor medido obtenido de la base de datos BSRN.

A pesar de que recibimos los datos correspondientes a todos los píxeles de la imagen, sólo nos interesa la información del píxel en el que se encuentra la estación meteorológica, este píxel representa un área de unas dimensiones mínimas de 2.5x2.5 Km en el nadir del satélite y que van aumentando conforme nos alejamos tanto en longitud como en latitud.

Para obtener el histórico de datos de satélite correspondiente a un emplazamiento concreto se parte de las coordenadas geográficas (latitud, longitud) del mismo. En primer lugar, y empleando las ecuaciones desarrolladas en el apartado **3.2.3) Georreferenciación de las imágenes HRI-VIS.**, se calcula el número de fila y número de columna de la imagen de satélite que corresponde al píxel en el que se ubica el emplazamiento que tiene unas dimensiones de 5000x5000 píxeles. Para realizar esta georeferenciación siguiendo esas ecuaciones, se elige el elipsoide denominado WSG84 (ver Tabla 3.6), según el cual los semiejes mayor y menor del elipsoide corresponden al radio ecuatorial ($a=R_e=6378140m$) y polar terrestre respectivamente ($b=R_p=635677m$). Los otros parámetros necesarios son el radio orbital del satélite Meteosat ($R_s=42164000m$) y su campo de visión ($fov=18^0$).

Los archivos de las imágenes de satélite son unos archivos de datos en formato binario de estructura conocida. Se componen de un encabezado del fichero en formato de texto con información general del mismo, un encabezado en formato binario con la información técnica de la imagen concreta a la que corresponde el fichero, y por último los datos en formato binario registrados por el satélite y ordenados por filas. Al valor registrado por el satélite en cada píxel se denomina nivel digital y se trata de valores enteros de tamaño 1 byte (8 bits), por lo que toman valores comprendidos desde el 0 al 255.

A cada valor del 0 al 255 le corresponde un valor de gris de una escala donde el 0 corresponde al negro y el 255 al blanco. Si ordenamos todos los valores de nivel digital de una imagen representado con su valor de gris se puede obtener una imagen en la que se observa el campo de visión del satélite Meteosat (ver Figura 4.2).

Una vez calculados el número de fila y el número de columna de la imagen de satélite que corresponden al píxel en el que se ubica el emplazamiento objeto de interés, se procede a abrir cada fichero del histórico de imágenes de satélite, se desplaza a la posición del píxel correspondiente al emplazamiento y se lee el nivel digital registrado por el satélite guardando el resultado en un nuevo fichero.

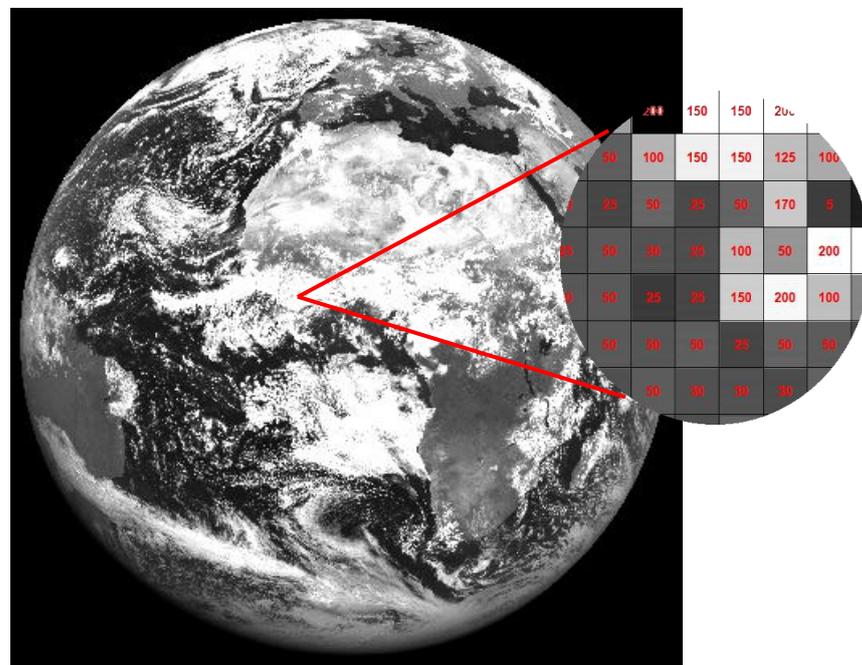


Figura 4.2. Composición de una imagen del Meteosat.

4.2.2.3) Base de datos del factor de turbidez de Linke (TL)

Los datos correspondientes al factor de turbidez de Linke se han obtenido de la página web de SODA SERVICE.

SODA SERVICE es un agente que permite obtener información relacionada con la radiación solar. En sí misma no posee la información, sino que comunica bases de datos de distintos países facilitando al usuario la búsqueda de datos relacionados con el recurso solar.

SODA Aportando los datos de longitud, latitud y altitud permite obtener el factor de turbidez de Linke para cada mes del año. En nuestro caso además para obtener mejores resultados se ha optado por interpolar este factor para cada día del año partiendo de los 12 meses del año. En la Tabla 4.2 se pueden observar los valores del factor de turbidez de Linke para las estaciones estudiadas y mes del año.

Estación	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Toravere	2.4	2.9	3.0	3.3	3.0	3.2	2.9	3.2	3.0	2.6	2.4	2.3
Cabauw	2.7	2.5	3.5	3.2	3.4	3.8	4.1	4.5	4.0	3.7	2.5	2.7
Camborne	3.4	3.5	3.8	3.0	3.4	3.5	3.7	3.7	3.6	3.2	3.2	3.0
Payerne	2.8	4.1	4.4	4.7	4.5	4.5	4.2	4.3	4.3	4.0	3.8	3.3
Carpentras	2.8	3.0	3.9	3.5	3.3	3.3	3.1	3.5	3.2	3.1	2.6	2.6
Tamanrasset	2.8	2.6	3.3	3.4	3.3	4.0	4.2	4.6	4.6	4.9	3.6	3.8
Illorin	5.8	6.1	6.5	4.6	6.7	6.8	5.1	4.4	6.0	5.8	6.0	6.1

Tabla 4.2. Datos geográficos de las estaciones de la BSRN utilizadas.

4.2.3) Desarrollo del modelo Heliosat 2.

En este apartado se va explicar detalladamente el modelo Heliosat-2 y el proceso seguido para implementarlo.

Como ya se ha comentado, el modelo Heliosat-2 utiliza una serie de coeficientes de calibración diarios del sensor (canal visible) calculados según una nueva metodología desarrollada y validada durante el periodo 1985-1997 [Rigollier, 2000]. A partir de estos coeficientes (a^t , b^t y ND_0^t) la radiancia detectada por el sensor puede evaluarse mediante la siguiente expresión [Rigollier et al, 2001]:

$$L^t = a^t(ND^t - ND_0^t) + b^t \quad (4.1)$$

En nuestro caso el cálculo de la irradiancia se hace según la siguiente expresión ofrecida por EUMETSAT:

$$L^t = CC^t(ND^t - ND_0^t) \quad (4.2)$$

Donde ND^t representa el nivel digital registrado para el sensor en un instante T , ND_0 es el valor de offset del sensor y CC^t es la función de calibración del sensor. Para este modelo, el valor ND_0 de offset se calcula como el valor medio que toma el valor digital para las imágenes correspondientes a la noche, cuando no hay radiación solar. Este valor que se calcula es 4.3178.

La función de calibración del sensor CC^t , representa la variación de respuesta del sensor en función de sus características físicas en el momento del lanzamiento y del tiempo de operación del mismo. Puede estimarse mediante la siguiente ecuación:

$$CC^t = CC_0 + D_s N^t 10^{-5} \quad (4.3)$$

Donde CC_0 representa el coeficiente de calibración del sensor en el momento del lanzamiento (en $Wm^{-2}sr^{-1}$), D_s es la deriva diaria del sensor (en $Wm^{-2}sr^{-1}día^{-1}$) y N^t corresponde al número de días transcurridos desde el lanzamiento del satélite. Estos datos son válidos para los satélites Meteosat de primera generación y son facilitados por EUMETSAT. Estos datos son recogidos en la Tabla 4.3 aunque en nuestro caso sólo utilizaremos los datos correspondientes al satélite Meteosat-7.

Meteosat	Lanzamiento	CC_0	Error CC_0	D_s	Error D_s	Irradiancia(I_0^{met})
4	02/03/1989	0.7320	0.0300	5.2390	2.8305	599.5
5	02/03/1991	0.8142	0.0564	2.9916	1.3890	690.6
6	20/11/1993	0.8376	0.0629	3.9443	1.9778	691.4
7	02/09/1997	0.9184	0.0174	5.3507	0.8157	690.8

Tabla 4.3. Datos geográficos de las estaciones de la BSRN utilizadas.

La adopción de la metodología propuesta por EUMETSAT supone una modificación respecto del modelo de referencia Heliosat-2 propuesto por Rigollier (2004), se ha hecho esta modificación debido a que éste solo ofrece los coeficientes para el periodo de tiempo de 1985-1997.

Para el cálculo de los albedos, las mejoras introducidas en este modelo respecto del Heliosat-1 están basadas en formulaciones explícitas de irradiancia y transmitancia según el

modelo de cielo claro seleccionado. La expresión propuesta para el cálculo de los albedos aparentes es:

$$\rho^t = \pi L^t (\varepsilon I_o^{met} \sin(\alpha))^{-1} \quad (3.27)$$

Donde I_o^{met} representa la irradiancia total que el sensor de cada satélite (un valor por cada satélite) puede detectar en el canal visible y se calcula según la siguiente expresión:

$$I_o^{met} = \int_{0.3}^{1.1} I_{o\lambda} S_\lambda \lambda \quad (4.4)$$

Donde S_λ es la respuesta espectral del sensor en el rango visible cubriendo aproximadamente el rango (0.3 μm a 1.1 μm) y $I_{o\lambda}$ es la distribución espectral de la radiación solar. En la Tabla 4.3 encontramos su valor para los distintos satélites Meteosat.

Para un día claro, la reflectancia detectada por el satélite puede expresarse en función del albedo de referencia y de las posiciones angulares del satélite y el Sol respecto al píxel en cuestión. Teniendo en cuenta el tamaño de cada píxel (> 1km²), los efectos de reflexión y scattering múltiples pueden ser desperdiciados. En estas condiciones puede calcularse el albedo aparente registrado por el sensor como:

$$\rho^t = \rho_{atm}^t + \rho_g^t T^t(\alpha, T_L) T^t(\alpha_{sat}, T_L) \quad (4.5)$$

Donde ρ_{atm} es el albedo de la atmósfera, ρ_g es el albedo terrestre de referencia para un día claro, la función T^t representa la transmitancia global de la atmósfera tanto para la radiación incidente sobre la superficie terrestre como para la fracción reflejada hacia el satélite y T_L es el factor de turbidez de Linke.

El cálculo de la elevación del satélite respecto a un píxel concreto es sencillo a partir de las coordenadas geográficas del píxel, latitud (ϕ) y longitud (Λ), parámetros orbitales del satélite (radio orbital, R_s , longitud geográfica nominal del satélite (Λ_o) y radio ecuatorial terrestre (R_e)).

$$\alpha_{sat} = \sin^{-1} \left[\frac{R_s \cos(\phi) \cos(\Lambda - \Lambda_o) - R_e}{\sqrt{(R_s - R_e)^2 + 2R_s R_e (1 - \cos(\phi) \cos(\Lambda - \Lambda_o))}} \right] \quad (4.6)$$

El albedo de la atmósfera está causado por la reflexión y difusión que sufre la radiación por su interacción con la atmósfera hasta llegar al sensor. Suponiendo que el scattering atmosférico es isótropo y homogéneo, la radiancia que detecta el sensor procedente de la

atmósfera puede ser evaluada de forma análoga a la radiancia procedente de la superficie terrestre. De este modo la radiancia atmosférica (L_{atm}^t) puede calcularse según la siguiente expresión:

$$L_{atm}^t = \frac{D_C^t I_o^{met}}{I_{cs} \pi} \left(\frac{0.5}{\sin(\alpha_{sat})} \right)^{0.8} \quad (4.7)$$

Donde D_C es la componente difusa según el *modelo de cielo claro* y descrita en la ecuación(3.20). El albedo atmosférico se calcula resolviendo la ecuación (3.27) con los valores correspondientes a la elevación del satélite (α_{sat} , ecuación (4.6)) y radiancia atmosférica:

$$\rho_{atm}^t = \pi L_{atm}^t (\epsilon I_o^{met} \sin(\alpha_{sat}))^{-1} \quad (4.8)$$

La transmitancia global de la atmósfera, según el modelo de cielo claro, corresponde a la suma de la transmitancia para la componente directa, ecuación (3.18) y la transmitancia para la componente difusa, ecuación (3.20).

Debido al principio de reciprocidad, estas ecuaciones son válidas tanto para la radiación incidente sobre la superficie terrestre como para su fracción reflejada por la Tierra, utilizando como variables angulares la elevación solar y la elevación del satélite obtenemos:

$$\begin{aligned} T^t(\alpha, T_L) &= T_{rb}^t(\alpha, T_L) + T_{rd}^t(\alpha, T_L) \\ T^t(\alpha_{sat}, T_L) &= T_{rb}^t(\alpha_{sat}, T_L) + T_{rd}^t(\alpha_{sat}, T_L) \end{aligned} \quad (4.9)$$

Para el cálculo del albedo de referencia, el método Heliosat-2 define un albedo aparente de cielo claro (ρ_{gc}^t) que puede calcularse como:

$$\rho_{gc}^t = (\rho^t - \rho_{atm}^t) (T^t(\alpha, T_L) T^t(\alpha_{sat}, T_L))^{-1} \quad (4.10)$$

Esta expresión evaluada para un conjunto de p -imágenes, constituidas por todas las correspondientes a los meses de enero y julio (son los meses representativos del invierno y el verano), permite el cálculo del albedo de referencia inicial como el correspondiente al segundo mínimo de la serie de albedos aparentes de cielo claro correspondiente a cada píxel, imponiendo un límite inferior en el valor de 0.05 [Lefèvre 2002]:

$$\rho_g^0 = \max[0.05, \min\{\rho_{gc}^i, i = 1, 2, \dots, (n-1), (n+1), \dots, p\}] / \rho_{gc}^n = \min\{\rho_{gc}^i, i = 1, 2, \dots, p\} \quad (3.28)$$

A partir de este valor de referencia inicial se propone un albedo de referencia para cada uno de los meses que forman la serie de imágenes que se desea analizar, es decir, para cada mes de cada año. El algoritmo propuesto para la generación del albedo de referencia es el siguiente:

1. Cálculo de la serie de albedos aparentes de cielo claro ($\rho_{gC}^{ma,t}$) para cada mes (m) de cada año (a).
2. Selección del segundo mínimo de la serie generada ($\rho_{gC}^{ma,0}$).
3. Comparación con el valor anteriormente seleccionado como albedo de referencia inicial, se impone que su valor no sea mayor que el doble del valor de referencia ni menor que la mitad de éste:

$$\rho_g^{ma} = \max[\min[\rho_g^{ma,0}, 2\rho_g^0], 0.5\rho_g^0] \quad (4.11)$$

Para la estimación del albedo aparente de las nubes, se calcula en primer lugar el *albedo efectivo de las nubes* (ρ_{ef}), dependiente de la altura solar con la siguiente ecuación:

$$\rho_{ef} = 0.78 - 0.13[1 - e^{-4\sin^5(\alpha)}] \quad (4.12)$$

A partir de la cual se puede estimar el albedo aparente de forma análoga a la propuesta para el cálculo del albedo aparente de cielo claro, ecuación (4.10):

$$\rho_n^{t*} = (\rho_{ef}^t - \rho_{atm}^t)(T^t(\alpha, T_L)T^t(\alpha_{sat}, T_L))^{-1} \quad (4.13)$$

Al valor calculado mediante esta expresión se le imponen dos restricciones, que sea mayor que 0.02 y que no supere el límite superior establecido en 2.24 veces el albedo efectivo de las nubes (factor de anisotropía máximo):

$$\rho_n^t = \min[2.24\rho_{ef}^t, \max[\rho_n^{t*}, 0.02]] \quad (4.14)$$

Tras todas las expresiones expuestas y realización de los cálculos, el coeficiente de cobertura nubosa se estima según se establece en el método Heliosat-1, ecuación (3.15), siendo en este caso el albedo de las nubes un parámetro temporal variable y el albedo de referencia un valor mensual estimado:

$$\eta^t = \frac{\rho^t - \rho_g^{ma}}{\rho_n^t - \rho_g^{ma}} \quad (4.15)$$

Para calcular la irradiancia global horizontal, este método propone una relación entre el índice de cielo claro (KC) definido en la ecuación (3.24) y el coeficiente de cobertura nubosa. Esta nueva relación distingue entre días despejados y cubierto mediante la siguiente formulación:

$$\begin{aligned} \eta^t < -0.2, & \quad K_c^t = 1.2 \\ -0.2 \leq \eta^t < 0.8, & \quad K_c^t = 1 - \eta^t \\ 0.8 \leq \eta^t < 1.1, & \quad K_c^t = 2.0667 - 3.667\eta^t + 1.6667(\eta^t)^2 \\ 1.1 \leq \eta^t & \quad , \quad K_c^t = 0.05 \end{aligned} \quad (4.16)$$

La Figura 4.3 se muestra la representación gráfica de esta relación, continua y diferenciable excepto para el valor del coeficiente de cobertura nuboso -0.2.

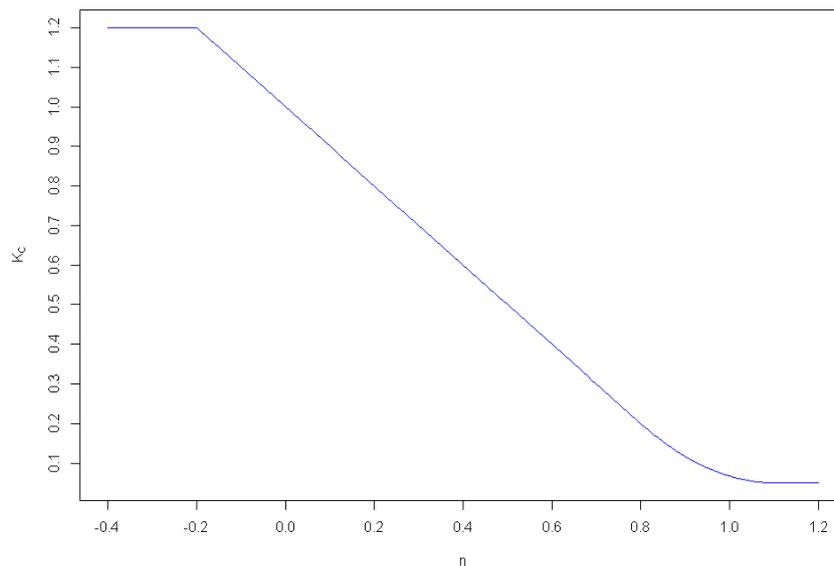


Figura 4.3. Relación entre el índice de cielo claro y el coeficiente de cobertura nubosa.

4.3) Resultados.

En este apartado se desarrolla la metodología empleada para el cálculo de errores y los resultados obtenidos de los mismos. Una vez estimada la radiación solar sobre plano horizontal con el modelo Heliosat-2, es necesario validar los valores estimados. Para ello se crea una tabla que incluye los datos estimados y los datos medidos por las estaciones BSRN. El método que se ha seguido comienza tomando como referencia los datos horarios medidos por las estaciones y buscando sus análogo en los datos estimados. Tras crear esta tabla se eliminan aquellas

muestras de las que no se disponga de ambos datos (estimado y medido) y se eliminan también aquellas muestras en las que la radiación medida sea menor a 5 Wm^{-2} , de este modo se consigue eliminar tanto los datos del amanecer y anochecer, como los datos nocturnos que no aportan información relevante y alterarían negativamente los resultados de la validación.

4.3.1) Metodología para el cálculo de errores

Para la validación del modelo se estudia su precisión, se entiende precisión como el promedio del grado de correspondencia entre pares individuales de valores estimados y valores observados.

Los primeros errores que se calculan son el *errores absoluto medio (MAE)* y el MAE en porcentaje, para ello se utilizan las siguientes expresiones:

$$MAE = \sum_{i=1}^N \frac{|\hat{x}^i - x^i|}{N} \quad (4.17)$$

$$Error\ absoluto\ (\%) = 100 \frac{MAE}{\bar{x}^i}$$

Donde \hat{x}^i es el valor estimado mediante el modelo, x^i corresponde al valor medido, N es el número de observaciones realizadas y \bar{x}^i es el valor medio de los datos medidos.

La evaluación del error sistemático cometido en la estimación se evalúa mediante el sesgo (**MBE**), definido por la siguiente expresión:

$$MBE = \sum_{i=1}^N \frac{(\hat{x}^i - x^i)}{N} \quad (4.18)$$

Este valor nos proporciona información sobre la tendencia del modelo a sobreestimar o subestimar la variable modelizada.

El *error cuadrático medio (MRSE)* proporciona la medida de las diferencias en promedio entre los valores estimados y observados. Se define mediante la siguiente ecuación:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (\hat{x}^i - x^i)^2}{N}} \quad (4.19)$$

Estas dos estimaciones pueden expresarse de forma porcentual con respecto al valor promedio de la variable observada \bar{x} :

$$MBE(\%) = 100 \frac{MBE}{\bar{x}} \quad / \quad \bar{x} = \sum_{i=1}^N \frac{x^i}{N} \quad (4.20)$$

$$RMSE(\%) = 100 \frac{RMSE}{\bar{x}}$$

Por último se calcula el coeficiente de determinación. Este coeficiente nos da información sobre el grado de ajuste entre los modelos y se calcula del siguiente modo:

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^N (\hat{x}^i - \bar{x})^2}{\sum_{i=1}^N (x^i - \bar{x})^2} \quad (4.21)$$

4.3.2) Validación del modelo.

A continuación se muestran los resultados obtenidos de las 7 estaciones estudiadas. Éstas están ordenadas geográficamente de mayor a menor latitud. Para todas ellas se han calculado los errores anteriormente descritos para valores horarios y diarios de radiación global sobre plano horizontal. También se muestran las gráficas correspondientes a los datos estudiados dónde se representan la radiación medida en las estaciones BSRN frente a los datos estimados con el modelo Heliosat-2, además se representa la línea de tendencia con su correspondiente *coeficiente de determinación* (R^2). El número de muestras que se han estudiado para cada localidad son:

- Toravere: se emplean 26301 muestras de datos horarios y 2545 de datos diarios.
- Cabauw: se emplean 4372 muestras de datos horarios y 376 de datos diarios.
- Camborne: se emplean 4372 muestras de datos horarios y 784 de datos diarios.
- Payerne: se emplean 13584 muestras de datos horarios y 1251 de datos diarios.
- Carpentras: se emplean 33069 muestras de datos horarios y 2752 de datos diarios.
- Tamanrasset: se emplean 26301 muestras de datos horarios y 2168 de datos diarios.
- Ilorin: se emplean 24283 muestras de datos horarios y 2067 de datos diarios.

a) Toravere (Letonia).

A continuación se muestran los resultados de la estimación horaria para la localidad de Toravere. En la Tabla 4.4 aparecen recogidos los errores tanto mensuales como anuales obtenidos tras la validación del método. El intervalo de tiempo que se ha tenido en cuenta para el cálculo de los mismos va desde 01/1997 hasta 02/2006.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dec	Anual
MAE (W/m ²)	31	57	87	72	85	97	85	77	62	56	41	22	71
MAE (%)	56	48	38	27	26	30	26	25	27	46	82	54	30
MBE (W/m ²)	10	2	-31	-6	-48	-60	-48	-37	-6	26	31	8	-22
MBE (%)	18	2	-14	-2	-14	-18	-15	-12	-3	21	62	20	-9
RMSE (W/m ²)	49	89	127	94	114	133	117	105	81	70	51	28	102
RMSE (%)	90	75	56	36	34	41	35	35	36	57	101	69	43

Tabla 4.4. Parámetros de los errores de la radiación global horaria estimada en Toravere.

En la Figura 4.4 se muestra la gráfica correspondiente a estos mismos datos así como su línea de tendencia y el coeficiente de determinación.

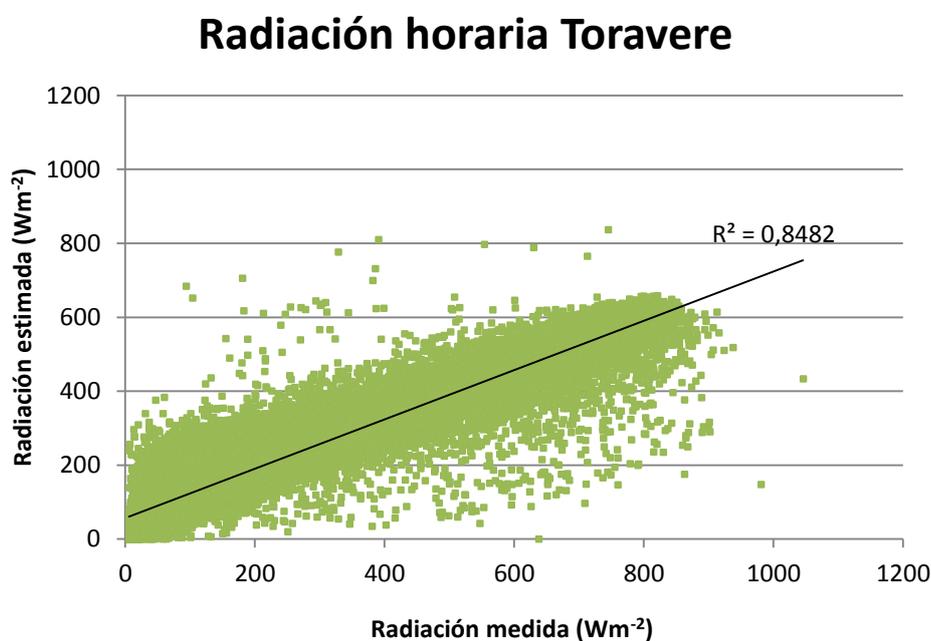


Figura 4.4. Radiación global horaria medida frente a la estimada en Toravere.

Del mismo modo en la Tabla 4.5 se muestran los resultados tras la validación de los datos diarios de la radiación para ese mismo intervalo de tiempo.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dec	Anual
MAE (W/m2)	190	454	857	728	1046	1213	1007	798	574	478	274	120	644
MAE (%)	51	43	33	19	19	21	18	17	20	39	75	49	23
MBE (W/m2)	68	17	-363	-89	-794	-1058	-823	-556	-78	263	227	48	-263
MBE (%)	18	2	-14	-2	-14	-18	-15	-12	-3	21	62	20	-9
RMSE (W/m2)	294	627	1223	849	1185	1387	1162	926	676	546	314	140	870
RMSE (%)	79	59	47	23	22	24	21	20	23	44	86	57	31

Tabla 4.5. Parámetros de los errores de la radiación global diaria estimada en Toravere.

En la Figura 4.5 se muestra la gráfica correspondiente a estos mismos datos así como su línea de tendencia y el coeficiente de determinación.

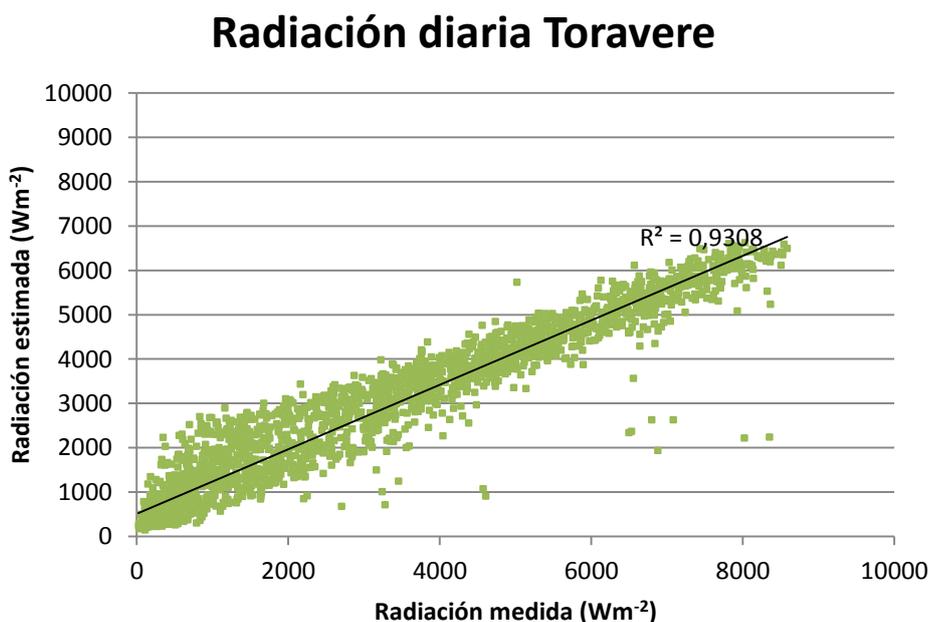


Figura 4.5. Radiación global diaria medida frente a la estimada en Toravere.

Los resultados de los errores calculados muestran unos valores de MBE del -9% tanto para la radiación horaria como diaria y unos valores de RMSE del 43% y 31% respectivamente. Los coeficientes de determinación obtenidos para estos datos son 0.8482 y 0.9308.

b) Cabauw (Países Bajos).

A continuación se muestran los resultados de la estimación horaria para la localidad de Cabauw. En la Tabla 4.6 se muestran recogidos los errores tanto mensuales como anuales obtenidos tras la validación del método. El intervalo de tiempo que se ha tenido en cuenta para el cálculo de los mismos va desde 02/2005 hasta 02/2006.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dec	Anual
MAE (W/m ²)	46	71	85	84	80	87	86	73	73	56	53	40	73
MAE (%)	44	58	44	29	23	24	29	24	27	28	49	49	30
MBE (W/m ²)	24	55	55	36	-10	-10	23	-6	3	9	36	25	18
MBE (%)	23	45	29	13	-3	-3	8	-2	1	4	33	31	7
RMSE (W/m ²)	58	87	107	111	103	109	114	96	94	71	69	49	95
RMSE (%)	56	71	55	39	30	30	38	31	35	35	64	61	39

Tabla 4.6. Parámetros de los errores de la radiación global horaria estimada en Cabauw.

En la Figura 4.6 se muestra la gráfica correspondiente a estos mismos datos así como su línea de tendencia y el coeficiente de determinación.

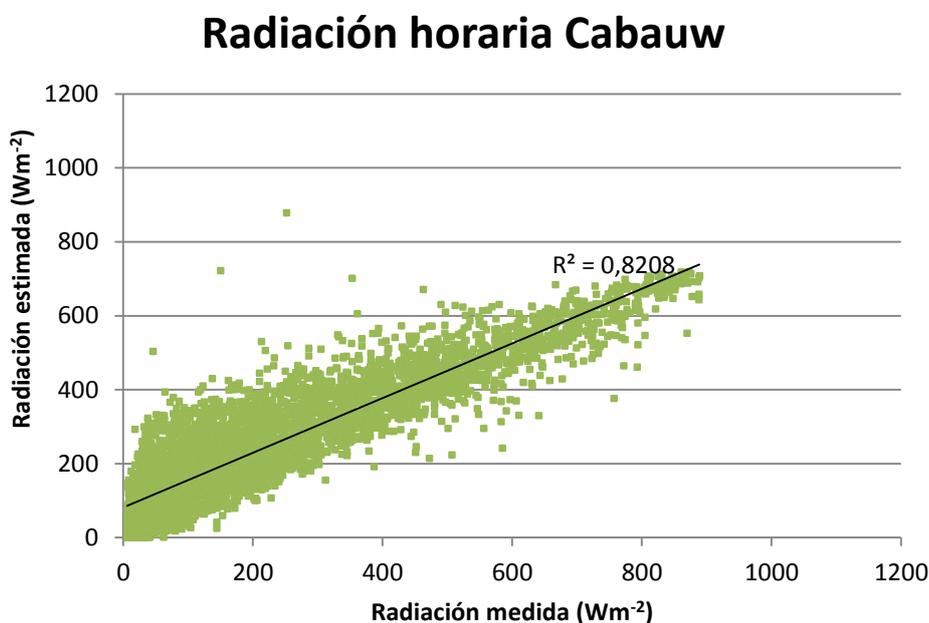


Figura 4.6. Radiación global horaria medida frente a la estimada en Cabauw.

Del mismo modo en la Tabla 4.7 se muestran los resultados tras la validación de los datos diarios de la radiación para ese mismo intervalo de tiempo.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dec	Anual
MAE (W/m ²)	293	544	772	756	664	834	725	626	636	424	329	215	567
MAE (%)	36	48	34	20	13	15	16	15	19	20	36	37	20
MBE (W/m ²)	171	486	623	401	-116	-209	310	-82	67	73	272	161	193
MBE (%)	21	43	28	11	-2	-4	7	-2	2	3	30	28	7
RMSE (W/m ²)	349	634	882	920	774	997	904	761	795	502	404	247	718
RMSE (%)	43	56	39	25	15	17	19	18	23	24	45	43	25

Tabla 4.7. Parámetros de los errores de la radiación global diaria estimada en Cabauw.

En la Figura 4.7 se muestra la gráfica correspondiente a estos mismos datos así como su línea de tendencia y el coeficiente de determinación.

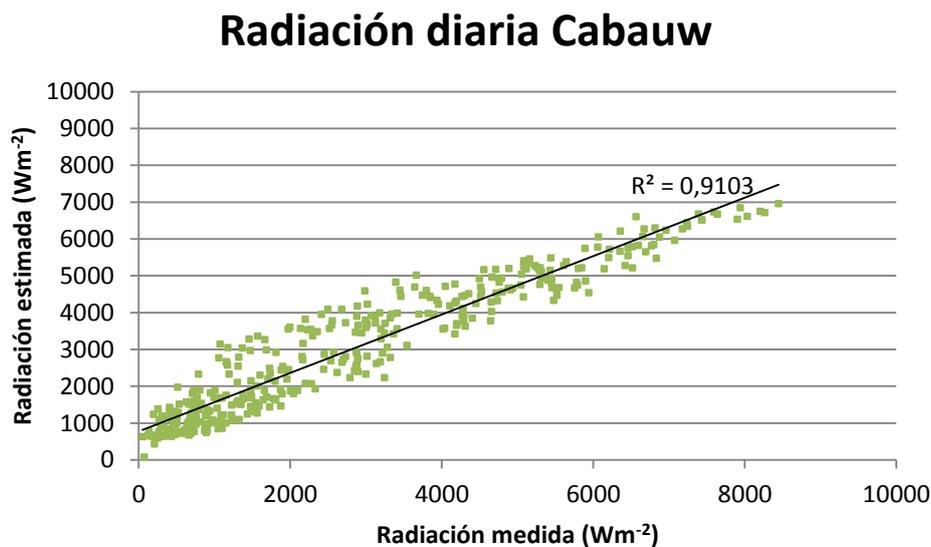


Figura 4.7. Radiación global diaria medida frente a la estimada en Cabauw.

Los resultados de los errores calculados muestran unos valores de MBE del 7% tanto para la radiación horaria como diaria y unos valores de RMSE del 39% y 25% respectivamente. Los coeficientes de determinación obtenidos para estos datos son 0.8208 y 0.9103.

c) Camborne (Reino Unido).

A continuación se muestran los resultados de la estimación horaria para la localidad de Camborne. En la Tabla 4.8 se muestran recogidos los errores tanto mensuales como anuales obtenidos tras la validación del método. El intervalo de tiempo que se ha tenido en cuenta para el cálculo de los mismos va desde 01/2001 hasta 02/2003.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dec	Anual
MAE (W/m ²)	48	59	82	74	75	85	93	87	69	69	58	44	72
MAE (%)	49	36	42	24	21	26	31	30	25	41	53	50	30
MBE (W/m ²)	33	36	62	38	36	57	55	59	36	57	44	30	46
MBE (%)	34	22	31	12	10	17	18	21	13	34	40	35	19
RMSE (W/m ²)	62	78	102	96	104	116	121	115	96	91	75	56	98
RMSE (%)	64	48	52	32	29	36	41	40	35	54	69	63	41

Tabla 4.8. Parámetros de los errores de la radiación global horaria estimada en Camborne.

En la Figura 4.8 se muestra la gráfica correspondiente a estos mismos datos así como su línea de tendencia y el coeficiente de determinación.

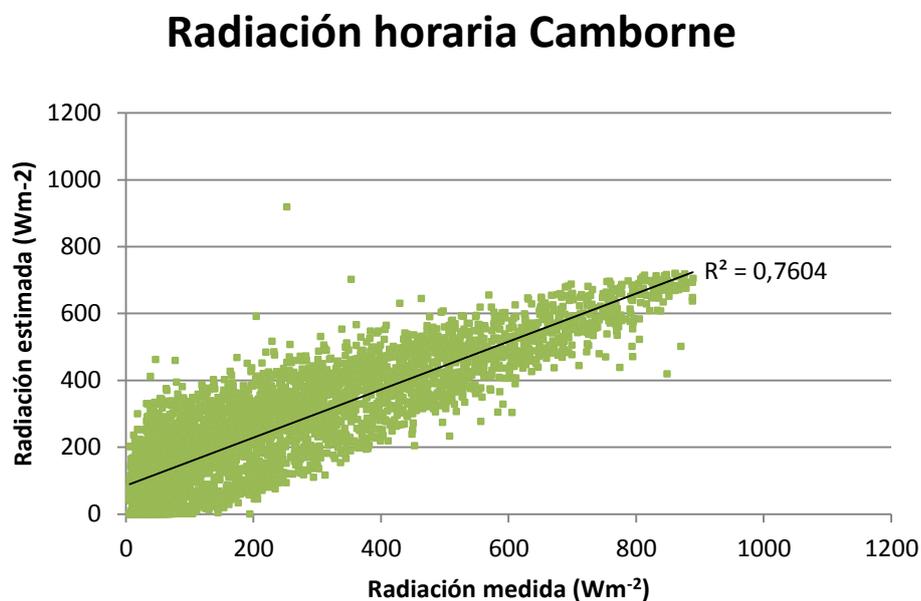


Figura 4.8. Radiación global horaria medida frente a la estimada en Camborne.

Del mismo modo en la Tabla 4.9 se muestran los resultados tras la validación de los datos diarios de la radiación para ese mismo intervalo de tiempo.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dec	Anual
MAE (W/m ²)	338	472	819	724	759	1110	1114	933	699	617	384	283	670
MAE (%)	42	30	36	18	14	21	25	23	20	35	42	42	24
MBE (W/m ²)	275	348	710	508	548	909	834	841	452	592	371	232	537
MBE (%)	34	22	31	12	10	17	18	21	13	34	40	35	19
RMSE (W/m ²)	407	586	930	871	979	1319	1279	1119	850	746	493	335	864
RMSE (%)	50	37	41	21	18	25	28	27	25	43	54	50	31

Tabla 4.9. Parámetros de los errores de la radiación global diaria estimada en Camborne.

En la Figura 4.9 se muestra la gráfica correspondiente a estos mismos datos así como su línea de tendencia y el coeficiente de determinación.

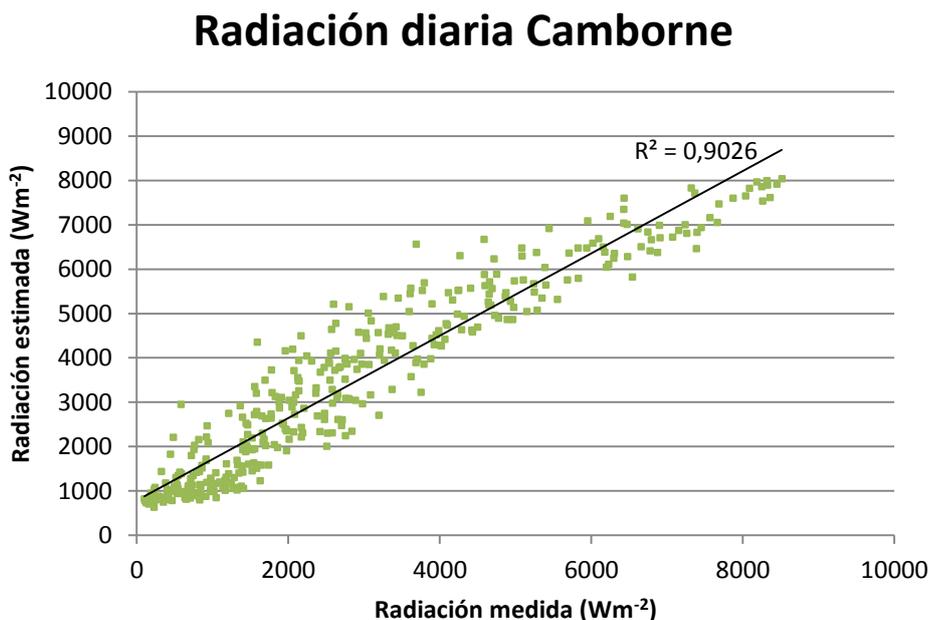


Figura 4.9. Radiación global diaria medida frente a la estimada en Camborne.

Los resultados de los errores calculados muestran unos valores de MBE del 19% tanto para la radiación horaria como diaria y unos valores de RMSE del 41% y 31% respectivamente. Los coeficientes de determinación obtenidos para estos datos son 0.7604 y 0.9026.

d) Payerne (Suiza)

A continuación se muestran los resultados de la estimación horaria para la localidad de Payerne. En la Tabla 4.10 se muestran recogidos los errores tanto mensuales como anuales obtenidos tras la validación del método. El intervalo de tiempo que se ha tenido en cuenta para el cálculo es de los meses de agosto a diciembre de 1998 a 2005 y el mes de julio de 2005.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dec	Anual
MAE (W/m ²)	NA	NA	NA	NA	NA	NA	73	78	75	77	68	59	73
MAE (%)	NA	NA	NA	NA	NA	NA	19	21	25	37	50	57	29
MBE (W/m ²)	NA	NA	NA	NA	NA	NA	-6	1	16	50	48	43	27
MBE (%)	NA	NA	NA	NA	NA	NA	-2	0	5	24	35	42	11
RMSE (W/m ²)	NA	NA	NA	NA	NA	NA	97	102	96	101	86	74	94
RMSE (%)	NA	NA	NA	NA	NA	NA	25	28	32	49	64	72	38

Tabla 4.10. Parámetros de los errores de para la radiación global horaria estimada en Payerne.

En la Figura 4.10 se muestra la gráfica correspondiente a estos mismos datos así como su línea de tendencia y el coeficiente de determinación.

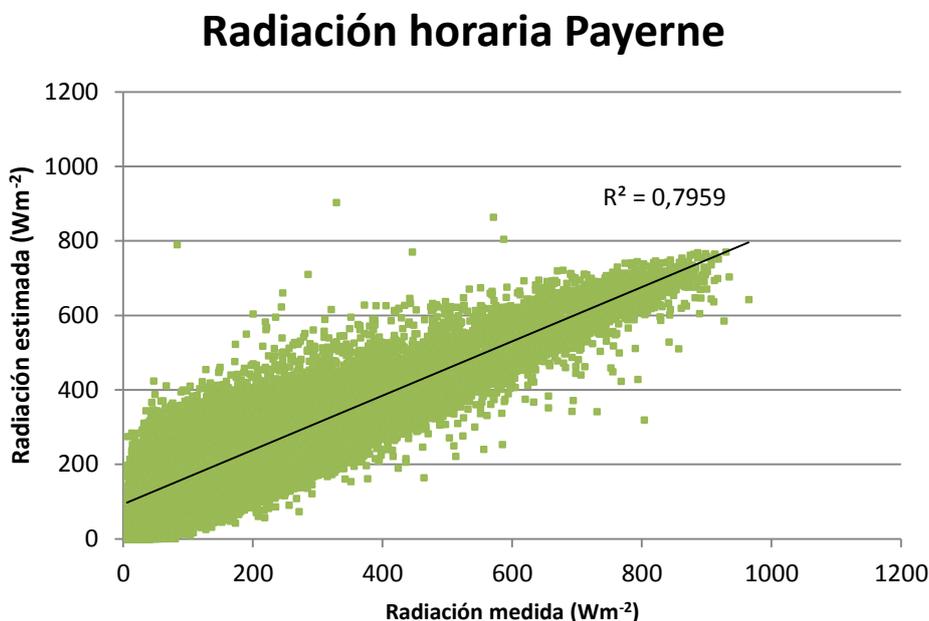


Figura 4.10. Radiación global horaria medida frente a la estimada en Payerne.

Del mismo modo en la Tabla 4.11 se muestran los resultados tras la validación de los datos diarios de la radiación para ese mismo intervalo de tiempo.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dec	Anual
MAE (W/m ²)	NA	NA	NA	NA	NA	NA	665	778	680	651	541	438	619
MAE (%)	NA	NA	NA	NA	NA	NA	11	15	18	31	45	52	23
MBE (W/m ²)	NA	NA	NA	NA	NA	NA	-92	16	190	519	427	354	291
MBE (%)	NA	NA	NA	NA	NA	NA	-2	0	5	24	35	42	11
RMSE (W/m ²)	NA	NA	NA	NA	NA	NA	796	911	816	812	627	504	750
RMSE (%)	NA	NA	NA	NA	NA	NA	14	18	22	38	52	59	28

Tabla 4.11. Parámetros de los errores de para la radiación global diaria estimada en Payerne.

En la Figura 4.11 se muestra la gráfica correspondiente a estos mismos datos así como su línea de tendencia y el coeficiente de determinación.

Radiación diaria Payerne

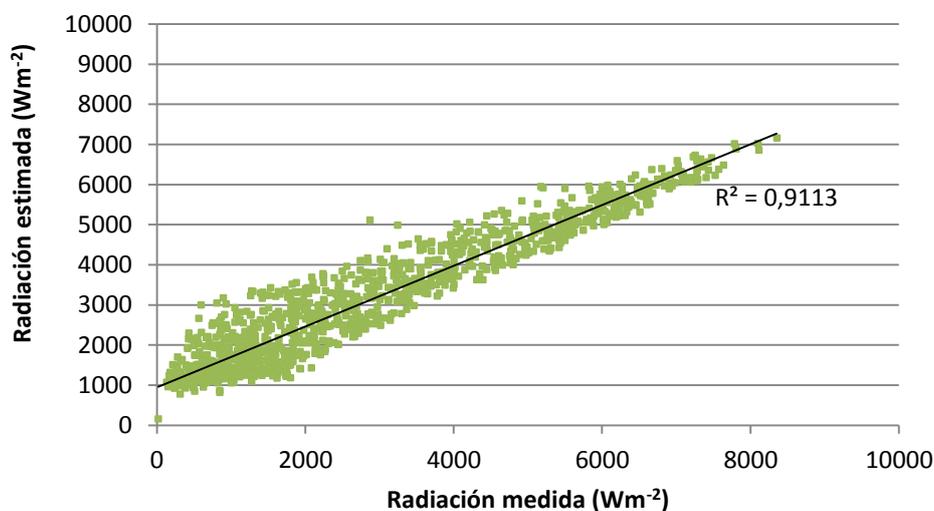


Figura 4.11. Radiación global diaria medida frente a la estimada en Payerne.

Los resultados de los errores calculados muestran unos valore de MBE del 11% tanto para la radiación horaria como diaria y unos valores de RMSE del 38% y 28% respectivamente. Los coeficientes de determinación obtenidos para estos datos son 0.7959 y 0.9113.

e) Carpentras (Francia)

A continuación se muestran los resultados de la estimación horaria para la localidad de Carpentras. En la Tabla 4.12 se muestran recogidos los errores tanto mensuales como anuales obtenidos tras la validación del método. El intervalo de tiempo que se ha tenido en cuenta para el cálculo de los mismos va desde 06/1997 hasta 02/2006.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dec	Anual
MAE (W/m ²)	51	55	68	75	68	61	50	57	56	63	54	47	59
MAE (%)	28	20	20	19	16	12	10	13	15	24	27	29	17
MBE (W/m ²)	22	8	5	5	-2	-28	-15	-11	6	28	26	24	3
MBE (%)	12	3	1	1	-1	-6	-3	-2	2	11	13	14	1
RMSE (W/m ²)	71	75	93	99	90	81	70	79	79	86	74	66	81
RMSE (%)	39	28	27	25	21	16	14	18	22	33	37	40	23

Tabla 4.12. Parámetros de los errores de para la radiación global horaria estimada en Carpentras.

En la Figura 4.12 se muestra la gráfica correspondiente a estos mismos datos así como su línea de tendencia y el coeficiente de determinación.

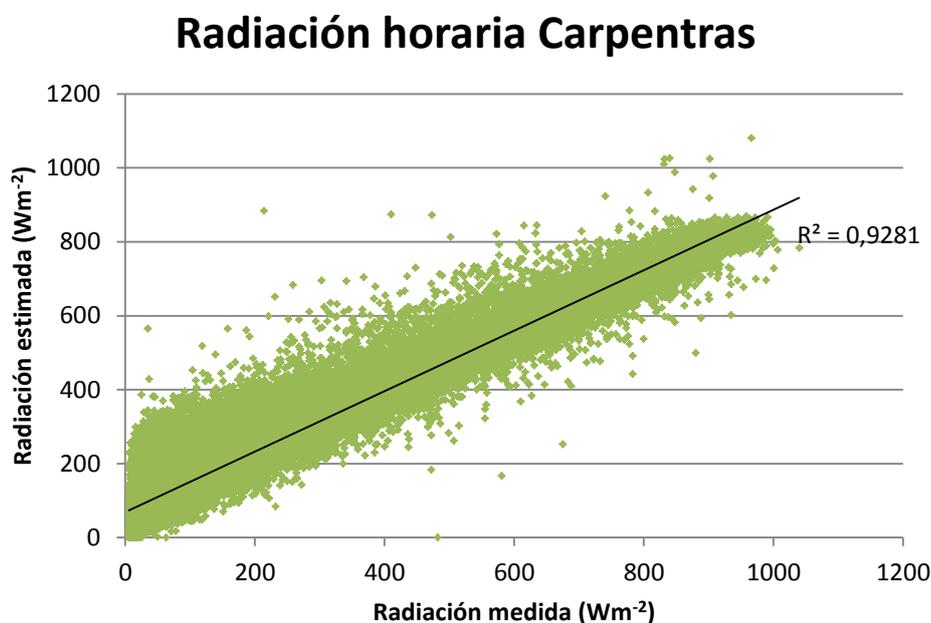


Figura 4.12. Radiación global horaria medida frente a la estimada en Carpentras.

Del mismo modo en la Tabla 4.13 se muestran los resultados tras la validación de los datos diarios de la radiación para ese mismo intervalo de tiempo.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dec	Anual
MAE (W/m ²)	409	460	624	753	652	645	487	525	535	529	432	357	531
MAE (%)	24	17	15	15	10	9	7	9	12	19	23	25	12
MBE (W/m ²)	201	80	60	70	-36	-420	-230	-144	72	299	245	209	33
MBE (%)	12	3	1	1	-1	-6	-3	-2	2	11	13	14	1
RMSE (W/m ²)	518	577	794	913	803	737	575	642	695	690	549	461	671
RMSE (%)	30	21	20	18	13	10	8	11	15	24	29	32	16

Tabla 4.13. Parámetros de los errores de para la radiación global diaria estimada en Carpentras.

En la Figura 4.13 se muestra la gráfica correspondiente a estos mismos datos así como su línea de tendencia y el coeficiente de determinación.

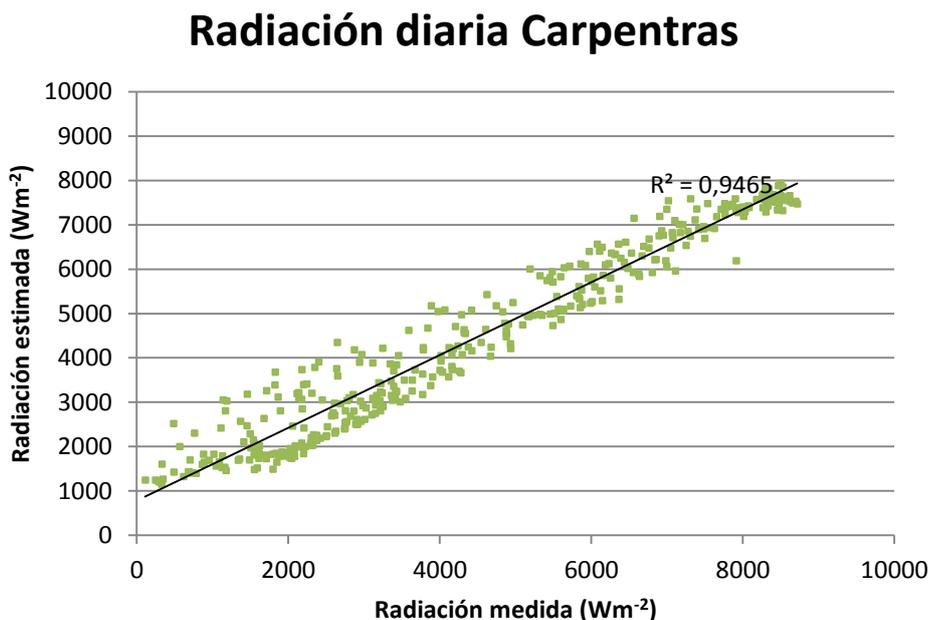


Figura 4.13. Radiación global diaria medida frente a la estimada en Carpentras.

Los resultados de los errores calculados muestran unos valores de MBE del 1% tanto para la radiación horaria como diaria y unos valores de RMSE del 23% y 16% respectivamente. Los coeficientes de determinación obtenidos para estos datos son 0.9281 y 0.9465.

f) Tamanrasset (Argelia)

A continuación se muestran los resultados de la estimación horaria para la localidad de Tamanrasset. En la Tabla 4.14 se muestran recogidos los errores tanto mensuales como anuales obtenidos tras la validación del método. El intervalo de tiempo que se ha tenido en cuenta para el cálculo de los mismos va desde 03/2000 hasta 02/2006.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dec	Anual
MAE (W/m ²)	52	55	54	55	69	78	55	71	60	56	36	37	57
MAE (%)	12	11	9	9	12	14	9	13	12	11	8	9	11
MBE (W/m ²)	7	11	-7	11	34	50	22	39	23	11	11	12	20
MBE (%)	2	2	-1	2	6	9	4	7	5	2	2	3	4
RMSE (W/m ²)	79	79	79	78	96	112	82	105	90	85	56	60	86
RMSE (%)	18	16	14	13	17	20	14	19	17	17	12	14	16

Tabla 4.14. Parámetros de los errores de la radiación global horaria estimada en Tamanrasset.

En la Figura 4.14 se muestra la gráfica correspondiente a estos mismos datos así como su línea de tendencia y el coeficiente de determinación.

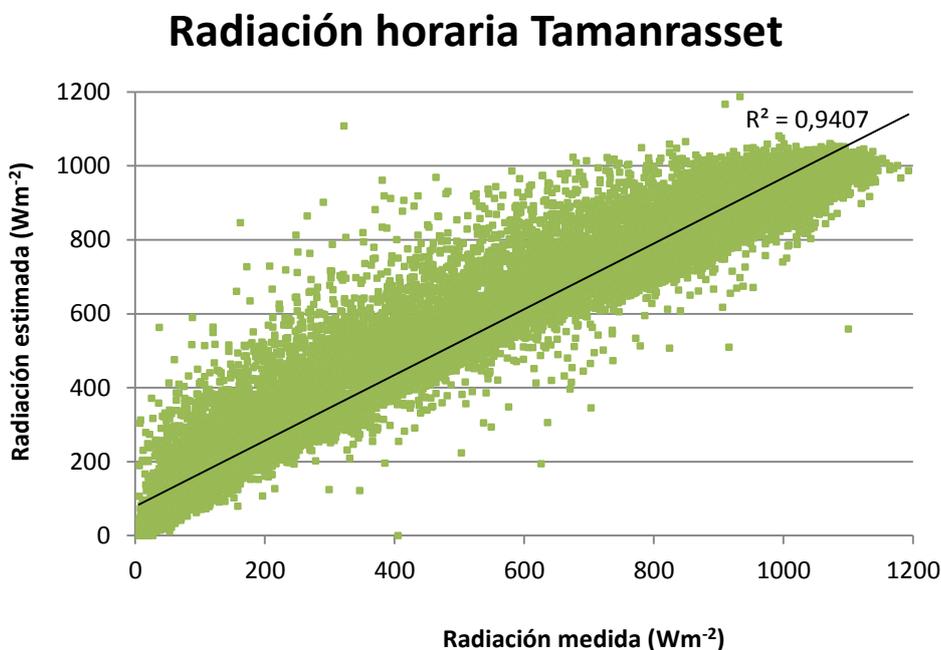


Figura 4.14. Radiación global horaria medida frente a la estimada en Tamanrasset.

Del mismo modo en la Tabla 4.15 se muestran los resultados tras la validación de los datos diarios de la radiación para ese mismo intervalo de tiempo.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dec	Anual
MAE (W/m ²)	445	469	432	425	590	732	448	639	458	428	269	309	471
MAE (%)	9	8	6	6	8	10	6	9	7	7	5	7	7
MBE (W/m ²)	76	134	-80	139	434	652	292	511	295	131	124	128	238
MBE (%)	2	2	-1	2	6	9	4	7	5	2	2	3	4
RMSE (W/m ²)	623	630	563	559	796	982	617	885	623	591	374	456	663
RMSE (%)	13	11	8	7	11	13	8	13	10	10	7	10	10

Tabla 4.15. Parámetros de los errores de la radiación global diaria estimada en Tamanrasset.

En la Figura 4.15 se muestra la gráfica correspondiente a estos mismos datos así como su línea de tendencia y el coeficiente de determinación.

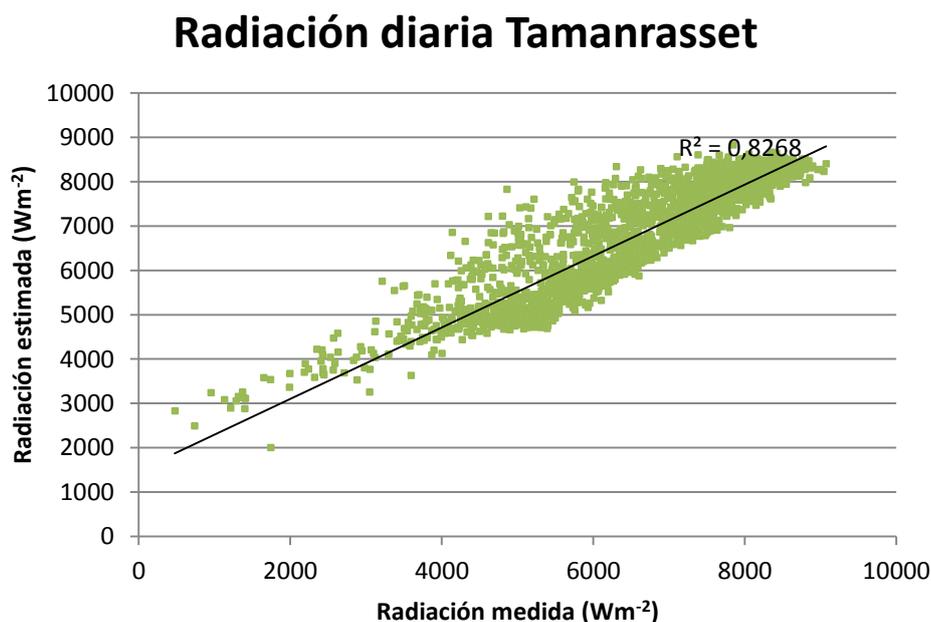


Figura 4.15. Radiación global diaria medida frente a la estimada en Tamanrasset.

Los resultados de los errores calculados muestran unos valores de MBE del 4% tanto para la radiación horaria como diaria y unos valores de RMSE del 16% y 10% respectivamente. Los coeficientes de determinación obtenidos para estos datos son 0.9407 y 0.8268.

g) Ilorin (Nigeria)

A continuación se muestran los resultados de la estimación horaria para la localidad de Ilorin. En la Tabla 4.16 se muestran recogidos los errores tanto mensuales como anuales obtenidos tras la validación del método. El intervalo de tiempo que se ha tenido en cuenta para el cálculo de los mismos va desde 02/2005 hasta 02/2006.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dec	Anual
MAE (W/m ²)	161	120	90	95	83	94	114	123	118	125	110	130	112
MAE (%)	43	28	20	22	21	25	35	41	34	30	24	31	28
MBE (W/m ²)	161	117	73	67	19	22	71	95	86	111	101	129	83
MBE (%)	43	27	16	16	5	6	22	32	25	26	22	31	21
RMSE (W/m ²)	180	139	118	134	117	130	153	157	156	164	144	145	144
RMSE (%)	48	32	26	32	29	35	47	52	44	39	31	35	37

Tabla 4.16. Parámetros de los errores de la radiación global horaria estimada en Ilorin.

En la Figura 4.16 se muestra la gráfica correspondiente a estos mismos datos así como su línea de tendencia y el coeficiente de determinación.

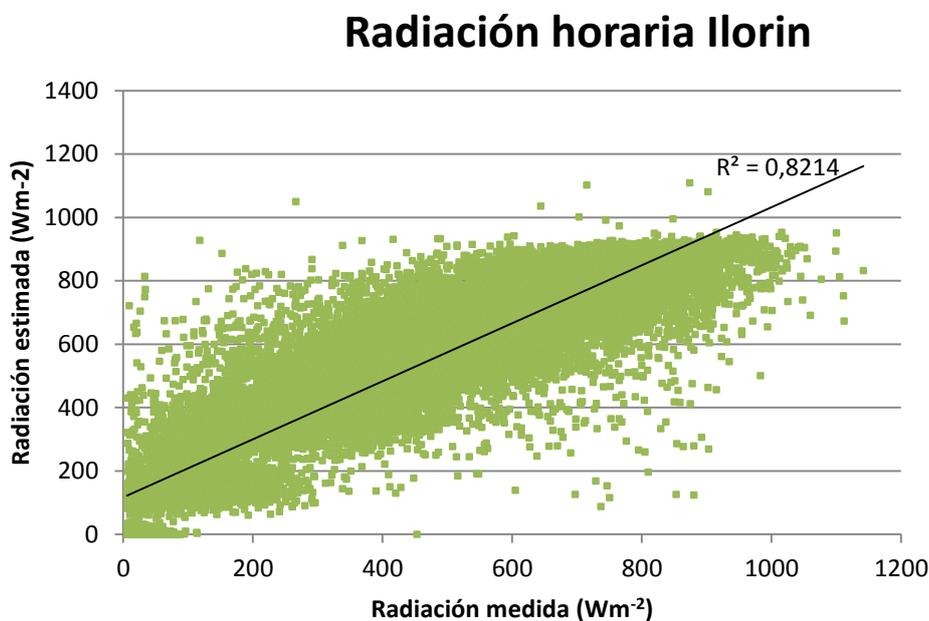


Figura 4.16. Radiación global horaria medida frente a la estimada en Ilorin.

Del mismo modo en la Tabla 4.17 se muestran los resultados tras la validación de los datos diarios de la radiación para ese mismo intervalo de tiempo.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dec	Anual
MAE (W/m2)	1870	1369	886	925	610	679	986	1188	1086	1231	1104	1405	1088
MAE (%)	43	27	17	18	12	15	25	33	25	27	22	31	23
MBE (W/m2)	1870	1369	859	843	245	296	847	1176	1054	1229	1100	1405	988
MBE (%)	43	27	16	16	5	6	22	33	25	26	22	31	21
RMSE (W/m2)	1938	1452	1014	1136	834	866	1154	1332	1237	1315	1228	1485	1263
RMSE (%)	45	29	19	22	17	19	30	37	29	28	25	32	27

Tabla 4.17. Parámetros de los errores de la radiación global diaria estimada en Ilorin.

En la Figura 4.17 se muestra la gráfica correspondiente a estos mismos datos así como su línea de tendencia y el coeficiente de determinación.

Radiación diaria Ilorin

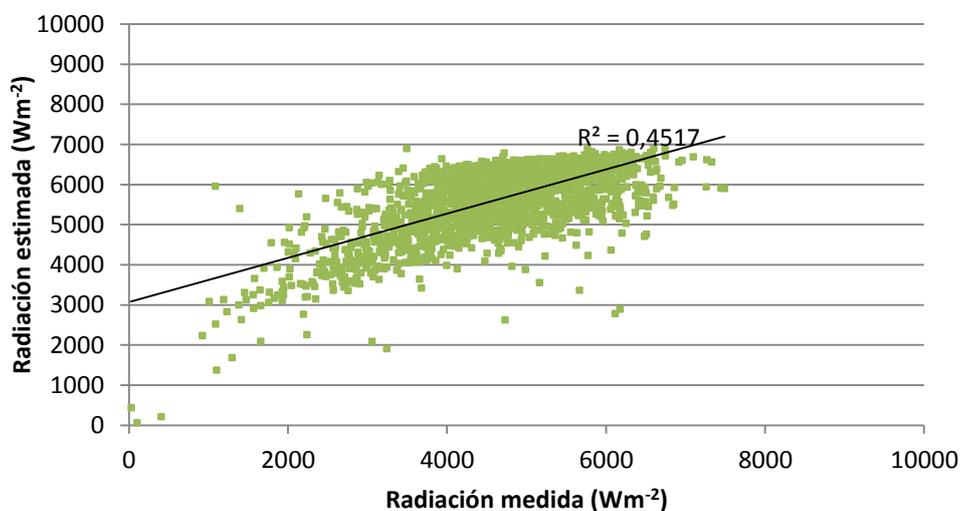


Figura 4.17. Radiación global diaria medida frente a la estimada en Ilorin.

Los resultados de los errores calculados muestran unos valores de MBE del 21% tanto para la radiación horaria como diaria y unos valores de RMSE del 37% y 27% respectivamente. Los coeficientes de determinación obtenidos para estos datos son 0.8214 y 0.4517.

En la Figura 4.18 se pueden observar los parámetros de errores horarios anuales de todas las estaciones juntas.

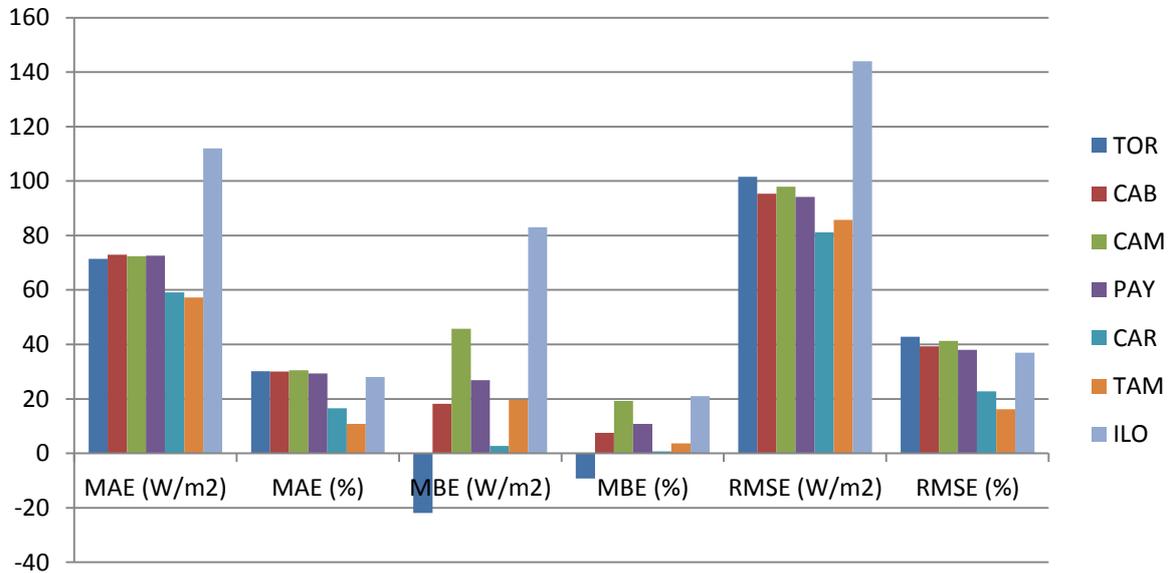


Figura 4.18. Parámetros de error horarios obtenidos para las distintas localizaciones.

En la Figura 4.19 se pueden observar la misma grafica pero en este caso para la radiación diaria, también para datos anuales.

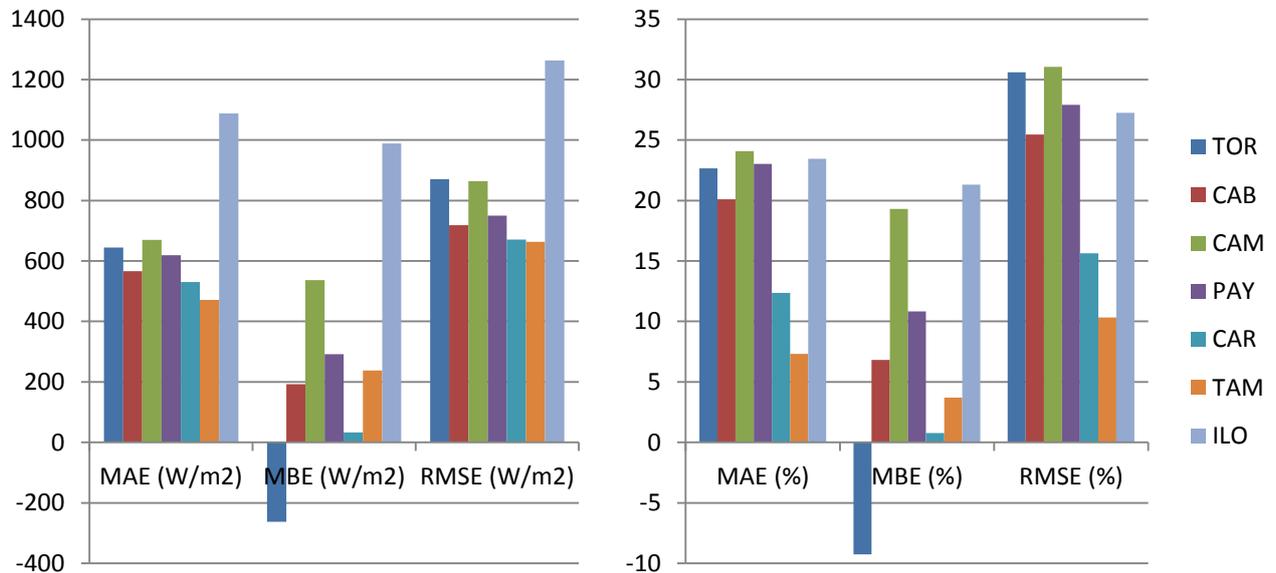


Figura 4.19. Parámetros de error horarios obtenidos para las distintas estaciones

4.3.3) Análisis de los resultados

A continuación se va a analizar los resultados obtenidos tanto para la radiación global horaria como diaria.

a) Estimación horaria de la radiación global

Si analizamos los resultados para la estimación horaria podemos sacar las siguientes conclusiones:

- El error absoluto medio (MBE) es aproximadamente del 30% en todas las estaciones excepto en Carpentras (17%) y Tamanrasset (11%), obteniendo una desviación aproximada de 70 Wm^{-2} en las cuatro primeras estaciones y unos valores de 59, 57 y 112 Wm^{-2} para las estaciones de Carpentras, Tamanrasset e Ilorin.
- El MBE en global es positivo en todas las estaciones excepto para Toravere (-9%), se puede concluir que el método está sobrestimando el valor de la radiación. Sin embargo se observa que para algunas de las estaciones, algunos meses (sobre todo los de verano) dan un valor negativo para este error y para otros meses el valor es positivo. Estos resultados hacen que el valor global de las estaciones que presentan tanto subestimación para algunos meses como sobreestimación para otros presenten un error anual más bajo que en aquellas estaciones en las que la mayoría de los meses presentan el mismo comportamiento. Por ejemplo Carpentras (1%) y Cabauw (7%) presentan un error mucho menor que Camborne (19%) o Ilorin (21%)
- En cuanto al RMSE, cabe destacar los errores obtenidos para las estaciones de Carpentras (23%) y Tamanrasset (16%). El resto de estaciones rondan un 40% de error.

En general se observa que los meses de mayo, junio, julio y agosto, son los meses que presentan una estimación de la radiación global más óptima. Por otro lado los meses de noviembre, diciembre, enero y febrero son los meses que peores resultados obtienen. Esto se debe a la nubosidad, en los meses de verano la nubosidad es menor que en los meses de invierno, y el método presenta peores resultados cuanto mayor nubosidad exista. Siguiendo este mismo razonamiento las localizaciones que están más al norte y meteorológicamente son más inestables presentan peores resultados que aquellas que tiene una meteorología mejor, así

Toravere presenta la peor estimación (43%) y Carpentras o Tamanrasset (situado en un clima desértico) presentan los mejores resultados.

Si observamos los valores en Wm^{-2} se observa que en todos los errores los valores son menores en estos meses de invierno que en los de verano, que el error porcentual sea justo lo contrario se debe a que es en los meses de invierno cuanta menor radiación incide sobre la superficie terrestre, tanto por la meteorología como por la inclinación del Sol, por lo que en proporción el error es mayor.

b) Estimación diaria de la radiación global.

Si analizamos los resultados obtenidos del estudio de la radiación global diaria sacamos las siguientes conclusiones:

- El MAE es del 23% en general, salvo en Carpentras y Toravere que obtiene unos resultados mejores del 12% y 7% aproximadamente.

- El MBE no varía respecto del estudio de la estimación horaria obteniéndose los mismos resultados.

- El RMSE se reduce en todos los casos una media de un 30% respecto a la estimación horaria, obteniéndose para Carpentras un 16% y Tamanrasset el 10%. Para el resto el error de la estimación la estimación es del 30% aproximadamente.

Cabe destacar los buenos resultados obtenidos para Carpentras y Tamanrasset, tanto en la estimación de la radiación global horaria como diaria.

4.3.4) Comparación de los errores con el modelo anterior implementado por CENER.

En este apartado se va a comparar los resultados obtenidos con el nuevo Modelo implementado, el Heliosat-2, y el modelo que CENER ya tenía implementado y que incluía partes del Heliosat-1 y Heliosat-2. Para ello se va a comparar cada estación por separado.

a) Toravere (Letonia)

En la Tabla 4.18 se muestran los resultados del modelo implementado por CENER para la ciudad de Toravere.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dec	Anual
MAE (W/m ²)	110	137	196	199	202	228	239	210	164	165	127	101	180
MAE (%)	113	85	100	65	57	70	80	74	59	99	116	115	76
MBE (W/m ²)	103	130	189	192	193	220	232	203	152	161	123	97	173
MBE (%)	106	80	96	63	55	68	78	71	55	96	112	110	73
RMSE (W/m ²)	133	168	232	248	254	287	294	260	206	197	152	122	229
RMSE (%)	137	103	118	81	72	89	99	91	75	118	139	138	96

Tabla 4.18. Parámetros de error de la radiación global directa en Toravere con el método de CENER.

En la Figura 4.20 se muestra la comparación de ambos modelos.

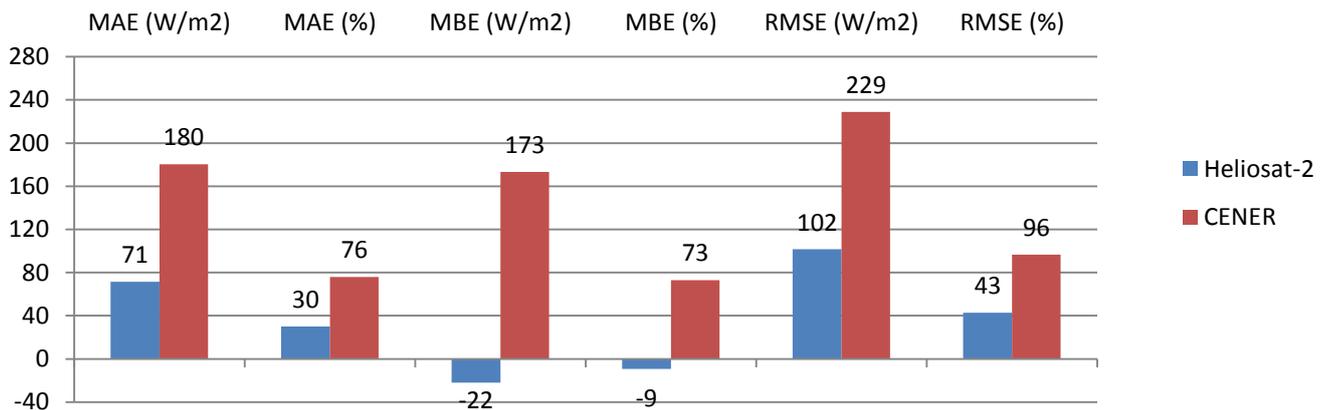


Figura 4.20. Parámetros de radiación global horaria del modelo Heliosat 2 y el modelo de CENER en Toravere.

b) Cabauw (Países Bajos)

En la Tabla 4.19 se muestran los resultados del mismo modelo para la ciudad de Cabauw.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dec	Anual
MAE (W/m ²)	86	102	144	190	201	224	212	178	159	136	85	75	164
MAE (%)	92	91	63	55	59	63	63	60	63	82	87	102	65
MBE (W/m ²)	-27	-15	-8	57	37	47	22	-19	-37	-25	-20	-24	5
MBE (%)	-28	-14	-3	17	11	13	7	-7	-15	-15	-20	-32	2
RMSE (W/m ²)	113	145	191	233	259	296	277	229	201	178	113	98	221
RMSE (%)	120	129	83	68	76	83	82	77	80	107	117	134	87

Tabla 4.19. Parámetros de error de la radiación global directa en Cabauw con el método de CENER.

En la Figura 4.21 se muestra la comparación de ambos modelos.

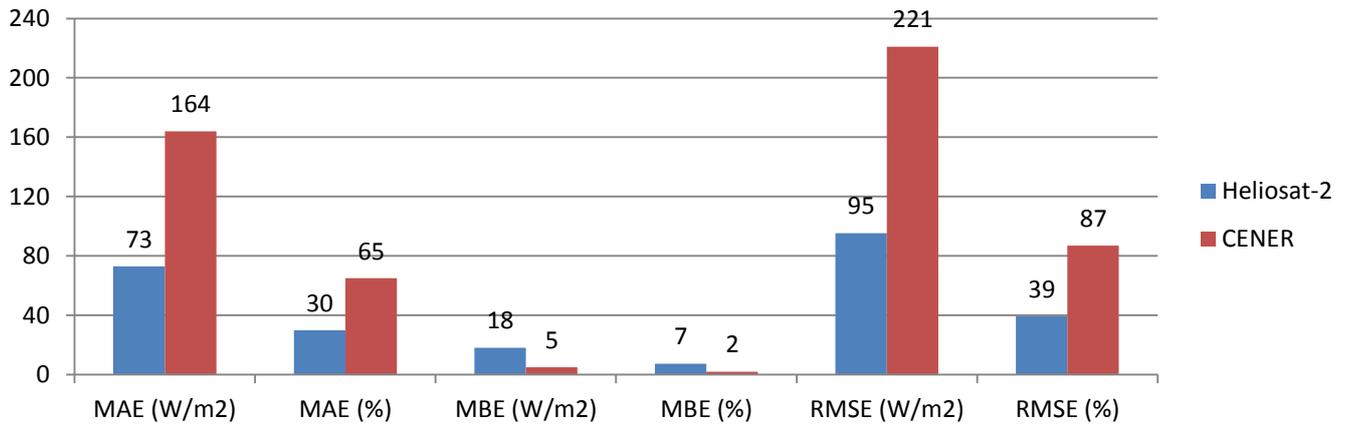


Figura 4.21. Parámetros de radiación global horaria del modelo Heliosat 2 y el modelo de CENER en Cabauw.

c) Camborne (Reino Unido)

En la Tabla 4.20 se muestran los resultados del mismo modelo para la ciudad de Camborne.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dec	Anual
MAE (W/m ²)	110	137	196	199	202	228	239	210	164	165	127	101	180
MAE (%)	113	85	100	65	57	70	80	74	59	99	116	115	76
MBE (W/m ²)	103	130	189	192	193	220	232	203	152	161	123	97	173
MBE (%)	106	80	96	63	55	68	78	71	55	96	112	110	73
RMSE (W/m ²)	133	168	232	248	254	287	294	260	206	197	152	122	229
RMSE (%)	137	103	118	81	72	89	99	91	75	118	139	138	96

Tabla 4.20. Parámetros de error de la radiación global directa en Camborne con el método de CENER.

En la Figura 4.22 se muestra la comparación de ambos modelos.

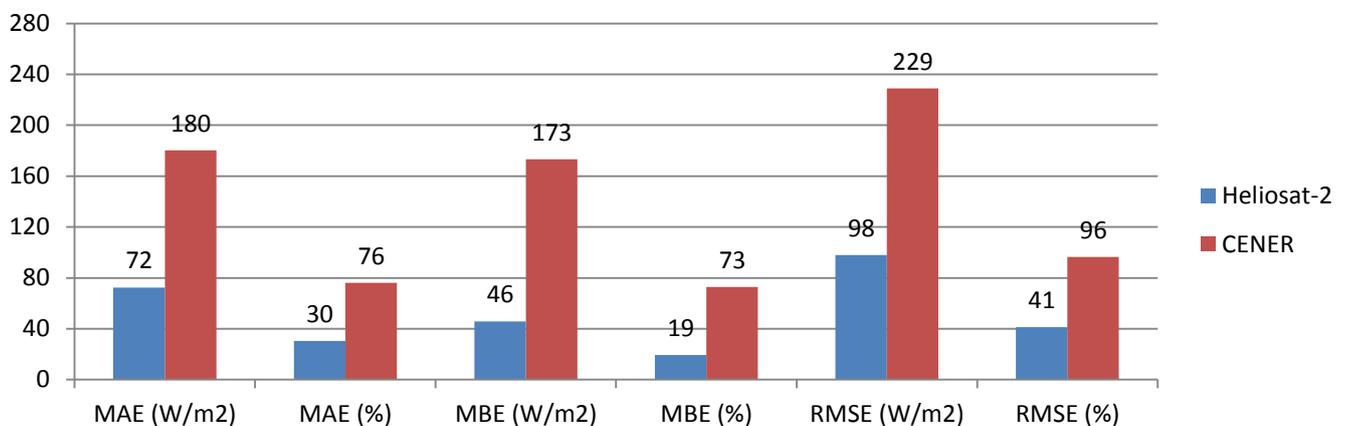


Figura 4.22. Parámetros de radiación global horaria del modelo Heliosat 2 y el modelo de CENER en Camborne.

d) Payerne (Suiza)

En la Tabla 4.21 se muestran los resultados del mismo modelo para la ciudad de Payerne.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dec	Anual
MAE (W/m ²)	110	137	196	199	202	228	239	210	164	165	127	101	180
MAE (%)	113	85	100	65	57	70	80	74	59	99	116	115	76
MBE (W/m ²)	103	130	189	192	193	220	232	203	152	161	123	97	173
MBE (%)	106	80	96	63	55	68	78	71	55	96	112	110	73
RMSE (W/m ²)	133	168	232	248	254	287	294	260	206	197	152	122	229
RMSE (%)	137	103	118	81	72	89	99	91	75	118	139	138	96

Tabla 4.21. Parámetros de error de la radiación global directa en Payerne con el método de CENER.

En la Figura 4.23 se muestra la comparación de ambos modelos.

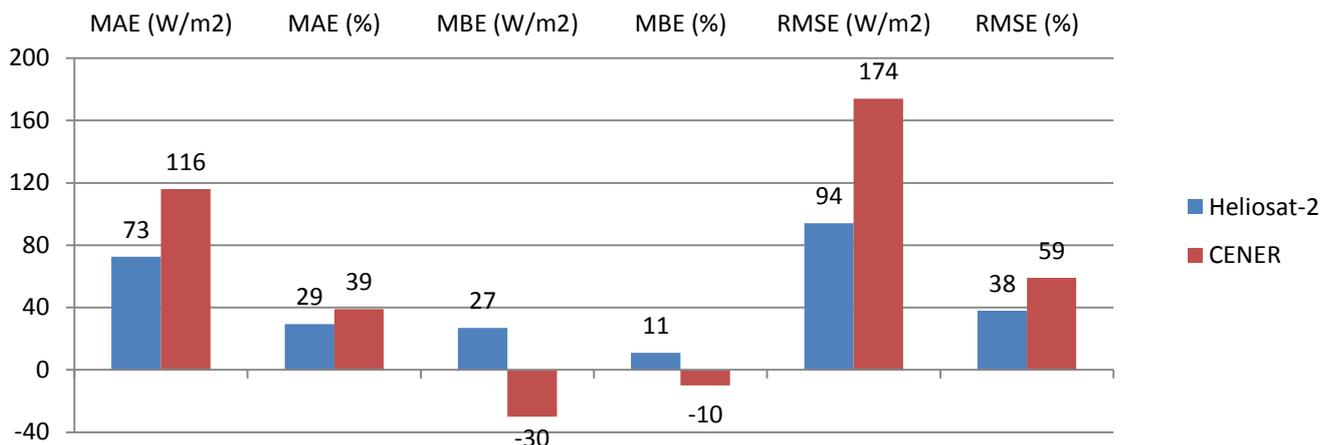


Figura 4.23. Parámetros de radiación global horaria del modelo Heliosat 2 y el modelo de CENER en Payerne.

e) Carpentras (Francia)

En la Tabla 4.22 se muestran los resultados del mismo modelo para la ciudad de Carpentras.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dec	Anual
MAE (W/m ²)	53	67	81	84	71	78	58	52	60	112	91	62	73
MAE (%)	28	26	24	20	16	17	12	11	15	46	63	38	20
MBE (W/m ²)	-35	-39	-61	-54	-32	-32	-16	-19	-23	15	11	-41	-27
MBE (%)	-19	-15	-18	-13	-7	-7	-3	-4	-6	6	8	-25	-7
RMSE (W/m ²)	83	102	129	150	126	141	107	93	102	181	139	90	125
RMSE (%)	44	39	39	35	28	30	22	20	26	75	97	54	35

Tabla 4.22. Parámetros de error de la radiación global directa en Carpentras con el método de CENER.

En la Figura 4.24 se muestra la comparación de ambos modelos.

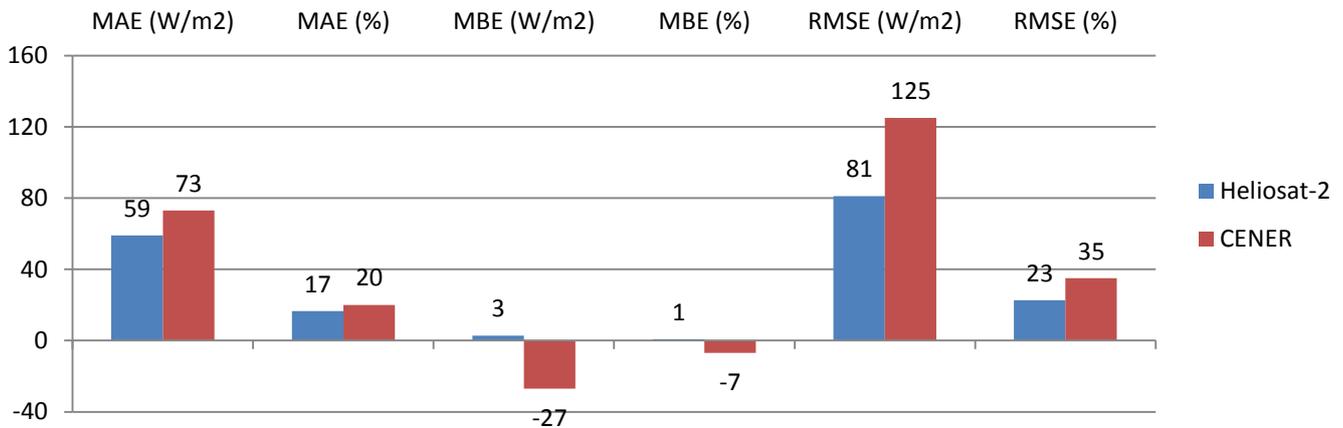


Figura 4.24. Parámetros de radiación global horaria del modelo Heliosat 2 y el modelo de CENER en Carpentras.

f) Tamanrasset (Argelia)

En la Tabla 4.23 se muestran los resultados del mismo modelo para la ciudad de Tamanrasset.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dec	Anual
MAE (W/m ²)	98	105	129	137	132	157	118	128	133	119	83	81	120
MAE (%)	21	19	22	23	22	30	21	23	25	24	17	17	22
MBE (W/m ²)	-13	-43	-52	-54	-36	50	19	38	34	35	1	-15	-1
MBE (%)	-3	-8	-9	-9	-6	10	3	7	6	7	0	-3	0
RMSE (W/m ²)	141	137	162	177	178	228	177	200	204	181	114	108	173
RMSE (%)	30	25	28	29	29	44	31	36	38	37	24	23	32

Tabla 4.23. Parámetros de error de la radiación global directa en Tamanrasset con el método de CENER.

En la Figura 4.25 se muestra la comparación de ambos modelos.

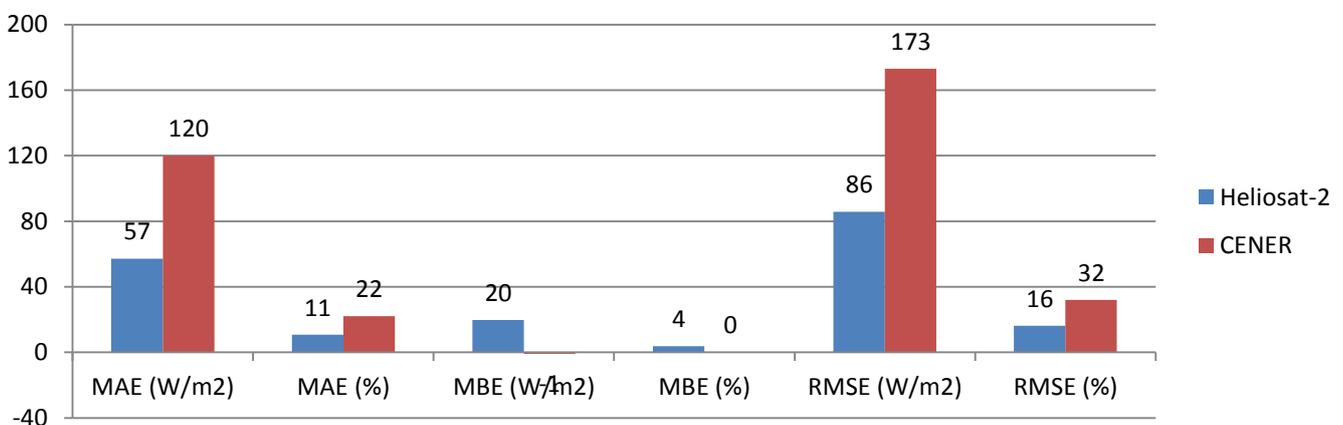


Figura 4.25. Parámetros de radiación global horaria del modelo Heliosat 2 y el modelo de CENER en Tamanrasset.

g) Ilorin (Nigeria)

En la Tabla 4.24 se muestran los resultados del mismo modelo para la ciudad de Ilorin.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dec	Anual
MAE (W/m ²)	240	200	171	179	142	154	225	285	239	230	205	214	203
MAE (%)	64	47	37	42	35	41	70	95	68	55	45	51	51
MBE (W/m ²)	240	200	170	175	128	137	216	281	235	229	205	214	198
MBE (%)	64	47	37	41	32	37	67	94	67	54	45	51	50
RMSE (W/m ²)	263	223	206	231	197	210	287	345	299	277	233	229	250
RMSE (%)	70	52	45	54	49	56	89	115	85	66	51	55	63

Tabla 4.24. Parámetros de error de la radiación global directa en Ilorin con el método de CENER.

En la Figura 4.26 se muestra la comparación de ambos modelos.

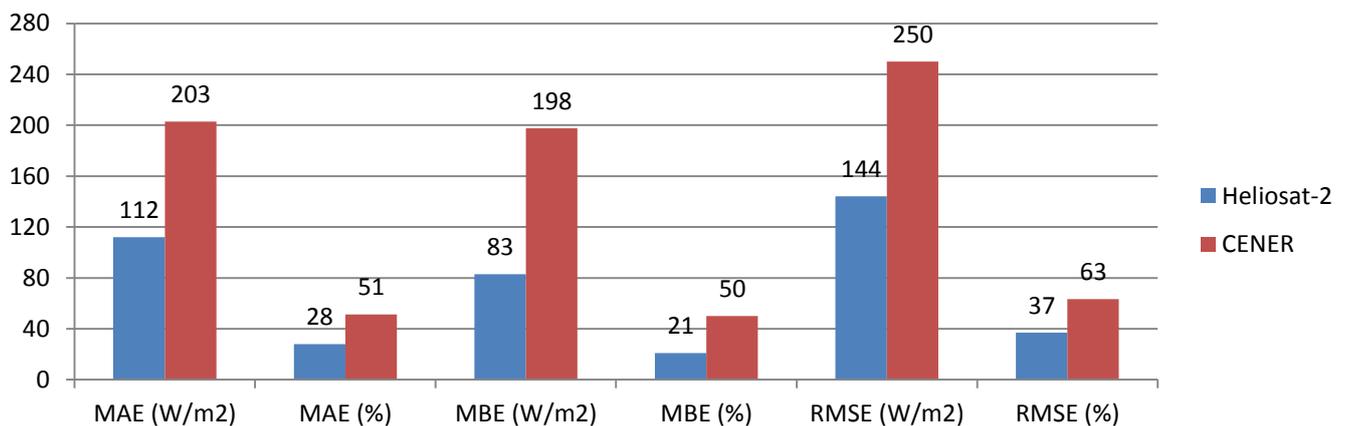


Figura 4.26. Parámetros de radiación global horaria del modelo Heliosat 2 y el modelo de CENER en Ilorin.

Si observamos las diferencias entre los errores del método Heliosat-2 y del método implementado en CENER, que mezcla las versiones Heliosat-1 y Heliosat-2, se concluye que para todas las estaciones la implementación del nuevo método supone una mejora considerable, puesto que como se observa en la comparación de todas las estaciones expuestas anteriormente como valor medio la reducción del RMSE ha sido del 40 al 50%.

5) CONCLUSIONES

El desarrollo en las energías renovables y el especial interés en la energía solar suponen un impulso para el estudio de la radiación solar incidente sobre la superficie terrestre. Como ya se ha comentado, uno de los principales problemas de esta forma de energía y su aplicación es la escasez de datos de radiación solar en emplazamientos concretos, ya que estos datos son necesarios para el estudio de viabilidad y eficiencia tanto en proyectos de energía solar fotovoltaica como solar-térmica. Hasta hace pocos años, la única fuente de información de radiación solar en un lugar se basaba en la medición directa en estaciones (proceso caro y que requiere mucho tiempo) o en la interpolación de datos de varias estaciones cercanas. Gracias a el desarrollo de modelos de estimación de la radiación solar a partir de imágenes de satélite se pueden obtener mejores resultados que los obtenidos de una interpolación espacial, para zonas muchísimo más amplias y de manera más económica y rápida.

La estimación de la radiación solar a partir de imágenes de satélite se basa en el cálculo del coeficiente de nubosidad, parámetro que ofrece información sobre la atenuación de la radiación solar que finalmente llega a la superficie de la Tierra. El modelo Heliosat-2 permite obtener este coeficiente teniendo en cuenta distintos parámetros objeto de la zona de estudio como son, la Latitud, la Longitud, la Altitud, el factor de turbidez de Linke, la masa óptica relativa del aire y la profundidad óptica de Rayleigh. Estos parámetros locales permiten estudiar la difusión de la radiación solar en la atmósfera teniendo en cuenta la concentración de los distintos componentes de la atmósfera como el vapor de agua, los aerosoles y las moléculas en suspensión.

Una vez implementado el modelo y a la luz de los resultados obtenidos se puede determinar que se han cumplido los objetivos del proyecto:

- Se ha realizado la búsqueda del modelo más actualizado de Heliosat, encontrando que el Heliosat-2 es la versión más reciente del mismo publicada en la actualidad. Pese a encontrar bibliografía que menciona los modelos Heliosat-3 y Heliosat-4 éstos todavía se encuentran en desarrollo.

- Partiendo de funciones básicas programadas en R se ha programado el modelo Heliosat-2 y se ha comprobado paso a paso su correcto funcionamiento.

- Tomando como referencia los resultados del modelo implementado anteriormente en CENER, que empleaba partes del Heliosat-1 y Helisoat-2, se han comparado con los resultados obtenidos del Modelo Heliosat-2, y se comprueba que los resultados del modelo Heliosat-2 implementado en este proyecto son mejores, por lo que se podrá sustituir el otro modelo actualizándolo.

6) LÍNEAS FUTURAS DE TRABAJO

Como futuras líneas de mejora se propone la implementación del modelo Heliosat-2 para satélites geoestacionarios Meteosat de segunda generación (MSG), esta mejora se podrá realizar cuando EUMETSAT publique los coeficientes de calibración del sensor para éstos satélites, tanto MSG-1 como el MSG-2.

Otra opción es la implementación del modelo Heliosat-3 o Heliosat-4 tras su publicación, cuando esté totalmente desarrollado.

También se podría validar con datos de otras estación y observar si los resultados son similares.

Asimismo se podría aplicar un modelo de cielo claro distinto y otras relaciones entre el índice de cielo claro (K_C) y el coeficiente de cobertura nubosa (η)

7) NOMENCLATURA

A continuación se presenta una lista detallada de los símbolos utilizados en este trabajo así como sus unidades y rango. Todas las variables se definirán la primera vez que aparezcan en el texto.

Símbolo	Magnitud	Rango, signo y unidades
B	Irradiancia solar directa	Wm^{-2}
B_C	Irradiancia solar directa para cielo claro	Wm^{-2}
CC	Coefficiente de calibración del sensor del satélite	$Wm^{-2}sr^{-1}$
CC₀	Coefficiente de calibración del sensor en el momento del lanzamiento del satélite	$Wm^{-2}sr^{-1}$
D	Irradiancia solar difusa	Wm^{-2}
D_C	Irradiancia solar difusa para cielo claro	Wm^{-2}
D_S	Deriva diaria del sensor del satélite	$Wm^{-2}sr^{-1}día^{-1}$
E	Irradiancia	Wm^{-2}
fov	Campo de visión del satélite Meteosat	$18^0 \times 18^0$
G	Irradiancia global	Wm^{-2}
G_C	Irradiancia global para cielo claro	Wm^{-2}
I_{CS}	Constante solar	$1367 Wm^{-2}$
I_o	Irradiancia solar extraterrestre	Wm^{-2}
J_d	Día juliano	1~366
K_C	Índice de cielo claro	
K_T	Índice de transparencia atmosférica	
l	Altitud sobre el nivel del mar	m
L	Radiancia	$Wm^{-2}sr^{-1}$
m	Masa óptica relativa del aire	
η	Coefficiente de cobertura nubosa	
ND	Nivel digital	0-255
ND₀	Offset del sensor	0-255
R_e	Radio ecuatorial terrestre	6378140 m
R_p	Radio polar terrestre	6356755 m
R_s	Radio orbital del satélite Meteosat	42164000 m
T_L	Factor de turbidez de Linke	
T	Temperatura	K
α	Altura solar	$0 \sim \pi/2$ radianes
Γ	Ángulo diario	$0 \sim \pi/2$ radianes
δ	Declinación	$-0.41 \sim 0.41$ radianes
δ_r	Profundidad óptica de Rayleigh	
ε	Excentricidad de la órbita terrestre	m
θ	Ángulo de incidencia	$0 \sim \pi/2$ radianes

θ_z	Ángulo cenital	$0 \sim \pi/2$ radianes
Λ	Longitud geográfica	$-180^\circ \sim 180^\circ$ / Oeste~Este
ϕ	Latitud geográfica	$-180^\circ \sim 180^\circ$ / Sur~Norte
λ	Longitud de onda	m
ρ	Reflectancia o albedo	
σ	Constante de Stefan-Boltzmann	$5.6704 \cdot 10^{-8} \text{ Js}^{-1}\text{m}^{-2}\text{K}^{-4}$
Ψ	Ángulo azimutal	$-\pi \sim \pi$ radianes ($\omega > AM$)
ω	Ángulo horario	$-\pi \sim \pi$ radianes ($\omega > AM$)
ω_{oc}	Ángulo de ocaso	Radianes, $\omega_{oc} < 0$
ω_{or}	Ángulo de orto	Radianes, $\omega_{or} > 0$

Lista de acrónimos, siglas y abreviaturas.

BSRN	Baseline Surface Radiation Network
CENER	Centro Nacional de Energías Renovables
ESOC	European space Operation Center (located in Darmstadt, Germany)
EUMETSAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
GEWEX	Global Energy and Water Experiment
GMT	Greenwich Mean Time
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite (USA)
HRI	High Resolution Image
ISO	International Organization for Standardization
MBE	Mean Bias Error
MVIRI	Meteosat Visible and Infrared Imager
NASA	National Aeronautics and Space Administration (USA)
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration (USA)
PDUS	Primary Data User Station
RMSE	Root Mean Square Error
SDUS	Secondary Data User Station
TFG	Trabajo Fin de Grado
TLM	Tiempo Local Medio
TSV	Tiempo Solar Verdadero
UPNA	Universidad Pública de Navarra
UTC	Universal Time Coordinated
WCRP	World Climate Research Program
WMO	World Meteorological Organization

8) LISTA DE TABLAS

Capítulo 2.

Tabla 2.1. Valores frecuentes del factor de turbidez de Linke.	18
---	----

Capítulo 3.

Tabla 3.1. Instrumentos meteorológicos para medida de radiación solar.....	21
--	----

Tabla 3.2. Clasificación de los Piranómetro según norma ISO 9060.	22
--	----

Tabla 3.3. Satélites Meteosat (Mayo 2014). [www.eumetsat.int]	25
---	----

Tabla 3.4. Principales características del radiómetro MVIRI	26
---	----

Tabla 3.5. Principales características de las imágenes del Meteosat.	28
---	----

Tabla 3.6. Elipsoides más frecuentemente utilizados.....	30
--	----

Capítulo 3

Tabla 4.1. Datos geográficos de las estaciones de la BSRN utilizadas.	45
--	----

Tabla 4.2. Datos geográficos de las estaciones de la BSRN utilizadas.	47
--	----

Tabla 4.3. Datos geográficos de las estaciones de la BSRN utilizadas.	48
--	----

Tabla 4.4. Parámetros de los errores de la radiación global horaria estimada en Toravere.....	55
---	----

Tabla 4.5. Parámetros de los errores de la radiación global diaria estimada en Toravere.	56
---	----

Tabla 4.6. Parámetros de los errores de la radiación global horaria estimada en Cabauw.	57
--	----

Tabla 4.7. Parámetros de los errores de la radiación global diaria estimada en Cabauw.	58
---	----

Tabla 4.8. Parámetros de los errores de la radiación global horaria estimada en Camborne.	59
--	----

Tabla 4.9. Parámetros de los errores de la radiación global diaria estimada en Camborne.....	60
--	----

Tabla 4.10. Parámetros de los errores de para la radiación global horaria estimada en Payerne.	61
---	----

Tabla 4.11. Parámetros de los errores de para la radiación global diaria estimada en Payerne.	62
--	----

Tabla 4.12. Parámetros de los errores de para la radiación global horaria estimada en Carpentras.	63
--	----

Tabla 4.13. Parámetros de los errores de para la radiación global diaria estimada en Carpentras...	64
Tabla 4.14. Parámetros de los errores de la radiación global horaria estimada en Tamanrasset.	65
Tabla 4.15. Parámetros de los errores de la radiación global diaria estimada en Tamanrasset. ...	66
Tabla 4.16. Parámetros de los errores de la radiación global horaria estimada en Ilorin.	67
Tabla 4.17. Parámetros de los errores de la radiación global diaria estimada en Ilorin.....	68
Tabla 4.18. Parámetros de error de la radiación global directa en Toravere con el método de CENER.	72
Tabla 4.19. Parámetros de error de la radiación global directa en Cabauw con el método de CENER.	72
Tabla 4.20. Parámetros de error de la radiación global directa en Camborne con el método de CENER.	73
Tabla 4.21. Parámetros de error de la radiación global directa en Payerne con el método de CENER.	74
Tabla 4.22. Parámetros de error de la radiación global directa en Carpentras con el método de CENER.	74
Tabla 4.23. Parámetros de error de la radiación global directa en Tamanrasset con el método de CENER.	75
Tabla 4.24. Parámetros de error de la radiación global directa en Ilorin con el método de CENER.	76

9) LISTA DE FIGURAS

Capítulo 2.

Figura 2.1. Ecuación del tiempo en minutos.	8
Figura 2.2. Variación de la declinación a lo largo del año.....	10
Figura 2.3. Ángulos solares. [www.ujaen.es]	12
Figura 2.4. Variación de la irradiancia solar extraterrestre a lo largo del año.....	14
Figura 2.5. Distribución espectral de la radiación solar y cuerpo negro a 5800K.....	15
Figura 2.6. Irradiación global horizontal para cielo claro. [www.proteccioncivil.org].....	16
Figura 2.7. Satélites meteorológicos geoestacionarios. [www.automatedsciences.com]	24
Figura 2.8. Tipos de sensores opto-electrónicos. www.um.es/geograf/sigmur/telede/tema03.pdf	24
Figura 2.9. Satélite Meteosat de primera generación.[www.eumetsat.int].....	26
Figura 2.10. Campo de visión del satélite Meteosat. [www.eumetsat.int]	27
Figura 2.11. Formato B de las imágenes PDUS. [www.eumetsat.int].....	29
Figura 2.12. Sistema de coordenadas tridimensionales geográficas.	31
Figura 2.13. Posición de un punto sobre la superficie terrestre.....	33
Figura 2.14. Esquema del balance radiativo en el sistema atmósfera-tierra.....	34
Figura 2.15. Irradiación global horizontal para cielo claro.....	38

Capítulo 3.

Figura 3.1. Satélites meteorológicos geoestacionarios.	24
Figura 3.2. Tipos de sensores opto-electrónicos.	24
Figura 3.3. Satélite Meteosat de primera generación.[www.eumetsat.int].....	26
Figura 3.4. Campo de visión del satélite Meteosat. [www.eumetsat.int]	27
Figura 3.5. Formato B de las imágenes PDUS. [www.eumetsat.int].....	29
Figura 3.6. Sistema de coordenadas tridimensionales geográficas.	31
Figura 3.7. Posición de un punto sobre la superficie terrestre.....	33

Figura 3.8. Esquema del balance radiativo en el sistema atmósfera-tierra..... 34

Figura 3.9. Irradiación global horizontal para cielo claro..... 38

Capítulo 4

Figura 4.1. Localización de las estaciones de la BSRN utilizadas. 44

Figura 4.2. Composición de una imagen del Meteosat..... 46

Figura 4.3. Relación entre el índice de cielo claro y el coeficiente de cobertura nubosa..... 52

Figura 4.4. Radiación global horaria medida frente a la estimada en Toravere. 55

Figura 4.5. Radiación global diaria medida frente a la estimada en Toravere. 56

Figura 4.6. Radiación global horaria medida frente a la estimada en Cabauw. 57

Figura 4.7. Radiación global diaria medida frente a la estimada en Cabauw. 58

Figura 4.8. Radiación global horaria medida frente a la estimada en Camborne..... 59

Figura 4.9. Radiación global diaria medida frente a la estimada en Camborne. 60

Figura 4.10. Radiación global horaria medida frente a la estimada en Payerne. 61

Figura 4.11. Radiación global diaria medida frente a la estimada en Payerne..... 62

Figura 4.12. Radiación global horaria medida frente a la estimada en Carpentras..... 63

Figura 4.13. Radiación global diaria medida frente a la estimada en Carpentras. 64

Figura 4.14. Radiación global horaria medida frente a la estimada en Tamanrasset..... 65

Figura 4.15. Radiación global diaria medida frente a la estimada en Tamanrasset. 66

Figura 4.16. Radiación global horaria medida frente a la estimada en Ilorin. 67

Figura 4.17. Radiación global diaria medida frente a la estimada en Ilorin..... 68

Figura 4.18. Parámetros de error horarios obtenidos para las distintas localizaciones. 69

Figura 4.19. Parámetros de error horarios obtenidos para las distintas estaciones 69

Figura 4.20. Parámetros de radiación global horaria del modelo Heliosat 2 y el modelo de CENER
 en Toravere. 72

Figura 4.21. Parámetros de radiación global horaria del modelo Heliosat 2 y el modelo de CENER en Cabauw.	73
Figura 4.22. Parámetros de radiación global horaria del modelo Heliosat 2 y el modelo de CENER en Camborne.	73
Figura 4.23. Parámetros de radiación global horaria del modelo Heliosat 2 y el modelo de CENER en Payerne.	74
Figura 4.24. Parámetros de radiación global horaria del modelo Heliosat 2 y el modelo de CENER en Carpentras.	75
Figura 4.25. Parámetros de radiación global horaria del modelo Heliosat 2 y el modelo de CENER en Tamanrasset.	75
Figura 4.26. Parámetros de radiación global horaria del modelo Heliosat 2 y el modelo de CENER en Ilorin.	76

10) REFERENCIAS

- 1.) Bourg, B., 1979. Reonstution des courbe de fréquence cumulés de l'irradiation solaire globale horaire rreçue par une surface plane. CEE 295-77-ESF. Centre d'Energétique de l'Ecole Nationale Supérieur des Mines de Paris, Paris, (France).
- 2.) Bourgues, B., 1985. Improvement in solar declination computation. *Olar Energy* 35, 367-369.
- 3.) Cano, D., Monget, J. M., Albuissou, M., Guillard, H y otros 1986. A method for the determination of the global solar radiation from meteorological satellite data. *Solar Energy* 37, 31-39.
- 4.) CEC, 1984. European solar radiation atlas. Editado por: Palz, W. Commission of the European Communitie, DG-XII- Science, Research and Development., Brussels (Belgium).
- 5.) CEC, 1996. European solar radiation atlas. Solar radiation on horizontal and inclined surfaces. Editado por: Palz,W y Greif, J. Springer-Verlag Berlin Heidelberg and New York, Brussels (Belgium).
- 6.) Chuvieco, E. 2002. Teledetección ambiental. Editorial Ariel, Barcelona (España)
- 7.) Cooper, P. I., 1969. The absortion of radiation in solar stills. *Solar Energy* 12, 333-346.
- 8.) Diabaté, L., Demarcq, h., Michaud-regas, N. y Wald, L., 1988. Estimating incident solar radiation at the surface from images of the Earth transmitted by geostationary satellites: the Heliosat rojetc. *International Journal of Solar Energy* 5, 261-278.
- 9.) Diabaté, L., 1989. Determination du rayonnement solaire a l'aide d'images satellitaires. Thèse de Doctoral en Sciences, École National Superieure des Mines de Paris, Paris (France).
- 10.) Duffie, J.a. y Beckman, W.a., 1991. *Solar engineering of thermal proce*. Wiley-Interscience, New York (USA).
- 11.) ESRA, 2000a.The European solar radiation atlas. Vol. 2: Database and exploitation software. Editado por : Scharmer, K. y Reif, J. Les Presses de l'Ecole des Mines, Paris (France).
- 12.) ESRA, 2000b.The European solar radiation atlas. Vol. 1: Fundamentals and maps. Editado por : Scharmer, K. y Reif, J. Les Presses de l'Ecole des Mines, Paris (France).
- 13.) Goswami, Y., Kreith, F. y Keider, J. F., 1999. *Principles of solar engineering*. Taylor & Francis, Philadelphia (USA).
- 14.) International Organization for Standardization, 1990. Specification and classification of instruments for measuring hemispherical solar and direct solar radiation. ISO 9060.

- 15.) Iqbal, M., 1983. An introduction to solar radiation. Academic Press Canada, Toronto (Canada).
- 16.) Kasten F. y Young, A. T., 1989. Revised optical air mass tables and approximation formula. Applied Optics 28, 4735-4738.
- 17.) Kasten, F., 1996. The Linke turbidity factor based on improved values of the integral Rayleigh optical thickness. Solar Energy 56, 239-244.
- 18.) Lefèvre M., Albuissou, M y Wald, L, 2002. Description of the software Heliosat-II for the conversion of images acquired by Meteosat satellites in the visible band into maps of solar radiation available at ground level. Integration and exploitation of networked Solar radiation Databases for environment monitoring (SoDa Project). Contract Number: ST-1999-12245.
- 19.) Linke, F., 1922. Transmissions-Koeffizient und Trübungs faktor. Beitr. Phys. Fr. Atmos. 10, 91-103.
- 20.) Louche A., Maurel, M., Simonnot, G., Peri, G. y otros, 1987. Determination of Angstrom's turbidity coefficient from direct total solar irradiance measurement. Solar Energy 38, 89-96.
- 21.) Moussu, G., Diabaté, L., Obrecht, D. y 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, 1207-1225.
- 22.) Munier, T., 2004. Solar radiation and daylight models. Elsevier Butterworth-Heinemann, Oxford (UK).
- 23.) Noia, M., Ratto, C. F. y Festa, R., 1993. Solar irradiance estimation from geostationary satellite data: I. Statistical models. Solar Energy 51, 449-456.
- 24.) Perrin de Brichambaut, C. y Vauge C., 1982. Le gisement oléaire: évaluation de la ressource énergétique. Serie: Technique et documentation. Lavoisier, Paris (France).
- 25.) Rigollier, C., 2000. Vers un accès à une climatologie du rayonnement solaire: estimation de l'irradiation globale à partir d'images satellitaires. Thèse de Doctorat en 26.) Sciences et Technologies de l'Information et de la Communication, Université de Nice-Sophia Antipolis (France).
- 27.) Rigollier, C., Lefèvre, M. y Wald, L., 1994-2001. Heliosat version 2. Integration and exploitation of networked Solar radiation Databases for environment monitoring (SoDa Project).
- 28.) Rigollier, C., Lefèvre, M y Wald, L., 2004. The method Heliosat-2 for deriving shortwave solar radiation from satellite images. Solar Energy 77, 159-169.

- 29.) WMO, 1996. Measurement of radiation, pp 7.1-7.32. Contenido en: Guide to meteorological instruments and methods of observation. Secretariat of the World Meteorological Organization, Geneva (Switzerland).