

## **Modelo de cuantificación del potencial fotovoltaico de España**

**RICARDO GALÁN DE VEGA  
ALICIA ARCE RUBIO  
COSMIN KOCH CIOBOTARU  
PABLO LARA PEINADO**

# Modelo de cuantificación del potencial fotovoltaico de España

Ricardo Galán, Alicia Arce, Cosmin Koch and Pablo Lara

Noviembre 2015

# Índice

<b>1</b>	<b>Introducción</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Fundamentos de la radiación solar</b>	<b>3</b>
2.1	El tiempo y el cálculo del instante temporal . . . . .	3
2.2	La posición del Sol en el cielo terrestre . . . . .	5
2.2.1	Ángulo de incidencia de los rayos solares . . . . .	9
2.3	Declinación y Campo Magnético . . . . .	11
2.3.1	Modelos de campo magnético . . . . .	15
2.4	Métodos de estimación del promedio diario de radiación solar . . . . .	20
2.4.1	Radiación sobre plano horizontal . . . . .	21
2.4.2	Radiación Difusa . . . . .	23
2.4.3	Radiación sobre un plano inclinado . . . . .	23
<b>3</b>	<b>Estudio de factores que influyen en el nivel de radiación solar</b>	<b>31</b>
3.1	Efecto de las sombras proyectadas . . . . .	31
3.1.1	Modelado del entorno . . . . .	32
3.1.2	Reducción del nivel de radiación sobre superficies sombreadas . . . . .	32
3.2	Asoleamiento . . . . .	38
3.2.1	Fundamentos de asoleamiento . . . . .	39
3.2.2	Estudio de asoleamiento . . . . .	44
3.3	Procesos de atenuación de la radiación espectral . . . . .	55
<b>4</b>	<b>Modelo de cuantificación del potencial fotovoltaico</b>	<b>66</b>
4.1	Modelos de radiación solar en GIS . . . . .	67
4.2	Procedimiento para la elaboración del mapa de radiación solar . . . . .	70
4.3	Desarrollo y elaboración de los mapas de radiación solar . . . . .	71
<b>5</b>	<b>Conclusiones</b>	<b>79</b>
	<b>Bibliografía</b>	<b>82</b>

# Capítulo 1

## Introducción

Durante las últimas décadas, ha tenido lugar un rápido crecimiento y desarrollo demográfico, tecnológico, socioeconómico e industrial. Consecuentemente, se ha producido un aumento del consumo y demanda energética a nivel mundial, aminorando las reservas de la principal fuente de energía, los combustibles fósiles. Este agotamiento, unido a los problemas ambientales que conllevan el uso de estas fuentes de energía ha propiciado el fomento de otras vías alternativas. En este contexto, destacan las energías renovables, que suponen una fuente de energía limpia, inagotable y sostenible. Entre ellas, la energía solar sobresale por su disponibilidad, especialmente en España, unos de los países de Europa con mayor número de horas de Sol.

El aprovechamiento de la energía solar está condicionado a la intensidad de radiación solar incidente sobre un área determinada, por lo que es necesario contar con registros de radiación confiables que puedan emplearse en el diseño de equipos que aprovechen la energía solar. Los mapas de radiación solar tienen la utilidad de determinar las zonas geográficas que tienen un alto potencial para su aprovechamiento energético y para el diseño de equipos fotovoltaicos. El objetivo de este documento es la generación de un mapa de radiación solar, que represente el promedio diario de radiación solar global para el término peninsular del Reino de España.

Primeramente, se realiza un estudio básico sobre los fundamentos de la radiación solar, caracterizándola e investigando distintos métodos de estimación. Se estudiará la posición del Sol en el cielo con respecto al punto de interés en la Tierra, y se confeccionará un modelo matemático de cálculo que describa de forma precisa la posición del Sol en el cielo a partir de una fecha y unas coordenadas terrestres determinadas. Además, se determinarán los métodos para estimar los distintos tipos de radiación solar (global, directa y difusa) sobre planos tanto inclinados, como horizontales. Posteriormente, se analizan los factores que limitan el nivel de radiación solar. Entre ellos, destacan el efecto de las sombras y efectos atmosféricos (polvo, nubosidad, suciedad del aire, etc.). Dentro de este

## CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

ámbito, se realiza un estudio sobre el asoleamiento, para minimizar el efecto contraproducente de las sombras proyectadas. Para finalizar, mediante una herramienta GIS se elabora el mapa de radiación solar de España, que indicará las zonas con mayor potencial fotovoltaico.

## Capítulo 2

# Fundamentos de la radiación solar

### 2.1 El tiempo y el cálculo del instante temporal

Para poder desarrollar un modelo matemático que describa la posición del Sol en el cielo, es necesario abordar el problema de caracterización del instante temporal, haciendo uso de las coordenadas celestes. Una vez caracterizado el tiempo y habiendo definido una posición geográfica en la superficie de la Tierra, la determinación de la posición del Sol en el cielo es inmediata, así como la cantidad de radiación que incide sobre la superficie de estudio.

Las escalas temporales reconocidas internacionalmente son:

- El Tiempo Universal, UT, está basado en el tiempo civil del meridiano de Greenwich y se cuenta desde las 0 h hasta la medianoche. La unidad temporal se basa en la rotación de la Tierra.
- El Tiempo Internacional Atómico, TAI, basado en la medida de una serie de relojes atómicos repartidos en una treintena de países, ofrece la medida de un segundo en el Sistema Internacional.
- El Tiempo Universal Coordinado, UTC, es el tiempo de la zona horaria de referencia, el meridiano de Greenwich, con respecto a la cual se calculan todas las otras zonas del mundo.
- El Tiempo Terrestre Dinámico, TDT o TT, es la escala utilizada en astronomía al hacer cálculos del movimiento orbital de objetos del Sistema Solar. Se basa en el movimiento orbital de la Tierra alrededor del Sol más que en su rotación.

Para pasar de una escala temporal a otra se utilizan las siguientes ecuaciones (en segun-

dos):

$$TT = TAI + 32184, \quad (2.1)$$

$$UT = TT - \Delta T, \quad (2.2)$$

Donde  $\Delta T$  es la diferencia entre el tiempo de rotación de la Tierra y el Tiempo Terrestre (TT).

$$UT = UTC + \Delta UT, \quad (2.3)$$

Donde  $\Delta UT$  es una fracción de segundo, de valor positivo o negativo, que se le añade al UTC para ajustarlo al ritmo irregular de rotación de la Tierra. Su valor se extrae de la observación astronómica.

Por otro lado, en diversas aplicaciones relacionadas con la energía solar es necesario calcular el número de día (DN) correspondiente al cálculo que se está realizando. DN se define como el número de días transcurridos (desde el 1 de Enero) durante un año determinado hasta una fecha determinada [1]. De esta forma, el DN correspondiente al 1 de Marzo de 1996 será igual a 61, mientras que el DN correspondiente al 1 de Marzo de 1997 será 60.

En muchos de los cálculos astronómicos, las variables de fecha y hora se combinan en el día juliano (JDN). Este parámetro representa, en forma decimal, el tiempo transcurrido desde una fecha determinada. Por convenio, esta fecha ha sido fijada en el mediodía UT del 1 de Enero del año 4713 a.C. La parte entera del JDN corresponde al número de días transcurridos desde la fecha estipulada, mientras que la parte fraccional representa la hora del día como una fracción decimal, en la que 0.0 corresponde al mediodía UT y 0.5 a la medianoche UT. Existen varios métodos distintos para el cálculo del JDN. La empleada por [2] es la siguiente:

$$JDN = \frac{1461}{4}A + \frac{367}{12}B - \frac{3}{400}C + D, \quad (2.4)$$

donde:

$$A = y + 4800 + \frac{m - 14}{12},$$

$$B = m - 2 - 12 \frac{m - 14}{12},$$

$$C = y + 4900 + \frac{m - 14}{12},$$

$$D = d - 32075 - 0.5 + \frac{h}{24}.$$

Los parámetros  $y$ ,  $m$ ,  $d$  indican, respectivamente, año, mes y día en curso, y  $h$  se refiere a la hora del día en formato UT.

## 2.2 La posición del Sol en el cielo terrestre

El potencial fotovoltaico de una zona geográfica concreta se determina a partir de la cantidad de radiación solar que incide sobre la misma. La radiación depende fundamentalmente de la posición del Sol en el cielo con respecto al punto de interés, por lo que su estudio será fundamental para estimar el nivel de radiación de forma precisa a partir de los distintos modelos de cálculo. Como la Tierra está en continuo movimiento, la posición solar variará a lo largo del día y a lo largo del año, según la zona geográfica que sirva como objeto de estudio. Por ello, es necesario confeccionar un modelo matemático de cálculo que describa de forma precisa la posición del Sol en el cielo a partir de una fecha y unas coordenadas terrestres determinadas.

La posición del Sol en el cielo puede describirse mediante un sistema de coordenadas referido a un origen y plano de referencia determinados. Los más usados son los que se muestran a continuación:

- Coordenadas horizontales. Tiene su punto de origen en el observador, y su plano de referencia es el horizonte del mismo. Las coordenadas que describe este sistema son la distancia cenital y el acimut.
  - La distancia cenital es la distancia angular de un astro con respecto al punto más alto del cielo: el cenit. Se mide de 0 a 90 grados desde el cenit al horizonte
  - En el hemisferio norte, el ángulo acimutal o acimut es el ángulo, medido sobre el horizonte celeste, que forman el punto cardinal Norte y la proyección horizontal del Sol sobre el horizonte. En el hemisferio sur, dicho ángulo se mide entre el punto cardinal Sur y la proyección horizontal del sol sobre el horizonte. Se mide en grados, desde el punto cardinal en sentido horario.
- Coordenadas ecuatoriales. Este sistema de referencia tiene su punto de origen en el centro de la Tierra, y su plano de referencia en el ecuador. Las coordenadas que lo definen son la ascensión recta y la declinación, ver figura 2.1.
  - La ascensión recta es el ángulo comprendido entre el punto Aries (equinoccio vernal) y el círculo horario que pasa por el objeto observado medido sobre el ecuador.
  - La declinación es el ángulo que forman el ecuador celeste y el objeto. Para objetos situados entre el ecuador y el polo norte, la declinación es positiva. En caso contrario, la declinación es negativa.
  - Considerando la Tierra como un cuerpo esférico que rota sobre su propio eje, se puede definir el ecuador terrestre como la circunferencia resultante de la intersección entre la superficie terrestre con el plano que es perpendicular al eje de rotación y que corta la esfera terrestre en dos mitades de igual tamaño.

## CAPÍTULO 2. FUNDAMENTOS DE LA RADIACIÓN SOLAR

- De esta forma, los planos que pasan por los polos y que, por tanto, son normales al ecuador, interceptan con la esfera terrestre en unas circunferencias llamadas meridianos terrestres. Así mismo, los planos al ecuador cortan la esfera terrestre formando unas circunferencias llamadas paralelos.
- Cualquier posición concreta sobre la superficie de la Tierra puede definirse mediante las coordenadas geográficas de longitud y latitud:
  - \* La longitud es el ángulo medido sobre el ecuador entre el plano meridiano cero (o meridiano de Greenwich) y el plano que pasa por la posición a referenciar. Se cuenta de 0 a 180 grados positivamente hacia el este y negativamente hacia el oeste.
  - \* La latitud es el ángulo formado por la normal a la esfera terrestre entre el ecuador y la posición a referenciar. Se cuenta de 0 a 90 grados positivamente hacia el norte y negativamente hacia el sur.

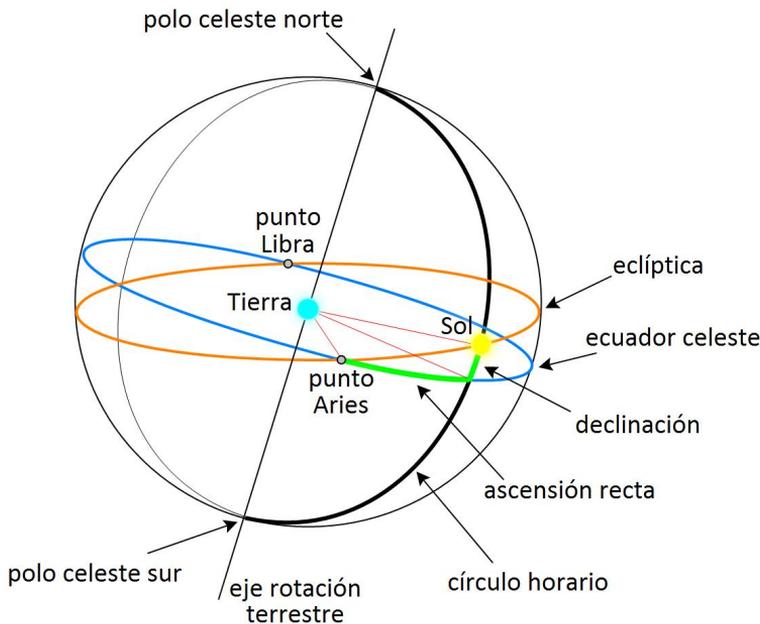


Figura 2.1: Coordenadas ecuatoriales (Fuente: Elaboración propia)

- Coordenadas eclípticas. Este sistema de referencia puede tomar su punto de origen en el centro de la Tierra (sistema geocéntrico) o en el Sol (sistema heliocéntrico). Su plano de referencia es la eclíptica, esto es, el plano que contiene la órbita de la Tierra en torno al Sol. Este sistema se define mediante dos coordenadas: la longitud y la latitud eclípticas.

## CAPÍTULO 2. FUNDAMENTOS DE LA RADIACIÓN SOLAR

- La longitud eclíptica es el ángulo medido sobre la eclíptica a partir del punto Aries y en sentido directo, o antihorario.
- La latitud eclíptica es el ángulo que forma el objeto con el plano de la eclíptica.

La posición del Sol en el cielo puede describirse mediante sus coordenadas eclípticas a partir de la formulación empleada por [2], recogida en el algoritmo PSA (Plataforma Solar de Almería). Dicho algoritmo sólo es válido a partir del 1 de Enero del año 2000.

A partir del día juliano calculado para una fecha y hora determinadas (ecuación (2.4)), se tiene que:

$$n = JDN - 2451545.0, \quad (2.5)$$

donde  $n$  es la diferencia entre el día juliano en curso y el día juliano correspondiente al mediodía del 1 de Enero del 2000. Una vez calculado  $n$ , se determina la longitud del nodo ascendente ( $\Omega$ ), descrita como el ángulo con vértice en el Sol que va desde el punto Aries hasta el nodo ascendente de la órbita del objeto, medido en el plano de referencia de la eclíptica en sentido antihorario.

$$\Omega = 2.1429 - 0.0010394594n. \quad (2.6)$$

La longitud media ( $L$ ) es la longitud a la que la Tierra podría encontrarse si su órbita fuese circular y su inclinación fuese nula. Se calcula como sigue:

$$L = 4.8950630 + 0.017202791698n. \quad (2.7)$$

La siguiente expresión corresponde al cálculo de la anomalía media ( $M$ ), esto es, la fracción del periodo orbital terrestre transcurrido.

$$M = 6.24006 + 0.0172019699n. \quad (2.8)$$

La longitud eclíptica ( $l$ ) es el ángulo medido sobre la eclíptica a partir del punto Aries y en sentido antihorario. Su expresión es la siguiente:

$$l = L + f_1(M) - 0.0001134 + f_2(\Omega), \quad (2.9)$$

donde:

$$\begin{aligned} f_1(M) &= 0.03341607 \sin M + 0.00034894 \sin(2M), \\ f_2(\Omega) &= -0.0000203 \sin \Omega. \end{aligned} \quad (2.10)$$

La oblicuidad eclíptica ( $\epsilon$ ) se calcula como:

$$\epsilon = 0.4090928 - 6.2140 \cdot 10^{-9} n + 0.0000396 \cos \Omega \quad (2.11)$$

## CAPÍTULO 2. FUNDAMENTOS DE LA RADIACIÓN SOLAR

De esta forma, la ascensión recta (ASC) y la declinación ( $\delta$ ), quedan expresadas (en radianes) de la siguiente forma:

$$ASC = \tan^{-1} \frac{\cos \epsilon \cdot \sin l}{\cos l}, \quad (2.12)$$

$$\lambda = \sin^{-1} (\sin \epsilon \sin l). \quad (2.13)$$

La ascensión recta es, en coordenadas celestes, el equivalente a la longitud terrestre en coordenadas geográficas. Los valores locales del tiempo sidéreo varían de acuerdo con la longitud del observador y la hora del día (h). Así, se puede considerar un tiempo sidéreo de Greenwich (TSGM) y un tiempo sidéreo local (TSLM). Las siguientes ecuaciones calculan ambos términos:

$$TSGM = 6.6974243242 + 0.0657098283n + h, \quad (2.14)$$

$$TSLM = [(TSGM \cdot 15) + LONG] \frac{\pi}{180}, \quad (2.15)$$

El ángulo horario ( $\omega$ ) se define en este caso como:

$$\omega = TSLM - ASC. \quad (2.16)$$

De esta forma, el ángulo cenital ( $\theta_z$ ) puede expresarse como:

$$\theta_z = \arccos (\cos \phi \cos \Omega \cos \delta + \sin \delta \sin \phi). \quad (2.17)$$

Donde  $\phi$  hace referencia a la latitud terrestre. Y el ángulo acimutal ( $\Gamma_S$ ) como:

$$\gamma_S = \arctan \left( \frac{-\sin \omega}{\tan \delta \cos \phi - \sin \phi \cos \omega} \right). \quad (2.18)$$

El ángulo cenital debe ajustarse sumándole un último factor: el factor de paralaje. Dicho factor se calcula mediante la fórmula siguiente:

$$PAR = \frac{\text{Radio terrestre}}{\text{Unidad astronómica}} \sin(\theta_z), \quad (2.19)$$

donde Radio terrestre= 6371.01 km y Unidad astronómica= 149597890 km. Finalmente, el ángulo cenital queda como:

$$\theta_z = \theta_z + PAR. \quad (2.20)$$

### 2.2.1 Ángulo de incidencia de los rayos solares

La posición del Sol delimita el ángulo de incidencia ( $\theta$ ), que es el ángulo con el que inciden los rayos de sol sobre una superficie inclinada y se define como el ángulo formado por la normal a dicha superficie y el vector que une al Sol con la misma, tal y como se muestra en la figura 2.2.

Este parámetro puede calcularse conociendo los ángulos de altitud y acimut solar ( $\theta_S$  y  $\gamma_S$ ) y los ángulos de inclinación ( $s$ ) y acimut ( $\gamma'$ ) propios de la superficie de estudio. El ángulo  $\gamma'$  se mide exactamente igual que el ángulo  $\gamma_S$ , es decir, desde el punto cardinal norte en sentido horario.

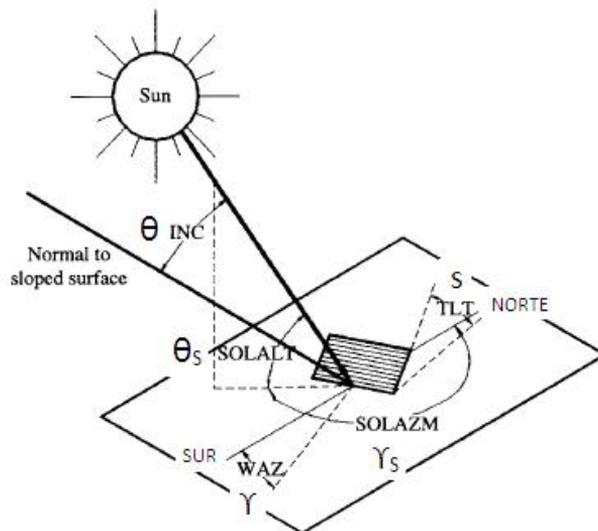


Figura 2.2: Ángulo de incidencia solar sobre una superficie (Fuente: [1])

El ángulo de incidencia se calcula mediante la fórmula expresada a continuación [1]:

$$\cos \theta = \cos \theta_S \cos (\gamma_S - \gamma) \sin s + \cos s \sin \theta_S . \quad (2.21)$$

Por otra parte, [3] definen el ángulo de incidencia a partir de las expresiones de [4] como:

$$\cos \theta = f_1 + f_2 + f_3 + f_4 + f_5 , \quad (2.22)$$

donde:

$$\begin{aligned}
 f_1(\delta, \phi, s) &= \sin \delta \sin \phi \cos s, \\
 f_2(\delta, \phi, s, \gamma) &= -\sin \delta \cos \phi \sin s \cos \gamma, \\
 f_3(\delta, \phi, s, \omega) &= \cos \delta \cos \phi \cos s \cos \omega, \\
 f_4(\delta, \phi, s, \gamma, \omega) &= \cos \delta \sin \phi \sin s \cos \gamma \cos \omega, \\
 f_5(\delta, s, \gamma, \omega) &= \cos \delta \sin s \sin \gamma \sin \omega.
 \end{aligned} \tag{2.23}$$

Para superficies horizontales (esto es  $s=0$ ),  $\gamma$  carece de relevancia y la expresión anterior queda como:

$$\cos \theta_{hor} = \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega. \tag{2.24}$$

Los parámetros  $\omega_{1,24}$  y  $\omega_{2,24}$  se definen como los ángulos solares horarios medidos en los crepúsculos (al amanecer y al anochecer, respectivamente) para una región determinada, ya que ambos momentos del día resultarán de especial interés en apartados posteriores. [3] utilizan las siguientes ecuaciones para definir los ángulos horarios en el crepúsculo:

$$\sin \omega_{1,24} = \frac{a \cdot c - b\sqrt{b^2 + c^2 - a^2}}{b^2 + c^2}, \tag{2.25}$$

$$\sin \omega_{2,24} = \frac{a \cdot c + b\sqrt{b^2 + c^2 - a^2}}{b^2 + c^2}, \tag{2.26}$$

donde:

$$a = \sin \delta \cos \phi \sin s \cos \gamma - \sin \delta \sin \phi \cos s, \tag{2.27}$$

$$b = \cos \delta \cos \phi \cos s + \cos \delta \sin \phi \sin s \cos \gamma, \tag{2.28}$$

$$c = \cos \delta \sin s \sin \gamma. \tag{2.29}$$

Por otra parte, particularizando la incidencia de los rayos de sol para una superficie horizontal, entonces se tiene que  $\omega_{1,24} = -\omega_S$ ;  $\omega_{2,24} = +\omega_S$ , con:

$$\omega_S = \cos^{-1}(-\tan \delta \tan \phi), \tag{2.30}$$

donde  $-\omega_S$  es el ángulo horario al amanecer y  $\omega_S$  es el ángulo horario en la puesta de Sol, ambos referidos a una superficie horizontal. Por definición,  $\omega_S = 0$  es el ángulo horario en el mediodía. Este parámetro resultará de especial interés para poder elaborar un promedio diario del nivel de radiación solar sobre una superficie horizontal en una región determinada.

### 2.3 Declinación y Campo Magnético

Debido al cambio angular del eje de rotación de la Tierra los polos geográficos no coinciden con los polos magnéticos, por lo que las trayectorias solares dependen del sistema de referencia con el que se trabaje. En las aplicaciones fotovoltaicas es fundamental tener bien definidas las trayectorias solares, ya que tendrán una importante influencia sobre el rendimiento de la instalación. Por este motivo, es necesario caracterizar el campo magnético terrestre, su orientación con respecto a los ejes de la Tierra, su variación con el tiempo, su modelización y cómo afecta a la orientación en el espacio-tiempo.

La configuración de masas de la Tierra, el tipo de materiales de sus capas interiores y especialmente el de su núcleo, así como sus movimientos de traslación y de rotación, es lo que da lugar a los campos magnéticos terrestres. Con lo cual, se puede decir que los campos magnéticos son consecuencia de las características geológicas y dinámicas de la Tierra. La Tierra, en su comportamiento, puede considerarse como un gran imán permanente. Los puntos en los que las líneas de fuerza del campo magnético entran y salen de la Tierra se denominan Polos Magnéticos.

Un polo es positivo y otro es negativo respecto a la posición electrónica de los átomos. Estos dos polos están unidos entre sí por una línea que, aproximadamente, sigue la del eje de rotación, aunque difiere en su posición angular respecto a éste. Las líneas de fuerza de campo salen desde el Polo Sur Geográfico y vuelven a la Tierra por el Polo Norte Geográfico. Es decir, que el Polo Norte Geográfico se corresponde y está próximo al polo negativo del dipolo (Polo Sur Magnético); y el Polo Sur Geográfico al polo positivo del dipolo (Polo Norte Magnético). La característica fundamental reside en que el eje del dipolo elemental no coincide con el de rotación terrestre, que además de inclinado respecto de la elíptica sufre cierto movimiento vibratorio excéntrico. El eje magnético está actualmente desplazado un ángulo de aproximadamente  $11^{\circ}26'$ , según la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA, de sus siglas en inglés).

El Polo Norte Magnético actualmente está situado a unos 1.600 km del Polo Norte Geográfico, cerca de la isla de Bathurst, en la parte septentrional de Canadá, en el territorio de Nunavut [6]. Aunque magnéticamente hablando no es un polo norte sino un polo sur, usualmente es llamado así para no confundirlo al hablar de temas relacionados con la navegación, resaltando que se habla del norte que marcan las brújulas y no del “norte real” (Norte Geográfico), que usualmente traen los mapas.

Este lugar cambia continuamente a lo largo del tiempo a una velocidad variable, pero lo suficientemente lenta como para que las brújulas sean útiles en la navegación (NOAA). Actualmente, dicha velocidad está estimada en 40 km por año. En otras ocasiones ha estado situado en el Hemisferio Sur, debido a las inversiones periódicas del campo magnético terrestre (la última fue hace 780.000 años). Estas inversiones dejan un registro en las rocas que permiten a los paleomagnetistas calcular la deriva de continentes en el pasado y los fondos oceánicos resultado de la tectónica de placas.

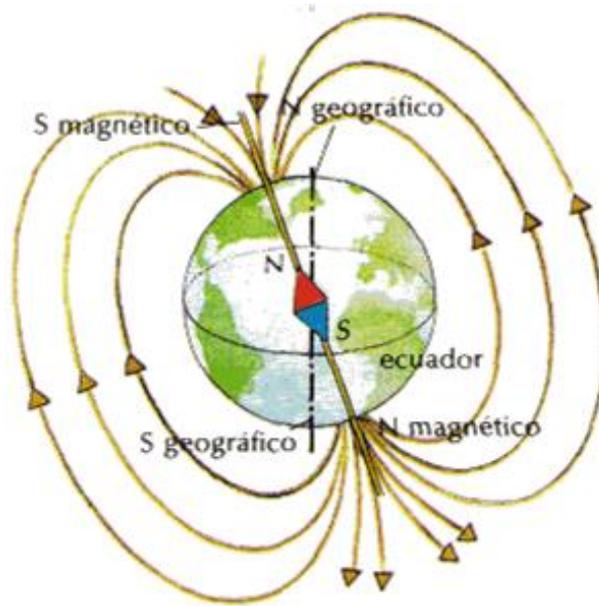


Figura 2.3: El campo magnético terrestre (Fuente: [5])

Según investigadores de la Universidad de Oregón, su velocidad de desplazamiento ha aumentado significativamente, pasando de los 10 km por año en 1970, a los 40 km anuales de la actualidad. Se cree que esta aceleración en el desplazamiento del Polo Magnético se debe a sacudidas geomagnéticas que se producen en el centro de la Tierra. Estos investigadores examinaron los registros de varios lagos árticos, cuyos sedimentos registran el campo magnético de la Tierra en el tiempo en que se depositaron. De esta forma pudieron conocer las distintas posiciones que ha ido tomando el Polo Norte Magnético desde hace unos 2.600 años. Utilizando estos sedimentos, descubrieron que el Polo Norte Magnético modifica su ubicación con relativa frecuencia, moviéndose entre el norte de Canadá y Siberia. La variabilidad del Polo Norte Magnético es constante y los movimientos significativos ocurren cada 500 años más o menos. Sin embargo, las recientes observaciones señalan que los cambios geomagnéticos futuros pueden ser más bruscos que los registrados en estas oscilaciones históricas ([7]).

La declinación magnética en un punto de la Tierra es el ángulo comprendido entre el Norte Magnético local y el Norte Geográfico. En otras palabras, es la diferencia entre el Norte Geográfico y el indicado por una brújula (el denominado también Norte Magnético). Este ángulo puede estar posicionado a la izquierda (W) o hacia la derecha (E) del Meridiano Geográfico, como puede observarse en la figura 2.4.

Por convenio se estableció que las declinaciones magnéticas posicionadas al oeste del Meridiano Geográfico se consideran negativas (D-) y las que estén al este se consideran

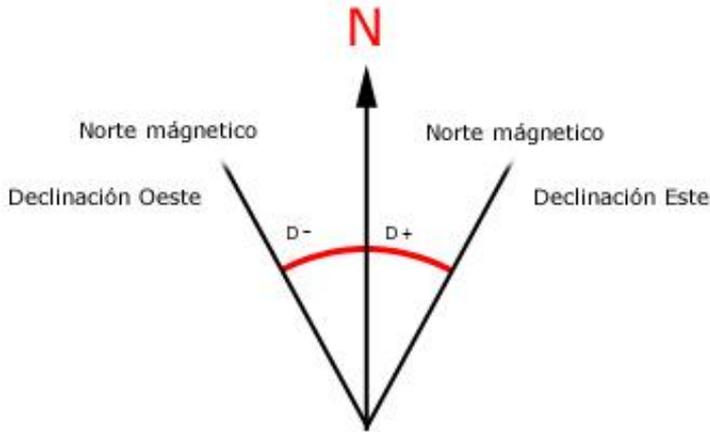


Figura 2.4: Declinación Magnética (Fuente: Elaboración propia)

positivas (D+).

Según lo anterior, el conocimiento de la Declinación Magnética para conocer la ubicación, permite corregir la brújula para el campo magnético en cada área. A dos o tres kilómetros de distancia, la declinación magnética puede ser considerablemente diferente, con lo cual requiere una corrección distinta. El Centro Nacional de Datos Geofísicos de Colorado (ElNGDC, de sus siglas en inglés) cuenta con dos modelos de campo magnético, que permiten determinar de forma teórica la declinación magnética, y con una calculadora de la declinación magnética en línea, mediante la que se puede obtener el valor de dicha declinación a partir de una ubicación geográfica determinada. Dicho valor permite corregir el Rumbo Magnético para obtener la dirección verdadera respecto del Norte Geográfico.

Por otra parte, también se puede conocer la Declinación Magnética a partir de las tablas de Declinación Magnética y sus correspondientes correcciones anuales, o a partir de las cartas de navegación y sus correspondientes correcciones anuales, en las que también aparece el ángulo de Declinación Magnética de una zona geográfica determinada en la llamada “rosa de los vientos”.

En la página web del Instituto de Geografía Nacional. IGN, se pueden consultar los datos mensuales y anuales de la Declinación Magnética de las provincias, desde 1947 hasta el año 2010. De esta forma, si se quisiese conocer la Declinación Magnética de la provincia de Málaga, situada al oeste del Polo Geográfico, para el año 2013, se tendría que restar a la Declinación Magnética del año 2010 la variación anual de la Declinación multiplicada por tres, que son los años transcurridos desde el 2010. El cálculo sería el siguiente:

- Declinación Magnética de Málaga en el año 2010  $\rightarrow 1^{\circ}50'W = 110'W$

## CAPÍTULO 2. FUNDAMENTOS DE LA RADIACIÓN SOLAR

- Variación anual de la Declinación Magnética en Málaga  $\rightarrow 7.2'E$
- Declinación Magnética de Málaga en el año 2013  $\rightarrow 110' - 3 \times 7.2' = 88.4' = 1^{\circ}28'24''$

En este caso, como la Declinación Magnética está posicionada al oeste (W), para conocer el Rumbo Verdadero habría que restar al Rumbo Magnético dicho ángulo. En caso contrario, habría que sumarlo.

A partir de los datos anteriores se deduce que la variación anual de la Declinación Magnética no es muy significativa para cortos intervalos de tiempo. Para que la Declinación Magnética en Málaga variase en  $1^{\circ}$  habrían de pasar ocho años. En la figura 2.5 se muestra un mapa de las Declinaciones Magnéticas en el territorio peninsular del Reino de España y en el Archipiélago Balear para el año 2005.

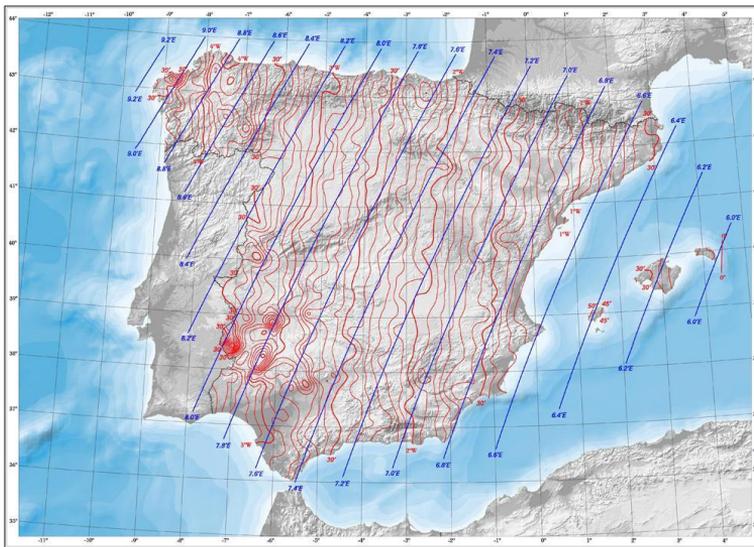


Figura 2.5: Declinaciones magnéticas en el territorio peninsular del Reino de España y en el Archipiélago Balear para el año 2005 (Fuente: Ministerio de Fomento)

La primera cartografía magnética de España se remonta a 1858 y fue realizada por el Dr. Lamont, de la Universidad Luis-Maximiliano de Baviera. Es a partir de 1924 cuando el Instituto Geográfico Nacional (IGN) comienza a publicar los mapas magnéticos de España, editándose a continuación de éste los de 1939, 1960 y 1975 (publicaciones históricas). A continuación de este último se publican en intervalos de cinco años, para el caso de la declinación, y diez años, para el resto de las componentes, según recomendaciones de la International Association of Geomagnetism and Aeronomy (IAGA). Los últimos en ser publicados fueron los correspondientes al año 2005.

### 2.3.1 Modelos de campo magnético

Como se ha comentado, el campo magnético es diferente para diferentes localizaciones. De hecho, los cambios en los campos magnéticos dependen de la ubicación geográfica y el instante temporal, y además se modifica la forma en la se producen los cambios. Es tan irregular que debe medirse en muchos lugares para obtener una imagen satisfactoria de su distribución. Estas mediciones se realizan mediante distintos satélites distribuidos en los aproximadamente 200 observatorios magnéticos operativos en todo el mundo.

Se puede afirmar que el campo magnético de la Tierra es en realidad una combinación de varios campos magnéticos generados por una variedad de fuentes. Estos campos se superponen y, a través de procesos inductivos, interactúan entre sí. Las fuentes geomagnéticas más importantes son, según la NOAA:

- El núcleo externo líquido de la Tierra ( $\approx 90\%$ ).
- La existencia de rocas magnetizadas de la corteza terrestre.
- Los campos generados fuera de la Tierra por las corrientes eléctricas que fluyen en la ionosfera y la magnetosfera.
- Las corrientes eléctricas que fluyen en la corteza terrestre (generalmente inducidas por campos magnéticos variables externos).
- Los efectos de las corrientes oceánicas.

Estas contribuciones varían todas con el tiempo, en escalas que van desde milisegundos (micro pulsaciones) a millones de años (inversiones magnéticas). Más del 90% del campo geomagnético es generado por el núcleo externo de la Tierra. Esta porción del campo geomagnético es la que está representada por los modelos de campo magnético.

Al medir constantemente el campo magnético es posible observar su evolución para un periodo de años. Usando esta información, se puede crear una representación matemática del campo magnético principal de la Tierra y de cómo está cambiando. Puesto que el campo magnético está siempre variando, es necesario realizar nuevas observaciones continuamente y generar nuevos modelos para representar con precisión el campo magnético tal y como es en cada instante y en cada punto del planeta.

La precisión de un modelo para calcular el campo magnético que influye en una brújula u otro sensor magnético se ve afectada por muchos factores, entre ellos, el lugar donde se está utilizando la brújula. En general, los modelos de campo actuales, como el Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF) y el modelo WorldMagnetic (WMM) tienen una precisión de 30 minutos de arco y unos 200 nT para los elementos de intensidad. Hay que resaltar que las anomalías locales de más de 10 grados existen, aunque son

muy raras. También existen anomalías locales de 3 a 4 grados en áreas espaciales relativamente limitadas.

Cada cinco años se adopta un nuevo modelo de IGRF. El IGRF de 2010-2015 se adoptó en 2009 por la Asociación Internacional de Geomagnetismo y del Aire (AIGA). El modelo WMM de 2010-2015, desarrollado por el Centro Nacional de Datos Geofísicos (NGDC) y el Servicio Geológico Británico, se puso a disposición en enero de 2010. Los modelos deben ser revisados cada cinco años, debido a la naturaleza dinámica del campo magnético. Los coeficientes de los modelos se basan en todas las fuentes de datos disponibles, incluyendo mediciones de observatorios geomagnéticos, barcos, aviones y satélites.

Estos modelos predicen el campo magnético sobre la base de la tasa de cambio en los años que preceden a la generación de modelos. Dado que la propia tasa de cambio varía, seguir utilizando los modelos más allá de 5 años presenta mayores errores en los parámetros de campos calculados. El software de cálculo de estos modelos está disponible en las páginas de los Organismos Oficiales correspondientes (<http://www.ngdc.noaa.gov/geomag/models.shtml>).

La Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aire (IAGA) ha publicado la 11ª edición del modelo de Campo Geomagnético Internacional de Referencia, la última versión de una descripción matemática estándar del campo magnético principal de la Tierra, que se utiliza ampliamente en los estudios del interior profundo de la Tierra, su corteza, la ionosfera y la magnetosfera. El IGRF es el producto de un esfuerzo de colaboración entre los modeladores del campo magnético y los institutos involucrados en la recolección y difusión de datos del campo magnético de los satélites y de los observatorios y estudios de todo el mundo.

El modelo matemático IGRF hace uso de los coeficientes de Gauss, que definen una expansión armónica simple del potencial escalar magnético (NOAA), tal y como se representa en la siguiente expresión:

$$V(r, \phi, \theta) = a \sum_{l=1}^L \sum_{m=-l}^l \left( \frac{a}{r} \right)^{l+1} (g_l^m \cos m\phi + h_l^m \sin m\phi) P_l^m \cos \theta, \quad (2.31)$$

donde  $r$  es la distancia radial desde el centro de la Tierra;  $L$  es el máximo grado de expansión;  $\phi$  es la longitud;  $\theta$  es la latitud (en ángulo polar);  $a$  es el radio de la tierra;  $g$  y  $h$  son los coeficientes de Gauss; y  $P \cos \theta$  es la normalización de Schmidt asociada a las funciones de Legendre de grado  $l$  y orden  $m$ . El truncamiento de la serie es de orden 13 con 195 coeficientes.

Cada generación de la IGRF comprende varios modelos constitutivos en intervalos de cinco años, cada uno de ellos designado definitiva o no definitivamente. Una vez que un modelo se designa definitivo se denomina como Campo Geomagnético Definitivo de

Referencia (DGRF), y no se revisa en las generaciones subsiguientes de la IGRF. Para no crear confusión, los modelos no definitivos se definen como IGRF + edición.

Cuando se trabaja retrospectivamente, se recomienda interpolar entre los modelos definitivos DGRF, si es que existen, para el trabajo actual. Si no hay un modelo DGRF a continuación, se utiliza el modelo apropiado IGRF. En cualquier caso, siempre hay que especificar exactamente qué modelo se ha utilizado, para cuando se genere el DGRF correspondiente se puedan hacer las correcciones necesarias.

El IGRF es, inevitablemente, un modelo imperfecto. En primer lugar, los coeficientes numéricos proporcionados no son del todo correctos, por lo que el modelo de campo producido será diferente del campo real que se está tratando de modelar (errores de comisión). En segundo lugar, debido al truncamiento, los modelos IGRF representan sólo las bajas frecuencias espaciales (longitudes de onda) del campo: las componentes de frecuencia espacial más altas del campo no se tienen en cuenta en este modelo (errores de omisión). En tercer lugar, también hay otras contribuciones al campo observado que la IGRF no está tratando de modelar, ya que puede haber contribuciones fijas de los edificios, de los coches aparcados, etc. así como la magnetización de rocas de la corteza, que añaden su propio campo magnético local. A pequeña escala, el campo tiene una magnitud de 200 nT, pero es posible que, a menudo, ese valor sea más grande.

El Modelo de Campo Geomagnético Internacional de Referencia dispone de un software de cálculo. Este software funciona de la siguiente forma (NOAA):

1. El programa IGRF solicita un número de parámetros de entrada. Requiere la latitud y longitud de la posición en la que desean obtener los valores del campo geomagnético. Estos deben ser suministrados en grados y minutos (dos enteros) o grados decimales. Para latitudes y longitudes negativas es necesario suministrar solamente la cantidad de grados como negativo, (a excepción de cero grados). La fecha también se debe dar en años decimales. El IGRF Generación 11 acepta fechas en el rango de 1900 a 2020.
2. El programa pregunta si está proporcionando datos geodésicos o la latitud y la longitud geocéntrica. Los valores «normales» que definen posiciones en la superficie de la Tierra son coordenadas geodésicas. Si se especifican coordenadas geodésicas entonces también se requiere la altura en kilómetros sobre el esferoide WGS84. Si sólo se conoce la altura sobre el nivel medio del mar que se debe utilizar como la diferencia en la intensidad total es muy pequeña (en su mayoría menos de 1 nT con máximos a menos de 3 nT). Si especifican las coordenadas geocéntricas, entonces se requiere la distancia geocéntrica en kilómetros.
3. El programa calcula los valores de los campos geomagnéticos, y sus tasas de cambio (variación secular) de acuerdo con las opciones de marcado, en la posición y el tiempo especificado y los muestra en la pantalla. Los parámetros de entrada se

enumeran para que pueda comprobar que se han introducido correctamente. Los elementos de campo que se pueden visualizar son:

- Declinación (D).
- Intensidad horizontal del campo (H).
- Inclinación o inmersión (I): Ángulo del vector de campo con respecto a la horizontal. Se considera positiva por debajo de la horizontal.
- Componente Norte del campo (X).
- Componente Este del campo (Y).
- Componente Vertical del campo (Z). Se considera positivo hacia abajo.
- Intensidad total del campo (F).

El modelo WorldMagnetic (WMM) es un modelo de representación a gran escala espacial del campo magnético de la Tierra. Es el modelo estándar utilizado por el Departamento de Defensa de EE.UU., el Ministerio de Defensa británico, la Organización del Tratado del Atlántico Norte (OTAN) y la Organización Hidrográfica Internacional (OHI), para navegación, actitud y rumbo de sistemas de referencia utilizando el campo geomagnético. También se utiliza ampliamente en sistemas de navegación civil. El modelo, el software asociado y la documentación se distribuye por NGDC en nombre de la Agencia Nacional de Inteligencia-Geoespacial (NGA, de sus siglas en inglés). El modelo se genera en intervalos de 5 años. El modelo actual expira el 31 de diciembre de 2014 (NOAA).

Matemáticamente, el modelo WMM contiene los coeficientes de Gauss, que definen una expansión armónica simple del potencial escalar magnético (NOAA), tal y como se refleja en la siguiente expresión:

$$V(\rho, \varphi, r, t) = a \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n (g_n^m(t) \cos m\rho + h_n^m(t) \sin m\rho) \left(\frac{a}{r}\right)^{l+1} P_n^m \sin \varphi', \quad (2.32)$$

donde  $N=12$  es el grado máximo de expansión del WMM;  $a$  (6371200 m) es el radio geomagnético de referencia,  $\theta$ ,  $\phi$ ,  $r$  son la longitud, latitud y radio en un marco de referencia geocéntrico esférico, respectivamente; y  $g(t)$  y  $h(t)$  son los coeficientes de Gauss dependientes del tiempo, de grado  $n$  y orden  $m$ , que describen el campo magnético principal de la Tierra.; y  $P(\sin \varphi)$  es la semi-normalización de Schmidt asociada a las funciones de Legendre.

Es importante reconocer que el WMM y los gráficos producidos a partir de este modelo, caracterizan sólo la porción de longitud de onda larga de campo magnético interno de la Tierra, que es principalmente generada en el núcleo líquido exterior de la Tierra. Las porciones del campo geomagnético generadas por la corteza y manto superior de la

Tierra, y por la ionosfera y la magnetosfera, se encuentran en gran parte sin representación en el WMM. Por consiguiente, un sensor magnético tal como una brújula o un magnetómetro pueden observar anomalías magnéticas espaciales y temporales cuando se hace referencia a la WMM. En particular, ciertas anomalías magnéticas locales, regionales y temporales de declinación pueden superar los 10 grados. Las anomalías de esta magnitud son poco comunes pero existen.

Las misiones de los satélites magnéticos de la última década han conducido a una mejora significativa en la precisión con la que los coeficientes del modelo WMM se puede determinar. Actualmente, la fuente más grande de discrepancias entre el modelo y la observación, es debida a las contribuciones al campo magnético que no se incluyen en el modelo. La magnitud de la contribución de los campos de la corteza y la perturbación en la superficie de la Tierra se puede estimar mediante una comparación de la WMM con mediciones en tierra del observatorio magnético.

La página web de NOAA proporciona acceso al software del Departamento de Defensa del modelo actual WMM y a la calculadora WMM en línea. El software calcula los componentes principales del campo geomagnético y sus cambios anuales. Los programas están diseñados para ser utilizados en modo de demanda. El software está disponible en código C y Fortran. Los parámetros de entrada y las entradas válidas son:

- Latitud: Desde -90,00 a 90,00 grados.
- Longitud: Desde -180,00 a 180,00 grados.
- Altitud referencia al elipsoide WGS 84 o el nivel medio del mar (MSL) (software descargable) .
- Fecha: Desde 2010 a 2015.

Los siete componentes magnéticos computados son:

- Intensidad total del campo geomagnético (F).
- H - Intensidad horizontal del campo geomagnético (H).
- X - Componente norte del campo geomagnético (X).
- Y - Componente este del campo geomagnético (Y).
- Z - Componente vertical del campo magnético terrestre (Z).
- Inclinación geomagnética (I – DIP).
- Declinación geomagnética (Variación Magnética) (D – DEC).

Para mejorar los modelos históricos del campo geomagnético, pueden ser útiles los datos aportados por Korte et al. (2009), que han recopilado 635 valores de declinación histórica para el sur de Alemania y sus alrededores. Estos valores provienen de 185 relojes de sol y brújulas con información de declinación y 15 mapas históricos. Las mediciones llevadas a cabo por dichos autores durante 1668-1854 ascienden a 122 valores medios anuales, y los datos relacionados con la orientación de los ejes de mina contribuyen con 313 valores anuales para varios lugares. La nueva curva de declinación compilada de Múnich está en sintonía con las curvas previamente publicadas para Londres y París, y permite detectar sacudidas geomagnéticas con una incertidumbre temporal de  $\pm 10$  años. Además, se identificaron impulsos más o menos regulares en una escala de tiempo de entre 30 y 60 años, entre 1400 - 2000, pero la época comprendida entre 1760-1860 parece estar desprovista de repentinos cambios de variación secular.

### **2.4 Métodos de estimación del promedio diario de radiación solar**

La radiación solar que incide sobre un área geográfica es el factor que cuantifica el potencial de generación fotovoltaico. Existen diversos métodos para estimar la radiación que incide sobre la superficie terrestre, si bien casi todos se basan en la ecuación de regresión de [8].

Los parámetros que determinan la cantidad de radiación que incide sobre un receptor fotovoltaico son: el punto geográfico donde está situado el receptor, ya que el nivel de radiación varía en función de la latitud terrestre; la posición del Sol con respecto al receptor, variable a lo largo del día, determina el ángulo de incidencia de los rayos de sol sobre la superficie de captación solar; las condiciones atmosféricas, ya que la cantidad de radiación no es la misma bajo cielo despejado que bajo cielo nuboso; y, por último, la orientación del plano de captación, ya que cuanto más perpendicular sea la incidencia mayor será la cantidad de radiación absorbida por el receptor.

La radiación solar puede incidir sobre un plano de tres formas distintas: directa, difusa y reflejada. La radiación directa se define como la radiación que incide directamente, sin dispersión, desde el Sol sobre el plano; la radiación difusa es consecuencia de la dispersión que sufren los rayos de sol a través de las nubes y otras partículas concentradas en la atmósfera, que los reorientan hacia el plano; y la radiación reflejada es el resultado de la reflexión de los rayos en el suelo terrestre, que los proyecta hacia el plano. La radiación global se define como la suma de la radiación directa, la radiación difusa y la radiación reflejada.

### 2.4.1 Radiación sobre plano horizontal

Radiación Global: El modelo de estimación de la cantidad de radiación solar que incide sobre una zona geográfica se planteó originalmente como una recta de regresión ([8]) de la forma:

$$\frac{R_{G,24hor}}{R_{a,24hor}} = a + b \frac{n}{N}, \quad (2.33)$$

donde  $R_{G,24hor}$  y  $R_{a,24hor}$  son, respectivamente, los promedios de radiación global y radiación extraterrestre sobre un plano horizontal durante 24 horas, a y b son las constantes de regresión (término independiente y pendiente de la recta, respectivamente) calculadas a partir de los datos experimentales en una determinada zona geográfica, n es el promedio diario de horas de brillo solar y N es el número máximo de horas de sol (duración astronómica del día), obtenido a partir de la expresión del ángulo horario sobre un plano horizontal en el crepúsculo ecuación (2.30):

$$N = \frac{2\omega_S}{15}. \quad (2.34)$$

La fracción  $n/N$  de la ecuación (2.33) varía entre 0 y 1, al ser el balance de horas de brillo solar (promedio diario) con respecto a las horas totales de sol sobre un área geográfica determinada. La radiación extraterrestre ( $R_{a,24hor}$ ) se define como la radiación soportada sobre una superficie horizontal bajo la ausencia de medio atmosférico. Este parámetro se calcula mediante la formulación planteada por [4]. Dicha formulación se expresa a continuación:

$$R_{a,24hor} = \frac{I_{SC}}{\pi d^2} (\sin \omega_S \cos \phi \cos \delta + \omega_S \sin \phi \sin \delta), \quad (2.35)$$

donde el parámetro ISC se define como constante solar ( $=1367 \text{ W/m}^2$ ),  $\omega_S$  se expresa en radianes y,

$$d^2 = \frac{1}{1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi}{365DN}\right)}. \quad (2.36)$$

[9] recopilan diversos modelos regresivos, desarrollados a partir de distintos estudios, empleados para estimar la radiación solar. En la tabla 2.1 se listan los distintos modelos.

Existen varios métodos para determinar los errores de estimación de los modelos anteriores. Por ejemplo, el error medio (MBE, de sus siglas en inglés “mean bias error”) o el error cuadrático medio (RMSE, de sus siglas en inglés “root mean square error”) sirven para estimar el error o desviación de los parámetros calculados a partir de los datos experimentales. El error porcentual medio (MPE, de sus siglas en inglés “mean percentage error”) y el coeficiente de correlación (r) establecen una relación lineal entre el resultado

Modelo	Ecuación regresiva	Tipo de regresión
1	$\frac{R_{G,24hor}}{R_{a,24hor}} = a + b\left(\frac{n}{N}\right)$	Lineal
2	$\frac{R_{G,24hor}}{R_{a,24hor}} = a + b\left(\frac{n}{N}\right) + c\left(\frac{n}{N}\right)^2$	Cuadrática
3	$\frac{R_{G,24hor}}{R_{a,24hor}} = a + b\left(\frac{n}{N}\right) + c \ln\left(\frac{n}{N}\right)$	Lineal logarítmica
4	$\frac{R_{G,24hor}}{R_{a,24hor}} = a + b \ln\left(\frac{n}{N}\right)$	Logarítmica
5	$\frac{R_{G,24hor}}{R_{a,24hor}} = a + b\left(\frac{n}{N}\right) + c e^{\left(\frac{n}{N}\right)}$	Lineal exponencial
6	$\frac{R_{G,24hor}}{R_{a,24hor}} = 0.18 + 0.62\left(\frac{n}{N}\right)$	Lineal (constantes conocidas)
7	$\frac{R_{G,24hor}}{R_{a,24hor}} = 0.29 \cos \phi + 0.52\left(\frac{n}{N}\right)$	Lineal (latitud relacionada)

Table 2.1: Modelos de estimación del nivel de radiación solar presentados en [9]

obtenido a partir del modelo de regresión empleado y los valores de radiación medidos experimentalmente.

$$MBE = \frac{1}{n} \sum_1^n (R_{i,calc} - R_{i,exp}) , \quad (2.37)$$

$$MPE(\%) = \frac{1}{n} \sum_1^n \frac{R_{i,calc} - R_{i,exp}}{R_{i,exp}} \cdot 100 , \quad (2.38)$$

$$RMSE = \left[ \frac{1}{n} \sum_1^n (R_{i,calc} - R_{i,exp})^2 \right]^{\frac{1}{2}} . \quad (2.39)$$

El resultado óptimo será aquel que consiga que los errores estadísticos tomen valor nulo y el coeficiente de correlación  $r$  tome el valor unidad. Cuánto más se acerquen estos valores a los óptimos mayor será la exactitud del modelo de regresión empleado.

Para facilitar la comparación entre los distintos modelos estudiados, los parámetros calculados a partir de los modelos se combinan con sus respectivos valores experimentales para formar la ecuación de Nash-Sutcliffe (NSE). De esta forma, se tiene que:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_1^n (R_{i,calc} - R_{i,exp})^2}{\sum_1^n (\overline{R_{exp}} - R_{i,exp})^2} , \quad (2.40)$$

donde  $\overline{R_{exp}}$  es la media de las radiaciones medidas experimentalmente. Cuanto mejor sea el modelo empleado más se acercará el resultado de la NSE a la unidad. El parámetro

NSE ayuda a comparar los modelos, pero no establece una comparación estadísticamente significativa. El estadístico t, definido por Student y estudiado por [10], permite que los modelos sean comparados a la vez que se determinan los errores estadísticos de los parámetros que los definen.

$$T = \left[ \frac{(n-1)(MBE)^2}{(RMSE)^2 - (MBE)^2} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2.41)$$

### 2.4.2 Radiación Difusa

El término de irradiación difusa viene referido al efecto generado cuando la radiación solar que alcanza la superficie de la atmósfera terrestre se dispersa de su dirección original a causa de las nubes y otras partículas presentes en el aire. Del total de luz removida por dispersión en la atmósfera (aproximadamente un 25% de la radiación incidente), cerca de dos tercios llegan a la Tierra finalmente como radiación difusa.

Uno de los primeros modelos matemáticos desarrollados para estimar el promedio diario de radiación difusa es el que plantean [11]. Este modelo consiste en calcular el cociente  $\frac{R_{D,24hor}}{R_{G,24hor}}$  como función del parámetro  $K_T = \frac{R_{G,24hor}}{R_{a,24hor}}$ , donde  $R_{D,24hor}$  se refiere a la cantidad de radiación difusa diaria sobre un plano horizontal.

Diversos estudios han confirmado la validez de este método, sin embargo, también se descubrieron errores puntuales entre algunos de los valores medidos con los predichos por la ecuación en según qué zonas geográficas. No obstante, desde que en 1960 se estableciera el modelo de cálculo del promedio mensual de radiación difusa, diversos autores se han dedicado a estudiar posibles mejoras frente a las limitaciones que presenta en según qué zonas y condiciones. Factores como el cambio climático acontecido entre las estaciones del año, las reflexiones producidas en la atmósfera por las nubes, el albedo terrestre, las áreas de sombra variables a lo largo del día o la variabilidad de la capa de nieve sobre el terreno durante el invierno inducen a grandes errores entre los resultados obtenidos a partir de la ecuación y los datos experimentales.

$$\frac{R_{D,24hor}}{R_{G,24hor}} = 0.962 + 0.779 K_T - 4.375 K_T^2 + 2.716 K_T^3 \quad K_T > 0.2, \quad (2.42)$$

$$\frac{R_{D,24hor}}{R_{G,24hor}} = 0.98 \quad K_T < 0.2. \quad (2.43)$$

### 2.4.3 Radiación sobre un plano inclinado

#### Bajo cielo despejado

La radiación solar que incide sobre una superficie inclinada a lo largo de un día es el resultado de la suma de sus componentes directo, difuso y reflejado. Esto se puede expresar matemáticamente usando la formulación de [3], en la que:

$$R_{G0,24} = R_{B0,24} + R_{D0,24} + R_{r0,24}, \quad (2.44)$$

donde  $R_{G0,24}$ ,  $R_{B0,24}$ ,  $R_{D0,24}$  y  $R_{r0,24}$  son, respectivamente, los promedios diarios de radiación global, directa, difusa y reflejada que inciden sobre un plano inclinado, suponiendo condiciones de cielo despejado.

Una de las expresiones más utilizadas para calcular la radiación directa que incide sobre un plano inclinado es la siguiente:

$$R_{B0,24} = K_{B0,24} \cdot R_{a,24} , \quad (2.45)$$

donde  $R_{a,24}$  es la radiación extraterrestre ( $Wm^{-2}$ ) promediada a lo largo de un día y  $K_{B0}$  es el índice de transmisibilidad directo bajo cielo despejado, calculado como:

$$K_{B0,24} = 0.98 \cdot \exp \left[ \frac{-0.00146 \cdot P}{K_t \sin \beta_{24}} - 0.075 \left( \frac{W}{\sin \beta_{24}} \right)^0 \cdot 4 \right] , \quad (2.46)$$

donde  $K_t$  es el coeficiente de turbiedad (obtenido de forma empírica), de forma que  $0 < K_t \leq 1$ , con  $K_t = 1$  en condiciones de aire limpio (zonas de vegetación natural y/o cultivos o áreas poco urbanizadas) y  $K_t = 0.5$  en condiciones de aire turbio, polvoriento o contaminado (zonas urbanizadas).  $P$  es la presión atmosférica (en kPa) registrada en la región de estudio,  $\beta_{24}$  es el ángulo formado por el Sol sobre el horizonte terrestre (en radianes) y  $W$  es la proporción de agua en la atmósfera (mm), calculada como:

$$W = (0.14 \cdot e_a \cdot P) + 2.1 , \quad (2.47)$$

donde  $e_a$  es la presión de vapor (kPa).

En este caso, la radiación extraterrestre diaria, esto es  $R_{a,24}$ , se calcula como:

$$R_{a,24} = I_{SC} \left[ 1 + 0.033 \cos \left( \frac{2\pi}{365DN} \right) \right] \int_{\omega_{1,24}}^{\omega_{2,24}} \cos \theta d\omega , \quad (2.48)$$

Con  $2\pi DN/365$  expresado en radianes. El ángulo  $\theta$  es el ángulo de incidencia descrito anteriormente. El ángulo  $\beta_{24}$  se calcula como:

$$\sin \beta_{24} = \frac{(bg - ah) f_1 - (cg f_2) + (0.5bh - ag) f_3 + (0.25bh f_4) + (0.5ch f_5)}{bf_1 - cf_2 - af_3} , \quad (2.49)$$

donde los parámetros  $f_i$  se definen en la tabla 2.2 y los parámetros de la  $a-h$  en la tabla 2.3.

Todas las expresiones estudiadas pueden particularizarse para calcular la radiación directa sobre planos horizontales considerando  $s = \gamma = 0$ . De esta forma se obtendrían  $\beta_{24hor}$  y  $K_{B0,24hor}$ :

$$\sin \beta_{24hor} = \frac{2g^2 \omega_s + 4gh \sin \omega_s + h^2 (\omega_s + \frac{1}{2} \sin 2\omega_s)}{2(g\omega_s + h \sin \omega_s)} , \quad (2.50)$$

CAPÍTULO 2. FUNDAMENTOS DE LA RADIACIÓN SOLAR

Parámetro	Fórmula de integración
$f_1$	$\sin \omega_{2,24} - \sin \omega_{1,24}$
$f_2$	$\cos \omega_{2,24} - \cos \omega_{1,24}$
$f_3$	$\omega_{2,24} - \omega_{1,24}$
$f_4$	$\sin 2\omega_{2,24} - \sin 2\omega_{1,24}$
$f_5$	$(\sin \omega_{2,24})^2 - (\sin \omega_{1,24})^2$

Table 2.2: Definición de los parámetros f1-f5 [3]

Parámetro	Fórmula de integración
$a$	$\sin \delta \cos \phi \sin s \cos \gamma - \sin \delta \sin \phi \cos s$
$b$	$\cos \delta \cos \phi \cos s + \cos \delta \sin \phi \sin s \cos \gamma$
$c$	$\cos \delta \sin \gamma \sin s$
$g$	$\sin \delta \sin \phi$
$f$	$\cos \delta \cos \phi$

Table 2.3: Definición de los parámetros a-h [3]

con:

$$\begin{aligned} g &= \sin \delta \sin \phi , \\ h &= \cos \delta \cos \phi . \end{aligned}$$

Por último, si se quiere obtener el valor instantáneo de  $K_{B0}$  para superficies horizontales, esto es  $K_{B0,hor}$ , el ángulo  $\beta$  ha de ser obtenido a partir de la siguiente expresión:

$$\sin \beta_{hor} = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos \omega . \quad (2.51)$$

Esta expresión se utiliza igualmente para calcular el valor instantáneo de  $K_{B0}$  referido a superficies inclinadas:

$$\sin \beta = \sin \beta_{hor} . \quad (2.52)$$

La radiación difusa que incide sobre un plano inclinado se calcula como:

$$R_{D0,24} = f_{ia} \cdot R_{D0,24hor} = f_{ia} \cdot K_{D0,24hor} \cdot R_{a,24hor} , \quad (2.53)$$

donde  $K_{D0,24hor}$  es el índice de transmisibilidad para la radiación difusa, definido como:

$$K_{D0,24hor} = 0.35 - 0.36K_{B0,hor} \quad si \quad K_{B0,24hor} \geq 0.15 , \quad (2.54)$$

$$K_{D0,24hor} = 0.18 - 0.82K_{B0,hor} \quad si \quad 0.065 < K_{B0,24hor} < 0.15 , \quad (2.55)$$

$$K_{D0,24hor} = 0.10 - 2.08K_{B0,hor} \quad si \quad K_{B0,24hor} \leq 0.065 . \quad (2.56)$$

El parámetro  $f_{ia}$  puede ser obtenido mediante varias formas distintas, que varían en función de las hipótesis meteorológicas asumidas. La diferencia principal de estos estudios radica en el tipo de modelo atmosférico escogido para el estudio: isótropo o anisótropo. El modelo isótropo asume que la radiación difusa tiene la misma intensidad en todas las direcciones para toda la región atmosférica terrestre. Por el contrario, el modelo anisótropo estima que la intensidad difiere según la zona atmosférica tratada, dependiendo principalmente de la posición que toma el Sol sobre dicha zona.

El modelo de atmósfera isótropo para el cálculo de la radiación difusa sólo es válido cuando hay nubosidad uniforme o cuando se forman brumas en la atmósfera. En dicho modelo, el valor del coeficiente  $f_{ia}$  se calcula a partir de la fórmula de [12]. Esta fórmula se representa como:

$$f_{ia} \equiv f_i = \frac{\frac{1+\cos s}{2} + \frac{\pi-\phi}{\pi}}{2} = 0.75 + 0.25 \frac{\cos s - 0.5s}{\pi} . \quad (2.57)$$

Por el contrario, cuando el cielo está despejado, el modelo de atmósfera anisótropo resulta más acertado. En este caso, el valor de  $f_{ia}$  se calcula como [13]:

$$f_{ia} = K \left[ 1 + \left( \frac{K_{B0,24hor}}{K_{B0,24hor} + K_{D0,24hor}} \right)^0 .5 \left( \sin \frac{s}{2} \right)^3 \right] f_i + f_B K_{B0,24hor} , \quad (2.58)$$

donde:

$$K = (1 - K_{B0,24hor}) , \quad (2.59)$$

$$f_B = \frac{K_{B0}}{K_{B0,24hor}} \frac{R_a}{R_{a,24hor}} . \quad (2.60)$$

Esta expresión puede ser referida a un instante determinado o al promedio diario, dependiendo la ecuación que se use para calcular el ángulo  $\beta$ . No obstante, hay que tener en cuenta que si el cálculo se hace con los parámetros referidos a un instante determinado

en vez de al promedio diario,  $K_{B0} = K_{B0,hor}$  y la forma que toma la formulación de la radiación extraterrestre es, en este caso, la representada a continuación:

$$R_a = \frac{I_{SC}}{d^2} \cos \theta , \quad (2.61)$$

$$R(a, hor) = \frac{I_{SC}}{d^2} (\sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega) . \quad (2.62)$$

Por último, la radiación reflejada se calcula como:

$$R_{r0,24} = R_{G0,24hor} \alpha (1 - f_i) , \quad (2.63)$$

donde  $\alpha$  es el albedo promedio de la superficie que rodea al punto geográfico de incidencia. [11] asumen que el valor del albedo terrestre es constante y tiene un valor:

$$\alpha = 0.2 . \quad (2.64)$$

En otros estudios también se asume un valor de albedo constante, pero se evalúa para cada zona geográfica terrestre.

El modelo de [14] establece una relación polinómica de interpolación entre el albedo y la latitud. Dicho modelo queda establecido a partir de una serie de estudios experimentales realizados en América del Norte, y presenta la siguiente forma, función de la latitud terrestre ( $\phi$ ):

$$\alpha = -18 + 2.4\phi - 0.04\phi^2 , \quad (2.65)$$

$$\alpha = a_0 + a_1\phi + a_2\phi^2 + a_3\phi^3 , \quad (2.66)$$

donde  $\alpha$  está expresado en % y  $\phi$  en grados y los coeficientes  $a_i$  se promedian mensual o diariamente y se deducen mediante la interpolación.

Por último, el modelo de [15] establece una relación exponencial entre el albedo y la altitud solar ( $\theta_s$ ) de la forma:

$$\alpha = \alpha_0 \exp^{b(90 - \theta_s)} , \quad (2.67)$$

donde  $\alpha_0$  y  $b$  son determinados según la zona geográfica a partir de los datos experimentales recogidos en la misma.

[16] dedujeron que el albedo depende de la altura solar ( $\theta_s$ ) y el ángulo de acimut solar ( $\gamma_s$ ), además del acimut propio del plano de inclinación estudiado ( $\gamma$ ). De esta forma, la expresión del albedo para el estudio de la reflexión sobre una superficie inclinada quedaría como:

$$\alpha = \alpha_1 \left[ 1 + \sin \left( \frac{90 - \theta_s}{2} \right)^2 \right] |\cos(\gamma_s - \gamma)| , \quad (2.68)$$

donde  $\alpha_1$  es un parámetro que depende de la zona geográfica de estudio y se calcula a partir de los datos experimentales. Esta expresión no puede emplearse cuando el Sol está en su cénit o ser referida a cálculos sobre planos horizontales, debido a que la diferencia  $\gamma_S - \gamma$  no está definida para estos casos.

A pesar de que existen varios métodos para promediar el albedo referido a la reflexión solar sobre planos horizontales, ninguno de ellos ofrece resultados muy precisos, debido a que dicho parámetro tiene dependencia, además de con la latitud, la altura solar, la época del año y la naturaleza de la radiación (directa o difusa), con los parámetros geométricos y meteorológicos implicados durante el proceso [17]. La tabla 2.4 muestra algunos de los valores utilizados para promediar el albedo terrestre.

En la figura 2.6 se muestra la influencia que ejerce la altura del Sol ( $\theta_S$ , en grados), el grado de nubosidad, el envejecimiento de la capa de nieve y el aumento de la temperatura desde la última nevada sobre el valor del albedo para distintos tipos de superficie.

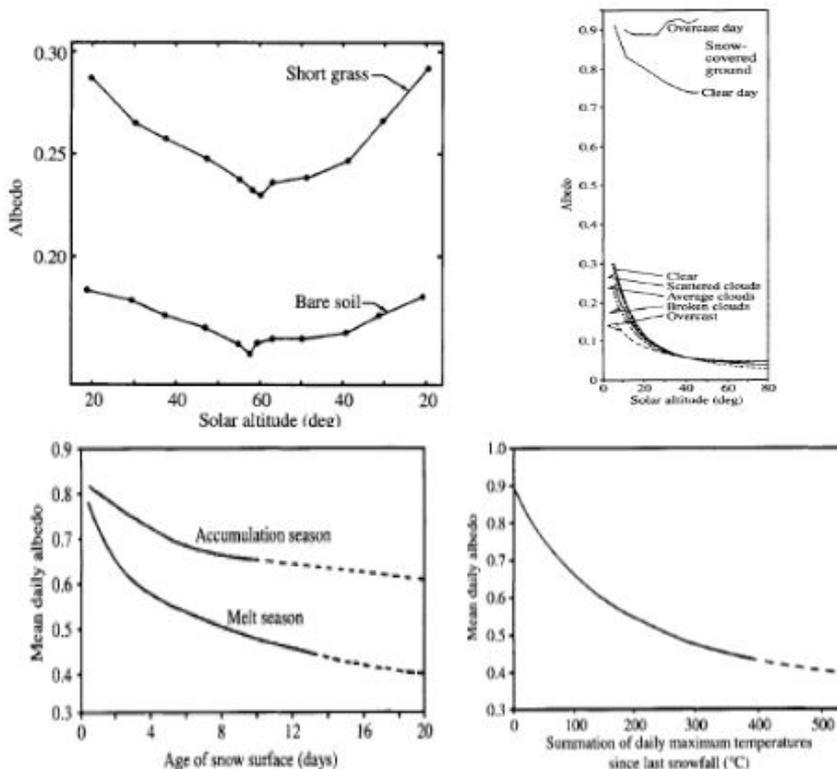


Figura 2.6: Influencia de los parámetros atmosféricos sobre el albedo terrestre (Fuente: [1])

La expresión utilizada para calcular la incidencia de radiación sobre un plano inclinado es propuesta por [3] y está basada en el modelo de [18]:

$$R_{G,24} = R_{Gm,24hor} \left[ f_B \frac{K_{B,24hor}}{\tau_{SW,24hor}} + f_{ia} \frac{K_{D,24hor}}{\tau_{SW,24hor}} + \alpha(1 - f_i) \right], \quad (2.69)$$

donde  $R_{Gm,24hor}$  es la radiación global medida experimentalmente sobre el plano horizontal, que puede ser estimada mediante los métodos de regresión estudiados anteriormente;  $f_{ia}$ ,  $f_i$  y  $f_B$  se calculan mediante las expresiones estudiadas;  $K_{B,24hor}$  es el índice de transmisividad de radiación directa sobre el plano horizontal;  $K_{D,24hor}$  es el índice de transmisividad de radiación difusa sobre el plano horizontal y  $\tau_{SW,24hor}$  es la transmisividad atmosférica (directa y difusa) referida al plano horizontal, calculado como:

$$\tau_{SW,24hor} = \frac{R_{Gm,24hor}}{R_{a,24hor}}. \quad (2.70)$$

El factor  $f_{ia}$  se calcula asumiendo condiciones de anisotropía, y su expresión viene dada por:

$$f_{ia} = (1 - K_{B,hor}) \left[ 1 + \left( \frac{K_{B,hor}}{K_{B,hor} + K_{D,hor}} \right)^0 .5 \sin \left( \frac{S}{2} \right)^3 \right] f_i + f_B K_{B,hor}. \quad (2.71)$$

En este caso, los índices de transmisividad se calculan como:

$$K_{B,hor} = 1.56\tau_{SW,hor} - 0.55 \quad \tau_{SW,hor} \geq 0.42, \quad (2.72)$$

$$K_{B,hor} = 0.022 - 0.28\tau_{SW,hor} + 0.828\tau_{SW,hor}^2 + 0.765\tau_{SW,hor}^3 \quad 0.175 < \tau_{SW,hor} < 0.423, \quad (2.73)$$

$$K_{B,hor} = 0.016\tau_{SW,hor} \quad \tau_{SW,hor} \leq 0.175. \quad (2.74)$$

Por último, el índice de transmisividad de radiación difusa se calcula como:

$$K_{D,hor} = \tau_{SW,hor} - K_{B,hor} \quad \forall \tau_{SW,hor}. \quad (2.75)$$

Las expresiones anteriores pueden ser referidas tanto al promedio diario como a un instante determinado.

CAPÍTULO 2. FUNDAMENTOS DE LA RADIACIÓN SOLAR

<b>Tipo de superficie</b>	<b>Mayor % de terreno ocupado</b>	<b>Albedo(%)</b>
Terrenos	Terreno oscuro, seco	14
	Terreno oscuro, húmedo	8
	Terreno grisáceo, seco	25-30
	Terreno grisáceo, húmedo	10-12
	Terreno arado, húmedo	14
	Terreno arenoso, claro	34-40
	Terreno arenoso, ribera	43
	Terreno arcilloso, claro	30-31
Superficies naturales	Cobertura de nieve reciente	75-95
	Cobertura de nieve envejecida	40-70
	Superficie rocosa	12-15
	Áreas urbanizadas	15-25
	Hierba alta	18-20
	Superficies marinas, heladas	3-10
	Césped	23-25
	Hojas secas	30
Cultivos agrícolas	Hierba	24
	Trigo	26
	Hortalizas	23
	Pasto	25
Vegetación natural	Brezo	15
	Helecho	24
Bosques	Bosque caduco	18
	Bosque conífero	16
Zonas urbanas y asfaltadas	Hormigón reforzado	22
	Asfalto	10
	Tejados de grava	13
	Superficies de roca batida	20
	Superficies urbanizadas, oscuras	27
	Superficies urbanizadas, claras	60

Table 2.4: Albedo terrestre para distintas superficies [1]

## Capítulo 3

# Estudio de factores que influyen en el nivel de radiación solar

### 3.1 Efecto de las sombras proyectadas

Existen varios factores que influyen sobre la radiación solar que llega a un receptor fotovoltaico. Los más importantes son: la situación geográfica donde esté situado dicho receptor, ya que el nivel de radiación solar no es el mismo para las diferentes latitudes terrestres; la posición solar con respecto al punto de recepción, variable a lo largo del día y que determinará el ángulo de incidencia de los rayos solares en la superficie terrestre; las condiciones atmosféricas, ya que la radiación no será la misma en condiciones de cielo nublado o cielo despejado, y la orientación del plano de captación, que será testigo de una incidencia más o menos directa, en función de la inclinación y acimut del receptor con respecto al Sol, además de un componente de radiación reflejada por el suelo terrestre, función del albedo superficial en las inmediaciones circundantes al panel fotovoltaico.

La mayoría de los modelos utilizados para estimar el nivel de radiación solar están basados en la ecuación de regresión de [8]. En este modelo, la radiación solar se determina a partir de la radiación extraterrestre, definida como la radiación medida fuera de la atmósfera, y la fracción de horas diarias en las que el Sol ilumina la zona de estudio con respecto a las horas totales del día.

Además, hay otros factores que influyen sobre la cantidad de radiación que puede captar un módulo fotovoltaico, como la proyección total o parcial de sombras sobre su superficie. Este fenómeno puede llegar a reducir la producción del módulo en más de un 90%, por lo que será fundamental realizar un estudio geométrico de las sombras proyectadas a lo largo de un año sobre la superficie terrestre de la zona en la que se va a realizar la instalación. La Tierra describe un movimiento orbital alrededor del Sol. Si se considera un sistema de referencia geocéntrico, la posición del Sol, vista desde un punto de la superficie

terrestre, no permanece fija a lo largo de un día, por lo que las sombras proyectadas en la superficie terrestre por las distintas geometrías que componen el horizonte que envuelve a dicho punto variarán en función de la posición del Sol sobre dicho sistema de referencia.

### 3.1.1 Modelado del entorno

La posición relativa de un plano inclinado dispuesto en la superficie de la Tierra con respecto al Sol puede definirse mediante las coordenadas de acimut e inclinación propias de la superficie de estudio ( $\gamma, s$ ) y los ángulos de acimut y altitud solar ( $\gamma_s, \theta_s$ ).

Para realizar el estudio de las sombras sobre un receptor fotovoltaico, primeramente hay que introducir un nuevo sistema de coordenadas, definido por tres vectores ortogonales con direcciones Norte, Este y Cenit, de la forma:  $\Sigma = \{0, n, e, z\}$  [19]. Así, el vector  $v$  que une al Sol con el plano inclinado tendrá las siguientes coordenadas en el sistema de referencia n-e-z:

$$v = \begin{bmatrix} \cos \gamma_s \cos \theta_s \\ \sin \gamma_s \cos \theta_s \\ \sin \theta_s \end{bmatrix} \equiv \begin{bmatrix} n \\ e \\ z \end{bmatrix}. \quad (3.1)$$

Todos los objetos dispuestos en los alrededores del receptor pueden modelarse como figuras geométricas definidas por un número de caras planas, constituidas por polígonos. El número de polígonos dispuestos y de vértices en los mismos dependerá de la forma geométrica a modelar: las figuras de formas sencillas y regulares estarán modeladas mediante un menor número de polígonos con el mínimo número de vértices (el modelo de cubos suele ser el más utilizado), y las figuras complejas e irregulares lo estarán mediante un gran número de vértices y pocos polígonos o mediante un gran número de polígonos de pocos vértices. Los cilindros y las esferas serán modelados igualmente como figuras planas.

Todos los vértices que componen una figura estarán definidos mediante un vector  $o_i$  en el sistema de coordenadas n-e-z. Un cubo, por ejemplo, se constituirá por seis polígonos de cuatro vértices y un receptor fotovoltaico será modelado como un polígono de cuatro vértices. A continuación se muestran los modelos de un cubo ( $o_1 - o_4$ ) y un receptor solar ( $p_1 - p_4$ ) en el sistema de coordenadas n-e-z, ver figura 3.1.

### 3.1.2 Reducción del nivel de radiación sobre superficies sombreadas

#### Radiación Directa

Si un objeto se interpone entre el Sol y el receptor fotovoltaico se formará una sombra en este último y el nivel de radiación directa sobre el mismo disminuirá. La posición de la sombra de un punto  $p_0$  proyectada en el receptor se puede determinar sobre el modelo

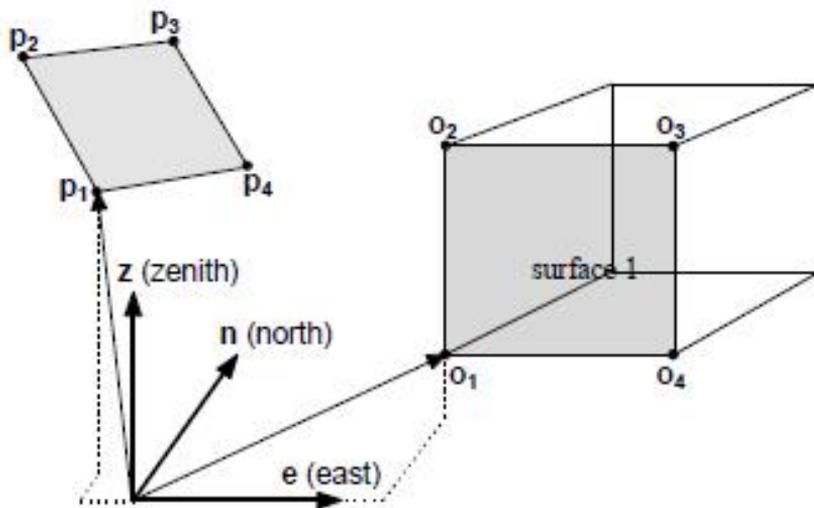


Figura 3.1: Representación de un cubo y un receptor solar modelados como polígonos en el sistema de coordenadas nez (Fuente: [19])

del receptor en coordenadas n-e-z de la forma propuesta por [19], visualizada en la figura 3.2.

El vector  $p_s$  se calcula como:

$$p_s = p_0 - \frac{a \cdot (p_0 - p_1)}{a \cdot v} \cdot v, \quad (3.2)$$

donde  $p_0$  es el vector que define la posición del objeto,  $v$  hace referencia al vector que une al objeto con el Sol y  $a$  es el vector perpendicular a la superficie del receptor.

El valor de  $a$  viene dado por el siguiente producto vectorial:

$$a = (p_2 - p_1) \times (p_4 - p_1). \quad (3.3)$$

La sombra proyectada de un objeto determinado sobre un receptor solar puede ser igualmente determinada calculando los vectores  $p_i$  correspondientes a cada vértice  $o_i$  de todos los polígonos que constituyen las superficies del modelo geométrico del objeto en cuestión.

En la mayoría de las ocasiones, la sombra de un objeto no estará totalmente proyectada dentro del contorno del receptor solar, sino que parte de su proyección quedará fuera del mismo. En otros casos, la sombra del objeto cubrirá la totalidad de la superficie del receptor. Esto dependerá del tamaño de la superficie de captación y del tamaño de la proyección de la sombra generada por el objeto.

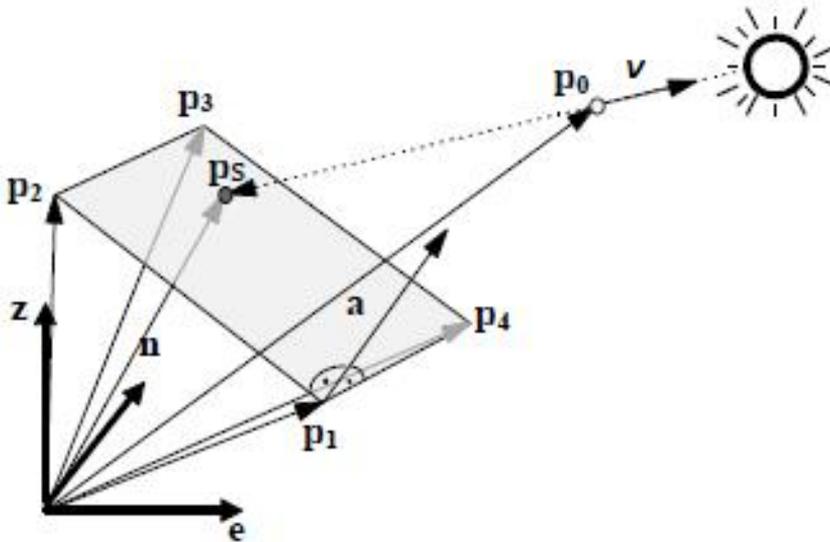


Figura 3.2: Determinación de la sombra proyectada por un punto sobre un receptor fotovoltaico utilizando el sistema de coordenadas n-e-z (Fuente: [19])

Para el estudio de sombras proyectadas sobre la superficie fotovoltaica se puede considerar el modelo completo del receptor fotovoltaico o bien individualizarlo para cada una de las células que lo componen. La elección de un modelo u otro dependerá si se quiere hacer un estudio de áreas de sombras parciales sobre el receptor fotovoltaico o número de células totalmente sombreadas dentro del receptor.

Para calcular el nivel de radiación directa que incide sobre una célula solar parcialmente cubierta por sombras hay que saber de antemano las dimensiones de la célula ( $A_C$ ) y las dimensiones del área sombreada ( $A_S$ ). De esta forma, se introduce un factor de reducción de la radiación directa,  $f_B$ :

$$f_B = \frac{A_S}{A_C} . \quad (3.4)$$

De forma general, el área de un polígono de  $n$  vértices ( $p_1, \dots, p_n$ ) se obtiene como:

$$A = \frac{1}{2} \left| \sum_{i=1}^{n-2} (p_{i+1} - p_1) \times (p_{i+2} - p_1) \right| , \quad (3.5)$$

Para el cálculo de  $A_C$  hay que tener en cuenta únicamente el contorno de la sombra total proyectada, no de la fuente que produce dicha sombra. Esto se hace porque, en



### CAPÍTULO 3. ESTUDIO DE FACTORES QUE INFLUYEN EN EL NIVEL DE RADIACIÓN SOLAR

no incide a través de una dirección definida. Debido a esto, en el estudio de sombras proyectadas sobre un receptor fotovoltaico, se supone que la radiación difusa es constante sobre su superficie. Esta hipótesis es admisible si los objetos están situados relativamente lejos del receptor solar, ya que, si no se da esta situación, el nivel de radiación difusa ha de ser promediado y calculado para varios puntos característicos del receptor fotovoltaico.

La radiación difusa se transmite a través de un hemisferio virtual envolvente al generador fotovoltaico. Por ello, hay que hacer un nuevo cambio de coordenadas: del sistema de coordenadas cartesianas  $\Sigma = \{0, n, e, z\}$  al sistema de coordenadas esféricas  $\Sigma = \{0, \gamma, \alpha, r\}$ . El objetivo perseguido al introducir este nuevo sistema de coordenadas es dibujar el entorno físico del generador, modelado por polígonos con distinta geometría, en la superficie del hemisferio. Normalmente, el valor del parámetro  $r$  del sistema de coordenadas  $\gamma - \alpha - r$  puede ser desestimado al no tener relevancia en el estudio de las sombras proyectadas sobre el receptor.

En la figura 3.4 se muestra el nuevo sistema de coordenadas ( $\gamma - \alpha - r$ ) utilizado para el cálculo de la radiación difusa cuando existen sombras proyectadas sobre el receptor, y la proyección de un objeto del entorno modelado por un polígono:

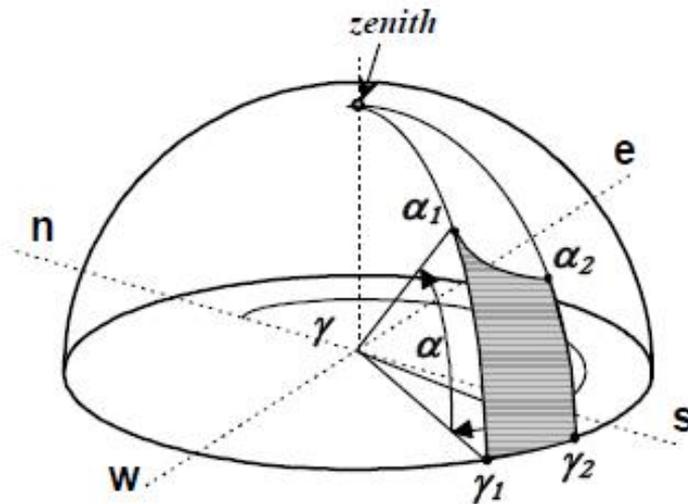


Figura 3.4: Proyección de un polígono en el sistema de coordenadas  $\gamma - \alpha - r$  para el cálculo de la radiación difusa (Fuente: [19])

La radiación difusa emitida a través del hemisferio virtual que envuelve al receptor fotovoltaico se reduce debido a que parte de la misma atraviesa las áreas sombreadas de dicho hemisferio y, por consiguiente, no llega a incidir sobre la superficie del receptor. El factor de reducción de radiación difusa,  $f_D$ , puede ser calculado a partir de la radiación

### CAPÍTULO 3. ESTUDIO DE FACTORES QUE INFLUYEN EN EL NIVEL DE RADIACIÓN SOLAR

difusa total emitida a través del hemisferio,  $R_D$ , y la parte de radiación difusa que atraviesa las zonas sombreadas del mismo,  $R_{D,\Delta}$ . La expresión que define  $f_D$  es la siguiente:

$$f_D = \frac{R_{D,\Delta}}{R_D} . \quad (3.8)$$

La cantidad de radiación difusa que atraviesa las zonas sombreadas del hemisferio puede ser calculada como:

$$R_{D,\Delta} = \iint_{\{\gamma,\alpha\}sombra} L(\gamma, \alpha) \cos\theta \cos\alpha d\gamma d\alpha , \quad (3.9)$$

donde  $L(\gamma, \alpha)$  es el factor de luminosidad, constante para todas las direcciones si se considera un modelo de cielo isótropo. De esta forma, el factor de reducción de radiación difusa puede ser expresado como:

$$f_D = \frac{\iint_{\{\gamma,\alpha\}sombra} \cos\theta \cos\alpha d\gamma d\alpha}{\pi(1 + \cos s)} . \quad (3.10)$$

El factor de reducción es constante en el tiempo y sólo ha de ser calculado una vez. Normalmente se utiliza un modelo de cielo anisótropo, por lo que hay que calcular el valor de  $L(\gamma, \alpha)$ . [20] propone dos modelos para estimar el valor del parámetro  $L(\gamma, \alpha)$ .

Por lo tanto, el valor de la radiación difusa, cuando existen sombras proyectadas sobre el receptor, se calcula como:

$$R_{D,S} = (1 - f_D)R_D . \quad (3.11)$$

#### **Radiación Global**

Una vez desarrollados los cálculos necesarios para poder estimar los niveles de radiación directa y radiación difusa incidentes sobre un receptor fotovoltaico en el que existen áreas de sombras proyectadas sobre su superficie, la estimación de la radiación global es inmediata.

La expresión necesaria para el cálculo de la radiación global, bajo condiciones de sombra, es la siguiente:

$$R_{G,S} = (1 - f_B)R_B + (1 - f_D)R_D + R_r . \quad (3.12)$$

El coeficiente reducción de radiación directa,  $f_B$ , ha de ser calculado para cada una de las células que componen el receptor fotovoltaico. Por el contrario, el coeficiente de reducción de radiación difusa,  $f_D$ , sólo se calcula una vez para toda la superficie del receptor solar.

No es necesario aplicar ningún factor de reducción a la radiación reflejada, ya que dicho coeficiente va implícito en el valor del albedo bajo condiciones de sombra.

### 3.2 Asoleamiento

El estudio de asoleamiento trata de la necesidad de permitir la penetración de los rayos solares en ambientes interiores o espacios exteriores donde se busque alcanzar el confort higrotérmico, esto es, la ausencia de malestar térmico. Este tipo de estudios se realiza fundamentalmente en arquitectura para ajustar el diseño de un edificio a las necesidades térmicas de confortabilidad.

No obstante, en el campo de la energía fotovoltaica, el estudio de asoleamiento tiene como objetivo maximizar las áreas de iluminación solar a lo largo de un día sobre un panel fotovoltaico o, lo que es lo mismo, minimizar el efecto producido por las áreas de sombra generadas por las geometrías circundantes del panel, que repercuten negativamente en el proceso de generación de energía eléctrica. De este modo, gracias al estudio de asoleamiento y a la caracterización de las sombras proyectadas sobre una superficie, se puede ajustar la posición de un módulo fotovoltaico en un punto geográfico determinado, de forma que se aproveche el número máximo de horas de incidencia solar sobre el mismo. Así, se reducen los intervalos temporales en los que dicho módulo estará total o parcialmente cubierto por una sombra proyectada sobre su superficie de captación. El estudio de asoleamiento se aplica igualmente en zonas interiores como en zonas exteriores, tanto en entornos rurales como urbanos. Lo único que hay que conocer para poder realizar dicho estudio con precisión es la trayectoria solar sobre la geografía de estudio a lo largo de un período de tiempo y las geometrías de los cuerpos que componen el horizonte que envuelve al entorno de dicha geografía.

Uno de los primeros métodos de estudio del asoleamiento estaba basado en el Reloj de Sol. Gracias a dicho dispositivo podía caracterizarse la posición del Sol sobre un punto de la Tierra a lo largo de un día a partir de las sombras proyectadas por un gnomon (pequeña varilla vertical) sobre una superficie horizontal. Extrapolando la sombra proyectada por el gnomon a distintas magnitudes y haciendo uso de las teorías geométricas se puede conocer, de forma aproximada, la sombra proyectada por un cuerpo de mayor altura sobre la misma superficie.

Posteriormente surgieron otros métodos más sofisticados, en los que la determinación de los intervalos de sombra sobre un punto de la superficie terrestre se realizaba a partir de un gráfico solar (diseñado mediante observaciones y cálculos geométricos para conocer la posición del Sol sobre el punto estudiado en cualquier momento del año) superpuesto a una proyección estereográfica del horizonte sobre dicho punto. Actualmente, los métodos de estudio de asoleamiento se basan igualmente en los diagramas solares en proyección estereográfica, que son obtenidos y caracterizados para un punto terrestre concreto mediante aplicaciones informáticas y algoritmos matemáticos que automatizan el proceso de cálculo. El uso de un método u otro dependerá del grado de precisión que se quiera alcanzar en el estudio, el tiempo disponible para el mismo y los recursos económicos dispuestos a emplear.

### 3.2.1 Fundamentos de asoleamiento

#### Recorrido solar aparente

Aunque la Tierra describa órbitas alrededor del Sol, en la práctica es más intuitivo trabajar suponiendo un sistema geocéntrico en el que considere que el Sol sea el que se mueva alrededor de la Tierra. Esta determinación facilitará el trabajo de localización y referenciación de la posición solar sobre unas coordenadas en el cielo terrestre previamente determinadas.

Al recorrido aparente del Sol en la bóveda celeste se le da el nombre de trayectoria solar. El Sol tiene un paso diario que no se mantiene constante durante cada día, sino que varía a lo largo del año. Cada latitud terrestre está marcada por un grupo de trayectorias solares características a lo largo del año. La existencia de las estaciones se debe a que el eje de rotación de la Tierra no es siempre perpendicular al plano de su trayectoria de traslación con respecto al Sol, sino que forma un ángulo variable dependiendo del momento del año.

#### Equinoccios y solsticios terrestres

Según lo visto anteriormente, se denomina equinoccio al momento del año en el que el Sol está situado en el plano del ecuador terrestre, donde alcanza el cenit. El paralelo de declinación del Sol y el ecuador celeste entonces coinciden. Este fenómeno ocurre dos veces por año: el 20-21 de Marzo y el 22-23 de Septiembre, épocas en las que los dos polos de la Tierra se encuentran a igual distancia del Sol, cayendo la luz solar por igual en ambos hemisferios. Asimismo, los equinoccios son cada una de las fechas en las que los días tienen una duración igual a la de las noches del año en todo el globo terráqueo. Durante el equinoccio sucede el cambio de estación anual contraria en cada hemisferio.

Por otra parte, los solsticios son los momentos del año en los que el Sol alcanza su mayor o menos altura aparente en el cielo, y la duración del día o de la noche son las máximas del año, respectivamente. Astronómicamente, los solsticios son los momentos en los que el Sol alcanza su máxima declinación norte ( $+23^{\circ}27'$ ) o sur ( $-23^{\circ}27'$ ) con respecto al ecuador terrestre.

En el solsticio de verano del hemisferio Norte el Sol alcanza el cenit al mediodía sobre el Trópico de Cáncer, y en el solsticio de invierno alcanza el cenit al mediodía sobre el Trópico de Capricornio. Ocurre dos veces por año: el 20-21 de Junio y el 21-22 de Diciembre de cada año, respectivamente.

En el solsticio de verano del hemisferio Sur el Sol alcanza el cenit al mediodía sobre el Trópico de Capricornio, y en el solsticio de invierno alcanza el cenit al mediodía sobre el Trópico de Cáncer. Ocurre dos veces por año: el 20-21 de Diciembre y el 21-22 de Junio de cada año, respectivamente.

En consecuencia, el Sol calienta de forma desigual el planeta Tierra, según las lati-

### CAPÍTULO 3. ESTUDIO DE FACTORES QUE INFLUYEN EN EL NIVEL DE RADIACIÓN SOLAR

tudes y las épocas del año, creando de esta forma las diferentes zonas y estaciones climáticas. Para el estudio del asoleamiento y, en general, para el estudio fotovoltaico, es necesario determinar con suficiente precisión la posición del Sol sobre la bóveda celeste para cualquier localidad, fecha e instante del día.

El conocimiento del recorrido aparente del Sol ha dado origen a métodos que permiten estudiar el asoleamiento de espacios y/o sus planos, esto es, la posibilidad de hallar las sombras arrojadas por edificios y de determinar los momentos del año en los que un espacio interior o exterior recibe luz solar.

Una representación de las trayectorias solares para un observador situado en el hemisferio Norte o en el hemisferio Sur sería la mostrada en la figura 3.5.

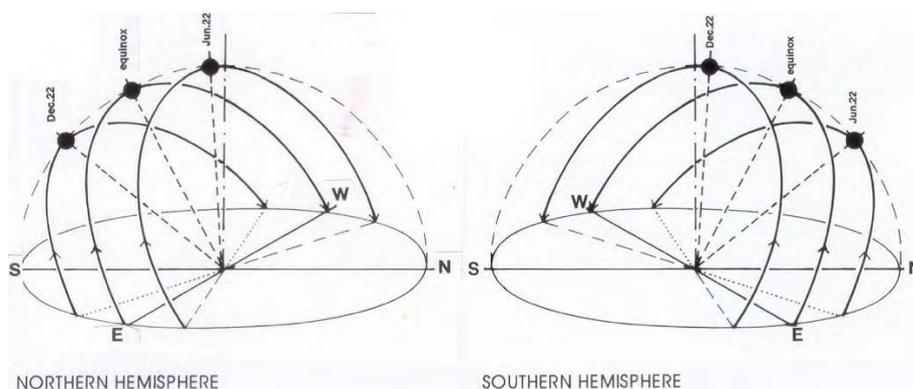


Figura 3.5: Recorridos aparentes del Sol en los solsticios y equinoccios (Fuente: [21])

#### Diagrama solar en proyección estereográfica

Los diagramas solares representan las trayectorias del Sol sobre una zona geográfica determinada. Se componen de una circunferencia que representa el horizonte de observación y cuyo centro representa el punto en el que se sitúa el observador, en la que se proyectan las semiesferas correspondientes a las trayectorias solares.

Los diagramas solares son el resultado de proyectar estereográficamente las trayectorias descritas por el Sol a lo largo de la bóveda celeste para distintas épocas del año. Esta proyección se hace desde el punto nadir hasta el plano horizontal que divide en partes iguales a la línea que une el cenit con el nadir.

En la figura 3.7, las curvas correspondientes a los meses son arcos de círculos centrados sobre el eje vertical que muestran las trayectorias del Sol el 21<sup>o</sup> día de cada mes. En dicha figura aparecen tres curvas de color rojo: la más próxima al centro corresponde al solsticio de verano (21 de Junio), la segunda a los equinoccios (21 de Septiembre y 21 de Marzo) y la de abajo al solsticio de invierno (21 de diciembre).

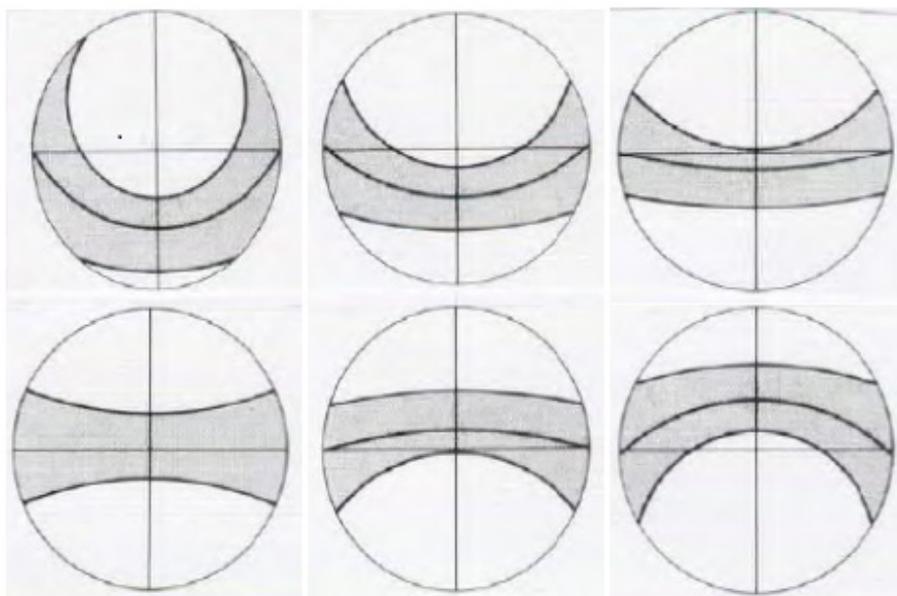


Figura 3.6: Diagramas solares para distintas latitudes geográficas. De izquierda a derecha empezando por la fila superior:  $60^{\circ}$ ,  $40^{\circ}$ ,  $20^{\circ}$ ,  $0^{\circ}$ ,  $-20^{\circ}$ ,  $-40^{\circ}$  (Fuente: [21])

Las curvas de color negro intermedias se corresponden cada una a dos meses, esto es, desde arriba hacia abajo: Julio, Agosto, Octubre y Noviembre, o desde abajo hacia arriba: Enero, Febrero, Abril y Mayo.

Las curvas de las horas, ortogonales a las de los meses, son fáciles de identificar si se siguen a lo largo del equinoccio ya que, en esta fecha, en cualquier parte del mundo, el día dura siempre exactamente 12 horas. La primera curva de las horas que intercepta la del equinoccio al Este corresponde a las 6 de la tarde. Por tanto, resulta fácil verificar sobre el diagrama que, en Barcelona, el Sol se levanta hacia las 5 y se pone hacia las 19 los 21 de Mayo y Julio, mientras que se levanta hacia las 7 y se pone hacia las 17 los 21 de Noviembre y Enero. En los solsticios, el Sol se levanta a las 4h 30' en verano y a las 7h 30' en invierno, y se pone respectivamente a las 19h 30' y a las 16h 30'.

La amplitud de variación diurna verano-invierno es de 6 horas. Hay que tener en cuenta que dichos formatos horarios están referidos al horario solar, definido de modo que el Sol alcanza su punto culminante a mediodía. Para encontrar la hora legal correspondiente habrá que tener en cuenta el huso horario, la longitud local y, eventualmente, el paso a la hora de verano.

Las circunferencias concéntricas al punto de observación miden la altura solar y las líneas radiales de las mismas miden el acimut solar, tal y como se observa en la figura 3.8.

Para el estudio del asoleamiento hay que tener en cuenta unos objetos ubicados a

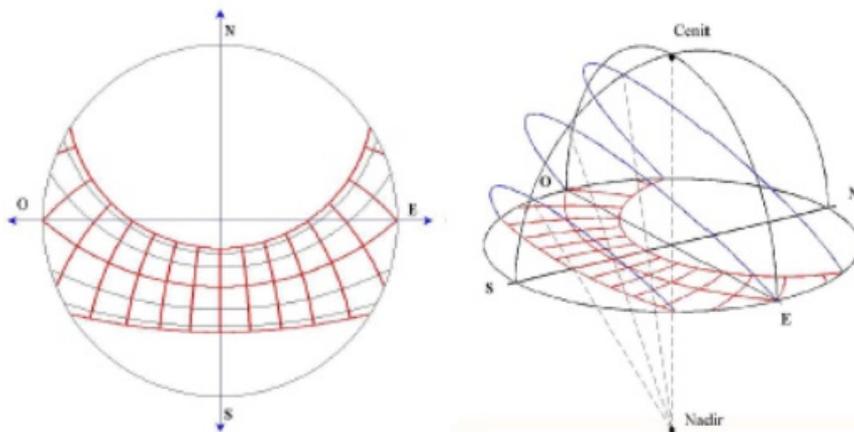


Figura 3.7: Diagrama solar para una latitud próxima a Barcelona en los solsticios y equinoccios. Proyección horizontal estereográfica (Fuente: [21])

muy variadas distancias del observador: el Sol, muy lejano; las máscaras topográficas o urbanas, a media distancia y los objetos próximos. Las coordenadas cartesianas resultan poco apropiadas para tal representación, siendo más conveniente utilizar la proyección de dichos objetos sobre una esfera. El único dato relevante para la ubicación de un objeto sobre la esfera es la dirección a la que se haya (azimut y altura), por lo que la dimensión que tome dicha esfera será totalmente arbitraria, ya que todas las esferas centradas en el mismo punto son homotéticas, es decir, el dibujo de la imagen proyectada sólo cambia de escala.

En un punto del globo terrestre, todos los objetos visibles están ubicados en una semiesfera que envuelve el plano horizontal tangente a la tierra, llamada bóveda celeste. Su punto cumbre es el cenit, ubicado en la vertical del observador. Sobre esta bóveda se pueden superponer la trayectoria solar y las máscaras próximas o lejanas.

En las proyecciones sobre la esfera, el plano de horizonte está representado por el círculo de mismo radio que la bóveda celeste ubicado en el plano de referencia. Por otra parte, cualquier recta del espacio está representada por un arco de círculo, resultante de la intersección de la esfera con el plano formado por dicha recta y su centro de proyección. Debido a esto, cualquier recta infinita se representa con un gran semicírculo que corta el círculo de horizonte en dos puntos diametralmente opuestos, que figuran los dos puntos de fuga de la recta. Las rectas que pasan por el centro de observación están representadas por un punto y las rectas verticales (perpendiculares al plano de horizonte) están representadas por arcos de grandes círculos pasando por el cenit.

[22] propone el siguiente ejemplo para una visualización más clara de la proyección de una figura en una esfera. Considerando la habitación sujeta al punto de observación

### CAPÍTULO 3. ESTUDIO DE FACTORES QUE INFLUYEN EN EL NIVEL DE RADIACIÓN SOLAR

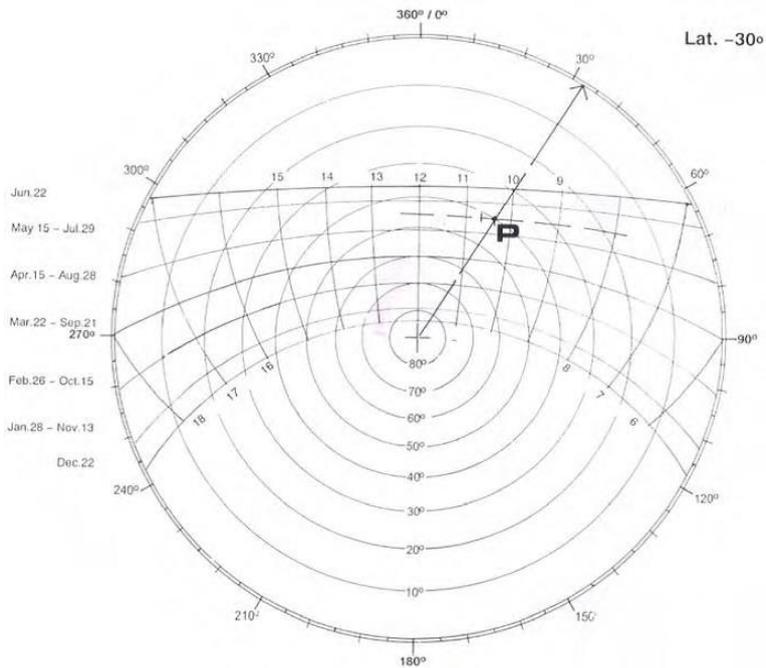


Figura 3.8: Acimut y altura solar en el diagrama solar. Diagrama solar referido a un punto geográfico P dispuesto en una latitud de  $-30^\circ$ . Las circunferencias concéntricas miden el ángulo de altitud solar y las angulaciones de los radios miden el ángulo de acimut solar (Fuente: [21])

marcado representada en la figura 3.9.

Su proyección sobre la bóveda celeste se presenta en la figura 3.10.

Una vez obtenida la proyección de un objeto sobre la esfera, conviene trasladar la representación sobre un plano horizontal. De entre todos los modos de representación horizontal se escoge la proyección estereográfica: una proyección central cuyo centro de proyección es el nadir (punto situado sobre el eje vertical de la esfera opuesto al punto cénit).

Esta representación resulta de proyectar la imagen de la esfera sobre un plano horizontal dispuesto sobre el ecuador de la misma, siendo los puntos de proyección los resultantes de las intersecciones entre las líneas que unen el nadir con los puntos representados sobre la esfera con el plano horizontal de proyección estereográfica.

Las ventajas que ofrece este tipo de proyección resultan obvias. Por un lado, la perpendicularidad entre meridianos y paralelos se mantiene en la proyección, de forma que dos arcos ortogonales sobre la esfera se proyectan en dos arcos ortogonales sobre el plano. Por otra parte, la proyección de un círculo es un círculo, salvo si pasa por el nadir, en cuyo

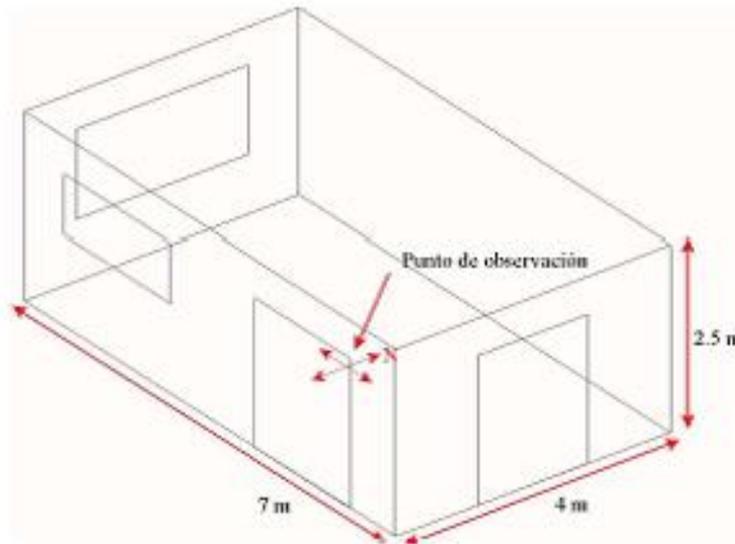


Figura 3.9: Vista en perspectiva de la habitación escogida para su representación según su proyección en una esfera (Fuente: [22])

caso es una recta. Luego, las imágenes de todas las verticales de las máscaras se cortarán en el centro del diagrama solar.

La proyección estereográfica (líneas rojas sobre la circunferencia) se puede observar en la figura 3.11.

### 3.2.2 Estudio de asoleamiento

A lo largo de los años se han desarrollado diversos métodos para el análisis y estudio del asoleamiento sobre superficies y edificios. Estos métodos se pueden dividir en tres categorías según su naturaleza, y éstas son:

- Métodos instrumentales: Métodos basados en la simulación de movimientos, métodos fotográficos y métodos directos.
- Métodos gráficos: Se basan en los diagramas solares en proyección estereográfica y en el trazado de sombras sobre planos horizontales para estimar el asoleamiento sobre una zona geográfica determinada.
- Métodos computacionales: La visualización de la incidencia de la radiación solar directa en cualquier superficie o edificio se visualiza mediante un software.

A pesar de los distintos métodos de estudio, el objetivo que se persigue con un estudio de asoleamiento es común: la evaluación de un punto o un plano en relación a la cantidad

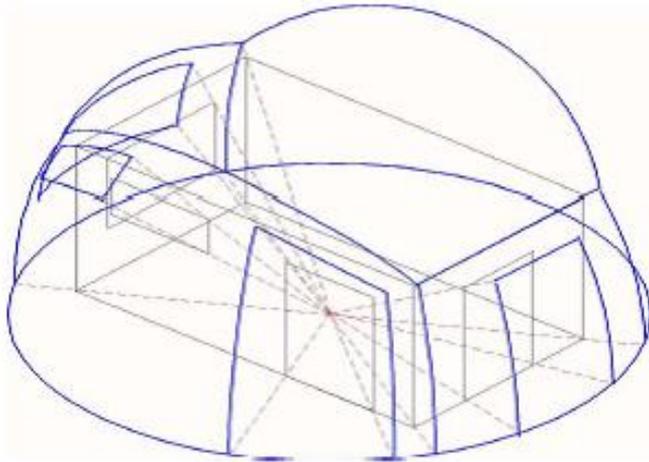


Figura 3.10: Proyección sobre la bóveda celeste de la habitación representada anteriormente (Fuente: [22])

de radiación solar directa que recibe, considerando para ello la cantidad de horas de Sol, los momentos en los que los rayos solares inciden sobre dicho punto o dicho plano y la cantidad de energía cuantificada sobre los mismos.

### Métodos instrumentales

Dentro de los métodos instrumentales para el estudio del asoleamiento se pueden encontrar varios tipos:

- Métodos basados en la simulación de movimientos: Heliodón y Solarscopio. Los dispositivos basados en la simulación de movimientos están compuestos por maquetas a escala de la zona de estudio alumbradas por focos que simulan la ruta aparente del Sol en cualquier época del año. Debido a esto, dichos dispositivos cuentan con mecanismos adaptados a las tres variables de geometría solar, a saber, lugar o latitud (ángulo del rayo solar en relación con el lugar geográfico), hora y día del año (ángulo horario del Sol) y variación estacional (declinación solar). Por otra parte, estos instrumentos tienen la ventaja de que se puede modificar la configuración de la maqueta en tiempo real para estudiar las distintas configuraciones de asoleamiento según la disposición de los volúmenes del modelo.

El Heliodón está compuesto por una tabla plana, en la que se dispone la maqueta, que puede rotar sobre los ejes vertical y horizontal, para ajustar la latitud y la hora del día, alumbrada por un foco que únicamente tiene permitido el movimiento de traslación vertical, para ajustar el mes del año que se quiera estudiar. El Solarscopio, por el contrario,

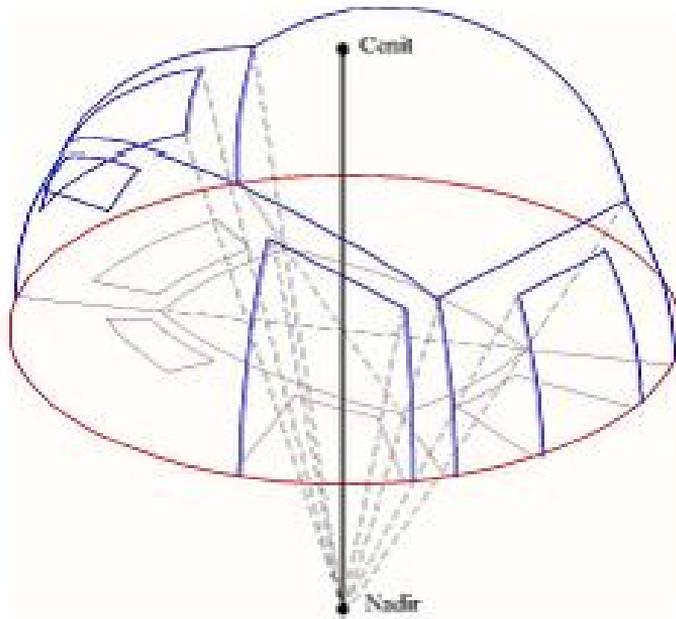


Figura 3.11: Proyección estereográfica de la imagen proyectada en la esfera (Fuente: [22])

se compone de una maqueta de posición fija alumbrada por un foco móvil que simula las trayectorias solares a lo largo de un año.

- Métodos fotográficos: Globoscopio. Este dispositivo se utiliza en el espacio real de estudio, es decir, in situ, y se compone de una cámara fotográfica que recoge la imagen reflejada del entorno en un paraboloides muy pulido, a modo de espejo. Una vez obtenida la imagen, se superpone en un diagrama solar, con lo que se obtiene una proyección estereográfica de la zona fotografiada en la que se puede estimar el asoleamiento mediante una visualización directa.
- Métodos directos: Reloj de Sol. El Reloj de Sol es un dispositivo que, colocado sobre un plano horizontal y orientado según el norte, indica la hora y el día mediante la sombra producida por un pequeño gnomon, esto es, un estilete vertical que proyecta su sombra sobre un plano horizontal, colocado exactamente en la intersección de las rectas N – S y E – O terrestres sobre el plano horizontal. Este aparato se utiliza conjuntamente con una maqueta para reproducir las sombras que se producirán en cualquier momento del año exponiendo el conjunto al Sol o a una lámpara de rayos paralelos a los rayos solares. Hay que tener en cuenta que el norte del reloj y el de la maqueta deben coincidir, moviéndose ambos hasta que la sombra del

### CAPÍTULO 3. ESTUDIO DE FACTORES QUE INFLUYEN EN EL NIVEL DE RADIACIÓN SOLAR

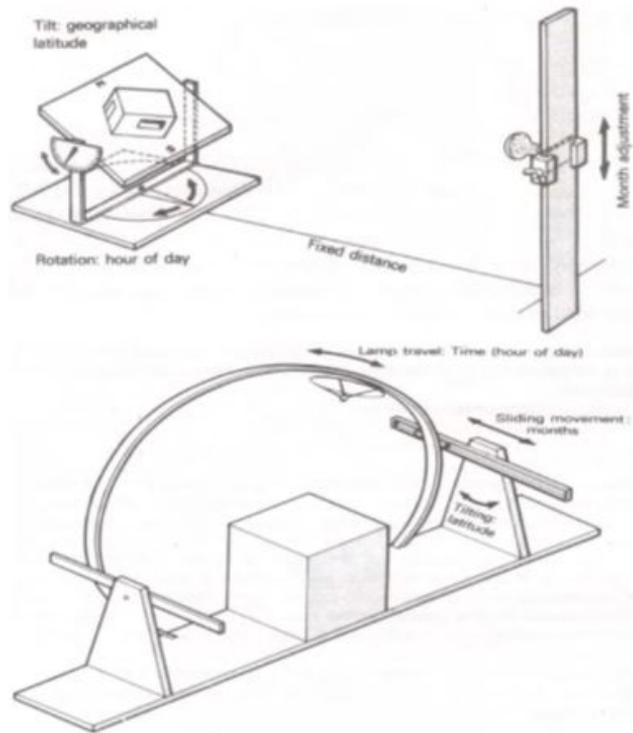


Figura 3.12: Heliódón y Solarscopio (Fuente: [21])

extremo del gnomon caiga sobre una fecha y una hora determinadas, reproduciéndose así las condiciones de asoleamiento para ese momento.

#### Métodos gráficos

Los métodos gráficos se basan en el uso de los diagramas solares para proyectar las sombras sobre un plano horizontal. [22] propone un método para caracterizar los momentos del día en los que una determinada estructura queda resguardada de los rayos solares. Dicho método consiste en superponer los diagramas solares, previamente caracterizados y orientados para una determinada zona geográfica, en los contornos de las edificaciones del plano de estudio. En la figura 3.14 se puede visualizar el método propuesto, ejemplificado para la Plaza de Catalunya (Barcelona).

Los intervalos en los que una fachada ocultará parcialmente los rayos solares y, por consiguiente, proyectará una sombra en su entorno, serán aquellos en los que la unidad estructural correspondiente a dicha fachada esté superpuesta con el correspondiente diagrama solar aplicado a la misma.

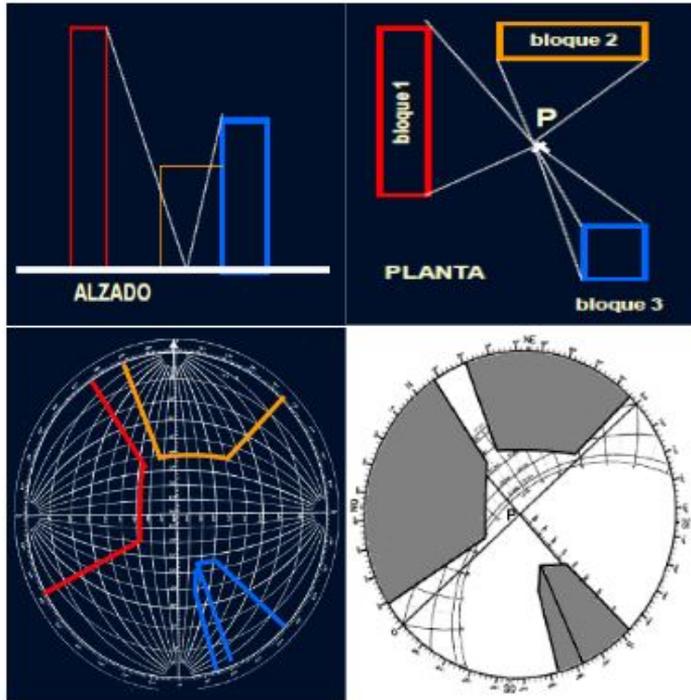


Figura 3.13: Proyección estereográfica sobre un diagrama solar (Fuente: [23])

Para trazar las sombras arrojadas por un objeto, hay que conocer la altura y el acimut solar correspondientes a la fecha y hora estudiadas. Ambos parámetros están caracterizados en el diagrama solar, de forma que las circunferencias concéntricas al punto de observación miden los distintos ángulos de altitud solar y la angulación radial del punto correspondiente al momento de estudio mide el acimut.

El ángulo de acimut solar se mide en el diagrama solar en sentido horario a partir del punto cardinal Sur para el hemisferio Norte y en sentido horario a partir del punto cardinal Norte para el hemisferio Sur. El acimut geográfico se mide siempre en sentido horario a partir del punto cardinal Norte para cualquier ubicación.

El ángulo de altitud solar puede estimarse a partir de las circunferencias concéntricas escaladas en el diagrama solar, o bien calcularse de una forma más precisa utilizando la ecuación que se muestra a continuación:

$$\sigma = \frac{\pi}{2} - 2 \tan^{-1} \frac{a}{r}, \quad (3.13)$$

donde  $\sigma$  es el ángulo de altitud solar,  $a$  es la distancia del punto correspondiente a la fecha y hora de estudio al centro del círculo y  $r$  es el radio de ese mismo círculo. Estos parámetros se pueden visualizar en la figura 3.15.

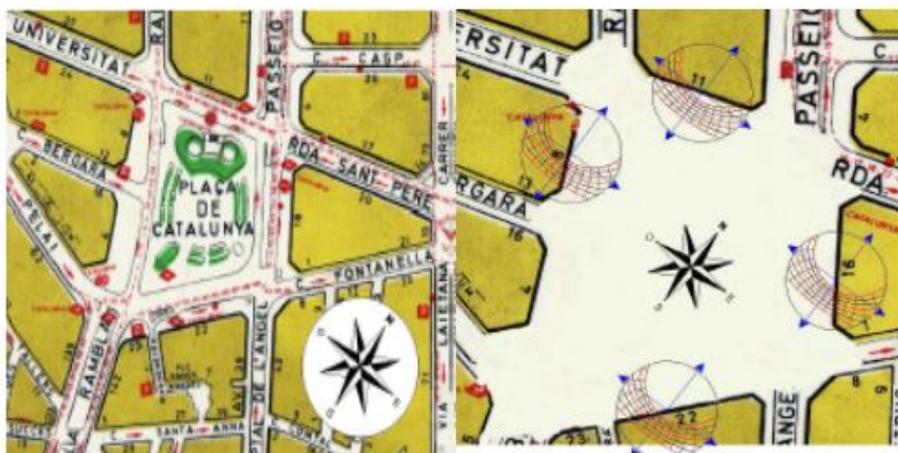


Figura 3.14: Método gráfico utilizado para estudiar el asoleamiento (Fuente: [22])

A partir de la fórmula anterior es posible averiguar que en los equinoccios (puntos de encuentro de la línea Norte-Sur y de la trayectoria roja del medio), la altura angular del Sol,  $\sigma$ , es igual al complemento de la latitud del punto estudiado  $\phi$ , lo que es lo mismo, que el complemento,  $\omega$ , de la altura del Sol es igual a la latitud. En los solsticios hay que añadir o sustraer la latitud del Trópico correspondiente.

La expresión anterior puede ser reemplazada por una construcción gráfica elemental, tal y como se observa en la figura 3.15.

Cuando la altitud solar es conocida, se puede calcular la longitud de la sombra arrojada por un gnomon sobre el plano horizontal, tal y como se muestra en la figura 3.16.

En el momento de trasladar esta sombra sobre el plano en cuestión, hay que darle la dirección correspondiente al acimut de los rayos solares.

De esta forma, se pueden representar las sombras proyectadas por una estructura determinada en el plano, conociendo la altura de la misma, como se muestra en la figura 3.17.

Aplicando este procedimiento a todo el plano de estudio, se tiene observado el resultado en la figura 3.18.

El uso de los diagramas solares en proyección estereográfica sobre un plano horizontal tiene como objetivo representar la porción de la bóveda celeste, con sus obstrucciones, que se ve desde un punto de observación P, para poder determinar las horas del día en las que dicho punto recibe luz solar. Para realizar un estudio de asoleamiento en proyección estereográfica es preciso conocer las trayectorias aparentes del Sol sobre la zona de estudio (diagrama solar), cuyas proyecciones se dan en un sistema de proyección estereográfica [23].

La línea de cielo es la línea que separa del cielo a los objetos que rodean un entorno.

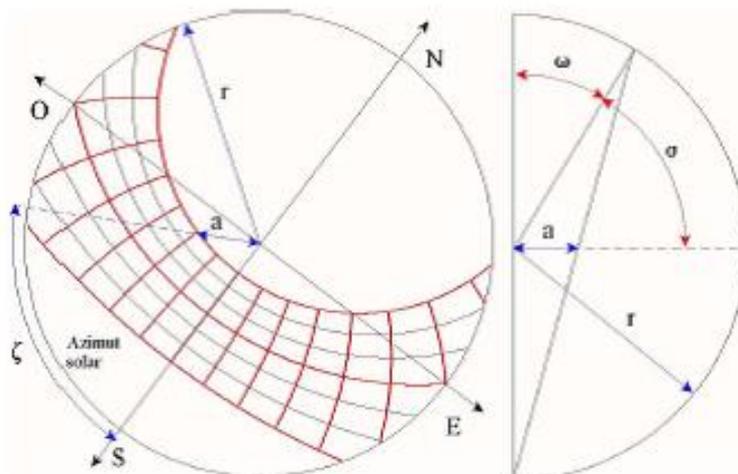


Figura 3.15: Parámetros aplicados al cálculo de la altitud solar en Barcelona para el día 21-JUNIO a las 14 h (Fuente: [22])

Sobre plano horizontal y sin obstáculos, esta línea corresponde a la línea de horizonte, es decir, el círculo que limita el diagrama solar. En un paisaje urbano o rural con una topografía acusada, esta separación está principalmente definida por las fachadas y los techos de las edificaciones, si el entorno de estudio es de carácter urbano, o por los árboles y las montañas, si el entorno de estudio es un paisaje rural. No obstante, en la práctica se supone que dichos límites son planos, o que pueden simplificarse mediante una o varias líneas horizontales que los definan.

De este modo, los objetos que llenan el espacio entre la línea de cielo y el plano de referencia constituyen las denominadas máscaras para el estudio de asoleamiento.

A continuación se presenta un ejemplo ([22]) en el que se examina una sola arista sobre la fachada de un edificio, ubicada al oeste del punto de observación simbolizado por el centro del diagrama solar. Suponiendo que la altura del edificio es de 20m, se calcula el ángulo de vista de la arista horizontal que limita la fachada mediante la construcción del triángulo rectángulo de color rojo que se observa en la figura 3.19.

En la práctica, sólo se calcula el ángulo de vista de un punto de la recta horizontal: el más próximo del punto de observación, cuyo ángulo de vista es máximo. Este punto queda determinado trazando una recta perpendicular a la fachada que pase por el punto de observación. El punto en cuestión será el punto de corte de dicha recta con la arista que define a la fachada.

Los dos catetos del triángulo rectángulo representan, a la misma escala, la altura del edificio y la distancia del punto de observación a la fachada. En este triángulo se puede medir la altura angular ( $30^\circ$ , en este caso).



Figura 3.16: Longitud de la sombra arrojada por un gnomon a la escala del plano de estudio conociendo la altitud solar (Fuente: [22])

Una vez calculado el triángulo, hay que realizar la construcción gráfica inversa, tal y como se muestra en la figura 3.20.

En este caso, el ángulo de vista es dado ( $\sigma_h = 30^\circ$ ) y hay que medir la distancia a sobre el dibujo. Esta construcción permite emplazar el punto sobre el gráfico solar, como se representa en la figura 3.21.

La representación de una recta horizontal de longitud infinita es un arco de círculo limitado por un diámetro del diagrama solar paralelo a la recta. Este diámetro está ya representado en la línea punteada de la figura 3.21. El punto calculado y las extremidades del diámetro dan los tres puntos necesarios para trazar un arco de círculo.

Los centros de los arcos de círculos, representando todos los paralelos a la arista estudiada, están ubicados sobre la perpendicular a este diámetro común y sus radios  $c$  son dados según la fórmula:

$$c = \frac{r}{\cos \zeta}, \quad (3.14)$$

donde  $r$  es el radio del círculo del diagrama solar y  $\zeta$  es la altura angular de la recta.

Si la recta es de longitud infinita, el arco es completo, lo que separa el diagrama en dos partes: la que comprende el centro corresponde a los puntos ubicados encima de la línea de horizonte, mientras que la otra comprende los puntos que están debajo. En el caso del edificio, hay que limitar este arco con los radios pasando por los límites de la vista en el plano del edificio.

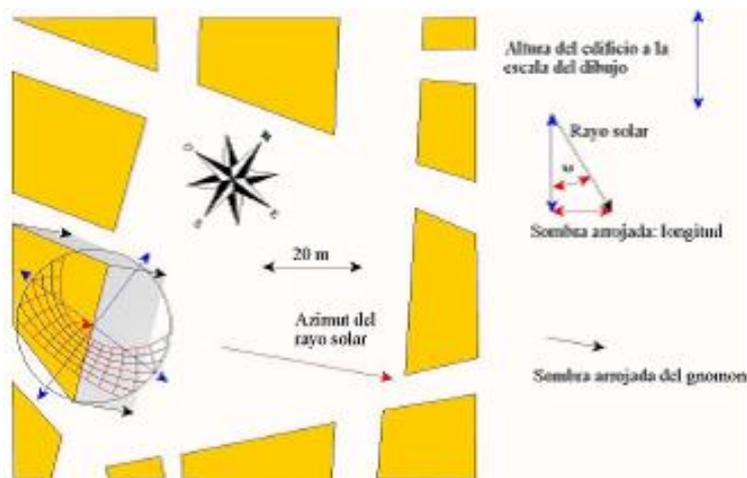


Figura 3.17: Sombra proyectada por una estructura determinada según el procedimiento estudiado, suponiendo que le edificio de estudio tiene una altura de 20 m (Fuente: [22])

En la figura 3.22 se ejemplifica este hecho, en la que la zona gris define los días y horas durante los cuales el edificio proyecta sombra al punto de observación.

De esta forma, procediendo para todo el conjunto de edificios contenido en el plano estudiado se obtiene los resultados mostrados en la figura 3.23.

A partir de este ejemplo se deduce que una horizontal ubicada sobre el plano de referencia es presentada por un gran semicírculo que coincide con la circunferencia del diagrama, mientras que una horizontal ubicada encima del punto de observación es representada por un diámetro del diagrama.

Este procedimiento también puede ser aplicado para los casos en los que el entorno cuente con edificaciones de distinta altura, teniendo en cuenta que hay que aplicar el proceso sucesivamente para cada diferencial de altura existente.

### Métodos computacionales

Los métodos computacionales de estudio del asoleamiento se basan en los métodos gráficos e instrumentales vistos anteriormente. Estos métodos se componen de un software que, mediante un algoritmo previamente programado, se encargará de automatizar el proceso de caracterización de las sombras proyectadas sobre un plano.

Algunos de estos programas ofrecen la proyección estereográfica del entorno de estudio enmarcada en su respectivo diagrama solar, como Heliodon ([22]) o ShadeDesing, más extendido y utilizado por varios autores, como [21]. El algoritmo seguido por estas aplicaciones es muy similar al planteado anteriormente en el estudio de los métodos gráficos:

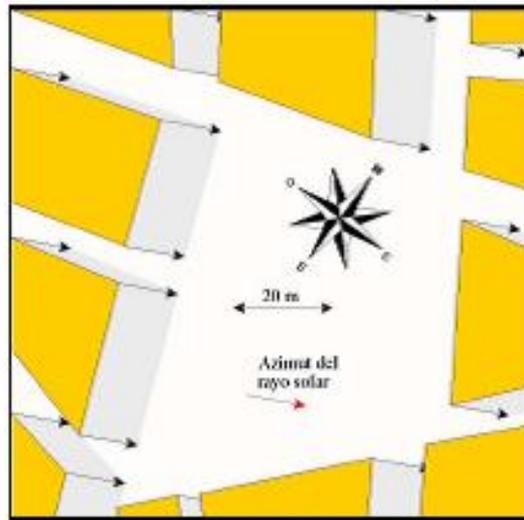


Figura 3.18: Representación de las sombras proyectadas para todo el plano según el procedimiento descrito, suponiendo que todos los edificios representados tienen una altura de 20 m (Fuente: [22])

el software ofrecerá los resultados gráficos del asoleamiento a partir de unas coordenadas y una configuración determinadas e introducidas por el usuario, de forma que todos los cálculos intermedios se realizan de forma interna. De esta forma, el único conocimiento que se ha de tener al respecto son las coordenadas de estudio y la configuración de la zona geográfica tratada.

Otros programas orientados a la arquitectura y al modelado tridimensional, como AutoCad o Google SketchUp, ofrecen una visualización directa de las sombras proyectadas a lo largo del día sobre el plano de estudio o un modelo tridimensional a escala del entorno del mismo a partir de las coordenadas geográficas de la región a caracterizar, el momento del año y la hora del día a visualizar y las alturas y geometrías que delimitan dicha región.

Por último, diversos programas dedicados al tratamiento de imágenes, como Photoshop o Corel Draw, tienen las herramientas necesarias para convertir una fotografía panorámica de la zona de estudio en una imagen estereográfica, ofreciendo resultados muy parecidos a los obtenidos mediante un Globoscopio. Una vez obtenida la proyección estereográfica del horizonte es fácil superponerla sobre su respectivo diagrama solar para determinar el asoleamiento sobre la zona geográfica fotografiada.

En los últimos años se han desarrollado nuevos tipos de software para la simulación del sombreado en generadores FV para la estimación de las pérdidas energéticas en una instalación fotovoltaica cuando existen sombras proyectadas en los módulos FV. El programa Solar Pro, utilizado en [24], es una herramienta específicamente desarrollada para

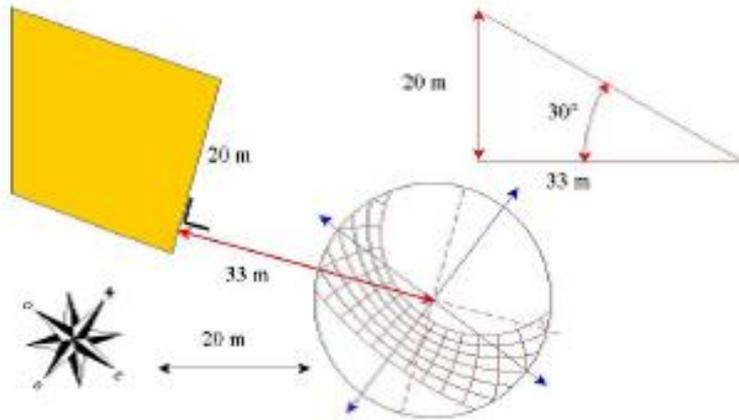


Figura 3.19: Ejemplo de cálculo del ángulo de vista de la arista horizontal que limita la fachada de un edificio determinado (Fuente: [22])

simular el efecto del sombreado en los sistemas fotovoltaicos. No obstante, no permite la inclusión de superficies con seguimiento solar, aunque se realiza un tratamiento muy detallado de la configuración del generador FV empleado (conexiones, número de celdas FV, número de ramas, diodos bypass, etc.). Por otra parte, el programa PVSYST, en su versión 3.4 y posteriores, ha incluido la posibilidad de utilizar diferentes tipos de seguimiento solar en sus cálculos de sombreado.

Las herramientas informáticas más utilizadas para el procesamiento de sombras son los denominados Sistemas de Información Geográfica (SIG). Estos programas son capaces de procesar la evolución de las sombras de un área geográfica determinada a partir de su Modelo Digital del Terreno (MDT). Un MDT es una matriz de celdillas/píxeles en la que cada celdilla guarda el valor de la altura de un punto de la superficie terrestre en función de sus coordenadas geográficas (latitud y longitud). Un MDT puede representar la geografía del terreno tanto a nivel exclusivamente orográfico (accidentes naturales) como a nivel de elementos naturales (árboles, rocas, cráteres, etc.) y artificiales (edificios, puentes, carreteras, etc.) ubicados en la zona de estudio.

La figura 3.24 representa el MDT del término de Andalucía. Cada píxel almacena el valor de la altura de la superficie terrestre (en metros) en cada punto del mapa. La figura 3.25 representa el ráster de sombras del término de Andalucía. En este caso, cada celdilla almacena un valor de 0 a 255 en función de la intensidad de la sombra, para un ángulo de acimut solar y un ángulo de altitud solar determinados.

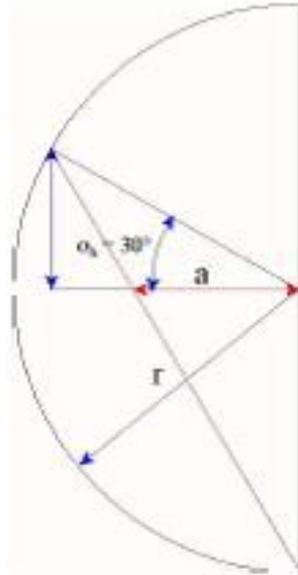


Figura 3.20: Construcción gráfica inversa (Fuente: [22])

### 3.3 Procesos de atenuación de la radiación espectral

La radiación solar que llega a la superficie terrestre se distribuye conforme a un espectro de longitudes de onda de rango  $\mathfrak{R} = \{300nm - 4\mu m\}$ . La radiación espectral  $R_\lambda$  se define como la potencia recibida para un diferencial de longitud de onda determinado ( $d\lambda$ ). La integral de esta magnitud a lo largo de todo el espectro es igual a la radiación total.

La composición y concentración de los constituyentes atmosféricos terrestres varían según la localización geográfica, la altitud y la época del año. La radiación solar se atenúa según la opacidad de la atmosfera, que dificulta la transmisión de los rayos solares. Los constituyentes atmosféricos que influyen sobre dicho factor se dividen en tres tipos: moléculas de aire seco, vapor húmedo y aerosoles. De esta forma, el nivel de radiación solar no es el mismo en la parte alta de la atmósfera que en la parte baja, ya que va disminuyendo conforme a su paso debido a la absorción, reflexión y dispersión de los rayos solares.

Una de cada 100 unidades energéticas que entran en la atmósfera terrestre, 24 son reflejadas por las nubes (20) y por el suelo (4), 25 son dispersadas (6) y absorbidas (19) por la atmósfera y 51 son las absorbidas por el suelo [1]. La dispersión de los rayos solares está influida por los constituyentes atmosféricos englobados en las moléculas de aire seco y los aerosoles, y la absorción, por el contrario, está condicionada principalmente por la humedad atmosférica.

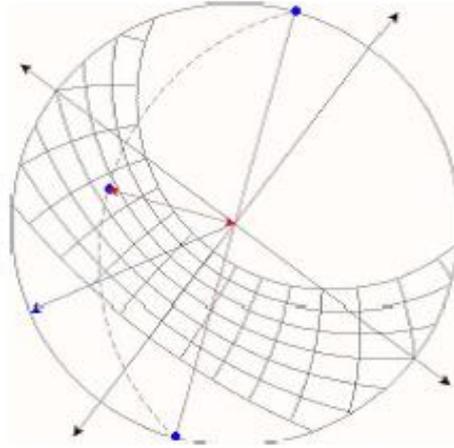


Figura 3.21: Construcción propuesta en la figura 3.20 proyectada sobre el diagrama solar (Fuente: [22])

### Radiación espectral directa

La radiación directa está sometida a diferentes procesos de atenuación durante su trayectoria desde su entrada en la atmósfera hasta su llegada a la superficie terrestre, siendo la dispersión y absorción de los rayos solares los de principal interés. El nivel de radiación espectral directa que llega a la superficie terrestre, para una frecuencia determinada, puede expresarse en función del nivel de radiación espectral existente a la entrada de la atmósfera, de siguiente forma:

$$R_{B,\pi\lambda} = R_{a,\lambda} \exp^{-k_\lambda \times l}, \quad (3.15)$$

donde  $R_{B,\pi\lambda}$  es el nivel de radiación espectral directa que llega a la superficie de la Tierra,  $R_{a,\lambda}$  es el nivel de radiación espectral a la entrada de la atmósfera (radiación extraterrestre),  $k_\lambda$  es el coeficiente de atenuación espectral para el medio de dispersión estudiado y  $l$  es la longitud de la trayectoria recorrida a través de la atmósfera. La expresión anterior también puede ser expresada como:

$$R_{B,\pi\lambda} = R_{a,\lambda} \exp^{-\tau_\lambda}, \quad (3.16)$$

donde  $\tau_\lambda$  es el espectro óptico (o actividad óptica), esto es, la rotación de la polarización lineal de la luz cuando viaja a través del medio de dispersión, y  $m$  es la masa óptica, es decir, la variación de longitud que toma la trayectoria desviada relativa a la longitud de la trayectoria vertical. La masa óptica es función de la distancia cenital ( $\theta_Z$ ) y de la distribución vertical del medio de propagación, de forma que  $m=1$  en el cenit ( $\theta_Z=0$ ) y  $m \cong \frac{1}{\cos\theta_Z}$  cuando  $\theta_Z < 75^\circ$ .

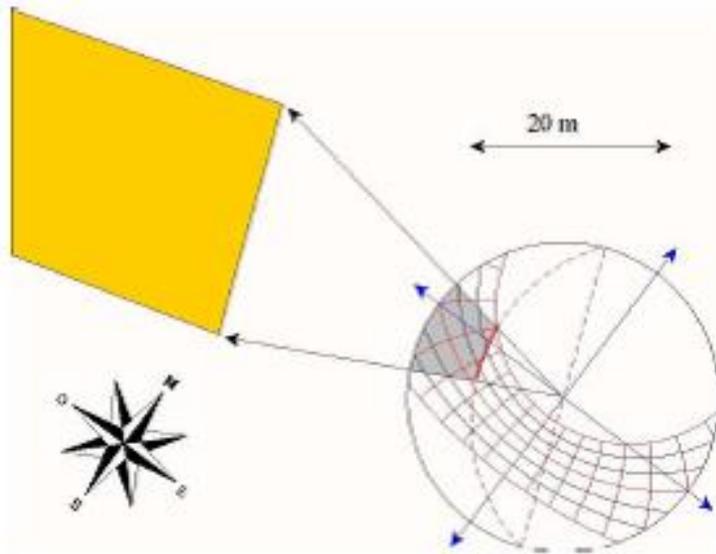


Figura 3.22: Proyección estereográfica del edificio de estudio que define los intervalos horarios en los que el edificio proyecta sombra al punto de observación (Fuente: [22])

Cuando el medio de propagación es la atmósfera terrestre, la masa óptica equivale a la masa de aire (AM, de sus siglas en inglés “air mass”). Se define la masa de aire AM0 como la ausencia de atenuación atmosférica de la radiación solar a 1 u.a. del Sol. Bajo condiciones atmosféricas de cielo despejado, el parámetro más importante para la determinación del nivel de radiación global es la longitud del camino que recorre la luz a través de la atmósfera. Cuando el Sol se encuentra en dirección vertical, el camino es mínimo y se puede decir que la radiación que llega a la superficie de la Tierra es AM1. En las aplicaciones fotovoltaicas, el espectro AM1.5, estandarizado a una densidad de potencia global solar de  $1\text{ kW}/\text{m}^2$ , es el utilizado como patrón para la medición de las características eléctricas de las celdas solares para aplicaciones terrestres, mientras que para la caracterización de dispositivos para aplicaciones espaciales se utiliza el espectro AM0 normalizado a  $1.36\text{ kW}/\text{m}^2$ .

La figura 3.26 muestra las distribuciones espectrales AM0, AM1.5 y la de un cuerpo negro a 5800 K.

El cálculo de los coeficientes  $K_\lambda$  y  $\tau_\lambda$  no se realiza de forma directa, ya que es específico del proceso de dispersión y, por consiguiente, de la longitud de onda relativa a la radiación espectral implicada en dicho proceso. A grandes rasgos, estos procesos se dividen en tres grupos: dispersión molecular (o de Rayleigh), extinción por aerosol (que implica dispersión y absorción) y absorción gaseosa. De esta forma, considerando un número  $n$

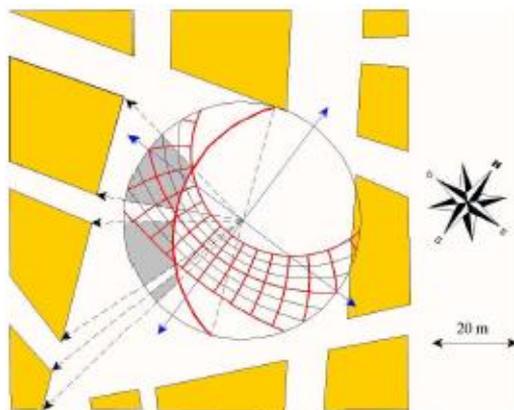


Figura 3.23: Proyección estereográfica del conjunto de edificios en el entorno del punto de observación en el diagrama solar correspondiente a la ubicación geográfica estudiada (Fuente: [22])

de procesos de atenuación asociados a  $n$  longitudes de onda distintas, se tiene que:

$$R_{B,\pi\lambda} = R_{a,\lambda} \exp^{-(\tau_{1\lambda} m_1 + \tau_{2\lambda} m_2 + \dots + \tau_{n\lambda} m_n)}, \quad (3.17)$$

o bien,

$$R_{B,\pi\lambda} = R_{a,\lambda} T_{1\tau} T_{2\tau} \dots T_{n\lambda}, \quad (3.18)$$

donde los términos  $T_{i\lambda}$  representan el coeficiente de transmisión espectral atmosférico para el proceso  $i$ . En la práctica, estos cálculos sólo pueden ser utilizados para unas longitudes de onda determinadas dentro de un rango finito (espectro). Por ello, estas expresiones no son válidas para los procesos de absorción en los que está implicado el vapor de agua, al no poseer propiedades de saturación lineales (lo que implica que entre un proceso y otro haya enormes diferencias).

A continuación, se detallan los principales procesos de atenuación de la radiación espectral directa:

- Dispersión molecular o de Rayleigh: Desde que Rayleigh demostrara que el efecto de dispersión de moléculas se puede expresar como la inversa de la longitud de onda elevada a la cuarta, han surgido diversos estudios con el objetivo de estimar el valor del espectro óptico. De entre ellos, [26] propone la siguiente expresión:

$$\tau_{R\lambda} = 0.008735 \frac{p}{p_0} \lambda^{-4.08}, \quad (3.19)$$

Donde  $\lambda$  es la longitud de onda (en  $\mu m$ ),  $p$  es la presión atmosférica a la altura referida y  $p_0$  es la presión atmosférica a nivel del mar (1013.25 hPa).

### CAPÍTULO 3. ESTUDIO DE FACTORES QUE INFLUYEN EN EL NIVEL DE RADIACIÓN SOLAR

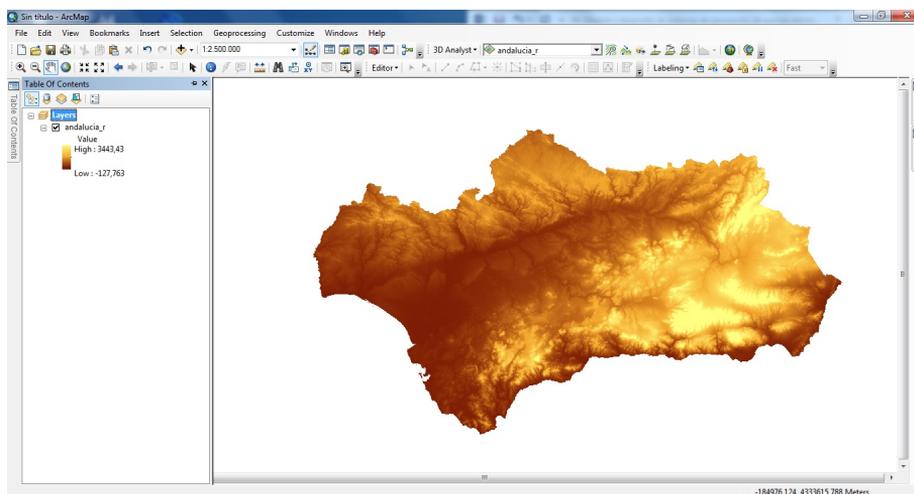


Figura 3.24: MDT del término geográfico de Andalucía (Fuente: Elaboración propia)

Por otra parte, la expresión para calcular la masa óptica del aire,  $m_R$ , es la siguiente:

$$m_R = \frac{1}{\cos \theta_Z + b_0 \theta_Z^{b_1} (b_2 - \theta_Z)^{b_3}}, \quad (3.20)$$

donde  $b_0 = 0.483.53$ ,  $b_1 = 0.095846$ ,  $b_2 = 96.741$  y  $b_3 = -1.754$ .

El coeficiente de transmisión de Rayleigh se expresa como:

$$T_{RA} = \exp^{-\tau_{RA} m_R}. \quad (3.21)$$

Para el cálculo de  $\tau_R$ , siempre es recomendable medir la presión de la zona de cálculo de forma experimental. No obstante, si no se tiene acceso a dicha información, la presión se puede calcular mediante la fórmula de [14]:

$$p = p_0 F_p \exp^{0.00177 - 0.11963z - 0.00136z^2}, \quad (3.22)$$

donde  $z$  es la altura (km) y  $F_p$  se calcula (para latitudes comprendidas en un rango de  $\pm 45^\circ$ ) como:

$$F_p = 0.993 + 2.0783 \cdot 10^{-4} |\phi| - 1.1589 \cdot 10^{-6} \phi^2 + f(z), \quad (3.23)$$

con:

$$f(z) = (8.885 \cdot 10^{-3} - 1.5236 \cdot 10^{-4} |\phi| - 9.2907 \cdot 10^{-7} \phi^2) z, \quad (3.24)$$

### CAPÍTULO 3. ESTUDIO DE FACTORES QUE INFLUYEN EN EL NIVEL DE RADIACIÓN SOLAR

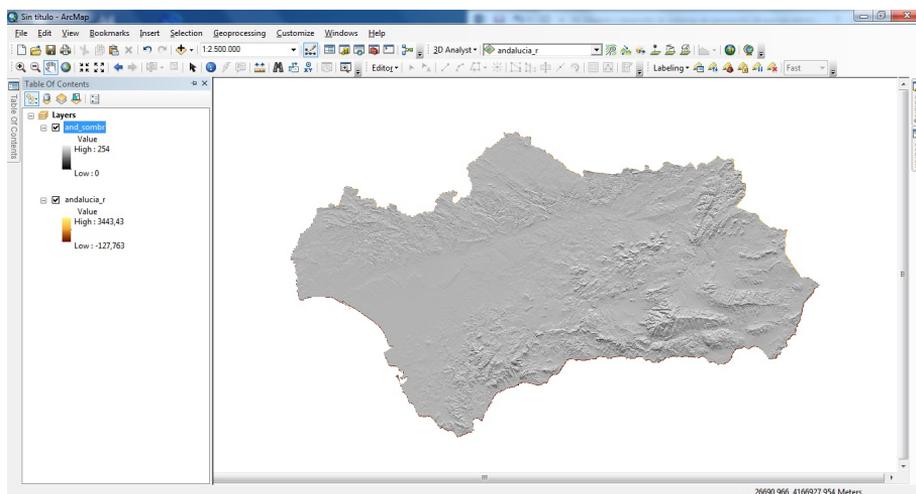


Figura 3.25: Modelo de sombras del término geográfico de Andalucía para un ángulo de acimut de 0° Norte y un ángulo de altitud solar de 45° (Fuente: Elaboración propia)

- Extinción por aerosol: Bajo cielo despejado, la extinción por aerosol representa el mayor porcentaje de atenuación de la radiación espectral directa. La fórmula que representa el nivel de atenuación bajo los efectos de aerosol es la siguiente:

$$\tau_{a\lambda} = \beta \left( \frac{\lambda}{\lambda_0} \right)^{-\alpha}, \quad (3.25)$$

donde  $\lambda_0 = 1\mu m$  y  $\beta$  es el coeficiente de turbiedad de Angstrom, proporcional a la carga de partículas provenientes de aerosoles presente en la atmósfera. Normalmente, este término varía entre 0 y 0.5. El exponente  $\alpha$  depende de la distribución de las partículas de aerosol y, bajo condiciones estándar, su valor es de 1.3. Dicho exponente varía en un rango de valores entre  $-0.6$  y  $2.6$ . La expresión anterior se puede expresar como una función logarítmica de la forma:

$$\ln \tau_{a\lambda} = \ln \beta - \alpha \ln \frac{\lambda}{\lambda_0}, \quad (3.26)$$

En este caso, y para estimar el coeficiente de transmisión  $T_{a\lambda}$ , la masa óptica computada para los aerosoles ( $m_a$ ) difiere de la estudiada para el caso de la dispersión de Rayleigh ( $m_R$ ), debido a que los aerosoles se concentran mayormente en los primeros kilómetros sobre la superficie terrestre. La expresión anterior se puede utilizar para el cálculo de  $m_a$ , pero sus coeficientes tomarán los valores  $b_0 = 0.16851$ ;  $b_1 = 0.18198$ ;  $b_2 = 95.318$  y  $b_3 = -1.9542$ :

$$T_{a\lambda} = \exp^{-\tau_{a\lambda} m_a}. \quad (3.27)$$

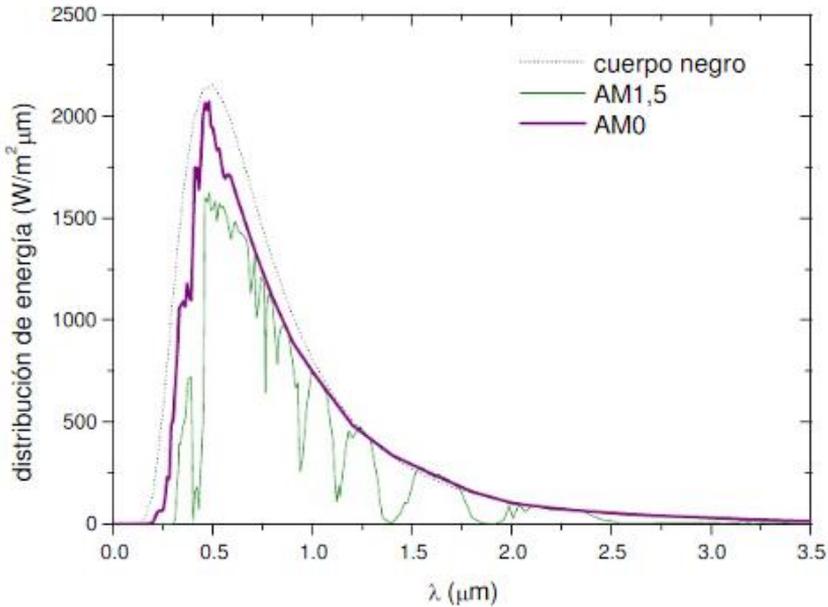


Figura 3.26: Distribución espectral de la radiación solar para los casos AM0, AM1.5 y cuerpo negro a 5800 K (Fuente: [25])

- Absorción gaseosa: Al contrario de lo que ocurre con los procesos de dispersión vistos hasta ahora, la absorción gaseosa es muy difícil de predecir teóricamente. No obstante, a lo largo de los años se han realizado diversos estudios al respecto, mediante los cuales se han perfeccionado los cálculos para aproximar de forma cualitativa los niveles teóricos de absorción con respecto a los experimentales. El inconveniente que presentan los modelos estudiados es que hay que tener un conocimiento máximo de la atmósfera, para caracterizar los distintos tipos de gases presentes durante todo el recorrido vertical de las ondas radiantes que participan en el proceso de absorción. La ecuación que define el nivel de absorción queda planteada, para cada tipo de gas  $i$ , por [1] de la siguiente forma:

$$T_{i\lambda} = \exp^{-\tau_{i\lambda} m_i} = \exp^{-A_{i\lambda} C_i m_i}, \quad (3.28)$$

donde  $m_i$  es la masa óptica referida al gas  $i$ , calculada a partir de la formulación anterior particularizada según los coeficientes  $b_i$ . La tabla 3.1 describe dichos coeficientes para los gases más comunes en este proceso. Los coeficientes  $A_{i\lambda}$  y  $C_i$  son el coeficiente de absorción y la abundancia del gas  $i$ , respectivamente. Ambos coeficientes son específicos de cada gas.

CAPÍTULO 3. ESTUDIO DE FACTORES QUE INFLUYEN EN EL NIVEL DE RADIACIÓN SOLAR

Constituyente	Descripción	$b_0$	$b_1$	$b_2$	$b_3$	$\theta_Z = 90^\circ$
Moléculas	Dispersión de Rayleigh	0.48353	0.095846	96.741	-1.7540	38.18
Aerosoles	Extinción por aerosol	0.16851	0.18198	95.318	-1.9542	68.55
$BrO$	Monóxido de bromo	1.0651	0.63790	101.80	-2.2694	14.41
$CH_4$	Metano	0.49381	0.35569	98.230	-2.1616	38.91
$CH_2O$	Formaldehido	0.61696	0.060787	96.632	-1.8279	39.16
$ClNO_3$	Nitrato de cloro	1.1212	1.6132	111.55	-3.2629	14.08
$CO$	Monóxido de carbono	0.5050	0.063191	95.899	-1.9170	44.75
$CO_2$	Dióxido de carbono	0.65786	0.064688	96.974	-1.8083	38.08
$HNO_2$	Ácido nitroso	1.0440	0.78456	103.15	-2.4794	16.69
$HNO_3$	Ácido nítrico	1.0440	0.78456	103.15	-2.4794	16.69
$H_2O$ (vapor)	Vapor de agua	0.10648	0.11423	93.781	-1.9203	72.22
$N_2$	Nitrógeno	0.38155	$8.871 \cdot 10^{-5}$	95.195	-1.8053	51.30
$NH_3$	Amoniaco	0.32101	0.010793	94.337	-2.0548	60.49
$NO$	Óxido Nítrico	0.77738	0.11075	100.34	-1.5794	31.28
$NO_2$	Dióxido de nitrógeno	1.1212	1.6132	111.55	-3.2629	14.08
$NO_3$	Trióxido de nitrógeno	1.1212	1.6132	111.55	-3.2629	14.08
$N_2O$	Óxido nitroso	0.61696	0.060787	96.632	-1.8279	39.16
$O_2$	Oxígeno	0.65779	0.064713	96.974	-1.8084	38.09
$O_3$	Ozono	1.0651	0.6379	101.80	-2.2694	14.41
$SO_2$	Dióxido de azufre	0.63454	$9.9198 \cdot 10^{-3}$	95.804	-2.0573	56.15

Table 3.1: Coeficientes para el cálculo de la masa óptica (Fuente: Elaboración propia a partir de datos [1])

### Radiación espectral difusa

Los dos procesos de dispersión (Rayleigh y aerosol) descritos anteriormente tienen influencia sobre la radiación espectral difusa. Dicho esto, conviene distinguir entre la dispersión directa y la difusa, para tener mejor caracterizados ambos métodos de atenuación. De esta forma, la componente difusa correspondiente a la dispersión de Rayleigh queda calcula mediante la expresión de [1] de la siguiente forma:

$$R_{D,RL} = R_{a,\lambda} T_{g\lambda} T_{w\lambda} T_{t\lambda} T_{aa\lambda} (1 - T_{RL}^0 \cdot 9) F_{RL} \Gamma_{0\lambda} \cos \theta_Z, \quad (3.29)$$

donde  $R_{a,\lambda}$  es la radiación espectral extraterrestre,  $T_{RL}$  es el coeficiente de transmisión de Rayleigh,  $T_{g\lambda}$ ,  $T_{w\lambda}$  y  $T_{t\lambda}$  son los coeficientes de transmisión de los gases atmosféricos uniformemente mezclados ( $CH_4$ ,  $CO$ ,  $CO_2$ ,  $N_2O$  y  $O_2$ ), el vapor de agua y los gases de difícil estimación. El valor de estos coeficientes se evalúa a partir de las figuras 3.27, 3.28 y 3.19.

El resto de variables se describen a continuación:  $F_{RL}$  es la fracción de la energía dispersada en la dirección de avance (y llega a la superficie terrestre) con respecto a la energía

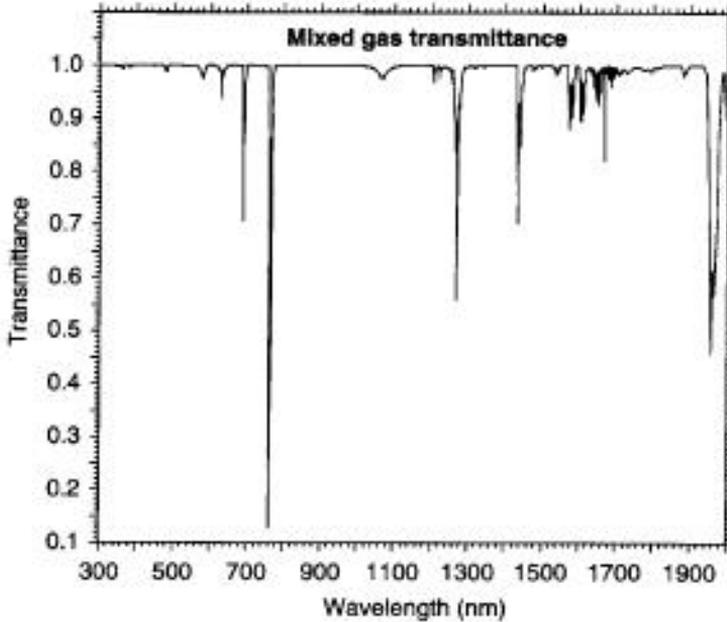


Figura 3.27: Valor de  $T_{g\lambda}$  a nivel del mar y  $AM = 1.5$  (Fuente: [1])

total dispersada. Su valor máximo es de 0.5, pero disminuye para bajas longitudes de onda y valores altos de  $\tau_{R\lambda}$  debido a los efectos múltiples de dispersión.  $T_{aa\lambda}$  es el coeficiente de transmisión de los procesos de absorción por aerosol, que se define mediante la siguiente ecuación:

$$T_{aa\lambda} = \exp^{-m_a \tau_{aa\lambda}} = \frac{T_{a\lambda}}{T_{as\lambda}}, \quad (3.30)$$

donde  $T_{as\lambda}$  es el coeficiente de transmisión para los procesos de dispersión por aerosol y  $\tau_{aa\lambda} = \tau_{a\lambda} - \tau_{as\lambda} = (1 - \omega_{0\lambda})\tau_{a\lambda}$ , donde  $\omega_{0\lambda}$  es el albedo de dispersión del aerosol, definido como:  $\omega_{0\lambda} = \frac{\tau_{as\lambda}}{\tau_{a\lambda}}$ . El albedo de dispersión tomará unos valores dentro del rango 0.60-0.98.

Por último, el término  $\Gamma_{0\lambda}$  representa el coeficiente efectivo de transmisión difusa de ozono. Este coeficiente representa de forma cuantitativa al hecho de que el mayor porcentaje de dispersión de Rayleigh ocurra bajo la capa de ozono. De la misma forma a la planteada, el componente difuso debido a la dispersión por aerosol se obtiene como sigue:

$$R_{D,a\lambda} = R_{a,\lambda} T_{g\lambda} T_{w\lambda} T_{t\lambda} T_{aa\lambda} T_{R\lambda} (1 - T_{aa\lambda}) F_{a\lambda} \Gamma_{0\lambda} \cos \theta_Z, \quad (3.31)$$

donde  $F_{a\lambda}$  es la dispersión por aerosol en la dirección de avance, que depende de la longitud de onda, el ángulo cenital y las propiedades de dispersión.

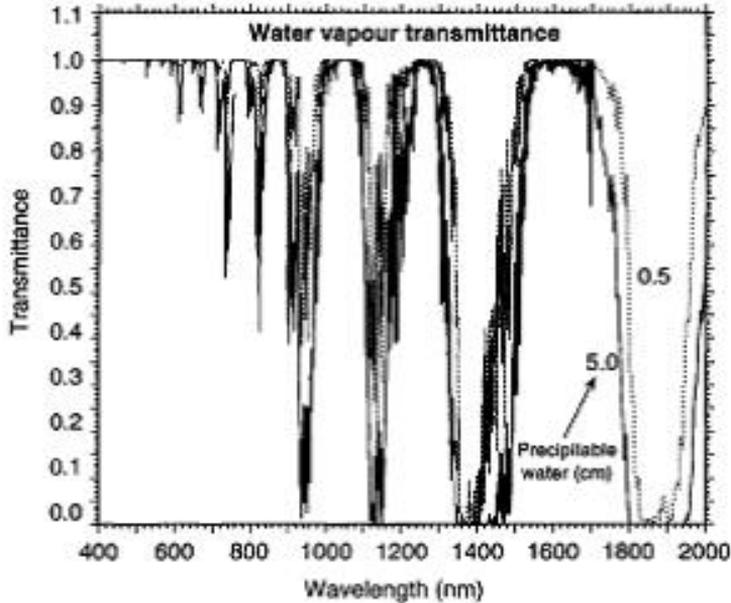


Figura 3.28: Valor de  $T_{w\lambda}$  para  $w = 0.5\text{cm}$  (condiciones de aire seco, curva alta) o  $w = 5\text{cm}$  (condiciones de aire húmedo, curva baja), a nivel del mar y  $AM = 1.5$  (Fuente: [1])

### Radiación espectral global

La radiación espectral global, evaluada para un plano horizontal y considerando que la incidencia se realiza sin reflexión solar, puede calcularse mediante la suma de las componentes estudiadas anteriormente a partir de la fórmula:

$$R_{G,0\lambda} = R_{D,R\lambda} + R_{D,a\lambda} + R_{B,\pi\lambda} \cos\theta_Z, \quad (3.32)$$

Sin embargo, la superficie terrestre ejerce importantes influencias sobre la radiación espectral incidente, ya que una fracción de ésta última  $\alpha_{g\lambda}$  se ve reflejada de nuevo hacia el cielo. Así mismo, el cielo vuelve a reflejar parte de esos rayos reflejados  $\alpha_{s\lambda}$  de nuevo hacia el suelo.

Dicho esto, la expresión de la radiación espectral difusa total queda como:

$$R_{D\lambda} = R_{D,R\lambda} + R_{D,a\lambda} + \frac{\alpha_{s\lambda} \alpha_{g\lambda} R_{G0\lambda}}{1 - \alpha_{s\lambda} \alpha_{g\lambda}} = \frac{R_{D,R\lambda} + R_{D,a\lambda} + \alpha_{s\lambda} \alpha_{g\lambda} R_{B,\pi\lambda} \cos\theta_Z}{1 - \alpha_{s\lambda} \alpha_{g\lambda}}. \quad (3.33)$$

Por lo tanto, la radiación espectral global es igual a:

$$R_{G\lambda} = R_{D\lambda} + R_{B,\pi\lambda} \cos\theta_Z, \quad (3.34)$$

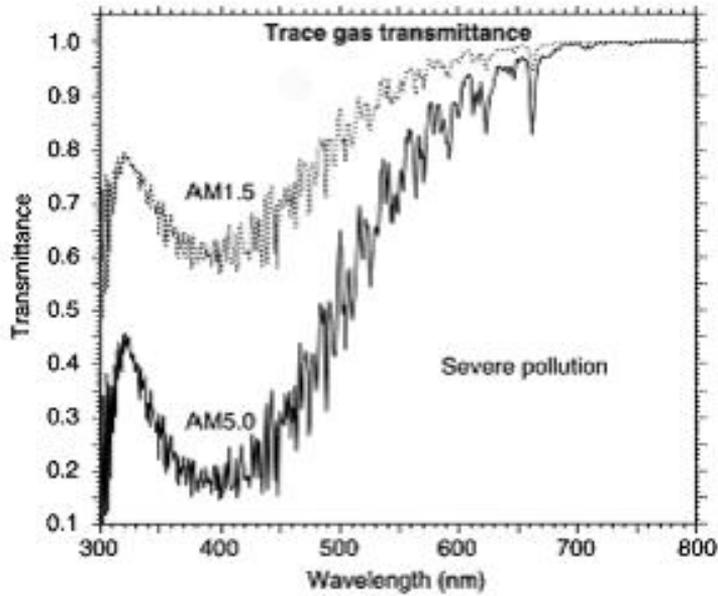


Figura 3.29: Valor de  $T_{t\lambda}$  y  $AM = 1.5$  (curva alta) o  $AM = 5$  (curva baja, atmósfera contaminada) (Fuente: [1])

con lo que la radiación total registrada queda como:

$$L_G = \int_0^{\infty} L_{G\lambda} d\lambda . \quad (3.35)$$

## Capítulo 4

# Modelo de cuantificación del potencial fotovoltaico

El potencial fotovoltaico de una zona geográfica se define principalmente en función del nivel de radiación registrado durante un período de tiempo determinado. En este caso, el modelo de potencial fotovoltaico es, básicamente, el mapa de radiación solar de la zona de estudio, delimitada por el término peninsular del Reino de España. A continuación se va a explicar el proceso de elaboración del modelo de potencial fotovoltaico.

Primeramente, se valoró la posibilidad de utilizar el mapa de radiación de la Agencia Estatal de Meteorología del Gobierno de España (AEMET) elaborado por [27]. No obstante, los valores representados en el mapa de radiación no están ajustados a una escala que permita valorar la diferencia de radiación entre puntos cercanos, por lo que se propuso reconfigurarlos mediante un algoritmo matemático basado en aplicar factores de corrección a los datos radiométricos. Los factores de corrección serían calculados a partir del estudio de las sombras proyectadas por la geografía del terreno sobre la zona de estudio, con el objetivo de reajustar los datos de radiación a una escala menor. De esta forma, cada dato del mapa de radiación sería recalculado a partir de un factor de corrección igual al número de horas de sombra (incluyendo las horas nocturnas) sobre el punto geográfico de estudio dividido por el número de horas que tiene un día, de forma que:  $R'_i = R_i c_i = R_i h_{sombra}/24$ ; donde  $R_i$  representa el nivel de radiación registrado en el punto  $i$ .

Posteriormente, el algoritmo descrito se ejecutaría mediante una herramienta GIS (Sistema de Información Geográfica), haciendo uso del mapa de radiación en formato ráster (matriz de píxeles) para aplicar los respectivos factores de corrección sobre cada uno de sus píxeles, que representarían el nivel de radiación de cada punto geográfico correspondiente. No obstante, el mapa de radiación de AEMET no se encuentra disponible en formato ráster, por lo que habría que convertirlo previamente. Mediante GIS se puede

generar un modelo ráster a partir de una imagen (bmp, png, jpeg) asignando manualmente los atributos que se quieran representar sobre cada píxel del mapa, pero suponer una tarea muy tediosa si la imagen abarca un área relativamente extensa. Además, en el caso del mapa de radiación sería muy complicado asignar un único atributo a cada punto, puesto que la información del mapa no está referida a incidencias puntuales de radiación, sino que cada píxel tiene asociado un color que simboliza un rango de valores.

Debido a las incidencias comentadas, se decidió elaborar el ráster de radiación sin tener en cuenta el mapa de radiación de AEMET, utilizando las herramientas de análisis solar de GIS. En los siguientes apartados se explican los procedimientos seguidos para elaborar el modelo de potencial fotovoltaico mediante GIS.

## 4.1 Modelos de radiación solar en GIS

En las escalas de paisajes, la topografía es un factor principal que determina la variabilidad espacio-geográfica de la insolación. La variación en la altura, la pendiente y la orientación, y las sombras producidas por entidades topográficas influyen en la cantidad de insolación que se recibe en diferentes ubicaciones. Esta variabilidad también cambia según la hora del día y la época del año y, a su vez, contribuye a la variabilidad del microclima, incluidos los factores como los regímenes térmicos del aire y del Sol, la evapotranspiración, los patrones de fusión de la nieve, la humedad del suelo y la luz disponible para la fotosíntesis.

Algunos sistemas GIS disponen de una herramienta para confeccionar mapas de radiación solar global, directa y difusa. Estas herramientas permiten analizar los efectos del sol sobre un área geográfica para períodos de tiempo específicos. Dicho análisis explica los efectos atmosféricos, la latitud y la elevación de una ubicación, la pendiente y la dirección de brújula (orientación), los cambios diarios y estacionales del ángulo solar y los efectos de las sombras producidas por la topografía circundante.

La cantidad de radiación total calculada para una ubicación o un área en particular se proporciona como radiación global. El cálculo de la insolación directa, difusa y global se repite para la ubicación de cada entidad o para ubicación de la superficie topográfica, lo que genera mapas de insolación para un área geográfica completa. A continuación se describe el proceso de elaboración de los mapas de radiación y se detallan las formulaciones utilizadas por el software.

La radiación global se calcula como la suma de la radiación directa y difusa de todos los sectores del mapa solar y mapa del cielo, respectivamente. Dicho cálculo responde a la siguiente expresión:

$$Global_{tot} = Dir_{tot} + Dif_{tot} , \quad (4.1)$$

donde  $Global_{tot}$ ,  $Dir_{tot}$  y  $Dif_{tot}$  son las componentes global, directa y difusa de la ra-

## CAPÍTULO 4. MODELO DE CUANTIFICACIÓN DEL POTENCIAL FOTOVOLTAICO

diación solar, respectivamente. A su vez, la insolación directa total para una ubicación dada es la suma de la insolación directa de todos los sectores del mapa solar. Esto es:

$$Dir_{tot} = \sum Dir_{\theta,\alpha} . \quad (4.2)$$

La insolación directa del sector del mapa solar con un centroide en los ángulos cénit y acimutal ( $\theta$  y  $\alpha$ , respectivamente) se calcula mediante la siguiente ecuación:

$$Dir_{\theta,\alpha} = S_{const} \beta^{m(\theta)} SunDur_{\theta,\alpha} SunGap_{\theta,\alpha} \cos AngIn_{\theta,\alpha} , \quad (4.3)$$

donde:

- $S_{const}$  es el valor de la constante solar. La utilizada por ArcGIS es de  $1.367W/m^2$ , que coincide con la constante solar del Centro Mundial de Radiación (World Radiation Centre, WRC).
- $\beta$  es la transmisividad de la atmósfera (el promedio de todas las longitudes de onda) para la ruta más corta (en dirección al cénit).
- $m(\theta)$  es la longitud de ruta óptica relativa, que se mide como una proporción en relación con la longitud de ruta del cénit.
- $SunDur_{\theta,\alpha}$  es la duración de tiempo representada por el sector del cielo. Para la mayoría de los sectores es igual al intervalo diario multiplicado por el intervalo horario. Para los sectores parciales (cercanos al horizonte), la duración se calcula mediante la geometría esférica.
- $SunGap_{\theta,\alpha}$  es la fracción de espacio para el sector del mapa solar.
- $AngIn_{\theta,\alpha}$  es el ángulo de incidencia entre el centroide del sector del cielo y el eje normal para la superficie.

La longitud óptica relativa se determina por el ángulo de cénit del Sol y la elevación sobre el nivel del mar. Para los ángulos cenitales menores que  $80^\circ$  se puede calcular mediante la siguiente ecuación:

$$m(\theta) = \frac{\exp^{-0.000118 Elev - 1.638 \cdot 10^{-9} Elev^2}}{\cos \theta} \cos \alpha - G_a , \quad (4.4)$$

donde Elev es la elevación sobre el nivel del mar (en metros).

También se considera el efecto de la orientación de la superficie al multiplicar por el coseno del ángulo de incidencia. El ángulo de incidencia entre la superficie interceptora y un sector de cielo determinado con un centroide en los ángulos cenital y acimutal se calcula como:

$$AngIn_{\theta,\alpha} = \arccos(\cos \theta \cos G_z + \sin \theta \sin G_z) , \quad (4.5)$$

## CAPÍTULO 4. MODELO DE CUANTIFICACIÓN DEL POTENCIAL FOTOVOLTAICO

donde  $G_z$  es el ángulo cenital de la superficie y  $G_a$  es el ángulo acimutal.

Para cada sector del cielo se calcula la radiación solar difusa en su centroide, se la integra al intervalo de tiempo y se la corrige con la fracción de espacio y el ángulo de incidencia mediante la siguiente expresión:

$$Dif_{\theta,\alpha} = R_{glb} P_{dif} Dur SkyGap_{\theta,\alpha} Weight_{\theta,\alpha} \cos AngIn_{\theta,\alpha}, \quad (4.6)$$

donde:

- $R_{glb}$  es la radiación global normal.
- $P_{dif}$  es la proporción del flujo de radiación global normal difundido. Por lo general, es aproximadamente de 0.2 para condiciones de cielo muy claro y de 0.7 para condiciones de cielo muy nublado.
- $Dur$  es el intervalo de tiempo para el análisis.
- $SkyGap_{\theta,\alpha}$  es la fracción del espacio (proporción de cielo visible) para el sector del cielo.
- $Weight_{\theta,\alpha}$  es la proporción de radiación difusa que se origina en un determinado sector del cielo relacionada con todos los sectores.
- $AngIn_{\theta,\alpha}$  es el ángulo de incidencia entre el centroide del cielo y la superficie interceptora.

La radiación global normal  $R_{glb}$  se puede calcular mediante la suma de la radiación directa de cada sector (incluidos los sectores obstruidos) sin la corrección para el ángulo de incidencia, y la posterior corrección para la proporción de radiación directa, lo que equivale a  $1 - P_{dif}$ . Esto responde a la expresión:

$$R_{glb} = \frac{S_{const} \sum \beta^{m(\theta)}}{1 - P_{dif}}. \quad (4.7)$$

Por otra parte, el parámetro  $Weight_{\theta,\alpha}$  se calcula de la forma:

$$Weight_{\theta,\alpha} = \frac{\cos\theta_2 - \cos\theta_1}{Div_{azi}}, \quad (4.8)$$

$$Weight_{\theta,\alpha} = \frac{2 \cos\theta_2 + \cos 1\theta_2 - 2 \cos\theta_1 - \cos 2\theta_1}{4 Div_{azi}}, \quad (4.9)$$

donde  $\theta_1$  y  $\theta_2$  son los ángulos cenitales de delimitación del sector del cielo y  $Div_{azi}$  es el número de divisiones acimutales en el mapa del cielo. La primera expresión se utiliza

cuando se trabaja con un modelo difuso de cielo uniforme, mientras que la segunda se utiliza para el modelo de cielo cubierto estándar.

Finalmente, la radiación solar difusa total para la ubicación se calcula como la suma de la radiación solar difusa de todos los sectores del mapa del cielo. Esto es:

$$Dif_{tot} = \sum Dif_{\theta,\alpha} . \quad (4.10)$$

Una vez explicado el procedimiento de confección de los mapas de radiación solar, se van a definir los parámetros que hay que introducir en GIS para su elaboración.

## 4.2 Procedimiento para la elaboración del mapa de radiación solar

La herramienta GIS se encarga de derivar la radiación solar entrante de una superficie de ráster. Los parámetros que hay que introducir son los siguientes:

- Modelo ráster de entrada: Mapa ráster de elevación de la superficie de entrada (superficie de estudio).
- Latitud: Latitud para el área del sitio. Para rásteres de superficie de entrada que contengan una referencia espacial, el valor medio de la latitud se calcula de forma automática.
- Resolución: Resolución o tamaño del cielo para las cuadrículas de cuenca visual, mapa del cielo y mapa del Sol.
- Tiempo: Especifica la configuración de la hora (período) utilizada para calcular la radiación solar.
- Intervalo diario: Intervalo de tiempo a lo largo de los años utilizado para el cálculo de los sectores de cielo para el mapa de Sol (trayectorias solares).
- Intervalo horario: Intervalo de tiempo a lo largo del día utilizado para el cálculo de los sectores de cielo para mapas de Sol.
- Intervalo total: Especifica cuándo calcular un valor de insolación total único para todas las ubicaciones o diversos valores para el intervalo de día y hora especificado.
- Factor Z: El número de unidades x,y de suelo en una superficie de unidades z. Este parámetro sólo se modifica cuando las unidades de medida de z son distintas a las de x,y.

## CAPÍTULO 4. MODELO DE CUANTIFICACIÓN DEL POTENCIAL FOTOVOLTAICO

- **Inclinación del plano de entrada:** Cómo se deriva la información de la pendiente y de la orientación para el análisis. Por defecto, las cuadrículas de pendiente y orientación se calculan a partir del ráster de superficie de entrada.
- **Direcciones acimutales:** Número de direcciones acimutales utilizadas al calcular la cuenca visual.
- **Divisiones cenitales:** Número de divisiones utilizadas para crear sectores de cielo en el mapa de trayectorias solares.
- **Divisiones acimutales:** Número de divisiones utilizadas para crear sectores de cielo en el mapa de cielo.
- **Modelo de difusión:** Tipo de modelo de radiación difusa, esto es, modelo de difusión uniforme o modelo de difusión nublada estándar.
- **Proporción difusa:** Proporción del flujo de radiación normal global que es difusa. Los valores varían de 0 a 1.
- **Transmisividad:** Fracción de la radiación que pasa a través de la atmósfera promediada para todas las longitudes de onda. Varía de 0 a 1.

Una vez introducidos los parámetros, el software puede generar tres capas ráster de salida: radiación solar directa, radiación solar difusa y radiación solar global (la suma de los dos anteriores). En concreto, para estimar el potencial fotovoltaico se utiliza el ráster de radiación solar global. Los mapas ráster de salida están referidos a términos de  $Wh/m^2$ .

### 4.3 Desarrollo y elaboración de los mapas de radiación solar

Para generar un mapa ráster de radiación solar, hay que disponer del modelo de superficie sobre la que se vaya a realizar el estudio. En GIS se trabaja principalmente con Modelos Digitales del Terreno. El Modelo Digital del Terreno (MDT) se refiere al conjunto de capas ráster derivadas de una capa de elevaciones a la que se denomina Modelo Digital de Elevaciones (MDE). Un MDE describe la altimetría de una zona geográfica mediante un conjunto de cotas, y puede representarse de forma genérica mediante la ecuación:

$$z = f(x, y) . \quad (4.11)$$

Existen diversos métodos para construir un MDE:

- **Métodos directos mediante sensores remotos:**

## CAPÍTULO 4. MODELO DE CUANTIFICACIÓN DEL POTENCIAL FOTOVOLTAICO

- Altimetría, altímetros transportados por aviones o satélites que permiten determinar las diferencias de altitud entre la superficie terrestre y el vehículo que transporta el altímetro (que se supone constante). El inconveniente es la baja resolución (píxeles muy grandes) de los datos y que se ve muy afectado por la rugosidad del terreno, por ello se limita al seguimiento de hielos polares.
  - Radargrametría o interferometría de imágenes de radar. Un sensor radar emite un impulso electromagnético y lo recoge tras reflejarse en la superficie terrestre; conociendo el tiempo de retardo del pulso y su velocidad puede estimarse la distancia entre satélite y terreno. En 1999 la NASA inició el proyecto SRTM (<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>) para elaborar un mapa topográfico de toda la Tierra a partir de interferometría de radar.
- Métodos directos sobre el terreno:
    - Topografía convencional, estaciones topográficas realizadas en campo mediante dispositivos que permiten la grabación de datos puntuales que se interpolan posteriormente.
    - Sistemas de Posicionamiento GPS, sistema global de localización mediante satélites, que permite estimaciones suficientemente precisas de latitud, longitud y altitud de un punto. Posteriormente deben interpolarse los datos.
  - Métodos indirectos:
    - Restitución fotogramétrica a partir de fuentes analógicas (fotografía aérea) o digitales (imágenes de satélite). El paralaje de un punto de una fotografía aérea o imagen de satélite es proporcional a la distancia del objeto respecto al fondo de la misma.
    - Digitalización de curvas de nivel de un mapa mediante escáner o tablero digitalizador e interpolación de las mismas.

Cuanta más resolución tenga el MDT o mayor área geográfica abarque, mayor será el tiempo de procesamiento empleado por GIS para generar el mapa de radiación solar correspondiente. En concreto, el ráster de radiación de la zona peninsular de España necesita más de un día de procesamiento para elaborarse por completo. Además, si el MDT tiene una extensión que abarca más de uno o dos grados de latitud, el modelo de radiación que se genera no es muy fiable debido a que éste parámetro tiene una fuerte influencia sobre la incidencia solar.

Debido a esto, es recomendable dividir el MDT en modelos más reducidos cuando se trabaja con grandes superficies geográficas, procesar los mapas de radiación de cada modelo de forma independiente y unirlos en un único ráster cuando estén todos generados, ver figura 4.1. Para elaborar el modelo de potencial fotovoltaico, se han utilizado los MDT

## CAPÍTULO 4. MODELO DE CUANTIFICACIÓN DEL POTENCIAL FOTOVOLTAICO

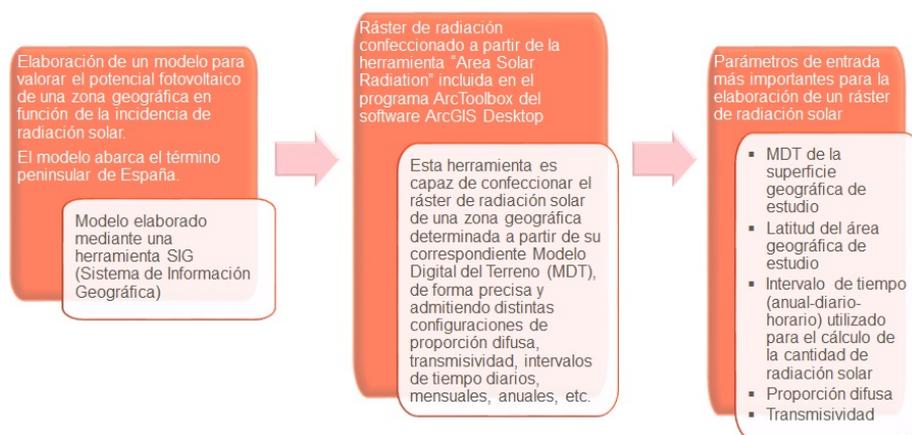


Figura 4.1: Ráster de radiación solar en GIS (Fuente: Elaboración propia)

de cada provincia española inscrita dentro del área de estudio . En concreto, se ha trabajado con MDT provinciales de 200 m<sup>2</sup>/pixel de resolución y de huso 30.

El MDT200H30 de España que se ha generado se muestra en la figura 4.2.

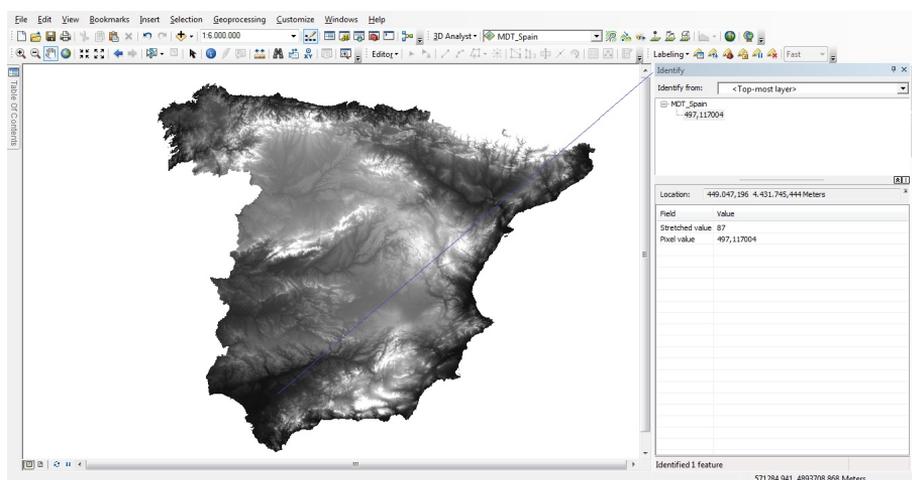


Figura 4.2: MDT200 de España (Fuente: Elaboración propia a partir de datos del IGN)

Como se ha comentado, el modelo de potencial fotovoltaico se confecciona a partir de los MDT provinciales. La mayoría de los mapas de radiación elaborados por los institutos meteorológicos representan el promedio diario de incidencia de radiación solar en unidades de  $Wh/m^2\text{ día}$ . En este caso, el procedimiento empleado para confeccionar el mapa de radiación ha comprendido los siguientes pasos:

## CAPÍTULO 4. MODELO DE CUANTIFICACIÓN DEL POTENCIAL FOTOVOLTAICO

1. Elaboración de los mapas de incidencia mensual de radiación para cada MDT provincial. Mediante la herramienta de GIS, para cada modelo provincial se han generado los mapas de incidencia mensual de radiación (en términos de  $Wh/m^2mes$ ) para todos los meses del año, esto es, la cantidad de radiación total que se registra durante un mes sobre un punto geográfico determinado.
2. Conversión de los mapas provinciales de radiación mensual a términos de radiación diaria. Para cada provincia se han promediado los respectivos mapas de radiación mensual en un único mapa de radiación media diaria, es decir, en términos de  $Wh/m^2dia$ . Este proceso se ha llevado a cabo a partir de sumar los valores de radiación mensual de las capas generadas en el punto anterior, mediante lo cual se obtiene la radiación total registrada durante un año ( $Wh/m^2año$ ) para cada provincia; para, posteriormente, dividir los valores del mapa resultante por 365 (el número de días que tiene un año).
3. Unión de los mapas provinciales de radiación media diaria. Finalmente, los mapas provinciales de radiación media diaria se han unido para formar el mapa de radiación media diaria de todo el término peninsular de España. Este mapa ráster constituye el modelo de potencial fotovoltaico confeccionado.

Para generar los mapas ráster de radiación de cada provincia son necesarios los valores de transmisividad y proporción difusa de cada zona geográfica inscrita en el modelo. Estos parámetros se calculan según la forma propuesta por [27]:

$$trans = \frac{rad\ global}{rad\ extraterrestre}, \quad (4.12)$$

$$pd = \frac{rad\ difusa}{rad\ global} = \frac{rad\ global - rad\ directa}{rad\ global}. \quad (4.13)$$

Los valores mensuales de radiación global, directa y difusa de cada provincia se encuentran disponibles en el Atlas de Radiación Solar de AEMET. La radiación extraterrestre se calcula utilizando la expresión de [4]:

$$R_a = \frac{24}{\pi} I_{SC} \left( 1 + 0.033 \cos \frac{360DN}{362} \right) (\cos \phi \cos \delta \sin \omega_S + \omega_S \sin \phi \sin \delta). \quad (4.14)$$

Por último, el ángulo horario  $\omega_S$  se calcula según la expresión:

$$\omega_S = \arccos(-\tan \phi \tan \delta). \quad (4.15)$$

Y la declinación según la siguiente expresión ([28]):

$$\delta = 23.45^\circ \frac{360^\circ(284 + n)}{365}. \quad (4.16)$$

## CAPÍTULO 4. MODELO DE CUANTIFICACIÓN DEL POTENCIAL FOTOVOLTAICO

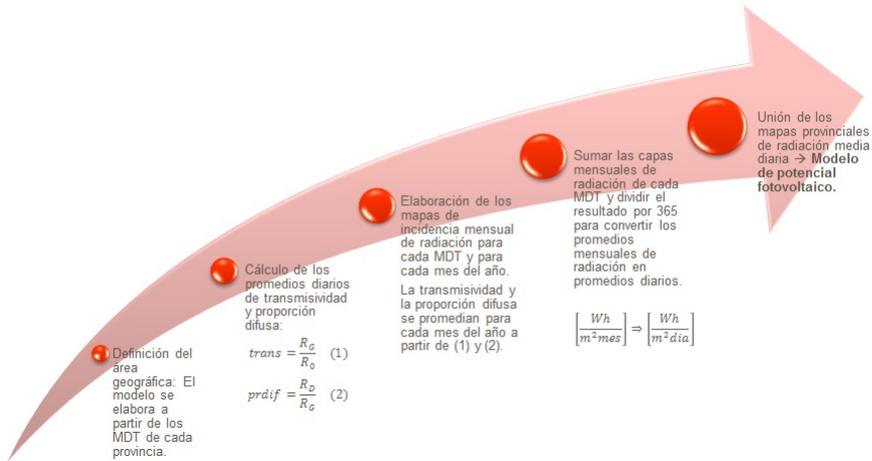


Figura 4.3: Proceso para generar el modelo de potencial fotovoltaico (Fuente: Elaboración propia)

Los resultados se muestran en la figura 4.3.

Una vez abordados los procesos explicados, se obtiene el modelo de potencial fotovoltaico representado en la figura 4.4.

Como puede observarse, las zonas de mayor potencial fotovoltaico de España se encuentran al sur de la península. El elevado número de días soleados al año, el bajo contraste de accidentes geográficos y la mayor proximidad al ecuador hacen del sur de España una región idónea para la generación fotovoltaica. Más del 80% del suelo de la Península Ibérica tiene una incidencia de radiación mayor a  $4.5 kWh/m^2 día^{-1}$ . El valor máximo alcanzado es igual a  $R_{max} = 5.6 kWh/m^2 día$ , y el menor  $R_{min} = 3.4 kWh/m^2 día$ .

El histograma del modelo de potencial, que representa la frecuencia de aparición de los valores de radiación se muestra en la figura 4.5.

La mayoría de los valores de radiación registrados en España se mueven en torno a los  $5 kWh/m^2 día$ . El modelo de potencial fotovoltaico generado presenta grandes contrastes en los límites provinciales debido a la diferencia de latitud, transmisividad y proporción difusa. Alternativamente, se ha elaborado un segundo modelo de potencial fotovoltaico, a partir de los MDT generados en función de las distintas franjas de latitud que atraviesan la región, ver figura 4.6.

La figura 4.7 muestra los mapas mensuales de radiación generados para el término peninsular de España.

El modelo final se obtiene como la media de los modelos presentados en las figuras 4.5, 4.6 y 4.7, y que se muestra en figura 4.8.

## CAPÍTULO 4. MODELO DE CUANTIFICACIÓN DEL POTENCIAL FOTOVOLTAICO

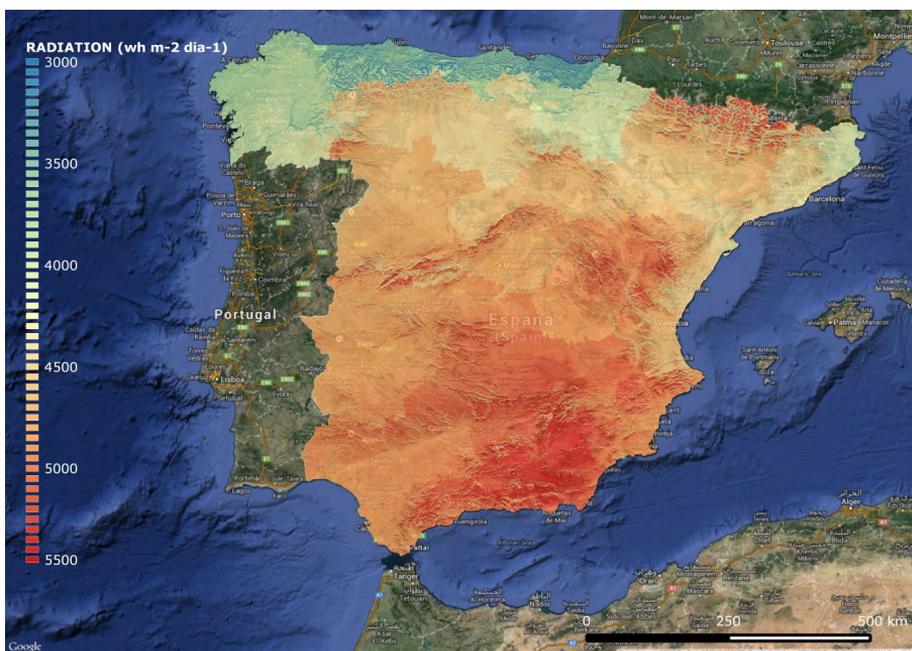


Figura 4.4: Modelo de potencial fotovoltaico de España (Fuente: Elaboración propia)

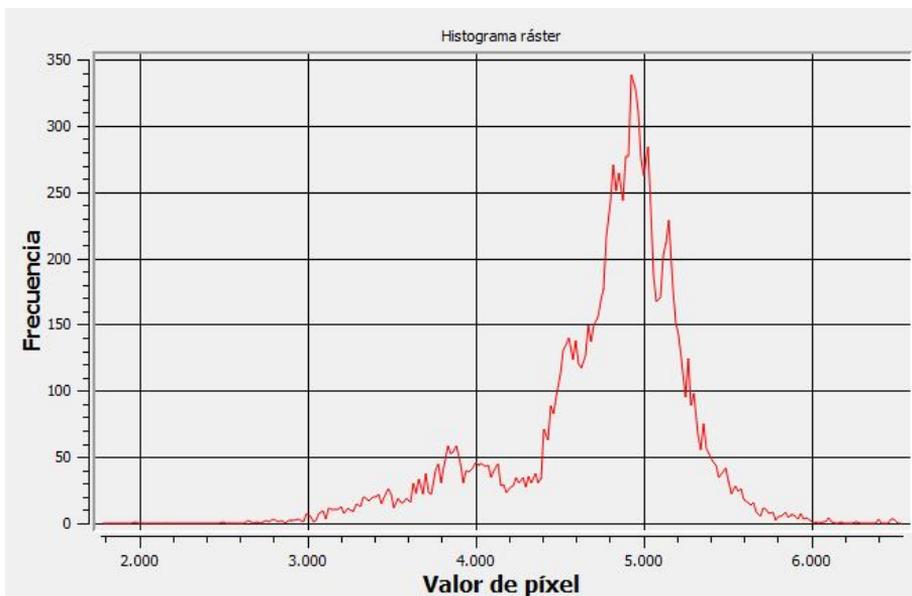


Figura 4.5: Histograma del modelo de potencial fotovoltaico de España (Fuente: Elaboración propia)

## CAPÍTULO 4. MODELO DE CUANTIFICACIÓN DEL POTENCIAL FOTOVOLTAICO

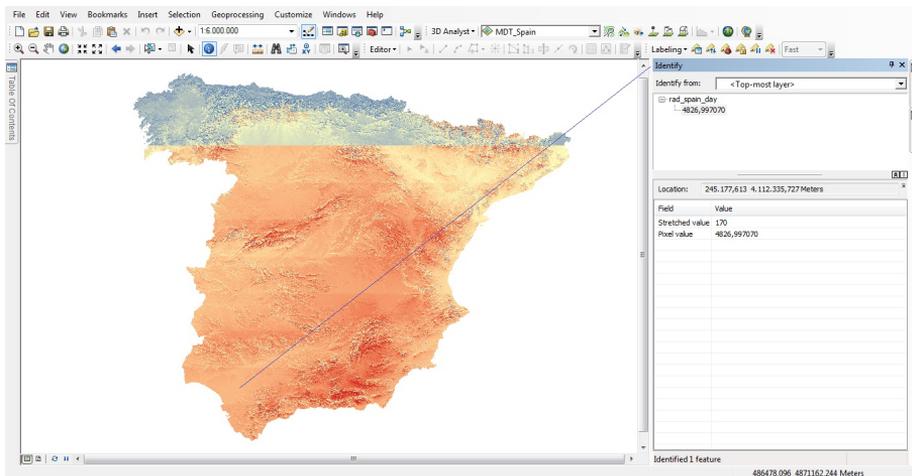


Figura 4.6: Segundo modelo de potencial fotovoltaico de España (Fuente: Elaboración propia)

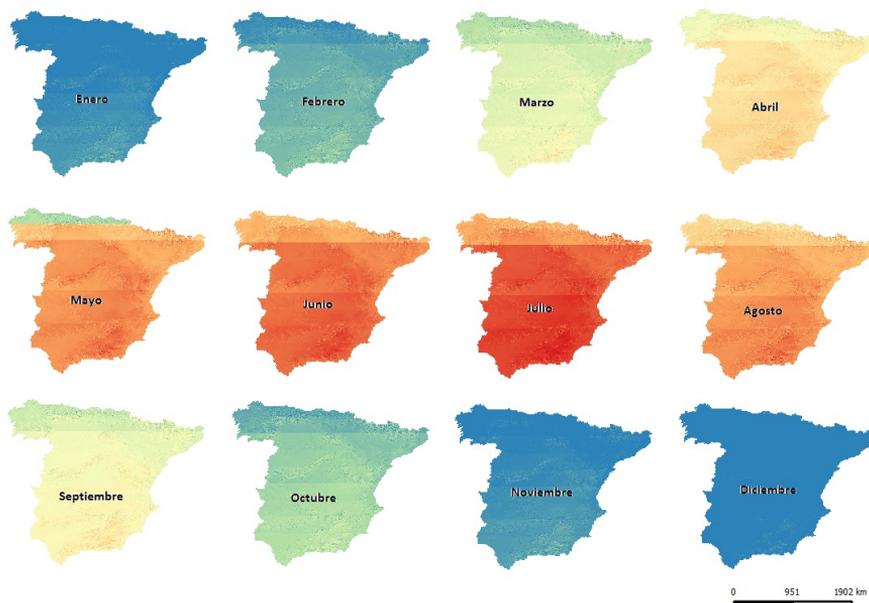


Figura 4.7: Modelo de radiación mensual (Fuente: Elaboración propia)

## CAPÍTULO 4. MODELO DE CUANTIFICACIÓN DEL POTENCIAL FOTOVOLTAICO

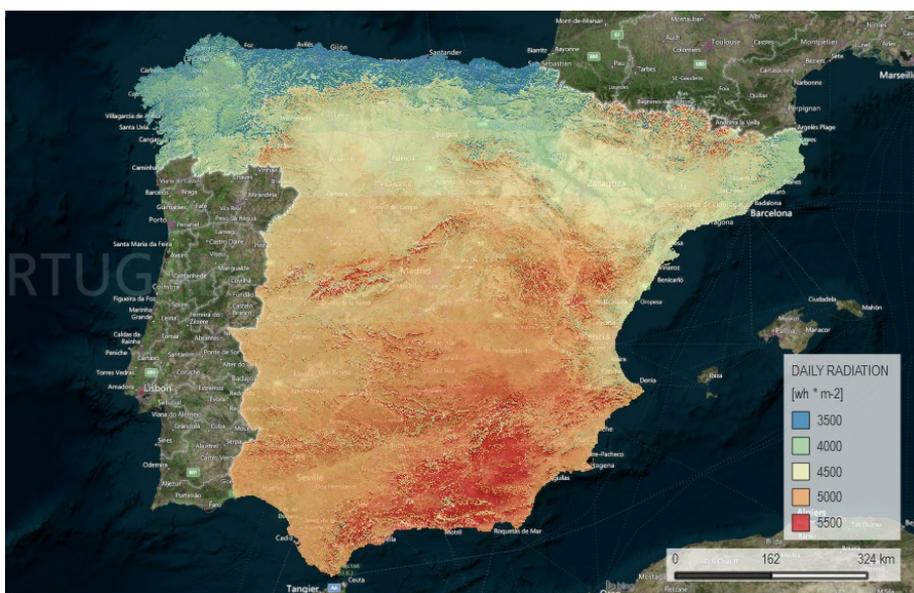


Figura 4.8: Modelo de potencial fotovoltaico de España (Fuente: Elaboración propia)

## Capítulo 5

# Conclusiones

En el presente documento se presentan las tareas de investigación y desarrollo llevadas a cabo para estimar el potencial fotovoltaico de un punto geográfico determinado.

En primer lugar, se han sentado las bases y fundamentos que sirven para definir la posición del Sol bajo unas coordenadas celestes en una zona geográfica y un instante de tiempo determinados. Como se ha estudiado, se pueden utilizar diversos algoritmos para estimar la posición del Sol en la bóveda celeste en función de las coordenadas empleadas. La elección de un algoritmo u otro variará en función de la aplicación a la que esté destinada la estimación, las herramientas computacionales que se dispongan para realizar los cálculos y el nivel de precisión que se quiera alcanzar con los mismos. En relación a las aplicaciones fotovoltaicas, donde se cuenta con un plano de recepción inclinado para absorber la radiación solar, son de especial interés los cálculos de los ángulos de acimut y altitud solar, ya que son los utilizados para el cálculo del ángulo de incidencia solar junto con los ángulos de orientación e inclinación del plano receptor.

Para conocer la cantidad de radiación absorbida por un generador fotovoltaico es necesario estimar el valor del ángulo de incidencia solar durante todo el tiempo que el plano de captación esté parcial o totalmente iluminado por el Sol, debido a que la cantidad de radiación depende de este parámetro. Así mismo, el cálculo de los ángulos horarios también es muy importante en las aplicaciones fotovoltaicas debido a que muchos modelos utilizados para estimar el nivel de radiación solar se definen para intervalos de tiempo diarios. Como consecuencia, hay que estimar la cantidad de horas de Sol diarias en la zona de estudio, por lo que es fundamental conocer el valor de los ángulos horarios al amanecer y al anochecer.

Posteriormente, se han estudiado los modelos matemáticos utilizados para estimar el nivel de radiación que incide sobre la superficie terrestre a lo largo de un período de tiempo. En el ámbito de las aplicaciones fotovoltaicas es importante particularizar un modelo de estimación para planos inclinados, ya que la superficie de captación de un

receptor fotovoltaico se ajusta para que los rayos solares incidan lo más perpendicularmente posible. La radiación solar puede incidir de tres formas distintas sobre un plano inclinado: de forma directa, de forma difusa y de forma reflejada; por este motivo, es necesario plantear el modelo en función de cada componente.

La elección del modelo de estimación dependerá de la precisión que se quiera alcanzar en función del grado de robustez impuesto, las herramientas que se dispongan para computar las variables físicas necesarias para confeccionar el modelo y la disponibilidad o no de datos históricos y fuentes fiables relativos a la zona geográfica de estudio. La radiación que incide sobre un plano como consecuencia de la reflexión de los rayos solares depende del albedo (reflectividad) de la superficie del entorno del plano de recepción. A partir de este parámetro se puede hacer una estimación del porcentaje de radiación reflejada con respecto a la radiación directa y difusa. Estimar el albedo terrestre en el entorno del receptor es una tarea fundamental en las aplicaciones fotovoltaicas, ya que la radiación reflejada puede influir sobre la cantidad de energía producida durante el proceso de generación.

Por otra parte, se han estudiado las influencias ejercidas por la proyección total o parcial de sombras sobre la cantidad de radiación que incide sobre la superficie terrestre. Los efectos de la proyección de sombras se cuantifican mediante un coeficiente de reducción aplicado en la cantidad de radiación (en sus formas directa y difusa) que incide sobre la superficie terrestre. Estos coeficientes se deducen a partir del estudio de asoleamiento aplicado en la zona de estudio.

El estudio del asoleamiento de una zona geográfica durante ciertos intervalos del día puede llevarse a cabo mediante tres procedimientos distintos: métodos instrumentales, métodos gráficos y métodos computacionales. Actualmente, los métodos instrumentales son los menos utilizados debido al creciente desarrollo de los métodos computacionales, que requieren un menor coste y ofrecen una mayor versatilidad. En el campo de la energía fotovoltaica, se utilizan las herramientas GIS o los programas Solar Pro o PVSYST para estimar la cantidad de radiación que incide sobre un plano sombreado.

Además, se ha determinado que la radiación solar que incide sobre la superficie de la Tierra lo hace conforme a un rango de longitudes de onda, llamado espectro solar. La cantidad de radiación referida a una longitud de onda determinada se denomina radiación espectral, y la integración de todas las radiaciones espectrales bajo el dominio del espectro solar constituye la radiación global. Además, la atmósfera terrestre ejerce importantes influencias sobre las ondas radiantes debido a que factores como el polvo, la suciedad o la nubosidad pueden atenuarlas y dispersarlas. Los efectos atmosféricos de atenuación ejercidos sobre la radiación pueden ser clasificados en dispersión molecular, extinción por aerosol y absorción gaseosa. De esta forma, si se disponen de los datos de radiación extraterrestre (esto es, sin tener en cuenta factores atmosféricos como la nubosidad, la suciedad del aire, etc.) relativos a cada longitud del espectro, se pueden obtener los va-

lores de radiación en la superficie terrestre para una zona determinada para todo tipo de atmósferas.

Una vez obtenido el mapa final de radiación solar, las zonas geográficas de mayor interés para localizar los generadores fotovoltaicos están constituidas por los puntos con los máximos valores de radiación solar. Interesan especialmente las zonas en las que existan grupos de píxeles contiguos con elevados valores de radiación, ya que de esta forma se maximiza el área disponible para la instalación y se tiene una mayor libertad a la hora de diseñar las conexiones entre los generadores, así como su distribución.

No interesa seleccionar puntos aislados aunque su radiación sea elevada, ya que estos casos no ofrecen mucha libertad a la hora de diseñar la instalación y pueden traer consigo grandes errores durante el proceso de localización, debidos a posibles dispersiones entre los valores teóricos y los reales. Un pequeño error de cálculo en el raster generado para evaluar la proyección de sombras sobre la superficie puede ocasionar una dispersión de varios metros en el plano real y arrastrar grandes pérdidas de generación fotovoltaica debidas a un módulo mal situado. Por ello, es conveniente asumir un pequeño factor de seguridad adicional sobre los contornos de las superficies críticas para maximizar la superficie de las áreas con sombras proyectadas o nieve acumulada y centralizar, de esta forma, el dominio de la instalación fotovoltaica dentro de las zonas de interés para asegurar que el potencial fotovoltaico se aproxime lo máximo posible al esperado.

Por último, se ha generado un mapa de radiación solar, que representa el promedio diario de radiación solar global para el término peninsular del Reino de España. Este mapa podría ser de gran utilidad para localizar las zonas idóneas para el emplazamiento de los generadores solares que constituyen una instalación solar fotovoltaica. La elaboración de todos los mapas elaborados durante el desarrollo del presente estudio se ha realizado mediante una herramienta GIS.

Para agilizar el proceso, se decidió dividir el término peninsular de España en cuatro zonas, en función de las distintas franjas de latitud que lo atraviesan. Para cada una de esas zonas, se elaboraron doce mapas de radiación solar, correspondientes a cada mes del año, cuyos datos fueron ponderados en un único mapa de radiación con el objetivo de representar los promedios diarios de radiación solar global representativos de cada zona geográfica de estudio. No obstante, esta primera opción, si bien ofrecía resultados físicamente coherentes, no daba resultados muy representativos a nivel global en comparación con los ofrecidos por el Atlas de Radiación Solar, por lo que se modificó el proceso de elaboración de los mapas solares estableciendo divisiones regionales por términos provinciales. Para elaborar los mapas mensuales de radiación solar, se procesó la información correspondiente a las trayectorias solares con respecto a la zona de estudio, junto con el modelo geográfico de suelo para estimar los efectos producidos por la proyección de sombras sobre el terreno, para cada hora de cada día del mes correspondiente.

# Bibliografía

- [1] T. Muneer, C. Gueymard, and H. Kambezidis. *Solar radiation and daylight models*. Elsevier Butterworth Heinemann, Oxford, 1997.
- [2] M. Blanco-Muriel, D. Alarcón-Padilla, T. López-Moratalla, and M. Lara-Coira. Computing the solar vector. *Solar Energy*, 70(5):431–444, 2001.
- [3] R. G. Allen, R. Trezza, and M. Tasumi. Analytical integrated functions for daily solar radiation on slopes. *Agricultural and Forest Meteorology*, 139(1):55–73, 2006.
- [4] J. A. Duffie and W. A. Beckman. *Solar engineering of thermal processes*. John Wiley and Sons, New York., 1991.
- [5] Portal educativo de ciencias naturales y aplicadas tecnología e internet. Magnetismo y electromagnetismo – 2<sup>a</sup> parte, electricidad, física., [http://www.natureduca.com/fis\\_elec\\_magnet02.ph](http://www.natureduca.com/fis_elec_magnet02.ph).
- [6] G. Cheers. *Geographica: El gran atlas del mundo ilustrado*. Könemann, 2003.
- [7] J. Stoner, P. Francus, R. S. Bradley, W. Patridge, M. A. Abbott, M. J. Retelle, S. Lamoureaux, and J. E. Channell. Abrupt shifts in the position of the north magnetic pole from arctic lake sediments: Relationship to archeomagnetic jerks. In *American Geophysical Union*, 2005.
- [8] A. Angstrom. Solar and terrestrial radiation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 50(210):121–126, 1924.
- [9] Dr. S.P.; Saksena Dr. S.B.L. Namrata, K.; Sharma. Comparison of estimated daily global solar radiation using different empirical models. *International Journal of Science and Advanced Technology*, 2(4):132–137, 2012.
- [10] P. R. Bevington. *Data reduction and error analysis for the physical sciences*. McGraw Hill, New York, 1969.

- [11] Y. H. Liu and R. C. Jordan. The inter-relationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation from meteorological data. *Solar Energy*, 4(3):1–30, 1960.
- [12] Y. Q. Tian, R. J. Davies-Colley, P. Gong, and B. W. Thorrold. Estimating solar radiation on slopes of arbitrary aspect. *Agricultural and Forest Meteorology*, 109(1):67–74, 2001.
- [13] D. T. Reindl, W. A. Beckman, and J. A. Duffie. Evaluation of hourly tilted surface radiation models. *Solar Energy*, 45(1):9–17, 1990.
- [14] C. Gueymard. Mathematically integrable parameterization of clear-sky beam and global irradiances and its use in daily irradiation applications. *Solar Energy*, 50(385–397), 1993.
- [15] L. C. Nkemdirim. A note on the albedo of surfaces. *Journal of Applied Meteorology*, 11:867–874, 1972.
- [16] K. L. Coulson, E. L. Gray, and G. M. Bouricius. A study of the reflection and polarization characteristics of selected natural and artificial surfaces. Technical report, Space Sciences Lab., General Electric Co., Filadelfia, 1965.
- [17] P. Ineichen, O. Guisan, and R. Perez. Ground-reflected radiation and albedo. *Solar Energy*, 44(4):207–214, 1990.
- [18] K. J. A. Revfeim. A simple procedure for estimating global daily radiation on any surface. *Journal of Applied Meteorology*, 17(8):1126–1131, 1978.
- [19] V. Quaschnig and R. Hanitsch. Shade calculations in photovoltaic systems. In Berlin University of Technology Electrical Machines Institute, editor, *ISES Solar World Conference*, 1995.
- [20] R. Pérez, P. Ineichen, and R. Seals. Modeling daylight availability and irradiance components from direct and global irradiance. *Solar Energy*, 44(5):271–289, 1990.
- [21] S. V. Szokolay. Solar geometry. Technical report, PLEA (Passive and Low Energy Architecture International) in association with Department of Architecture, The University of Queensland, Brisbane., 1996.
- [22] B. Beckers. El diagrama solar. Technical report, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, 2004.
- [23] R. Rivero. Asoleamiento en arquitectura. Technical report, Universidad de la República, Montevideo, 1989.

- [24] M. A. Abella and F. Chenlo. Sistemas fotovoltaicos conectados a la red eléctrica: Estimación de la energía generada. *Era Solar*, (131), 2006.
- [25] M.P. Barrera. *Simulación y caracterización de celdas solares multijuntura y de silicio cristalino para aplicaciones espaciales*. PhD thesis, Universidad Nacional de General San Martín, República Argentina, 2009.
- [26] B. Leckner. The spectral distribution of solar radiation at the earth's surface elements of a model. *Solar Energy*, 20(143–150), 1978.
- [27] J. M. Sancho, J. Riesco, C. Jiménez, M. C. Sánchez, J. Montero, and M. López. Atlas de radiación solar en españa utilizando datos del saf de clima de eumetsat. Technical report, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente, Gobierno de España, 2006.
- [28] P. I. Cooper. The absorption of radiation in solar stills. *Solar Energy*, 12:333–346, 1969.