

UNIVERSIDAD DE GRANADA
FACULTAD DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE FISICA APLICADA

Prod. T.
22/100

t 4/30

UNIVERSIDAD DE GRANADA
Facultad de Ciencias
Fecha 29-9-97.....
ENTRADA NUM. 2867.....

**ESTUDIO Y MODELIZACION
DE LA
RADIACIÓN FOTOSINTETICAMENTE ACTIVA**

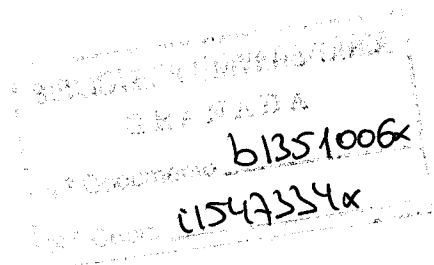
TESIS DOCTORAL
Inmaculada Alados Arboledas
Granada, 1997

7 4130

**ESTUDIO Y MODELIZACION
DE LA
RADIACIÓN FOTOSINTETICAMENTE ACTIVA**

Memoria presentada para optar al grado de
DOCTOR EN CIENCIAS FISICAS

Visado en Granada, a 29-IX-97



El director de la memoria

Handwritten signature of Lucas Alados Arboledas.

Fdo: Lucas Alados Arboledas
Profesor Titular del Departamento
de Física Aplicada de la
Universidad de Granada

El doctorando

Handwritten signature of Inmaculada Alados Arboledas.

Fdo: Inmaculada Alados Arboledas
Licenciada en Ciencias Físicas

INDICE
DE
CONTENIDOS

I.	INTRODUCCION	7
II.	FUNDAMENTOS	17
	II.1. Introducción	19
	II.2. Radiación solar fuera de la atmósfera	20
	II.2.1. El Sol	20
	II.2.2. Geometría solar y otros factores astronómicos	22
	II.2.3. Constante Solar	27
	II.2.4. Distribución espectral de la radiación solar	28
	II.2.5. Radiación extraterrestre sobre una superficie horizontal	29
	II.3. Radiación solar: interacción con la atmósfera terrestre	31
	II.3.1. Introducción	31
	II.3.2. Ecuación del transporte radiativo	34
	II.3.3. Procesos de dispersión	40
	II.3.4. Procesos de absorción	44
	II.3.5. Irradiancia espectral directa en cielos despejados	49
	II.3.6. Irradiancia espectral difusa en cielos despejados	53
	II.3.7. Influencia de las nubes en la radiación solar	59

II.4. Radiación fotosintéticamente activa	64
III. INSTRUMENTOS DE MEDIDA Y DATOS EXPERIMENTALES	69
III.1. Introducción	71
III.2. Instrumentos de medida de la radiación solar	72
III.2.1. Radiómetros	72
III.2.2. Dispositivo experimental	74
III.2.2.1. Piranómetro CM-11	76
III.2.2.2. Sensor LICOR-190SA Quantum	79
III.3. Datos experimentales	82
III.3.1. Introducción	82
III.3.2. Análisis de las componentes de la eficiencia fotosintética horaria	93
IV. MODELOS EMPIRICOS	103
IV.1. Introducción	105
IV.2. Modelos para la radiación fotosintética global horaria	106
IV.2.1. Propuesta de modelos empíricos locales	110
IV.2.2. Propuesta de un modelo único	124
IV.3. Modelos para la radiación fotosintética directa horaria	127
IV.3.1. Propuesta de modelos locales	127
IV.3.2. Prueba de modelos	132
IV.3.3. Propuesta de un modelo único	136
IV.4. Modelos para la radiación fotosintética difusa horaria	138
IV.4.1. Propuesta de modelos locales	138
IV.4.2. Prueba de modelos	142
IV.4.3. Propuesta de un modelo único	146
V. MODELOS PARAMETRICOS PARA CIELO DESPEJADO	151
V.1. Introducción	153
V.2. Modelos de paramétricos	156

V.2.1. Introducción	156
V.2.2. Modelo CPCR2	157
V.2.3. Modelo PAR	165
V.3. Análisis de los modelos	169
V.3.1. Análisis de los modelos en la estación de Almería	171
V.3.1.1. Modelo PAR	171
A. Elección de albedo de dispersión simple	171
B. Propuesta con un α variable con la humedad	175
C. Mejora en la componente difusa de la radiación fotosintética	178
V.3.1.2. Modelo CPCR2	181
V.3.2. Análisis de los modelos en la estación de Granada	185
V.3.2.1. Modelo PAR	186
V.3.2.2. Modelo CPCR2	188
VI. INFLUENCIA DE LAS NUBES EN LA RADIACION SOLAR	195
VI.1. Introducción	197
VI.2. Transmitancia de nubes para la componente global de la radiación fotosintéticamente activa	201
VI.2.1. Introducción	201
VI.2.2. Transmitancia para nubes bajas	201
VI.2.3. Transmitancia para nubes medias	205
VI.2.4. Transmitancia para nubes altas	208
VI.2.5. Transmitancia total. Comprobación de los resultados	212
CONCLUSIONES	219
BIBLIOGRAFIA	229

CAPITULO I
INTRODUCCION

INTRODUCCION

El medio ambiente y los temas relacionados con su conservación han adquirido interés prioritario en nuestros días. En los últimos años se han ido detectando serias amenazas para nuestro ecosistema, y por lo tanto, para el desarrollo de la vida en la Tierra. El clima ha sufrido cambios y alteraciones, porque a lo largo de los últimos años la atmósfera terrestre ha modificado su composición. Estas modificaciones han sido originadas por actividades como la combustión de carburantes fósiles para producir energía, ciertas prácticas industriales y agrícolas, la combustión de biomasa y la deforestación. Como consecuencia se ha ido incrementando el efecto invernadero, y por lo tanto, se ha alterado el equilibrio ecológico.

Los estudios sobre los mecanismos que producen cambios en la atmósfera terrestre han ido adquiriendo un interés creciente. Es el caso del estudio del ciclo del dióxido de carbono. Este gas es muy importante en cuanto que su incremento aumenta el efecto invernadero. Los procesos a través de los cuales se produce una mayor concentración de dióxido de carbono en la atmósfera son principalmente la combustión de carburantes fósiles y la deforestación. Su eliminación se realiza mediante su absorción por las plantas verdes y a través de los procesos biológicos y químicos de los océanos, siendo los océanos los mayores sumideros de dióxido de carbono.

La fotosíntesis es el proceso a través del cual el dióxido de carbono, que es materia inorgánica, se transforma en materia orgánica. La fotosíntesis está controlada por diversos factores, entre los que se encuentra la distribución y características de la radiación que llega a la Tierra. Es un proceso selectivo en relación a la radiación solar que utiliza: solamente es capaz de activar la reacción de fotosíntesis la radiación solar comprendida en el rango de 400nm a 700nm, denominada radiación fotosintéticamente activa. Por lo tanto, es importante conocer la proporción de radiación fotosintéticamente activa existente en la radiación solar que llega a Tierra, para el desarrollo y mejor utilización de los recursos energéticos en el campo de la agricultura y para un conocimiento mayor de los mecanismos de creación de biomasa y del ciclo del carbono.

Existe una dependencia notable entre el desarrollo de la cubierta vegetal y el balance energético de una determinada región. Por esta razón, para el estudio del rendimiento de la fotosíntesis es necesario conocer la radiación fotosintética que llega a nivel de suelo. No solamente interesa la componente directa de la radiación fotosintética, sino que también es

necesario el conocimiento de la componente difusa, ya que en algunas situaciones es esta última la que activa mayoritariamente el proceso de fotosíntesis.

En este trabajo nos proponemos analizar y modelizar las componentes de la radiación fotosintéticamente activa. Para tal fin se hace uso de un conjunto de datos experimentales obtenidos en dos estaciones radiométricas de características climáticas diferentes.

En el Capítulo II establecemos los fundamentos teóricos sobre la radiación solar, analizamos las interacciones entre la radiación solar y la atmósfera (dispersión y absorción) y establecemos la ecuación de transferencia radiativa. Posteriormente determinamos las componentes de la radiación solar que llegan a nivel de tierra y, por último, señalamos unas nociones básicas sobre la radiación fotosintéticamente activa.

En el Capítulo III describimos y caracterizamos nuestras bases de datos, que pertenecen a dos estaciones radiométricas situadas en Almería y Granada. En estas estaciones se miden las componentes global y difusa de la irradiancia solar y de la radiación fotosintéticamente activa y a partir de dichas componentes, se calculan las componentes directas correspondientes. Los intervalos temporales de integración son factores a tener en cuenta para el cálculo de los flujos radiativos. Como punto de partida hemos utilizado valores diarios para realizar una caracterización previa. Sin embargo, todo nuestro estudio se ha centrado en la integración horaria de los flujos radiantes, ya que se ha comprobado la dependencia de la eficacia de proceso de fotosíntesis y la integración temporal de la radiación. El aumento del intervalo temporal en la

integración de los valores de la radiación incrementa el error en la determinación de la eficacia del nivel de radiación fotosintética en el proceso de fotosíntesis. Hemos comprobado la variabilidad del cociente entre la radiación fotosintética y la radiación de banda ancha, al que denominamos eficiencia fotosintética. Más tarde, hemos elegido un conjunto de parámetros que puedan caracterizar las variaciones de la eficiencia fotosintética.

No existe una red mundial que haya establecido un método de medida rutinario de la radiación fotosintéticamente activa. En la bibliografía existente aparecen autores que han calculado el flujo fotosintético como una razón constante de la radiación de banda ancha para los casos de cielos despejados; otros autores han desarrollado modelos, tanto empíricos como paramétricos, para su cálculo. Por esto en el Capítulo IV, después de estudiar el comportamiento de las eficiencias global, directa y difusa, frente a cada uno de los parámetros seleccionados, desarrollamos un conjunto de modelos empíricos locales para calcular cada una de las componentes de la radiación fotosintética.

Como hemos señalado, un camino alternativo para el cálculo de la radiación fotosintética es el uso de modelos paramétricos desarrollados para cielo despejado. En el Capítulo V proponemos la puesta a punto de dos modelos paramétricos. Estos modelos requieren información accesible en nuestras estaciones meteorológicas, junto a información acerca de las características de aerosoles en la zona. Esta última información no es accesible normalmente; por este motivo hay que aproximar el problema mediante la correlación de los apropiados índices de turbiedad con las medidas radiométricas accesibles. Partiendo de dos modelos paramétricos

propuestos por Gueymard, hemos aplicado una serie de modificaciones hasta llegar a su puesta a punto para las estaciones de Almería y Granada. En este desarrollo se comprueba la importancia que tiene en los modelos paramétricos el término de transmitancia por aerosoles, demostrando el rango de validez de los modelos para nuestras bases de datos.

En el Capítulo VI planteamos, a partir de la modelización paramétrica del transporte radiativo para condiciones de cielo despejado, una modelización para todo tipo de condiciones de cielo, es decir, nos proponemos desarrollar un modelo para la transmitancia de las nubes. En este trabajo solamente hemos estudiado la transmitancia de nubes para la componente global de la radiación fotosintética. Para caracterizar las condiciones de nubosidad del cielo hemos utilizado la fracción de cielo cubierto de nubes y el tipo de nube, por lo que hemos ampliado la información de las estaciones radiométricas con los datos proporcionados por el Instituto Nacional de Meteorología. De esta forma tenemos información sobre la cubierta de nubes presente en cada instante y el tipo de nubes que forman dicha cubierta. Antes de calcular la transmitancia total de las nubes hemos calculado la transmitancia para cada tipo de nube; a partir de estas transmitancias se determina la transmitancia total. Una vez desarrollada la expresión del modelo de transmitancia de nubes lo hemos aplicado al cálculo de la componente global de la radiación fotosintética para diversas situaciones. Comparando los resultados obtenidos con los valores experimentales comprobamos la validez del modelo de transmitancia de nubes desarrollado.

Para terminar esta memoria presentamos aquellos aspectos más relevantes de nuestro trabajo, que constituyen las conclusiones del estudio realizado sobre la radiación

fotosintéticamente activa y su modelización.

CAPITULO II
FUNDAMENTOS

II.1. Introducción

La distribución espectral de la radiación solar que llega a la superficie de la Tierra es función de la distribución existente en el límite superior de la atmósfera (radiación extraterrestre) y de las interacciones experimentadas con los constituyentes de la atmósfera terrestre.

La radiación fotosintéticamente activa hace referencia a la radiación comprendida en el rango de 400 a 700 nm, dado que son los fotones comprendidos en esta región espectral los que son capaces de activar el proceso de fotosíntesis.

Los procesos de interacción de la radiación solar con los componentes atmosféricos presentan selectividad espectral. De esta manera la radiación fotosintéticamente activa que

alcanza la superficie terrestre puede ser modificada por el aumento de aerosoles en la atmósfera, pero no se ve modificada por la variación en contenido de agua precipitable. Por el contrario la radiación correspondiente al infrarrojo próximo ($\lambda > 770 \text{ nm}$) va a depender fuertemente del contenido de agua precipitable, con una influencia mucho menor de los aerosoles.

Por todo esto vamos a revisar brevemente algunos conceptos relativos al espectro solar extraterrestre y a factores de tipo geométrico que afectan a la incidencia de la radiación solar sobre la Tierra. Asimismo, analizaremos los procesos de interacción de la radiación solar con la atmósfera, prestando especial interés a las variaciones de tipo espectral, que finalmente modificarán la proporción que presentará la radiación fotosintéticamente activa dentro de la radiación solar incidente al nivel de superficie.

II.2. Radiación solar fuera de la atmósfera

II.2.1. El Sol

El Sol es la estrella más próxima a la Tierra. La energía radiante que procede del Sol es prácticamente la única fuente de radiación externa que influye en las condiciones climáticas de nuestro planeta. La distribución espectral de la radiación solar que llega a los límites de la atmósfera se aproxima a la de un cuerpo negro a una temperatura $T \cong 5777 \text{ K}$ -Figura II.1-

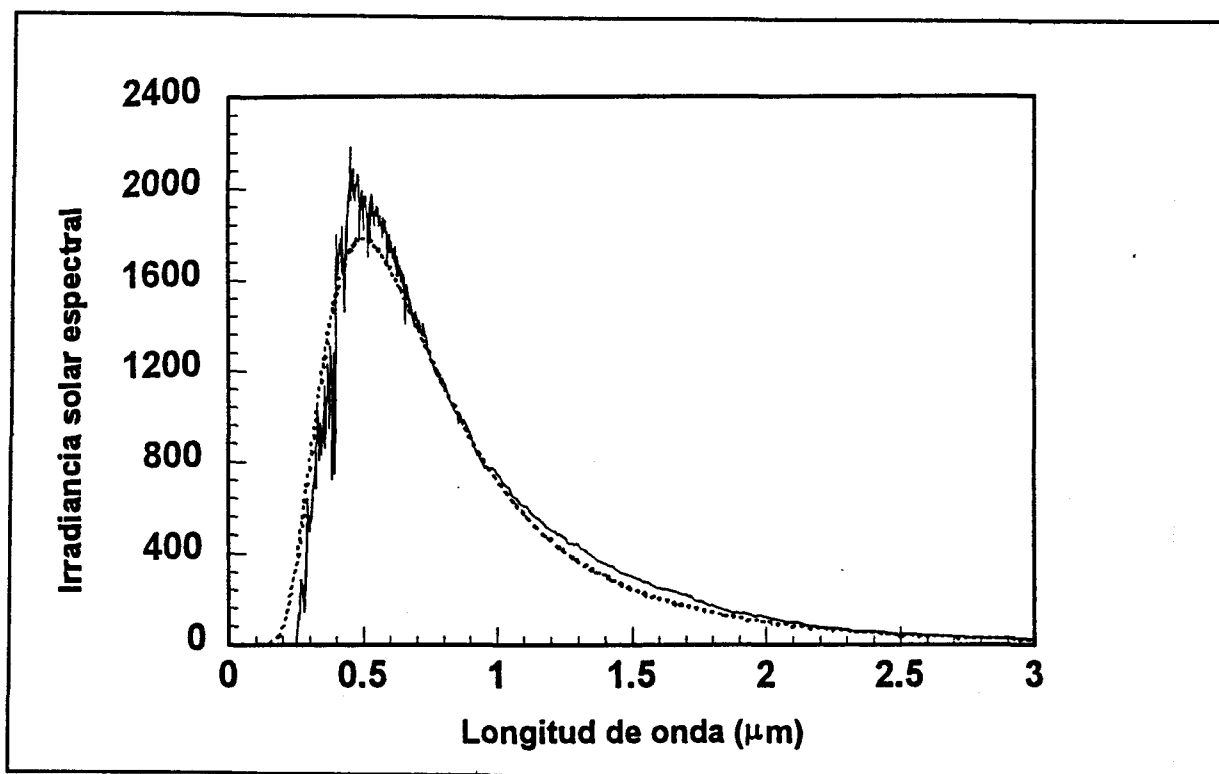


Figura II.1: Distribución espectral de la radiación solar comparada con la del cuerpo negro a 5777 K

El Sol está compuesto en su mayor parte por hidrógeno (aproximadamente un 75%) y helio (aproximadamente un 25%). Su estructura física es compleja y se puede considerar dividido en las siguientes regiones: núcleo, interior, zona de convección, fotosfera, capa de inversión, cromosfera y corona. La fotosfera es la capa externa y más estable, de ella procede la mayor parte de la radiación visible que llega a la superficie de la Tierra. Aparece ante nuestros ojos como un disco brillante. Está compuesta de gases no homogéneos y de baja densidad, su temperatura es de 4000 a 6000 K. La cromosfera, está sobre la fotosfera, tiene una extensión de 2500 km, con la zona de inversión forma la atmósfera solar. Compuesta en su mayor parte de helio e hidrógeno.

El diámetro del Sol es aproximadamente $1.39 \cdot 10^6$ km, su masa es de $1.99 \cdot 10^{30}$ kg y el

radio del disco visible mide unos $6.96 \cdot 10^5 \text{ km}$.

El Sol considerado como un reactor termonuclear transforma $564 \cdot 10^6$ toneladas de hidrógeno con $560 \cdot 10^6$ toneladas de helio cada segundo, con la conversión $4 \cdot 10^6$ toneladas de materia en energía radiante. Dado que por cada kg de helio produce del orden de $6.3 \cdot 10^{14} \text{ J}$ de energía, la potencia radiada es del orden de $3.8 \cdot 10^{26} \text{ W}$.

II.2.2. Geometría solar y otros factores astronómicos

La radiación solar que se recibe en un lugar determinado de la Tierra depende de su situación geográfica, del mes, del día del mes y de la hora del día; esto es debido a los movimientos de la Tierra: de rotación alrededor del Sol - con duración de un año - y de rotación sobre si misma a lo largo del día, de ahí la importancia de conocer en cada instante la situación del Sol respecto a la Tierra.

La Tierra describe una órbita elíptica alrededor del Sol, Figura II.2, con el Sol en uno de sus focos. El plano sobre el que realiza este movimiento se denomina Eclíptica. La excentricidad de la elipse, e , tiene el valor de 0.01673 y el semieje mayor, d_o , de $1.496 \cdot 10^8 \text{ km}$. La distancia entre el Sol y la Tierra toma su valor más bajo entorno al 3 de Enero (perihelio) siendo este igual a $d_m = d_o \cdot (1-e)$; y su valor mayor entorno al 4 de Julio (afelio), con valor $d_A = d_o \cdot (1+e)$. La distancia media entre el Sol y la Tierra, d_o , se denomina unidad astronómica, UA . La distancia d para cualquier día de año se puede obtener por varios procedimientos, así, Spencer (1971)

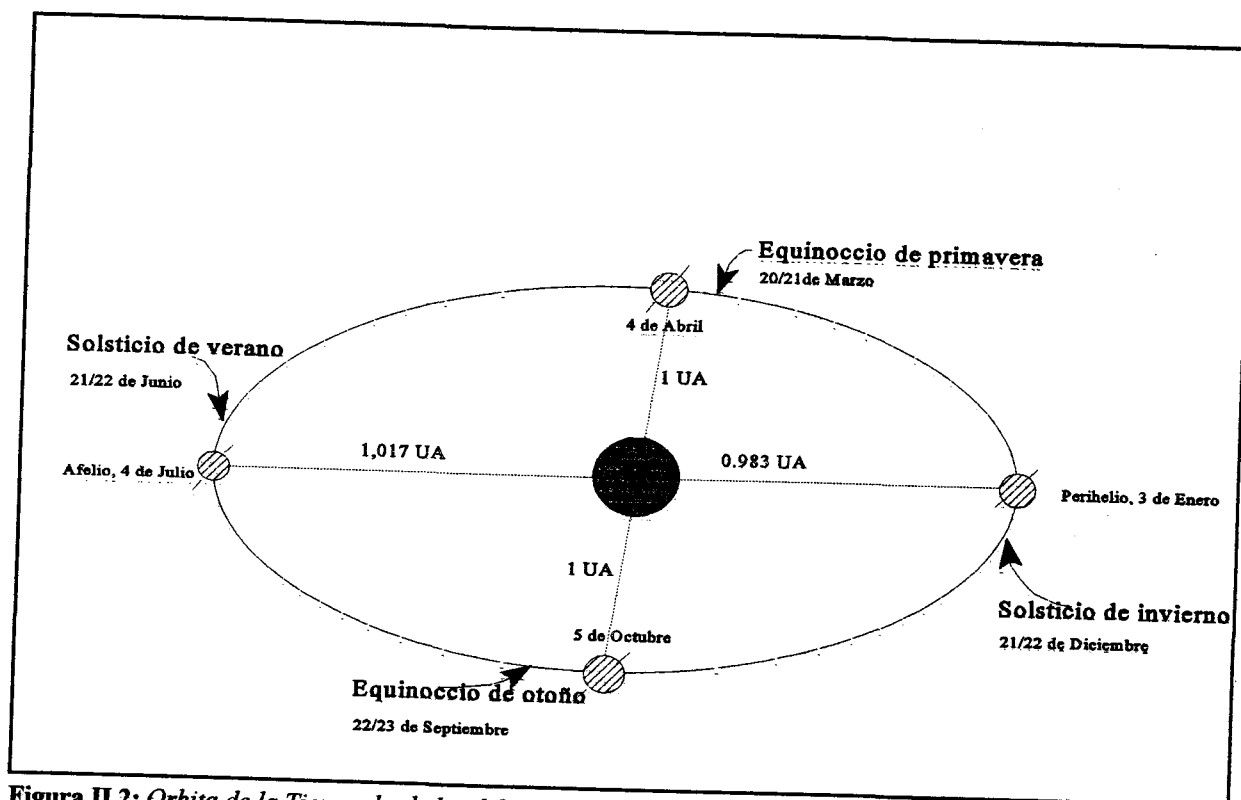


Figura II.2: Órbita de la Tierra alrededor del Sol.

propone un desarrollo en serie de Fourier que permite determinar d con un error menor del 0.01%:

$$(d_0/d)^2 = 1,000110 + 0,034221 \cos F + 0,001280 \sin F + 0,000077 \sin 2F,$$

donde $F = [2\pi(J-1)]/365$, y J es el día juliano ($J \equiv 1$ para el 1 de Enero).

El eje alrededor del cual gira la Tierra es el eje polar, tiene una inclinación de $23^\circ 27'$ con respecto a la normal a la Eclíptica. El plano ecuatorial de la Tierra y la Eclíptica mantienen una inclinación constante a lo largo del año.

El ángulo formado por la línea que une los centros de la Tierra y el Sol y el plano ecuatorial se denomina declinación solar, δ , toma el valor igual a 0 en los equinoccios; el valor máximo ($23^{\circ} 27'$) en el solsticio de verano; y el valor mínimo ($-23^{\circ} 27'$) en el solsticio de invierno. Spencer (1971) propone la siguiente expresión para su cálculo:

$$\delta = (0.006918 - 0.399912\cos\Gamma + 0.070257\text{sen}\Gamma - 0.006758\cos 2\Gamma + 0.000907\text{sen} 2\Gamma - 0.002697\cos 3\Gamma + 0.00148\text{sen} 3\Gamma)(180 \pi^1)$$

con un error máximo de 3'.

La posición del Sol respecto a un observador en la superficie de la Tierra se puede establecer por medio de los ángulos cenital y azimutal; para ello se suele tomar la Tierra, por convenio, como estacionaria en el centro de una esfera en la que se proyecta la posición del Sol. El ángulo cenital, θ_z , es el formado por la dirección de los rayos solares con el cenit del observador -el cenit es el punto de la esfera celeste situado en la vertical del observador-. La elevación solar, h , es el ángulo que forman los rayos solares con la horizontal al punto de observación. La elevación solar y el ángulo cenital son ángulos complementarios. El ángulo azimutal, Ψ , es el que forma el plano meridiano del observador y el círculo máximo que pasa por el Sol y el cenit. El ángulo horario, ω , es el que forman con respecto al Norte celeste, el meridiano local y el meridiano solar, ω es igual a 0 en el mediodía solar, y aumenta 15° cada hora desde el mediodía, siendo positivo por la mañana y negativo por la tarde. En la Figura II.3 mostramos estos ángulos.

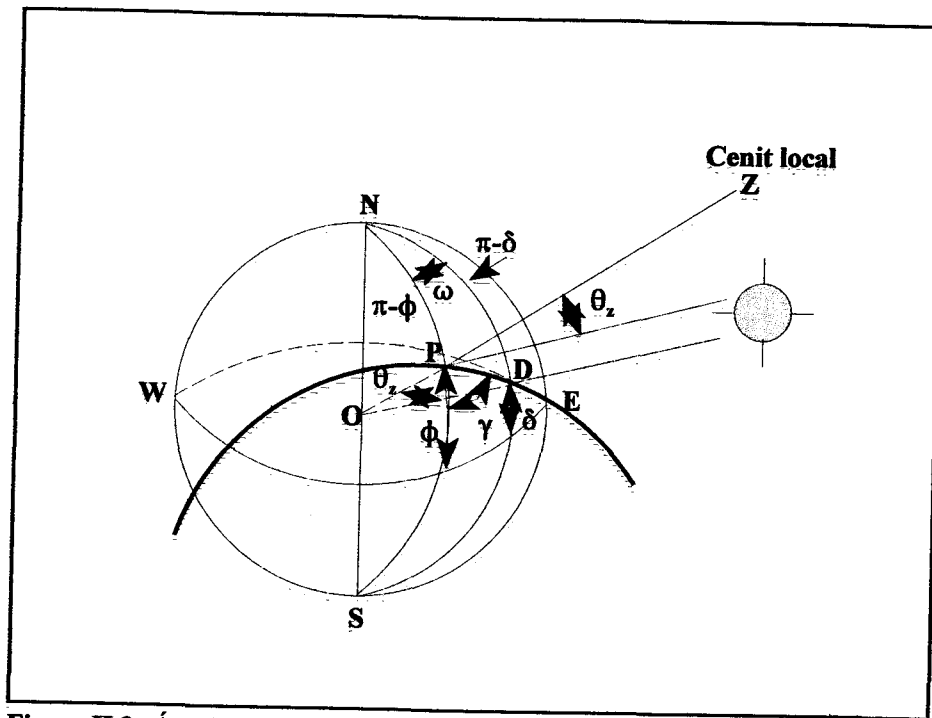


Figura II.3: Ángulos que determinan la posición del Sol, relaciones.

Si no se tiene en cuenta la refracción atmosférica, la posición del Sol para un punto con latitud, ϕ , viene dada por las siguientes ecuaciones:

$$\cos\theta_z = \text{sen}\delta \text{sen}\phi + \text{cos}\delta \text{cos}\phi \text{cos}\omega = \text{sen}h$$

$$\cos\Psi = \frac{\text{sen}\alpha \text{sen}\phi - \text{sen}\delta}{\text{coshcos}\phi}$$

El orto se define como la hora de salida del Sol y el ocaso como la hora de puesta. Esto ocurre cuando el ángulo cenital es 90° . Con esta condición se cumple:

$$\text{cos}\omega = \frac{-\text{sen}\phi \text{sen}\delta}{\text{cos}\phi \text{cos}\delta}$$

Pasamos a la cuestión de la medida del tiempo dado que para establecer una red mundial de medidas de radiación es importante que los datos sean homogéneos, por lo que es necesario conocer los instantes en los que se efectúan las observaciones. Así pues, todas las medidas de la radiación deben referirse a lo que se conoce en algunos países como el Tiempo Local Aparente (*LAT*) y en otros como Tiempo Solar Verdadero (*TST*). El Tiempo Local Medio (*LMT*) se define a partir del movimiento de un cuerpo imaginario llamado sol medio, que se considera dotado de velocidad uniforme en el ecuador celeste, con velocidad equivalente a la velocidad media del movimiento del Sol verdadero. - el *LMT* está dividido en 24 horas -. El Tiempo Local Aparente (*LAT*) es el definido por el paso del Sol real. La diferencia entre estos dos tiempos viene determinada por la Ecuación del Tiempo (*ET*): $ET = LAT - LMT$, entre ambos existe una diferencia máxima de 15'. Spencer (1971) propone la siguiente expresión para la Ecuación del Tiempo:

$$ET = 229.18(0.000075 + 0.001868\cos\Gamma - 0.032077\sen\Gamma - 0.014615\cos 2\Gamma - 0.040849\sen 2\Gamma);$$

donde se expresa *ET* en minutos, con un error de 35 s.

El Tiempo Universal (*UT*), también denominado Tiempo Medio de Greenwich (*GMT*) es el *LMT* en el meridiano de Greenwich. Como 24 horas corresponden a una rotación de 360° de la Tierra, el *LMT* aumenta 1 hora por cada 15° de desplazamiento hacia el Este:

$$LAT = GMT + 4L + ET;$$

siendo L la Longitud Local en grados, positiva al Este del meridiano de Greenwich (las dos correcciones están dadas en minutos).

El Tiempo Local Estándar (LST), dado por los relojes, es el LMT a una distancia estándar -múltiplo entero de 15° - desde el meridiano de Greenwich.

II.2.3. La Constante Solar

El flujo de energía radiante que el Sol emite en todas las direcciones llega al límite superior de la atmósfera terrestre con un valor prácticamente constante.

La irradiancia es la energía que incide sobre la unidad de superficie en la unidad de tiempo. La irradiancia solar que llega a un plano perpendicular al haz solar situada a la distancia media Tierra- Sol, d_0 , se le denomina constante solar, I_{cs} .

La irradiancia extraterrestre incidente en cualquier época del año, con separación d entre la Tierra y el Sol será:

$$R_b = \frac{d_0^2}{d^2} I_{cs}$$

A lo largo del tiempo se han ido desarrollando diferentes técnicas para el cálculo de la constante solar. Las primeras se realizaron a partir de medidas tomadas por observadores situados

en la superficie de la Tierra, estas eran muy imprecisas. Las extrapolaciones a partir de las medidas terrestres realizadas en alta montaña tenían que basarse en cálculos aproximados de la transmisión atmosférica según las longitudes de onda del espectro solar, los primeros estudios se deben a Johnson (1954) que proponía un valor de 1395 W/m^2 . Fröhlich (1986) ha examinado los resultados de ocho constantes solares, obtenidos a través de medidas tomadas desde satélite, globos y cohetes, entre 1968 a 1980, proponiendo el valor de 1367 W/m^2 , con una desviación estándar de 1.6 W/m^2 . Este es el valor recomendado por el World Radiation Center (WRC) y es el que hemos utilizado en este trabajo. Lenoble (1993) en su Tabla 15.2 muestra los resultados obtenidos para medidas de la constante solar realizadas con satélites en el periodo comprendido entre octubre de 1984 y 1986 (Mecherikunnel et al, 1988), dándose como resultado el de 1367.60 W/m^2 con una desviación estándar de 0.14 W/m^2 , a pesar de la mayor precisión de este valor, como ya hemos señalado hasta la actualidad la WRC mantiene el valor propuesto por Fröhlich (1986).

II.2.4. Distribución espectral de la radiación solar

Para conocer la distribución espectral de la radiación solar hay que tener en cuenta que en la fotosfera solar pueden presentarse grandes diferencias de temperatura de unas regiones a otras asociadas a las denominadas manchas solares. Así las manchas solares, cuyo número varía en un ciclo de 11 años, y la rotación del Sol con un periodo de 27 días, son responsables de variaciones en la emisión solar de energía. La irradiancia extraterrestre presenta una pequeña disminución cuando un número grande de manchas solares son apreciables desde la Tierra.

Se han ido proponiendo distintos valores para la distribución espectral de la radiación solar, con modificaciones que han ido mejorando los resultados a partir de los propuestos por la NASA (1968-1971). Lenoble (1993) recoge, en su Tabla 15.3, la distribución espectral extraterrestre, obtenida por Fröhlich (1986); se pueden observar como aproximadamente el 39% de la energía solar está en la región del visible, el 53% está en la región del infrarrojo y el 8% en la región ultravioleta. Aproximadamente el 95% de la energía solar está entre $0.3\mu\text{m}$ y $2.4\mu\text{m}$, y el 1 % está en longitudes de onda mayores de $4.0\mu\text{m}$ y el 4 % en longitudes mayores de $2.4\mu\text{m}$, (Iqbal, 1983). En la Tabla II.1 mostramos las regiones del espectro solar.

UV-C	$0.200\mu\text{m} - 0.290\mu\text{m}$
UV-B	$0.290\mu\text{m} - 0.320\mu\text{m}$
UV-C	$0.320\mu\text{m} - 0.400\mu\text{m}$
VIOLETA	$0.400\mu\text{m} - 0.455\mu\text{m}$
AZUL	$0.455\mu\text{m} - 0.492\mu\text{m}$
VERDE	$0.492\mu\text{m} - 0.577\mu\text{m}$
AMARILLO	$0.577\mu\text{m} - 0.597\mu\text{m}$
NARANJA	$0.597\mu\text{m} - 0.622\mu\text{m}$
ROJO	$0.622\mu\text{m} - 0.770\mu\text{m}$
IR	$0.770\mu\text{m} - 4.0\mu\text{m}$

Tabla II.1: Espectro solar.

II.2.5. Radiación extraterrestre sobre una superficie horizontal

Vamos a determinar la cantidad de energía recibida por una superficie durante un periodo

de tiempo determinado. Estimaremos la energía recibida en una superficie horizontal, despreciando la atenuación atmosférica. Los resultados obtenidos son útiles para estimar la máxima energía disponible en un lugar determinado. Si la irradiancia sobre una superficie normal es R_{bo} , la irradiancia sobre una superficie horizontal, R_{boh} , será:

$$R_{boh} = R_{bo} \cos \theta_z$$

La irradiación, H , es la energía recibida por unidad de superficie, en un intervalo de tiempo dado, se puede calcular integrando la irradiancia para dicho intervalo de tiempo. Si realizamos esta integral sobre un periodo de una hora, centrada en el ángulo horario ω , se obtiene para la irradiación extraterrestre horaria:

$$H_o = \frac{12}{\pi} I_{sc} \left(\frac{d_o}{d} \right)^2 \int_{\omega_i - \frac{\pi}{24}}^{\omega_i + \frac{\pi}{24}} (\text{sen} \delta \text{sen} \Phi + \text{cos} \delta \text{cos} \phi \text{cos} \omega) d\omega$$

$$H_o = I_{sc} \left(\frac{d_o}{d} \right)^2 [\text{sen} \delta \text{sen} \Phi + \text{cos} \delta \text{cos} \phi \text{cos} \omega_i]$$

La expresión contenida en el paréntesis representa el $\cos \theta_z$ en el centro del intervalo horario. El valor máximo de la irradiación extraterrestre horaria para una latitud determinada ocurre en los solsticios de verano o invierno, al mediodía solar.

II.3. Radiación solar: interacción con la atmósfera terrestre

II.3.1. Introducción

La Tierra está rodeada de una atmósfera gaseosa compuesta de un grupo gases cuya concentración es casi constante y otro de gases de concentración variable; además contiene vapor de agua y partículas materiales (aerosoles), tales como polvo, gotas de agua, cristales de hielo, cuya concentración es muy variables en el tiempo y en el espacio. En la Tabla II.2 reproducimos la composición de la Atmósfera U.S. Estándar 1976. En está se puede apreciar como la atmósfera está compuesta en un 99.99% de nitrógeno, oxígeno y argón, gases permanentes. Esta composición es prácticamente constante hasta una altura aproximadamente de 60 km.

COMPONENTES PERMANENTES		COMPONENTES VARIABLES	
Nitrógeno	78.084%	Vapor de agua	0-0.04%
Oxígeno	20.948%	Ozono	0-12*10 ⁻⁴ %
Argón	0.934%	Dioxido de azufre	0.001*10 ⁻⁴ %
Dioxido de carbono	0.033%	Dioxido de nitrógeno	0.001*10 ⁻⁴ %
Neón	18.18*10 ⁻⁴ %	Amoniaco	0.004*10 ⁻⁴ %
Helio	5.24*10 ⁻⁴ %	Oxido nítrico	0.005*10 ⁻⁵ %
Kriptón	1.14*10 ⁻⁴ %		
Xenón	0.089*10 ⁻⁴ %		
Hidrogeno	0.5*10 ⁻⁴ %		
Metano	1.5*10 ⁻⁴ %		
Oxido nitroso	0.27*10 ⁻⁴ %		
Monóxido de carbono	0.19*10 ⁻⁴ %		

Tabla II.2: Composición de la Atmósfera U.S. Estándar 1976.

El dióxido de carbono, que juega un papel importante en la fotosíntesis de las plantas, lo hemos clasificado entre los gases constantes, aunque según estudios recientes su concentración ofrece variaciones como resultado del incremento de su emisión en la combustión de combustibles fósiles. Gran número de estudios evidencian la magnitud de los cambios climáticos que se producen al aumentar el dióxido de carbono (Houghton, 1994).

El vapor de agua es muy variable tanto en el espacio como en el tiempo. Su variación es extremadamente importante en los procesos de absorción y emisión de radiación. Se encuentra a niveles bajos y juega un papel muy importante en la troposfera.

La concentración de ozono es importante entre los 15 km y los 30 km. La máxima concentración se da a unos 25 km. Este constituyente presenta una variación estacional y espacial. Para todas las latitudes de un hemisferio la concentración de ozono es máxima en primavera y mínima en otoño. La variación estacional es menor en la región ecuatorial. Los grandes núcleos urbanos pueden producir incrementos de ozono en la baja atmósfera, (Heuklon, 1978).

Todos los gases de la Tabla II.2 afectan a la dispersión de la radiación solar. Los aerosoles, partículas de sólidos y líquidos suspendidas en la atmósfera tienen una influencia importante en la absorción y dispersión de la radiación solar y en la física de las nubes y de las precipitaciones. Los aerosoles se diferencian de las moléculas de los gases atmosféricos por su gran variabilidad en cuanto al volumen, tamaño, distribución, forma y composición. Pueden tener origen terrestre - por ejemplo humos industriales, polen, erupciones volcánicas, fuegos forestales-

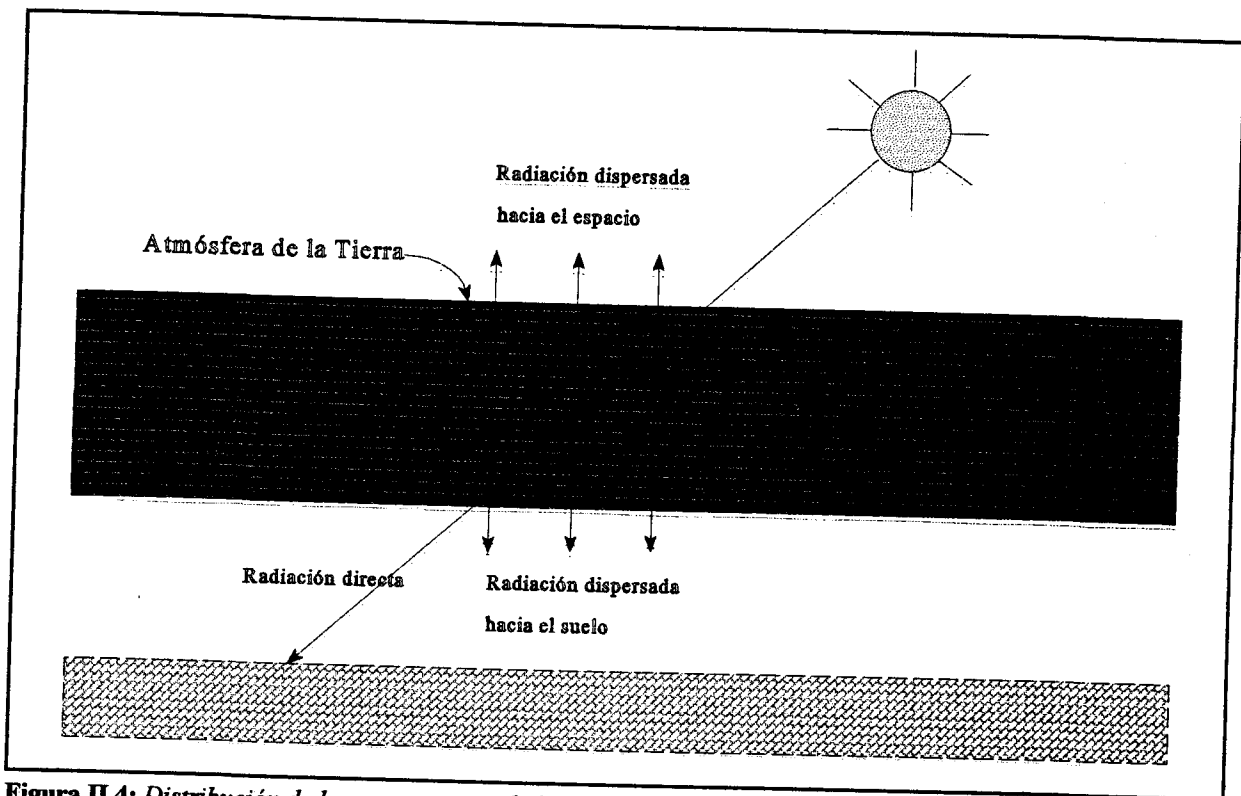


Figura II.4: Distribución de las componentes de la radiación solar a su paso por la atmósfera

o marítimo -cristales de sal-. Los aerosoles tienen tamaños comprendidos entre 10^{-3} a $10^2 \mu\text{m}$. Se pueden dividir en: partículas pequeñas o de Aitken (10^{-3} a $10^{-1} \mu\text{m}$), partículas grandes (10^1 a $1 \mu\text{m}$), partículas gigantes (1 a $100 \mu\text{m}$). El conocimiento de la cantidad de aerosoles contenidos en la atmósfera es necesario para el cálculo de la radiación que llega a la superficie de la Tierra. La cantidad de aerosoles es mayor sobre la tierra que sobre el mar, en la mayoría de los casos; y mayor en las estaciones secas; menor en el aire frío de los polos que en el aire tropical.

La formación de nubes mediante procesos de condensación de vapor de agua en el seno de la atmósfera juega un papel importante en la propagación de la radiación solar en el medio atmosférico. Las nubes absorben y dispersan radiación en el espectro solar. Dependiendo la

eficacia de esta interacción de propiedades de la nube, tales como su espesor.

II.3.2. Ecuación de transporte radiativo

Cuando la radiación solar penetra en la atmósfera terrestre parte de la energía incidente cambia de dirección por dispersión y otra parte es absorbida. Ambos fenómenos producen modificaciones entre los espectros extraterrestre y el recibido a nivel del suelo. La radiación dispersada se denomina radiación difusa; una porción de esta vuelve al espacio y otra llega a la superficie de la Tierra. La radiación que llega directamente a la Tierra procedente del disco solar se llama radiación directa. En la Figura II.4 mostramos la distribución de la radiación solar a su paso por la atmósfera.

El conocimiento de la irradiancia espectral (difusa y directa) que llega a la superficie de la Tierra es importante para diferentes aplicaciones tales como el diseño de células fotovoltaicas, cálculo de colectores y , en particular, para el estudio de la fotosíntesis, ya que ésta se produce no solamente a partir de radiación directa, sino que también influye la componente difusa.

A continuación nos vamos a plantear el modo de evaluar los cambios experimentados en la radiancia, L , a su paso a través de la atmósfera terrestre como consecuencia de la absorción y de la dispersión. Con el término de radiancia nos referimos a la energía radiante que se propaga en una dirección determinada por unidad de área normal a la dirección de propagación y por unidad de ángulo sólido en la unidad de tiempo. Consideremos un haz de radiancia

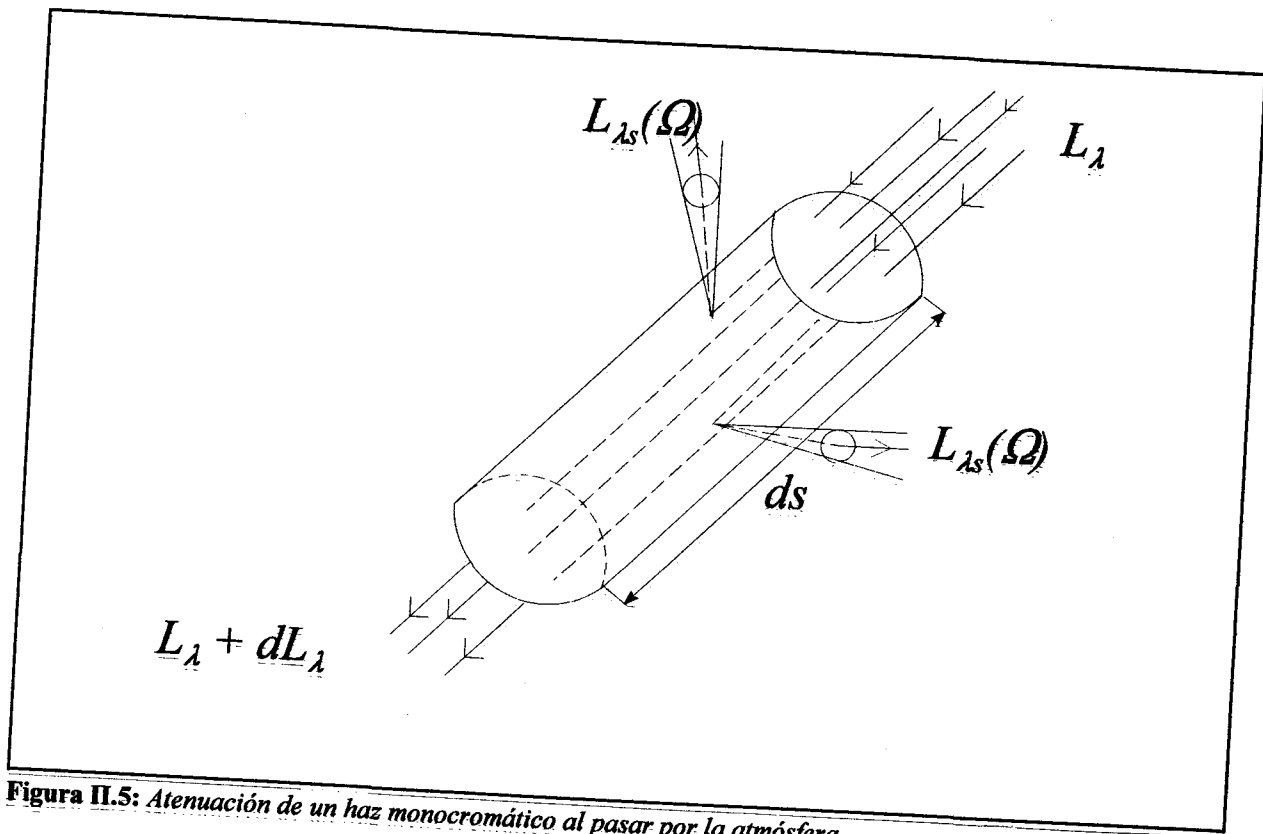


Figura II.5: Atenuación de un haz monocromático al pasar por la atmósfera

monocromática, L_λ que incide en un medio material, Figura II.5. Después de recorrer una distancia, ds , el haz es atenuado por dispersión y absorción, de modo que el valor de radiancia será a la salida: $L_\lambda + dL'_\lambda$ y la reducción producida:

$$dL'_\lambda = -k_\lambda \rho L_\lambda ds \quad (\text{II.1})$$

siendo ρ la densidad de medio, k_λ el coeficiente de extinción para una determinada longitud de onda, λ . En general este coeficiente k_λ es suma de dos términos uno debido a la dispersión y otro a la absorción. En el caso más general tenemos que hablar de un término fuente, debido a que existen dos contribuciones positivas que aumentan la radiancia del haz, una debida a la emisión del material y otra a la dispersión múltiple; por este motivo introduciremos un coeficiente llamado función fuente j_λ :

$$dL_{\lambda}'' = j_{\lambda} \rho ds \quad (\text{II.1}')$$

Se define una función fuente general, $J_{\lambda} \equiv j_{\lambda}/k_{\lambda}$, de esta forma el cambio total, dL_{λ} , se puede escribir como:

$$dL_{\lambda} = -k_{\lambda} \rho L_{\lambda} ds + k_{\lambda} \rho J_{\lambda} ds \quad (\text{II.2})$$

$$\frac{dL_{\lambda}}{k_{\lambda} \rho ds} = -L_{\lambda} + J_{\lambda} \quad (\text{II.3})$$

Esta expresión es la ecuación fundamental para cualquier proceso de transferencia radiativa, donde tenemos dos términos, uno de pérdidas debidas a la absorción y la dispersión y otro de ganancias debidas a la emisión del medio y a las dispersiones múltiples; en el caso de la radiación solar propagándose en la atmósfera el único término fuente a considerar es el debido a las dispersiones múltiples. Cuando despreciamos el término fuente, lo cual se puede hacer con buena aproximación en la dirección de incidencia del haz solar, obtenemos la ley de Beer-Bouguer-Lambert:

$$\frac{dL_{\lambda}}{k_{\lambda} \rho ds} = -L_{\lambda} \quad (\text{II.4})$$

Si integramos sobre el espesor del medio, obtendremos la radiancia emergente:

$$L_{\lambda} = L_{0\lambda} e^{-\int_0^s k_{\lambda} \rho ds} \quad (\text{II.5})$$

donde $L_{0\lambda}$ es la radiancia incidente en $s=0$. Si el medio es homogéneo, k_{λ} es independiente de s :

$$L_{\lambda} = L_{o\lambda} e^{-k_{\lambda} \int_0^s \rho ds} \quad (\text{II.6})$$

Si la masa óptica se define como:

$$m = \int_0^s \rho ds \quad (\text{II.7})$$

la radiancia se puede expresar:

$$L_{n\lambda} = L_{on\lambda} e^{-k_{\lambda} m} \quad (\text{II.8})$$

siendo el producto $k_{\lambda} m$ el espesor óptico monocromático.

Con la ley de Beer-Bourger-Lambert se puede estimar la irradiancia solar monocromática en incidencia normal en la superficie de la Tierra, en función de la irradiancia incidente, la masa óptica y el coeficiente de extinción del medio, de la forma siguiente:

$$R_{b\lambda} = R_{bo\lambda} e^{-k_{\lambda} m} \quad (\text{II.9})$$

siendo $R_{bo\lambda}$ la irradiancia solar extraterrestre monocromática.

Antes de continuar es importante introducir el concepto de masa óptica relativa, dado el papel que juega en la estimación de la atenuación de la radiación solar al atravesar la atmósfera. La masa óptica relativa es el cociente entre la masa óptica para un ángulo cenital cualquiera, θ_z ,

y la correspondiente masa óptica vertical:

$$m_r = \frac{\int_0^{\infty} \rho ds}{\int_0^{\infty} \rho dz} \quad (\text{II.10})$$

Para calcular la atenuación es necesario conocer la masa óptica relativa de cada uno de los componentes atmosféricos que interaccionan con la radiación.

Si despreciamos la curvatura de la Tierra y la refracción atmosférica se obtiene para todos los componentes atmosféricos que la masa óptica relativa puede aproximarse por medio de la siguiente expresión:

$$m_r = \sec \theta_z = \frac{1}{\cos \theta_z} \quad (\text{II.11})$$

donde el error cometido al dar esta aproximación es del 0.25% para $\theta_z = 60^\circ$, llegando a ser del 10% para $\theta_z = 85^\circ$.

Para estimar la masa óptica relativa del aire, m_r , necesitamos conocer el perfil de la densidad del aire en la atmósfera. Kasten (1966) estima m_r para diferentes alturas solares, dichos valores se aproximan por medio de la ecuación siguiente:

$$m_r = [\cos \theta_z + 0.15(93.885 - \theta_z)^{-1.253}]^{-1} \quad (\text{II.12})$$

donde esta expresión tiene un error del 0.1% para $\theta_z = 86^\circ$, al nivel del suelo y un error máximo

de 1.25% para $\theta_z = 89.5^\circ$. La expresión anterior ha sido obtenida para la presión estándar de 1013.25 HPa al nivel del mar. Para obtener la masa óptica relativa para cualquier presión, P , se utiliza con éxito la siguiente aproximación:

$$m_R = m_r \frac{P}{1013.25} \quad (\text{II.13})$$

En términos de la masa óptica relativa el espesor óptico se puede expresar como $\delta_\lambda m_r$, donde δ_λ representa el espesor óptico normal.

Para poder calcular el espesor óptico total hay que tener en cuenta la existencia de diversos procesos de extinción con coeficientes de atenuación $k_{i,\lambda}$, independientes; pudiéndose calcular entonces como:

$$k_\lambda m = \sum k_{i,\lambda} m_i \quad (\text{II.14})$$

donde $k_{i,\lambda}$ es el coeficiente de atenuación monocromática para un proceso simple y m_i es la masa óptica para dicho proceso.

Se define el coeficiente de transmitancia o transmitancia, como la razón entre la irradiancia solar después de atravesar el medio y la irradiancia incidente en un medio. Este coeficiente se utiliza para simplificar el cálculo de la irradiancia directa. La transmitancia monocromática puede escribirse:

$$\tau_\lambda = \frac{R_{b\lambda}}{R_{bo\lambda}} = \prod \tau_{i\lambda} \quad (\text{II.15})$$

siendo $\tau_{i\lambda}$ la transmitancia debida a un proceso simple:

$$\tau_{i\lambda} = \exp\left(-k_{i\lambda} \int_0^{\infty} \rho_i ds\right) \quad (\text{II.16})$$

La ley de Bouguer es válida para describir los procesos de atenuación por dispersión de gases y los de dispersión y absorción por aerosoles. La absorción producida por los gases es muy compleja y estrictamente no se puede explicar por esta ley, aunque usualmente se aplica.

La irradiancia directa normal en todo el espectro electromagnético es la suma de las irradiancias contenidas en cada una de sus bandas, que puede escribirse:

$$R_b = \left(\frac{d_o}{d}\right)^2 \sum R_{b\lambda} \Delta\lambda \quad (\text{II.17})$$

ó

$$R_b = \left(\frac{d_o}{d}\right)^2 \sum (R_{bo\lambda} \prod \tau_{i\lambda}) \Delta\lambda \quad (\text{II.18})$$

A partir de ella se puede calcular la irradiancia directa sobre una superficie horizontal:

$$R_{bh} = R_b \cos\theta_z \quad (\text{II.19})$$

Como puede observarse el cálculo de la radiación directa que llega a la Tierra se reduce a la resolución del problema de la determinación de los coeficientes de transmitancia atmosférica.

II.3.3. Procesos de dispersión

Cuando una onda electromagnética incide sobre una partícula parte de la energía incidente es dispersada en todas las direcciones -radiación difusa-. La energía dispersada por una partícula

esférica puede ser calculada como solución de la ecuación de ondas electromagnéticas de Maxwell en coordenadas esféricas. Esta solución es especialmente sencilla para el caso en el que el tamaño de la partícula sea más pequeño que la longitud de onda incidente. Esta solución la obtuvo Lord Rayleigh, por ello se le denomina teoría de Rayleigh y es aplicada en el caso de la dispersión de la radiación solar por moléculas de aire. A través de esta teoría se explica el azul del cielo bajo condiciones de alta claridad.

Cuando las partículas tienen un tamaño del orden de la longitud de onda de la radiación incidente, la solución de la ecuación de ondas se debe a Mie y se le denomina teoría de Mie; siendo la solución de Rayleigh un caso particular de la teoría de Mie.

En la Figura II.6 se muestra la diferencia entre el modelo de Rayleigh y Mie para la dispersión. En el modelo de Rayleigh se dispersa tanta energía hacia delante como hacia atrás, siendo la dispersión máxima en la dirección de incidencia y mínima a 90° de la línea de incidencia. Esta dispersión ocurre principalmente para longitudes de onda cortas. En el modelo de Mie se dispersa más energía hacia delante que hacia atrás. A medida que aumenta el tamaño de la partícula la dispersión es mayor hacia delante.

El fenómeno de la dispersión múltiple se produce cuando la radiación después de ser dispersada por una partícula encuentra a otra que la vuelve a dispersar.

En el caso de atmósfera seca y clara la mitad de la energía dispersada llega a la Tierra y la mitad vuelve al espacio. Si en la atmósfera existen partículas de polvo, llega más energía a la

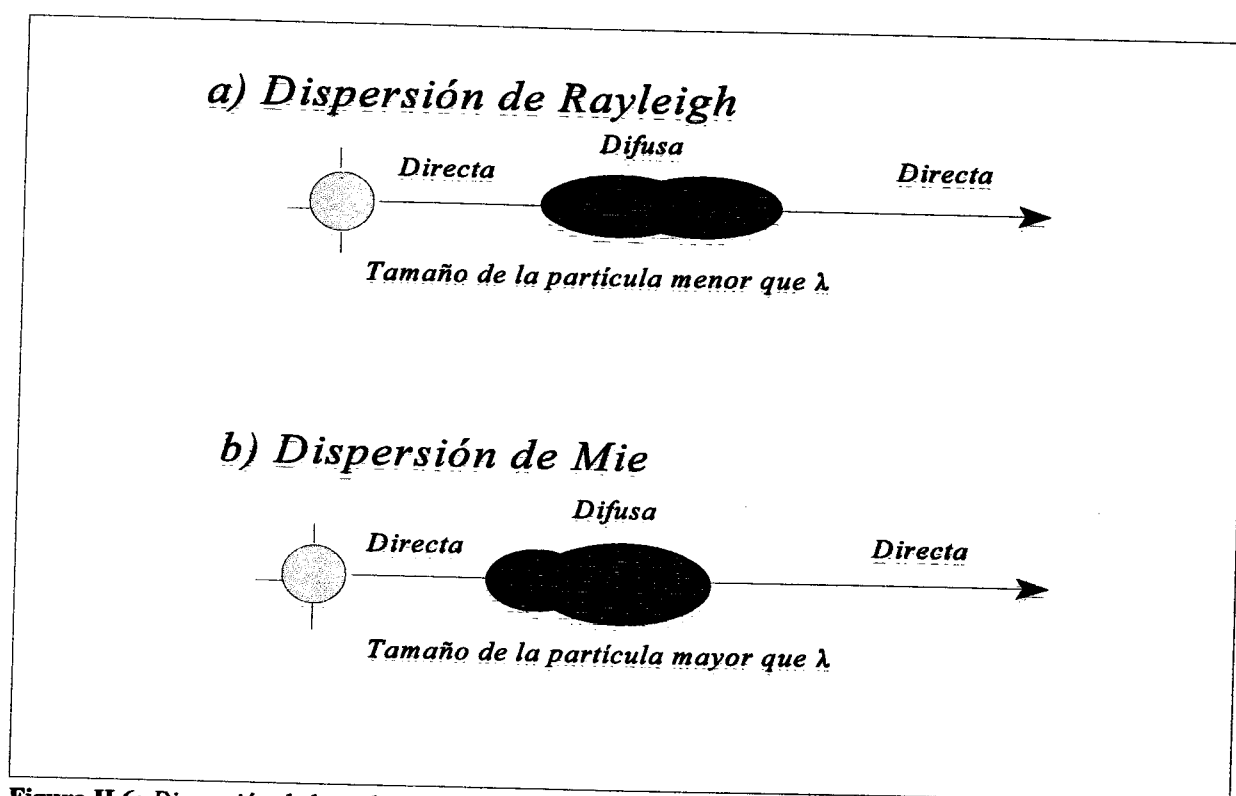


Figura II.6: Dispersión de la radiación: a) Modelo de Rayleigh. b) Modelo de Mie

Tierra porque la mayor parte de la energía es dispersada hacia delante.

Dispersión de Rayleigh: En este caso las partículas se consideran esféricas, con diámetros inferiores a 0.2λ e independientes unas partículas de otras, esto corresponde al caso de moléculas de gases atmosféricos en relación a la radiación solar. Para la formulación matemática es necesario conocer el número de partículas por unidad de volumen y el índice de refracción. La densidad y la composición del aire varía con la altura por lo que el coeficiente de atenuación lo hará también. Leckner (1978) da la expresión aproximada para el cálculo de espesor óptico normal:

$$\delta_{r\lambda} = 0.008735\lambda^{-4.08} \quad (\text{II.20})$$

Como el coeficiente de dispersión de Rayleigh varía con λ^{-4} , la transmitancia espectral de las moléculas de aire aumenta rápidamente con λ y decrece cuando aumenta el camino óptico.

La expresión de dicha transmitancia es:

$$\tau_{r\lambda} = \exp(-0.008735\lambda^{-4.08}m_R) \quad (\text{II.21})$$

donde m_R es la masa óptica relativa del aire para cualquier presión.

Se puede comprobar como para $\lambda > 1 \mu\text{m}$ la dispersión es inexistente. Para $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$ y $m_R \approx 1$, la atmósfera es transparente para la radiación solar en un 85%. Como conclusión se puede decir que la dispersión molecular solo afecta a la región de longitudes de onda cortas.

Dispersión de Mie: Corresponde a la dispersión de la radiación solar por los aerosoles. La dispersión de Mie presenta una dependencia menor con la longitud de onda de la radiación incidente. El estudio de esta dispersión es difícil desde el punto de vista matemático. Van de Hulst (1980) presenta con detalle los cálculos de la teoría de Mie. La dificultad procede de la variabilidad de la forma, tamaño, distribución y naturaleza de estas partículas.

Es difícil separar los procesos de absorción y dispersión de la radiación solar debidos a los aerosoles. Reuniendo en un único término ambas contribuciones, Angström (1964) propuso la siguiente expresión para el espesor óptico normal de los aerosoles, conocida como la fórmula de turbiedad de Angström:

$$\delta_{a\lambda} = \beta\lambda^{-\alpha} \quad (\text{II.22})$$

siendo β el coeficiente de turbiedad, α el exponente de la longitud de onda λ en μm .

La transmitancia en este caso sería:

$$\tau_{a\lambda} = \exp(\delta_{a\lambda} m_a) = \exp(-\beta \lambda^{-\alpha} m_a) \quad (\text{II.23})$$

donde m_a es la masa óptica relativa de aerosoles y $\delta_{a\lambda}$ es el espesor óptico normal de aerosoles que incluye la atenuación debida, tanto a las partículas de polvo secas como húmedas. En la formula de la turbiedad β varía desde 0.0 hasta 0.5, es un índice que está relacionado con la cantidad de aerosoles presentes en la atmósfera en la dirección vertical. El exponente de la longitud de onda, α , está relacionado con la distribución de tamaños de los aerosoles. Valores altos de α indican una proporción alta de partículas pequeñas sobre las grandes. α varía desde 4 a 0; cuando los aerosoles son muy pequeños, del orden de las partículas del aire, α es aproximadamente 4 y tiende a 0 cuando son muy grandes. Generalmente toma valores entre 0.5 y 2.5; se utiliza comúnmente el valor de 1.3. Una buena aproximación para la atmósfera natural es $\alpha = 1.3 \pm 0.5$

La transmitancia continua, debida a la combinación de todos estos efectos, es:

$$\tau_{c\lambda} = \tau_{r\lambda} \tau_{a\lambda} \quad (\text{II.24})$$

II.3.4. Procesos de absorción

A continuación vamos a analizar la absorción selectiva debida a las moléculas de aire seco y el vapor de agua. La absorción de energía depende del estado energético de las moléculas absorbentes. La absorción se denomina selectiva porque solamente afecta a unas determinadas

longitudes de onda, produciéndose las llamadas bandas de absorción cuando están muy próximas estas longitudes de onda. En las bandas espectrales se pasa de bajos valores en la absorción en las denominadas ventanas a valores altos en los centros de las bandas, donde esta llega a ser próxima a la unidad. Si definimos la absorción como la razón del flujo radiante absorbido por una superficie respecto al incidente. La absorción de los gases presenta fuerte dependencia con la longitud de onda. La región del espectro en la que tiene lugar la absorción de los gases está determinada por la estructura molecular de estos. Cuando se estudian los espectros en condiciones de alta resolución, se observa la existencia de miles de líneas de absorción en cada banda.

En general, una molécula gaseosa puede tener tres tipos de energía, además de la de translación. Estos son: electrónica, vibracional y rotacional. Los cambios en estas energías tienen lugar por la emisión o absorción de una cantidad discreta de energía (un cuanto) que corresponde a radiación en una longitud de onda específica (línea espectral). Los cuantos asociados a las transiciones electrónicas poseen niveles altos de energía y por ello se corresponden con longitudes de onda pertenecientes al visible y al ultravioleta del espectro, siendo estas transiciones las que nos interesan. Los cambios de energía en los niveles rotacionales son menores (10^{-4} eV), por lo que las líneas rotacionales se encuentran en la región del infrarrojo lejano y de las microondas. Los niveles energéticos asociados a transiciones vibracionales se encuentran entre los dos anteriores (10^{-1} eV). Las líneas vibracionales aparecen normalmente junto a las rotacionales. Esta combinación vibracional-rotacional es la que origina múltiples bandas de absorción en el espectro infrarrojo próximo e intermedio.

Los absorbentes moleculares existentes en el aire seco son: CO_2 , O_3 , N_2O , CO , O_2 , CH_4

y N_2 . También son absorbentes aunque en menor proporción: los óxidos de nitrógeno - NO , N_2O_3 , N_2O_5 -, combinaciones de hidrocarburos - C_2H_4 , C_2H_6 , C_3H_8 - y el gas sulfúrico - H_2S -. La mayoría de los absorbentes moleculares del aire seco y el vapor de agua son activos en el infrarrojo cercano y lejano. También son absorbentes los gases atómicos, como el O y N, presentan bandas de absorción en la región del ultravioleta y en región de longitudes de onda más cortas.

Los principales absorbentes en el ultravioleta y en el visible son O_2 , N_2 , O, N, Q. El oxígeno y nitrógeno atómicos (O, N) absorben de forma continua los rayos X y las longitudes de onda corta hasta $0.085 \mu m$. La radiación de $\lambda < 0.085 \mu m$ no pasa a través de la atmósfera. El oxígeno y nitrógeno moleculares (O_2 , N_2) absorben la radiación de $\lambda < 0.2 \mu m$. El oxígeno diatómico presenta tres bandas de absorción en el espectro visible a 0.63 , 0.69 , $0.76 \mu m$. El ozono (O_3) presenta bandas de absorción más allá de $0.2 \mu m$, en el ultravioleta, el visible y infrarrojo cercano. El ozono tiene una banda de absorción fuerte de 0.2 a $0.3 \mu m$; una más débil en la banda de 0.3 a $0.35 \mu m$ y una más fuerte en la región del visible 0.45 a $0.77 \mu m$. El ozono también absorbe por debajo de $0.2 \mu m$ pero no es necesario tenerlo en cuenta ya que esa región ya ha sido absorbida antes de llegar a la estratosfera por O, N, O_2 , N_2 .

Existen numerosos gases que son absorbentes en la región infrarroja del espectro. Los más importantes son H_2O , CO_2 , O_3 , N_2O , CO , O_2 , CH_4 y N_2 . Las bandas de absorción más importantes del vapor de agua (H_2O) están situadas en : 0.72 , 0.82 , 0.94 , 1.1 , 1.38 , 2.7 , 3.2 y $6.3 \mu m$, Mientras que las del dióxido de carbono (CO_2) se localizan en 1.45 , 1.6 , 2.0 , 2.7 , 4.3 , 4.8 y $5.2 \mu m$. El resto de los gases son absorbentes en regiones del espectro infrarrojo en las que la

radiación solar no es importante.

Las transmitancias debidas a la absorción se calculan para el ozono, para el vapor de agua y por último para el resto de los absorbentes del aire seco considerándolos como una mezcla uniforme de gases.

El ozono presenta bandas de absorción en el ultravioleta, el visible y el infrarrojo, esta última no es importante desde el punto de vista de la radiación solar por presentarse para $\lambda > 4$ μm . Para la transmitancia del ozono se utiliza el coeficiente calculado por Vigroux:

$$\tau_{o\lambda} = \exp(-k_{o\lambda} l m_o) \quad (\text{II.25})$$

donde $k_{o\lambda}$ es el coeficiente de atenuación para la absorción de ozono en cm^{-1} (NTP) y m_o es la masa óptica del ozono y l es la cantidad de ozono en cm (NTP).

La atenuación es muy fuerte en la región del ultravioleta lejano. A partir de la longitud de onda de 0.35 μm , el ozono se hace transparente a la radiación solar. El coeficiente aumenta en la región de visible de nuevo y alcanza su máximo a 0.605 μm .

Leckner en 1978 presentó un algoritmo para el cálculo de la transmitancia para la mezcla uniforme de gases y el vapor de agua. Es simple y bastante exacto. La transmitancia para la mezcla uniforme de gases es:

$$\tau_{g\lambda} = \exp\left[\frac{-1.41 k_{g\lambda} m_R}{(1 + 118.93 k_{g\lambda} m_R)^{0.45}}\right] \quad (\text{II.26})$$

Y la transmitancia espectral debida a la absorción del vapor de agua:

$$\tau_{wa\lambda} = \exp\left[\frac{-0.2385k_{wa\lambda}wm_w}{(1+20.07k_{wa\lambda}wm_w)^{0.45}}\right] \quad (\text{II.27})$$

donde $k_{g\lambda}$ y $k_{wa\lambda}$, son los coeficientes de atenuación (Tablas 6.13.1 y 6.13.2 de Iqbal, 1983); m_R -viene dada por la ecuación (II.13)- y m_w son las masas ópticas para la mezcla uniforme de gases y el vapor de agua; w es el contenido de agua precipitable en cm. w representa una medida del contenido de vapor de agua en una columna atmosférica vertical. A partir de la razón de mezcla, M_r , que representa la masa de vapor de agua contenida por unidad de masa de aire seco se puede calcular en contenido de agua precipitable, w , con:

$$w = w' \left(\frac{P}{1013.25}\right)^{3/4} \left(\frac{273}{T}\right)^{1/2}$$

siendo w' contenido de agua precipitable medida a la presión de una atmósfera y la temperatura de 273 K:

$$w' = \frac{1}{g} \int_0^\infty M_r dp$$

donde p es la presión, g la aceleración de la gravedad.

El contenido de agua precipitable, w , está expresado en *cm*, la presión de la estación, P , en *HPa* y la temperatura, T , en *K*. La unidad del agua precipitable es de masa por unidad de superficie.

En las transmitancias espectrales debidas a la mezcla uniforme de gases y al vapor de agua

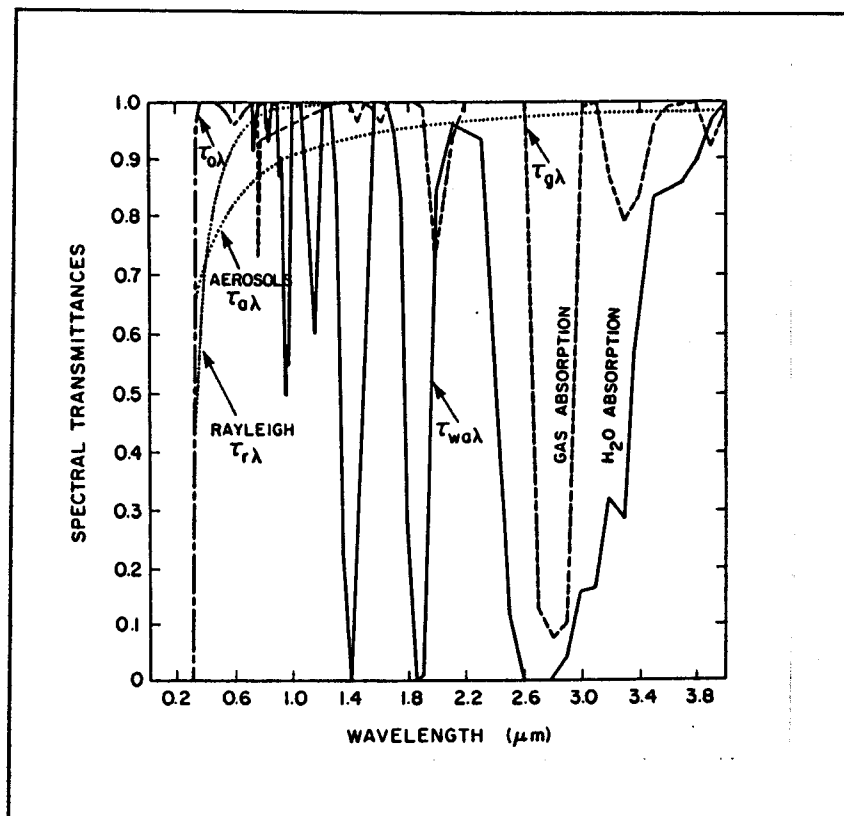


Figura II.7: Transmitancia espectral de varios constituyentes atmosféricos .
 $m_R=1$, $O_3=0.35 \text{ cm/NTP}$; $w=2 \text{ cm}$; $\alpha=1.3$ y $\beta=0.1$. Figura de Iqbal(1983).

se puede observar como la transmitancias son iguales a la unidad aproximadamente en las longitudes de onda de 1.2, 1.6, 2.2 y 3.8 μm . Prácticamente toda la radiación solar a esas longitudes de onda alcanza la Tierra. (Figura II.7).

II.3.5. Irradiancia espectral directa en cielo despejado

La transmitancia total debida a los absorbentes moleculares puede escribirse:

$$\tau_{ma\lambda} \equiv \tau_{o\lambda} \tau_{g\lambda} \tau_{wa\lambda} \quad (\text{II.28})$$

Y por lo tanto ya podemos calcular la irradiancia espectral directa sobre la Tierra. Combinando las ecuaciones II.24 y II.28 se obtiene la transmitancia monocromática debida a los efectos de atenuación continua y absorción molecular:

$$\tau_{\lambda} \equiv \tau_{c\lambda} \tau_{ma\lambda} \quad (\text{II.29})$$

$$\tau_{\lambda} \equiv \tau_{r\lambda} \tau_{a\lambda} \tau_{o\lambda} \tau_{g\lambda} \tau_{wa\lambda} \quad (\text{II.30})$$

En la Figura II.7 se recogen simultáneamente todas las transmitancias. Se puede observar como la absorción en la región del infrarrojo es debido principalmente al vapor de agua y a la mezcla uniforme de gases. Por otro lado en la región del ultravioleta y visible son esencialmente la absorción del ozono, dispersión Rayleigh y los aerosoles los que controlan la atenuación del haz directo. Por último, la transmitancia por aerosoles es mínima a longitudes de onda corta e incrementa lentamente al aumentar la longitud de onda. Así la irradiancia espectral directa sobre una superficie normal a los rayos del Sol a una distancia media entre el Sol y la Tierra sería:

$$R_{b\lambda} \equiv R_{bo\lambda} \tau_{\lambda} \quad (\text{II.31})$$

y en una superficie horizontal:

$$R_{bh\lambda} = R_{bo\lambda} \cos \theta_z \tau_z \quad (\text{II.32})$$

A continuación presentamos las modificaciones que se producen en el espectro extraterrestre antes de alcanzar la Tierra. Se muestran estas variaciones tomando el espectro extraterrestre del Centro de Radiación Mundial (World Radiation Center, WRC). En la Figura II.8 se pueden identificar las diferentes bandas de absorción molecular. La primera curva representa la disminución producida en la radiación directa por efecto de la dispersión Rayleigh.

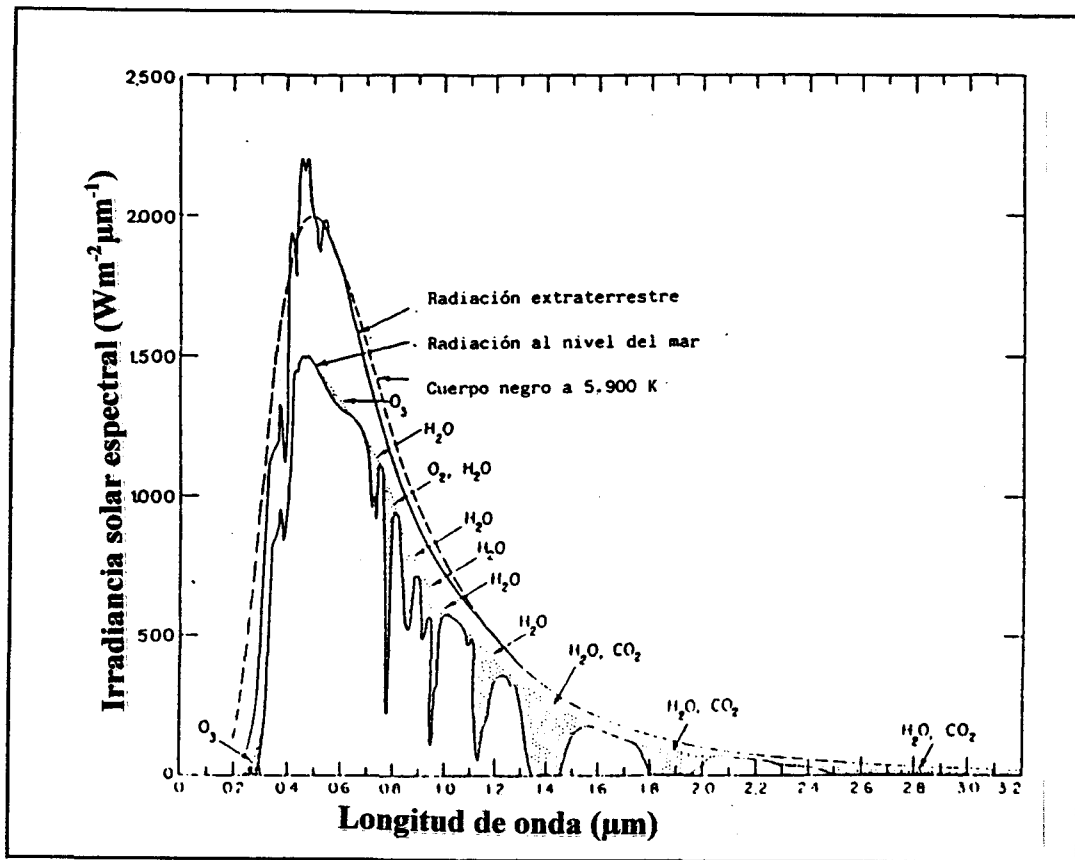


Figura II.8: Distribución espectral de la radiación solar y las bandas de absorción.

La siguiente curva representa el flujo solar directo que alcanza la Tierra, mostrándose en oscuro la energía absorbida por los diferentes gases. El tamaño de las zonas oscuras (excepto las del O_2 y CO_2) dependen de la cantidad de O_3 y H_2O existentes en la atmósfera. El efecto del ángulo cenital (masa de aire) se manifiesta en todas las zonas. Para terminar podemos resumir los efectos sobre el espectro de los agentes anteriormente señalados. El efecto del O_3 está limitado a las regiones ultravioleta y visible, siendo proporcional al contenido de ozono. En cuanto a la influencia de la cantidad de vapor de agua, la atenuación disminuye proporcionalmente con el incremento de w . El aumento de la masa óptica de aire produce una disminución más fuerte en la región ultravioleta y visible que en el infrarrojo; por esto el cielo aparece rojizo cuando el Sol está cerca del horizonte. β tiene una fuerte influencia sobre el flujo espectral, al aumentar β este

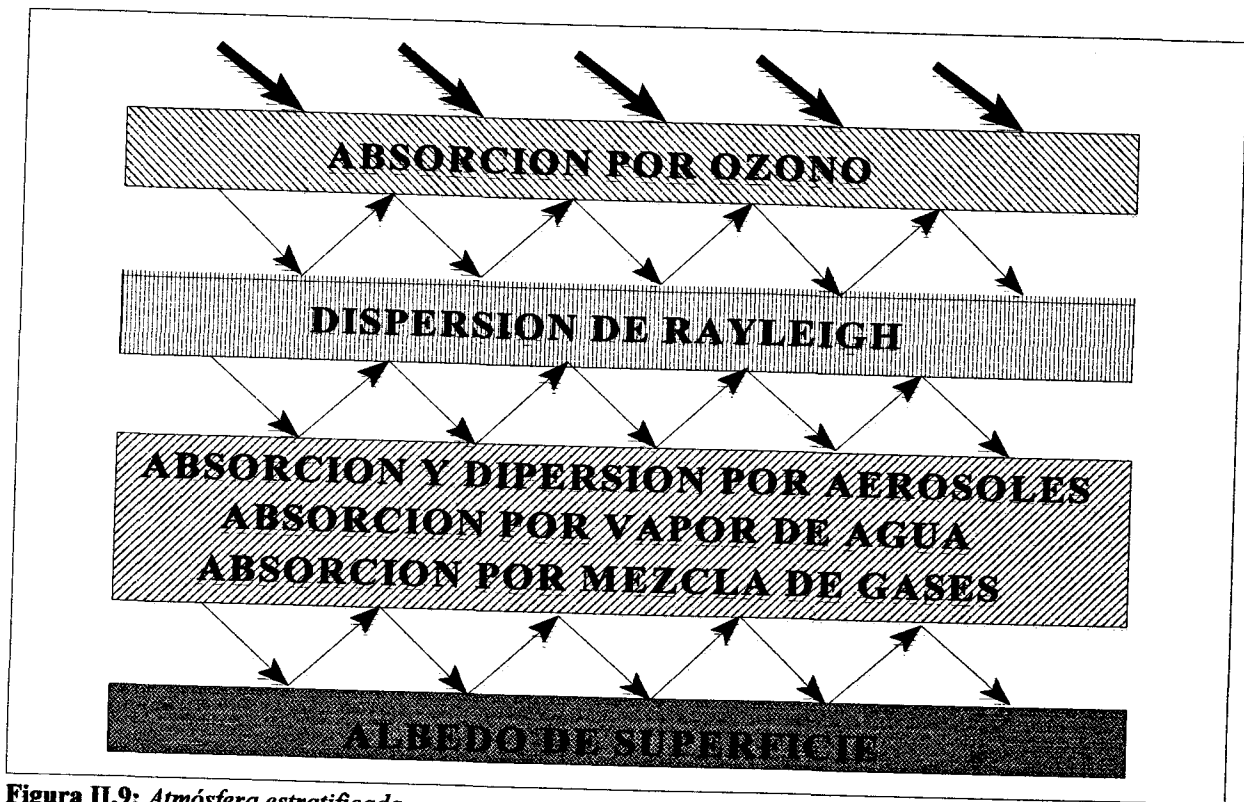


Figura II.9: *Atmósfera estratificada*

disminuye. El exponente α influye débilmente, la irradiancia para $\lambda > 1 \mu\text{m}$ se mantiene invariable con este parámetro. Si mantenemos β constante la irradiancia aumenta con la disminución de α (partículas grandes y alta visibilidad).

Conviene indicar que los procesos de atenuación no ocurren simultáneamente: los que dominan en onda corta, como la absorción del ozono, se producen en la alta atmósfera; después comienza la atenuación por dispersión Rayleigh. Más cercana al suelo tiene lugar la atenuación por el vapor de agua y la mezcla uniforme de gases y aerosoles (Figura II.9).

II.3.6. Irradiancia espectral difusa en cielos despejados

La radiación difusa se genera mediante el proceso de dispersión molecular y por aerosoles; la dispersión puede ser múltiple cuando la radiación difusa vuelve a ser dispersada. La radiación difusa originada por la primera dispersión es la dominante. Una parte de la radiación dispersada vuelve hacia el espacio, otra es absorbida y por último otra porción llega a la Tierra. El análisis de la dispersión múltiple matemáticamente es muy complicado y esta contribuye normalmente muy poco; por lo que se realiza el estudio de los efectos de la dispersión simple. Será un análisis simple, aproximado y empírico.

Estudiaremos por separado la radiación producida por las moléculas de aire y por los aerosoles. Consideraremos primeramente el efecto de la dispersión molecular o de Rayleigh. La fracción de la irradiancia incidente directamente del Sol dispersada en este caso se puede escribir de la forma siguiente:

$$I = \tau_{r\lambda} \quad (\text{II.33})$$

Por otra parte la fracción dispersada por los aerosoles puede escribirse:

$$\omega_0(1 - \tau_{a\lambda}) \quad (\text{II.34})$$

donde ω_0 es el albedo de la dispersión simple que es la razón entre la energía dispersada por los aerosoles y la atenuación total después de la primera interacción de la radiación directa.

En la práctica es casi imposible determinar ω_0 ya que depende del material, forma, tamaño y propiedades ópticas de las partículas del aerosol. Las pequeñas partículas de aerosol de un ambiente rural normalmente dispersan más que las encontradas en áreas urbanas

industrializadas. Se le asigna comúnmente un valor fijo y arbitrario a ω_p invariante con la longitud de onda, entre 0.7 y 1.0. Para regiones urbanas industrializadas tiene un valor aproximado de 0.6 y para áreas agrícolas de 0.9.

En la Figura II.10 presentamos esquemáticamente la radiación que incide en la atmósfera y las componentes tras su primer paso a través de ella (Brine e Iqbal, 1983). Así la radiación que llega a la Tierra directamente en función de las transmitancias se puede escribir:

$$R_{b\lambda} = R_{bo\lambda} \tau_{o\lambda} \tau_{wa\lambda} \tau_{g\lambda} \tau_{r\lambda} \tau_{a\lambda} \quad (\text{II.35})$$

La radiación difusa que llega tras el primer paso por la atmósfera es:

$$R_{dr\lambda} + R_{da\lambda} = R_{bo\lambda} \tau_{o\lambda} \tau_{wa\lambda} \tau_{g\lambda} [0.5(1 - \tau_{r\lambda}) \tau_{a\lambda} + F_c \omega_o (1 - \tau_{a\lambda}) \tau_{r\lambda}] \quad (\text{II.36})$$

donde el primer sumando representa la radiación difusa producida por la dispersión de Rayleigh, $R_{dr\lambda}$ y el segundo es la radiación producida por la dispersión por aerosoles, $R_{da\lambda}$. El primer termino está multiplicado por el factor 0.5, dado que solo alcanza el suelo la mitad de la radiación producida por dispersión Rayleigh - esta suposición es bastante exacta para $\lambda > 0.5 \mu\text{m}$, sinembargo en longitudes de onda corta por la dispersión múltiple, es un poco menos de la mitad de la radiación difusa la que llega a la Tierra-. El segundo termino se multiplica por F_c que es la fracción entre la energía dispersada por los aerosoles hacia el suelo y la energía total. F_c y ω_o los suponemos independientes de la longitud de onda. La radiación difusa que vuelve al espacio es:

$$R_{bo\lambda} \tau_{o\lambda} \tau_{wa\lambda} \tau_{g\lambda} [0.5(1 - \tau_{r\lambda}) \tau_{a\lambda} + (1 - F_c) \omega_o (1 - \tau_{a\lambda}) \tau_{r\lambda}] \quad (\text{II.37})$$

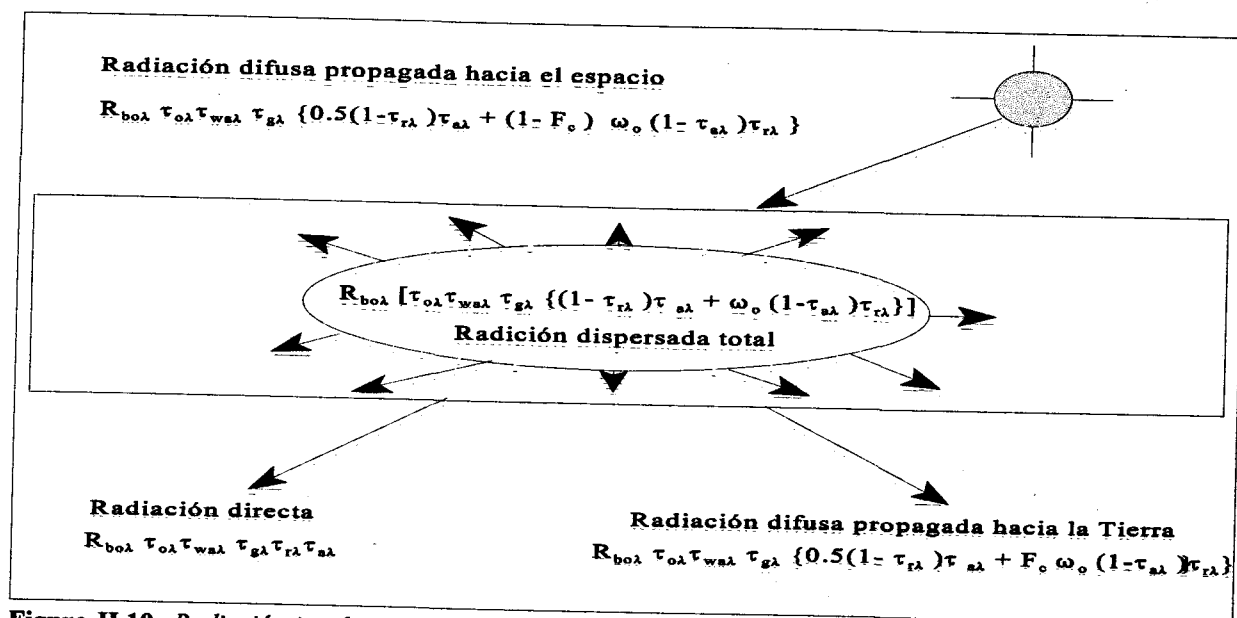


Figura II.10: Radiación incidente y distribución de componentes: directa y difusa hacia la Tierra y hacia el espacio, tras el primer paso a través de la atmósfera.

donde se pueden observar de nuevo dos términos el primero debido a la dispersión de Rayleigh y el segundo a la dispersión por aerosoles.

La radiación difusa que alcanza la Tierra después del primer paso a través de la atmósfera y la radiación directa al llegar al suelo, son en parte reflejadas y ésta, a su vez, es de nuevo reflejada en parte hacia la Tierra por la atmósfera. Este proceso continúa hasta el infinito. Estos proceso de reflejos múltiples entre la Tierra y la atmósfera (que no deben ser confundido con la dispersión múltiple) se añade a la radiación difusa que alcanza la Tierra después del primer paso a través de la atmósfera, por lo que a la radiación difusa tenemos que añadirle un tercer término, la contribución de la reflexión múltiple entre el cielo y el suelo, $R_{\text{dm}\lambda}$. La radiación difusa hacia abajo es llamada también difusión del cielo o radiación del cielo, que no debe ser confundida con la emitida por la atmósfera de la Tierra. Por lo tanto la radiación difusa se puede escribir:

$$R_{d\lambda} = R_{dr\lambda} + R_{da\lambda} + R_{dm\lambda} \quad (\text{II.38})$$

A continuación analizaremos brevemente el fenómeno de las reflexiones múltiples, para lo que es necesario conocer algo sobre las propiedades de reflectancia entre la Tierra y su atmósfera. El albedo se define como la razón entre la energía reflejada y la energía incidente. El albedo de la atmósfera hace referencia a la componente difusa que es reflejada y vuelve al espacio, tiene como expresión:

$$\rho'_{a\lambda} \equiv \tau'_{o\lambda} \tau'_{wa\lambda} \tau'_{g\lambda} [0.5(1 - \tau'_{r\lambda}) \tau'_{a\lambda} + (1 - F'_c) \omega'_o(1 - \tau'_{a\lambda}) \tau'_{r\lambda}] \quad (\text{II.39})$$

donde la prima indica que las diferentes magnitudes han sido evaluadas de acuerdo con la aproximación de difusión que supone para la masa óptica relativa el valor $m_r \equiv 1,66$ (Kordratyev, 1969).

El primer término representa el albedo de la atmósfera de Rayleigh y el segundo el albedo de la atmósfera de aerosoles. El albedo atmosférico $\rho'_{a\lambda}$ es mayor a longitudes de onda cortas por ser la dispersión en estas condiciones mayor y aumenta con α y β . En la Figura II.11, podemos observar esquematizado el fenómeno que estamos analizando. Q_λ representa la suma de la radiación difusa que llega al suelo después del primer paso y la radiación directa sobre una superficie horizontal:

$$Q_\lambda = (R_{dr\lambda} + R_{da\lambda}) + R_{b\lambda} \cos\theta_z \quad (\text{II.40})$$

Como Q_λ contiene dos componentes deberíamos obtener dos valores por separado para el albedo del suelo, aquí tomamos un único valor $\rho_{g\lambda}$. Vamos a suponer que la superficie se

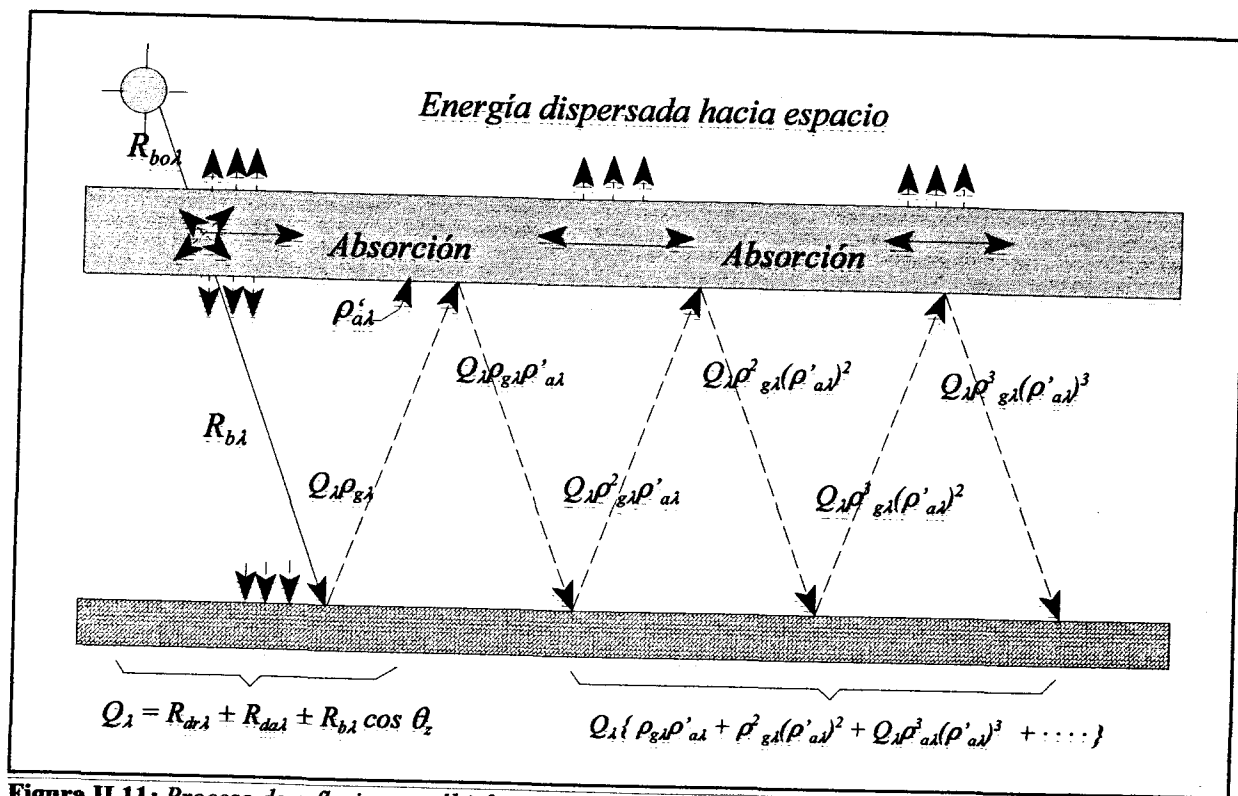


Figura II.11: Proceso de reflexiones múltiples entre el suelo y la atmósfera

comporta como un difusor lambertiano, por lo que la radiación que emerge de la superficie Q_λ $\rho_{g\lambda}$ es isotrópica. La radiación $Q_\lambda \rho_{g\lambda}$ es reflejada hacia el suelo de nuevo y este proceso de reflexiones múltiples entre el suelo y el cielo continua indefinidamente. La radiación que llega a Tierra después de las reflexiones múltiples es:

$$R_{dm\lambda} = Q_\lambda (\rho_{g\lambda} \rho'_{a\lambda} + \rho_{g\lambda}^2 \rho_{a\lambda}^2 + \rho_{g\lambda}^3 \rho_{a\lambda}^3 + \dots) \quad (\text{II.41})$$

6

$$R_{dm\lambda} = Q_\lambda [\rho_{g\lambda} \rho'_{a\lambda} / (1 - \rho_{g\lambda} \rho'_{a\lambda})] \quad (\text{II.42})$$

El valor de $\rho'_{a\lambda}$ aunque es pequeño puede incrementarse en situaciones de cielo cubierto y el valor de $\rho_{g\lambda}$ se puede considerar del orden de 0.2; por lo que el efecto de las reflexiones múltiples es pequeño. Sin embargo en el caso de que el suelo esté cubierto de nieve $\rho_{g\lambda}$ es

aproximadamente 0.7 y las reflexiones múltiples presentan una contribución importante. $\rho_{g\lambda}$ se puede tomar invariante con la longitud de onda.

Combinando las ecuaciones II.38, II.40 y la II.42 la irradiancia espectral difusa en una superficie horizontal se puede escribir:

$$R_{d\lambda} = (R_{dr\lambda} + R_{da\lambda}) \frac{1}{1 - \rho_{g\lambda} \rho'_{a\lambda}} + R_{b\lambda} \cos\theta_z \frac{\rho_{g\lambda} \rho'_{a\lambda}}{1 - \rho_{g\lambda} \rho'_{a\lambda}} \quad (\text{II.43})$$

La irradiancia global es la suma de la irradiancia directa y difusa en una superficie horizontal:

$$R_{s\lambda} = R_{b\lambda} \cos\theta_z + R_{d\lambda} \quad (\text{II.44})$$

$$R_{s\lambda} = (R_{b\lambda} \cos\theta_z + R_{dr\lambda} + R_{da\lambda}) \frac{1}{1 - \rho_{g\lambda} \rho'_{a\lambda}} \quad (\text{II.45})$$

Resulta interesante ver las magnitudes relativas de los componentes global, difusa y directa de la radiación solar; en la Figura II.12 se presentan para una selección típica de parámetros atmosféricos. A longitudes de onda mayores de $1 \mu\text{m}$, la radiación global está casi totalmente compuesta de directa. A longitudes de onda menores de $1 \mu\text{m}$ la contribución de la radiación difusa a la radiación global depende de la masa de aire, turbiedad y albedo. Otros parámetros atmosféricos como el ozono y el vapor de agua tienen efectos insignificantes.

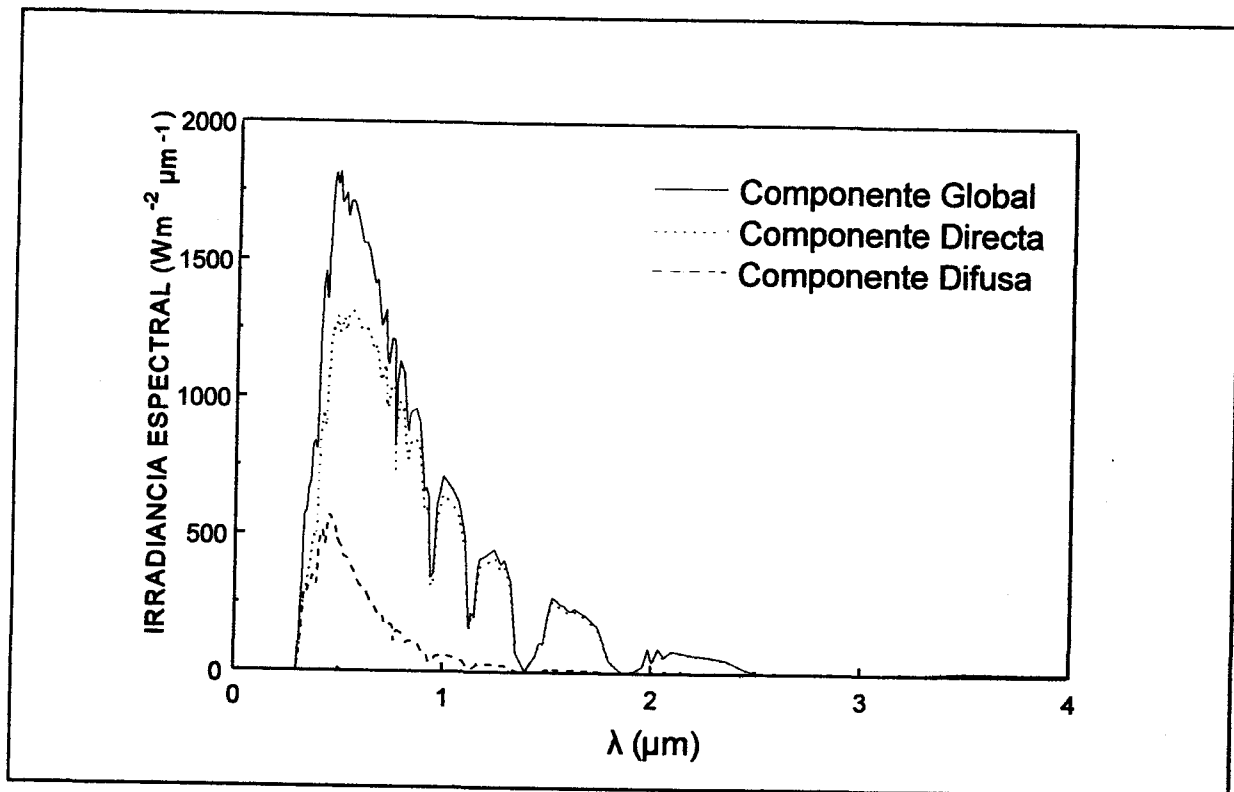


Figura II.12: Comparación de las irradiancias global, directa y difusa en una superficie horizontal. Simulación con el Spectral 2: $O_3 = 0.35 \text{ cm(NTP)}$, $w = 2 \text{ cm}$, $\alpha = 1.3$, $\beta = 0.1$, $\rho_g = 0.2$ y $\omega_0 = 1$.

II.3.8. Influencia de las nubes en la radiación solar

La influencia que ejercen las nubes en la radiación solar que llega a nivel de tierra es evidente ya que éstas reflejan, absorben y transmiten la radiación solar. La radiación reflejada, absorbida y transmitida es función de diversos parámetros, tales como, el espesor óptico de la nube y la geometría entre la posición del Sol y las nubes.

Podemos definir tres magnitudes adimensionales que nos van a caracterizar las propiedades radiativas de las nubes, estas magnitudes son: la reflectancia, r , la transmitancia, τ , y la absortancia, A . Se definen como relaciones entre las irradiancias ascendentes y descendentes

en la cima y en la base de la nube. Las irradiancias de onda corta pueden ser obtenidas a partir de cálculos teóricos, mediante el apropiado método de transferencia radiativa o de medidas radiométricas realizadas en aviones:

$$\tau = \frac{R^+(z_t)}{R^-(z_t)}$$

$$\tau = \frac{R^-(z_b)}{R^-(z_t)}$$

$$A = \frac{[R^-(z_t) - R^+(z_t)] - [R^-(z_b) - R^+(z_b)]}{R^-(z_t)}$$

donde $R^-(z_t)$, $R^+(z_t)$, $R^-(z_b)$ e $R^+(z_b)$ son las irradiancias ascendentes y descendentes en la cima de la nube y en la base de la nube como puede verse en la Figura II.13.

La absorción y reflexión de la radiación solar dependen del tipo de nube y de la localización de ésta en la bóveda celeste. Por este motivo vamos a indicar la clasificación de las nubes y cómo se puede medir la cantidad de nubes en el cielo.

Las nubes se clasifican en función de su posición y forma o aspecto en el cielo. Se pueden estructurar en dos tipos: cúmulos y estratos, de las que resultan varias formas de transición subdivididas internacionalmente en 10 tipos de nubes. Las nubes con alturas superiores a 6 km

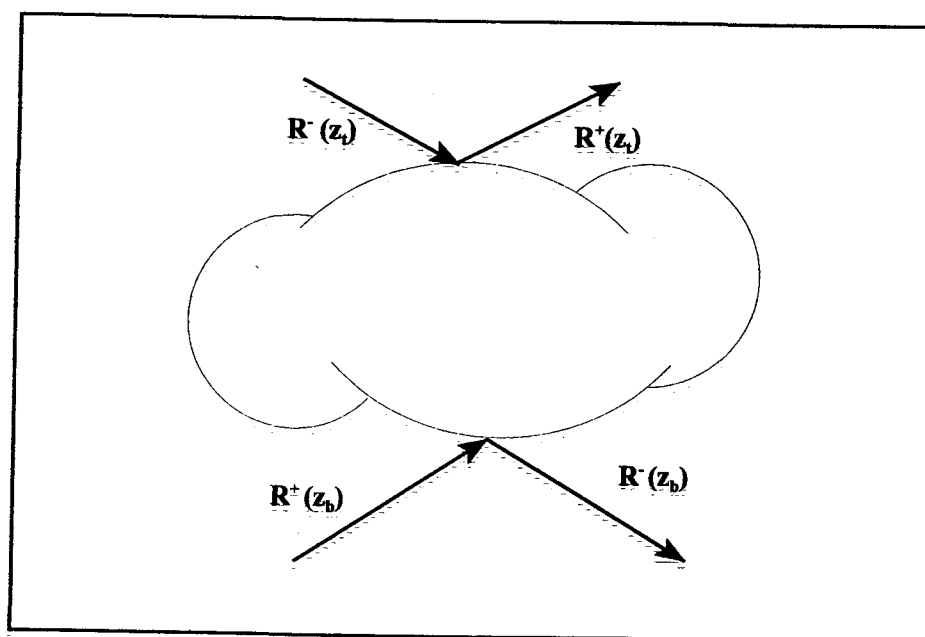


Figura II.13: Irradiancias en la nube

son catalogadas como nubes altas, una categoría que incluye cirros (Ci), cirroestratos (Cs). Las nubes medias cuyas bases se encuentran entre 2 km y 6 km, incluye a los altocúmulos (Ac) y altoestratos (As). Las nubes bajas con bases por debajo de 2 km, agrupan a los estratos (St), estratocúmulos (Sc) y nimboestratos (Ns), además de los cúmulos (Cu) y cumulonimbos (Cb) que suelen clasificarse dentro de las nubes bajas como nubes de desarrollo vertical. Esta clasificación fue elaborada por la Comisión Internacional para el Estudio de Nubes, filial del Comité Meteorológico Internacional.

Para la medida de nubosidad se utiliza la fracción de cielo cubierto por nubes, que se suele dar en octas, lo que significa que el cielo se considera dividido en 8 partes. Estas medidas suelen proporcionarlas los observadores en tierra, o mediante el análisis de imágenes obtenidas con una cámara de nubes; recientemente el uso de satélites meteorológicos proporciona una herramienta alternativa para la observación de la cubierta nubosa (Schiffer et Rusow, 1985).

Las nubes que presentan mayor reflectancia son los nimboestratos y los cumulonimbos por sus valores altos de espesores ópticos, pueden llegar a reflejar un 80% a un 90% de la radiación incidente, alcanzando el valor máximo cuando el Sol se sitúa en el horizonte. Su absorción es casi del 20% cuando el Sol está en el cenit. En el caso de los cúmulos, aunque su espesor es solo de unos 0.5 km, se obtienen valores de reflectancia del orden del 60% al 85%; y alrededor del 9% de la radiación incidente es absorbida cuando el Sol está en el cenit. Para los estratos, con espesor geométrico de 0.1 km, los valores de reflexión varían desde un 45% hasta un 72% y alrededor del 1% al 6% los de absorción. Los altoestratos reflejan del 57% al 77%, variando la absorción desde el 8% al 15%.

Muchos investigadores han realizado medidas experimentales de estas magnitudes. Los resultados obtenidos experimentalmente para la reflectancia y absorción en nubes bajas suelen ser más bajos y altos respectivamente que los calculados teóricamente (Stephens, 1978). Esta desviación se ha explicado mediante la llamada absorción anómala, cuyo origen estaría en la radiación que escapa de los lados de los cúmulos.

Una vez vistas las propiedades radiativas de las nubes, comentaremos brevemente algunos aspectos de la ecuación de transferencia radiativa de las nubes. Para este cálculo se utiliza la teoría de Mie. Dado que las gotitas de la nube suelen estar lo suficientemente lejos unas de otras y la distancia entre ellas es mucho mayor que la longitud de onda incidente, la dispersión de una gotita puede ser tratada independientemente de la producida por las otras. Para aplicar la teoría hay que conocer las propiedades de absorción y dispersión simple de las partículas que forman la nube.

Las características de la radiación dispersada por la nube dependen de la distribución de tamaño de las gotitas y de su radio efectivo. Dado que las gotitas esféricas dispersan una cantidad de radiación proporcional al área de su sección transversal, se define el radio efectivo medio, éste se obtiene en función del contenido de agua precipitable, w , y del espesor óptico de la nube. Otros dos parámetros relevantes en el estudio de la transferencia radiativa de las nubes son el albedo de dispersión simple y del factor de asimetría. El albedo se define como:

$$1 - \omega_o = \frac{\sigma_a}{\sigma_e}$$

donde σ_e es la sección transversal de extinción y σ_a es la sección transversal de absorción, que es proporcional al producto del coeficiente de absorción y el volumen cuando la absorción es pequeña. El albedo representa la proporción de radiación dispersada con respecto a la atenuada, considerando conjuntamente los efectos de absorción y dispersión. Un albedo de 1 indicaría que no existe absorción y un albedo de 0 significaría absorción total, es decir que no existiría dispersión.

Un último parámetro que hay que considerar al estudiar la transferencia radiativa en nubes es el que podríamos denominar albedo plano de las nubes, que sería como una combinación de los anteriores, donde un valor de 1 representaría nubes blancas reflectantes luminosas y un valor de 0 indicaría nubes absorbentes oscuras (Lestrade et al., 1990).

La parametrización de las propiedades radiativas solares de las nubes han sido realizadas por Stephens (1978), Liou y Wittman (1979) y Slingo (1989).

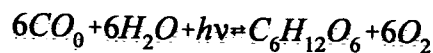
Si la nube es de hielo el tratamiento para el estudio de las propiedades radiativas se hace de forma semejante, se define en este caso el contenido de hielo en la nube.

Como resumen podemos decir que la absorción de la radiación solar en la nube depende de la localización de la nube en la bóveda celeste, del espesor de la nube y de la distribución de tamaño de las partículas. La reflexión a su vez dependerá del espesor óptico efectivo de la nube, que es resultado de la combinación del espesor geométrico de la nube, el coeficiente de extinción para las partículas de las nubes y la posición solar.

II.4. Radiación fotosintéticamente activa

La radiación fotosintéticamente activa se puede definir como la radiación de onda corta que comprende todas aquellas longitudes de onda utilizadas para los procesos fotosintéticos. Sabemos que en la Naturaleza la materia orgánica aparece como resultado de la actividad de las plantas autótrofas, que son los únicos organismos capaces de sintetizar materia orgánica a partir de materia mineral. Esto lo realizan las plantas a través de los procesos de fotosíntesis - mediante la utilización de la energía procedente de la radiación solar- y de quimeosíntesis - a partir de energía química-. Este último es menos importante a la hora de producir materia orgánica. También a partir del proceso de fotosíntesis se produce la destrucción del dióxido de carbono, es decir, se produce un control natural de la cantidad de dióxido de carbono. Los océanos por su actividad biológica y química son los mayores sumideros de dióxido de carbono (Pinker and Laszlo, 1992).

En la producción de materia orgánica las plantas fotosintéticas usan dióxido de carbono del aire, agua y sustancias minerales del suelo, además de la radiación recibida en la banda de 0.4 a 0.7 μm . La reacción fotosintética podemos escribirla:



donde los fotones capaces de activar el proceso son aquellos, como ya hemos indicado, que tienen la longitud de onda comprendida en la banda de 0.4 a 0.7 μm

La radiación fotosintéticamente activa, que designaremos con el término Q_p , es, por lo tanto, la radiación solar en la banda de 0.4 - 0.7 μm . Se puede medir en términos de flujo de energía -unidad, W m^{-2} ; o bien en términos de densidad de flujo de fotones -unidades, $1 \mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2} = 1 \mu\text{Einstein s}^{-1} \text{m}^{-2} = 6.022 \cdot 10^{17}$ fotones $\text{s}^{-1} \text{m}^{-2}$, que es el número de fotones en la banda de 0.4 μm a 0.7 μm que inciden por unidad de tiempo en la unidad de superficie. El cálculo de la radiación fotosintéticamente activa en términos de flujo de energía, R_p , o de densidad de flujo de fotones, Q_p , se hace de la forma siguiente:

$$R_p = \int_{0.4}^{0.7} R_\lambda d\lambda$$

$$Q_p = \frac{1}{hc} \int_{0.4}^{0.7} \lambda R_\lambda d\lambda$$

siendo h la constante de Planck y c la velocidad de la luz.

La radiación fotosintéticamente activa es un parámetro importante en aplicaciones

relacionadas con la fisiología de las plantas y la producción de biomasa e iluminación natural en invernaderos.

Al hablar de la influencia de la radiación fotosintéticamente activa en la fotosíntesis tenemos que indicar que la fotosíntesis está controlada por esta radiación de forma que para pequeños valores de radiación fotosintética, la fotosíntesis es proporcional a la radiación y depende poco de otros factores externos; para valores altos de radiación la fotosíntesis depende menos de la radiación entrante, dependiendo sustancialmente de la concentración de CO_2 , la temperatura y otros factores externos, es decir, a partir de un cierto valor de radiación fotosintéticamente activa el aumento del nivel de radiación no produce un aumento importante de la fotosíntesis (Budyko, 1974; Pinker and Laszlo, 1992). La producción de biomasa no solamente está controlada por la componente directa de la radiación fotosintéticamente activa, Q_{pb} , sino que en lugares en los que la vegetación es abundante en los niveles cercanos al suelo, la fotosíntesis puede estar activada mayoritariamente por la componente difusa, Q_{pd} , dado que la cubierta de plantas apantalla en gran proporción a la componente directa; por lo tanto es muy importante para las aplicaciones a la agricultura el conocimiento de la radiación fotosintéticamente activa global y las componentes directa y difusa de la radiación fotosintéticamente activa. (Budyko, 1974; Monteny and Gosse, 1978; Karalis, 1989; Berninger, 1994). Berninger (1994) en su estudio sobre la dependencia de los procesos que tienen lugar en las plantas (fotosíntesis y respiración) y el intervalo de integración temporal de la irradiancia, ha observado como al aumentar el intervalo de integración se produce una sobreestimación de la eficacia de la radiación en el proceso de fotosíntesis. De aquí la importancia de hacer estudios de la radiación fotosintética para intervalos de integración menores a los diarios.

En la Figura II.8, podemos observar como para la banda de la fotosintética los factores atmosféricos que más influyen en el espectro que llega a Tierra en una atmósfera sin nubes son la dispersión de aerosoles y la molecular, influyendo también, pero en menor cuantía la absorción por oxígeno y por ozono. En presencia de nubes el espectro que llega va a ser modificado; las nubes aumentan la proporción de radiación fotosintéticamente activa frente a la irradiancia solar de banda ancha, dado que para longitudes de onda larga la atenuación producida por las nubes es por dispersión y por absorción, mientras que al espectro visible solar solo afecta la dispersión (De Vault and Katsaros, 1983).

CAPITULO III
INSTRUMENTOS DE MEDIDA Y DATOS
EXPERIMENTALES

III.1. Introducción

En este capítulo vamos a describir los instrumentos de medida utilizados en nuestro trabajo y caracterizaremos las series de datos usados. Hemos utilizado medidas de irradiancia global y difusa en todo el espectro solar, así como las componentes global y difusa de la radiación fotosintéticamente activa; además hemos medido la temperatura del aire y la humedad relativa; esta base de datos la hemos completado con información acerca de la cubierta nubosa proporcionada por el Instituto Nacional de Meteorología. A partir de las componentes global y difusa de los flujos radiativos hemos calculado la componente directa de la irradiancia solar y de la radiación fotosintéticamente activa. Estos datos han sido registrados en dos estaciones radiométricas: una situada en Almería (36.83° N, 2.41° W, 20 m snmm) y la otra en Granada (37.18° N, 3.58° W, 660 m snmm). Estos dos lugares tienen características climáticas diferentes. La estación de Almería situada a pocos metros de la línea de costa se ve influida por las

características de la interfase tierra-mar; esto afecta tanto a su régimen de humedad como de temperatura. La estación de Granada tiene la características climáticas propias del clima continental. De este modo tendremos la posibilidad de comprobar cualquier modelización en condiciones climáticas distintas.

III.1. Instrumentos de medida de radiación solar

III.1.1. Radiómetros

Los radiómetros solares son los instrumentos utilizados para medir la radiación solar. Tienen como objetivo medir la energía asociada a la radiación incidente sobre un plano con una orientación dada, así como dar información acerca de la distribución espectral y espacial de dicha energía. Estos instrumentos suelen convertir la energía de la radiación incidente en otra forma de energía que pueda medirse convenientemente. Los dos tipos de radiómetros usados en el espectro solar son los pirheliómetros y los piranómetros.

Los *pirheliómetros* son dispositivos que miden radiación solar directa ($0.3\mu\text{m} \leq \lambda \leq 4.0\mu\text{m}$) en incidencia normal. La superficie receptora es perpendicular al haz incidente con un ángulo de apertura muy pequeño y necesita un sistema de seguimiento del Sol. El diseño más usual es un tubo cilíndrico pintado interiormente de negro, con el sensor colocado en uno de sus extremos. El otro extremo está protegido con un cristal de cuarzo. Para realizar la medida el tubo debe orientarse hacia el Sol.

El instrumento necesario para medir la radiación solar procedente de un ángulo sólido de 2π estereorradianes en una superficie plana y en un intervalo espectral comprendido entre $0.3 \mu\text{m}$ y $4.0 \mu\text{m}$ es el *piranómetro*. Se utiliza a veces para medir la radiación solar incidente sobre superficies inclinadas respecto a la horizontal y si se dispone en posición invertida mide la radiación global reflejada. Cuando solo efectúa medidas de radiación difusa, la componente directa se suprime mediante un sistema de sombreado.

Los sensores más utilizados en los instrumentos de medida de radiación solar son los termoelectricos y los fotoelectricos. Un sensor termoelectrico consiste en la unión por sus extremos de dos metales diferentes (termopar). Una de las uniones está conectada térmicamente a una superficie metálica pintada de negro y la otra unión se mantiene en contacto con una superficie metálica protegida de la radiación. De acuerdo con el denominado efecto Seebeck se produce una fuerza electromotriz entre ambas soldaduras proporcional a la diferencia de temperaturas. Como la fuerza electromotriz producida por un solo termopar es pequeña, se colocan en serie un gran número de ellos, formandose así lo que se conoce por termopila. Para tener condiciones estables es necesario mantener las soldaduras frías a una temperatura constante, o bien, dotar a la termopila de un sistema de compensación térmica. Las principales ventajas de los sensores termoelectricos son la pequeña dependencia de su respuesta con la temperatura ambiente, y la relación lineal entre la radiación incidente y la respuesta del instrumento.

Los sensores fotoelectricos se basan en el efecto fotovoltaico. Cuando una unión entre semiconductores se expone a una radiación de longitud de onda apropiada, se produce una corriente que depende de la radiación incidente. Las principales ventajas del sensor fotovoltaico

son: su simplicidad, su bajo coste, su rápida respuesta, y una proporcionalidad directa entre la corriente y la radiación incidente. En cambio entre sus inconvenientes principales podríamos citar la respuesta espectral limitada.

Los piramómetros son clasificados por la WMO (Organización Meteorológica Mundial) en piramómetros de primera, segunda y tercera clase. Dicha clasificación está en función de la exactitud de tales instrumentos en términos de los siguientes criterios: sensibilidad, estabilidad del factor de calibrado, tiempo de respuesta, respuesta coseno, respuesta acimutal y resolución (WMO, 1983).

III.2.2. Dispositivo experimental

En este trabajo, como ya hemos indicado los datos proceden de dos estaciones radiométricas situadas en Almería y en Granada. Además de la irradiancia solar global y difusa y de la radiación fotosintética global y difusa, se realizan medidas de temperatura y humedad a 1.5 m. Completándose estos datos con información de nubosidad, presión atmosférica y visibilidad, proporcionados por los aeropuertos de Almería (situado a unos 1000 m de la estación de Almería) y por la base aérea de Armilla (donde está situada la estación de Granada).

Estación de Almería: Para nuestro estudio hemos utilizado las medidas tomadas durante el periodo 1990-1994. Podemos hablar durante estos años de dos periodos de tiempo, el primero comprendido entre los años 90 al 92 y un segundo periodo que comprende los años 93 y 94. Durante el primer periodo de tiempo en esta estación se han realizado medidas de irradiancia

solar global y difusa, de radiación fotosintéticamente activa global, así como de humedad y temperatura a 1.5 m. Los valores se tomaban cada 10 segundos y se promediaban cada 10 minutos. A partir del año 93 comenzamos a hacer medidas de la componente difusa de la radiación fotosintéticamente activa. Aunque se mantuvo el tiempo de 10 segundos para la toma de datos, se modificó el tiempo para promediar, que pasó a ser de 5 minutos. La estación está situada en la terraza de la Escuela Politécnica Superior (36.83°N, 2.41°W). Dicho edificio está ubicado en el Campus Universitario, a unos 500 m de la playa, a unos 6 km de la ciudad y a 1 km del aeropuerto. Los sensores están sobre una plataforma de 1.5 m de altura, no existiendo obstrucciones notables que puedan generar un horizonte ficticio.

Las medidas de irradiancia solar global se han realizado utilizando un piranómetro Kipp-Zonen modelo CM-11, para las medidas de la componente difusa utilizamos un piranómetro del mismo tipo equipado con una banda de sombra Eppley. Para las medidas de radiación fotosintéticamente activa global en superficie horizontal se utiliza un sensor LICOR modelo 190SA Quantum. A partir del 93 hemos incorporado un nuevo sensor LICOR del mismo modelo que hemos equipado con una banda de sombra para medir el flujo fotosintético difuso. Las medidas de las componentes difusas de los flujos radiativos han sido corregidas con el método propuesto por Batlles et al (1994). Estos flujos han sido combinados con las correspondientes componentes globales para la obtención de la irradiancia solar directa y de la radiación fotosintéticamente activa directa. La temperatura del aire y la humedad relativa han sido medidas a 1.5m utilizando una sonda MP-100.

Estación de Granada: En este estudio hemos utilizado medidas de las componentes global

y difusa de la irradiancia solar y de la radiación fotosintéticamente activa, realizadas durante el periodo de tiempo comprendido entre Enero de 1994 y Diciembre de 1995. La estación está situada en la Base Aérea de Armilla (37.18° N, 3.58° W, 660 m snmm), a 5 km de Granada y los dispositivos están montados sobre una plataforma a 1.5 m del suelo. Se hacen medidas de irradiancia global y difusa, de radiación fotosintéticamente activa global y difusa, de humedad y temperatura a 1.5 m. El muestreo se realiza cada 5 segundos y se promedian las medidas cada minuto.

Las medidas de irradiancia solar global se han realizado utilizando un piranómetro Kipp-Zonen modelo CM-11, para las medidas de la componente difusa utilizamos un piranómetro del mismo tipo equipado con una banda de sombra Eppley. Para las medidas de radiación fotosintéticamente activa global en superficie horizontal se utiliza un sensor LICOR modelo 190SA Quantum y para las medidas de la componente difusa se utiliza un sensor LICOR del mismo modelo equipado con una banda de sombra. Las medidas de las componentes difusas de los flujos radiativos han sido corregidas con el método propuesto por Batlles et al (1994), como en la estación de Almería. A partir de las medidas de las componente global y difusa de la irradiancia solar y de la radiación fotosintéticamente activa se obtienen las correspondiente componentes directas. La temperatura del aire y la humedad relativa han sido medidas con una sonda MP-100.

III.2.2.1. Piranómetro CM-11

Los piranómetros utilizados en nuestras estaciones radiométricas son del tipo CM-11

(Kipp-Zonen). Este tipo de piranómetros está catalogado por la WMO, como estándar secundario. El error es de un 3% para las medidas de radiación horaria y para las medidas diarias de un 2%. El elemento sensible de este instrumento es un disco cerámico (Al_2O_3) pintado de negro. La termopila está formada por 100 termopares, y está protegida del exterior por dos cúpulas de vidrio de 30 y 50 mm de diámetro, respectivamente, que le proporcionan una excelente estabilidad frente a la variación de temperatura. La doble cúpula de cristal no suprime más del 1.6 % de la radiación incidente sobre el aparato. Esta disminución en la energía transmitida se puede compensar en la calibración del instrumento, de forma que pueden ser despreciados los errores derivados de la imperfecta transmisión del cristal. La termopila está dotada de un circuito compensador de la temperatura.

CARACTERÍSTICAS	
Resolución (menor cambio detectable en Wm^{-2})	± 1
Estabilidad (% cambio/año)	± 1
Respuesta coseno (% desviación de la ideal a 10° de altura solar en día claro)	$< \pm 3$
Respuesta acimutal (% desviación de la media a 10° de altura solar día claro)	$< \pm 3$
Respuesta Temperatura(% máximo error debido al cambio de temp.)	± 1
No-linealidad (% de fondo de escala)	± 0.5
Sensibilidad espectral(% desviación para la absortancia media de 0.3 a $3\mu m$)	± 2
Tiempo de respuesta (99% de la respuesta)	< 25 s

Tabla III.1: Especificaciones dadas por la WMO.

En la Tabla III.1 mostramos los límites superiores de la variación de la sensibilidad establecidas por la WMO para los piranómetros de segunda clase.

El modo ideal de realizar las medidas con este instrumento es situarlo en un lugar que no tenga ningún obstáculo en todo el plano en que el piranómetro puede recibir radiación, si esto no

es posible, se ha de buscar un sitio en el que no haya obstáculos respecto al ángulo azimutal desde la salida del Sol hasta su puesta. Esto es especialmente importante en las medidas de radiación directa y no tanto en las de difusa. También ha de tenerse en cuenta que el instrumento no debe de quedar nunca a la sombra y es necesario controlar también otras posibles fuentes que puedan emitir radiación en el rango espectral del piranómetro. Por otra parte ha de alejarse de objetos que puedan reflejar radiación solar. Hemos de señalar que este instrumento no necesita una orientación especial. En la Tabla III.2 se señalan las características del CM-11 dadas por el fabricante y en la Figura III.1 representamos la respuesta espectral del filtro utilizado por el piranómetro.

Funcionamiento	
Angulo	2π sr
Irradiancia	0-1000 W/m ² (max.4000 W/m ²)
Rango espectral	305-2800 nm (50%) 335-2200 nm (95%)
Sensibilidad	entre 4 y 6 μ V/Wm ⁻²
Impedancia	700-1500 Ohm
Tiempo de respuesta	24 s (99% respuesta) 4s (63% respuesta)
Precisión	
No-estabilidad	$<\pm 0.5\%$ cambio de sensibilidad por año
No-linealidad	+ 0.7% desviación a 1000 W/m ²
Respuesta coseno	max $\pm 1\%$ desviación de la ideal a 60° max $\pm 3\%$ desviación de la ideal a 80°
Respuesta azimutal	max $\pm 3\%$ desviación para la media de 80°
Sensibilidad espectral	max $\pm 2\%$ en el rango espectral 0.35-2 μ m
Respuesta a la temperatura	max $\pm 1\%$ desviación de la sensibilidad desde -10 a 40°C
Respuesta con la inclinación	no cambia la sensibilidad en el rango de 0-1000 W/m ²

Tabla III.2: Características del CM-11.

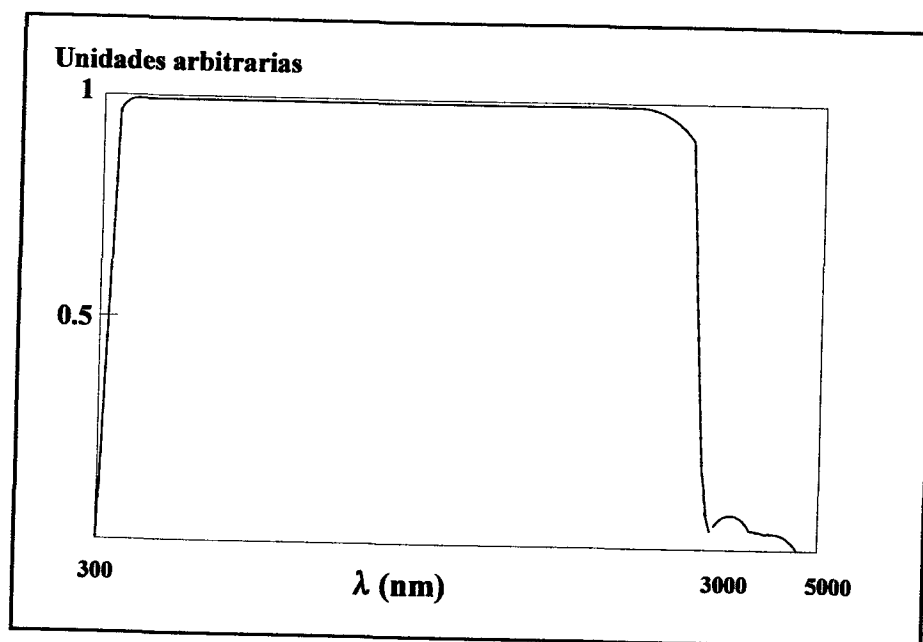


Figura III.1: Filtro del piranómetro CM-11

Con respecto al calibrado, hemos de decir que la sensibilidad del piranómetro cambia con el tiempo y con la exposición a la radiación. Otro punto a considerar es el deterioro de la pintura negra. Se recomienda una recalibración periódica, cada 2 años. En nuestro caso, hemos realizado la comprobación del calibrado cada año, se procede a la intercomparación con un piranómetro de referencia que se reserva exclusivamente para este propósito, no siendo expuesto a la radiación solar más que en los periodos de intercomparación por lo que la constante del piranómetro de referencia no sufre envejecimiento. Mediante esta comparación hemos obtenido que la constante de nuestros sensores han tenido un envejecimiento menor al 1% por año.

III.2.2.2. Sensor LICOR-190SA Quantum

La radiación fotosintéticamente activa se mide con frecuencia en términos de densidad

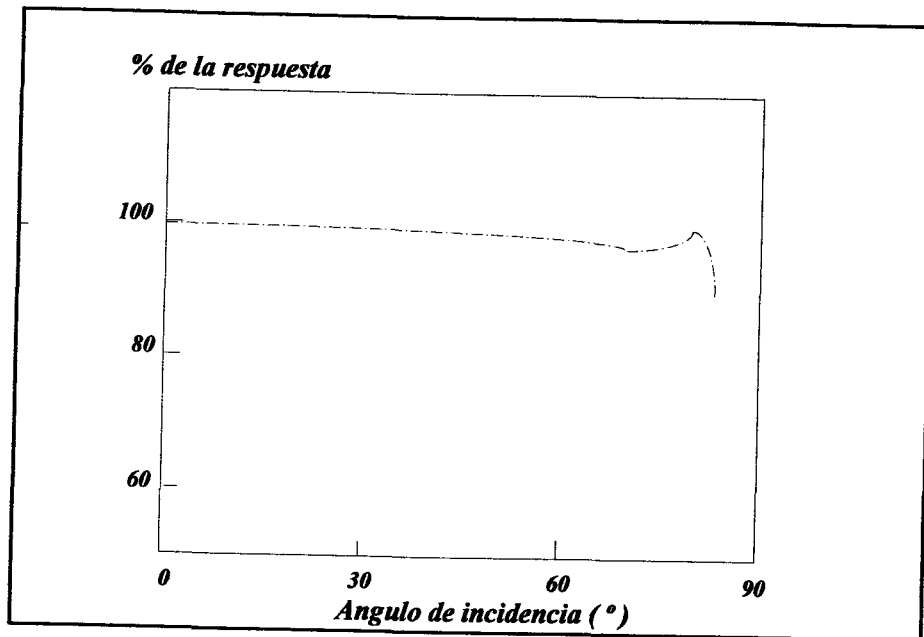


Figura III.2: Respuesta coseno del LICOR-190SA Quantum

de flujo de fotones, Q_p . Un sensor para medir la densidad de flujo de fotones ideal deberá presentar una respuesta igual para todos los fotones en la banda de $0.4\mu\text{m} - 0.7\mu\text{m}$, por ello debe estar dotado de un filtro apropiado. Las medidas usadas en el presente trabajo han sido realizadas con un sensor LICOR-190SA Quantum, que incorpora una combinación de filtros adecuada para la evaluación del flujo fotosintético.

En la Figura III.2 se representa la respuesta coseno del aparato: el error típico es inferior al $\pm 5\%$ para ángulos cenitales menores a 80° .

El sensor quantum, LI-190SA mide la radiación fotosintéticamente activa en unidades de $\mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^2$ ($1 \mu\text{mol} = 1 \mu\text{E} = 6.023 \times 10^{23}$ fotones). El sensor está diseñado para medir la radiación fotosintéticamente activa recibida en una superficie plana. La respuesta del sensor es la que se muestra en la Figura III.3; ésta es selectiva ya que se aproxima a la respuesta

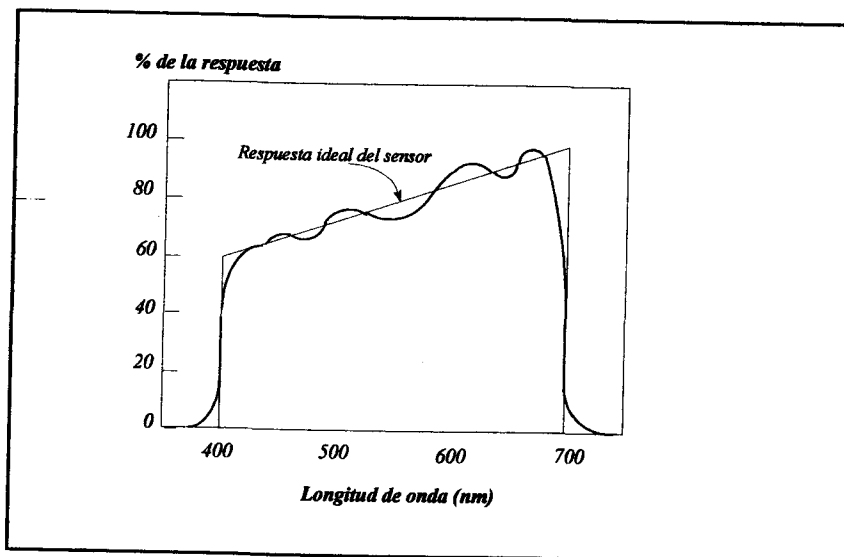


Figura III.3: Respuesta espectral del sensor LICOR

fotosintética de las plantas. El sensor que se utiliza es un fotodiodo de silicio con una respuesta máxima en el visible, junto con varios filtros de interferencia en el visible y de vidrios coloreados que permiten la corrección de la respuesta coseno. El cálculo de errores indica que en condiciones de radiación en cielo despejado y con otras fuentes de luz naturales o artificiales del medio, los errores relativos son menores al 5%. En la Tabla III.3 mostramos las características del LI-COR dadas por el fabricante.

CARACTERÍSTICAS	
Calibrado absoluto	$\pm 5\%$ determinado por U.S. NIST
Sensibilidad	$8 \mu\text{A}$ por $1000 \mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$
Linealidad	Máxima desviación 1% por encima de $10 \mu\text{mol s}^{-1} \text{m}^{-2}$
Estabilidad	$< \pm 2\%$ cambio para un periodo de 1 año
Tiempo de respuesta	$10 \mu\text{s}$
Dependencia con la temp.	$\pm 0.15\%$ por $^{\circ}\text{C}$ como máximo
Corrección coseno	Corregido para ángulos sobre 80° de incidencia
Azimutal	$< \pm 1\%$ error sobre 360° a 45° de elevación
Inclinación	No existe error por orientación

Tabla III.3: Características del LICOR.

El sensor LI-190SA puede mantenerse sobre una superficie a cualquier ángulo, aunque se suele poner sobre una superficie horizontal sin ninguna obstrucción para recibir radiación directa y difusa.

El fabricante recomienda que la recalibración de estos sensores se haga cada dos años, mediante el uso de una fuente de luz estándar y monocromática. En nuestro caso lo realizamos anualmente, con ayuda tanto de un espectrorradiómetro de campo LICOR-1800, calibrado en el laboratorio, como de una fuente de calibrado LICOR-1800-02. El envejecimiento de la constante de calibración se ha cifrado en un 1.5 % por año. El margen de error de calibración es $\pm 5\%$.

III.3. Datos experimentales

III.3.1. Introducción

En nuestras dos estaciones las bases de datos generados cubren un amplio rango de condiciones estacionales y de ángulos solares. Con el fin de eliminar errores asociados a problemas tales como los posibles desalineamientos de la banda de sombra se han aplicado los filtros apropiados. Las medidas de los flujos difusos, como ya hemos indicado, han sido corregidas según el modelo desarrollado por Batlles et al (1994). En el presente trabajo nos hemos restringido al estudio de elevaciones solares superiores a 5° con el fin de minimizar la influencia de la falta de respuesta coseno que presentan los sensores radiométricos para

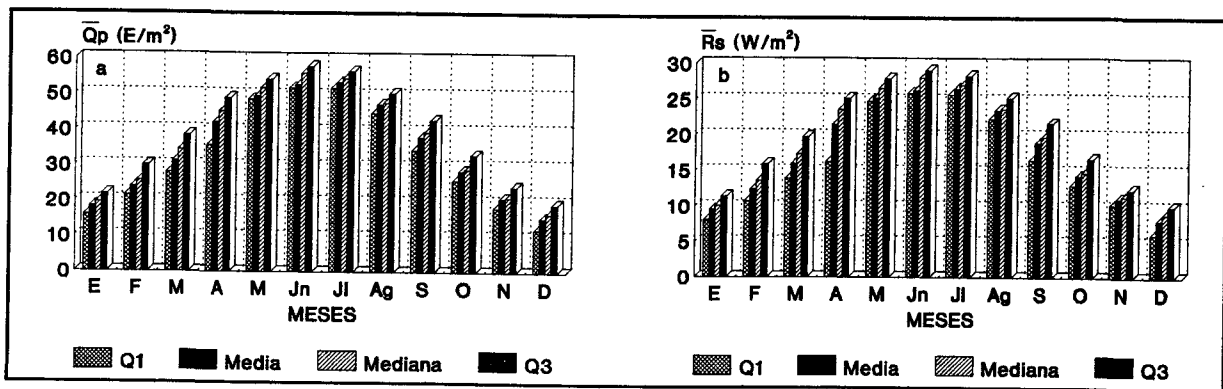


Figura III.4: Evolución de las medias mensuales diarias: a) Radiación global fotosintéticamente activa. b) Irradiancia solar global

elevaciones solares bajas. Ya se han indicado los errores estimados para las medidas, en el caso de la irradiancia solar global y difusa son del 2% y 3%, mientras que para la radiación fotosintética el error experimental se cifra inferior al 5%.

El estudio que vamos a realizar se centrará en los valores horarios de las tres componentes de la radiación fotosintética y del cociente entre cada una de ellas y la componente de la irradiancia solar correspondiente. No obstante nos parece interesante antes de pasar a hacer este estudio, realizar el análisis de los valores diarios de la irradiancia solar global, R_s , de la radiación fotosintética global diaria, Q_p y de los valores diarios del cociente Q_p/R_s , al que denominaremos eficiencia fotosintética global diaria. Esto nos servirá para hacer una la caracterización previa. Otro motivo es tomar como punto de partida los valores diarios que son los más estudiados por los diferentes autores. Para este análisis hemos construido un año promedio combinando los datos de los años 90, 91 y 92 en Almería.

En la Figura III.4 se muestran las evoluciones de las medias mensuales diarias de la radiación fotosintética global y de la irradiancia solar global en Almería, además de los valores

medios se ha incluido información sobre la mediana y la primera y tercera cuartila para cada mes. Podemos comprobar la influencia estacional existente. El menor rango intercuartilar está asociado a los meses de verano, caracterizados por unas condiciones atmosféricas más estables, frente al mayor rango intercuartilar presentado en los meses de primavera, caracterizados en la zona de estudio por unas condiciones altamente variables. Los valores de las medianas, en general, son superiores a los valores medios, esto indica la mayor probabilidad de encontrar valores superiores al promedio, tanto de irradiancia solar como de radiación fotosintética, poniéndose de manifiesto la existencia de mayor frecuencia de condiciones despejadas del cielo. Al comparar la marcha de los valores medios en ambos flujos se observa la gran correlación existente entre ellos. Los valores máximos de las medias se alcanzan entre los meses de Junio y Julio.

A continuación pasamos a analizar el cociente entre la irradiancia solar global y la radiación fotosintética global. En la Figura III.5 presentamos los valores diarios de la eficiencia fotosintética global para los años anteriormente citados. Es interesante el estudio de la eficiencia fotosintética ya que a partir de ella y de la irradiancia solar podemos llegar a estimar la radiación fotosintética. Teniendo en cuenta la gran correlación existente entre la irradiancia solar y la radiación fotosintética, sería de esperar el que el valor medio de la eficiencia pudiera considerarse constante. Como se puede ver en la Figura III.5, esa asignación sería incorrecta, ya que el cociente muestra una clara variación estacional. Dada la distribución espectral de la radiación solar y los mecanismos de interacción de la radiación en la atmósfera esta eficiencia puede variar con las condiciones atmosféricas. Ya hemos visto en el Capítulo II, como los procesos de dispersión y de absorción son selectivos con respecto a la longitud de onda. Por ello los diferentes mecanismos de extinción de la atmósfera sobre la radiación solar producen efectos

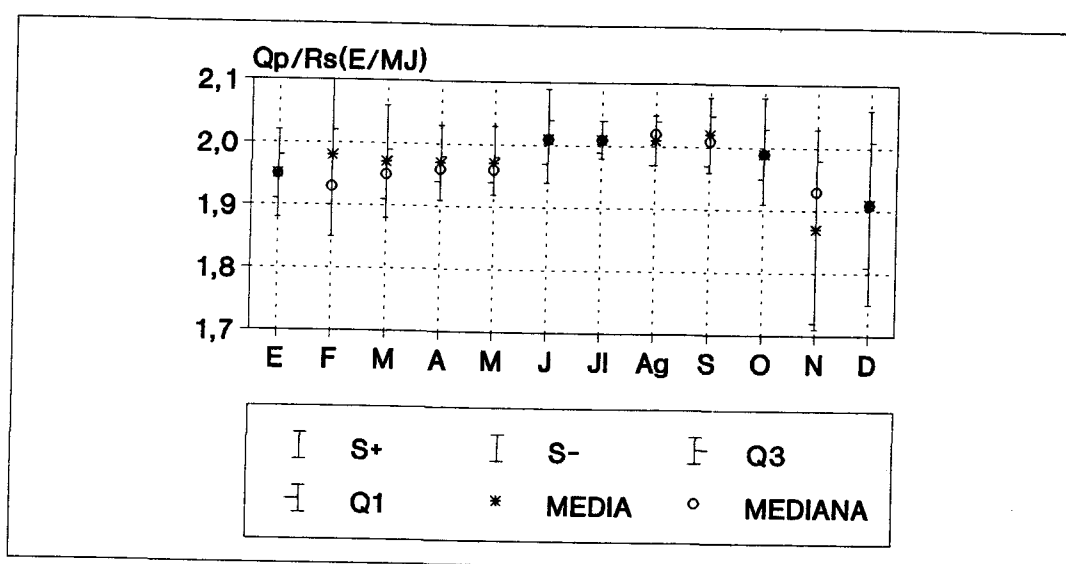


Figura III.5: Evolución de la eficiencia fotosintética global diaria

diferentes según la longitud de onda, y en consecuencia son capaces de variar la proporción relativa entre la radiación fotosintéticamente activa y la irradiancia solar.

Diferentes autores han estudiado la eficiencia fotosintética global diaria (Moon, 1940; Yocum et al, 1964; Mc Cree, 1966; Szeicz, 1974; Britton y Dodd, 1976; Stigter y Musabilha, 1982; Rodskjer, 1983; Howell et al, 1983; Rao, 1984; Karalis, 1989; Papaioannou et al, 1993). Algunos de ellos han considerado la posibilidad de asignar un valor constante a este cociente para condiciones de cielo despejado. El valor para la eficiencia difiere de unos a otros, al ser diferentes las condiciones climáticas de los lugares en los que han realizado sus estudios (Mc Cree, 1966; Szeicz, 1974; Britton y Dodd, 1976; Stigter y Musabilha, 1982). De este modo, en todos estos trabajos ha sido necesario hacer una calibración local de este cociente como consecuencia de la gran influencia de las condiciones climáticas y de sus diferencias locales tanto en la irradiancia solar como en la radiación fotosintética. Siguiendo el trabajo de Howell (Howell et al., 1983), podemos afirmar que la eficiencia está afectada por parámetros como la presión de la estación,

la elevación solar, la turbiedad y el contenido de agua precipitable.

En la Figura III.5 se observa como los mayores valores medios de la eficiencia fotosintética se alcanzan en los meses de verano y los menores durante los meses de Noviembre a Enero. Papaioannou et al (1993) han estudiado en Atenas la marcha estacional para valores diarios del cociente entre la irradiancia solar en la banda de la fotosintética y la irradiancia solar. Este cociente se puede comparar cualitativamente con la eficiencia fotosintética. La diferencia que existe entre el cociente que define Papaioannou y la eficiencia fotosintética diaria, es que en el primer cociente la radiación fotosintética se expresa en unidades de energía por unidad de área para el intervalo temporal de un día y en el caso de la eficiencia fotosintética se expresa en unidades de densidad de flujo de fotones para el mismo intervalo temporal. El trabajo de Papaioannou da como resultado una marcha estacional similar a la obtenida para la eficiencia fotosintética -Figura III.5-, con valores altos de eficiencia en verano y bajos durante los meses de invierno. Los valores extremos medidos por estos autores se han obtenido para los meses de Enero y de Julio, al igual que en nuestro estudio.

Podemos observar, asimismo, como durante los meses de invierno la variabilidad del cociente es grande. El comportamiento de las desviaciones estadísticas entorno a los promedios nos indica que del orden del 68 % de los casos experimentales están comprendidos entre los valores de 1.7 EMJ^{-1} a 2.1 EMJ^{-1} .

La variación estacional de promedios y desviaciones estadísticas de la eficiencia global fotosintética diaria sugiere la influencia de la elevación solar, la presencia de nubes y las

condiciones de carga de aerosoles. Por otro lado, de acuerdo con el capítulo anterior, el contenido de agua precipitable puede producir variaciones en la eficiencia por la influencia que ejerce sobre el infrarrojo próximo.

A la vista de estos resultados vemos la necesidad de realizar el estudio de la dependencia de la eficiencia, -global, directa y difusa-, con parámetros que dan cuenta de las condiciones de cielo. Para este fin usamos el parámetro de claridad, ϵ , y el parámetro de brillo, Δ , propuestos por Pérez (Pérez et al., 1987 y 1990). Estos son parámetros que están asociados a la presencia de nubes y aerosoles, así como a su eficacia radiativa. Por otro lado, también analizaremos la dependencia con el coseno de ángulo cenital, $\cos \theta_z$, y la temperatura de punto de rocío, T_d . Este conjunto de parámetros, a su vez, son fácilmente evaluables con la información disponible en nuestras estaciones radiométricas.

El parámetro de claridad que como hemos indicado depende de la cantidad de nubes y de aerosoles presentes, y se define:

$$\epsilon = \frac{R_b + R_d}{R_d}$$

donde R_b es la irradiancia directa en incidencia normal evaluada con los valores de la irradiancia global R_s y de irradiancia difusa, R_d .

En nuestro trabajo utilizaremos ϵ con la modificación propuesta por Pérez (Pérez et al., 1990), para eliminar la dependencia de este parámetro con el ángulo cenital. Quedando ϵ de la forma:

$$\epsilon = \frac{\frac{R_b + R_d}{R_d} + 1.0 \cdot 4 \cdot \theta_z^3}{1 + 1.0 \cdot 4 \cdot \theta_z^3}$$

el ángulo cenital se expresa en radianes.

Los cielos se pueden clasificar simplemente en función de los valores de ϵ de la forma siguiente (Pérez et al., 1987 y 1990):

1. Cielos cubiertos: $1.0 \leq \epsilon < 1.2$
2. Cielos intermedios: $1.2 \leq \epsilon < 5$
3. Cielos despejados: $\epsilon \geq 5$

El parámetro de brillo del cielo depende de la carga de aerosoles y del espesor de las nubes y se define por la relación:

$$\Delta = \frac{R_d}{R_b \cdot \cos \theta_z}$$

siendo R_b la irradiancia solar extraterrestre en W/m^2 .

Ambos parámetros presentan una gran correlación en el rango de valores altos de ϵ , es decir en condiciones despejadas, mientras que en condiciones muy cubiertas, $\epsilon \approx 1.0$, Δ puede variar en un orden de magnitud.

La masa óptica es un parámetro determinante en los procesos de dispersión del haz

directo y del incremento de la componente difusa. Dado el carácter espectralmente selectivo de los procesos que controlan la extinción del haz directo y como consecuencia del aumento de la componente difusa, la eficiencia fotosintética dependerá de la masa óptica. Esta dependencia la describiremos en términos del $\cos \theta_z$. El coseno del ángulo cenital está relacionado con la masa óptica de aire que debe atravesar la radiación solar, como ya se indicó en el Capítulo II.

Como cuarto parámetro hemos incluido la temperatura de punto de rocío, esta magnitud se evalúa a partir de las medidas de temperatura y humedad relativa. De esta forma se contabiliza la absorción por parte del vapor de agua que sufre la radiación solar. Es la región del infrarrojo donde esta absorción es mayor, por lo que la irradiancia solar decrece más por este efecto que la radiación fotosintética, produciéndose un aumento en la eficiencia global (Stinger and Musubilha, 1982). La temperatura de punto de rocío se ha escogido en virtud de su gran accesibilidad y por el hecho de que diversos autores han destacado la existencia de una correlación entre la humedad medida en superficie y el contenido total de agua precipitable en la vertical (Reitan, 1963).

Aunque hasta este momento hemos estado utilizando en los análisis valores diarios, nuestro estudio, como ya hemos indicado, se va a centrar en los valores horarios de las diferentes magnitudes. La bibliografía recoge con mayor frecuencia estudios realizados sobre valores diarios, tanto de las componentes de la irradiancia solar global, R_s , directa, R_b , y difusa, R_d ; como de las componente de la radiación fotosintéticamente activa global, Q_p directa, Q_{pb} y difusa, Q_{pd} . Trabajos recientes han señalado la importancia que tiene el uso de intervalos de integración temporales pequeños para el estudio de la relación entre la radiación solar y la fotosíntesis. Cuando menor es el intervalo temporal es mejor la determinación de la eficacia de la radiación

en el proceso de fotosíntesis (Berninger, 1994). Estos resultados muestran el interés de realizar el estudio de la eficiencia fotosintética horaria global, directa y difusa. Cada una de estas eficiencias se definen a partir de los cocientes entre las componentes de la radiación fotosintética y la componente correspondiente de la irradiancia solar: Q_p/R_p , Q_{pb}/R_b y Q_{pd}/R_d .

Pasamos ahora a caracterizar las condiciones atmosféricas de Almería y de Granada en función de los parámetros anteriormente citados. En la Figura III.6 y III.7 representamos la distribución de frecuencias en el espacio Δ - ϵ para Almería (años 93 y 94) y Granada (años 94

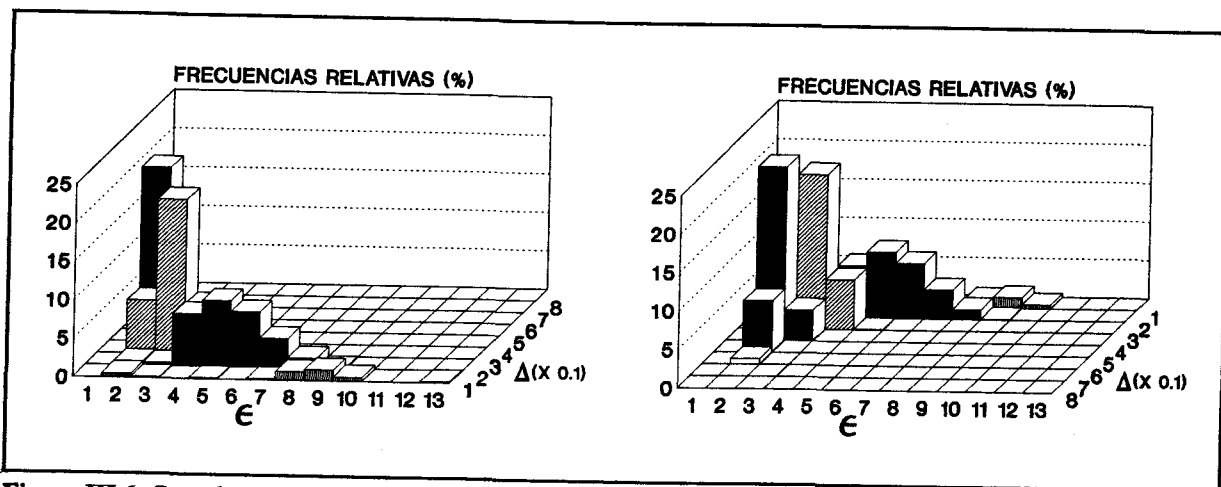


Figura III.6: Distribución de frecuencias relativas de ϵ - Δ en Almería

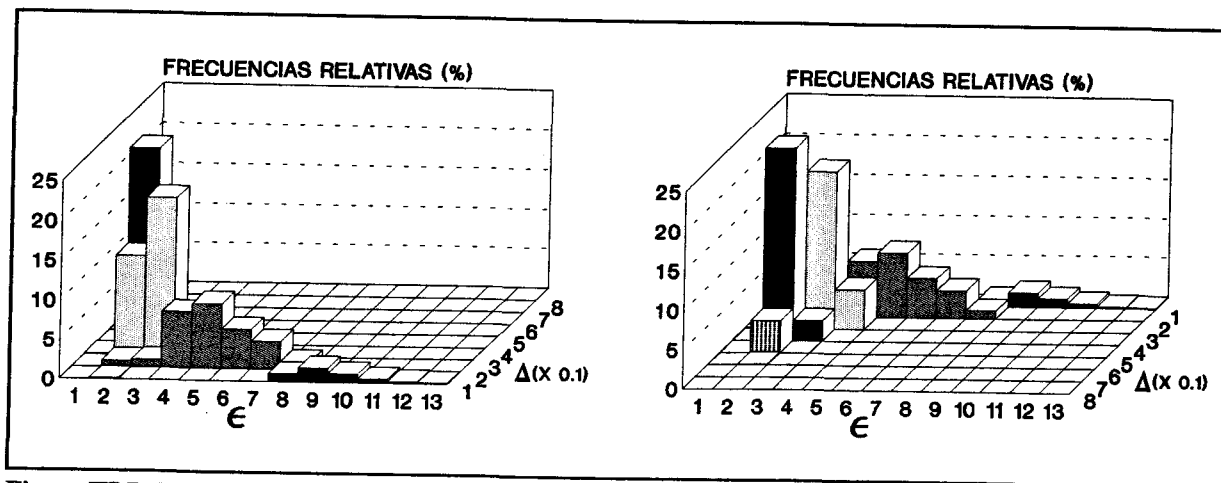


Figura III.7: Distribución de frecuencias relativas de ϵ - Δ en Granada

y 95). Las categorías con valores pequeños de Δ y valores altos de ϵ caracterizan los cielos despejados y limpios. Estas situaciones son típicas de primavera. En primavera aunque hay una mayor frecuencia de nubes, cuando el cielo está despejado la turbiedad atmosférica es muy baja. El rango de valores intermedios de Δ y ϵ , corresponden a cielos parcialmente cubiertos o cielos despejados y turbios. Los cielos cubiertos están asociados a valores pequeños de ϵ , mientras que los valores de Δ pueden presentar un gran rango de variación en función de la opacidad de la nube, cubiertas opacas llevaran asociados valores bajos de Δ , mientras que, cubiertas traslucidas conllevaran valores altos de Δ (Pérez et al,1987). Tanto en Granada como en Almería existe un predominio de cielos despejados frente a las situaciones cubiertas; en Granada existen un 17.7% de casos con valores de $\epsilon \geq 5$ frente al 19.2 % en Almería. De estas situaciones se corresponden a cielos limpios ($\Delta < 0.25$) casi la totalidad de los casos tanto en Granada y como en Almería. Cielos intermedios en Almería existen un 68.7% de casos y en Granada un 69.1%. Los cielos cubiertos en Almería corresponden solamente al 12.1% de los casos y en Granada al 13.2 %.

Nos parece de interés hacer la representación de una serie de histogramas (Figuras III.8, III.9, III.10, III.11, III.12 y III.13); en ellos representamos las frecuencias relativas de los parámetros Δ , ϵ y la temperatura de punto de rocío, tanto para Granada como para Almería. A través de dichos histogramas podremos ver las diferencias existentes entre ambos lugares. Podemos observar como la diferencia más significativa entre nuestras estaciones radiométricas está en la distribución de frecuencias de la temperatura de punto de rocío, es decir en cuanto a los regímenes de humedad presentes en ambos lugares. En Almería el valor más frecuente está entorno a los 15°C mientras que en Granada es entorno a 10°C. Almería presenta mayores valores para la temperatura de punto de rocío que Granada. Esto combinado con los respectivos

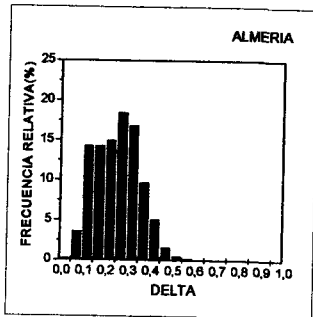


Figura III.8: Histograma de frecuencias Δ Almería.

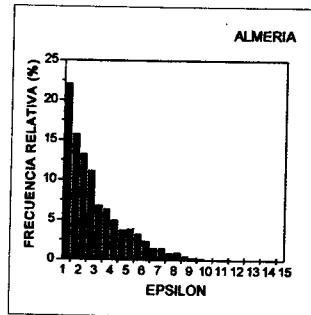


Figura III.9: Histograma de frecuencias ϵ Almería.

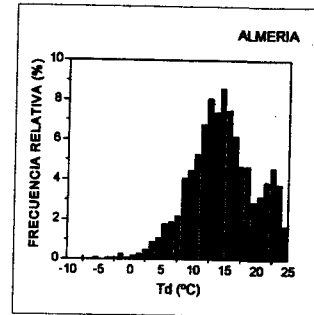


Figura III.10: Histograma de frecuencias T_d Almería.

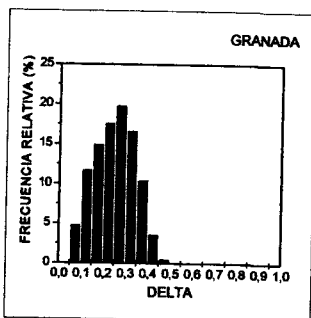


Figura III.11: Histograma de frecuencias Δ Granada.

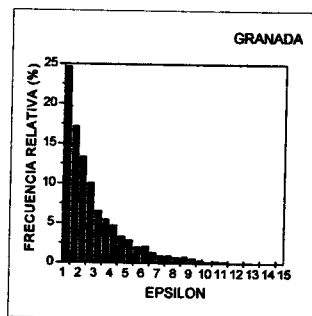


Figura III.12: Histograma de frecuencias ϵ Granada.

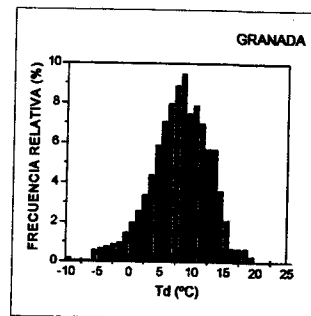


Figura III.13: Histograma de frecuencias T_d Granada.

regímenes térmicos nos habla de una atmósfera seca en Granada, mientras que en Almería los niveles de humedad son elevados. Si comparamos las Figuras III.8 y III.11, podemos observar como se alcanzan valores de Δ mayores en Almería y la distribución se desplaza hacia valores más altos. En cuanto a los histogramas para ϵ , Figuras III.9 y III.12, en Granada se obtienen valores más altos que en Almería, lo que nos indica la existencia en Granada de cielos más despejados y limpios.

En los estudios que siguen veremos como se manifiestan las características locales en las eficiencias. Pasamos al estudio y caracterización de los valores horarios de las eficiencias fotosintéticas global, difusa y directa en Granada y en Almería. Para ello recogeremos tanto la marcha de los valores medios horarios de las eficiencias como de los valores medios horarios

de los parámetros Δ , ϵ y de la temperatura de punto de rocío.

De todos los años estudiados, elegimos para una visualización gráfica el año 94 por ser común a ambos lugares. Y en cuanto a los meses elegimos los meses de Abril y Julio, dado que son meses que caracterizan dos situaciones distintas en nuestras estaciones. El mes de Abril presenta la variabilidad típica de la primavera en estos dos lugares. Julio es un mes de verano, con condiciones atmosféricas menos variables, como veremos en el siguiente apartado. Esta variación mensual de la eficiencia fotosintética ya se ha puesto de manifiesto al realizar el estudio de los valores diarios.

III.3.2. Análisis de las componentes de la eficiencia fotosintética horaria

Pasamos al análisis de las componentes global, difusa y directa de la eficiencia fotosintética horaria. Para ello, recogemos en las Figuras III.14, III.15 y III.16 la marcha de los valores medios horarios y las desviaciones correspondientes de las eficiencias para la base de datos de Almería para los meses de Abril y Julio del años 94; y en las Figuras III.23, III.24 y III.25 el mismo tipo de representación, en esta ocasión para la base de datos de Granada. A su vez, mostramos las marchas diarias para Abril y Julio del 94 de los parámetros ϵ , Δ y la temperatura de punto de rocío, T_d -Figuras de la III.17 a la III.22, para Almería y de la III.26 a la III.31, para Granada-

Comencemos observando el comportamiento de los parámetros ϵ y Δ -Figuras de la III.17 a la III.20 y de la III.26 a la III.29-, estos parámetros nos evalúan la proporción de irradiancia

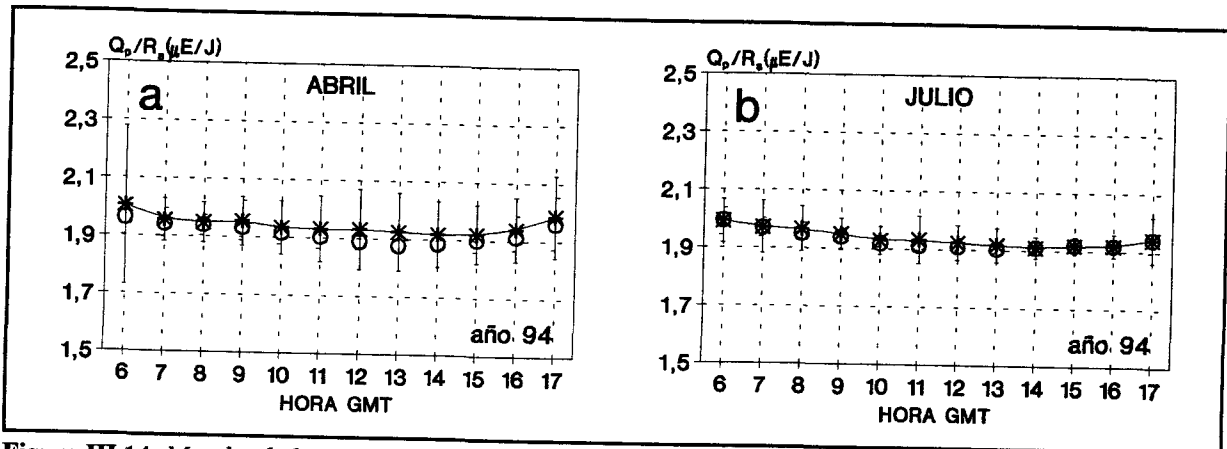


Figura III.14: Marcha de los promedios horarios de la eficiencia fotosintética global en Almería año 94: a) Mes de Abril; b) Mes de Julio.

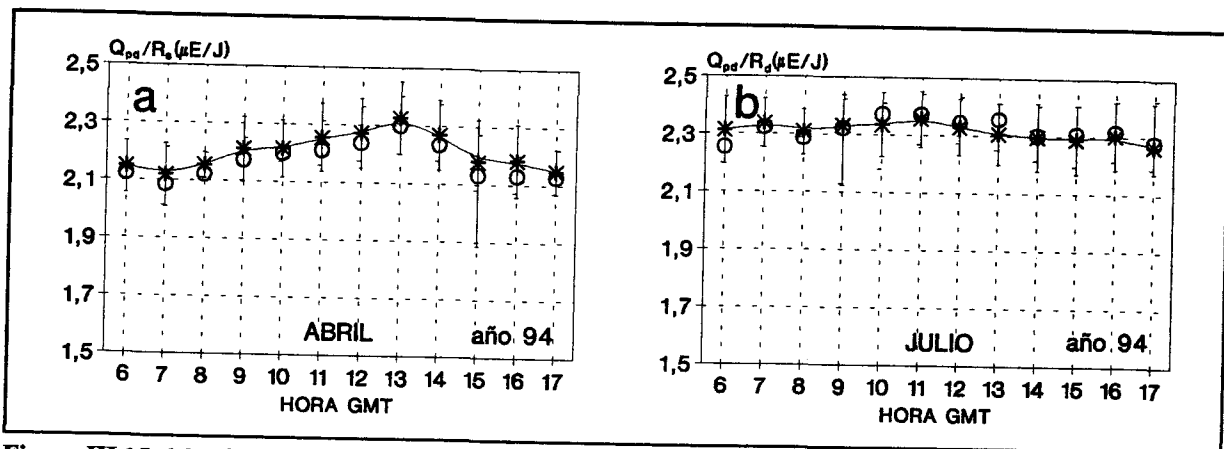


Figura III.15: Marcha de los promedios horarios de la eficiencia fotosintética difusa en Almería año 94: a) Mes de Abril; b) Mes de Julio.

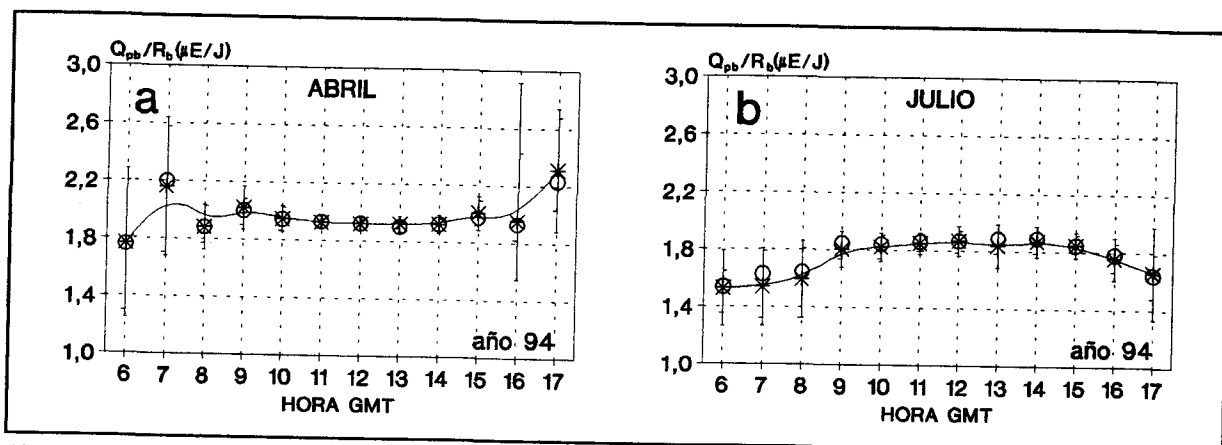


Figura III.16: Marcha de los promedios horarios de la eficiencia fotosintética directa en Almería año 94: a) Mes de Abril; b) Mes de Julio.

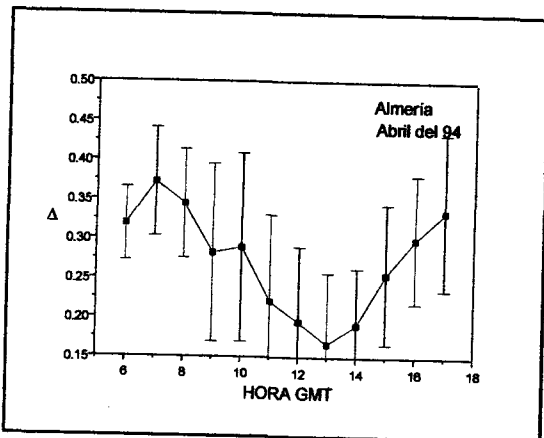


Figura III.17: Marcha de los valores medios horarios de Δ para Almería. Abril del 94

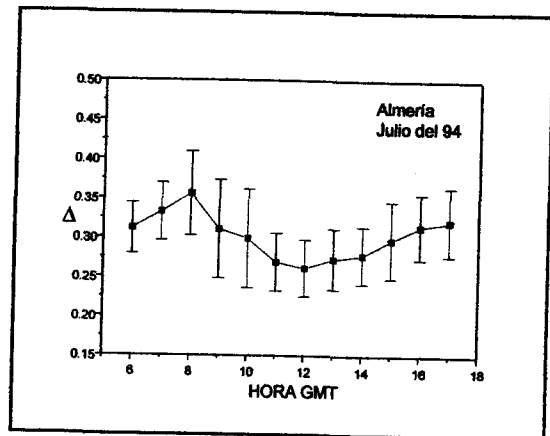


Figura III.18: Marcha de los valores medios horarios de Δ para Almería. Julio del 94

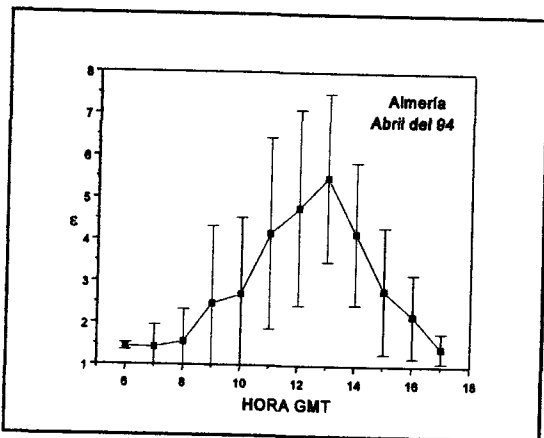


Figura III.19: Marcha de los valores medios horarios de ϵ para Almería. Abril del 94

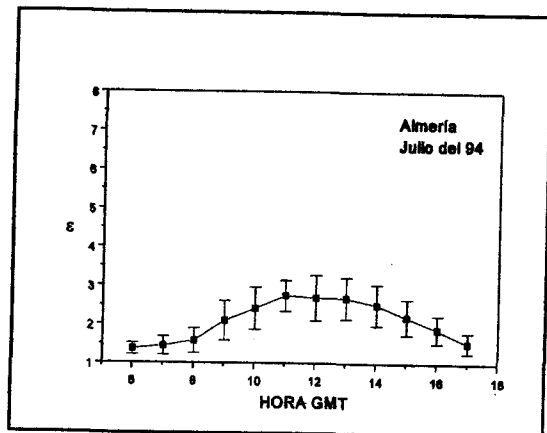


Figura III.20: Marcha de los valores medios horarios de ϵ para Almería. Julio del 94

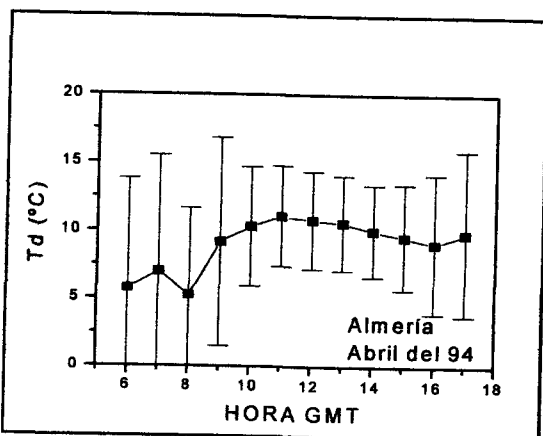


Figura III.21: Marcha de los valores medios horarios de la T_d para Almería. Abril del 94

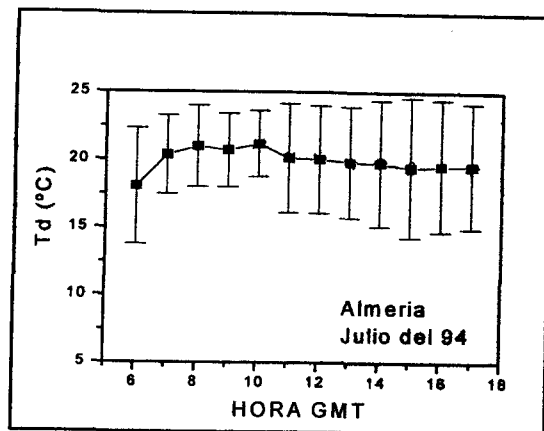


Figura III.22: Marcha de los valores medios horarios para T_d para Almería. Julio del 94

difusa. Los patrones indican el mayor peso de la componente difusa en horas extremas del día. Los patrones de Abril en ambas localidades muestran un mayor rango de variación de los valores medios de ϵ y de Δ , y una mayor variabilidad entorno a los mismos. Las condiciones de nubosidad variable de ese mes justifica esta variabilidad, mientras que el rango de variación, en especial los altos valores de ϵ son resultado de las condiciones de mayor transparencia atmosférica, reflejada en cielos despejados de un azul intenso. En los meses de verano, los patrones guardan cierta semejanza con los correspondientes a Abril. Pero el rango de variación de los valores medios y estos propios valores son menores. Las condiciones de turbiedad de esta época del año justificarían el que se alcancen valores más bajos en el parámetro ϵ . En cualquier caso la menor variabilidad entorno a los valores medios de ϵ y de Δ , refleja la menor frecuencia de cubiertas nubosas. Destacamos como en Almería durante las horas iniciales del día se mantiene, tanto en Abril como en Julio, unos valores de ϵ bajos y unos valores de Δ altos que podrían asociarse a la presencia de brumas matinales, característica de esta zona costera. Estas circunstancias conllevan valores medios de ϵ por debajo del umbral que Pérez (1990) considera para cielos cubiertos. Este fenómeno no se presenta en Granada, donde a pesar de la variabilidad de Abril, podemos reconocer perfiles en U y U invertida para Δ y ϵ .

En cuanto a la temperatura de punto de rocío, T_d , -Figuras III.21, III.22 para Almería, y III.30, III.31 para Granada-, habría que indicar que los patrones presentados muestran la poca regularidad de este parámetro. Por otro lado hay que destacar el que los valores de temperatura de punto de rocío son más bajos en Granada que en Almería. En especial observamos como en verano esto es reflejo de la baja humedad relativa que caracteriza a Granada. Asimismo el rango de variación de este parámetro entre Abril y Julio es pequeño para Granada y algo mayor para

Almería.

A continuación pasaremos a analizar los comportamientos de las eficiencias fotosintéticas global, difusa y directa. En cuanto a la eficiencia fotosintética global (Figuras III.14 y III.23), observamos variaciones locales y de mes a mes. Pero sería interesante destacar las diferencias en los patrones, que nos hablan de una conjunción de factores capaces de aumentar la eficiencia fotosintética de Almería en las horas extremas. Aunque el análisis detallado se presentará en el capítulo siguiente, parece que los niveles de ϵ correspondientes a estas horas extremas podrían justificar las diferencias. Así, usando el criterio de Pérez (1990), podríamos decir que las condiciones en esas horas extremas del día corresponden en Almería a lo que este autor denomina cielos cubiertos, mientras que los valores de ϵ en Granada se sitúan por encima de dicho umbral. De este modo la presencia de brumas matinales y posiblemente nubosidad en el horizonte, conllevaría a una mayor extinción de las longitudes de onda del infrarrojo. Los procesos de absorción por vapor de agua serían en este caso los responsables.

Destacamos que los patrones de la eficiencia difusa son los más variables a lo largo del día y de un mes a otro en cada una de las localidades -Figuras III.15 y III.24-. En este sentido es de señalar como este patrón guarda ciertas semejanzas con el encontrado para ϵ . Destacaremos que los patrones de ϵ y de Δ presentan una cierta correlación inversa. De este modo las variaciones de la eficiencia difusa parecen en cierto modo gobernadas por las de los parámetros ϵ y Δ . Una menor proporción de irradiancia difusa, reflejada por los altos valores de ϵ , conlleva un aumento de esta eficiencia. Es decir, a medida que los procesos de dispersión son más eficaces, la atenuación de la región visible del espectro se hace más efectiva que la

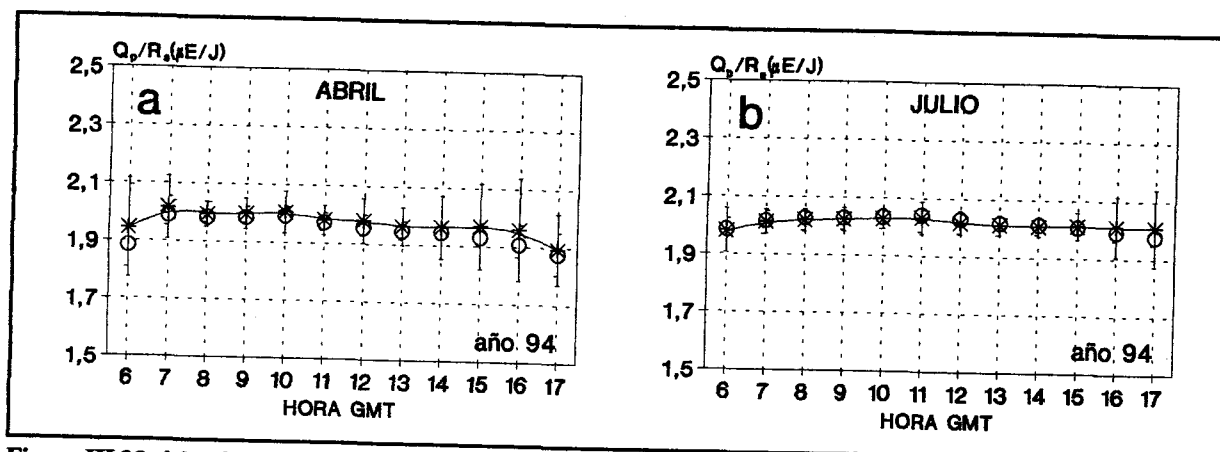


Figura III.23: Marcha de los promedios horarios de la eficiencia fotosintética global en Granada año 94: a) Mes de Abril; b) Mes de Julio.

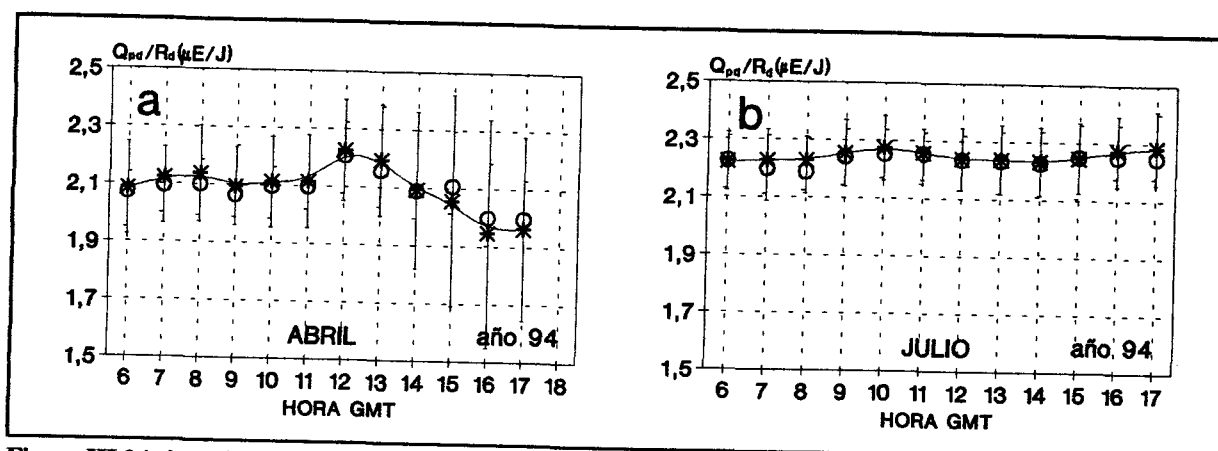


Figura III.24: Marcha de los promedios horarios de la eficiencia fotosintética difusa en Granada año 94: a) Mes de Abril; b) Mes de Julio.

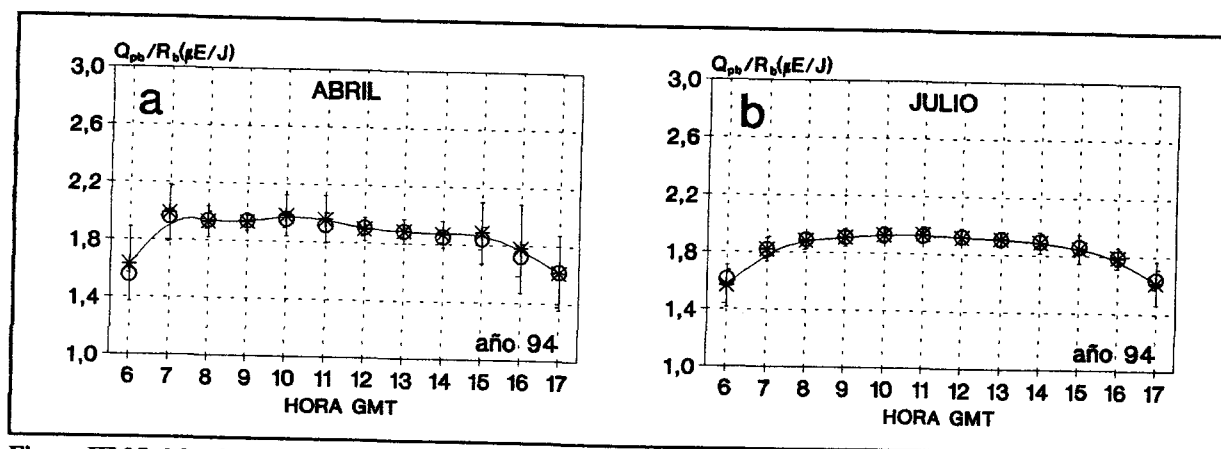


Figura III.25: Marcha de los promedios horarios de la eficiencia fotosintética directa en Granada año 94: a) Mes de Abril; b) Mes de Julio.

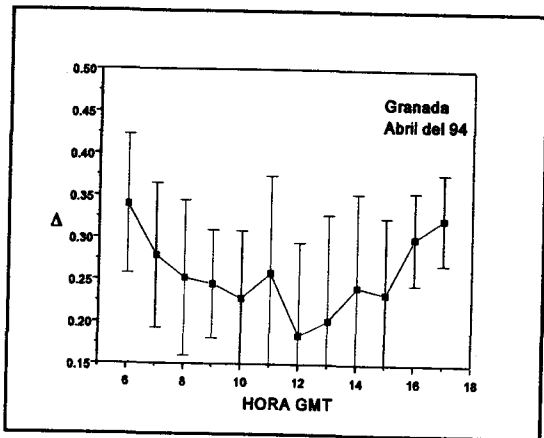


Figura III.26: Marcha de los valores medios horarios de Δ para Granada. Abril del 94

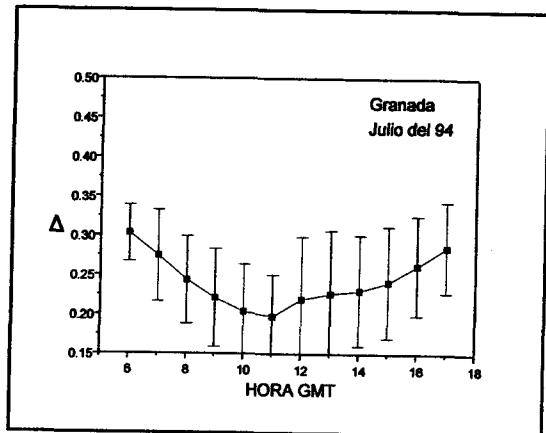


Figura III.27: Marcha de los valores medios horarios de Δ para Granada. Julio del 94.

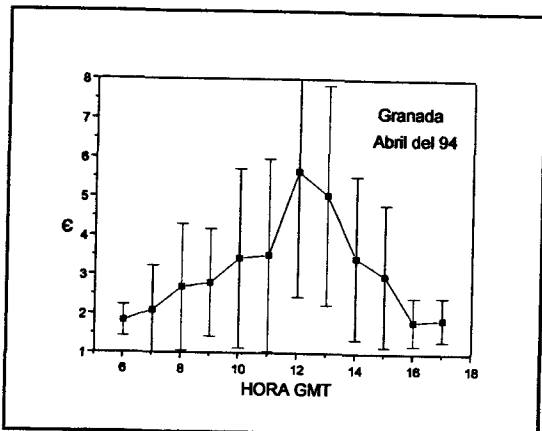


Figura III.28: Marcha de los valores medios horarios de ϵ para Granada. Abril del 94.

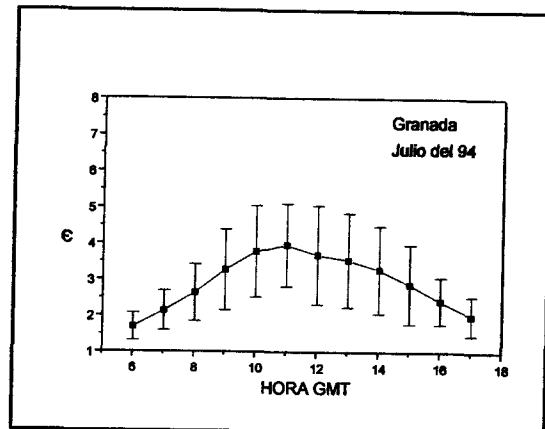


Figura III.29: Marcha de los valores medios horarios de ϵ para Granada. Julio del 94.

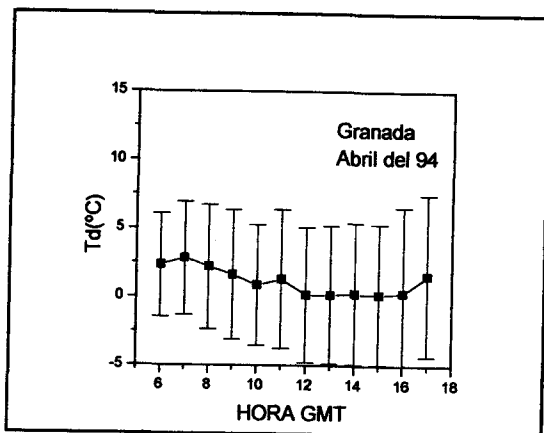


Figura III.30: Marcha de los valores medios horarios de T_d para Granada. Abril del 94.

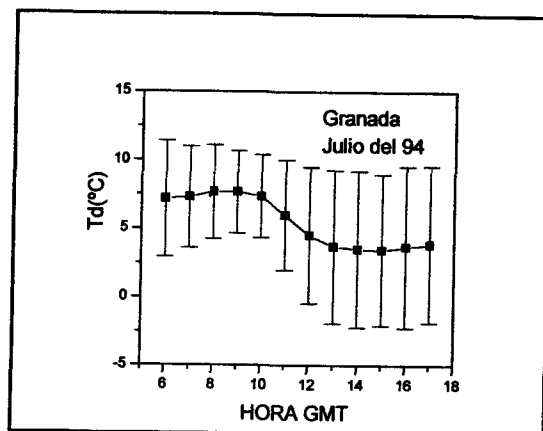


Figura III.31: Marcha de los valores medios horarios de T_d para Granada. Julio del 94.

correspondiente a mayores longitudes de onda.

Los patrones de eficiencia directa presentan cierta complejidad en la horas extremas del día. En esos momentos el peso de la componente directa, tanto fotosintética como de toda la banda espectral, es mucho menor y en especial en las condiciones de brumas matinales. Así, encontramos gran variabilidad en los valores medios de los extremos del día, en especial en Almería, con variaciones entorno a este valor medio mucho mayores que las correspondientes a las horas centrales del día. Excluyendo estas horas podemos observar diferencias en los valores que el parámetro alcanza en Granada y en Almería especialmente en Julio. Recordemos que es en este mes cuando la semejanza de patrones de la variable ϵ en las dos localidades es mayor, pero con la evidencia de menores valores de ϵ en Almería.

Este análisis nos ha permitido mostrar la relación entre patrones de eficiencias fotosintéticas y los correspondientes a las variables ϵ y Δ . En el siguiente capítulo intentaremos modelizar esta relación, con el fin de desarrollar modelos de estimación de las eficiencias a partir de una combinación de los parámetros citados y de T_d y $\cos\theta_z$. El análisis estadístico será el que nos confirme cual es la variable más influyente en la eficiencia fotosintética.

CAPITULO IV
MODELOS EMPIRICOS

IV.1. Introducción

En este capítulo vamos a pasar a la modelización de las componentes global, directa y difusa de la radiación fotosintéticamente activa. El interés de esta modelización está en la inexistencia de una red mundial que mida estos flujos radiativos. Este hecho ha conducido en unos casos al desarrollo de modelos paramétricos (Gueymard, 1989a, 1989b; Justus y Paris, 1985), en algunos de ellos se han utilizando medidas obtenidas por satélite (Eck y Dye, 1991; Pinker y Laszlo, 1992). En otros casos, como se indican en el Capítulo III, se ha planteado obtener la radiación fotosintéticamente activa como una fracción constante de la irradiancia solar recibida en todo el espectro.

El análisis realizado en el capítulo anterior refleja que las tres componentes de la eficiencia fotosintética varían con la época del año, con la hora del día y con las condiciones del

cielo, tanto en lo referente a la presencia de nubes como a la mayor o menor carga de aerosoles. Esto nos lleva a plantearnos la elección de un conjunto de parámetros que caractericen las condiciones atmosférica para la modelización de las componentes de la radiación fotosintética. A la vista de los análisis realizados en el capítulo anterior, tomamos parámetros que nos ofrezcan información sobre los factores que parecen influir a nuestros cocientes. Entre los parámetros elegidos tenemos el parámetro de claridad, ϵ , el parámetro de brillo, Δ , (Pérez, 1990) que como hemos visto en el Capítulo III caracterizan las condiciones del cielo. Hemos añadido a los dos parámetros anteriores el coseno del ángulo cenital, θ_z y la temperatura de punto de rocío, T_d .

A continuación pasamos a la modelización de las tres componentes de la eficiencia fotosintética: Q_p/R_s , eficiencia fotosintética global; Q_d/R_d , eficiencia fotosintética difusa y, Q_{pb}/R_b , eficiencia fotosintética directa. Posteriormente utilizaremos los modelos desarrollados para el cálculo de las componentes global, directa y difusa de la radiación fotosintéticamente activa.

IV.2. Modelos para la radiación fotosintética global horaria.

En un primer momento tenemos que realizar un análisis de la influencia de los parámetros citados sobre la eficiencia fotosintética global. De esta forma podremos determinar el tipo de dependencias funcionales que presentan cada uno de estos parámetros en relación con

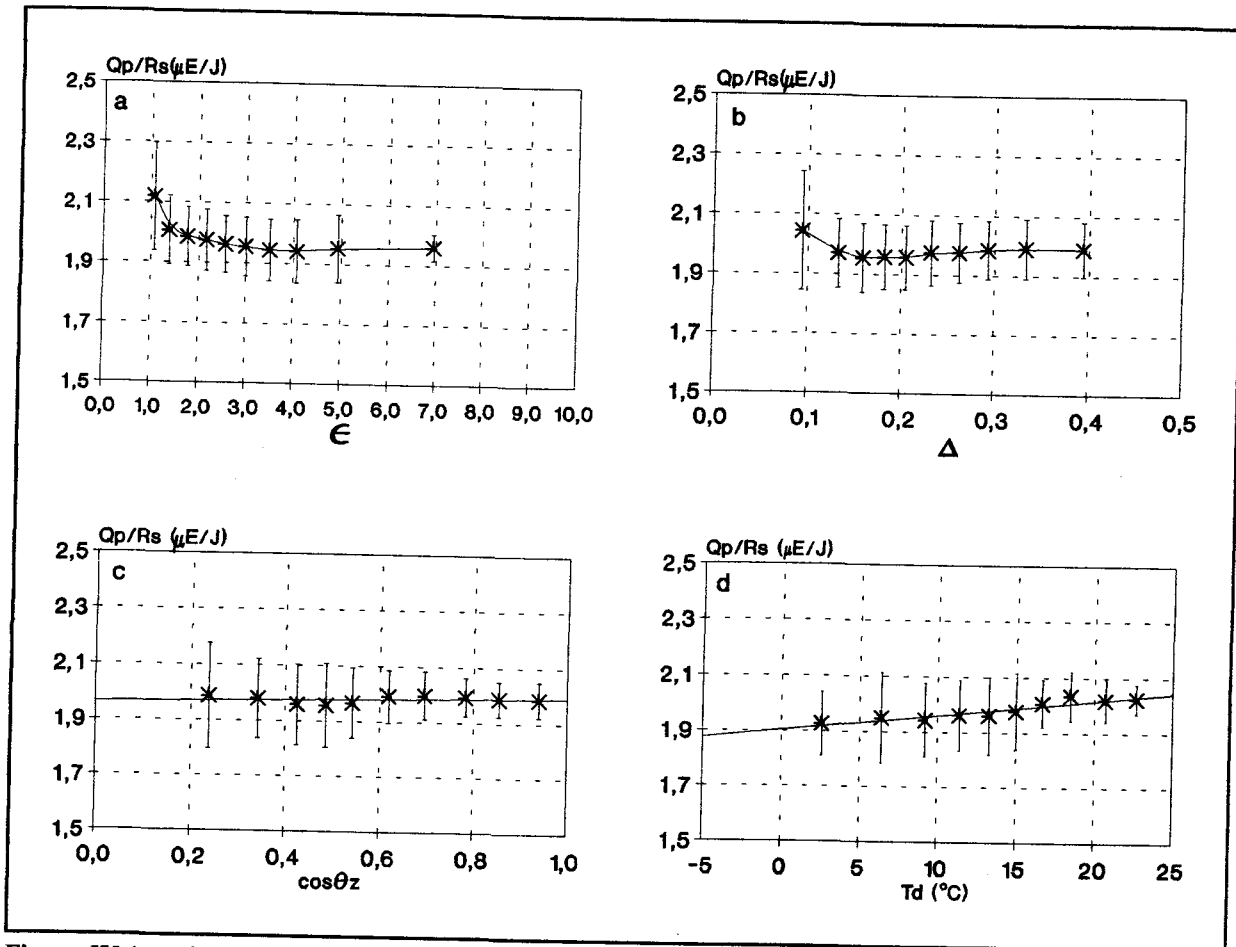


Figura IV.1: Valores medios y desviación estadística de Q_p/R_s para intervalos del 10% de las variables: a) ϵ ; b) Δ ; c) $\cos\theta_z$; d) T_d . Datos Almería 90-92.

la eficiencia. A partir de las dependencias individuales nos planteamos el desarrollo de una expresión que recoja todas ellas. Para esto hemos representado gráficamente la eficiencia fotosintética global frente a cada un de los parámetros ya citados. En la Figura IV.1 se realiza esta representación, tomando los datos correspondientes a los años 90 al 92 en Almería. Y en la Figura IV.2 se hace el mismo tipo de representación para Granada con los datos de los años 94 y 95. Estas gráficas se hacen agrupando los datos experimentales en intervalos del 10% en cada una de las variables. Junto al valor medio de cada intervalo del agrupamiento hemos incluido información acerca de la desviación estadística. Con estas representaciones se pueda

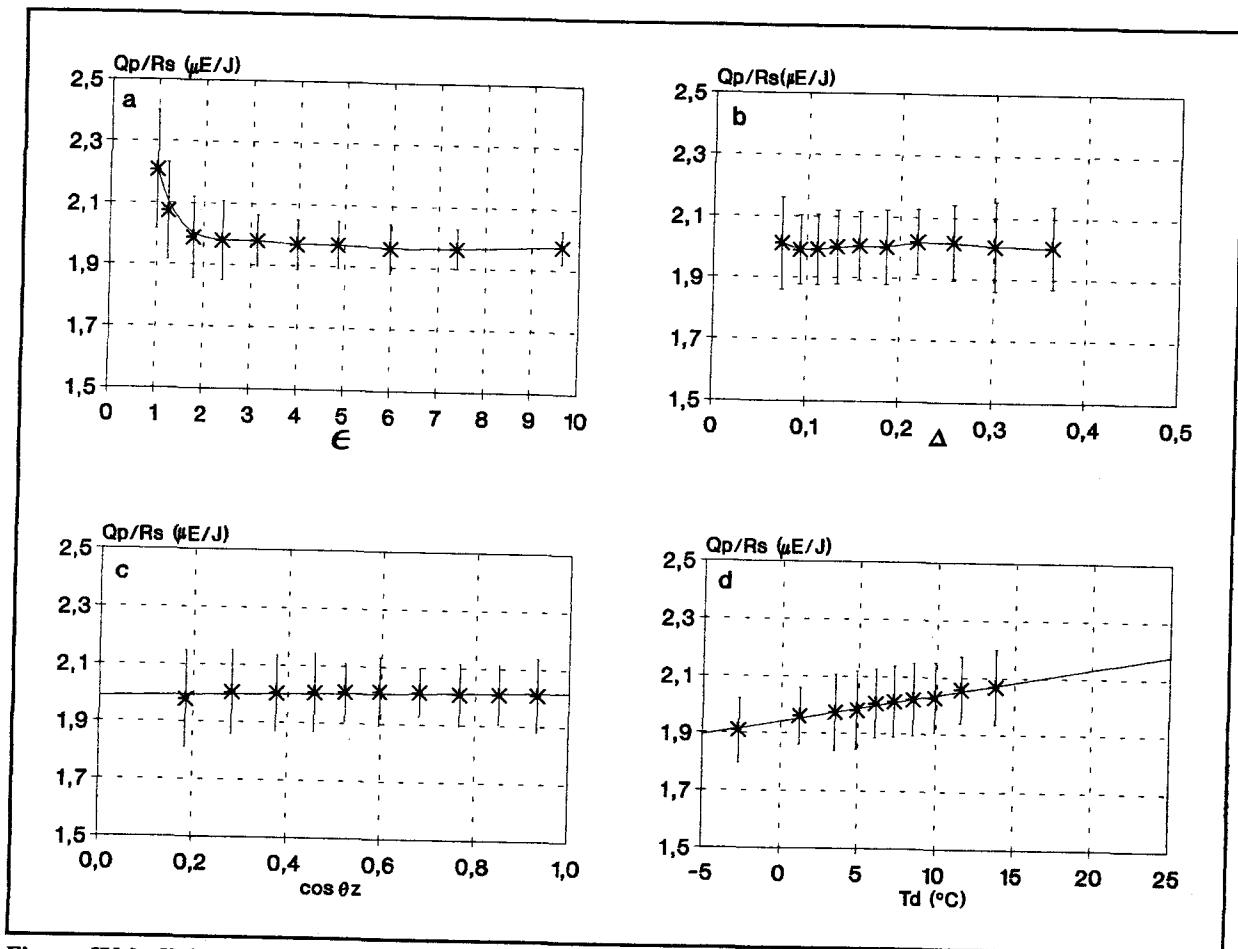


Figura IV.2: Valores medios y desviación estadística de Q_p/R_s para intervalos del 10% de las variables: a) ϵ ; b) Δ ; c) $\cos \theta_z$; d) T_d Datos Granada años 94 y 95.

poner en evidencia la existencia de tendencias en la variación de la eficiencia fotosintética frente a cada una de las variables usadas. Es importante destacar la gran dispersión entorno a la media, lo que nos indica que el comportamiento de la eficiencia fotosintética global no puede ser explicado en términos de una única variable. Podemos señalar también que el parámetro que influye de forma más marcada es el parámetro de claridad, ϵ , siendo la tendencia de la eficiencia global respecto a este parámetro semejante en ambos lugares. El peso de los demás parámetros en esta eficiencia es de segundo orden.

A pesar de las diferencias en los rangos de valores asociados a los parámetros ϵ , Δ y T_d en Granada y Almería, observamos tendencias semejantes en ambos sitios. En especial el comportamiento de la eficiencia con el parámetro ϵ es muy parecido en ambas localidades. El comportamiento con el parámetro Δ , que como podemos observar puede llegar a alcanzar valores más bajos en Granada, es algo diferente de una localidad a otra. Una posible explicación estaría en el hecho de que el rango de valores de Δ , en los que surgen mayores discrepancias, tiene diferentes orígenes en una y otra localidad. Así, los valores muy bajos de Δ , sabemos que puede tener origen en cielos muy despejados o cielos con cubierta muy opaca. Si observamos el comportamiento de Δ en las Figuras III.17, III.18, III.26 y III.27, del capítulo anterior, veremos como en las condiciones de cielo despejado, que caracterizan el mes de Julio, el cielo de Granada cuenta con una componente difusa mucho menor que el de Almería. Este hecho nos indica que en Granada la contribución de casos de cielo despejado a la categoría de Δ bajo, en especial $\Delta < 0.1$ es importante y posiblemente semejante a la de cielos con cubierta opaca. En cambio, en Almería los valores de Δ bajos, en cualquier caso sin alcanzar los valores de Granada, tienen su origen fundamental en la existencia de cubiertas opacas.

La eficiencia fotosintética global crece con la temperatura de punto de rocío, esto nos habla de una mayor atenuación para longitudes de onda larga producida por el vapor de agua. Por otra parte al aumentar el espesor óptico aumenta la dispersión - que afecta más a la longitud de onda corta - y la absorción -que afecta más a la longitud de onda larga-; las representaciones de la eficiencia fotosintética frente a $\cos\theta_z$ manifiestan la casi completa compensación de los dos efectos; también se puede observar como las desviaciones estadísticas son mayores cuando la masa óptica es mayor, es decir, para los valores más bajos del $\cos\theta_z$. Para

condiciones de cielo despejado, el cociente Q_p/R_s toma los valores más bajos que para cielos cubiertos, ϵ en el rango inferior, este resultado es acorde con los obtenidos por diferentes autores (Rao, 1984; Papaioannou y otros, 1993). La dependencia con Δ es más acusada en Almería que en Granada, la eficiencia Q_p/R_s presenta valores más bajos para valores intermedios y bajos de Δ . Como hemos indicado los valores bajos de este parámetro nos hablan de pequeñas cantidades de irradiancia solar difusa que puede estar asociada tanto a situaciones de cielos cubiertos -valores bajos de ϵ -, como a cielos muy despejados con poca carga de aerosoles -valores altos de ϵ -. También es en el rango de valores bajos de Δ donde la dispersión es mayor, la explicación está asociada a la variedad de los valores que pueden obtenerse para la eficiencia global, dado que, como ya se ha señalado podemos encontrarnos tanto en una situación de cielo cubierto como de cielo despejado-Figuras IV.1 a, b y IV.2 a, b-.

IV.2.1. Propuesta de modelos empíricos locales

Pasamos a continuación al desarrollo de un conjunto de modelos a partir de los datos de Almería y otro diferente con los datos de Granada. Posteriormente para comprobar la validez de los distintos modelos hemos aplicado cada uno de ellos para calcular la radiación fotosintéticamente activa global tanto para Almería y como para Granada. Los datos de ambos lugares los hemos dividido por años. Los resultados obtenidos con los modelos los hemos comparado con los valores medidos experimentalmente de la componente global de la radiación fotosintéticamente activa.

El cálculo de los modelos para Almería lo hemos realizado a partir de los datos de los

años 90 al 92. Para ello hemos dividido el conjunto de datos en dos grupos, uno con un tercio del total de datos y otro con el resto, dos tercios del total. El conjunto de los dos tercios de la base de datos lo hemos utilizado para el desarrollo de los modelos. El conjunto compuesto por el tercio de datos se utilizó en su momento para comprobar la validez de los modelos, (Alados et al., 1994), de esta forma se contaba con dos bases independientes de datos. Después hemos realizado otras pruebas de validez cuando ampliamos la base de datos con los años 93 y 94 para Almería y con la base de Granada, años 94 y 95. De esta forma comprobamos la aplicabilidad de los modelos a localidades diferentes de las usadas para su desarrollo.

Usando los datos correspondientes a los años 94 y 95 de la base de Granada hemos desarrollado los modelos correspondientes para Granada. Esta vez la validez la hemos comprobado utilizando los modelos para el cálculo de la radiación fotosintética global con las bases de datos de Almería (años 93 y 94) y de Granada (años 94 y 95).

Para el cálculo de los modelos hemos utilizado el análisis multilineal, usando funciones de las variables de interés $-\epsilon$, Δ , $\cos\theta_z$ y T_d . El análisis de las Figuras IV.1 y IV.2 nos sugieren el uso de diferentes funciones de las variables como estimadores de la eficiencia global. Tras diversas pruebas comprobamos que los mejores estimadores son las dependencias siguientes: para ϵ la dependencia logarítmica, $\ln\epsilon$, para Δ la dependencia logarítmica, $\ln\Delta$; para el $\cos\theta_z$ la cuadrática, $\cos^2\theta_z$ y para T_d la lineal, T_d . El análisis multilineal paso a paso (B.M.D.P., 1991) calcula la función con mejor coeficiente de correlación, R . Esto se realiza mediante el análisis de la regresión, introduciendo en cada paso una de las variables, y seleccionando aquellas que mejoran el coeficiente de correlación, indicando a su vez, el peso de cada una de las variables

en la regresión.

A continuación presentamos los modelos obtenidos con los datos de Almería. Escribimos las expresiones obtenidas mediante regresión multilínea de forma que el grado de correlación, entre la eficiencia fotosintética y cada una de las variables incluidas, decrece con su posición en la fórmula, desde la izquierda a la derecha. También indicamos el coeficiente de correlación R de cada modelo. Los modelos son los siguientes:

Modelo 1: Como ya hemos dicho las funciones de partida para el análisis multilínea son $\ln \epsilon$, $\ln \Delta$, $\cos^2 \theta_z$ y T_d . La función obtenida es la siguiente:

$$Q_p/R_s = 1.786 - 0.192 \ln \epsilon - 0.202 \ln \Delta + 0.005 T_d + 0.032 \cos^2 \theta_z \quad R = 0.810$$

Modelo 2: Proponemos ahora un modelo más simplificado, excluyendo como variable para el análisis la temperatura de punto de rocío. La exclusión de esta variable la hemos realizado teniendo en cuenta que podemos encontrarnos estaciones en las que ésta no se mida. El modelo que se obtiene es el siguiente:

$$Q_p/R_s = 1.854 - 0.194 \ln \epsilon - 0.195 \ln \Delta + 0.076 \cos^2 \theta_z \quad R = 0.739$$

La variable no utilizada ocupaba el penúltimo lugar en el análisis multilínea, por lo que el efecto de la simplificación se traduce en un ligero descenso de R, aunque no de forma significativa.

Modelo 3: A continuación proponemos un nuevo modelo en el que sustituimos las variables ϵ y Δ por el índice de claridad k_t . Se define éste como el cociente entre la irradiancia global y la irradiancia extraterrestre horizontal. Da información sobre la mayor o menor nubosidad del cielo. Teniendo la expresión siguiente:

$$k_t = \frac{R_s}{R_{bo} \cos \theta_z}$$

De una manera bastante simplificada podríamos agrupar las condiciones del cielo en función de los valores del índice de claridad de la siguiente forma:

- Cielos cubiertos para $k_t \leq 0.22$.
- Cielos parcialmente cubiertos para $0.22 < k_t \leq 0.75$.
- Cielos despejados para $k_t > 0.75$.

Con este cambio de parámetros para el modelo de eficiencia global nos proponemos desarrollar un modelo que se pueda utilizar en estaciones en las que no se realicen medidas de irradiancia solar difusa.

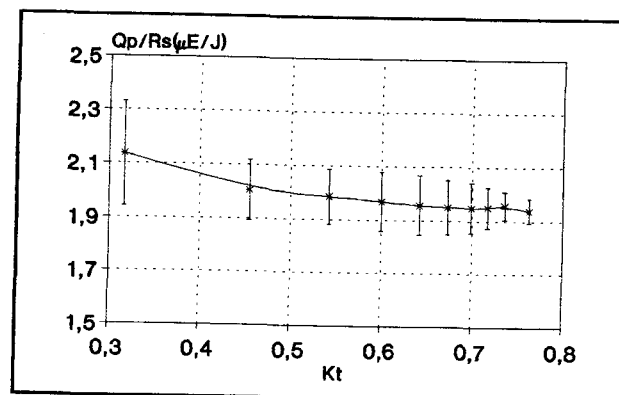


Figura IV.3: Valores medios y desviación estadística de Q_p/R_s para intervalos del 10% de k_t . Datos Almería 90-92.

De nuevo tenemos que buscar el tipo de dependencia funcional con k_t , para lo que hacemos una representación similar a la de las Figuras IV.1 y IV.2, utilizando en este caso como variable independiente el índice de claridad. En la Figura IV.3 presentamos la gráfica obtenida con los datos de Almería de los años 90 al 92. Si comparamos las Figuras IV.1 y IV.3 se observa un gran parecido entre las dependencias de la eficiencia con el parámetro de claridad, ϵ y con el índice de claridad, k_t . Tras realizar una serie de pruebas para elegir la dependencia funcional con el índice de claridad, los mejores resultados se obtienen con el logaritmo del índice de claridad, $\ln k_t$. En cuanto a las variables $\cos \theta_z$ y T_d la mejor dependencia es la lineal. El modelo obtenido es:

$$Q_p/R_s = 1.791 - 0.190 \ln k_t + 0.005 T_d + 0.049 \cos \theta_z \quad R = 0.807$$

Se obtiene a pesar de su simplicidad, un valor de R que es bastante próximo al obtenido para el *Modelo 1*.

Modelo 4: Por último, nos planteamos aplicar al *Modelo 3* el mismo tipo de simplificación que hemos establecido para pasar del *Modelo 1* al *Modelo 2*. Nos quedamos con las funciones en $\ln k_t$ y $\cos \theta_z$. La razón por la que buscamos este nuevo modelo es la misma que la indicada anteriormente, que sea válido para aquellas estaciones en la que no se mida la componente difusa de la irradiancia. Obtenemos la expresión:

$$Q_p/R_s = 1.832 - 0.191 \ln k_t + 0.099 \cos \theta_z \quad R = 0.738$$

El valor del coeficiente de correlación es algo inferior al obtenido en los casos anteriores,

ya que solo requiere este modelo conocimiento de la componente global de la irradiancia solar.

A continuación, siguiendo pasos similares a los seguidos para obtener los modelos para Almería, desarrollamos con los datos de Granada de los años 94 y 95 un nuevo conjunto de modelos empíricos para la eficiencia global. Una vez realizadas las pruebas previas comprobamos que podemos usar las mismas dependencias funcionales que en el caso de los modelos de Almería, dado que con éstas se obtienen los mejores resultados. Teniendo en cuenta el parecido en las tendencias puestas de manifiesto en las Figuras IV.1 y IV.2, era de esperar la coincidencia. Los modelos obtenidos son los que siguen:

Modelo 1:

$$Q_p/R_s = 1.785 - 0.199 \ln \epsilon - 0.222 \ln \Delta + 0.005 T_d + 0.081 \cos^2 \theta_z \quad R = 0.848$$

Modelo 2:

$$Q_p/R_s = 1.825 - 0.212 \ln \epsilon - 0.223 \ln \Delta + 0.101 \cos^2 \theta_z \quad R = 0.816$$

Modelo 3:

$$Q_p/R_s = 1.785 - 0.196 \ln k_t + 0.133 \cos \theta_z + 0.005 T_d \quad R = 0.838$$

Modelos 4:

$$Q_p/R_s = 1.799 - 0.210 \ln k_t + 0.151 \cos \theta_z \quad R = 0.810$$

Los coeficientes de correlación para los diferentes modelos son ligeramente mayores que los que hemos encontrados en Almería. Podemos ver que existe un gran paralelismo entre los diferentes modelos. No obstante, al tratarse de modelos empíricos, existe una cierta dependencia del modelo con el lugar para el cual se ha desarrollado. Esta se manifiesta tanto en los valores

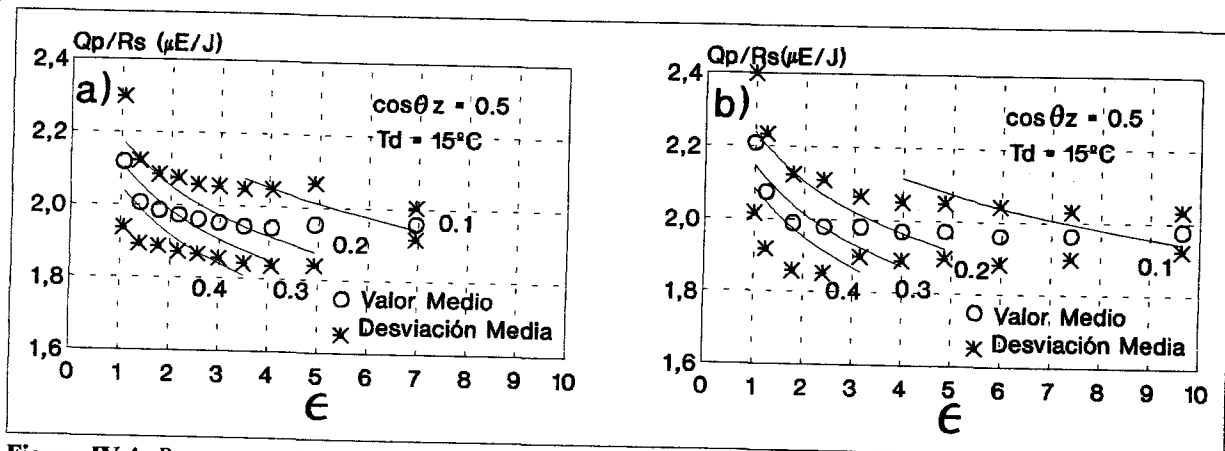


Figura IV.4: Representación de los resultados para el Modelo 1 de la eficiencia fotosintética global para distintas combinaciones de los parámetros de entrada: a) Modelo desarrollado en Almería; b) Modelo desarrollado en Granada.

que se obtienen para los coeficientes que multiplican a las funciones, como en el orden de entrada de éstas en la expresión del modelo. En el modelo denominado, *Modelo 3*, el orden de entrada en el análisis multilinear de la temperatura de punto de rocío y del coseno del ángulo cenital es diferente.

Vamos a visualizar como se comporta el *Modelo 1*, tanto de Almería como de Granada, frente al parámetro ϵ . Los resultados se muestran en la Figura IV.4, en la que se representa la eficiencia fotosintética global, Q_p/R_s , en función del parámetro de claridad, ϵ . Representamos los valores medios de los intervalos del 10% de la variable y las desviaciones medias correspondientes; y se añaden las curvas correspondientes al *Modelo 1* para cuatro valores de delta - $\Delta = 0.1$; $\Delta = 0.2$; $\Delta = 0.3$; $\Delta = 0.4$ -, fijando los valores de $\cos \theta_z = 0.5$ y de $T_p = 15^\circ\text{C}$. Las curvas se trazan teniendo en cuenta las posibles combinaciones de los valores de los diversos parámetros. Estas curvas, como podemos observar, se encuentran dentro de los márgenes determinados por las desviaciones medias. Este hecho nos subraya el buen comportamiento del modelo.

A continuación analizamos el comportamiento de los modelos aplicados al cálculo de la radiación fotosintética global tanto en Granada como en Almería. Para este fin analizamos el comportamiento de cada modelo para cada localidad y para cada uno de los años en los que se dispone del conjunto completo de variables. Para la radiación fotosintética global, de este modo la prueba se hace con dos conjuntos completamente independientes de datos obtenidos en otra localidad y con dos conjuntos, también independientes, de datos medidos en la misma localidad en la que se han desarrollado los modelos.

En las Tablas IV.1, IV.2 y IV.3 mostramos los resultados del análisis estadístico de la estimación de la radiación fotosintética global a partir de los modelos. Incluimos en las tablas los valores de R , la pendiente b y la ordenada en el origen a , de la recta de regresión de la radiación fotosintética global medida, frente a la estimada con el modelo.

MODELOS	a ($\mu\text{E}/\text{m}^2\text{s}$)	b	R
Año 93			
Modelo 1	0.7	0.983	0.998
Modelo 2	-1.1	0.997	0.998
Modelo 3	0.4	0.985	0.998
Modelo 4	-2.0	0.991	0.998
Año 94			
Modelo 1	1.5	0.975	0.999
Modelo 2	-0.1	0.978	0.999
Modelo 3	2.0	0.975	0.999
Modelo 4	-0.2	0.979	0.999

Tabla IV.1: Modelos de Almería de eficiencia fotosintética global, prueba con datos de Almería.

En las dos primeras tablas presentamos los resultados obtenidos cuando se utilizan los modelos de Almería probándolos en Almería -Tabla IV.1- y en Granada -Tabla IV.2-. Se pone

de manifiesto en estas tablas el gran grado de correlación obtenido teniendo en cuenta los valores que presenta R , en todos los casos son iguales o superiores a 0.998. Las ordenadas en el origen son pequeñas y las pendientes son todas próximas a la unidad, siendo la desviación respecto a la recta 1:1 siempre inferior al 3 % para Almería y al 5 % para Granada.

MODELOS	a ($\mu\text{E}/\text{m}^2\text{s}$)	b	R
Año 94			
Modelo 1	16	0.957	0.999
Modelo 2	10	0.985	0.999
Modelo 3	16	0.956	0.999
Modelo 4	10	0.985	0.999
Año 95			
Modelo 1	11	0.960	0.999
Modelo 2	6.0	0.989	0.999
Modelo 3	11	0.959	0.999
Modelo 4	6.0	0.986	0.999

Tabla IV.2: Modelos de Almería de eficiencia fotosintética global, prueba con datos de Granada.

MODELOS	a ($\mu\text{E}/\text{m}^2\text{s}$)	b	R
Año 93			
Modelo 1	-10	1.017	0.998
Modelo 2	-24	0.998	0.997
Modelo 3	12	1.024	0.998
Modelo 4	-8.0	1.003	0.997
Año 94			
Modelo 1	-7.0	1.008	0.999
Modelo 2	-3.0	0.986	0.999
Modelo 3	-9.0	1.013	0.999
Modelo 4	5.0	0.989	0.999

Tabla IV.3: Modelos de Granada de eficiencia fotosintética global, prueba con datos de Almería.

Las Tablas IV.3 y IV.4 recogen los valores correspondientes a los modelos de Granada,

volviéndose a confirmar el buen ajuste con los datos experimentales para los diferentes conjuntos de datos. Las desviaciones de las pendientes en este caso se cifran inferiores al 3 % para Almería y al 1 % para Granada.

MODELOS	a ($\mu\text{E}/\text{m}^2\text{s}$)	b	R
Año 94			
Modelo 1	6.0	0.993	0.999
Modelo 2	6.0	0.994	0.999
Modelo 3	5.0	0.995	0.999
Modelo 4	5.0	0.996	0.999
Año 95			
Modelo 1	2.0	0.996	0.999
Modelo 2	2.0	0.996	0.999
Modelo 3	1.0	0.997	0.999
Modelo 4	1.0	0.997	0.999

Tabla IV.4: Modelos de Granada de eficiencia fotosintética global, prueba con datos de Granada.

En las Figuras IV.5 y IV.6 mostramos gráficamente los valores de la desviación media, *M.B.D.* y de la desviación cuadrática media, *R.M.S.D.* Estos valores los mostramos en tanto por ciento, teniendo en cuenta los valores medios experimentales obtenidos para el flujo fotosintético global. Estos son para Almería $1028 \mu\text{Em}^{-2}\text{s}$ y $952 \mu\text{Em}^{-2}\text{s}$ para los años 93 y 94, respectivamente; y para Granada $979 \mu\text{Em}^{-2}\text{s}$ para el año 94 y $931 \mu\text{Em}^{-2}\text{s}$ para el año 95.

En los modelos desarrollados en Almería los errores cuadráticos medios están en torno al 4 % y las desviaciones medias en torno al 2 %, siendo estas mayores en Almería durante el año 94 (Figura IV.5 a). En los resultados obtenidos con los datos de Granada, es importante señalar como los Modelos 2 y 4 presentan menores desviaciones (Figura IV.5 b). Por lo que podemos concluir que los modelos que mejor funcionan en Granada son aquellos más

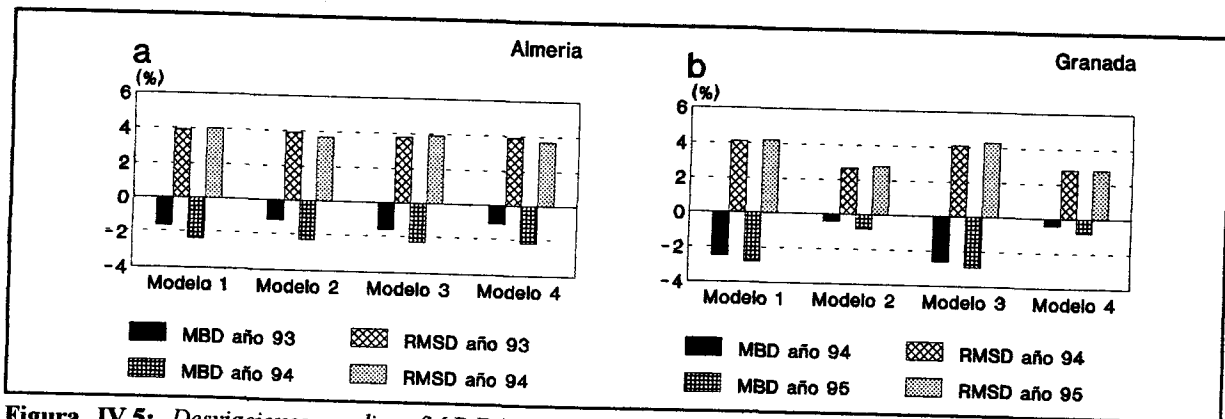


Figura IV.5: Desviaciones medias (M.B.D.) y desviaciones cuadráticas medias (R.M.S.D.) de los modelos desarrollados en Almería para el cálculo de la radiación fotosintética global: a) Aplicados a los datos de Almería; b) Aplicados a los datos de Granada.

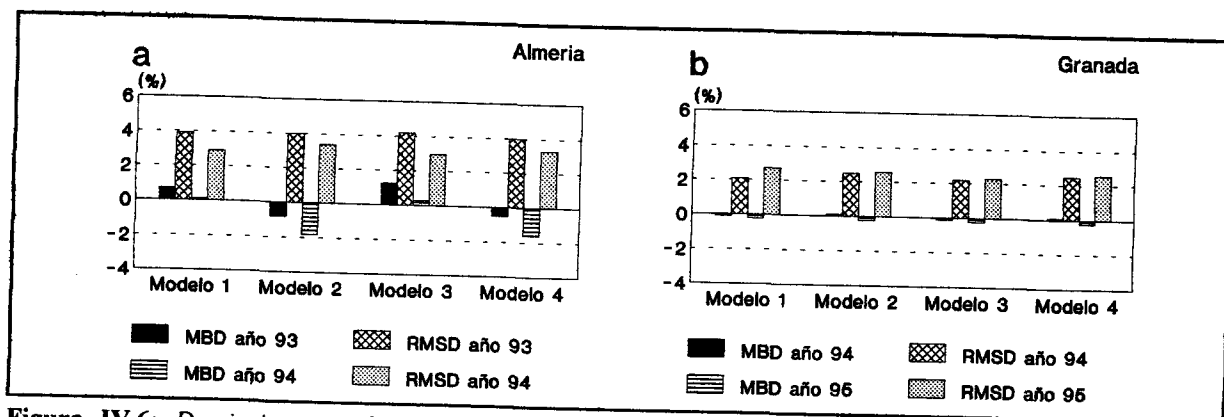


Figura IV.6: Desviaciones medias (M.B.D.) y desviaciones cuadráticas medias (R.M.S.D.) de los modelos desarrollados en Granada para el cálculo de la radiación fotosintética global: a) Aplicados a los datos de Almería; b) Aplicados a los datos de Granada.

simplificados, es decir, los modelos en los que hemos suprimido en la función la dependencia con la temperatura de punto de rocío, T_d , es decir, estos modelos resultan más apropiados para su extensión a otra localidad. La razón la podemos encontrar en las Figuras III.10, III.13, III.21, III.22, III.30 y III.31.

Podemos ver que existe una diferencia de comportamiento climático en términos de las temperaturas de punto de rocío entre las dos estaciones, que nos indica regímenes de humedades relativas diferentes, siendo en Almería mayor que en Granada el número de situaciones con

humedades relativas altas, también nos dan cuenta de que la humedad absoluta en Granada es menor que en Almería.

Si comparamos los coeficientes en las expresiones de los modelos obtenidos en Almería y Granada, se observa que son bastante similares. No obstante, aparece una diferencia en los coeficientes correspondientes al $\cos^2 \theta_z$ (Modelos 1 y 2) y al $\cos \theta_z$ (Modelos 3 y 4). En el caso de Almería los valores de dichos coeficientes son mayores que en el de Granada. Para la temperatura de punto de rocío, T_d , no existe diferencia en el valor de los coeficientes, aunque sí en el menor peso relativo de esta variable en la expresión del Modelo 3 de Granada, la función de este parámetro entra en el análisis multilineal en último lugar.

Si analizamos el comportamiento de los modelos desarrollados para Granada, se observa lo siguiente: al aplicar dichos modelos a los datos de Almería, el error cuadrático medio que obtenemos es del 4 % (año 93) y del 3 % (año 94), la desviación media es del 1 % en todos los casos (Figura IV.6 a). Por otra parte, con los datos de Granada, las desviaciones cuadráticas medias son inferiores siempre al 3% y las desviaciones medias son prácticamente despreciables (Figura IV.6 b). Este último resultado era de esperar, dado que los modelos se han desarrollado para los datos de Granada de los años 94 y 95, y después se han probado con los datos de cada año por separado. En todos los casos, los errores son menores al error experimental, por tanto al 5% (Capítulo III).

En las Figuras IV.7, IV.8, IV.9, IV.10, IV.11, IV.12, IV.13 y IV.14 mostramos la radiación fotosintética global estimada a partir de los modelos, frente a los resultados

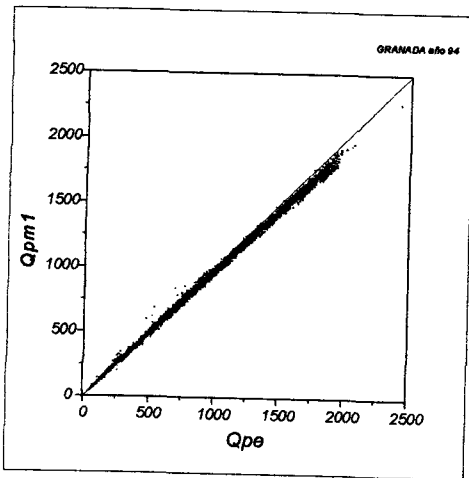


Figura IV.7: Modelo 1 de Q_p de Almería aplicado a los datos de Granada del año 94

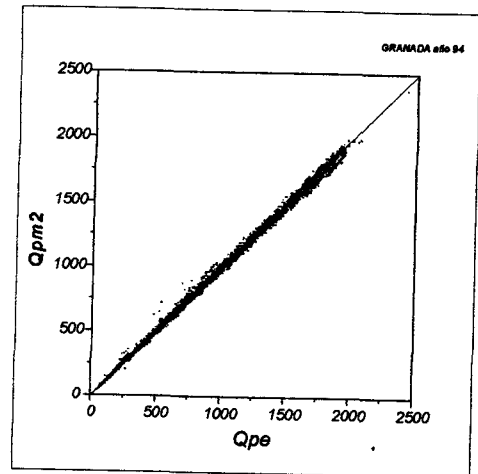


Figura IV.8: Modelo 2 de Q_p de Almería aplicado a los datos de Granada del año 94

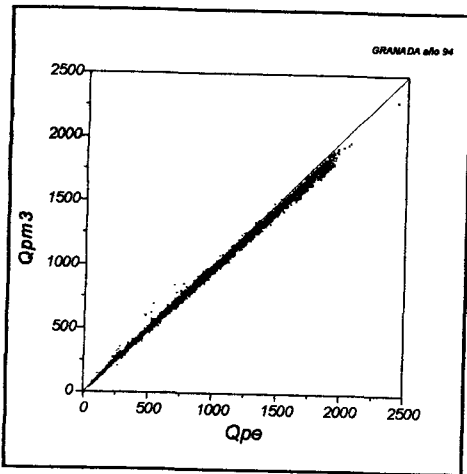


Figura IV.9: Modelo 3 de Q_p de Almería aplicado a los datos de Granada del año 94

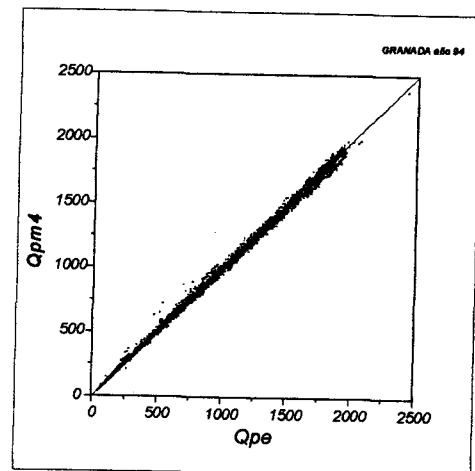


Figura IV.10: Modelo 4 de Q_p de Almería aplicado a los datos de Granada del año 94

experimentales. En todas las gráficas hemos dibujado la recta 1:1, para poder visualizar mejor las subestimaciones o sobreestimaciones de los mismos. Consideremos en primer lugar las Figuras IV.7, IV.8, IV.9 y IV.10. Representan el ajuste de los datos de Granada utilizando los modelos para Almería. Se puede observar como con los modelos 2 y 4 (Figuras IV.8 y IV.10), se obtiene una buena estimación para todo el rango de valores. En las Figuras IV.7 y IV.9 se manifiesta una subestimación del modelo respecto a los datos experimentales, para valores altos

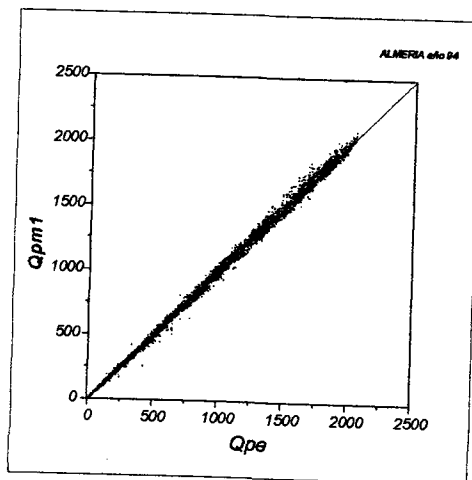


Figura IV.11: Modelo 1 de Q_p de Granada aplicado a los datos de Almería del año 94

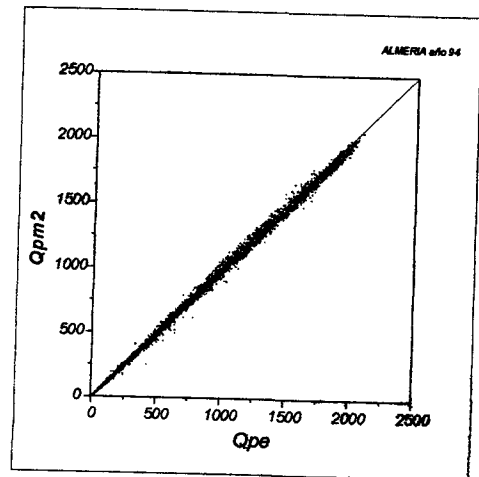


Figura IV.12: Modelo 2 de Q_p de Granada aplicado a los datos de Almería del año 94

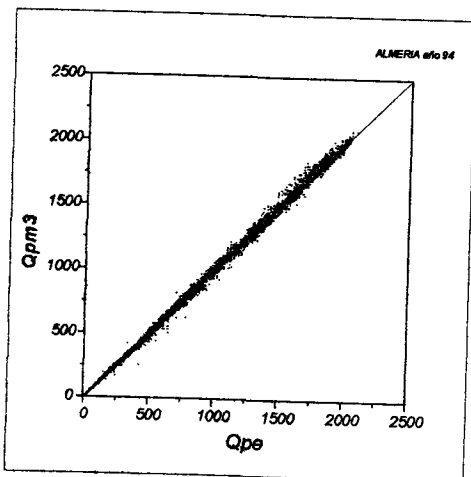


Figura IV.13: Modelo 3 de Q_p de Granada aplicado a los datos de Almería del año 94

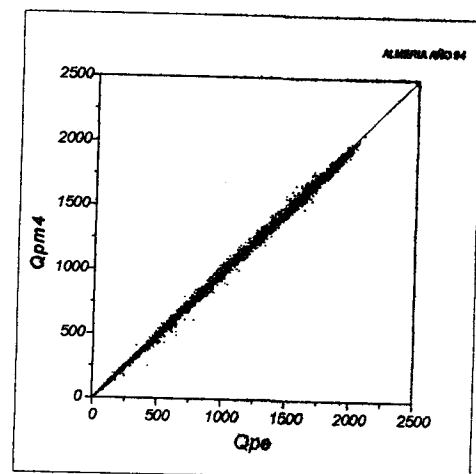


Figura IV.14: Modelo 4 de Q_p de Granada aplicado a los datos de Almería del año 94

de la radiación fotosintética global. Estos gráficos corresponden a los modelos en los que se utiliza dependencia con la temperatura de punto de rocío. De esto se concluye que las formulaciones que no incluyen la temperatura de punto de rocío son más apropiados para su extensión a otras localidades.

En segundo lugar, consideremos las Figuras IV.11, IV.12, IV.13 y IV.14, donde se muestran los datos de Almería ajustados por los modelos desarrollados para Almería. En todos

ellos se puede comprobar la buena estimación que el modelo hace de los datos. No obstante, se observa una mayor dispersión de los mismos respecto al caso anterior.

En cualquier caso es evidente que, a pesar de las influencias locales que afectan a los modelos empíricos, las variables elegidas permiten aplicar un modelo local a un lugar distinto, con resultados prácticamente equivalentes a los que se obtienen en el lugar para el que se ha desarrollado.

IV.2.2. Propuesta de un modelo único

Aunque según el apartado anterior, los modelos son empíricos y su formulación está condicionada a las características locales particulares, los resultados que se obtienen pueden ser aplicados a ambos lugares. Esto nos lleva a proponer establecer un modelo, que denominaremos *modelo único*, que pueda aplicarse con mayor independencia local. Este modelo lo obtenemos a partir de los modelos de Almería y Granada. Utilizando las mismas dependencias funcionales que en éstos. Los coeficientes que multiplican a cada una de las funciones, así como el término independiente se obtienen calculando el valor medio de los coeficientes correspondientes a los modelos de Almería y Granada. De esta forma obtenemos el modelo único correspondiente a cada uno de los modelos obtenidos para la eficiencia global:

Modelo 1:

$$Q_p/R_s = 1.786 - 0.196 \ln \epsilon - 0.212 \ln \Delta + 0.005 T_d + 0.057 \cos^2 \theta_z$$

Modelo 2:

$$Q_p/R_s = 1.840 - 0.203 \ln \epsilon - 0.209 \ln \Delta + 0.089 \cos^2 \theta_z$$

Modelo 3:

$$Q_p/R_s = 1.788 - 0.193 \ln k_t + 0.091 \cos \theta_z + 0.005 T_d$$

Modelo 4:

$$Q_p/R_s = 1.816 - 0.201 \ln k_t + 0.125 \cos \theta_z$$

MODELOS	a ($\mu\text{E}/\text{m}^2\text{s}$)	b	R
Año 93			
Modelo 1	-2.8	1.000	0.998
Modelo 2	-1.4	0.995	0.998
Modelo 3	-3.7	1.006	0.998
Modelo 4	-2.7	0.998	0.998
Año 94			
Modelo 1	1.9	0.988	0.998
Modelo 2	2.8	0.980	0.999
Modelo 3	0.3	0.993	0.999
Modelo 4	1.4	0.983	0.999

Tabla IV.5: Modelos únicos para la radiación fotosintética global, prueba con datos de Almería.

MODELOS	a ($\mu\text{E}/\text{m}^2\text{s}$)	b	R
Año 94			
Modelo 1	11	0.973	0.999
Modelo 2	7.5	0.991	0.999
Modelo 3	10	0.978	0.999
Modelo 4	6.3	0.994	0.999
Año 95			
Modelo 1	3.7	0.980	0.999
Modelo 2	0.2	0.995	0.999
Modelo 3	3.1	0.983	0.999
Modelo 4	-1.0	0.998	0.999

Tabla IV.6: Modelos únicos, prueba con datos de Granada.

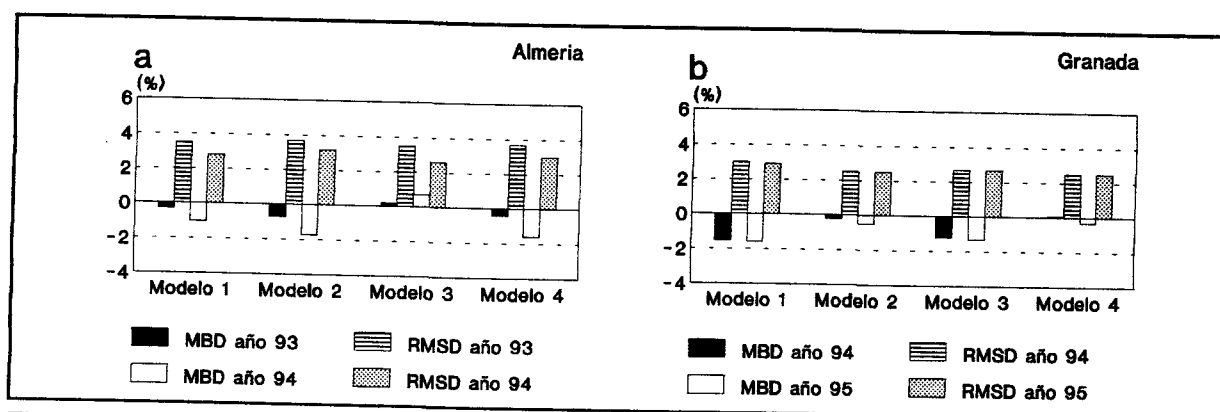


Figura IV.15: Desviaciones medias (M.B.D.) y desviaciones cuadráticas medias (R.M.S.D) de los modelos para el cálculo de la radiación fotosintética global: a) Aplicados a los datos de Almería; b) Aplicados a los datos de Granada.

Al analizar las Tablas IV.5 y IV.6 podemos comprobar cómo al utilizar este nuevo tipo de formulaciones se obtiene un buen ajuste de la radiación fotosintética global. En las pendientes se obtienen desviaciones inferiores al 2 % para los datos de Almería y al 3 % para los datos de Granada.

En la Figura IV.15 representamos por medio de diagramas de barras los valores de las desviaciones cuadráticas medias y de las desviaciones medias de los modelos frente a los valores experimentales de Almería y Granada. Se aprecia como las desviaciones cuadráticas medias están mayoría de los casos sobre el 1%. De esto concluimos que el modelo único es una buena opción para el cálculo de la radiación fotosintética global horaria en Granada y Almería.

A continuación recogemos, a modo de ejemplo, las gráficas en las que representamos los valores obtenidos por el *Modelo único 1*, frente a los valores experimentales correspondientes al en torno al 3% en todos los casos; las desviaciones medias no sobrepasan el 2%, quedando en la año 94 en ambas estaciones -Figuras IV.16, IV.17. Se observa como para

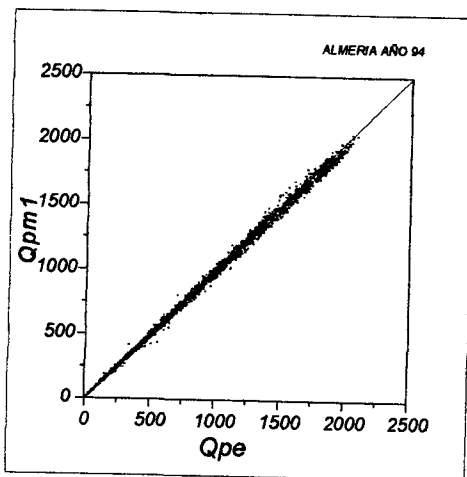


Figura IV.16: Modelo 1 único de Q_p aplicado a los datos de Almería del año 94

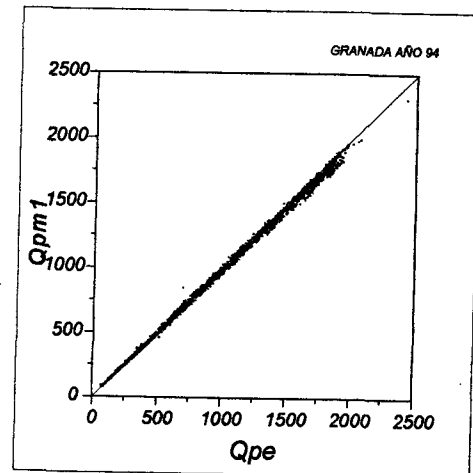


Figura IV.17: Modelo 1 único de Q_p aplicado a los datos de Granada del año 94

todo el rango de valores el modelo ajusta adecuadamente a los valores experimentales en ambas estaciones. No se aprecian diferencias en el comportamiento del modelo cuando se aplica a Granada con respecto a cuando se aplica a Almería.

IV.3. Modelos para la radiación fotosintética directa horaria

IV.3.1. Propuesta de modelos

Una vez obtenidos los modelos para la eficiencia global, nos proponemos modelizar la eficiencia fotosintética directa. Para lo cual nos planteamos analizar las dependencias de esta eficiencia con los parámetros elegidos. En las Figuras IV.18 y IV.19 se muestra la eficiencia fotosintética directa en función de los parámetros ϵ , Δ , $\cos\theta_z$ y T_d . Se han agrupado los datos

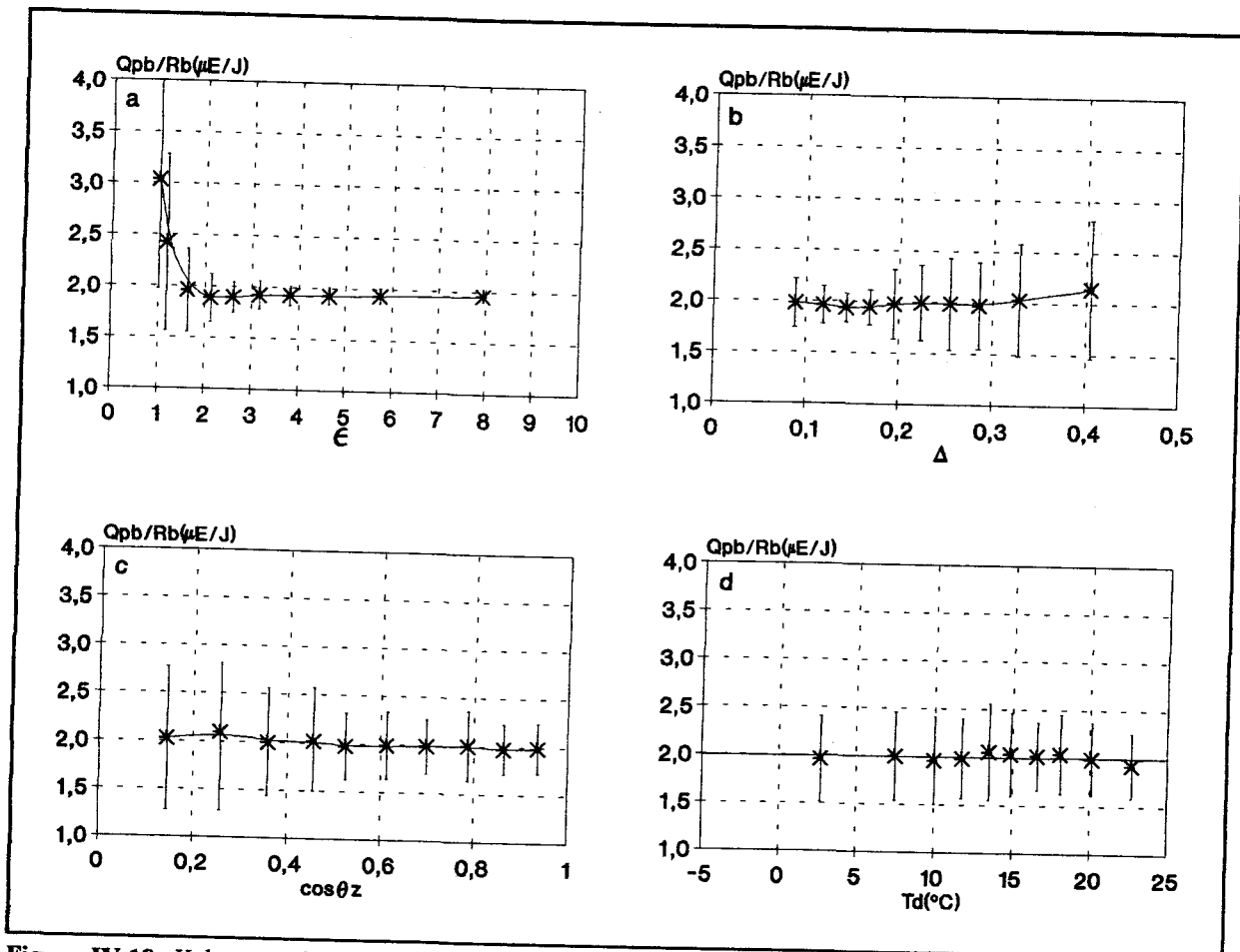


Figura IV.18: Valores medios y desviación estadística de Q_{pb}/R_b , para intervalos del 10% de las variables: a) ϵ ; b) Δ ; c) $\cos\theta_z$; d) T_d . Datos Almería años 93 u 94.

experimentales en intervalos del 10% en cada una de las variables. Se recogen los valores medios de cada uno de los intervalos y las desviaciones estadísticas respecto al valor medio, para Almería y Granada. De nuevo pretendemos tomar como punto de partida el tipo de dependencias que nos sugieren estas representaciones, para obtener los modelos empíricos para la eficiencia fotosintética directa. Volvemos a destacar el nivel de dispersión de los datos. Para esta eficiencia podemos señalar un hecho singular en la dependencia con ϵ , la dispersión disminuye al aumentar este parámetro, es decir, conforme nos acercamos a las situaciones de cielos despejados. Esto nos indica la fuerte dependencia en estas circunstancias de la eficiencia fotosintética directa con este parámetro. Para valores bajos de ϵ (aumento de la nubosidad) se obtienen los valores

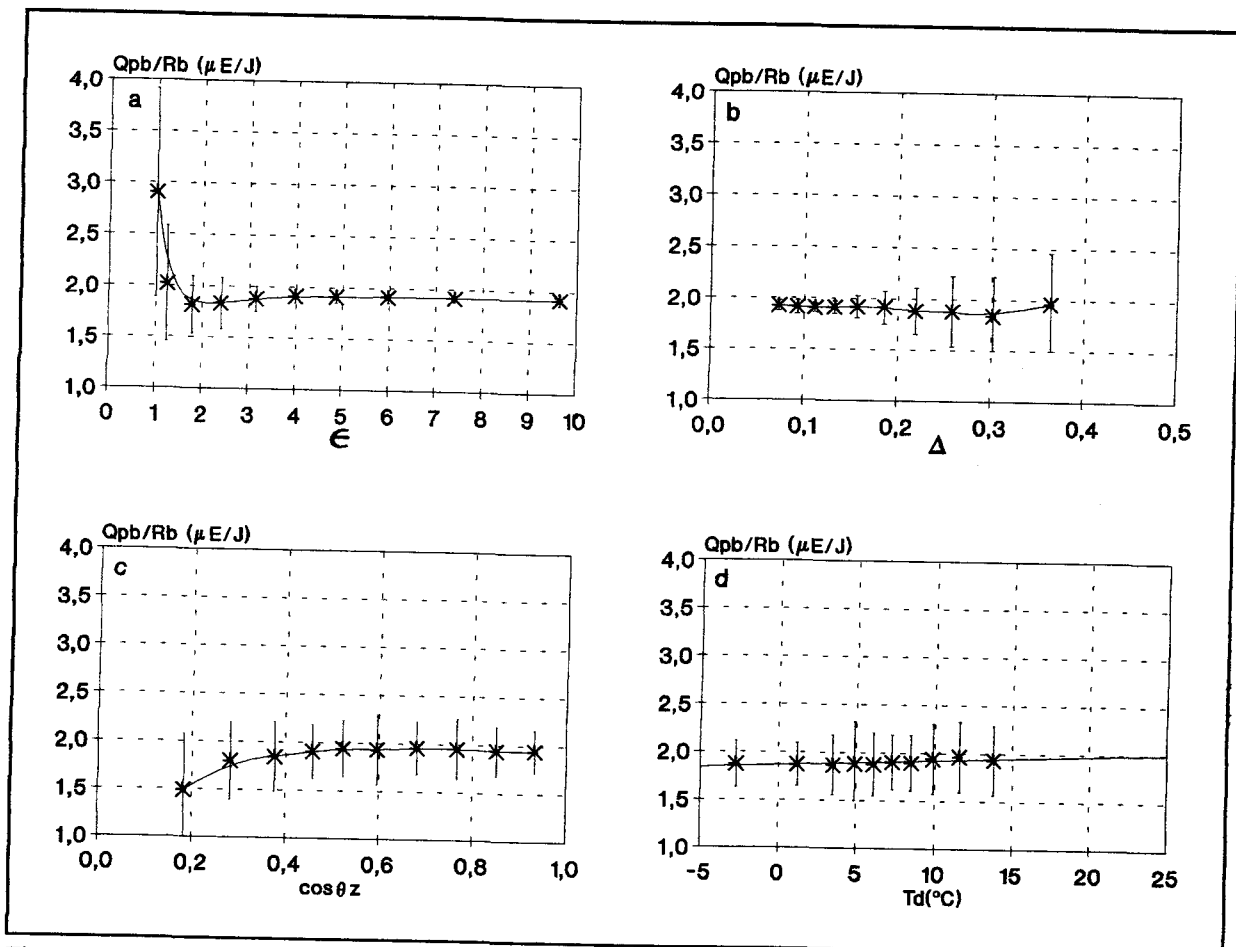


Figura IV.19: Valores medios y desviación estadística de Q_{pb}/R_b , para intervalos del 10% de las variables: a) ϵ ; b) Δ ; c) $\cos \theta_z$; d) T_d . Datos Granada años 94 y 95.

máximos de eficiencia. Esto es debido a que cuando mayor es la nubosidad, existe una mayor atenuación en las longitudes de onda larga, lo que genera un nivel menor de irradiancia solar directa respecto a la radiación fotosintéticamente activa directa. Hay que señalar que en esta situación de cielos muy nubosos las componentes directas de los flujos son muy pequeñas. Pérez et al (1990) al estudiar la eficiencia luminosa y su dependencia con ϵ obtiene resultados parecidos a los nuestros, ya que los valores bajos de ϵ se corresponden con valores altos para la eficiencia luminosa con una dispersión también alta. En cuanto a la dependencia con Δ , la eficiencia fotosintética directa presenta una dependencia casi lineal, aunque con gran dispersión en torno al valor medio para valores intermedios y altos de esta variable. Las situaciones en las

que se combinan valores bajos de Δ y valores altos de ϵ -cielos despejados y limpios- como pueden observarse dan lugar a eficiencias directas bajas. En esta situación el fenómeno que predomina es la dispersión de Rayleigh que es más eficaz para las longitudes de onda del visible. Valores altos de Δ y bajos de ϵ son característicos de los cielos cubiertos con nubes translucidas, en estas condiciones la extinción de la radiación directa alcanza un nivel alto, siendo para todo el espectro mayor que para la región del visible. En lo que podríamos considerar condiciones intermedias, $1.5 < \epsilon < 3$, observamos que se alcanzan los valores medios más bajos de la eficiencia. Estas situaciones corresponden a cielos parcialmente cubiertos o a condiciones de turbiedad alta. En estas circunstancias la extinción de longitudes de onda corta es más eficaz que la correspondiente a longitudes de onda largas, este hecho se observa en el análisis del capítulo anterior.

La dependencia con $\cos \theta_z$ y con T_a presenta también un alto grado de dispersión. Existe un comportamiento diferente entre Almería y Granada para valores bajos del coseno del ángulo cenital. Granada presenta una disminución de la eficiencia acusada, mientras que para Almería esta disminución es casi inexistente. La explicación podemos buscarla en la existencia de dos fenómenos: la absorción de longitudes de onda larga producida por las brumas, y la dispersión de longitudes de onda corta debida al aumento de masa óptica. En el caso de Almería, estos dos efectos se compensan, hecho que no ocurre en Granada, ya que aunque en las horas extremas del día durante los meses de invierno se pueden presentar condiciones de niebla, éstas son menos frecuentes durante el resto del año (Capítulo III). Podemos considerar que la dependencia con $\cos \theta_z$ y T_a es de tipo residual.

A partir de análisis de las Figuras IV.18 y IV.19 se hacen diversas propuestas de dependencias funcionales para los cuatro parámetros. Los mejores resultados - teniendo en cuenta el coeficiente de correlación-, se obtienen al utilizar las siguientes dependencias: para ϵ se utiliza la función exponencial $-\exp(-5\epsilon)$ -; para Δ la dependencia lineal y para el $\cos\theta_z$ una función polinómica de segundo grado. No aparece dependencia con la temperatura de punto de rocío, T_d .

Con los datos de Almería el modelo que se obtiene es el siguiente:

$$Q_{qb}/R_b = 2.087 + 196.14\exp(-5\epsilon) - 0.589\Delta + 0.350\cos\theta_z^2 - 0.390\cos\theta_z$$

$$R = 0.610$$

El modelo obtenido con los datos de Granada es:

$$Q_{qb}/R_b = 1.615 + 136.91\exp(-5\epsilon) + 0.760\cos\theta_z - 0.271\Delta - 0.401\cos\theta_z^2$$

$$R = 0.655$$

Podemos observar que los coeficientes de correlación son algo más bajos que los obtenidos en el apartado (IV.2.1) para la eficiencia global. En este sentido debemos tener en cuenta que la eficiencia fotosintética directa, es un término que presenta un comportamiento más irregular (Capítulo III) y que en nuestras estaciones no se miden directamente las componentes directas de los flujos radiativos, sino que se calcula a partir de las componentes global y difusa. Las expresiones son más compleja que las obtenidas para la eficiencia fotosintética global. Los modelos calculados para cada localidad mantienen las mismas dependencias funcionales en

ambos lugares. Aunque existen cambios en los signos de algunos de los coeficientes que multiplican a las funciones, estos son los coeficientes del $\cos\theta_z$ y del $\cos\theta_z^2$. Otra diferencia entre las expresiones de los modelos está relacionada con el peso de cada variable en el ajuste multilíneal. Como ya señalamos el orden en el que escribimos las variables pone de manifiesto su importancia en el análisis. Estos hechos nos vuelven a indicar que los modelos empíricos presentan una dependencia local.

IV.3.2. Prueba de modelos

Para estudiar la validez de los modelos en este apartado los aplicaremos para calcular la radiación fotosintética directa en Granada y Almería, dividiendo las bases por años. Contamos, en este caso, con dos conjuntos de datos independientes obtenidos en un lugar diferente al lugar de su desarrollo de los modelos y con dos subconjuntos del conjunto usado para el desarrollo. En las Tablas IV.7, IV.8, IV.9 y IV.10; y en la Figura IV.20 resumimos los resultados de los análisis estadísticos de cada uno de los modelos.

MODELO	a ($\mu\text{E}/\text{m}^2\text{s}$)	b	R
Año 93	-0.1	1.008	0.991
Año 94	1.0	0.996	0.994

Tabla IV.7: Modelo de eficiencia fotosintética directa de Almería, prueba con datos de Almería.

MODELO	a ($\mu\text{E}/\text{m}^2\text{s}$)	b	R
Año 94	14	0.986	0.995
Año 95	1.0	0.998	0.995

Tabla IV.8: Modelo de eficiencia fotosintética directa de Almería, prueba con datos de Granada

En las tablas recogemos los valores de la pendiente, de la ordenada en el origen y de R . Las dos primeras tablas -Tablas IV.7 y IV.8- recogen la información que se refiere al modelo de Almería. Para todas las pruebas realizadas con dicho modelo las ordenadas en el origen son prácticamente despreciables y los valores de R son del mismo orden que los obtenidos para los modelos de global. En cuanto a las pendientes de las rectas de ajuste, las desviaciones que presentan frente a la recta de pendiente unidad está en torno al 1 %.

MODELO	a ($\mu\text{E}/\text{m}^2\text{s}$)	b	R
Año 93	-9.0	1.017	0.992
Año 94	-7.0	1.000	0.995

Tabla IV.9: Modelo de eficiencia fotosintética directa de Granada, prueba con datos de Almería

MODELO	a ($\mu\text{E}/\text{m}^2\text{s}$)	b	R
Año 94	6.0	0.995	0.997
Año 95	-7.0	1.002	0.996

Tabla IV.10: Modelo de eficiencia fotosintética directa de Granada, prueba con datos de Granada

En las Tablas IV.9 y IV.10 tenemos los valores correspondientes al modelo de Granada, podemos comprobar como de nuevo el modelo presenta un alto grado de correlación al utilizarlos para el cálculo de la radiación fotosintética directa. Las pendientes de las rectas de ajuste tienen desviaciones en torno al 1 %, para todos los casos. Coincidiendo este resultado con el obtenido para Almería.

En la Figura IV.20, recogemos la información referente a las desviaciones estadísticas de los modelos en tanto por ciento. Los valores medios para la radiación fotosintética directa son

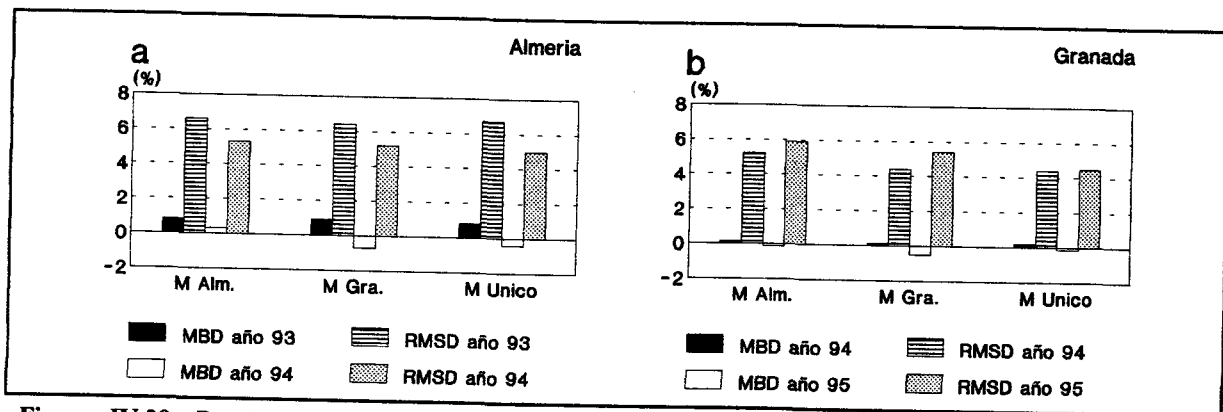


Figura IV.20: Desviaciones medias (M.B.D.) y desviaciones cuadráticas medias (R.M.S.D.) de los modelos desarrollados en Almería (M.Alm), en Granada (M.Gra) y único (M.Unico) para el cálculo de la radiación fotosintética directa: a) Aplicados a los datos de Almería; b) Aplicados a los datos de Granada.

para Almería $1019 \mu\text{Em}^{-2}\text{s}^{-1}$ (año 93) y $995 \mu\text{Em}^{-2}\text{s}^{-1}$ (año 94), y para Granada $917 \mu\text{Em}^{-2}\text{s}^{-1}$ (año 94) y $927 \mu\text{Em}^{-2}\text{s}^{-1}$ (año 95).

Respecto a los errores obtenidos, se observa que la desviación cuadrática media es inferior al 6.5 %, mientras la desviación media no supera el 1 %, en ambos lugares (Figura IV.20). Los errores son ligeramente mayores a los obtenidos con los modelos desarrollados para la componente global. De todas formas, el error del modelo queda por debajo del límite impuesto por los errores experimentales.

En la Figura IV.21 representamos el modelo de Almería aplicado a los datos de Granada (año 94). En la Figura IV.22 representamos el ajuste para los datos de Almería (año 94) del modelo de Granada. La dispersión que se observa en la nube de puntos de las gráficas es mayor que en los casos de la radiación fotosintética global. Los puntos tienen una distribución bastante simétrica respecto a la recta 1:1. Esto se traduce en que las desviaciones medias son pequeñas, en cambio, las desviaciones cuadráticas son algo mayores (Figura IV.20). Hemos elegido

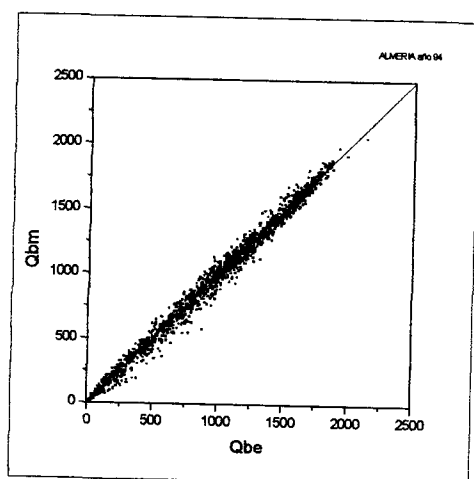


Figura IV.21: Modelo de Q_{pb} de Almería aplicado a los datos de Granada del año 94

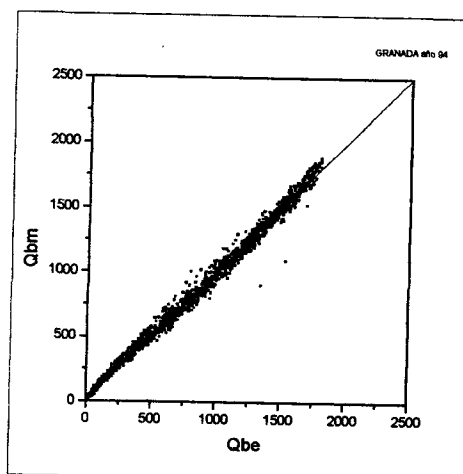


Figura IV.22: Modelo de Q_{pb} de Granada aplicado a los datos de Almería del año 94

estas visualizaciones para mostrar cómo en los casos más extremos, modelos probados para una base de datos de otra localidad, el comportamiento estos modelos es satisfactorio para todo el rango de valores de la radiación.

Podemos concluir que los modelos son válidos para el cálculo de la componente directa de la radiación fotosintética. Subrayamos como la elección de los cuatro parámetros ya citados nos ofrece la posibilidad de determinar la componente directa de la radiación fotosintética dentro de un margen de error menor al experimental. Esto nos ofrece un camino adecuado para calcular esta componente sin tener que medirla. Además, con los resultados de las pruebas de los modelos para diferente localidad a la de su desarrollo podemos confirmar al igual que con la componente global, se puede utilizar de forma válida para realizar cálculos en otros lugares diferentes a los de su desarrollo.

IV.3.3. Propuesta de un modelo único

Después de los resultados obtenidos en los análisis anteriores nos planteamos, como en el caso de la radiación fotosintética global, la posibilidad de desarrollar un modelo único para ambas estaciones. Los coeficientes que multiplican a las variables se calculan a partir de los valores medios de los coeficientes correspondientes de los modelos de Almería y Granada. Así se obtiene el modelo siguiente:

$$Q_{qb}/R_b = 1.851 + 166.53 \exp(-5\epsilon) - 0.430\Delta + 0.185 \cos \theta_z - 0.026 \cos^2 \theta_z$$

Seguimos el mismo camino que en los casos anteriores para comprobar la validez del modelo. En la Figura IV.20 mostramos los valores de las desviaciones tanto media como cuadrático media de este modelo. Al comparar estos valores con los obtenidos con los modelos locales, se puede ver como son del mismo orden de magnitud. A pesar de las diferencias locales, el uso de los parámetros elegidos ofrecen la posibilidad de obtener modelos empíricos fácilmente aplicables a localidades con características climáticas diferentes.

En las Tablas IV.11 y IV.12 se manifiesta a través de los valores de a , b y R que el ajuste que se obtiene utilizando el modelo único es tan óptimo como el del modelo propio aplicado a la determinación de la radiación directa para el mismo lugar al de su desarrollo.

MODELO	a ($\mu\text{E}/\text{m}^2\text{s}$)	b	R
Año 93	-3.0	1.011	0.992
Año 94	0.0	0.996	0.995

Tabla IV.11: Modelo único de eficiencia fotosintética directa, prueba con datos de Almería

MODELO	a ($\mu\text{E}/\text{m}^2\text{s}$)	b	R
Año 94	10	0.991	0.997
Año 95	-3.0	1.003	0.997

Tabla IV.12: Modelo único de eficiencia fotosintética directa, prueba con datos de Granada

Mostramos en las Figuras IV.23 y IV.24 los valores estimados con este modelo frente a los valores experimentales para el año 94 en Almería y Granada. Podemos ver como los datos están distribuidos de una forma casi simétrica con respecto a la recta 1:1. La dispersión de los datos es mayor en Almería (Figura IV.23) que en Granada (Figura IV.24), para todo el rango de valores. Se aprecia para valores altos de la radiación fotosintética directa una pequeña sobreestimación de los resultados del modelo único al aplicarlo a Granada.

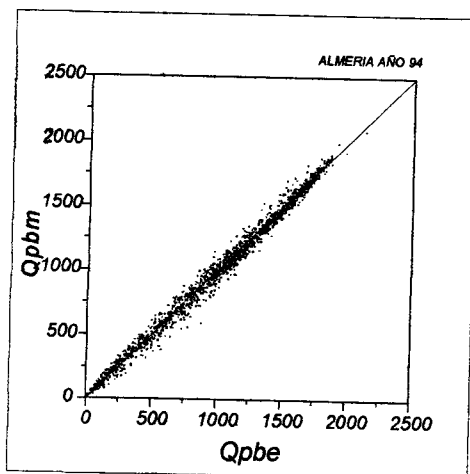


Figura IV.23: Modelo único de Q_{pb} aplicado a los datos de Almería del año 94

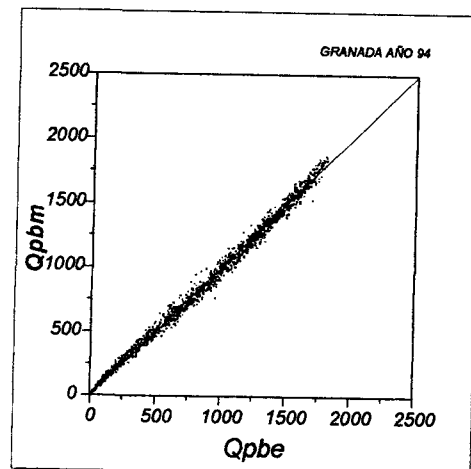


Figura IV.24: Modelo de Q_{pb} único aplicado a los datos de Granada del año 94

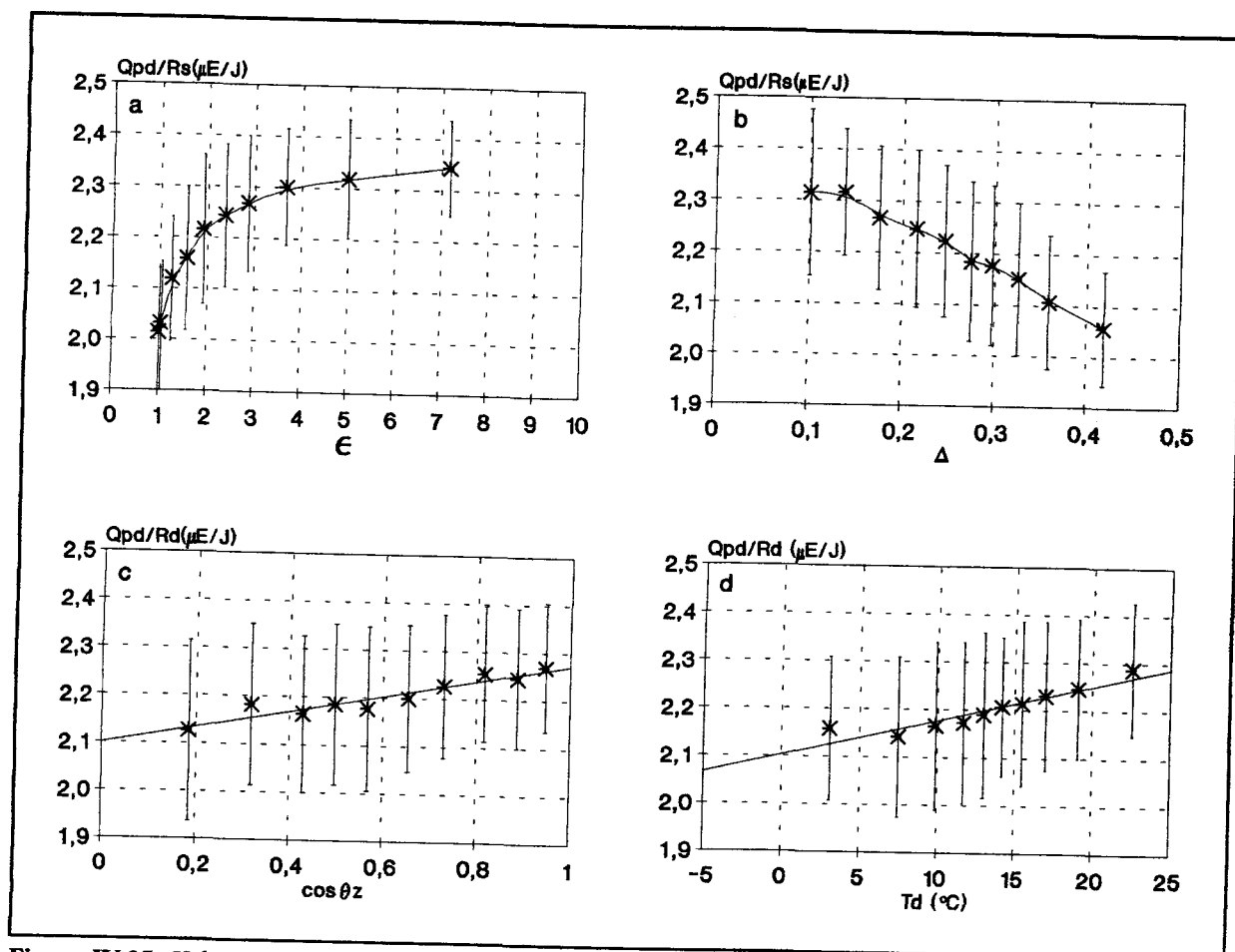


Figura IV.25: Valores medios y desviación estadística de p_d/R_D , para intervalos del 10% de las variables: a) ϵ ; b) Δ ; c) $\cos \theta_z$; d) T_d . Datos Almería años 93 y 94.

IV.4. Modelos para la radiación fotosintética difusa horaria

IV.4.1. Propuesta de modelos

Por último, procedemos a la formulación de un conjunto de modelos para la eficiencia fotosintética difusa. Para ello, seguimos un camino análogo al descrito para los casos anteriores. A partir de las Figuras IV.25 y IV.26 analizamos la dependencia de la eficiencia fotosintética difusa con cada uno de los parámetros ϵ , Δ , $\cos \theta_z$ y T_d , los datos se presentan agrupados en

intervalos del 10% para cada una de las variables. Las dependencias funcionales que se deducen de dichas representaciones las tomamos como punto de partida para los modelos empíricos.

Las Figuras IV.25 y IV.26 muestran niveles de dispersión de los datos frente a cada uno de los parámetros mayores que los que se observa para los casos de las componentes global y directa de la radiación fotosintética. Las desviaciones medias son altas en todas las variables y en todo el rango de cada variable. Las dependencias más marcadas son las de la eficiencia difusa con los parámetros ϵ y Δ , en los análisis de las componentes de la eficiencia fotosintética se ha puesto de manifiesto el peso relativo de estas dos variables. El comportamiento de la eficiencia difusa frente al parámetro de claridad, ϵ , difiere del encontrado para las otras componentes. Para valores bajos de ϵ se produce, como ya hemos señalado en el Capítulo III, un aumento en la proporción de radiación difusa, este aumento del fenómeno dispersivo afecta más a las longitudes de onda visible, que sufre un proceso de extinción más acusado. Esto produce la disminución de la eficiencia fotosintética difusa tal y como se muestra en las Figuras IV.25 a) y IV.26 a). En cuanto a la dependencia con el parámetro de brillo, Δ , la eficiencia difusa disminuye con esta variable.

Si tomamos de forma conjunta los parámetros ϵ y Δ , podemos ver los efectos que producen en la eficiencia difusa las combinaciones de distintas parejas de valores de dichos parámetros. Así valores altos de ϵ y bajos de Δ , dan lugar a cielos donde la eficiencia difusa adquiere valores altos, -Figuras IV.25 a), b) y IV.26 a), b)- En cambio los valores bajos de ϵ combinados con valores altos Δ , cielos cubiertos con nubes translucidas, dan lugar a una proporción menor de componente difusa de fotosintética con respecto a la correspondiente a

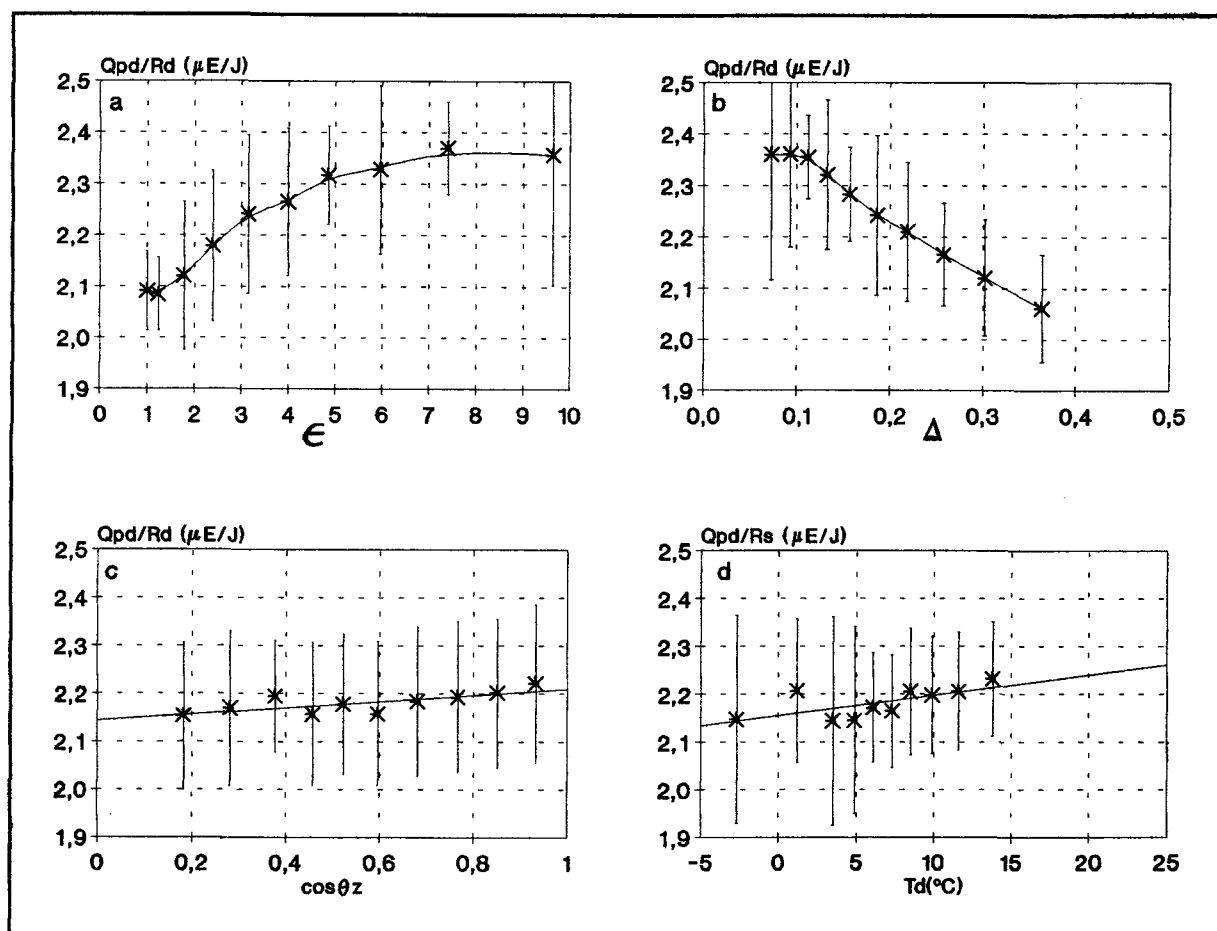


Figura IV.26: Valores medios y desviación estadística de Q_{pd}/R_d para intervalos del 10% de las variables: a) ϵ ; b) Δ ; c) $\cos \theta_z$; d) T_d . Datos Granada años 94 y 95.

todo el espectro.

La dependencia con $\cos \theta_z$ es más fuerte que en el caso de la eficiencia global. Al aumentar la masa óptica -disminución en $\cos \theta_z$, disminuye la eficiencia fotosintética difusa. La eficiencia aumenta con la temperatura de punto de rocío, T_d -Figuras IV.25 d) y IV.26 d)- debido a la absorción por vapor de agua, ésta es más intensa para las longitudes de onda largas.

Después del análisis de las dependencias con las variables, pasamos al desarrollo de los modelos empíricos para Almería y para Granada. Aplicamos el análisis multilineal paso a paso,

teniendo en cuenta las tendencias mostradas en las Figuras IV.25 y IV.26. Los mejores resultados del análisis se obtienen con las siguientes dependencias: para ϵ la logarítmica $\ln\epsilon$, para Δ , utilizamos la dependencia en dos términos uno lineal, Δ , y otro cuadrático, Δ^2 ; para $\cos\theta_z$ la dependencia lineal; para T_d , la cuadrática. Como en los modelos de las componentes ya descritas, las dependencias en ambos lugares son iguales para los modelos. Los modelos de Almería son:

Modelo 1: Tomando las dependencias ya indicadas se obtiene la expresión

$$Q_{pd}/R_d = 2.074 - 2.743\Delta^2 + 0.0003T_d^2 + 0.093\ln\epsilon + 0.910\Delta - 0.021\cos\theta_z$$

$$R=0.741$$

Modelo 2: Una vez desarrollado el modelo 1, nos planteamos, al igual que hicimos en la eficiencia global, el desarrollo de un modelo más simplificado, válido para aquellas estaciones en las que no haya información sobre la temperatura de punto de rocío. Se obtienen es este caso

$$Q_{qd}/R_d = 2.060 - 3.176\Delta^2 + 0.093\ln\epsilon + 1.204\Delta - 0.026\cos\theta_z$$

$$R = 0.715$$

Los coeficientes de correlación son más altos que los obtenidos para la eficiencia directa. Cómo podemos observar a pesar de la sencillez de las expresiones logramos modelos con un grado alto de correlación. Esto nos vuelve a confirmar que la selección de estimadores ha sido apropiada.

Los modelos para Granada son:

Modelo 1:

$$Q_{qd}/R_d = 2.450 - 1.460\Delta + 0.0005T_d^2 + 0.071\ln\epsilon - 0.119\cos\theta_z + 1.232\Delta^2$$

$$R = 0.770$$

Modelo 2:

$$Q_{qd}/R_d = 2.472 - 1.355\Delta + 0.062\ln\epsilon - 0.104\cos\theta_z + 1.001\Delta^2$$

$$R = 0.742$$

Al comparar los modelos desarrollados para Granada con los desarrollados para Almería se observa que el valor de R es mayor para el primer conjunto de modelos. Las dependencias funcionales son idénticas, pero difieren en el peso que le otorga el análisis multilineal, que como ya hemos indicado en nuestras expresiones lo indicamos por medio de la posición en la que escribimos los parámetros en las formulas de los modelos. Los signos de los coeficientes que multiplican a los términos en Δ y Δ^2 son diferentes en cada lugar. Las diferencias dentro del paralelismo existente entre ambos conjuntos de modelos, manifiesta la dependencia de los modelos empíricos con el lugar para el que se han desarrollado.

IV.4.2. Prueba de los modelos

Pasamos a la determinación del grado de validez de los modelos desarrollados para Almería y Granada. Tomamos para ello los dos conjuntos de datos de localidad distinta a la del

desarrollo del modelo y los dos subconjuntos de datos pertenecientes al conjunto total usado en el desarrollo del modelo. En las Tablas IV.13, IV.14, IV.15 y IV.16, se muestran los resultados del análisis de la regresión para el cálculo de la radiación fotosintética difusa, a partir de los modelos.

MODELOS	a ($\mu\text{E}/\text{m}^2\text{s}$)	b	R
Año 93			
Modelo 1	3.0	1.009	0.990
Modelo 2	11	0.962	0.989
Año 94			
Modelo 1	7.0	1.000	0.995
Modelo 2	15	0.946	0.993

Tabla IV.13: Modelos de eficiencia fotosintética difusa de Almería, prueba con datos de Almería

MODELOS	a ($\mu\text{E}/\text{m}^2\text{s}$)	b	R
Año 94			
Modelo 1	-12	1.045	0.996
Modelo 2	-8.0	1.031	0.995
Año 95			
Modelo 1	-5.0	1.026	0.996
Modelo 2	-1.0	1.006	0.995

Tabla IV.14: Modelos de eficiencia fotosintética difusa de Almería, prueba con datos de Granada

Las Tablas IV.13 y IV.15 muestran los valores de la pendiente y ordenada en el origen de la recta de ajuste para la prueba con dos subconjuntos de datos que pertenecen a la estación radiométrica del lugar para el que se han desarrollado los modelos. En ellas podemos observar como para el modelo 1 en Granada y Almería las pendientes se obtienen con una desviación inferior al 1 % con respecto a la recta 1:1. Para el modelo 2, la desviación de las pendientes es

un poco mayor, siendo inferior al 5 %, para el modelo de Almería, e inferior al 3 % para el de Granada.

MODELOS	a ($\mu\text{E}/\text{m}^2\text{s}$)	b	R
Año 93			
Modelo 1	0	1.017	0.990
Modelo 2	5	0.972	0.990
Año 94			
Modelo 1	13	0.988	0.995
Modelo 2	22	0.923	0.993

Tabla IV.15: Modelos de eficiencia fotosintética difusa de Granada, prueba con datos de Almería

Las pruebas con datos independientes al lugar de desarrollo de los modelos se muestran en las Tablas IV.14 y IV.16. A pesar de las características locales que presentan los modelos, los resultados confirman la aplicabilidad de estos modelos a lugares diferentes a los del desarrollo de los mismos.

MODELOS	a ($\mu\text{E}/\text{m}^2\text{s}$)	b	R
Año 94			
Modelo 1	2.0	0.997	0.996
Modelo 2	0.0	1.001	0.996
Año 95			
Modelo 1	7.0	0.983	0.996
Modelo 2	9.0	0.976	0.996

Tabla IV.16: Modelos de eficiencia fotosintética difusa de Granada, prueba con datos de Granada

En la Figura IV.27 representamos los errores medios y cuadráticos medios en tanto por ciento, para ello tenemos en cuenta los valores medios experimentales de la radiación fotosintética difusa, para Almería son $468 \mu\text{E}/\text{m}^2\text{s}$ y $448 \mu\text{E}/\text{m}^2\text{s}$ para los años 93 y 94,

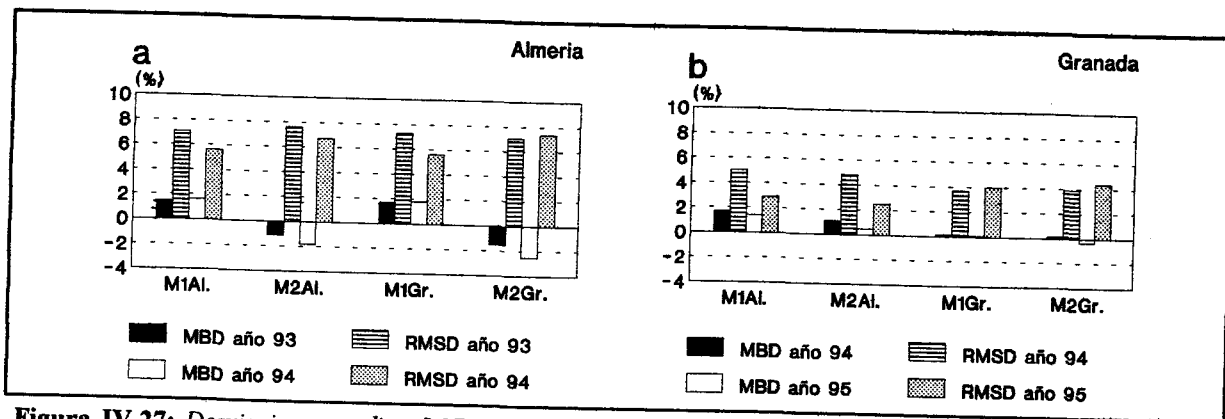


Figura IV.27: Desviaciones medias (M.B.D.) y cuadráticas medias (R.M.S.D.) de los modelos desarrollados en Almería (M1AL, M2AL) y en Granada (M1Gr, M2Gr) para el cálculo de la radiación fotosintética difusa: a) Aplicados a los datos de Almería; b) Aplicados a los datos de Granada.

respectivamente y para Granada $457 \mu\text{Em}^{-2}\text{s}$ y $430 \mu\text{Em}^{-2}\text{s}$, para los años 94 y 95.

A pesar de la simplicidad de estos modelos es bueno el resultado que se obtiene a la hora de utilizarlos para el cálculo de la radiación fotosintética difusa. Para Almería la desviación cuadrática media está entre el 6 % y el 7%, y la desviación media en torno al 2%. Aunque la dispersión de los datos es mayor que la obtenida para los modelos para la componente global, podemos afirmar que son perfectamente aplicables para el cálculo de radiación fotosintética difusa. En Granada la desviación cuadrática media se encuentra entre el 4% y el 5 %, y las desviaciones medias son ligeramente inferiores a las obtenidas en Almería. El hecho de que los valores de las desviaciones medias sean tan bajos, nos indica que las fluctuaciones entre los valores medidos y los calculados tienden a compensarse. Comparando los resultados en uno y otro lugar, vemos como los datos de la estación de Granada presentan una menor dispersión, lo que se traduce en menores desviaciones cuadráticas medias. Se comprueba, teniendo en cuenta los resultados, como nos movemos en los márgenes establecidos por los errores instrumentales.

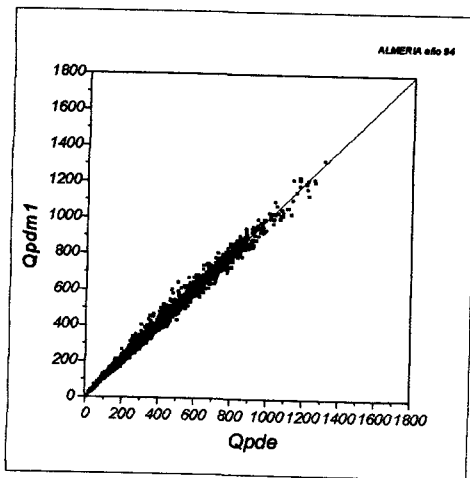


Figura IV.28: Modelo 1 de p_d de Granada aplicado a los datos de Almería del año 94

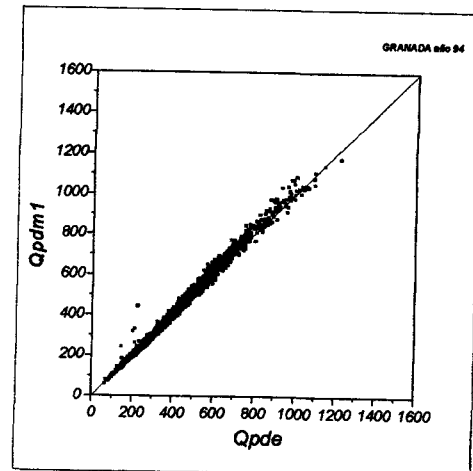


Figura IV.29: Modelo 1 de p_d de Almería aplicado a los datos de Granada del año 94

En las Figuras IV.28 y IV.29, se representan los valores estimados con el Modelo 1 desarrollado para Almería y para Granada, frente a los valores experimentales del año 94 en Granada y en Almería, respectivamente. Si estudiamos estas gráficas junto a la Figura IV.27 y los valores mostrados en las Tablas IV.15 y IV.16, volvemos a confirmar la simetría en las nubes de puntos. Encontramos una mayor dispersión en el rango de valores intermedios.

Tras el estudio realizado, confirmamos la posibilidad que nos ofrecen nuestros modelos locales para calcular la radiación fotosintética difusa con independencia del lugar en el que se han desarrollado.

IV.4.3. Propuesta de un modelo único

Proponemos el cálculo de un modelo único, siguiendo el mismo esquema que el establecido para los modelos de las componentes global y directa. Este modelo tiene como

coeficientes de las funciones de los parámetros la media de los coeficientes obtenidos para los modelos correspondientes de Almería y de Granada.

Los modelos así obtenidos son:

Modelo 1:

$$Q_{qd}/R_d = 2.262 - 0.756\Delta^2 + 0.0004T_d^2 + 0.082\ln\epsilon - 0.275\Delta - 0.070\cos\theta_z$$

Modelo 2:

$$Q_{qd}/R_d = 2.266 - 1.088\Delta^2 + 0.078\ln\epsilon - 0.076\Delta - 0.065\cos\theta_z$$

En la Figura IV.30 mostramos las desviaciones que presentan estos modelos cuando los utilizamos para el cálculo de la componente difusa de la radiación fotosintética. Tanto la desviación media como la cuadrática media son siempre menores en las pruebas con datos de Granada que cuando éstas se realizan con datos de Almería. Siendo las desviaciones del mismo orden que las que podemos observar en la Figura IV.27.

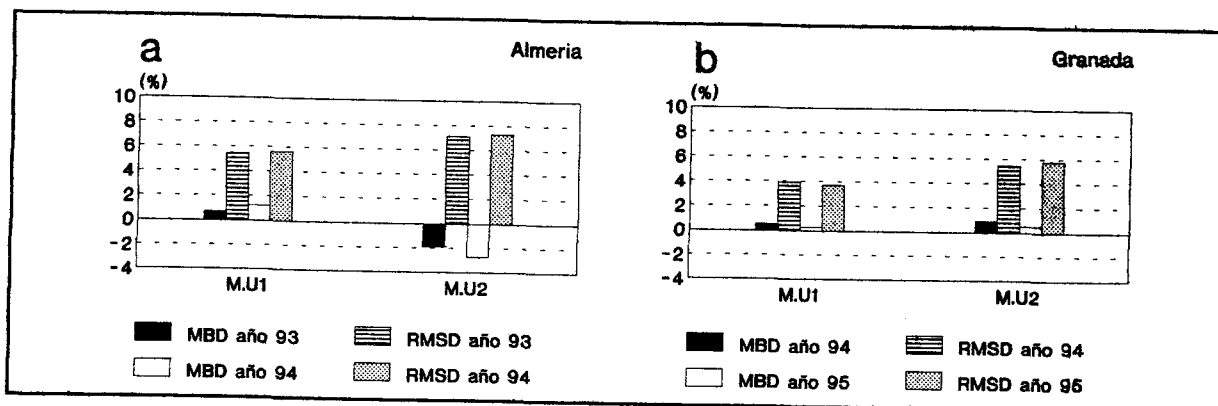


Figura IV.30: Representación de las desviaciones medias (M.B.D.) y cuadráticas medias (R.M.S.D.) para el modelo único (M.U1 y M.U2): a) Aplicado a los datos de Almería; b) Aplicado a los datos de Granada

MODELOS	a ($\mu\text{E}/\text{m}^2\text{s}$)	b	R
Año 93			
Modelo 1	6.0	0.995	0.993
Modelo 2	9.0	0.960	0.994
Año 94			
Modelo 1	12	0.985	0.994
Modelo 2	20	0.933	0.992

Tabla IV.17: Modelo único de eficiencia fotosintética difusa, prueba con datos de Almería

MODELOS	a ($\mu\text{E}/\text{m}^2\text{s}$)	b	R
Año 94			
Modelo 1	-5.0	1.017	0.996
Modelo 2	-7.6	1.024	0.996
Año 95			
Modelo 1	2.0	0.997	0.997
Modelo 2	4.0	0.993	0.996

Tabla IV.18: Modelo único de eficiencia fotosintética difusa, prueba con datos de Granada

En las Tablas IV.17 y IV.18 recogemos información sobre la recta de ajuste de los modelos con los datos experimentales. Se vuelven a repetir los valores bajos en a , los altos coeficientes de regresión y la obtención de pendientes próximas a la unidad. Señalamos como a través del modelo único 2, que es el más sencillo, ya que excluye la temperatura de punto de rocío como variable, se consiguen buenos resultados al aplicarlo a los cálculos.

En la Figuras IV.31 y IV.32 representamos los valores estimados por el modelo 1, frente a los valores experimentales del año 94 de Almería y de Granada, respectivamente. En estas gráficas se observa una mayor dispersión de puntos. Se detecta la presencia de mayores desviaciones con respecto a la recta 1:1 para valores altos de la radiación en el caso de Almería.

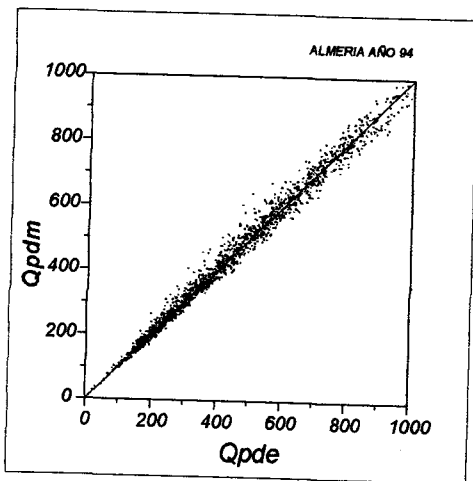


Figura IV.31: Modelo 1 único de Q_{Pd} aplicado a los datos de Almería del año 94

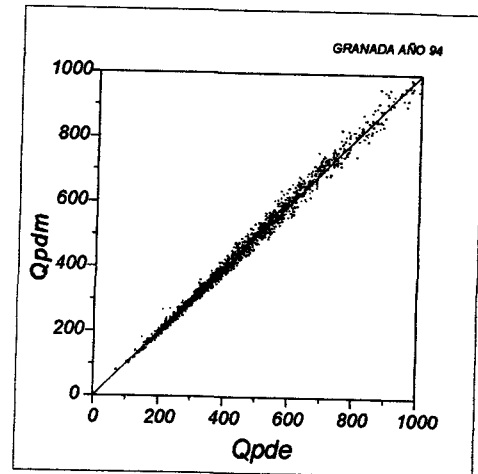


Figura IV.32: Modelo 1 único de Q_{Pd} aplicado a los datos de Granada del año 94

A pesar de ello la desviaciones cuadráticas no superan el 7% en ningún caso.

Antes de cerrar este capítulo señalamos como resultado sobresaliente, que los modelos empíricos, a pesar de su sencillez, ofrecen la posibilidad de calcular las componentes global, directa y difusa de la radiación fotosintética con un nivel de error no superior al experimental y ofrecen la posibilidad de utilizarse para cálculos en localidades diferentes al lugar de su desarrollo.

CAPITULO V

MODELOS PARAMETRICOS PARA CIELO

DESPEJADO

V.1. Introducción

En el capítulo anterior hemos desarrollado un conjunto de modelos empíricos para el cálculo de las componentes global, directa y difusa de la radiación fotosintéticamente activa. Dichas componentes se pueden calcular también mediante modelos de tipo paramétrico. En éstos se parametrizan los distintos procesos de transporte radiativo. Estos modelos proporcionan unos métodos simples para calcular la irradiancia solar en una banda, o sobre todo el espectro, sin tener que realizar para ello medidas de irradiancias. Primero se estiman las atenuaciones producidas por cada uno de los componentes atmosféricos. Más tarde, se calcula la transmitancia total de la atmósfera, integrando espectralmente la transmitancia de cada uno de sus constituyentes. Así se pueden finalmente calcular cada componente de la radiación solar, a partir de la irradiancia extraterrestre y la transmitancia total. En este capítulo nos interesa la

estimación de las componentes de la radiación fotosintética a partir de un modelo paramétrico. Utilizaremos como punto de partida dos modelos propuesto por Gueymard (1989a, 1989b). Introduciremos modificaciones en dichos modelos, con objeto de mejorar el ajuste de los valores de radiación registrados en nuestras estaciones. El modelo paramétrico puesto a punto tras nuestro estudio, será el punto de arranque para el siguiente capítulo (Capítulo VI). En éste buscamos un modelo para la transmitancia de nubes, aplicando un método en el que es necesario partir de un modelo de cielo despejado.

Todos los modelos paramétricos parten de las expresiones de las componentes de la irradiancia integradas. Según los casos, interesarán las irradiancias integradas en una determinada banda o las irradiancias para todo el espectro solar, (Iqbal, 1983). En nuestro trabajo, la integración que nos interesa es en la banda correspondiente a la radiación fotosintética.

A continuación, recogemos las expresiones para las tres componentes integradas de la irradiancia. La irradiancia directa se puede calcular para una banda del espectro o para todo el espectro solar a partir de las transmitancias monocromáticas de los componentes atmosféricos, a través de las expresiones siguientes:

$$R_{b\lambda_1}^{\lambda_2} = \sum_{\lambda=\lambda_1}^{\lambda=\lambda_2} R_{bo\lambda} \tau_{\lambda} \Delta\lambda \quad (\text{V.1})$$

$$R_b = \sum_{\lambda=0}^{\lambda=\infty} R_{bo\lambda} \tau_{\lambda} \Delta\lambda \quad (\text{V.2})$$

siendo τ_{λ} las transmitancias monocromáticas que se obtienen por medio de la ecuación II.30 y

$\Delta\lambda$ los intervalos de la longitud de onda. Las expresiones V.1 y V.2 corresponden a la integración de la expresión (II.45) de la irradiancia monocromática, dada en el Capítulo II.

De igual forma, la irradiancia difusa integrada se calcula para una banda del espectro con la expresión V.3, y para todo el espectro con la ecuación V.4:

$$R_{d\lambda_1}^{\lambda_2} = \sum_{\lambda=\lambda_1}^{\lambda=\lambda_2} R_{d\lambda} \Delta\lambda \quad (\text{V.3})$$

$$R_d = \sum_{\lambda=0}^{\lambda=\infty} R_{d\lambda} \Delta\lambda \quad (\text{V.4})$$

La irradiancia global se estima mediante la suma de las irradiancias directa normal proyectada y difusa, integradas ambas:

$$R_s = R_b \cos\theta_z + R_d \quad (\text{V.5})$$

Los modelos parametricos necesitan las transmitancias integradas espectralmente para cada constituyente atmosférico. A partir de ellas se determina la transmitancia total de la atmósfera, τ . La transmitancia total se define a partir de las expresiones (V.6) ó (V.7):

$$\tau = \frac{R_b}{R_{bo}} \quad (\text{V.6})$$

$$\tau = \frac{\sum R_{bo\lambda} \tau_\lambda \Delta\lambda}{\sum R_{bo\lambda} \Delta\lambda} \quad (\text{V.7})$$

La relación que existe entre la transmitancia total y las transmitancias de los diferentes procesos de extinción, si estos se consideran independientes, es de la forma:

$$\tau = \prod \tau_i \quad (V.8)$$

τ_i son las transmitancias individuales integradas espectralmente, debida a cada uno de los procesos de interacción de la radiación solar con la atmósfera: τ_o es la transmitancia debida a la absorción por ozono, τ_g es la transmitancia debida a la absorción por parte de la mezcla uniforme de gases, τ_w es la transmitancia debida a la absorción del vapor de agua, τ es la transmitancia debida a la dispersión de Rayleigh de las moléculas del aire y τ_a es la transmitancia debida a la atenuación de los aerosoles.

Cada modelo paramétrico utiliza unos mecanismos determinados de cálculo, lo que conduce a obtener unas expresiones concretas para cada una de las transmitancias de los procesos simples y a partir de ellas, al cálculo de las componentes de la irradiancia para dicho modelo.

V.2. Modelos paramétricos

V.2.1. Introducción

Con el proposito de establecer un modelo paramétrico para el cálculo de las componentes de la radiación fotosintética, hemos tomado como punto de partida dos modelos paramétricos desarrollados por Gueymard (1989 a, 1989 b). El primer modelo lo denominaremos de acuerdo con Gueymard (1989 a), *modelo CPCR2* y el segundo lo denominamos, *modelo PAR*.

El *modelo CPCR2* (Gueymard, 1989 a), es un modelo paramétrico de dos bandas, calcula las transmitancias individuales de los procesos atmosféricos que atenúan la radiación solar dividiendo el espectro solar en dos bandas. El *modelo PAR* (Gueymard, 1989,b), es un modelo paramétrico para la radiación fotosintética; se calculan las transmitancias individuales correspondientes a las longitudes de onda de la radiación fotosintéticamente activa. Ambos modelos están desarrollados para las condiciones de cielos despejados.

La elección de los modelos se ha realizado teniendo en cuenta diversos aspectos. El *modelo CPCR2* lo hemos elegido por ser un modelo de dos bandas, esto nos ofrece la posibilidad de una adaptación fácil para el cálculo de las transmitancias individuales, calculando solamente aquellas que afecten a la región espectral que nos interesa. Otra ventaja es que utiliza una serie de parámetros de entrada que se miden habitualmente en nuestras estaciones. El *modelo PAR* lo hemos elegido por ser el único modelo paramétrico desarrollado exclusivamente para la radiación fotosintéticamente activa que existe en la bibliografía. En este caso los parámetros de entrada son los mismos que en el *modelo CPCR2*.

V.2.2. Modelo CPCR2

Es un modelo para cielo despejado de dos bandas, el espectro solar se encuentra dividido en las bandas siguientes: la primera banda, B_1 , comprende el espectro ultravioleta y el visible ($0.29\mu\text{m} < \lambda < 0.7\mu\text{m}$) y la segunda banda, B_2 , se extiende al espectro infrarrojo ($0.7\mu\text{m} < \lambda < 2.7\mu\text{m}$).

Se utiliza el espectro solar propuesto por el Centro de Radiación Mundial (WRC), cuya constante solar es $I_{cs} = 1367 \text{ W/m}^2$. Las energías contenidas en las bandas B_1 y B_2 son 46.04% y 50.57% de la constante solar, respectivamente. Los coeficientes f_1 y f_2 que tenemos que aplicar a la irradiancia espectral extraterrestre para obtener las irradiancias extraterrestres correspondientes a cada banda, R_{bo1} e R_{bo2} , son: $f_1 = 0.4604$ para la primera banda y $f_2 = 0.5057$ para la segunda.

La banda que nos interesa en este trabajo es la banda B_1 , ya que dentro de la primera banda se encuentran localizadas las longitudes de onda del espectro fotosintético. Al describir el modelo, por tanto, nos centraremos en esta banda.

1) *Cálculo de la irradiancia directa normal*: La irradiancia directa en incidencia normal, para cada una de las bandas, se obtiene a partir de las transmitancias de cada uno de los procesos de interacción que hemos considerado, por medio de la expresión:

$$R_{bi} = \tau_{oi} \tau_{ri} \tau_{gi} \tau_{wi} \tau_{ai} R_{boi} \quad (\text{V.9})$$

donde $i=1$ para B_1 e $i=2$ para B_2 .

La irradiancia directa a nivel del suelo será la suma de los términos correspondientes a cada una de las bandas:

$$R_b = R_{b1} + R_{b2} \quad (\text{V.10})$$

La transmitancia espectral del proceso j en la banda B_i se puede escribir:

$$\tau_{ij} = \int_{B_i} \frac{R_{bo\lambda} \tau_j d\lambda}{R_{boi}} \quad (\text{V.11})$$

Transmitancia del ozono: puede ser calculada a partir de la ecuación (V.11), usando la expresión:

$$\tau_{o\lambda} = \exp(-m_o l k_{o\lambda}) \quad (\text{V.12})$$

$k_{o\lambda}$ es el coeficiente espectral de absorción de ozono, m_o es la masa óptica relativa del ozono y l es la cantidad de ozono en una columna vertical.

Para $k_{o\lambda}$ se interpolan los valores de Iqbal (1983). El contenido de ozono en la vertical, l , fué estudiado por Van Heuklon (1979) en función de la latitud, longitud y el día del año. La masa óptica relativa de ozono, m_o , se puede obtener mediante la expresión de Kneizys et al. (1983):

$$m_o = 13.5(181.25 * \cos^2 \theta_z + 1)^{-0.5} \quad (\text{V.13})$$

Para calcular la transmitancia del ozono en B_1 , se utilizan las expresiones (V.11), (V.12) y (V.13), y se resuelven numéricamente en el rango de $0.25 < m_j < 10$, obteniéndose la siguiente expresión:

$$\tau_{o1} = 1 - \exp[-2.5686 + 0.6706 \ln(m_o l)] \quad (\text{V.14})$$

Transmitancia correspondiente a la dispersión de Rayleigh: Se calcula a partir de la ecuación (V.12) con:

$$\tau_{r\lambda} = \exp(-m_R \delta_{r\lambda}) \quad (V.17)$$

donde m_R es la masa óptica relativa del aire, y δ es el espesor óptico normal extinción monocromática de Rayleigh. La masa óptica relativa para cualquier presión se calcula a través de la expresión (II.13):

$$m_R = m_r \frac{P}{P_o}$$

m_r es la masa relativa del aire dada por Kasten (1965), expresión (II.12).

Para el coeficiente $\delta_{r\lambda}$ la literatura propone diversas expresiones. Este modelo utiliza la dada por Davies (1987):

$$\delta_{r\lambda} = \delta_{r(\lambda=1)} \lambda^{-(q_o + q_1 \lambda + \frac{q_2}{\lambda})} \quad (V.16)$$

Los coeficientes q_i dependen del factor de depolarización, d . Los valores de $\delta_{r(\lambda=1)}$ que se encuentran en el trabajo de Davies (1987), son tres: para $d = 0.035$, $\delta_{r(\lambda=1)} = 8.7341 \cdot 10^{-3}$ (usado por Elterman, 1968); para $d = 0.0279$, $\delta_{r(\lambda=1)} = 8.6296 \cdot 10^{-3}$ (propuesto por Young, 1980); y $\delta_{r(\lambda=1)} = 8.7485 \cdot 10^{-3}$ para la expresión de $\delta_{r\lambda}$ dada por Bird (1984). Tras una serie de pruebas preliminares Gueymard toma el valor correspondiente a $d = 0.035$ y se calcula $\delta_{r\lambda}$ obteniéndose para $0.8 < m_R < 30$ la expresión:

$$\delta_{r\lambda} = 1 - \exp[-0.24675 + 0.0639 \ln(1 + m_R) - 0.00436 \ln^2(1 + m_R)] \quad (V.17)$$

La transmitancia para la absorción de la mezcla uniforme de gases: La absorción de gases, principalmente oxígeno y dióxido de carbono, tiene lugar en la banda B₂ por lo que para

la banda primera, B_1 , la transmitancia es:

$$\tau_{g1} = 1$$

La transmitancia para el vapor de agua: La absorción del vapor de agua es selectiva, su acción se centra en la segunda banda, B_2 , así que en la primera banda, B_1 , se puede considerar la transmitancia:

$$\tau_{w1} = 1$$

La transmitancia para los aerosoles: Se calcula utilizando la ecuación (V.11) y la fórmula de turbiedad de Angström, ecuación (II.22). Los aerosoles, al igual que el vapor de agua, están concentrados en los 2 ó 3 primeros km sobre el nivel del mar, por lo que su masa óptica relativa, m_a , se puede considerar igual a la masa óptica relativa del vapor de agua, m_w . El índice α toma valores dependiendo de λ , por lo que, para la primera banda $\alpha = \alpha_1$ y para la segunda $\alpha = \alpha_2$. Se cumple generalmente que $\alpha_1 < \alpha < \alpha_2$, aunque, como las características de los aerosoles no son conocidas para cualquier instante, generalmente se utiliza la simplificación siguiente: $\alpha = \alpha_1 = \alpha_2$, (Gueymard, 1989a). La masa óptica relativa, m_w , viene dada por la ecuación dada por Kasten (1965):

$$m_w = [\cos\theta_z + 0.0548(92.650 - \theta_z)^{-1.452}]^{-1} \quad (V.18)$$

El resultado de la integración numérica de la ecuación (V.11) combinada con la ecuación (II.22) para $0.05 < m_a\beta < 8$ y $0.5 < \alpha < 2.5$ es el siguiente:

$$\tau_{ai} = \exp(-m_a\beta\lambda_{ei}^{-\alpha_i}) \quad (V.19)$$

donde λ_{ei} es la longitud de onda efectiva de la banda β . Depende de los valores de la masa óptica relativa, m_a y de los índices β y α_1 . λ_{ei} se expresa de la forma paramétrica siguiente:

$$\lambda_{ei} = a_{i0} + a_{i1}u_a + a_{i2}u_a^2 \quad (V.20)$$

donde:

$$u_a = \ln(1 + m_a \beta) \quad (V.21)$$

Los coeficientes a_{10} , a_{11} y a_{12} , para la banda primera, B_1 , son los siguientes:

$$a_{10} = 0.510941 - 0.028607\alpha_1 + 0.006835\alpha_1^2 \quad (V.22,a)$$

$$a_{11} = -0.0026895 + 0.054857\alpha_1 + 0.006872\alpha_1^2 \quad (V.22,b)$$

$$a_{12} = 0.009649 + 0.005536\alpha_1 - 0.009349\alpha_1^2 \quad (V.22,c)$$

β está relacionado con la cantidad de aerosoles presentes en la atmósfera y el parámetro α con la distribución de tamaños de los aerosoles, (Capítulo II).

2) *Cálculo de la irradiancia difusa*: La irradiancia difusa a nivel de tierra está compuesta por componentes correspondientes a tres procesos, dos de dispersión (molecular y aerosoles) y el otro debido a reflejos múltiples entre la tierra y el cielo. F_r y F_c son las fracciones del flujo hacia abajo producido por las dispersiones de Rayleigh y de aerosoles, respectivamente. F_r es igual a 0.5 y F_c toma los valores expresados por (Robinson, 1964), suponiéndolo independiente de λ :

$$F_c = 1 - \exp(-0.6931 - 1.8326 \cos \theta_z) \quad (\text{V.23})$$

Las componentes de la irradiancia difusa se pueden escribir, para cada banda B_i , de la forma siguiente:

$$R_{dri} = F_c \tau_r \tau_{oi} \tau_{gi} \tau_{wi} \tau_{aai} (1 - \tau_{ri}) R_{boi} \cos \theta_z \quad (\text{V.24})$$

$$R_{dai} = F_c \tau_{oi} \tau_{gi} \tau_{wi} \tau_{aai} \tau_{ri} (1 - \tau_{asi}) R_{boi} \cos \theta_z \quad (\text{V.25})$$

$$R_{dmi} = \frac{\rho_g \rho_{ai} (R_{bi} \cos \theta_z + R_{dai} + R_{dri})}{1 - \rho_g \rho_{ai}} \quad (\text{V.26})$$

$$R_{di} = R_{dri} + R_{dai} + R_{dmi} \quad (\text{V.27})$$

donde R_{boi} es la irradiancia extraterrestre de la banda B_i , τ_{aai} y τ_{asi} son las transmitancias debidas a la absorción y dispersión por aerosoles, ρ_g es el albedo del suelo y ρ_a es el albedo del cielo. La transmitancia de los aerosoles es:

$$\tau_{ai} = \tau_{aai} \tau_{asi} \quad (\text{V.28})$$

con

$$\ln \tau_{asi} = \omega_{oi} \ln \tau_{ai} \quad (\text{V.29})$$

donde ω_{oi} es el albedo de dispersión simple y es función de las características ópticas de los aerosoles. En la Tabla V.1 se dan diversos valores de ω_{oi} en función del tipo de aerosoles (Gueymard, 1989 a). Como ya hemos indicado, a nosotros solo nos interesa la banda primera, es decir el caso particular de $i = 1$.

Banda (μm)	Marítimo Rural claro	Rural Medio	Rural/Urbano	Urbano Medio	Urbano Contaminado
0.29-0.70	0.965	0.931	0.865	0.800	0.667
0.70-2.70	0.913	0.832	0.754	0.676	0.518
0.29-2.70	0.940	0.883	0.811	0.740	0.595

Tabla V.1: Albedo de difusión simple como función del tipo de aerosoles

La componente difusa debida a las reflexiones múltiples es función del albedo del suelo, ρ_g , y del albedo de la atmósfera, ρ_a . El albedo del suelo, para suelos sin nieve, tiene valores comprendidos entre 0.10 y 0.25. En latitudes altas se han encontrado valores medios mensuales entre 0.6 y 0.8. Este modelo supone el albedo del suelo independiente de la longitud de onda de la radiación incidente. Para el albedo atmosférico, Gueymard (1989) utiliza la ecuación propuesta por Justus et al. (1985), ρ_{ai}' :

$$\rho_{ai}' = [(1 - F_r')(1 - \tau_{ri}') + (1 - F_a')(1 - \tau_{asi}')\tau_{ri}']\tau_{gi}'\tau_{wi}'\tau_{aai}' \quad (\text{V.30})$$

La notación "prima" indica que las transmitancias han sido calculadas para un valor efectivo de las masas ópticas relativas de 1.66, aproximación de difusión (Kordratyev, 1969).

3) *Cálculo de la irradiancia global*: La irradiancia global se calcula mediante la suma de las irradiancias directa normal proyectada y difusa:

$$R_s = R_b \cos\theta_z + R_d \quad (\text{V.31})$$

Gueymard (1989), da los factores de conversión para pasar de las componentes de la irradiancias de la banda B_1 , -comprende longitudes de onda de 0.29 μm a 0.7 μm - a las

componentes correspondientes en la banda fotosintética -comprende longitudes de onda de 0.4 μm a 0.7 μm -. Dichos factores son validos para los valores de $m_r < 6$, son:

$$R_{pb} = R_{b1}(0.87375 + 0.04031m_r - 0.00358m_r^2) \quad (\text{V.32})$$

$$R_p = R_{s1}(0.86225 + 0.02084m_r - 0.00234m_r^2) \quad (\text{V.33})$$

La componente difusa de la radiación fotosintética se calcula a partir de las componentes directa y global.

De esta forma las tres componentes de la radiación fotosintética en el *modelo CPCR2*, quedan expresadas en unidades de flujo de energía, (Wm^{-2}).

V.2.3. Modelo PAR

Con el *modelo PAR* se obtienen las componentes de la irradiancia fotosintética: componente directa en incidencia normal, R_{pb} , componente difusa en una superficie horizontal, R_{pd} , y por último, a partir de estas irradiancias calculamos la componente global, R_p . Como en el *modelo CPCR2* las componentes se calculan en unidades de flujo de energía. Se utiliza también como punto de partida el espectro del WRC. La irradiancia extraterrestre en el rango de la región fotosintética es un 38.8 % de la irradiancia solar extraterrestre, las denominaremos P_o , siendo igual a $0.388 * R_{bo}$.

1) *Cálculo de la irradiancia fotosintética directa normal*: Se calcula aplicando la

expresión (V.9) al rango de longitudes de onda 400nm-700nm. Se considera, por lo tanto, solamente las transmitancias de los procesos de interacción que afectan a estas longitudes de onda:

$$R_{pb} = \tau_o \tau_r \tau_a P_o \cos \theta_z \quad (V.34)$$

donde las transmitancias espectrales τ_o , τ_r y τ_a se pueden escribir:

$$\tau_i = \int_{0.4}^{0.7} \frac{R_{bo\lambda} \tau_{i\lambda} d\lambda}{P_o} \quad (V.35)$$

Transmitancia del ozono: puede ser calculada de la misma forma que en el *modelo CPCR2* teniendo ahora en cuenta la ecuaciones (V.35). Se obtiene la siguiente expresión:

$$\tau_o = \exp[10^{-4} - 0.0534m_o l + 0.00086(m_o l)^2] \quad (V.36)$$

Podemos observar las diferencias entre esta expresión (V.36) y la correspondiente al *modelo CPCR2*, expresión (V.14). Estas se producen debido al hecho de que al realizar los cálculos se ha integrado en diferente rango espectral.

Transmitancia correspondiente a la dispersión de Rayleigh: Se calcula a partir de la ecuación (V.15) tomando la misma masa óptica relativa, m_r , que la utilizada en el *modelo CPCR2* y el espesor óptico normal, δ_r , se calcula a partir de la expresión propuesta por Bird (1982) para valores de la masa óptica $0.8 \leq m_R \leq 30$:

$$\delta_r = 1 - \exp[-0.13684 + 0.00238 \ln m_R + 0.00386 \ln^2 m_R] \quad (\text{V.37})$$

La transmitancia para los aerosoles: Por la misma razón que la expuesta en el *modelo CPCR2*, usamos la masa óptica relativa para los aerosoles, m_a con valor igual al de la masa óptica relativa para el vapor de agua, m_w . La transmitancia se calcula teniendo en cuenta que el espesor óptico normal, en este caso, se puede escribir como se indica en la expresión (V.38), siendo el valor de $\lambda_o = 1000 \text{nm}$:

$$\delta_{a\lambda} = \beta \left(\frac{\lambda}{\lambda_o} \right)^{-\alpha} \quad (\text{V.38})$$

$$\tau_a = \exp \left[-m_a \beta \left(\frac{\lambda_e}{\lambda_o} \right)^{-\alpha} \right] \quad (\text{V.39})$$

λ_e es la longitud de onda efectiva. τ_a se obtiene para valores de α de 0 a 2.5 y de β de 0.05 a 8.

λ_e se calcula a partir de la expresión paramétrica:

$$\frac{\lambda_{ei}}{\lambda_o} = a_o + a_1 u_a + a_2 u_a^2 \quad (\text{V.40})$$

donde u_a tiene el valor indicado por (V.21) y los coeficientes a_o , a_1 y a_2 son:

$$a_o = 0.54454 - 0.01427\alpha + 0.00186\alpha^2 \quad (\text{V.41,a})$$

$$a_1 = -0.01034 + 0.00594\alpha + 0.0154\alpha^2 \quad (\text{V.41,b})$$

$$a_2 = 0.00072 + 0.01961\alpha - 0.01077\alpha^2 \quad (\text{V.41,c})$$

2) *Cálculo de la irradiancia fotosintética difusa*: Para este cálculo se toman los mismos valores para las fracciones F_r y F_c que en el *modelo CPCR2*. Las componentes de la irradiancia difusa se pueden escribir transformando las expresiones de la (V.24) a la (V.27) de la forma siguiente:

$$R_{pdr} = F_r \tau_o \tau_{aa} (1 - \tau_r) P_o \cos\theta_z \quad (\text{V.42})$$

$$R_{pda} = F_c \tau_o \tau_{aa} \tau_r (1 - \tau_{as}) P_o \cos\theta_z \quad (\text{V.43})$$

$$R_{pdm} = \frac{\rho_g \rho_a (R_{pb} + R_{pda} + R_{pdr})}{1 - \rho_g \rho_a} \quad (\text{V.44})$$

$$R_{pd} = R_{pdr} + R_{pda} + R_{pdm} \quad (\text{V.45})$$

ρ_a' , el albedo del cielo se calcula como en el modelo anterior (V.30); ρ_g , el albedo del suelo se utilizan los valores indicados en el *modelo CPCR2*. Las transmitancias τ_a , τ_{aa} y τ_{as} se relación a través de la expresión (V.28), siendo τ_{as}

$$\tau_{as} = \exp[-m_a \omega_o \delta_a] \quad (\text{V.46})$$

donde el albedo de dispersión simple, ω_o , toma los valores expresados en la Tabla V.1, δ_a es espesor óptico normal de aerosoles:

$$\tau_a = \exp(-m_a \delta_a) \quad (\text{V.47})$$

3) *Cálculo de la irradiancia fotosintética global*: Se calcula mediante la suma de las irradiancias fotosintética directa normal proyectada y difusa:

$$R_p = R_{pb} \cos \theta_z + R_{pd} \quad (\text{V.48})$$

V.3. Análisis de los modelos

El objetivo de este apartado es la aplicación de los modelos anteriormente expuestos para el cálculo de las componentes de la radiación fotosintéticamente activa en nuestras estaciones radiométricas y así como, la puesta a punto de un modelo propio tomando como punto de arranque los modelos de Gueymard.

Para el análisis de los modelos hemos seleccionado de nuestra base de datos aquellos que corresponden a situaciones de cielo despejado. Para ello hemos tenido en cuenta los datos de nubosidad proporcionados por el aeropuerto de Almería y de la Base Aérea de Armilla.

Como indica Gueymard (1993), el término más importante para el buen funcionamiento de los modelos paramétricos es el que corresponde a la transmitancia por aerosoles. La primera fase, anterior a la aplicación y estudio de los *modelos CPC2* y *PAR* de Gueymard, ha consistido en la determinación de β . El parámetro β lo hemos calculado a partir de la expresión de Dogniaux (1981), que relaciona el factor de turbiedad de Linke, T_L , con el coeficiente de

turbiedad de Angström:

$$T_L = \frac{175 - \theta_z}{39.5 \exp(-w) + 47.4} + 0.1 + (16 + 0.22w)\beta \quad (\text{V.49})$$

Donde el factor de turbiedad de Linke se define de la forma siguiente:

$$R_b = R_{bo} \exp(-\delta m_R) = R_{bo} \exp(-\delta_{CDA} T_L m_R) \quad (\text{V.50})$$

donde δ es el espesor óptico total para una atmósfera sin nubes y δ_{CDA} es el espesor óptico normal para la atmósfera libre de nubes, vapor de agua y aerosoles, por lo tanto, es el espesor óptico normal de Rayleigh, δ_R .

En este trabajo hemos calculado, por lo tanto, T_L a partir de nuestras medidas de irradiancia solar directa. El contenido de agua precipitables, w , lo hemos calculado a partir de la temperatura ambiente y de la temperatura de punto de rocío (Paltridge y Patt, 1976). Para el albedo de suelo hemos tomado el valor $\rho_s = 0.2$ (Iqbal, 1983 y Foyo- Moreno and al., 1992). Los valores utilizados para el espesor óptico de ozono son los proporcionados por Van Heuken (1973).

Como ya se ha indicado en los modelos de Gueymard las componentes de la radiación fotosintética vienen expresadas en unidades de flujo de energía (Wm^{-2}). Nuestros resultados los hemos expresado unidades de flujo de fotones ($\mu\text{Em}^{-2}\text{s}^{-1}$) aplicando las expresiones para la transformación de unidades en la banda fotosintética (Olmo et al., 1997):

$$Q_{pb} = R_{pb} [4.48 - 0.0205m_R - 0.038m_R^2 + 0.642\beta \exp(0.653m_R)]$$

$$Q_{pd} = R_{pd} [6.4392 + 2.27 \exp(-m_R/0.651) + (-15.2 + 1.40m_R)\beta + (41.31 - 3.922m_R)\beta^2 + (-46.36 + 5.95m_R)\beta^3]$$

Q_p se obtendría como: $Q_p = Q_{pb} \cos \theta_z + Q_{pd}$.

V.3.1. Análisis de los modelos en la estación de Almería

Como base de datos de partida para el estudio y análisis de los modelos paramétricos de Gueymard tomamos la de Almería, años 93 y 94, dado que a partir del año 93 contamos con medidas de las diferentes componentes de la irradiancia solar y de la radiación fotosintética.

A continuación iremos describiendo los pasos que hemos seguido hasta la puesta a punto de los modelos de Gueymard, así como las modificaciones que nosotros hemos propuesto para dichos modelos.

V.3.1.1. Modelo PAR

A. Elección del albedo de dispersión simple

Comenzamos nuestro estudio con el modelo *PAR* de Gueymard ya que éste es el modelo desarrollado directamente para calcular la irradiancia en la banda fotosintética. Tomamos para α el valor climático, $\alpha=1.3$. A continuación, nos proponemos seleccionar el valor más adecuado

para el albedo de dispersión simple, ω_o , en función de los valores propuestos en la Tabla V.1. Teniendo en cuenta el tipo de aerosoles presentes en la atmósfera de la estación radiométrica de Almería, realizamos las primeras pruebas con los valores correspondientes a aerosoles de tipo urbano para la banda con longitudes de onda comprendidas entre 0.29 μm a 0.70 μm . Tenemos tres valores para ω_o : para atmósfera urbana clara $\omega_o = 0.865$, urbana media $\omega_o = 0.800$ y urbana contaminada $\omega_o = 0.667$.

MODELO PAR Formulación original	a ($\mu\text{Em}^{-2}\text{s}$)	b	R	M.B.D. (%)	R.M.S.D. (%)
$\omega_o = 0.865$					
Componente global	4	1.101	0.997	10.4	11.9
Componente directa	-153	1.070	0.979	-4.2	8.1
Componente difusa	50	1.35	0.817	52.3	57.0
$\omega_o = 0.667$					
Componente global	-78	1.052	0.997	3.8	6.6
Componente directa	-153	1.070	0.979	-4.2	8.1
Componente difusa	57	0.83	0.860	24.4	30.7

Tabla V.2: Resultados del ajuste del modelo PAR variando del valor de ω_o . Datos de Almería.

Realizamos los cálculos de las componentes global, directa y difusa. Visualizamos los resultados correspondientes a los valores extremos para el albedo de dispersión simple: 0.865 y 0.667. En la Tabla V.2 presentamos las desviación medias, *M.B.D.*, y cuadrático media, *R.M.S.D.*, de los resultados del modelo frente a los valores experimentales, así como los valores de la ordenada en el origen, *a*, la pendiente, *b*, y el coeficiente de correlación, *R*, de la recta de ajuste de los valores estimados con los modelos frente a los datos experimentales. Para la componentes directa no supone ningún cambio las variaciones en los valores del albedo de dispersión simple, ya que este parámetro no influye en su cálculo. En cambio, podemos ver el

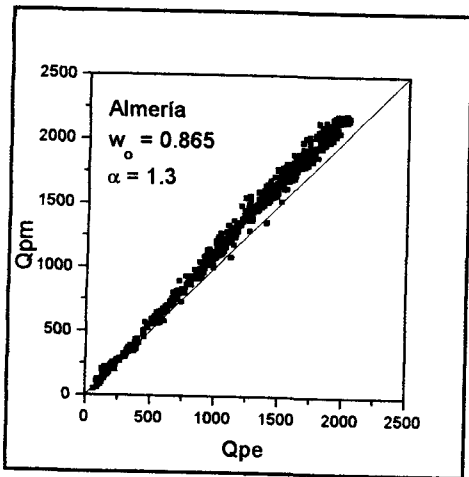


Figura V.1: Valores de Q_p estimados con el modelo PAR frente a los valores experimentales con $\alpha = 1.3$ y $\omega_o = 0.865$

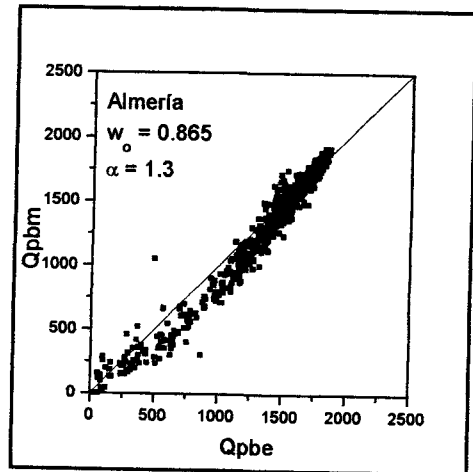


Figura V.2: Valores de Q_{pb} estimados con el modelo PAR frente a los valores experimentales con $\alpha = 1.3$ y $\omega_o = 0.865$

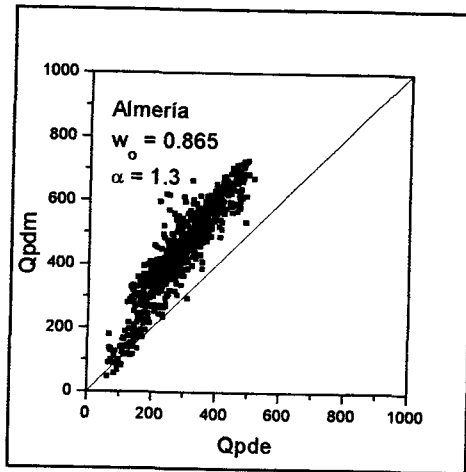


Figura V.3: Valores de Q_{pd} estimados con el modelo PAR frente a los valores experimentales con $\alpha = 1.3$ y $\omega_o = 0.865$

efecto que produce en la componente difusa, las desviaciones se reducen a la mitad cuando tomamos el valor correspondiente a la atmósfera contaminada, $\omega_o = 0.667$. El cambio en la componente global se produce de forma indirecta, ya que ésta se calcula como suma de las dos componentes anteriormente citadas. Las desviaciones de la componente global también se reducen de forma significativa.

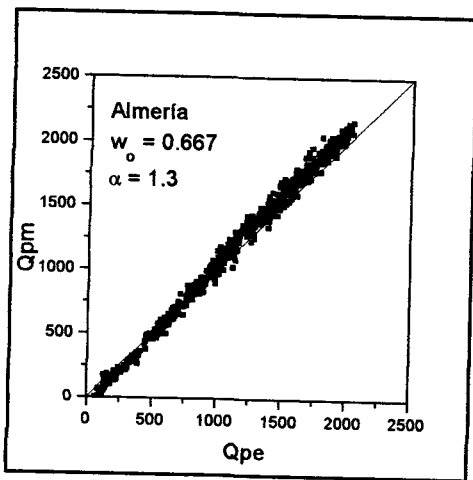


Figura V.4: Valores de Q_p estimados con el modelo PAR frente a los valores experimentales con $\alpha = 1.3$ y $\omega_o = 0.667$

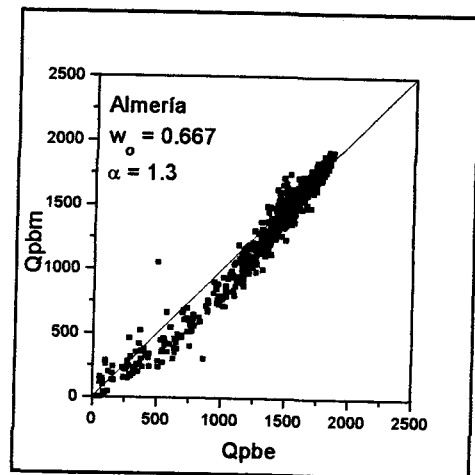


Figura V.5: Valores de Q_{pb} estimados con el modelo PAR frente a los valores experimentales con $\alpha = 1.3$ y $\omega_o = 0.667$

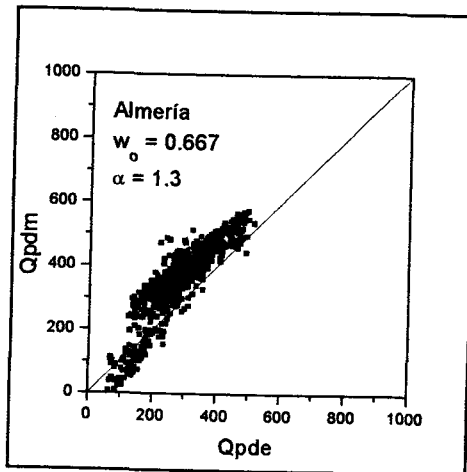


Figura V.6: Valores de Q_{pd} estimados con el modelo PAR frente a los valores experimentales con $\alpha = 1.3$ y $\omega_o = 0.667$

En las Figuras V.1, V.2 y V.3 representamos los valores estimados para cada una de las componentes de la radiación fotosintética frente a los valores experimentales, tomando como referencia la recta 1:1, para el valor $\omega_o = 0.865$. En las Figuras V.4, V.5 y V.6 hacemos el mismo tipo de representación pero para el valor $\omega_o = 0.667$. En ellas podemos apreciar el cambio producido al pasar de un valor de albedo de dispersión simple a otro. La sobreestimación que

el modelo genera al calcular la componente difusa se reducen de forma clara. Este descenso en la componente difusa fotosintética calculada tiende a corregir la sobreestimación que se observa en la componente global para valores altos de radiación.

A pesar de la mejora que se produce en los resultados obtenidos por el modelo *PAR* al seleccionar un valor apropiado para ω_0 , todavía las componentes se mantienen con niveles altos de dispersión. Pasamos a estudiar los cambios que se producen al utilizar para α un valor no constante.

Humedad	0%	50%	70%	90%	99%
Rural					
α_1	0.933	0.932	0.928	0.844	0.659
α_2	1.444	1.441	1.428	1.377	1.134
Urbana					
α_1	0.822	0.827	0.838	0.779	0.492
α_2	1.167	1.171	1.186	1.256	1.127
Marítima					
α_1	0.468	0.449	0.378	0.232	0.107
α_2	0.626	0.598	0.508	0.246	0.053
Troposfera					
α_1	1.010	1.008	1.005	0.911	0.797
α_2	2.389	2.378	2.357	2.130	1.962

Tabla V.3: Exponente alfa para los diferentes tipos de aerosoles en función de la humedad

B. Propuesta con un α variable con la humedad

En este apartado vamos a modificar el *modelo PAR*. Utilizaremos para α un valor

variables con la humedad, a la vista de los resultados anteriores (Gueymard, 1994). Gueymard propone para mejorar los cálculos de la transmitancia de aerosoles cambiar el valor constante de $\alpha = 1.3$, por un valor que variable con la humedad.

Los nuevos valores de α propuestos por Gueymard (1994) se han obtenido a partir de una serie de cálculos realizado con el MODTRAN (Shettle et Fenn, 1979). Los recogemos en la Tabla V.2. Este autor calcula dos valores para α , el primero, α_1 , válido para la banda espectral de $0.29 \mu\text{m}$ a $0.50 \mu\text{m}$ y el segundo, α_2 , para la banda de $0.50 \mu\text{m}$ a $2.70 \mu\text{m}$.

De la Tabla V.3 los valores que nos interesan son los correspondientes a la atmósfera urbana. A partir de los α_1 y α_2 correspondientes a ese tipo de aerosoles nosotros hemos calculado los valores de α validos para nuestra banda espectral. Los valores obtenidos los recogemos en la Tabla V.4.

Humedad	0%	50%	70%	90%	99%
α	1.055	1.060	1.073	1.102	0.921

Tabla V.4: Valores de α en función de la humedad para las longitudes de onda correspondientes a la radiación fotosintética

En la Tabla V.5, mostramos los parámetros de análisis de la regresión para el modelo PAR con α variable con la humedad. La pendiente de la recta de ajuste de la componente difusa mejora. Su desviación frente a la recta de pendiente unidad pasa del ser del 17 % al 0.3 %, mejorandose también el valor de R. Para la componente directa la mejora se traduce de forma significativa, el error medio desaparece. Los errores cuadráticos medios en las tres componentes

disminuyen con respecto a los obtenidos cuando se usa el valor climático para α .

MODELO PAR α variable	a ($\mu\text{Em}^{-2}\text{s}$)	b	R	M.B.D (%)	R.M.S.D. (%)
Componente global	-37	1.081	0.997	5.2	7.2
Componente directa	-57	1.038	0.979	0.0	6.6
Componente difusa	53	0.997	0.892	18.5	24.7

Tabla V.5: Parámetros de ajuste del modelo PAR con $\omega_o = 0.667$ y α variable con la humedad. Datos de Almería.

Representamos los valores generados con el modelo PAR con α variable frente a los valores experimentales, Figuras V.7, V.8 y V.9. Podemos observar el efecto producido por la utilización del α variables en la componente difusa si comparamos las Figuras V.6 y V.9. Se observa como la nube de puntos tiende a acercarse a la recta de referencia 1:1, sobretodo para los valores medios y altos de la radiación fotosintética difusa. En la componente global, Figuras V.5 y V.8, la aproximación de los puntos a la recta 1:1 es más apreciable para valores bajos y medios. En cuanto a la componente global fotosintética, este cambio no ha supuesto una mejor

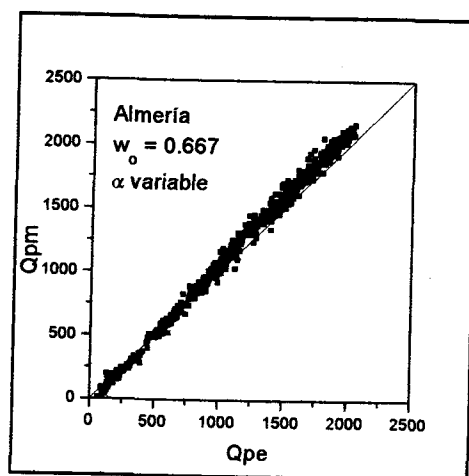


Figura V.7: Valores de Q_p estimados con el modelo PAR frente a los valores experimentales con α variable y $\omega_o = 0.667$

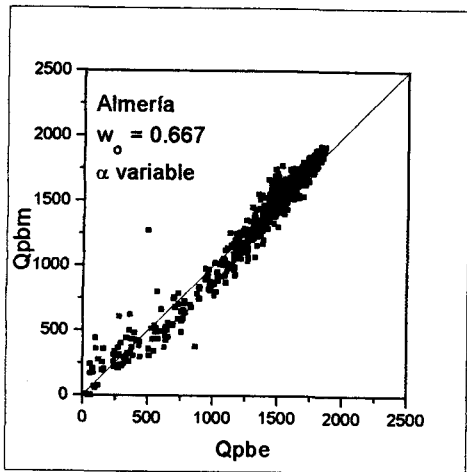


Figura V.8: Valores de Q_{pb} estimados con el modelo PAR frente a los valores experimentales con α variable y $\omega_0 = 0.667$

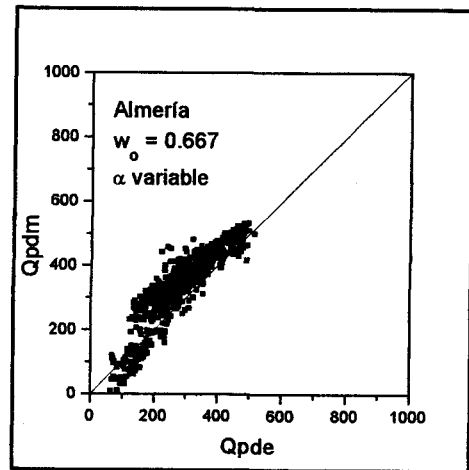


Figura V.9: Valores de Q_{pd} estimados con el modelo PAR frente a los valores experimentales con α variable y $\omega_0 = 0.667$

estimación de la componente.

Los valores de α variables con la humedad propuestos por Gueymard han supuesto mejoras para las estimaciones de las componentes directa y difusa. A pesar de esta mejor determinación de la componente difusa fotosintética, ésta todavía se mantienen con errores medios y cuadráticos medios relativamente altos, por lo que hemos estudiado una serie de modificaciones adicionales al modelo.

C. Mejoras en la componente difusa de la radiación fotosintética

A continuación proponemos nuevas modificaciones en la formulación del modelo PAR, con las que intentamos mejorar los cálculos de la componente difusa realizados por el modelo de Gueymard. Las modificaciones son dos y están dirigidas a reducir los valores estimados para la componente difusa fotosintética. La primera modificación consiste en introducir el albedo de

dispersión simple en el cálculo de la componente difusa de dispersión por aerosoles. La segunda modificación se ha basado en resultados obtenidos por el código Spectral 2 (Bird y Riordan, 1986). Introducimos las modificaciones en las expresiones utilizadas para la determinación de la componente difusa por dispersión de Rayleigh y por dispersión de aerosoles. Una vez incorporadas estas modificaciones las expresiones de ambas componentes difusas quedan de la forma siguiente:

$$R_{pdr} = F_r \tau_o \tau_{aa} (1 - \tau_r^{0.95}) P_o \cos \theta_z \quad (V.51)$$

$$R_{pda} = w_o F_c \tau_o \tau_{aa} \tau_r^{1.5} (1 - \tau_{as}) P_o \cos \theta_z \quad (V.52)$$

Presentamos los resultados de los valores estimados de las tres componentes fotosintéticas a partir de modelo *PAR* en el que hemos introducido estas últimas modificaciones, lo denominaremos modelo *PAR modificado* o simplificando, *PARM*.

MODELO <i>PAR Modificado</i>	a ($\mu\text{Em}^{-2}\text{s}$)	b	R	M.B.D (%)	R.M.S.D. (%)
Componente global	-74	1.053	0.998	-0.8	5.0
Componente directa	-53	1.038	0.979	0.0	6.6
Componente difusa	58	0.734	0.849	-6.3	18.3

Tabla V.6: Parámetros de ajuste del modelo *PARM* con $\omega_o = 0.667$ y α variable con la humedad, con las últimas modificaciones. Datos de Almería

La Tabla V.6 nos confirma la mejora en los cálculos de la componente difusa, a su vez ésta se manifiesta como podemos ver también en la componente global. Las desviaciones medias se han reducido en un 24.8 % para la difusa y en un 6 % para la global, el modelo a pasado de sobrestimar los resultados a subestimarlos ligeramente. La desviación cuadrática media de la

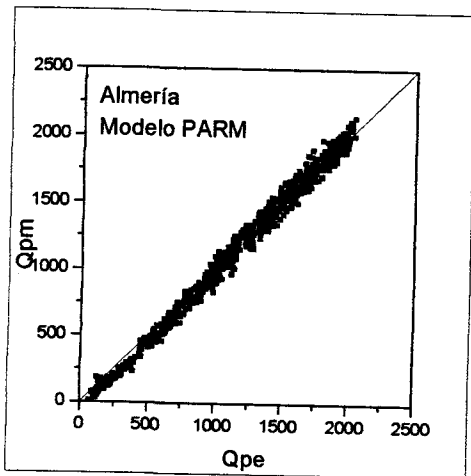


Figura V.10: Valores de Q_p estimados por el modelo PARM frente a los valores experimentales

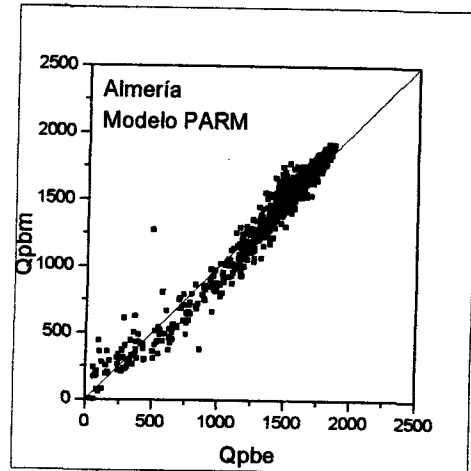


Figura V.11: Valores de Q_{pb} estimados por el modelo PARM frente a los valores experimentales

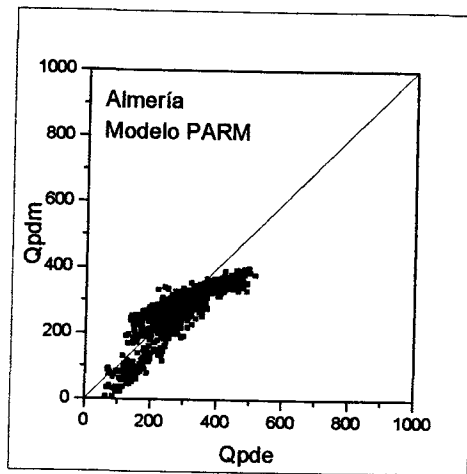


Figura V.12: Valores de Q_{pd} estimados por el modelo PARM frente a los valores experimentales

componente difusa la hemos reducido en este caso en un 6.4 %, quedando en su nivel más bajo. En cuanto a las componentes directa y global, quedan las desviaciones dentro de los límites de los errores instrumentales.

En las Figuras V.10, V.11 y V.12 visualizamos los resultados obtenidos por el modelo

PARM frente a los datos experimentales. Para valores bajos de la componente global fotosintética el modelo subestima los resultados, mientras que para valores altos ocurre al contrario, ambas tendencias casi logran compensarse, como lo muestra el valor de la desviación media. La Figura V.11, es equivalente a la Figura V.8, siendo por lo tanto, aplicables los comentarios que hemos realizado en su caso. En cuanto a la Figura V.12, el modelo a conseguido centrar mejor la nube de puntos, de esta forma se ha reducido la dispersión con respecto a la recta 1:1, aunque puede apreciarse claramente la subestimación del modelo para los valores bajos y altos de la difusa.

V.3.1.2. Modelo *CPCR2*

A continuación, aplicamos el modelo *CPCR2* para el cálculo de la radiación fotosintética, global, directa y difusa. Para realizar estas determinaciones hemos comenzado aplicando al modelo *CPCR2* las modificaciones propuestas por Gueymard (1993), éstas se refieren a las expresiones a partir de las cuales se calculan las masas óptica relativas del aire, del vapor de agua y del ozono. Gueymard (1993) es su trabajo utiliza las siguientes expresiones que mejoran los valores de las masas ópticas:

$$m_r = \frac{1}{\text{sen}h + 0.00176759(90-h)(4.37515+h)^{-1.21563}} \quad (\text{V.53})$$

$$m_w = \frac{1}{\text{sen}h + 0.000429452(90-h)(2.24849+h)^{-1.25290}} \quad (\text{V.54})$$

$$m_o = \frac{1}{\operatorname{sen}h + 0.0107489(90-h)(6.62667+h)^{-1.38802}} \quad (\text{V.55})$$

Partimos de la formulación original del modelo con la incorporación de las nuevas expresiones para las masas ópticas ya indicadas. Para el albedo de dispersión simple utilizamos el valor $\omega_o = 0.667$, al ser el que caracteriza mejor al tipo de aerosoles presentes en la estación radiométrica de Almería, como ya se ha probado para el modelo *PAR*. Para α tras una prueba preliminar con $\alpha = 1.3$, utilizamos los valores variables con la humedad. El cálculo de α se realiza de la misma forma que en el caso del modelo *PAR*, en este caso α se calcula para las longitudes de onda correspondientes a la banda B_1 del modelo *CPCR2*, los valores obtenidos se presentan en la Tabla V.7.

Humedad	0%	50%	70%	90%	99%
α	1.019	1.024	1.037	1.052	0.855

Tabla V.7: Valores de α en función de la humedad para las longitudes de onda correspondientes a la banda B_1 del modelo *CPCR2*.

Con los valores indicados de los parámetros aplicamos el modelo *CPCR2* a la base de datos de Almería para determinar las componentes del flujo fotosintético. En la Tabla V.8 ofrecemos los valores de a , b y R , así como de las desviaciones medias y cuadráticas medias para las tres componentes del flujo fotosintético estimadas a partir del modelo *CPCR2*. Si comparamos esta tabla con la Tabla V.5, que es la correspondiente para el modelo *PAR*, podemos observar como con el modelo *CPCR2* las desviaciones obtenidas son mayores. Las

mayores diferencias entre las desviaciones en los modelos se obtienen en la componente difusa. En la componente directa fotosintética la desviación media es algo superior en este modelo, pero no supera el 2 %, quedando la desviación cuadrática media en este caso en un 6 %. Lo que nos indica que el modelo paramétrico estima la componente directa de forma que las desviaciones se sitúan dentro de los límites impuestos por los errores instrumentales. Los errores de las componentes global y difusa se mantienen relativamente altos.

MODELO CPCR2	a ($\mu\text{Em}^{-2}\text{s}$)	b	R	M.B.D (%)	R.M.S.D. (%)
Componente global	-20	1.090	0.996	7.4	8.9
Componente directa	-206	1.125	0.980	-1.8	6.0
Componente difusa	108	0.88	0.876	33.7	37.1

Tabla V.8: Resultados del ajuste del modelo CPCR2 formulación original con parámetros $\omega_o = 0.667$ y α variable con la humedad, con los valores de Almería

A la vista de los resultados decidimos introducir en este modelo mejoras en la determinación de la componente difusa. Estas las haremos de la misma forma que para el modelo PAR. Modificamos las expresiones correspondientes a los cálculos de las componentes difusa por dispersión de aerosoles y difusa por dispersión de Rayleigh. Para ello adaptamos las expresiones (V.51) y (V.52), y así, aplicarlas al cálculo de las componentes difusa por dispersión de aerosoles y por dispersión de Rayleigh para el modelo CPCR2. Quedando de la forma:

$$R_{dr} = F_r \tau_o \tau_g \tau_w \tau_{aa} (1 - \tau_r^{0.95}) R_{bo} \cos \theta_z \quad (\text{V.56})$$

$$R_{da} = w_o F_c \tau_o \tau_g \tau_w \tau_{aa} \tau_r^{1.5} (1 - \tau_{as}) R_{bo} \cos \theta_z \quad (\text{V.57})$$

Al modelo con estas modificaciones lo denominaremos *CPCR2 modificado*, o

simplemente *CPCR2M*.

MODELO <i>CPCR2</i> <i>modificado</i>	a ($\mu\text{Em}^{-2}\text{s}$)	b	R	M.B.D (%)	R.M.S.D. (%)
Componente global	-64	1.063	0.996	1.0	5.0
Componente directa	-206	1.125	0.980	-1.8	6.0
Componente difusa	109	0.70	0.827	6.0	17.2

Tabla V.9: Resultados del ajuste del modelo *CPCR2M* con parámetros $\omega_0 = 0.667$ y α variable con la humedad, con los valores de Almería

En la Tabla V.9 podemos observar la mejora que producen las modificaciones que hemos introducido en la formulación del modelo *CPCR2* de Gueymard. La sobreestimación con la que el modelo original calcula la componente difusa fotosintética se reduce en un 27.7 %, para la componente global esta reducción es de un 6.4 %. Si comparamos estos resultados con los obtenidos con el modelo *PARM*, comprobamos que la reducción en las desviaciones medias es del mismo orden en ambos modelos para éstas dos componentes. Aunque tenemos que señalar como en este caso el modelo *CPCR2M* continúa sobreestimando las componentes.

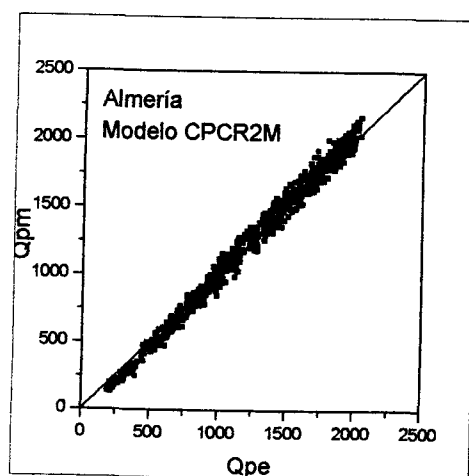


Figura V.13: Valores de Q_p estimados por el modelo *CPCR2M* frente a los experimentales. Datos Almería.

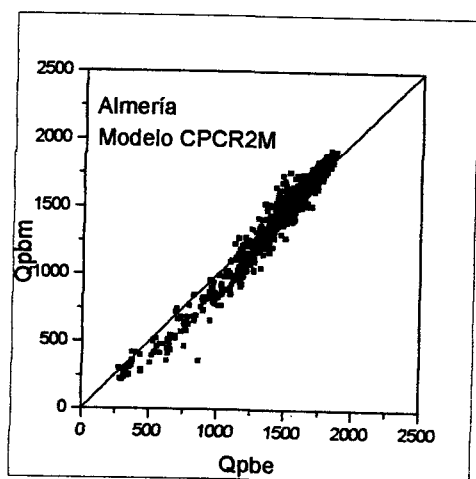


Figura V.14: Valores de Q_{pb} estimados por el modelo *CPCR2M* frente a los experimentales. Datos Almería

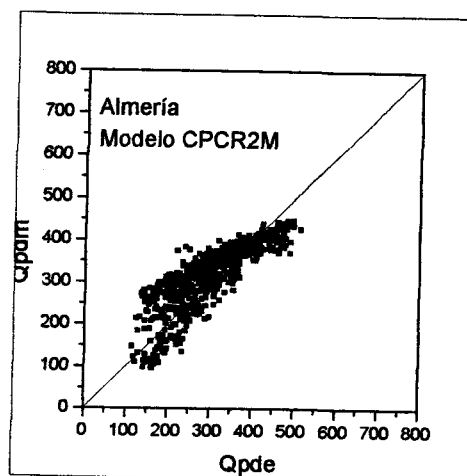


Figura V.15: Valores de Q_{pd} estimados por el modelo *CPCR2M* frente a los experimentales. Datos Almería

En las Figuras V.13, V.14, V.15 comparamos los valores de las componentes fotosintéticas experimentales y los estimados a partir del modelo *CPCR2M*. Observamos en la componente global fotosintética una ligera sobreestimación para valores altos. En la componente directa fotosintética la subestimación del modelo se produce para los valores bajos y medios preferentemente. En cuanto a la componente difusa se observa la como al centrarse los puntos con respecto a la recta 1:1, se mantiene para valores medios la sobreestimación del modelo .

V.3.2. Análisis de los modelos en la estación de Granada

Una vez estudiados el comportamientos de los modelos de Gueymard para la base de datos de Almería, así como la propuesta de mejoras para dichos modelos, pasamos a realizar el análisis de los modelo *CPCR2* y *PAR* para los datos procedentes de la estación radiométrica de Granada. Para la aplicación de los modelos contamos con una base de datos que recoge los registro de ésta estación durante los años 94 y 95.

V.3.2.1. Modelo PAR

Comenzamos nuestro estudio analizando el modelo *PAR*. Para ello aplicamos los mismos criterios que en el caso de los datos de Almería. El primer paso es determinar el valor más apropiado para el albedo de dispersión simple. Realizamos pruebas con los tres valores correspondientes al tipo de aerosoles urbanos. Los resultados de dichas pruebas muestran que la mejor estimación de los valores de las tres componentes tiene lugar al utilizar el valor $\omega_0=0.667$, atmósfera urbana contaminada. Coincidiendo este resultado con el obtenido para Almería.

Después de estas pruebas, en las que hemos utilizado un valor para α constante, lo sustituimos por los valores recogidos en la Tabla V.4, donde α se considera variable con la humedad. Esta modificación reduce los errores medios y cuadráticos medios en todas las componentes. De esta forma hemos comprobado que en Granada y Almería se producen el mismo tipo de mejoras al utilizar los valores de α variables con la humedad que sugiere Gueymard (1990).

Por último, intentamos reducir la sobreestimación que produce en la componente difusa la formulación del modelo *PAR* de Gueymard mediante las modificaciones, que ya hemos señalado, utilizando las expresiones V.51 y V.52, aplicadas en los cálculos de las componentes difusas por dispersión de aerosoles y de Rayleigh.

En la Tabla V.10 mostramos los resultados del ajuste para el modelo *PARM* utilizado con

los datos de Granada. Nos parece interesante señalar como los errores cometidos en la determinación de la componente directa fotosintética son mayores que los obtenidos para la base de datos de Almería. La causa puede estar conectada con el uso de los parámetros que se refieren al tipo de aerosoles, valores de ω_0 y de α . Los valores de α propuestos en la Tabla V.4 describen mejor los aerosoles de Almería que los de Granada.

MODELO PAR modificado	a ($\mu\text{Em}^{-2}\text{s}$)	b	R	M.B.D (%)	R.M.S.D. (%)
Componente global	-125	1.068	0.996	-2.5	5.0
Componente directa	-197	1.077	0.980	-6.1	8.0
Componente difusa	76	0.80	0.765	6.6	19.0

Tabla V.10: Resultados del ajuste del modelo PARM con parámetros $\omega_0 = 0.667$ y α variable con la humedad, con los valores de Granada

En las Figuras V.15, V.16 y V.17 mostrado los valores obtenidos para los datos de Granada con el modelo PARM. Señalamos brevemente los aspectos más destacables que muestras estas gráfica. Para la componente global difusa, el modelo subestima para valores bajos y produce el efecto contrario para los valores altos. Para la componente directa fotosintética se observa la subestimación del modelo para valores medios. Por último, para la componente difusa fotosintética el modelo sobrestima los valores medios. Si comparamos estas figuras con las figuras correspondientes a este modelo para la estación de Almería, Figuras V.10, V.11 y V.12, las tendencias del modelo PARM a la subestimación y sobreestimación que acabamos de indicar para Granada se producen igualmente para Almería. La diferencia está en los valores que producen dichas tendencias, esta se manifiesta en los valores de las desviaciones estadísticas señaladas en la Tablas V.6 y V.10, mayores para Granada.

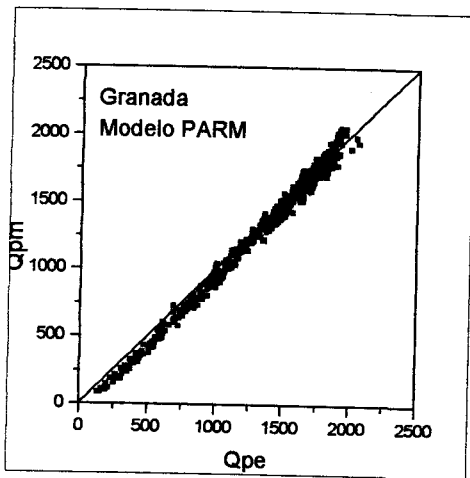


Figura V.16: Valores de Q_p estimados por el modelo PARM frente a los experimentales.

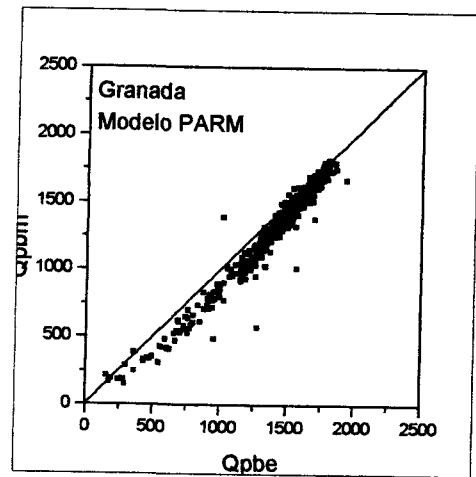


Figura V.17: Valores de Q_{pb} estimados por el modelo PARM frente a los experimentales.

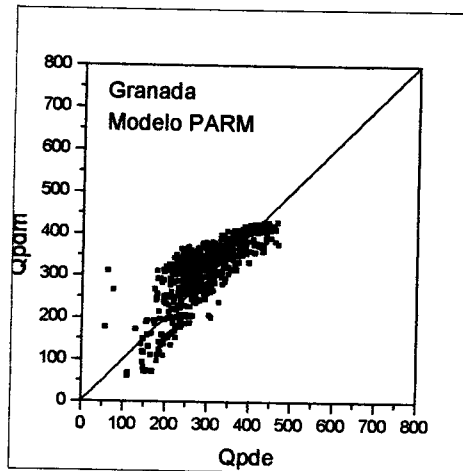


Figura V.18: Valores de Q_{pd} estimados por el modelo PARM frente a los experimentales.

V.3.2.2. Modelo CPR2

En este apartado recogemos los resultados obtenidos cuando se aplica el modelo CPR2 a la base de datos de Granada. El conjunto de pruebas realizadas hasta la puesta a punto de esta modelo son las mismas que en el caso de Almería. De forma resumida las indicaremos. Partiendo de los resultados del modelo PAR para Granada, tomamos como punto de partida los

valores de $\omega_0 = 0.667$ y de α los variables con la humedad, Tabla V.7. Probamos el modelo *CPCR2*, utilizando para el cálculo de las masas ópticas las expresiones modificadas por Gueymard (V.53, V.54 y V.55). Al realizar esta prueba, se obtiene como en el caso de Almería, que la componente difusa presenta una fuerte sobreestimación. Para reducir los valores modificamos los cálculos de las componentes difusa por dispersión por aerosoles y difusa por dispersión de Rayleigh, según las expresiones (V.56) y (V.57).

En la Tabla V.11 presentamos los resultados del análisis de los resultados obtenidos para el modelo *CPCR2M* para Granada.

MODELO <i>CPCR2</i> <i>modificado</i>	a ($\mu\text{Em}^{-2}\text{s}$)	b	R	M.B.D (%)	R.M.S.D. (%)
Componente global	-116	1.077	0.995	-0.7	4.7
Componente directa	-260	1.103	0.977	-7.7	9.4
Componente difusa	103	0.848	0.753	20.3	27.7

Tabla V.11: Resultados del ajuste del modelo *CPCR2M* con parámetros $\omega_0 = 0.667$ y α variable con la humedad, con los valores de Granada

Podemos señalar a la vista de los resultados mostrados por la Tabla V.11 y de la Tabla V.9, en Granada la desviación que se obtiene para la componente global fotosintética se mantiene a un nivel muy bajo, pero se produce un aumento destacables en las desviaciones tanto para la componente directa como para la componente difusa fotosintética, en comparación con los resultados de Almería. Si comparamos los modelos *PARM* y *CPCR2M* para los datos de Granada, Tablas V.10 y V.11, las diferencias se centran preferentemente en la estimación de la componente difusa fotosintética, el modelo *CPCR2M* no logra, en el caso de Granada, reducir

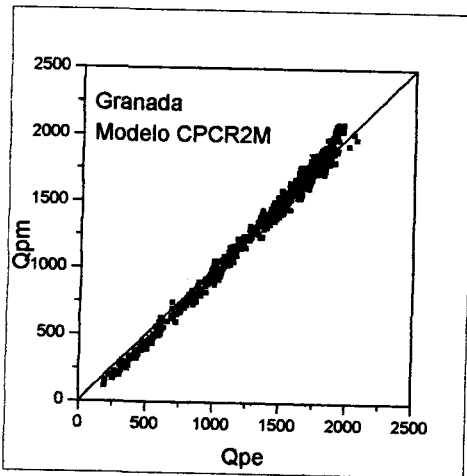


Figura V.19: Valores de Q_p estimados por el modelo CPCR2M frente a los experimentales. Datos Granada

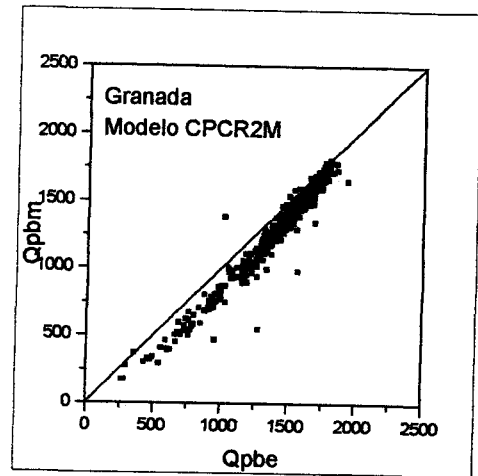


Figura V.20: Valores de Q_{pb} estimados por el modelo CPCR2M frente a los experimentales. Datos Granada

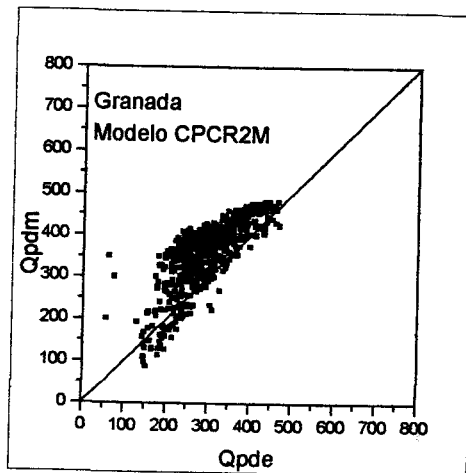


Figura V.21: Valores de Q_{pd} estimados por el modelo CPCR2M frente a los experimentales. Datos Granada

los errores al nivel que lo hace el modelo PARM, manteniéndose la desviación media en torno al 20 % y la cuadrática media alrededor del 22 %.

La visualización de la Figuras V.19, V.20 y V.21, nos permite comprobar como el comportamiento de las componentes al ser calculadas por el modelo CPCR2M. Es similar al comportamiento que se observaba cuando se realizan los cálculos a partir del modelo PARM, en

lo que se refiere a los rangos de subestimaciones y sobreestimaciones de las componentes. No obstante, hay que señalar que es más acusada la sobreestimación del modelo *CPCR2M* para el rango de los valores medios de la componente difusa fotosintética.

Para cerrar esta capítulo mostramos una tabla en la que se resumen los resultados obtenidos por los modelos *PARM* y *CPCR2M* para nuestras dos estaciones radiométricas, Tabla V.12. De esta forma quedan más claros los resultados para un rápido análisis y comentario.

MODELO	Componente	a ($\mu\text{Em}^{-2}\text{s}$)	b	R	M.B.D. (%)	R.M.S.D. (%)
<i>Almería</i> <i>PARM</i>	Global	-74	1.053	0.998	-0.8	5.0
	Directa	-53	1.038	0.979	0.0	6.6
	Difusa	58	0.734	0.849	-6.3	18.3
<i>Almería</i> <i>CPCR2M</i>	Global	-64	1.063	0.995	1.0	5.0
	Directa	-206	1.125	0.980	-1.8	6.0
	Difusa	109	0.695	0.827	6.0	17.2
<i>Granada</i> <i>PARM</i>	Global	-125	1.068	0.996	-2.5	5.0
	Directa	-197	1.077	0.980	-6.1	8.0
	Difusa	76	0.801	0.765	6.6	19.0
<i>Granada</i> <i>CPCR2M</i>	Global	-116	1.077	0.995	-0.7	4.7
	Directa	-260	1.103	0.977	-7.7	9.4
	Difusa	103	0.848	0.753	20.3	27.7

Tabla V.12: Resumen de los ajustes de los modelos *PARM* y *CPCR2M* con datos de Almería y Granada

Se observa como, en general, los dos modelos reproducen mejor la base de datos de Almería que la de Granada. Una posible causa, ya señalada, son los valores de α que hemos utilizado -Tabla V.4 y V.7-, para Granada y para Almería. Estos valores son capaces de

reproducir mejor el tipo de aerosoles de Almería que el de Granada. A pesar de ello vemos como el modelo *PARM* da resultados también para Granada altamente satisfactorios para todas las componentes.

En general, con el modelo *PARM* se consigue un grado mayor de correlación con los valores experimentales para las tres componentes fotosintéticas. La razón estriba en la formulación de los modelos. Gueymard desarrolla el modelo *PAR* utilizando las expresiones de la distintas transmitancias integradas para el rango de longitudes de onda correspondientes a la radiación fotosintética. Mientras que, en el modelo *CPCR2M*, una vez calculadas las componentes de la irradiancia en la banda B_1 -banda que comprende el ultravioleta y el visible-, se aplican unas expresiones de transformación que genera un error adicional en la estimación de las componentes.

Es importante señalar el hecho de que, el cálculo de la componente global fotosintética se obtiene a partir de las componentes fotosintéticas directa y difusa. A pesar de ello, las desviaciones estadísticas para la componente global son pequeñas en todas las situaciones. Esto se debe a que los errores cometidos en la determinación de las componentes directa y difusa fotosintética tienden a compensarse a la hora de calcular de la componente global. Sobre ésta es mayor el peso relativo de la componente directa que el de la componente difusa. Esto se puede apreciar claramente en el resultado obtenido para Granada con el modelo *CPCR2M*. Aunque la componente difusa presenta desviaciones estadísticas altas, la componente global queda estimada dentro del rango establecido por los errores experimentales. Los errores en la estimación de la componente directa fotosintética son pequeños. Siendo algo mayores los errores

cometidos en los cálculos de la componente difusa fotosintética.

CAPITULO VI

INFLUENCIA DE LAS NUBES EN LA RADIACIÓN

FOTOSINTETICAMENTE ACTIVA

VI.I. Introducción

En este Capítulo nos proponemos el estudio de las modificaciones que se producen en la componente global de la radiación fotosintéticamente activa, cuando atraviesa una atmósfera con nubes. El estudio lo haremos de forma simplificada y empírica. No utilizaremos pues, el desarrollo de la ecuación de transferencia radiativa para el caso de la nubes. Nos proponemos, siguiendo a distintos autores, determinar las variaciones originadas sobre la radiación solar - en nuestro caso, radiación fotosintéticamente activa- en función de la cantidad y tipo de nubes presentes en la atmósfera, (Blumthaler et al.,1994; Davies, 1995; Kasten and Czeplak ,1980).

En el Capítulo II, al hablar de la influencia de las nubes sobre la radiación que alcanza el nivel de tierra, ya señalamos cómo las nubes reflejan, absorben y transmiten la radiación que

incide sobre ellas, modificando tanto la cantidad de radiación que lleva al suelo como la composición espectral de la misma.

Los fenómenos de dispersión que se producen en las nubes por efecto de las partículas presentes en ellas, afectan más a las longitudes de onda corta y por lo tanto, al rango de longitudes de onda entre los que se encuentra la radiación fotosintética. Estos fenómenos producen la disminución de la radiación fotosintética global y directa que llega al suelo, al dispersar parte de la radiación hacia la atmósfera. Por otra parte, también se producen efectos de absorción de la radiación en las nubes. Este fenómeno actúa principalmente sobre las longitudes de onda larga, por lo que, aunque no modifica casi la radiación fotosintéticamente activa, si produce cambios en su proporción frente a la irradiancia total, es decir modifica la eficiencia fotosintética.

Ya se señaló en el Capítulo II la dependencia de la absorción y la reflexión con el tipo y cantidad de nubes, además de su posición en el cielo. Vimos también cómo son las nubes bajas las que reflejan mayor energía, mientras que las altas son las que más energía transmiten.

Para estudiar las variaciones en la radiación por el efecto de las nubes se busca la expresión que relacione la irradiancia para cielos cubiertos, R_{sc} , y la irradiancia para cielos despejados, R_{sd} :

$$R_{sc} = R_{sd} F(N) \quad (VI.1)$$

donde $F(N)$ es una función de las características de las nubes (cantidad, localización, tipo de

nubes).

Existen técnicas empíricas para la determinación de la función $F(N)$. Diferentes autores han desarrollado esta función, $F(N)$, parametrizándola en función de la transmitancia de la nube y la cantidad de nubes presentes en el cielo (Atwarter et Ball, 1981; Davies et Mckay, 1989; Degaetano et al, 1994, Davis, 1995). En estos trabajos, en la ecuación (VI.1), $F(N)$ se sustituye por la transmitancia de las nubes, τ_c :

$$R_{sc} = R_{sd} \tau_c \quad (\text{VI.2})$$

Podemos considerar la transmitancia total de las nubes, τ_c , como función de la cantidad de nubosidad del cielo, $f(c)$. Esta transmitancia total se puede expresar en función de las transmitancias correspondientes a cada capa de nube, i , escribiéndose de la forma siguiente:

$$\tau_c = \prod_{i=1}^n \frac{1 - c_i(1 - t_i)}{1 - \rho_a \rho_g} \quad (\text{VI.3})$$

donde c_i es la fracción de cielo cubierto por nubes de la capa i ; t_i es el coeficiente de transmisión de la capa i ; ρ_a y ρ_g son los albedos de la atmósfera y del suelo, respectivamente.

Otra forma de escribir la expresión (VI.3) es la siguiente:

$$\tau_c = \prod_{i=1}^n \tau_i \quad (\text{VI.4})$$

donde τ_i es la transmitancia de las nubes de la capa i .

La transmitancia de cada capa, τ_i es una función de la fracción de cielo cubierto por las nubes de esa capa:

$$\tau_i = f(c_i) \quad (VI.5)$$

Para determinar la transmitancia total se puede aplicar el análisis de la correlación. Se trata de buscar una función que sirva de modelo para ajustar los datos experimentales, en función de la cubierta fraccional de nubes del tipo i . Nosotros lo hemos utilizado a partir de la expresión (VI.5) y hemos determinado la transmitancia para cada una de las capas de nubes.

Como ya hemos visto en el Capítulo II, al hablar de las nubes las catalogamos en tres grupos o capas: nubes altas, nubes medias y nubes bajas. A partir de esta clasificación de nubes, determinaremos en este capítulo la transmitancia correspondiente a cada una de estas tres capas de nubes. Una vez calculada la función de la transmitancia para cada tipo de nube, estableceremos la transmitancia total, τ_c . Nuestro estudio lo realizaremos solamente para la componente global de la radiación fotosintéticamente activa. Buscamos una expresión de la forma siguiente:

$$\frac{Q_p(c)}{Q_p(0)} = \tau_b(c_b) \tau_m(c_m) \tau_a(c_a) \quad (VI.6)$$

siendo $Q_p(c)$ la componente global de la radiación fotosintética para un cielo con una cubierta fraccional de nubes, medida la cubierta de nubosa del cielo en octas, y $Q_p(0)$ la componente global para cielo despejado. Los subíndices b , m y a corresponden a los diferentes tipos de nubes bajas, medias y altas, respectivamente.

realizado a partir del factor de turbiedad de Linke, T_L . Una vez obtenidos los valores de β , definimos los valores medios mensuales, β_m como el valor medio de los β para condiciones de cielos despejados. Los β_m los utilizamos como parámetros de entrada en los cálculos de la componente global fotosintética para cielo sin nubes, con el modelo *PARM*. Así, el procedimiento seguido ha consistido en, para cada valor de la componente global para una cubierta de nubes medida en fracción de octas, $Q_p(c)$, aplicar el modelo paramétrico de cielo despejado modelo *PARM* y determinar la componente global fotosintética de cielo despejado, $Q_p(0)$. De esta forma queda definido el cociente entre la componente global fotosintética para cielo con nubes y la correspondiente componente para cielo despejado, $Q_p(c)/Q_p(0)$. Una vez definido el cociente procedemos al cálculo de la transmitancia de nubes. Este proceso lo aplicamos por separado a cada uno de los tipos de nubes. Calculamos de esta forma, la transmitancia debida a las nubes bajas, a las nubes medias y a las nubes altas. Y a partir de ellas llegamos a la determinación de la transmitancia total de nubes, aplicando la expresión (VI.6).

VI.2.2. Transmitancia para nubes bajas

Una vez descrito el método utilizado, pasamos a la determinación de la transmitancia para el caso en el que la cubierta nubosa esté formada por nubes de tipo bajo. Para ello, hemos seleccionado en nuestra base de datos las situaciones que nos interesan, cielos en los que la cubierta corresponde a nubes bajas.

En la Figura VI.1 representamos el cociente $Q_p(c_b)/Q_p(0)$ para la base de datos de Almería, en función de la fracción de cielo cubierto de nubes bajas, c_b -tomamos como medida

VI.2. Transmitancia de nubes para la componente global de la radiación fotosintéticamente activa

VI.2.1. Introducción

El paso previo al cálculo de la transmitancia de las nubes para la componente global de la radiación fotosintética, ha sido la elección del modelo paramétrico de cielo despejado para el cálculo de la componente global. Tras el estudio de los modelos paramétricos realizado en el Capítulo V, hemos elegido, el modelo *PARM*. Lo que ha motivado nuestra selección ha sido que cómo muestran el análisis realizado en el Capítulo V, es el modelo *PARM* con el que mejor se estima la componente global de la radiación fotosintética. A partir de dicho modelo determinamos la componente global de la radiación fotosintética para cielo despejado, $Q_p(0)$.

La base de datos seleccionada para el cálculo de la transmitancia de nubes ha sido la correspondiente a la estación del Almería, que cubre el periodo de tiempo comprendido entre los años del 90 al 94. Utilizamos estos datos por la frecuencia de observaciones de nubes que se tienen en Almería. Se registran cada hora hasta el 93 y a partir de este año cada dos horas. En Granada, en cambio, solamente se tienen cuatro observaciones al día, con menor contenido de información, razón por la que no se ha analizado en este trabajo.

A partir del estudio de los casos con cielos despejados hemos determinado los valores que toma el parámetro β . Como ya indicamos en el Capítulo V, el cálculo de β lo hemos

realizado a partir del factor de turbiedad de Linke, T_L . Una vez obtenidos los valores de β , definimos los valores medios mensuales, β_m como el valor medio de los β para condiciones de cielos despejados. Los β_m los utilizamos como parámetros de entrada en los cálculos de la componente global fotosintética para cielo sin nubes, con el modelo *PARM*. Así, el procedimiento seguido ha consistido en, para cada valor de la componente global para una cubierta de nubes medida en fracción de octas, $Q_p(c)$, aplicar el modelo paramétrico de cielo despejado modelo *PARM* y determinar la componente global fotosintética de cielo despejado, $Q_p(0)$. De esta forma queda definido el cociente entre la componente global fotosintética para cielo con nubes y la correspondiente componente para cielo despejado, $Q_p(c)/Q_p(0)$. Una vez definido el cociente procedemos al cálculo de la transmitancia de nubes. Este proceso lo aplicamos por separado a cada uno de los tipos de nubes. Calculamos de esta forma, la transmitancia debida a las nubes bajas, a las nubes medias y a las nubes altas. Y a partir de ellas llegamos a la determinación de la transmitancia total de nubes, aplicando la expresión (VI.6).

VI.2.2. Transmitancia para nubes bajas

Una vez descrito el método utilizado, pasamos a la determinación de la transmitancia para el caso en el que la cubierta nubosa esté formada por nubes de tipo bajo. Para ello, hemos seleccionado en nuestra base de datos las situaciones que nos interesan, cielos en los que la cubierta corresponde a nubes bajas.

En la Figura VI.1 representamos el cociente $Q_p(c_b) / Q_p(0)$ para la base de datos de Almería, en función de la fracción de cielo cubierto de nubes bajas, c_b -tomamos como medida

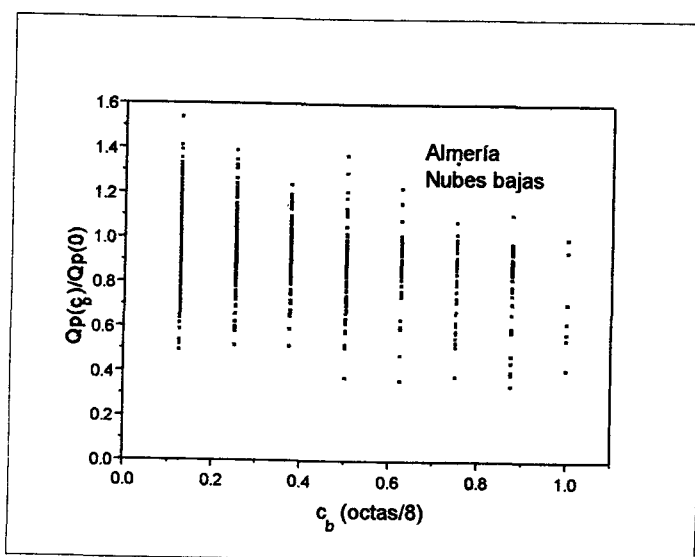


Figura VI.1: Cociente entre la componente global fotosintética para cielo con nubes bajas y la componente global para cielo despejado en función de la fracción de cielo cubierto con dicho tipo de nubes

para c_b la fracción de cielos cubierto expresado en $N/8$, siendo N el nº de octas-. En la gráfica podemos observar la variedad de valores que puede tomar el cociente para cada fracción de cielo cubierto. Se puede observar como los cielos más abundantes en Almería para este tipo de nubes son los poco cubiertos, con $c_b \leq 0.5$. Las situaciones de cielos completamente cubiertos, $c_b = 1$, son relativamente pocas.

La técnica que vamos a seguir para calcular la transmitancia para las nubes bajas, consta de un primer paso, que consiste en calcular los valores medios y de las desviaciones del cociente $Q_p(c_b) / Q_p(0)$ para cada valor de c_b . Cuando obtenemos esos valores buscamos la función que mejor ajuste los valores medios, cada uno de ellos los consideramos pesado por su desviación media.

Aplicando este procedimiento obtenemos la función que representa la transmitancia para

las nubes bajas, τ_b .

Después de realizar un conjunto de pruebas preliminares para el ajuste de los valores medios, obtenemos el tipo de función que ajusta mejor nuestros datos. Esta función adquiere la forma siguiente:

$$\frac{Q_p(c_b)}{Q_p(0)} = 1 - b_b * c_b^{a_b} \quad (\text{VI.7})$$

donde a_b y b_b son dos constantes adimensionales que tenemos que determinar.

Pasamos al cálculo de los coeficientes, obteniéndose: $b_b = 0.29 \pm 0.02$ y $a_b = 1.6 \pm 0.2$.

Quedando la transmitancia de las nubes bajas de la forma siguiente:

$$\frac{Q_p(c_b)}{Q_p(0)} = 1 - 0.29 * c_b^{1.6} \quad (\text{VI.8})$$

En la Figura VI.2 hemos representado el valor medio del cociente, $Q_p(c_b)/Q_p(0)$, para cada fracción de cubierta nubosa, la desviación media correspondiente y la función transmitancia calculada. Como puede observarse el comportamiento de las nubes bajas, teniendo en cuenta la función obtenida es el siguiente: para cielos con cubiertas de nubes pequeñas, la transmitancia es prácticamente la unidad, es decir, las nubes dejan pasar casi completamente la componente global fotosintética; mientras que para cielos muy nubosos la transmitancia tiende a reducir su valor con mayor rapidez. Como puede comprobarse a través de la Figura VI.2.

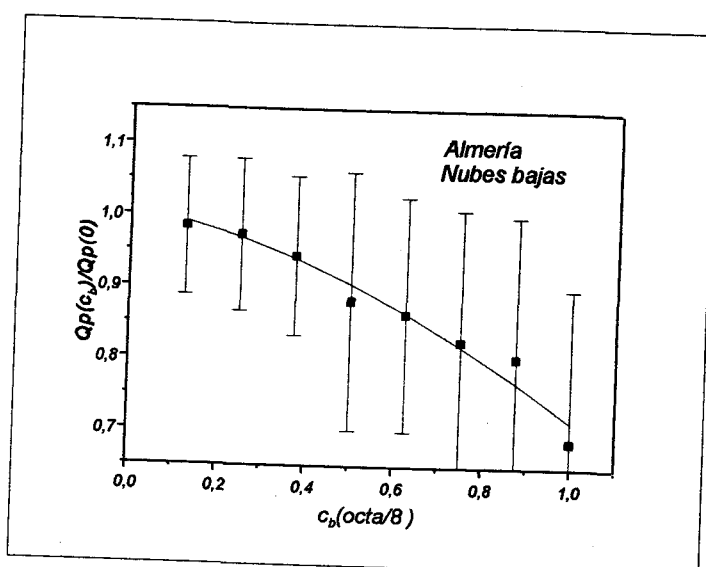


Figura VI.2: Valor medio y desviación media del cociente $Q_p(c_b)/Q_p(0)$ en función de la fracción de cielo cubierto por nubes bajas. Y representación de la función transmitancia de nubes bajas, τ_b .

Los niveles de dispersión que se muestran en las Figuras VI.1 y VI.2 nos llevan a buscar una posible explicación, la existencia de una dependencia del cociente $Q_p(c_b)/Q_p(0)$, con la masa óptica. Por este motivo nos proponemos hacer un estudio del cociente para diversos intervalos de masas ópticas. Realizamos este estudio y analizamos los resultados, comprobando que al calcular para cada intervalo de las masas ópticas, la recta que ajuste el cociente con la fracción de cielo cubierto, c_b , las pendientes correspondiente en cada caso, casi no manifiestan diferencias de unas a otras. Por lo que, podemos afirmar que la transmitancia para nubes bajas no presenta dependencia con la masa óptica. Los factores que podrían explicar las dispersiones presentes serían la posición de la nube con respecto al Sol y el espesor de la nube.

VI.2.3. Transmitancia para nubes medias

Pasamos al estudio de los efectos producidos por las nubes de tipo medio en la

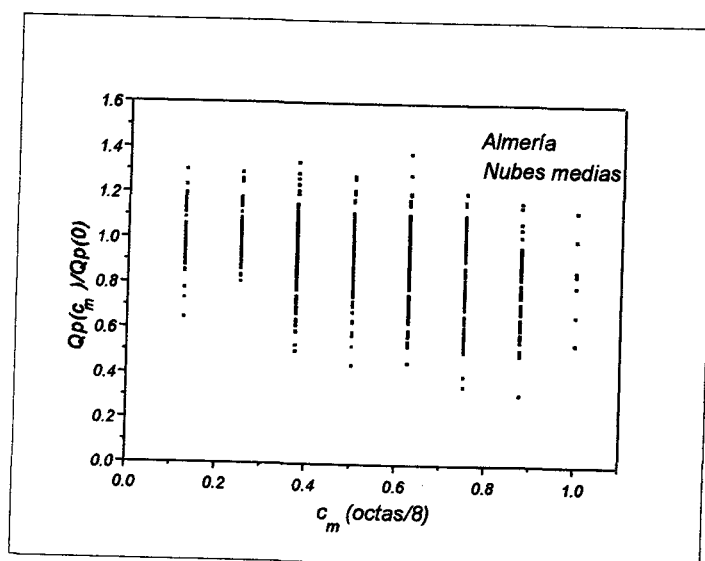


Figura VI.3: Cociente entre la componente global fotosintética para cielo con nubes medias y la componente global para cielo despejado en función de la fracción de cielo cubierto con dicho tipo de nubes

componente global de la radiación fotosintética. Para ello, estudiaremos el cociente de la componente global fotosintética para una fracción de cielo cubierto con nubes medias, $c_m Q_p(c_m)$ y la componente global para cielo despejado, $Q_p(0)$.

En la Figura VI.3 mostramos el comportamiento del $Q_p(c_m) / Q_p(0)$, en función de la fracción de cielo cubierto, c_m . Se puede observar en la Figura VI.3 como la frecuencia de cielos completamente cubiertos por nubes medias es pequeña, en cambio son relativamente numerosas las situaciones con 5 y 6 octas de nubes.

Para la determinación de la transmitancia para las nubes medias, partimos de nuevo de los valores medios del cociente, $Q_p(c_m)/Q_p(0)$, y de las desviaciones medias, correspondientes a cada fracción de cielo cubierto por nubes medias, c_m . Mediante el análisis de la correlación, buscamos la función que pueda ajustar mejor los valores medios, tomando al igual que en el

caso anterior, como función peso para cada valor medio su desviación. Volvemos a obtener una función del mismo tipo que la correspondiente a las nubes bajas, ecuación (VI.7). Calculamos los coeficientes para las nubes medias a_m y b_m , obtenemos los valores siguientes: $b_m = 0.22 \pm 0.03$ y $a_m = 1.4 \pm 0.3$. La función de la transmitancia para las nubes medias queda de la forma:

$$\frac{Q_p(c_m)}{Q_p(0)} = 1 - 0.22 * c_m^{1.4} \quad (VI.9)$$

Representamos los valores medios y las desviaciones del cociente $Q_p(c_m)/Q_p(0)$, así como la función de la transmitancia de nubes medias, τ_m -Figura VI.4-. La función transmitancia tiene un comportamiento parecido a la correspondiente a las nubes bajas para el rango cielos con pequeñas cubiertas de nubes, en cambio para los cielos muy cubiertos la disminución en la transmitancia de las nubes medias es más suave, pudiendose decir que, son menos eficaces las cubiertas de nubes medias a la hora de reducir la componente global fotosintética.

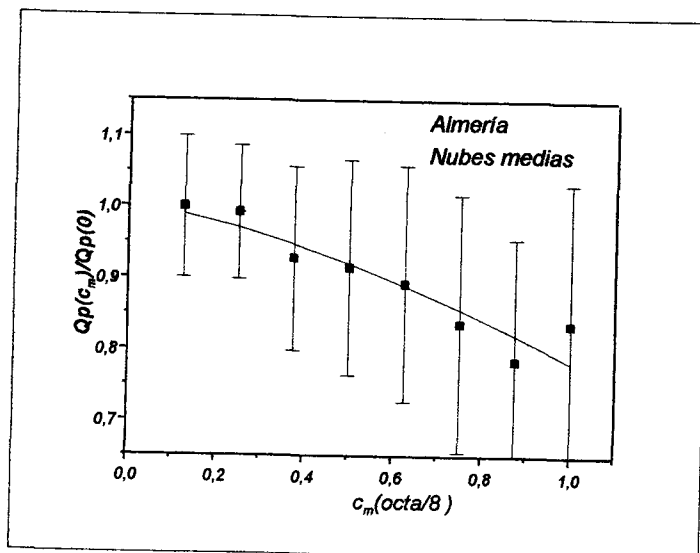


Figura VI.4: Valor medio y desviación media del cociente $Q_p(c_m)/Q_p(0)$ en función de la fracción de cielo cubierto por nubes medias, c_m . Y representación de la transmitancia para nubes medias, τ_m

De nuevo nos planteamos estudiar la transmitancia para las nubes medias en función de la masa óptica, dado que también en este caso las desviaciones medias del cociente son altas. Utilizamos los mismos intervalos para los valores de las masas ópticas. Tras realizar este estudio llegamos a la misma conclusión que en el caso de la transmitancia para nubes bajas, no muestra una dependencia clara con la masa óptica la transmitancia calculada para las nubes de tipo medio.

, VI.2.4. Transmitancia para nubes altas

Por último, nos queda determinar la expresión para la transmitancia de las nubes altas. Seleccionamos en la base de datos aquellos valores correspondientes a situaciones en las que la cubierta nubosa es de nubes altas. Estas situaciones son poco frecuentes en Almería, para que la base de datos utilizada para el cálculo de la transmitancia para nubes altas recoja datos

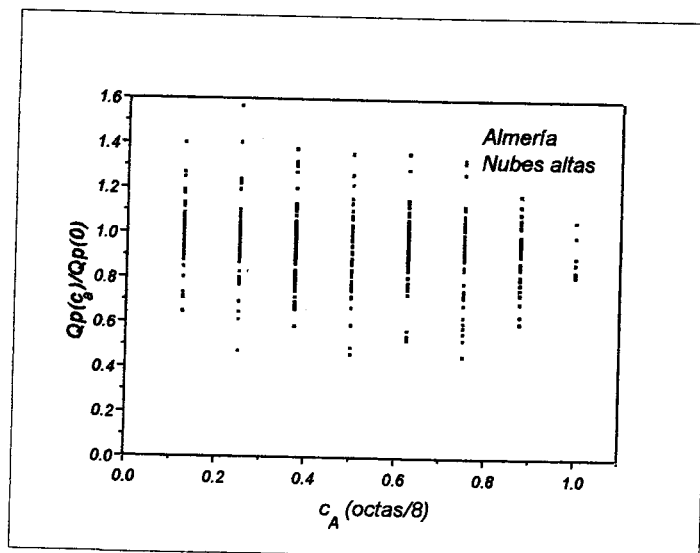


Figura VI.5: Cociente entre la componente global fotosintética para cielo con nubes altas y la componente global para cielo despejado en función de la fracción de cielo cubierto con dicho tipo de nubes

suficientes para realizar un estudio estadístico, hemos mantenido los casos en los que además de nubes altas pueda existir una octa de nubes de tipo bajo o medio.

En la Figura VI.5 hacemos una representación gráfica similar a las recogidas en las Figuras VI.1 y VI.3. En este caso el cociente que representamos, es el correspondiente a la componente global fotosintética, $Q_p(c_a)$, para una fracción cielo cubierto de nubes altas, c_a y la componente global para cielo despejado, $Q_p(0)$, en función de la fracción de cielo cubierto de nubes altas.

Siguiendo el mismo esquema que el indicado en los apartados anteriores, obtenemos la transmitancia para las nubes altas. La función que ajusta mejor los valores medios, pesados con las desviaciones medias correspondientes, es una función lineal, es decir, una función en la que el coeficiente a_a es igual a 1. Para b_a se obtiene $b_a = 0.099 \pm 0.007$. La transmitancia para nubes altas queda, por lo tanto, de la forma:

$$\frac{Q_p(c_a)}{Q_p(0)} = 1 - 0.099 * c_a \quad (\text{VI.10})$$

En la Figura VI.6 representamos los valores medios del cociente, $Q_p(c_a)/Q_p(0)$, sus desviaciones y la función calculada para la transmitancia de las nubes altas. Si comparamos esta última función con las correspondientes a las nubes bajas y medias, se observa como la extinción que producen las nubes altas a la componente global de la radiación fotosintética es menor a la obtenida en los casos anteriores.

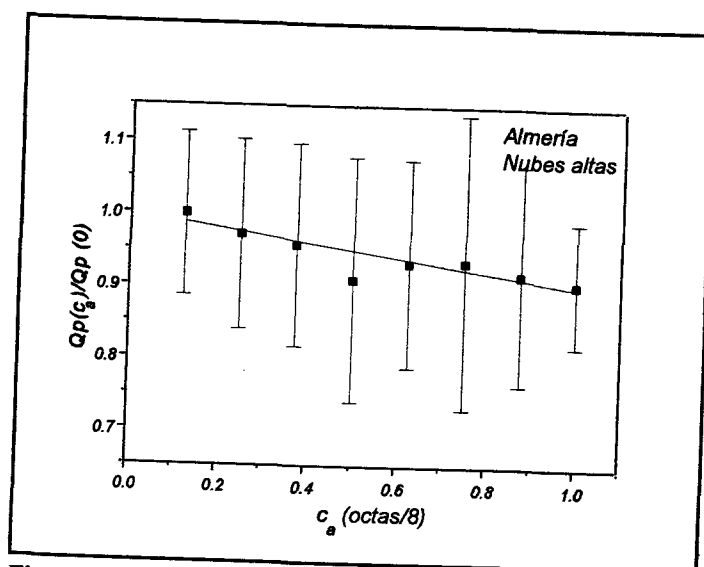


Figura VI.6: Valores medios y desviaciones medias del cociente $Q_p(c_a)/Q_p(0)$ en función de la fracción de cielo cubierto por nubes altas. Y representación de la transmitancia para las nubes altas, τ_a

En este caso también realizamos el estudio de la transmitancia en función de la masa óptica. Los resultados obtenidos nos permiten afirmar de nuevo, que la transmitancia para las nubes altas no depende de este parámetro de forma significativa.

Una vez realizados, los cálculos de las transmitancias para los tres tipos de nubes, podemos resumir algunos de los resultados obtenidos. Se observa que $a_b > a_m > a_a$ y que $b_b > b_m > b_a$, estas relaciones indican que las nubes bajas son las que presentan una menor transmitancia para la radiación fotosintética global; mientras que las nubes de tipo alto son las que mayor proporción de radiación fotosintética transmiten. La transmitancia de las nubes medias queda entre ambas. Estos resultados están en consonancia con lo expuesto en el Capítulo II, al describir el comportamiento de la radiación cuando atraviesa las nubes que encuentra en su camino hacia la tierra. Atwater y Ball (1981) al estudiar el efecto de las nubes en la irradiancia solar, hacen un estudio comparativo, para diferentes modelos de transmitancia de nubes, aplicados a distintos

tipos de nubes. En él se obtiene un resultado análogo al nuestro, en cuanto al tipo de nubes que transmiten más radiación y las que menos.

Podemos comparar las expresiones que hemos obtenido para las transmitancias para los tres tipos de nubes con las calculadas por diversos autores. Es importante señalar que en los trabajos que vamos a citar no se calcula la transmitancia de nubes para la radiación fotosintética global, sino para la componente global de la irradiancia solar y por otra parte, no se realizan cálculos haciendo distinción en tipos de nubes. A pesar de estas diferencias, estudian la transmitancia de nubes utilizando una formulación semejante a la nuestra, expresan la transmitancia en función de la cubierta de nubes a través de expresiones del tipo de la ecuación (VI.7). El primero de estos trabajos es el de Davis (1995), en Washington obtiene para los coeficientes b y a , para una expresión del tipo (VI.7), los valores: $b = 0.6740$ y $a = 2.854$. El segundo trabajo es el de Kasten y Czeplak (1980), en Hamburgo (Alemania) obtienen para estos coeficientes, los valores $b = 0.75$ y $a = 3.4$. A partir de los resultados obtenidos por estos autores para la transmitancia de nubes para la irradiancia global y de los nuestros para la componente global de la radiación fotosintética, podemos comprobar cómo las nubes transmiten mayor proporción de radiación fotosintética global que de irradiancia global. Este resultado nos indica que en situaciones de cielos cubiertos la eficiencia fotosintética global aumentará, estando este hecho de acuerdo con el comportamiento que presenta la eficiencia fotosintética global frente a los valores bajos de ϵ (Capítulos III y IV).

Por último, las desviaciones de los valores medios del cociente, de la componente global fotosintética con nubes y la componente global fotosintética sin nubes, para cada uno de los tipos

de nubes, son altas. No presentan dependencia con la masa óptica, por lo que, la explicación puede encontrarse en la dependencia que tiene la transmitancia de las nubes con la posición de éstas con respecto al Sol y en el espesor de la nube. Ya se indicó en el Capítulo II, como estos eran factores a considerar a la hora del estudio de la transmitancia de las nubes.

VI.2.5. Transmitancia total. Comprobación de los resultados.

Obtenidas las transmitancias para cada tipo de nubes, podemos establecer el valor de la transmitancia total, τ_c . El modelo para la transmitancia de nubes lo hemos desarrollado, tomando la base de datos de Almería y seleccionando según el momento, los casos de cielo con cubierta de nubes bajas, medias y altas. Así se calcula la transmitancia τ_b , τ_m y τ_a , respectivamente. Seguidamente, se combinan todas las transmitancias para llegar a obtener τ_c , a partir de las expresión VI.6.

La transmitancia total calculada se puede escribir como:

$$\tau_c = (1 - 0.29 * c_b^{1.6}) * (1 - 0.22 * c_m^{1.4}) * (1 - 0.0099 * c_a) \quad (\text{VI.11})$$

A continuación, comprobaremos la validez de los resultados obtenidos a partir del modelo para transmitancia desarrollado. Para ello, calcularemos la componente global fotosintética, $Q_{pm}(c)$, a partir de la expresión (VI.12) y la compararemos con los valores experimentales, $Q_{pe}(c)$:

$$Q_{pm}(c) = Q_p(0) * \tau_c \quad (\text{VI.12})$$

Vamos a aplicar el modelo de transmitancia total a tres situaciones diferentes para la base de datos de Almería. La primera situación corresponde a cielos despejados, en los que se cumple que $c_b = c_m = c_a = 0$. La segunda es la que denominaremos de cielos cubiertos, en este caso la condición impuesta es que $c_b + c_m + c_a > 0$. La tercera situación corresponde a todo tipo de cielo, por lo que tomamos la base completa de datos. El estudio de la situación correspondiente a los cielos despejados, nos ofrece la posibilidad de comprobar la validez del cálculo de la componente global de la radiación fotosintética, a través del modelo *PARM* de cielos despejados, utilizando un valor medio mensual para β . La segunda y la tercera situación hacen posible determinar la validez del modelo para la transmitancia de nubes, ya que se utilizan dos bases de datos diferentes a la usada para el desarrollo del modelo. La primera corresponde al conjunto de datos que recoge todas las situaciones con algún tipo de nubosidad en Almería, y la segunda utiliza el conjunto completo de datos de Almería, es decir, incluyen casos con más de un tipo de nube presente.

Los resultados del análisis de regresión son los mostrados en la Tabla VI.1. En ella, se indican los valores de la recta de ajuste de los resultados estimados por el modelo de transmitancia, frente a los datos experimentales, siendo a la ordenada en el origen y b la pendiente. También se indica el valor del coeficiente de correlación, R , y las desviaciones media, $M.B.D.$, y cuadrática media, $R.M.S.D.$

Los resultados correspondientes a cielos despejados, los podemos comparar con los obtenidos en el Capítulo V al utilizar el modelo *PARM* para el cálculo de la componente fotosintética global para Almería. Según vimos en el Capítulo V, la componente global de la

radiación fotosintética, cuando se calculaba con el modelo paramétrico *PARM*, se estimaba con una desviación media del -0.8 % y una desviación cuadrática media del 5.0 %. En este caso se obtienen desviaciones del 4.0 % y del 9.6 %, respectivamente. Este aumento en las desviaciones pone de manifiesto la importancia que tiene para los modelos paramétricos, el uso de un valor adecuado para β y por lo tanto, del método con el que se determina, ya que la información sobre las características de los aerosoles no está disponible en nuestras estaciones radiométricas. A su vez, los resultados nos indican como a pesar del error introducido al utilizar como valor para β , el promedio mensual β_m , se determina la componente global fotosintética con un margen de error relativamente pequeño.

SITUACION	a ($\mu\text{Em}^{-2}\text{s}^{-1}$)	b	R	M.B.D. (%)	R.M.S.D. (%)
<i>Cielos despejados</i>	12	1.029	0.983	4.0	9.6
<i>Cielos cubiertos</i>	30	0.978	0.970	0.6	11.0
<i>Todo tipo de cielos</i>	22	1.000	0.975	2.0	10.4

Tabla VI.1: Resultados del ajuste del modelo para transmitancia de nubes y los valores experimentales.

Para cielos cubiertos, las desviaciones medias alcanzadas son del mismo orden de magnitud que las que hemos obtenido, en el Capítulo V, cuando se determina la componente fotosintética a partir del modelo paramétrico *PARM*; y en el Capítulo IV, cuando se utilizan los modelo empírico. En cambio, las desviaciones cuadráticas medias son algo mayores que las que se producían en estos casos. Los errores del modelo al aplicarse a todo tipo de cielos son algo mayores a los errores que hemos determinado para las situaciones con cubierta de nubes de todo tipo, pero en todo caso nos movemos dentro de los márgenes de los errores experimentales.

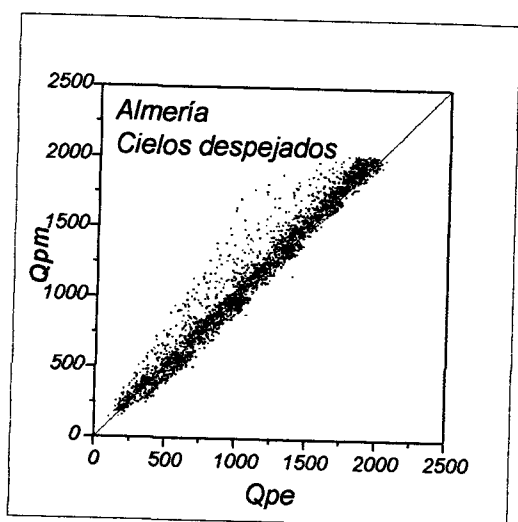


Figura VI.7: Valores de Q_p calculados con el modelo de transmitancia de nubes frente a los experimentales, para cielos despejados. Datos de Almería.

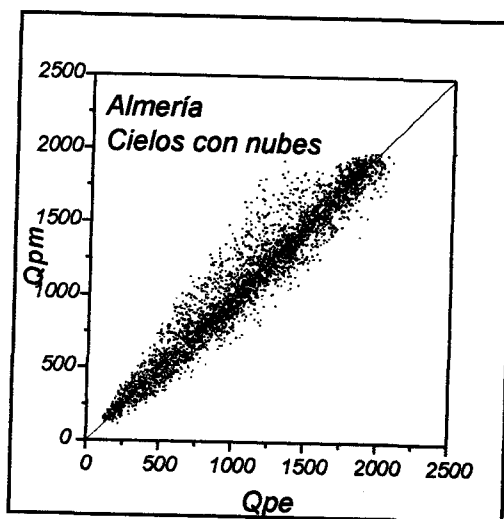


Figura VI.8: Valores de Q_p calculados con el modelo de transmitancia de nubes frente a los experimentales, para cielos cubiertos. Datos de Almería.

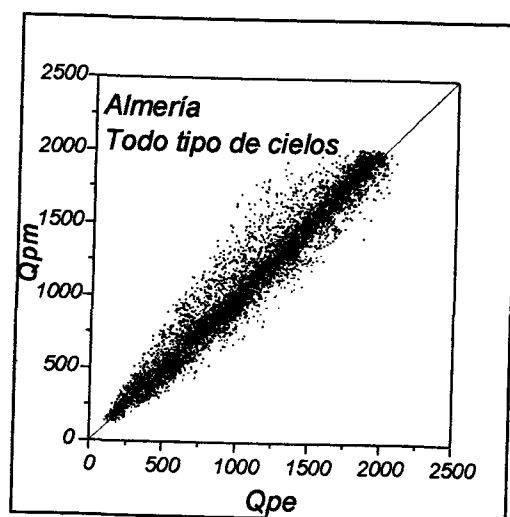


Figura VI.9: Valores de Q_p calculados con el modelo de transmitancia de nubes frente a los experimentales, para todo tipo de cielos. Datos de Almería.

En la Tabla V.1, se reflejan los valores del coeficiente de correlación, que en todos los casos son altos. Las ordenadas en el origen son muy bajas y las pendientes de las rectas de ajuste son prácticamente la unidad. Estos hechos los visualizamos a través de las Figuras VI.7, VI.8 y

VI.9. En ellas se representan los valores de la componente global fotosintética, calculados a través del modelo, en función de los datos medidos en la estación de Almería. En todas las figuras hemos trazado la recta 1:1 como referencia.

Podemos observar en la gráfica para cielos despejados, el alto grado de correlación entre los datos, aunque se muestra una sobreestimación para algunos valores, estos se encuentran en todo el rango de valores intermedios, esta distribución da lugar a una asimetría en cuanto a la distribución de los puntos respecto a la recta 1:1.

En las gráficas correspondientes a cielos cubiertos y todo tipo de cielos -Figuras VI.8 y IV.9-, se puede comprobar la mayor simetría con la que se distribuyen los puntos respecto a la recta 1:1, lo que da lugar a desviaciones medias bajas; en cambio, la dispersión es mayor que en la Figura VI.7, por lo tanto los valores de las desviaciones cuadráticas medias son **mayores**.

Una vez analizados los resultados obtenidos por el modelo de transmitancia de nubes, podemos indicar cómo el modelo, formulado a partir de las transmitancias para cada tipo de nubes -bajas, medias y altas-, estima correctamente la componente global fotosintética.

CONCLUSIONES

Señalaremos a continuación algunos de los aspectos más relevantes que han ido apareciendo a lo largo de los diferentes capítulos, constituyendo las conclusiones de nuestro estudio.

Hemos puesto de manifiesto la imprecisión a la que se llega cuando tomamos las componentes de la radiación fotosintéticamente activa horaria como un factor constante de la componente correspondiente de la irradiancia solar. Es decir, hemos mostrado la variabilidad de la eficiencia fotosintética global, directa y difusa. La eficiencia fotosintética depende de la elevación solar, el contenido de agua precipitable, la presencia de nubes y la carga de aerosoles existentes en la atmósfera. Se ha demostrado la necesidad de contar con un conjunto de parámetros que describan las condiciones de las que depende la eficiencia. Así mismo, hemos propuesto un conjunto de parámetros que cumplen con el requisito de caracterizar, en cada

momento, las condiciones del cielo de las que dependen las eficiencias. Este conjunto está compuesto por los parámetros de Perez et al. (1990) -parámetro de claridad, k_t , y de brillo, β -, por el coseno del ángulo cenital, $\cos^2 \theta_z$, y por la temperatura de punto de rocío, T_d . Con estos cuatro parámetros podemos describir de forma correcta y sencilla las variaciones en la eficiencia fotosintética global, directa y difusa.

El conjunto de parámetros señalados nos ha permitido el desarrollo de modelos empíricos locales para las tres componentes de la eficiencia fotosintética, tanto para la estación radiométrica de Almería como para la de Granada. A partir de los modelos empíricos locales y de las medidas de las componentes de la irradiancia solar, se pueden determinar las componentes global, directa y difusa de la radiación fotosintética, quedando las estimaciones de dichas componentes dentro de los márgenes de error establecidos por los errores experimentales. Las desviaciones medias y cuadráticas medias para la componente global fotosintética están alrededor del 2 % y del 3 %; para la componente directa están alrededor del 2 % y del 6.5 %; y por último, para la componente difusa quedan en torno al 3 % y al 7 %.

Asimismo, se han desarrollado modelos empíricos locales para la componente global que sean aplicables en aquellas estaciones donde no se registre la componente difusa de la irradiancia solar, ni exista tampoco la posibilidad de determinar la temperatura de punto de rocío. En este caso hemos reemplazado los parámetros de Perez por el índice de claridad, k_t .

Las expresiones de los modelos empíricos para una estación y para otra recogen las mismas dependencias funcionales para los parámetros. Se ha demostrado cómo todos los modelos

empíricos desarrollados en una estación se pueden aplicar para el cálculo de la radiación fotosintética en la otra estación. Esto nos ha llevado a afirmar que los modelos obtenidos son aplicables a lugares con diferentes condiciones climáticas. Por esta misma razón hemos desarrollado otro conjunto de modelos, modelos únicos, que se calculan como combinación de los modelos locales. Los coeficientes que aparecen en los modelos únicos son los valores medios de los coeficientes correspondientes a los modelos de Almería y Granada. Con los modelos únicos se logran estimaciones de las componentes fotosintéticas del mismo grado de validez que las conseguidas con los modelos desarrollados para cada estación. A través de los modelos empíricos podemos determinar la radiación fotosintética de forma precisa y sencilla en aquellas estaciones en las que no se midan este tipo de componentes radiativas.

Hemos puesto a punto dos modelos paramétricos para el cálculo de la radiación fotosintética en cielo despejado. Estos se utilizan para los casos en los que sea necesario calcular la radiación fotosintética sin necesidad de disponer de medidas de las componentes de la irradiancia solar, y para las estimaciones a partir de observaciones realizadas desde satélite. Para este desarrollo hemos analizado los modelos *CPCR2* -modelo de dos bandas- y *PAR* -modelo desarrollado para determinar la radiación fotosintéticamente activa- de Gueymard (1989a, 1989b), presentando una formulación modificada. Hemos puesto en evidencia, siguiendo a diversos autores, la necesidad de contabilizar de forma adecuada el efecto de los aerosoles.

La primera fase de nuestro estudio de los modelos paramétricos ha consistido en la determinación del valor del parámetro de turbiedad de Angström, β , que hemos calculado a través del factor de turbiedad de Linke, T_L . Posteriormente, para poner a punto los modelos

paramétricos, hemos pasado a la elección del albedo de dispersión simple. El valor más apropiado para nuestras dos estaciones ha sido el valor correspondiente a los aerosoles de tipo urbano contaminado, $T_o = 0.667$. La propuesta de un " variable con la humedad también ha supuesto una mejora en los modelos, llegándose a obtener la componente directa fotosintética con errores muy pequeños. A la vista de los resultados, se plantean dos nuevas modificaciones para mejorar el cálculo de la componente difusa fotosintética. Las modificaciones han sido relativas al cálculo de las componentes difusas por dispersión de aerosoles y por dispersión de Rayleigh. Hemos incluido el albedo de dispersión simple en el cálculo de la componente difusa por dispersión de aerosoles, y también hemos añadido unas modificaciones basadas en el código Spectral 2 para las componentes difusas por dispersión de aerosoles y de Rayleigh. De esta forma, hemos puesto a punto los modelos que denominamos *PARM* y *CPCR2M*.

A partir los modelos *CPCR2M* y *PARM* hemos calculado la componente directa del flujo fotosintético con desviaciones medias inferiores al -2 % en Almería y por debajo del -8 % en Granada. Los mejores resultados son proporcionados por el modelo *PARM*. La componente difusa fotosintética mantiene un nivel mayor en sus desviaciones medias en torno al ± 6.3 % para Almería con ambos modelos, y para Granada del 6.6% con el modelo *PARM*, y del 20 % con el modelo *CPCR2M*. La componente global fotosintética, que se calcula a partir de los valores de las otras dos componentes, se estima con unas desviaciones dentro del margen del error instrumental. En Almería las desviaciones medias están alrededor del ± 1.0 % para ambos modelos y en Granada del -2.5 % para el modelo *PARM* y del -0.7 % para el modelo *CPCR2*. Esto último nos revela el mayor peso que tiene la componente directa fotosintética sobre la componente global fotosintética. Globalmente el mejor resultado corresponde al modelo *PARM*.

Hemos desarrollado un modelo empírico de transmitancia de nubes para la componente global de la radiación fotosintética. El desarrollo ha consistido primeramente en la determinación de la transmitancia para cada uno de los tipos de nubes seleccionados: bajas, medias y altas. Solamente hemos establecido esta división en tres grupos de nubes, dado que en nuestra base de datos el número de observaciones de nubes a lo largo del día no nos posibilita una clasificación más detallada. A partir de las transmitancias para nubes altas, medias y bajas, se determina la transmitancia total. La modelización nos muestra cómo la transmitancia debida a nubes presenta una dependencia no lineal con la fracción de cielo cubierto. De hecho observamos diferencias en el valor del exponente que afecta a dicha fracción en función del tipo de nubes considerado. Hemos comprobado que la formulación de las transmitancias no presenta dependencia con la masa óptica, en este sentido consideramos que la dispersión que presentan las transmitancias está asociada a las variaciones de posición de la nube con respecto al Sol y a las variaciones de espesor de la nube dentro de una misma categoría. Con las expresiones obtenidas para las transmitancias de cada tipo de nubes, hemos comprobado que son las nubes bajas las que transmiten menos radiación fotosintética, siendo las nubes altas las que transmiten mejor la componente global de la radiación fotosintética.

Los resultados correspondientes al desarrollo de una formulación de transmitancia debida a nubes se han empleado en la propuesta de un modelo de estimación para todo tipo de condiciones de cielo. El modelo en cuestión incluye la modelización paramétrica de cielo despejado *PARM* y al modelo de transmitancia de nubes desarrollado. Este modelo permite obtener la componente global de flujo fotosintético con errores medios del 2% y cuadráticos

medios en torno al 10% para todo tipo de condiciones de cielo.



BIBLIOGRAFIA

Al-Aruri, S., Rasas, M., Al-Jamal K. and Shaban N. (1988) An assessment of global ultraviolet solar radiation in the range (0.290-0.385) μm in Kuwait, *Solar Energy*, 41, 159-164.

Al-Auri, S.D. (1990) The empirical relationship between global radiation and global ultraviolet (0.290-0.385) μm solar radiation components, *Solar Energy*, 45, 61-64.

Angström, A. (1929). On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air. *Geografis. Annal* 2, 156-166.

Atwater, M.A. and Ball, J.T. (1981) Effects of clouds on insolation models. *Solar Energy*, 27, 37-44.

- Batlles, F.J., Olmo F.J. and Alados-Arboledas, L. (1994) On shadowband correction methods for diffuse irradiance measurements, *Solar Energy*.
- Berninger, F. (1994) Simulated irradiance and temperature estimates as a possible source of bias in the simulation of photosynthesis. *Agric. and Forest. Meteor.*, 71, 19-32.
- Bird, R.E. (1982) A beer' solar based simple spectral model for direct normal and diffuse horizontal irradiance. Rep. TR-215-1781, SERI, Golden, C.O.
- Bird, R.E. (1984) A simple solar spectral model for direct-normal and diffuse horizontal irradiance, *Solar Energy*, 32, 461-471.
- Bird R.E. and Riordan C. (1986) Simple solar spectral model for direct and diffuse irradiance on horizontal and tilted planes at the Earth's surface for cloudless atmospheres, *J. Climate and Applied Meteorol.*, 25, 87-97.
- Blumthaler, M. and Ambach, W. (1994) Changes in solar radiation fluxes after Pinatubo eruption, *Tellus*, 46B, 76-78.
- Blumthaler, M, Ambach, W and Salzgerber, M. (1994) Effects of cloudiness om global and diffuse UV irradiance in a high-mountain area, *Theor. Appl. Climatot*, 50, 23-30.
- Bluth, G.J.S., Doiron, S.D., Schnetzler C. Krueger A.J. and Ealtyer, L.S. (1992) Global tracking

of the SO₂ clouds from June 1991 Mount Pinatubo eruptions, *Geoph. Res. Lett.*, 19, 151-154.

B.M.D.P., Statistical Software Manual, Vol.1, B.M.D.P. Statistical Software, Ireland, 1991.

Brine, D.T. and Iqbal, M. (1983). Diffuse and global solar spectral irradiance under cloudless skies. *Solar Energy* 30 (5), 447-453.

Britton, C.M. and Dodd, J.D. (1976) Relationships of Photosynthetically active radiation and shortwave irradiance, *Agric. Meteorol.*, 17, 1-7.

Coulson, K.L. (1975), *Solar and terrestrial radiation*. Academic. Press.

Davies, J.A. (1987) Parameterization for Rayleigh scattering, *Solar Energy*, 39, 31-31.

Davies, J.A. and McKay, D.C. (1989) Evaluation of selected models for estimating solar radiation on horizontal surface. *Solar Energy*, 43, No 3, 153-168.

Degaetano, A.T., Eggleston, K.L. and Knapp W.W. (1995) A comparison of daily solar radiation estimates for the Northeastern United States using the Northeast Regional Climate Center and National Renewable Energy Laboratory Models. *Solar Energy*, 55, No 3, 185-194.

Dogniaux, R. (1975) Variations géographiques et climatiques des expositions énergétiques solaires sur des surfaces réceptrices horizontales et verticales. Rep. B38, IRM. Bruxelles.

- Eck, T.F. and Dye, D.G. (1991) Satellite estimation of incident photosynthetically active radiation using ultraviolet reflectance. *Remote Sens. Environ.*, 38, 135-146.
- Elhadidy M.A., Abdel Nabi, D.Y. and Kruss, P.D. (1990) Ultraviolet radiation at Dhahran, Saudi Arabia, *Solar Energy*, 44, 315-319.
- Elterman, L. (1968) UV, visible and IR attenuation for altitudes to 50 km, 1968. Rep. AFCRL-68-0153, Air Force Cambridge Research Lab., Hanscom, MA.
- Feister, U. and Grasnick K.H. (1992) Solar UV radiation measurements at Postdam (52°22'N, 13°5'E), *Solar Energy*, 49, 541-548.
- Foyo-Moreno, I., Alados-Arboledas, L. y Castro-Diez, Y. (1993) Parameterizing cloud radiation effects. *IRS'92: Current Problems in Atmospheric Radiation*, A. Deepak, Pub., 47-51.
- Fröhlich, C. y London, J. (1986) Revised instruction manual on radiation instruments and measurements. WCRP. Pub. Series No 7. WMO/TD. No 149, 140 pp.
- Gleason, J.F., Bhartia, P.K., Herman, J.R., McPeters R., Newman, P., Stolarski, R.S., Flynn, L., Labow, G., Larko, D., Seftor, C., Wellemeyer C., Komhyr, W.D., Miller A.J. and Planet W. (1993) Record low global ozone in 1992, *Science*, 260, 523-526.
- Guetin, T.W. (1989) Photosynthetically active radiation: Prediction modelling and efficacy

variations with insolation and moisture conditions. Tesis doctoral.

Gueymard, C. (1989,b) An atmospheric transmittance model for the clear sky beam, diffuse and global photosynthetically active radiation. *Agric. Forest. Meteorol.*, 45, 215-229.

Gueymard, C. (1989,a) A two-band model for the calculation of clear sky solar irradiance, illuminance and photosynthetically active radiation at the earth's surface, *Solar Energy*, 43, 253-265.

Gueymard, C. (1993) Critical analysis and performance assessment of clear sky solar irradiance models using theoretical and measured data, *Solar Energy*, 51, 121-138.

Gueymard, C. (1994) Updated transmittance functions for use in fast spectral direct beam irradiance models, *Proceedings 23^o American Solar Energy Society Annual Conference*, San Jose, CA.

Houghton, J.T. (1994) *Global warming the complete brief*. A. Liou Book, Oxford.

Howell, T.A., Meek, D.W. and Hatfield, J.L. (1983) Relationship of photosynthetically active radiation to shortwave radiation in the San Joaquin Valley. *Agric. Meteorol.*, 28, 157-175.

Iqbal, M. (1983), *An introduction to solar radiation*. Academic Press.

- Justus C.G. and Paris M.V. (1985) A model for solar spectral irradiance and radiance at the bottom and top of a cloudless atmosphere. *J.Clim.Appl.Meteor.*, 24, 193-205.
- Karalis, J.D., (1989) Characteristics of direct photosynthetically active radiation. *Agric. Forest. Meteorol.* 48, 225-234.
- Kasten, F. (1965) A new table and approximation formula for relative optical air mass. *Arch. Meteorol. Geoph. Biokl.* B14, 206-223.
- Kerr, R.A. (1993) Ozone takes a nose dive after the eruption of Mt. Pinatubo, *Science*, 260, 490-491.
- Khogali, A. and Al-Bar O.F. (1992) A study of solar ultraviolet radiation at Makkah solar station, *Solar Energy*, 48, 79-87.
- Kipp & Zonen, Instruction Manual Pyranometer CM-11, No 0305-201(8810), Delft, Holland.
- Kneizys, F.X. et al. (1983). Atmospheric transmittance/radiance: computer code LOWTRAN 6, Rep. AFGL-TR-83-0187, Air Force Geophysic Lab, Hanscom, MA.
- Kong, E.C.; Bryson, R.A. and Leuschow, D. (1964) Study of continental surface albedo on the basis of flight measurements and structure of the earth's surface cover over North America. *Mon. Weather Rev.*, 92, 543-564.

- Koudratyev, K. Y. (1969) Radiation in the atmosphere. Academic Press. New York.
- Leckner, B. (1978) The spectral distribution of solar radiation at the Earth ' s surface-elements of a model, *Solar Energy*, 20, 143-150.
- Lestrade J.D.; Acock, B. And Trent,T.(1990) The effect of cloud layer albedo on global and diffuse insolation. *Solar Energy*, 44,2, 115-121.
- Lenoble J. (1993), Atmospheric radiative transfer. A.Deepak publishing. Virginia. USA.
- LICOR, Inc. Terrestrial Radiation Sensor, Type SA: Instruction Manual, No 8609-56.
- Linke, F. (1922), Trnasmissions-koeffizient und trübundsfaktor. *Beitr. Phys. fr. Atmos.*, 10, 91-103.
- Liou, K.N. (1980), An introduction to atmospheric radiation. Academic Press.
- Liou, K.N. and Wittman, G.D. (1979) Parameterization of the radiative properties of clouds. *J.Atmos. Sci.*,36, 1261-1273.
- Lorente, J., Redaño, A. and De Cabo X. (1994) Influence of urban aerosol on spectral solar irradiance, *J. Appl. Meteorol.*, 3, 406-415.
- Martinez-Lozano, J.A., Casanovas, A.J. and Utrillas, M.P. (1994) Comparison of global

- ultraviolet (0.290-0.385) μm and global irradiation measured during the warm season in Valencia, Spain, *Inst. J. Climatol.*, 14, 93-102.
- McCormick, M.P. and Veiga R.E. (1992) SAGE II measurements of early Pinatubo aerosols, *Geoph. Res. Lett.*, 19, 163-166.
- McCree, K.J. (1966) A solarimeter for measuring photosynthetically active radiation. *Agric. Meteorol.*, 3, 353-366.
- Mecherikunnel, A.T., Lee, R.B., Kyle, H.L. and Major, E.R. (1988) Intercoparison of solar total irradiance data from recent spacecraft measurements. *J. Geogrh. Res.* 93, 9503-09.
- Monteny B. and Gosse G. (1978) Variations du rayonnement photosunthetiquement actif en region tropicale humede. *Arch. Met. Geoph. Biokl.*, Ser. B,25, 371-382.
- Olmo F.J. and Alados-Arboledas L. (1994) Pinatubo eruption effects on solar radiation at sea level, Submitted to *Tellus B*.
- Olseth, J.A. and Skartveit, A.(1989). Observed and modelled horaly luminous efficiencies under arbitrary cloudiness. *Solar Energy*, 42, No 3, 221-233.
- Olseth, J.A. and Skartveit, A. (1993) Modelling daylight illuminance and photosinthetic active irradiance, ISES'93 Solar World Congress, Budapest.

- O.M.M. (1990) *Guia de instrumentos y metodos de observación meteorologicos*. 5ª Ed. Ginebra.
- Paltridge, G.W. y Platt, C.M.R. (1976) *Radiative processes in meteorology and climatology*, Elsevier, Amsterdam.
- Papayioannou, G., Papanikolaou, N. and Retails, D. (1993) Relationships of photosynthetically active radiation and shortwave irradiance. *Theor.Appl. Climatol.*, 48, 23-27.
- Pérez, R., Ineichen, P., Seals, R., Michalsky, J.J. and Stewart, R. (1990) Modelling daylight availability and irradiance components from direct and global irradiance, *Solar Energy*, 44, 271-289.
- Pérez R., Webster K., Seals R., Stewart R. and Barron J. (1987) Variations of the luminous efficacy of global and diffuse radiation and zenith illuminance with weather conditions. Description of a potential method to generate key daylight availability data from existing solar radiation data bases, *Solar Energy*, 38, 33-44.
- Pinker, R.T. and Laszlo I. (1992) Global distribution of photosynthetically active radiation as observed from satellites. *J.Climate*, 5, 56-65.
- Planet, W., Lienech, J.H., Miller A.J, Nagatani, R., McPeters R., Hilsenrath, E., Cebula, R.P., DeLand, M.T., Wellemeyer C., and Horvath, K. (1994) Northern hemisphere total ozone values from 1989-1993 determined with the NOAA-11 solar Backscatter Ultraviolet (SBUV/2)

instrument, Geoph. Res. Lett., 22 , 1979-1982.

Rao, C.R. (1984) Photosynthetically active components of global solar radiation: Measurements and model computations. Arch. Met. Geoph. Biocl., Ser. B, 33, 89-98.

Reitan, C.H. (1963) Surface dewpoint and water vapor aloft, J. Appl. Meteorol., 2 , 776-779.

Robinson, G.D. (1962) Absorption of solar radiation by atmospheric aerosol, as revealed by measurement from the ground. Arch. Met. Geoph. Biolk. B12, 19-40.

Rodskjer, N. (1983) Spectral daily insolation at Uppsala, Sweden. Arch. Met. Geoph. Biocl., Ser. B, 33, 89-98.

Sadler, G.W. (1992) Ultraviolet radiation at Edmonton, Alberta, Canada, Solar Energy, 49, 13-17.

Schettle E.P. and Fenn, R.W. (1979) Models for the aerosols of the lower atmosphere and effects of humidity variations on their optical properties. Air Force Geoph. Lab. Hanscom, MA, Rep. AFGL-TR-79-0214.

Schiffer, R.A. and Rusow, W.B. (1985) ISCCP global data set: A new resource for climate research. B. of the American Met. Soc. 66, No 12

Siegel, R. and Howell, J.R. (1981). Thermal radiation heat transfer. Mc Graw-Hill. New York.

instrument, *Geoph. Res. Lett.*, 22, 1979-1982.

Rao, C.R. (1984) Photosynthetically active components of global solar radiation: Measurements and model computations. *Arch. Met. Geoph. Biocl., Ser. B*, 33, 89-98.

Reitan, C.H. (1963) Surface dewpoint and water vapor aloft, *J. Appl. Meteorol.*, 2, 776-779.

Robinson, G.D. (1962) Absorption of solar radiation by atmospheric aerosol, as revealed by measurement from the ground. *Arch. Met. Geoph. Biolk.* B12, 19-40.

Rodskjer, N. (1983) Spectral daily insolation at Uppsala, Sweden. *Arch. Met. Geoph. Biocl., Ser. B*, 33, 89-98.

Sadler, G.W. (1992) Ultraviolet radiation at Edmonton, Alberta, Canada, *Solar Energy*, 49, 13-17.

Schettle E.P. and Fenn, R.W. (1979) Models for the aerosols of the lower atmosphere and effects of humidity variations on their optical properties. Air Force Geoph. Lab. Hanscom, MA, Rep. AFGL-TR-79-0214.

Schiffer, R.A. and Rusow, W.B. (1985) ISCCP global data set: A new resource for climate research. *B. of the American Met. Soc.* 66, No 12

Siegel, R. and Howell, J.R. (1981). *Thermal radiation heat transfer*. Mc Graw-Hill. New York.

Sivko, S.I. (1971) Computation of solar radiation characteristics. Israel Program of scientific translations, Jerusalem.

Skartveit A. and Olseth J.A. (1994) Luminous efficacy models and their application for calculation of photosynthetically active radiation, *Solar Energy*, 52, 391-399.

Slingo A. (1989) AGCM parameterization for shortwave radiative properties of water clouds. *J. Atmos. Sci.*, 46, 1419-1427.

Spencer, J.W. (1971) Fourier series representation of the position of the sun. *Search* 2 (5), 172.

Stephens G.L. (1978) Radiation profiles in extended water clouds. II: Parameterization schemes. *J. Atmos. Sci.* 35, 2123-2132.

Stowe, L.L., Carey, M.R. and Pellegrino, P.P. (1992). Monitoring the Mt. Pinatubo aerosol layer with NOAA/11 AVHRR data, *Geoph. Res. Lett.*, 19, 159-162.

Thekaekara, M.P. (1973). Solar energy outside the Earth's atmosphere, *Solar Energy*, 14, 109-127.

Utrillas M.P., Martinez-Lozano, J.A. and Casanovas A.J. (1991) Evaluation of models for estimating solar irradiation on vertical surfaces at Valencia, Spain, *Solar Energy*, 3, 323-229.

- Van Heuklon, T.K. (1979). Estimating atmospheric ozone for solar radiation models, *Solar Energy*, 22, 63-68.
- Wright J., Pérez R. and Michalsky J. (1989) Luminous efficacy of direct irradiance: Variations with insolation and moisture conditions, *Solar Energy*, 42, 387-394.
- Young, A.T. (1980) Revised depolarization corrections for atmospheric extinction, *Appl. Opt.*, 19, 3427-3428.
- Yocum, C.S., Allen, L.H. and Lemon, E.R. (1969) Photosynthesis under field conditions, VI. Solar radiation balance and photosynthetic efficiency. *Agron. J.* 56, 249-253.
- Zölzer, F. and Kiefer, J. (1993) Risk estimates for UV-B enhanced solar radiation, *Naturwissenschaften*, 80, 462-465.

DILIGENCIA:

Reunido el Tribunal examinador en el día de la fecha, constituido por:

- D. Serafín Pardo Sánchez
- D. Enrique Hita Villaverde
- D. Alonso Saker Gómez
- D. Mariano Sidrach Cardona Ortín
- D. Francisco José Olmo Reyes

para juzgar la Tesis Doctoral del Licenciado Don Inmaculada Alado Arboleda se acordó por unanimidad otorgar la calificación de apto "cum laude" y para que conste, se extiende firmada por los componentes del Tribunal, la presente diligencia.

Granada, a 7 de noviembre de 1997.

El Secretario,

El Presidente,



Fco. José Olmo

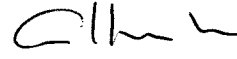
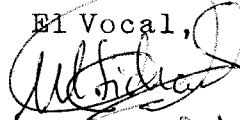
Serafín Pardo Sánchez

El Vocal,

El Vocal,

El Vocal,

E. Hita V.



Enrique Hita Villaverde

Mariano Sidrach

Alonso Saker Gómez



Biblioteca Universitaria de Granada



01052855