

VNIVERSITAT (ò) VALÈNCIA (ò) Facultat de Física

Departament de Física de la Terra i Termodinàmica



TESIS DOCTORAL  
Física del Medi Ambient

# Estudio del espesor óptico de nubes a partir de radiación solar

Memoria presentada por  
DAVID SERRANO ALCANIZ  
Para optar al grado de Doctor  
Valencia, 2015



La Dra. María Pilar Utrillas Esteban, catedrática de la universidad adscrita al Departament de Física de la Terra i Termodinàmica de la Facultat de Física de la Universitat de València y la Dra. María José Marín Fernández, profesora adscrita al Departament de Matemàtiques per l'Economia i l'Empresa e investigadora del Grupo de Radiación Solar de la Universitat de València.

CERTIFICAN:

Que la presente memoria titulada: “Estudio del espesor óptico de nubes a partir de radiación solar”, presentada por D. David Serrano Alcañiz para optar al grado de Doctor en Física, ha sido realizada bajo nuestra dirección en el Departament de Física de la Terra i Termodinàmica de la Facultat de Física de la Universitat de València.

Y para que así conste, en cumplimiento de la legislación vigente, firmamos el presente certificado en Burjassot, a 11 de Mayo de 2015.

Fdo.: María Pilar Utrillas Esteban

Fdo.: María José Marín Fernández



**A mi Familia**



## **Agradecimientos**

A estas alturas los sentimientos que me vienen a la mente son indescriptibles y puede que se parezcan a los que siente un maratoniano que acaba por primera vez una gran maratón o los de un alpinista al coronar su primer ocho mil. De cualquier manera estoy seguro que todas las personas que han conseguido finalizar una tesis doctoral lo entienden perfectamente.

La realización de este trabajo ha sido posible gracias a toda la gente que de un modo u otro me han aconsejado, ayudado y me han animado para que ahora, por fin, esté a punto de finalizarlo. Por tanto, los siguientes párrafos me gustaría dedicárselos a todo el mundo que ha estado a mi lado en esta travesía y de este modo poder agradecerles el haber estado ahí. No es mi intención olvidarme de nadie, pero si así fuera, perdonad por adelantado.

En primer lugar quisiera empezar agradeciendo muy especialmente a mis directoras de tesis, M<sup>a</sup> Pilar Utrillas y M<sup>a</sup> José Marín, su paciencia e inestimable ayuda en la elaboración de este trabajo. A Pilar por estar ahí siempre cuando la necesité y por haberme dado la oportunidad de pertenecer al Grupo de Radiación Solar. A M<sup>a</sup> José, mi amiga y compañera del área de radiación, por estar a mi lado en todo momento compartiendo risas y anécdotas de la vida y, por supuesto, por haberme ayudado a dar forma al texto de este trabajo. También me gustaría agradecer la valiosa ayuda prestada en la revisión de la tesis tanto a nuestro jefe, el catedrático José Antonio Martínez-Lozano, como al profesor Fernando Tena.

No puedo pasar por alto al profesor Manuel Núñez, por sus consejos y ayuda tanto en los asuntos teóricos de la tesis como en la realización de los diferentes artículos relacionados con la misma, con su gran personalidad y su buen humor siempre me ha transmitido su gran ilusión por la ciencia.

Por supuesto no puedo olvidarme de mis compañeros y amigos con los que he compartido el día a día, a todos vosotros os quiero decir que es difícil en un trabajo encontrar tan buenos compañeros. Quería dar las gracias a Víctor, que acaba de ser padre, por compartir los siempre agradables viajes a Aras de los Olmos. También a Anna y José Luís a los que ya conozco muchos años y que siempre me han prestado todo su apoyo y experiencia, siempre es un placer compartir charlas con vosotros. Tampoco me puedo olvidar de mi compañera de tesis, Sara, cuya compañía hizo que este viaje

## AGRADECIMIENTOS

---

fuera menos pesado, de verdad que ha sido un placer trabajar contigo. Ahora ya le pasamos el testigo a Lola y a Carlos para que sean los siguientes en acabar sus tesis, ya sabéis que tenéis todo nuestro apoyo y ánimo.

Tampoco puedo olvidarme de las otras personas del Departamento que nos hacen el trabajo diario más sencillo y agradable: Roberto, Soledad, Vicente Marín, Amparo y Quique.

Además me gustaría agradecer también a mis amigos de toda la vida con los que tantas aventuras y tantos buenos momentos he compartido, sin todos vosotros seguro que no sería quien soy. A mi mejor amigo Jorge, solo espero que siempre podamos seguir compartiendo nuestras aficiones juntos. A mi otro compañero de fatigas, Roberto, que aunque estés lejos siempre te siento muy cerca, no cambies nunca porque eres único. A mis compañeros del instituto Juan Carlos, Migue y Raúl. Rubén, Oscar, Javi, Paco..., os agradezco mucho que estéis siempre ahí para compartir risas y buenos momentos. Y por último a mis amigos de toda la vida Yolanda, Silvia y José.

Mi familia siempre ha sido lo más importante para mí, empezando por mis padres, Cecilia y Eduard, a los que debo todo, estoy muy orgulloso de ser vuestro hijo y gracias por estar ahí siempre apoyándome en todo. También a mi hermanita, Vanessa y mi cuñado Alberto, gracias por habernos regalado esas dos joyas que son mis sobrinos Gael y Maia. A mis abuelos Eduardo y Carmen y en especial a Cecilia y Pepico (Paelleta), que han sido como unos segundos padres para mí. A mi primo José, que en paz descanse. A mis tíos y primos por todo vuestro cariño y momentos vividos. Y por supuesto a mi suegra y cuñado, Eugenia y Dima, que aunque estén lejos siempre los sentimos muy cerca.

Por último, quiero dar un millón de gracias a la mujer de mi vida, Valeria, que tanta paciencia tiene conmigo. Me has prestado como siempre muchísima ayuda tanto en la realización de este trabajo como con los artículos relacionados con este, ya sabes que esta tesis también es un poco tuya. Es un placer compartir la vida a tu lado y realmente eres la mejor compañera de viaje.

**Índice**

<b>Introducción</b> .....	<b>1</b>
<b>Capítulo 1. Fundamentos teóricos</b> .....	<b>5</b>
1.1. El espectro de la radiación solar y radiación solar eritemática	6
1.2. Atenuantes de la radiación solar	10
1.3. Aerosoles	15
1.4. Nubes	16
<b>Capítulo 2. Instrumentación</b> .....	<b>29</b>
2.1. Radiómetro UVB-1 de YES	30
2.2. Piranómetro CM6 de Kipp & Zonen	36
2.3. Fotómetro CE-318 de CIMEL	38
2.4. Cámara de nubes SONA de SIELTEC	40
2.5. Ceilómetro CL-51 de Vaisala	45
2.6. Datos experimentales	48
<b>Capítulo 3. Modelos de transferencia radiativa</b> .....	<b>51</b>
3.1. Modelos de transferencia radiativa	52
3.2. Modelo de dispersión múltiple SBDART	53
3.3. Modelo de dispersión múltiple LibRadtran	56
3.4. Incertidumbre de los parámetros de entrada	59
3.5. Sensibilidad de los modelos a los parámetros de entrada	63
3.6. Comparación de la irradiancia en días despejados	74

<b>Capítulo 4. Espesor óptico de nubes para cielos cubiertos.....</b>	<b>83</b>
4.1. Modelo de minimización para cielos cubiertos	84
4.2. Estadística anual de $\tau$ en el rango de la UVER	89
4.3. Estadística estacional de $\tau$ en el rango de la UVER	97
4.4. Estadística anual y estacional de $\tau$ en el rango de la banda ancha	104
4.5. Comparación entre $\tau$ en el rango de la UVER y la banda ancha	111
4.6. Incertidumbre en la obtención de $\tau$	118
<b>Capítulo 5. Relación entre <math>\tau</math> y diferentes factores de transmisividad.....</b>	<b>125</b>
5.1. Factores de transmisividad como estimación de $\tau$	126
5.2. Relación de $\tau$ con los índices de claridad $k_t$ y $k_t'$	127
5.3. Relación de $\tau$ con el factor de modificación de nubes ( $CMF$ )	132
5.4. Relación de $\tau$ con el factor $CMF$ modificado ( $CMF'$ )	140
5.5. Análisis de los resultados de la estimación de $\tau$	151
<b>Capítulo 6. Espesor óptico para cielos parcialmente cubiertos.....</b>	<b>157</b>
6.1. Características de los cielos parcialmente cubiertos	158
6.2. Obtención de $\tau$ con el Sol oculto por las nubes ( $\tau_{oculto}$ )	163
6.3. Estadística anual de $\tau_{oculto}$ en el rango de la UVER	165
6.4. Estadística anual de $\tau_{oculto}$ en el rango de la banda ancha	170
6.5. Validación y comparación de $\tau_{oculto}$ en UVER y banda ancha	173
6.6. Efecto de realce de la irradiancia provocado por las nubes	182
<b>Conclusiones.....</b>	<b>193</b>
<b>Perspectivas futuras.....</b>	<b>199</b>
<b>Referencias.....</b>	<b>201</b>

<b>Apéndice: Publicaciones destacadas</b> .....	<b>217</b>
I. International Journal of Climatology	217
II. Atmospheric Research	231
III. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics	240



## **Introducción**

La radiación solar tiene efectos tanto positivos como negativos sobre el clima, los ecosistemas y la salud de los seres vivos que habitan en la Tierra. Sin embargo, debido principalmente a la acción del hombre, que ha causado el agujero en la capa de ozono y el aumento de los gases de efecto invernadero, los efectos negativos se han incrementado. Por tanto, cada día es más importante estimar los flujos de radiación que llegan a la superficie de la Tierra. En el caso de la radiación ultravioleta es especialmente relevante debido al descenso del ozono en la atmósfera que provoca un aumento de dicha radiación y causa diferentes procesos biológicos y fotoquímicos, los cuales pueden dañar a los seres humanos y los organismos vivos que existen en la Tierra. Respecto a los seres humanos un exceso de radiación ultravioleta puede causar el enrojecimiento de la piel (eritema) y cáncer de piel, además de alterar el sistema inmunológico, haciéndonos más vulnerables a enfermedades infecciosas. También puede provocar cataratas y otras enfermedades oculares.

El conocimiento de la radiación solar de banda ancha es importante para un amplio rango de aplicaciones, en el sector de la agricultura o la ingeniería entre otros, el análisis de la evaporación e irrigación, arquitectura y diseño de edificios, generación de electricidad, diseño y uso de sistemas de calentamiento solar, modelos de predicción del tiempo y del clima y muchas aplicaciones más.

La nubosidad junto con el ángulo cenital son los dos factores más significativos que afectan a la radiación solar que alcanza la superficie terrestre (al margen del ozono estratosférico que es fundamental en el rango UV), pero mientras que el ángulo cenital puede ser fácilmente estimado mediante tablas astronómicas, la nubosidad en cambio, presenta una gran variabilidad tanto espacial como temporal, cambiando rápidamente su estructura y su composición. Como consecuencia, la estimación de la radiación solar en condiciones de nubosidad es muy complicada debido a la carencia de medidas adecuadas de las propiedades de las nubes: espesor óptico, geometría, grosor, altura, composición, etc. Por todo ello, su estudio y modelización suponen un importante reto. La característica que más influye en este efecto atenuante de las nubes (hasta incluso el 80%) sin lugar

a duda es el espesor óptico de la nube o equivalentemente, la extinción integrada en columna en la nube. El espesor óptico de nubes es un parámetro adimensional, que se puede definir como la medida de la atenuación de la luz que pasa a través de la atmósfera debido a la dispersión y la absorción por las gotas de agua o cristales de hielo que forman la nube, que depende de la constitución física, la forma, la concentración de las partículas, y el grosor de la nube.

Determinar con precisión el espesor óptico de nubes, así como su caracterización espacial y temporal, sigue siendo por tanto un objetivo primordial de la comunidad científica. Los principales medios de los que se disponen para calcular este parámetro de las nubes son: medidas obtenidas con satélites, medidas obtenidas por aviones en campañas y principalmente medidas de irradiancia en superficie, en diferentes bandas del espectro solar (radiación solar total, ultravioleta o infrarrojo), a partir de las cuales podemos inferir el espesor óptico de nubes. Este último método es válido para una atmósfera homogénea y plano-paralela sobre una superficie uniforme, pero presenta más problemas en condiciones de cielos parcialmente nubosos, por tanto el espesor óptico obtenido debe ser considerado como un espesor óptico de nubes efectivo.

Otro factor importante que permite caracterizar la nubosidad y calcular el espesor óptico de nubes en cielos parcialmente nubosos es la cobertura nubosa, la cual también juega un papel fundamental respecto a la cantidad de radiación solar que alcanza la superficie de la tierra, produciendo generalmente un efecto atenuante dependiendo principalmente de si el Sol está o no oculto por las nubes. Sin embargo, en situaciones determinadas puede producir un aumento de la radiación que teóricamente tendría que llegar a la superficie terrestre, efecto que se conoce con el nombre de realce de la radiación producido por las nubes.

El objetivo general de este trabajo es el cálculo del espesor óptico de nubes para nubes bajas y medias formadas por gotas de agua en la ciudad de Burjassot (Valencia), mediante un método de minimización. Los espesores han sido obtenidos tanto para cielos cubiertos como para cielos parcialmente nubosos con el Sol oculto por las nubes, a partir de medidas de irradiancia eritemática (UVER) e irradiancia solar total a nivel de suelo y utilizando para ello dos modelos de transferencia radiativa que presuponen capas de nubes homogéneas plano-paralelas. También se han obtenido diferentes

relaciones empíricas entre el espesor óptico de nubes obtenido y diferentes factores de transmisividad atmosférica, para de este modo obtener expresiones que nos permitan hallar los espesores ópticos de nubes de una manera más sencilla. Finalmente, se ha realizado un estudio del efecto de realce de la irradiancia debido a las nubes en cielos parcialmente nubosos con el Sol visible para nubosidad baja y media.

Con todo lo anterior, los contenidos de esta memoria son los siguientes:

En el primer capítulo se revisan los conceptos básicos de la radiación solar tanto en el rango ultravioleta como en el de la banda ancha del espectro solar, también se explican brevemente los principales atenuantes de la radiación solar que llega a la superficie terrestre a través de la atmósfera. Finalmente describiremos las nubes, definiéndolas y clasificándolas, definiendo una de las principales características de estas, el espesor óptico de nubes, objeto principal de esta tesis.

Posteriormente en el segundo capítulo se describen los instrumentos utilizados para la obtención de las magnitudes físicas necesarias para realizar esta memoria, centrándonos principalmente en el radiómetro de banda ancha que mide irradiancia en la banda de la UVER, el piranómetro que mide irradiancia en la banda ancha del espectro y la cámara de nubes que ha sido utilizada para clasificar los tipos de cielos y obtener su cobertura nubosa. No obstante se analizan también brevemente otros instrumentos como un fotómetro y un ceilómetro, que serán utilizados para obtener otras magnitudes necesarias en este trabajo. Y por último se definen los datos experimentales utilizados.

Seguidamente en el tercer capítulo se describen los dos modelos de transferencia radiativa utilizados, el modelo SBDART y el LibRadtran, que a partir de una serie de parámetros de entrada, incluyendo los de nubosidad, simulan la irradiancia que llega a la superficie terrestre. Además se ha analizado la incertidumbre de los principales parámetros de entrada y se han comparado los valores experimentales con los valores modelizados para cielos despejados.

Los resultados de esta memoria se dividen en tres capítulos. En el Capítulo 4 se describe el método de minimización utilizado para calcular el espesor óptico de nubes en cielos cubiertos tanto en el rango de la UVER como en el de la banda ancha para los años 2011, 2012 y 2013. A

continuación se analizan los datos obtenidos tanto para el año completo como para las distintas estaciones del año. Para validar estos resultados y ante la imposibilidad de utilizar otros métodos, como medidas de campañas aéreas, medidas de satélite u otros instrumentos alternativos, se han comparado los dos rangos analizados ya que la dependencia espectral del espesor óptico de nubes es muy pequeña. Finalmente, se ha realizado un estudio de la incertidumbre del método utilizado.

En el Capítulo 5 se han relacionado el espesor óptico de nubes en cielos cubiertos hallado en el capítulo anterior con diferentes factores de transmisividad atmosférica en el año 2011, validándose posteriormente con los datos del 2012. De este modo se ha visto que a partir de estos factores de transmisividad mucho más sencillos de calcular podemos estimar también los espesores ópticos de nubes con una incertidumbre razonable.

En el último capítulo, el Capítulo 6, se ha aplicado el método de minimización para cielos parcialmente nubosos con el Sol oculto por las nubes y se han calculado y analizado los resultados obtenidos. Finalmente, y ante la imposibilidad de obtener los espesores ópticos de nubes en cielos parcialmente nubosos con el Sol visible mediante este método de minimización unidimensional, se ha realizado un estudio del efecto de realce de la radiación producido por las nubes para cielos parcialmente nubosos.

Por último, se muestran las conclusiones más relevantes de este trabajo, sus perspectivas futuras y en el apéndice las publicaciones más destacadas relacionadas con esta memoria.

*En este primer capítulo se revisan algunos aspectos teóricos que se necesitan para entender los conceptos físicos básicos de esta tesis.*

*Primero se explica la radiación solar en todo el espectro, así como la radiación solar eritemática (UVER).*

*En el siguiente punto se describen los principales atenuantes de la radiación solar en la superficie de la Tierra a su paso a través de la atmósfera, explicando tanto los factores geométricos como los atmosféricos.*

*Posteriormente y debido a su importancia en nuestro estudio se habla de los aerosoles y sus propiedades.*

*Finalmente se detallan algunos conceptos sobre nubosidad y el espesor óptico de nubes, una de sus más importantes características y punto central de esta tesis.*

### 1.1.- El espectro de la radiación solar y radiación solar eritemática

Se define la radiación electromagnética como un modo de propagación de energía por ondas electromagnéticas, en un amplio intervalo de longitudes de onda. El espectro está formado por el conjunto de radiaciones monocromáticas que componen la radiación electromagnética, Figura 1.1.

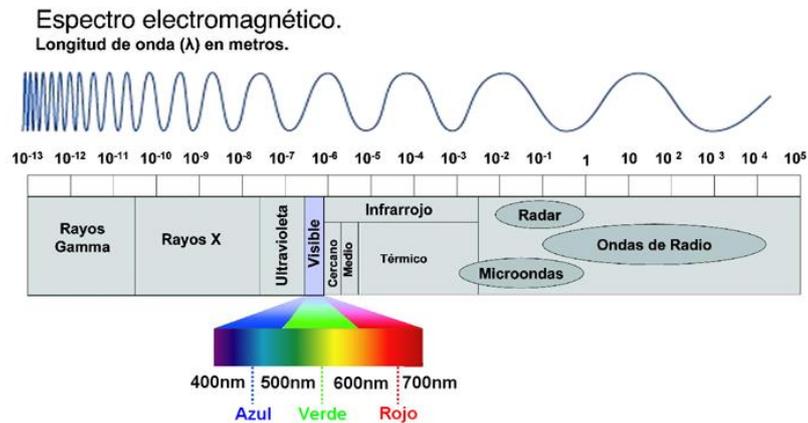


Figura 1.1.- Espectro electromagnético.

El Sol, cuya superficie se encuentra a 5778 K, se comporta aproximadamente como un cuerpo negro, emitiendo energía según las leyes de Planck. La cantidad de potencia emitida por superficie que llega a las capas altas de la atmósfera terrestre es de  $1367 \pm 7 \text{ Wm}^{-2}$  (Wehrli, 1985), llamada constante solar, y se reparte de forma espectral según la Figura 1.2 (Gueymard, 2004).

En ausencia de atmósfera, esta radiación alcanzaría en su totalidad la superficie terrestre. Sin embargo, la presencia de dicha atmósfera atenúa y modifica la radiación que la atraviesa mediante procesos combinados de dispersión y absorción. Los constituyentes atmosféricos responsables de esta dispersión son los aerosoles, las gotas de agua, los cristales de hielo y las moléculas gaseosas. Por otra parte, la absorción se debe, principalmente, a los componentes gaseosos atmosféricos, las nubes y los aerosoles. La combinación de estos dos procesos tiene como efecto principal que la radiación solar incidente en la superficie terrestre sea considerablemente inferior a la radiación solar extraterrestre, Figura 1.2.

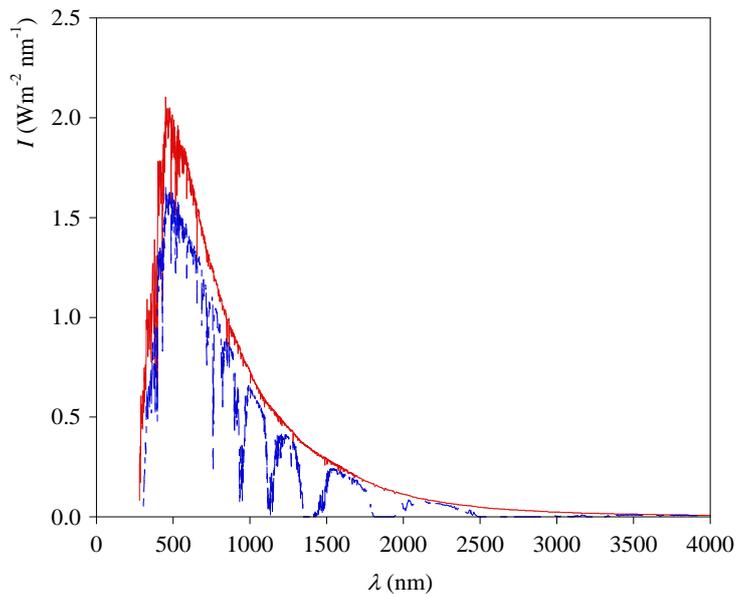


Figura 1.2.- Curva de irradiancia solar extraterrestre (—) e irradiancia solar a nivel de suelo (—) (Gueymard, 2004).

El espectro de radiación solar se divide en tres intervalos según sus características: ultravioleta (UV; 100-400 nm), visible (400-720 nm) e infrarrojo cercano (720-3000 nm). El intervalo visible es el único perceptible por el ojo humano, y corresponde a la franja del espectro solar con los valores más altos de irradiancia, siendo el máximo de 475 nm (azul). El espectro infrarrojo abarca las longitudes de onda menos energéticas del espectro solar. Este intervalo sufre bruscas atenuaciones a determinadas frecuencias debido a la absorción de ciertos gases tales como el CO, CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>, NO o vapor de agua, con una longitud de onda ( $\lambda$ ) típica para cada componente (rango de longitud de onda de unas pocas  $\mu\text{m}$ ).

La radiación solar UV engloba las longitudes de onda comprendidas entre 100 y 400 nm del espectro solar electromagnético y constituye una pequeña parte (alrededor del 8%) de la radiación solar extraterrestre. Sin embargo, la radiación solar UV es de primordial interés debido a su interacción, en primer lugar, con la atmósfera y, posteriormente, con los

seres vivos. En la atmósfera, la radiación UV es un elemento esencial en los procesos de formación y destrucción de ozono y en las variaciones termodinámicas que experimenta la atmósfera en sus distintas capas. La radiación UV más energética (entre 100 y 290 nm) es absorbida en su totalidad al atravesar la atmósfera debido, principalmente, a la acción conjunta del oxígeno molecular y del ozono. Por otra parte, la radiación UV que consigue alcanzar la superficie terrestre tiene efectos perjudiciales sobre los seres vivos.

En función de los efectos biológicos producidos por la radiación UV se distinguen tres zonas en el espectro ultravioleta (Diffey, 2002):

- **Ultravioleta C (UVC):** comprende las longitudes de onda desde los 100 nm a los 290 nm. Esta radiación, altamente nociva para los seres vivos, no alcanza la superficie terrestre debido a que entre 100 y 250 nm es absorbida principalmente por el oxígeno molecular en la alta atmósfera (termosfera), y entre 250 y 290 nm por el ozono en la estratosfera.
- **Ultravioleta B (UVB):** comprende la zona del espectro electromagnético entre los 290 nm y los 320 nm. La mayor parte de esta radiación es absorbida por el ozono estratosférico (banda de absorción de Hartley). Sin embargo, un porcentaje no despreciable (10% aproximadamente) alcanza la superficie terrestre. Esta radiación de baja longitud de onda y, por tanto, muy energética, interaccionará con los organismos vivos pudiendo provocar diversos efectos biológicos.
- **Ultravioleta A (UVA):** engloba la radiación UV con una longitud de onda entre los 320 nm y los 400 nm. La absorción de radiación UV debida al ozono decrece rápidamente con la longitud de onda hasta los 350 nm (banda de absorción de Huggins) para mantenerse prácticamente constante hasta los 400 nm. Así, la radiación UVA representa alrededor del 90% de la radiación UV total que recibe la superficie terrestre. Sin embargo, debido a que la intensidad radiativa decrece al aumentar la longitud de onda, los efectos que este tipo de radiación produce sobre los seres vivos son, proporcionalmente, menos perjudiciales que los generados por la radiación UVB (Serrano et al., 2006).

Las irradiancias solares extraterrestres UVB y UVA son aproximadamente  $21.1 \text{ Wm}^{-2}$  y  $85.7 \text{ Wm}^{-2}$ , que corresponden a un 1.5% y un 6.3% de la irradiancia solar total, respectivamente (Frederik et al., 1989).

De todos los efectos que desencadena la radiación UV en los seres humanos, el más común es el eritema o quemadura solar. La respuesta de la piel a esta agresión es el espectro de acción eritemático. La CIE (Comision Internationale de l'Eclairage) adoptó en 1987 una Curva Estándar de Eritema (McKinlay y Diffey, 1987; CIE, 1998), Figura 1.3.

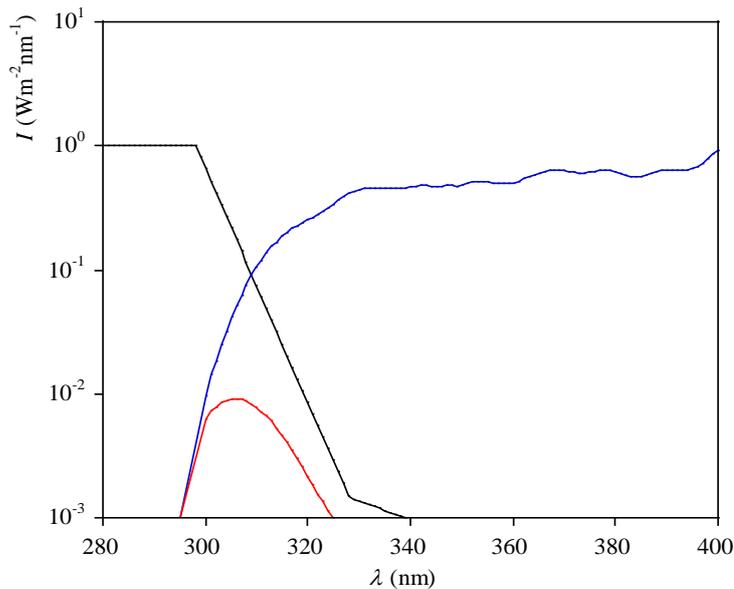


Figura 1.3.- Curva de irradiancia solar espectral a nivel de suelo (—), espectro de acción eritemático (—) y convolución de ambas curvas, UVER, (—).

Esta curva es la recomendada actualmente para la determinación de la radiación solar ultravioleta eritemática (UVER). La UVER se calcula convolucionando la curva espectral de la radiación solar ultravioleta incidente a nivel de suelo,  $I_{\lambda}$ , por la curva del espectro de acción propuesta por la CIE (adimensional),  $EE(\lambda)$ , según:

$$I_{UVER} = \int_{290}^{400} I_{\lambda} EE(\lambda) d\lambda \quad (1.1)$$

La UVER es más significativa entre los 290 y 325 nm, es decir, fundamentalmente en el rango de la UVB. Para evaluar los efectos sobre los seres humanos a partir de ahora tendremos en cuenta la UVER por su interés desde el punto de vista biológico, a pesar de constituir tan sólo el 0.02% de la irradiancia global (Cañada et al., 2008).

### 1.2.- Atenuantes de la radiación solar

Como se ha comentado anteriormente, parte de la radiación solar extraterrestre sufre complejos procesos de atenuación al atravesar la atmósfera, debido tanto a factores geométricos como atmosféricos, lo que provoca una disminución en la cantidad de radiación solar incidente en la superficie terrestre. Los factores geométricos o astronómicos, son la distancia Tierra-Sol, el ángulo cenital solar ( $\theta_z$ ) y la altura sobre el nivel del mar. La Tierra da una vuelta sobre su eje cada 24 horas y completa una elipse alrededor del Sol cada 365.25 días, aproximadamente. La distancia Tierra-Sol varía diariamente debido a la órbita elíptica que describe la Tierra alrededor del Sol. La cantidad de radiación solar que llega a la Tierra es inversamente proporcional al cuadrado de su distancia al Sol, por lo cual calcular un valor preciso de esta distancia Tierra-Sol,  $r_0$ , es importante. Esta distancia se mide en unidades astronómicas (AU), la cual es igual a  $1.496 \times 10^8$  kilómetros. En la Figura 1.4 puede observarse que la distancia mínima Tierra-Sol es alrededor de 0.983 AU, el 3 de Enero (Perihelio), mientras que el máximo es aproximadamente 1.017 AU, el 4 de Julio (Afelio) y donde la radiación solar será menor que en cualquier otra época del año. Este factor geométrico no posee una gran influencia en determinar los niveles de radiación que llegan a la superficie, a diferencia del  $\theta_z$ , que es el mayor responsable de la variación de radiación en la superficie. El ángulo cenital solar es el complementario de la altura solar,  $\alpha$ , ambos representados en la Figura 1.5. El  $\theta_z$  es el factor principal que controla la variación de radiación durante el día, tomando ángulos comprendidos entre  $0^\circ$  y  $90^\circ$ .

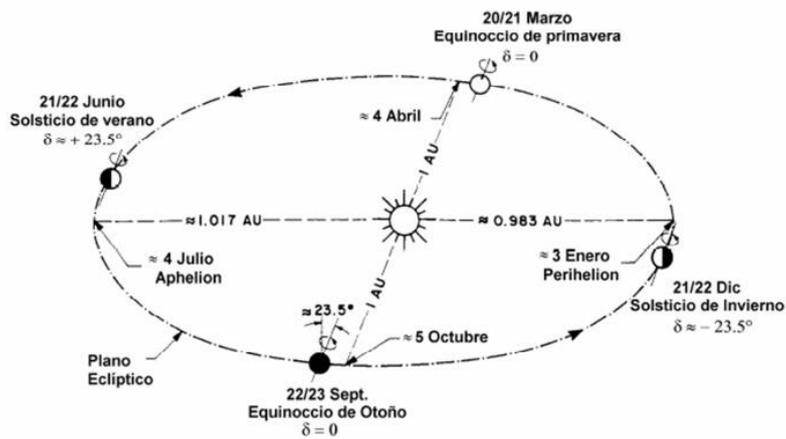


Figura 1.4.- Movimiento de la Tierra alrededor del Sol (Iqbal, 1983).

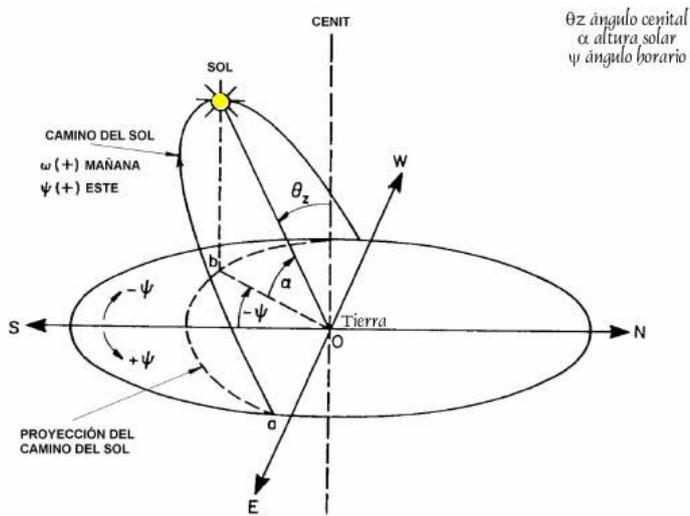


Figura 1.5.- Recorrido solar diario, ángulo cenital solar y altura solar.

Respecto a la altura sobre el nivel del mar, a mayor altura la irradiancia tiene que recorrer un espesor de atmósfera menor y por tanto es menos atenuada. Para cielos despejados algunas medidas muestran un incremento

que alcanza el 6-8% por kilómetro de elevación para los rayos UV (Vanícek et al., 2000). Otros autores sugieren valores más altos (Blumthaler et al., 1997; McKenzie et al., 2001), e incluso una dependencia con la turbiedad y el ángulo cenital (Lorente et al., 2004).

La radiación solar también sufre otro proceso de atenuación a su paso a través de la atmósfera, la dispersión, causada principalmente por moléculas de aire, y en menor medida por aerosoles, Figura 1.6. Este proceso, de naturaleza electromagnética, es continuo y presenta una fuerte dependencia en función del valor de la longitud de onda y del tamaño de las partículas en las que incide la radiación. En el caso de que el tamaño o radio de las partículas, supuestamente esféricas, sea mucho más pequeño que la longitud de onda incidente,  $r < 0.1\lambda$ , se denomina dispersión de Rayleigh, y es la que se produce en el caso de la interacción de la radiación solar con las moléculas de aire, siendo la cantidad dispersada inversamente proporcional a  $\lambda^4$ . Por esta razón la radiación UV, al ser de menor longitud de onda, se ve más afectada por la dispersión de Rayleigh. Por el contrario, en el caso en que el tamaño de las partículas sea comparable o mayor que la longitud de onda,  $r > 0.1\lambda$ , se llama dispersión de Mie, y es la que tiene lugar en el caso de la interacción de la radiación solar con los aerosoles, las gotas de agua de las nubes y pequeños cristales de hielo. En este caso la cantidad dispersada prácticamente no depende de la longitud de onda.



Figura 1.6.- Dispersión de Rayleigh y de Mie.

El mecanismo de absorción depende del estado energético de las moléculas. La radiación es absorbida durante la transición de un nivel energético a otro y tiene lugar sólo en longitudes de onda discretas. Cuando la absorción ocurre en varias longitudes de onda muy próximas, se tiene una

banda de absorción. Las bandas de absorción pueden tener un coeficiente de absorción que es variable a lo largo de la banda.

Ciertos intervalos de radiación extraterrestre no alcanzan la superficie terrestre debido a bandas de absorción de gases, tales como el ozono (absorbe radiación en el UV), el vapor de agua (absorbe radiación de onda larga en el infrarrojo térmico y onda corta en el microondas) o el  $\text{CO}_2$  (absorbe radiación en el infrarrojo térmico del espectro electromagnético).

En la Figura 1.7 se muestran en el espectro electromagnético las principales bandas de absorción en negro y ventanas en blanco, regiones del espectro en las que no se produce absorción.

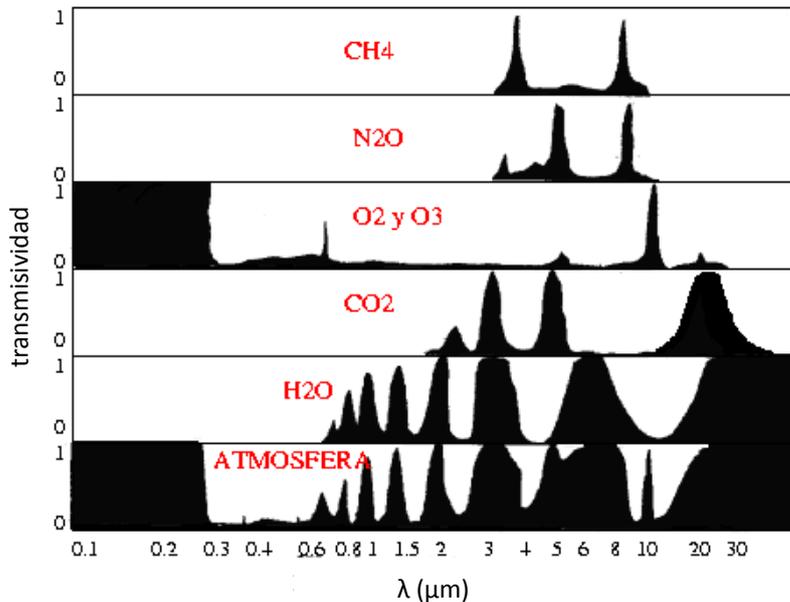


Figura 1.7.- Bandas de absorción y ventanas en el espectro electromagnético.

En concreto para la radiación UV la atenuación más importante que sufre en la atmósfera terrestre es la absorción por las moléculas de ozono. El ozono se encuentra situado principalmente en dos regiones de la atmósfera. Aproximadamente el 10% se encuentra en la troposfera que es la región más cercana a la superficie y es perjudicial para la salud. El resto del ozono, el

90%, está situado en la estratosfera, y su función es de vital importancia al absorber una gran cantidad de radiación solar perjudicial para los seres vivos.

El ozono se va formando mediante la reacción de una molécula de oxígeno con un átomo de oxígeno liberado en presencia de radiación UV y se va destruyendo por fotodisociación por absorción en las bandas de Hartley, Huggins y Chappuis (longitud de onda del visible). Al ozono presente en la estratosfera se la conoce como la “capa de ozono”. A mediados de la década de los 1970 se descubrió que algunos procesos químicos de origen antropogénico podían acelerar la destrucción de ozono y, en consecuencia, disminuir la capa de ozono. La emisión de clorofluorocarburos (CFCs) y otros compuestos halogenados producen la destrucción de ozono, por ello se han establecido convenios y protocolos para reducir este tipo de emisiones.

El parámetro más usado para medir la cantidad de ozono en la atmósfera es la columna total de ozono (*TOC*), que es definida como el grosor de la columna vertical de ozono sobre un área en condiciones normales de presión y temperatura (i.e. 0 °C y 1 atm).

En cambio para la radiación visible e infrarroja la atenuación más importante que sufre en la atmósfera terrestre es la absorción por las moléculas de vapor de agua. La atmósfera terrestre contiene cantidades variables de agua en forma de vapor. La mayor parte se encuentra en los cinco primeros kilómetros de altura, dentro de la troposfera, y procede de diversas fuentes terrestres gracias al fenómeno de la evaporación. El vapor de agua presenta numerosas bandas de absorción intensas en el infrarrojo cercano a 1120, 1400 y 1870 nm, otras bandas importantes están a 720, 820, 940 y 2700 nm.

La reflectividad del suelo (albedo) es la fracción de radiación solar incidente que es reflejada por la superficie terrestre. Su valor depende fuertemente de la longitud de onda y del tipo de superficie. A mayor albedo, mayor radiación llega a la superficie, ya que parte de la radiación reflejada es redirigida hacia la superficie por dispersión de Rayleigh, o por la presencia de nubes.

Existen otros factores que influyen en la intensidad de la radiación solar que incide finalmente a nivel de suelo, como los aerosoles y la nubosidad, y que por su importancia se verán en los siguientes apartados.

### 1.3.- Aerosoles

Los aerosoles atmosféricos se pueden definir como un conjunto de partículas (en estado sólido o líquido) que se mantiene en suspensión en el aire y son arrastradas por este en su movimiento. No se incluyen en esta definición las nubes, cuyas gotas están compuestas casi por completo de agua. Las partículas en la atmósfera muestran tamaños desde unas milésimas de micra hasta 100  $\mu\text{m}$ , y sus orígenes pueden ser naturales o antropogénicos. Estas partículas absorben y dispersan (mediante dispersión de Mie) una parte de la radiación solar en la atmósfera.

El espesor óptico es la magnitud más simple para caracterizar la carga de aerosoles presente en la atmósfera (Holben et al., 2001). Representa la extinción debida a la suma de dispersión y absorción espectrales de las partículas, normalizada en la vertical o columna atmosférica, y depende de la longitud de onda.

El espesor óptico resulta fácilmente calculable a partir de las medidas experimentales de irradiancia directa, ya que viene determinada directamente por la transmisividad atmosférica. La dependencia espectral del espesor óptico se parametriza habitualmente mediante la ley de Ångström:

$$AOD(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (1.2)$$

donde  $\alpha$  y  $\beta$  son dos parámetros de ajuste adimensionales. Cuando  $\lambda$  se expresa en  $\mu\text{m}$ , el parámetro  $\beta$  se denomina parámetro de turbiedad y coincide por definición con el espesor óptico a 1  $\mu\text{m}$ , mientras que  $\alpha$  es el exponente de Ångström y se encuentra directamente relacionado con la distribución de tamaños de Junge (1952).

El espesor óptico considera la extinción de la radiación incidente sin tener en cuenta si esta se produce por absorción o por dispersión. El parámetro que describe la magnitud relativa de la absorción y la dispersión producida por una determinada partícula es el albedo de dispersión simple

$(\omega_0)$ , definido por la Ecuación 1.3, donde  $\sigma_d$  es la sección eficaz de dispersión y  $\sigma_e$  la sección eficaz de extinción (absorción más dispersión):

$$\omega_0(\lambda, m) = \frac{\sigma_d(\lambda, m)}{\sigma_e(\lambda, m)} \quad (1.3)$$

El albedo de dispersión simple da cuenta del porcentaje de luz que es dispersada en una dispersión simple (Liou, 2002). Se puede aproximar  $\omega_0 = 0.9$  para las regiones rurales y  $\omega_0 = 0.6$  para las urbanas o industriales, esta asignación se basa en que estas últimas contienen mayor contaminación con carbones que poseen mayor absorción que los aerosoles rurales. Los valores extremos  $\omega_0 = 0$  y  $\omega_0 = 1$  corresponden a la absorción pura y a la dispersión pura. El albedo de dispersión simple  $\omega_0$  es función de la longitud de onda ( $\lambda$ ) y del índice de refracción ( $m$ ).

Otra propiedad importante de los aerosoles es el factor de asimetría que representa la fracción de dispersión hacia delante respecto a la dispersión total, es decir, describe la distribución angular de la dispersión, que viene dada por:

$$g(\lambda, m) = \frac{1}{2} \int_0^\pi P_a(\lambda, \Theta, m) \cos\Theta \sin\Theta d\Theta \quad (1.4)$$

El factor de asimetría depende de la función de fase ( $P_a$ ), que representa la distribución angular de la energía dispersada, y del ángulo de dispersión ( $\Theta$ ), que proporciona una estimación de la direccionalidad, es decir, de la asimetría de la radiación dispersada. El factor de asimetría puede tomar valores entre -1 y 1. Cuando  $g(\lambda) = 0$ , la función de fase es simétrica respecto a  $\Theta = 90^\circ$ ; cuando  $g(\lambda) > 0$ , la dispersión se produce principalmente hacia adelante; y cuando  $g(\lambda) < 0$ , domina la retrodispersión o *backscattering*.

#### 1.4.- Nubes

La característica más notable de la Tierra cuando es observada desde un satélite es su cubierta nubosa. En cualquier instante, aproximadamente la mitad de la superficie terrestre está cubierta por nubes, las cuales a su vez presentan una gran variabilidad espacio-temporal, que es responsable en gran parte de la variación en la cantidad de radiación que llega a nivel del

suelo, esto hace que sea muy difícil el poder modelizarla mediante modelos matemáticos.

Se pueden definir las nubes como masas formadas por pequeñas gotas de agua o cristales de hielo suspendidos en la atmósfera. Se forman bien por condensación o por sublimación. Estas dos reacciones se producen sobre algunas partículas sólidas microscópicas en suspensión que se encuentran en la atmósfera y que reciben el nombre de núcleos de condensación o de sublimación. El tamaño de las gotas de agua que integran la nube varía desde unas pocas micras hasta 2000  $\mu\text{m}$ , Figura 1.8.



Figura 1.8.- Comparación de los diferentes tamaños de una gota de nube y de lluvia.

El aspecto exterior de las nubes depende de la naturaleza, las dimensiones, la altura y la distribución de los cristales de hielo o de las gotas de agua que las forman. Con todo, es posible señalar un número concreto de formas características que pueden reunirse en diferentes grupos, admitiéndose también subdivisiones posteriores (especies y variedades). En la Tabla 1.1 y en la Figura 1.9 se muestra una clasificación típica de las nubes según su forma y su altura (WMO, 1975).

En general la radiación solar que incide sobre las nubes sufre la dispersión de Mie. A diferencia de la dispersión de Rayleigh, la dispersión de Mie es prácticamente independiente de la longitud de onda, por lo que dispersa luz blanca en el visible. Este efecto se produce para partículas

esféricas y de mayor tamaño que en el caso de Rayleigh, y su fundamento reside en las leyes de Maxwell.

Tabla 1.1.- Clasificación de las nubes (WMO, 1975).

Clasificación de las nubes		
	Altura	Género
Nubes altas	Entre 5 y 13 km de altura	Cirros Cirro-cúmulos Cirroestratos
Nubes medias	Entre 2 y 7 km de altura	Alto-cúmulos Altoestratos
Nubes bajas	Desde la superficie hasta los 2 km de altura	Estratos Estrato-cúmulos Nimboestratos
Nubes de desarrollo vertical	Desde 2 km hasta 13 km de altura	Cumulonimbos Cúmulos

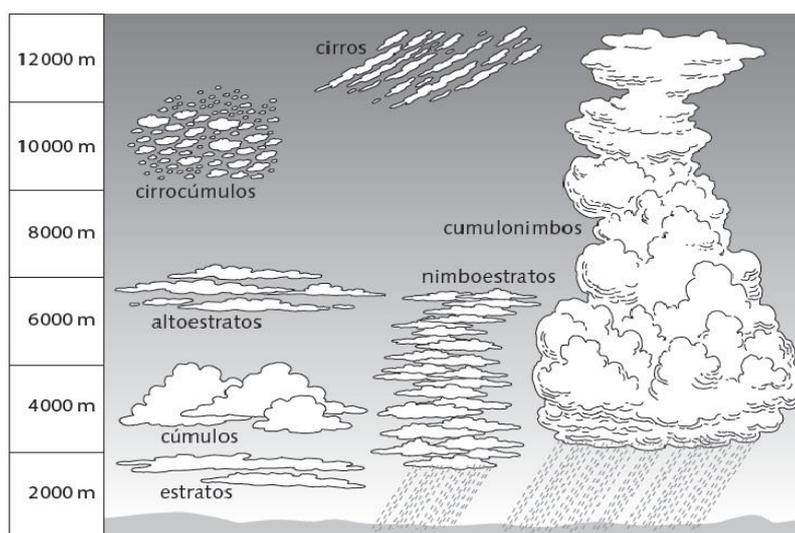


Figura 1.9.- Clasificación de las nubes según su forma y altura.

Asimismo cada tipo de nubes provoca distintos efectos sobre la radiación debido a sus diferentes características. En general la radiación en la banda ancha es más atenuada por las nubes que la radiación UV, especialmente en cielos parcialmente nubosos. Seckmeyer et al. (1996) explicaron este comportamiento. Los fotones que interactúan con la nube son redirigidos hacia el espacio, sin embargo los fotones de menor longitud de onda vuelven a ser reemitidos hacia la superficie mediante la dispersión de Rayleigh. Esta es la causa de que hasta el 80% de la radiación solar UV pueda atravesar una nubosidad poco densa. Por tanto, generalmente las nubes atenúan los niveles de radiación, sin embargo en determinadas ocasiones la radiación solar que llega a la superficie en presencia de las nubes es mayor a la que incidiría en condiciones de cielos despejados (Sabburg y Parisi, 2006; Sabburg y Calbó, 2009). A este fenómeno se le conoce con el nombre de efecto de realce de la radiación solar provocado por las nubes, el cual será definido y estudiado más adelante.

Posteriormente se ha realizado un estudio del porcentaje de radiación que es atenuada por los diferentes tipos de nubes para el rango de la UVER y la banda ancha en el año 2011. En este caso se ha realizado el estudio para cielos cubiertos tanto por nubes bajas y medias (tipo de nubes analizadas en esta memoria), como para nubes altas. En la Tabla 1.2 se han elegido 20 días representativos de estos tipos de nubes y se ha calculado el porcentaje de radiación que atenúan las nubes, mostrando en la tabla su rango de variación. La medida de irradiancia para el cielo cubierto por nubes es una medida experimental, mientras que la medida de irradiancia para el mismo cielo sin nubes ha sido modelizada con el modelo SBDART, descrito más adelante, en el Capítulo 3.

Tabla 1.2.- Porcentaje de radiación solar (%) atenuada con respecto al mismo día sin nubes.

	Nubes bajas-medias	Nubes Altas
UVER	50-90%	12-35%
Banda ancha	50-93%	23-55%

Destacar que la radiación en la banda ancha es más atenuada por las nubes en general que la radiación en el rango de la UVER, con un 5% más en promedio para las nubes bajas y medias, llegando a un 15% más para

nubes altas. Valores que concuerdan con la bibliografía que dice que a pesar de la gran dispersión de valores en la irradiación correspondientes a una misma cobertura de nubes, el efecto de las nubes en el rango del ultravioleta es entre un 15-45% menor que el efecto de las nubes sobre la banda ancha (Calbó et al., 2005). En la Figura 1.10 se muestra la comparación de la irradiación de un día con nubes bajas y medias respecto a la irradiación del mismo día sin nubes modelizada con el modelo SBDART tanto para el rango de la UVER como para el de la banda ancha.

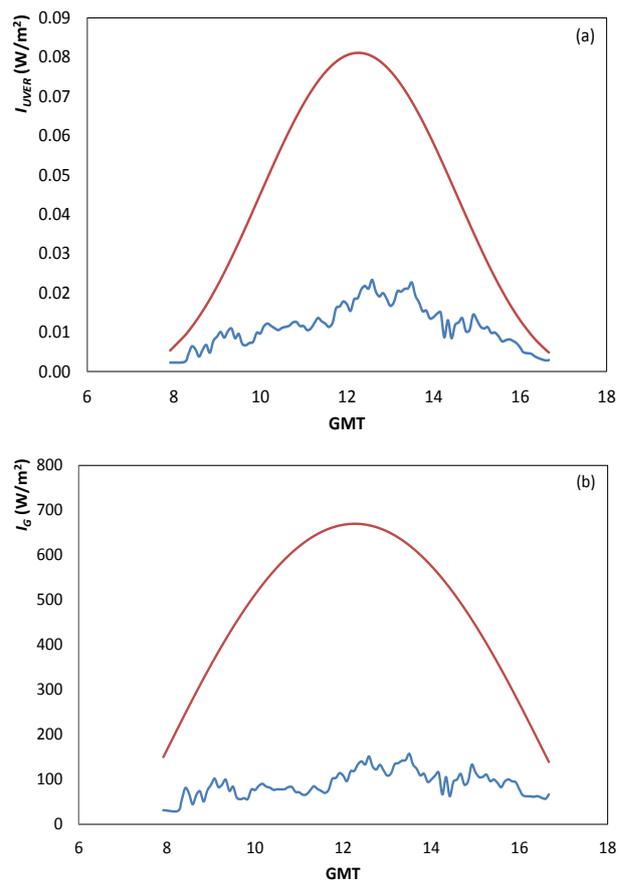


Figura 1.10.- Comparación de la irradiación con nubes bajas y mismo día sin nubes (15/02/2011), para el rango de la UVER (a) y para el de la banda ancha (b).

En la Figura 1.11 se muestra de nuevo la comparación de la irradiancia de un día con nubes en este caso altas respecto a la irradiancia del mismo día sin nubes, modelizada con el modelo SBDART tanto para el rango de la UVER como para el de la banda ancha.

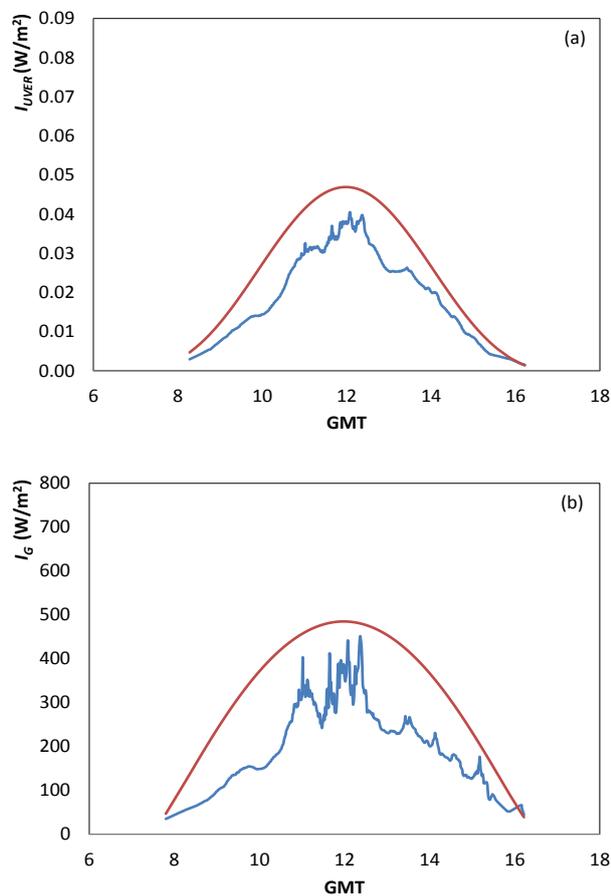


Figura 1.11.- Comparación de la irradiancia con nubes altas y el mismo día sin nubes (20/12/2011), para el rango de la UVER (a) y para el de la banda ancha (b).

Las imágenes de la cámara de nubes para estos dos días a las 12 GMT son las mostradas en la Figura 1.12.

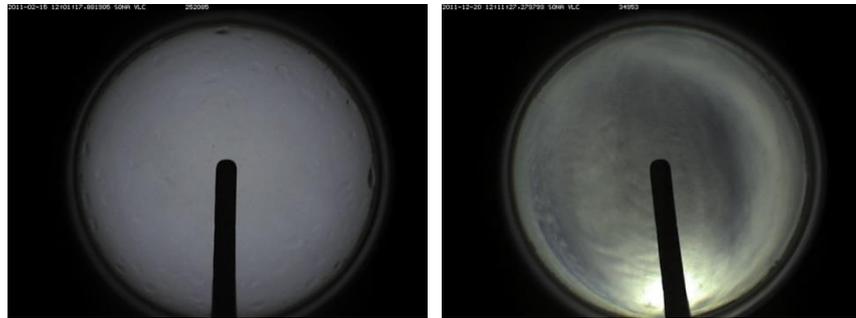


Figura 1.12.- Imagen con nubes bajas a la izquierda (15/02/2011) e imagen con nubes altas a la derecha (20/12/2011).

Como se ha comentado anteriormente normalmente las nubes atenúan los niveles de radiación debido fundamentalmente a la obstrucción del Sol y, por tanto, a la reducción de la irradiancia directa normal. Pero en determinadas ocasiones la irradiancia difusa que llega a la superficie en presencia de nubes y por tanto la irradiancia global, tanto para cielos parcialmente nubosos como para cielos cubiertos por nubes altas, es mayor que la que incidiría en condiciones de cielos despejados (Estupiñán et al., 1996; Sabburg y Wong, 2000; Sabburg y Parisi, 2006; Sabburg y Calbó, 2009). Este efecto de realce de la radiación debido a las nubes, puede ser explicado mediante dos fenómenos: las múltiples reflexiones en las superficies de las nubes debido a la reflexión de la irradiancia solar desde la base de las nubes, y que algunos tipos de nubes poseen direcciones de dispersión de la irradiancia directa a causa de las partículas que forman la nube que favorecen la incidencia hacia el suelo (Calbó et al., 2005). Este fenómeno puede alcanzar valores extremos de más del 140% de los valores estimados con modelos de cielos claros (Emck y Richter, 2008; Piacentini et al., 2011), dando por tanto valores del factor de modificación de nubes ( $CMF$ ), Ecuación 1.5, mayores a la unidad.

$$CMF = \frac{I_{exp}}{I_{despejado}} \quad (1.5)$$

donde  $I_{exp}$  es la irradiancia medida experimentalmente con cielos nubosos y  $I_{despejado}$  es la irradiancia modelizada para las mismas condiciones de cielo pero sin nubes.

En la Figura 1.13 puede verse un ejemplo de este fenómeno que normalmente se presenta en cielos parcialmente nubosos con nubes bajas y medias o en cielos totalmente cubiertos para nubes altas o cirros.

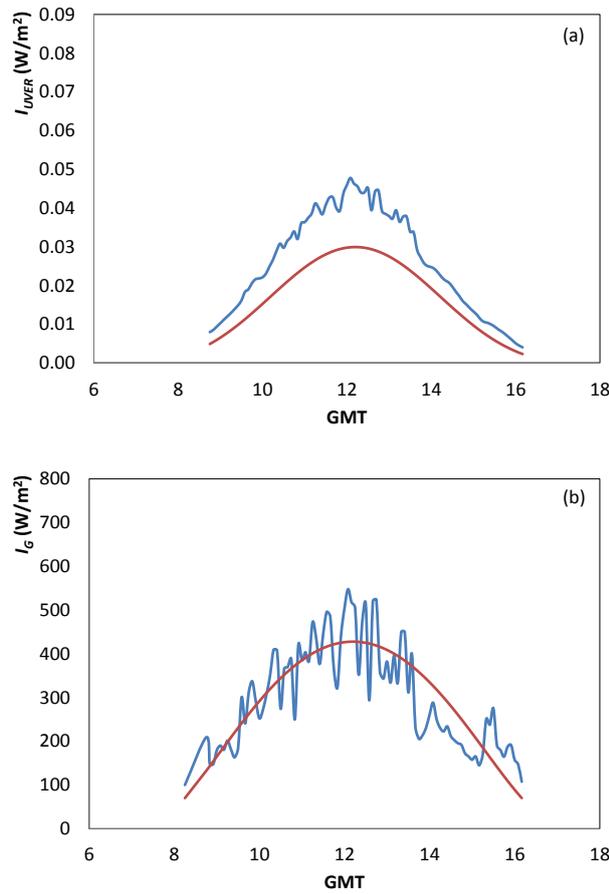


Figura 1.13.- Comparación de la irradiancia con nubes altas y el mismo día sin nubes (19/01/2011) para el rango de la UVER (a) y para el de la banda ancha (b).

Como puede observarse en la figura anterior para el caso de nubes altas este fenómeno es más pronunciado en el rango de la UVER que en el de la banda ancha, ya que la difusa en el rango de la UVER es proporcionalmente mayor al de la banda ancha. Sin embargo en el caso de cielos parcialmente nubosos con nubes bajas y medias, el realce para la banda ancha suele ser mayor en promedio. En la Figura 1.14 se muestran dos imágenes de la cámara de nubes a modo de ejemplo, una de cada tipo de escenario donde se produce el fenómeno de realce.

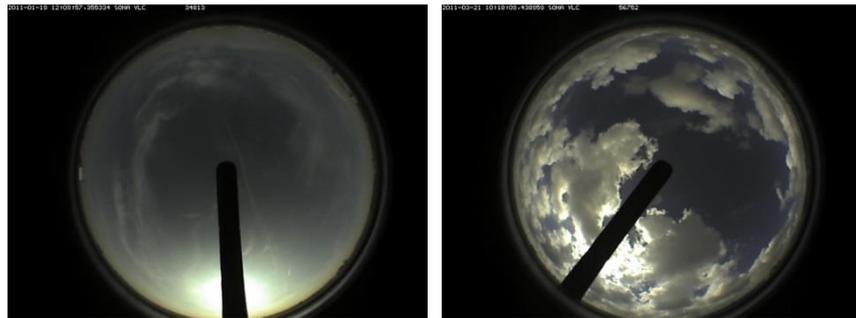


Figura 1.14.- Imágenes con realce para nubes altas a la izquierda (19/01/2011) y para cielos parcialmente nubosos a la derecha (21/03/2011).

#### *Espesor óptico de nubes*

Análogamente al espesor óptico de aerosoles, el espesor óptico de nubes ( $\tau$ ) es la magnitud más apropiada para caracterizar la “carga” de nubes. El espesor óptico de nubes, parámetro adimensional, es la medida de la atenuación de la luz que pasa a través de la atmósfera debido a la dispersión y la absorción por las gotas o cristales que forman la nube, y que depende de su constitución física (cristales, gotas de agua), su forma, la concentración de las partículas, y la extensión vertical de la nube. Se define como el coeficiente de extinción integrado sobre una columna vertical por unidad de sección transversal (Stephens, 1994):

$$\tau = \int_0^H \sigma_{ext}(z) dz \quad (1.6)$$

donde  $H$  es el espesor geométrico de la nube,  $z$  la coordenada vertical y  $\sigma_{ext}$  es el coeficiente de extinción, suma del de absorción y dispersión, que representa la fracción de flujo radiante por unidad de espesor extinguida de

un haz de radiación en una determinada dirección. En este trabajo haremos siempre la suposición de una nube que está contenida dentro de una capa horizontal plano-paralela homogénea, lo cual es una buena simplificación respecto de la situación real (Cahalan et al., 1994; 2001). El coeficiente de extinción varía con la altura en el interior de la nube y puede ser expresado mediante la siguiente expresión:

$$\sigma_{ext} = \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{ext}(r, \lambda, m) n(r) dr \quad (1.7)$$

donde  $n(r)$  es la distribución de tamaños que indica la concentración del número de gotas de la nube,  $r$  es el radio de las gotas de agua de la nube y  $Q_{ext}$  es el factor de eficiencia de extinción, el cual es obtenido mediante la teoría de Mie, válido para gotas de la nube esféricas (Shifrin, 1951; Van de Hulst, 1957; Kerker, 1969; Bohren y Huffman, 1983). Este factor de eficiencia de extinción para gotas de agua esféricas se puede aproximar a un valor de  $Q_{ext} \approx 2$ , Figura 1.15.

Por tanto finalmente el espesor óptico de nubes puede expresarse como:

$$\tau = \Delta z \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{ext}(r, \lambda, m) n(r) dr \quad (1.8)$$

El radio efectivo ( $r_{ef}$ ) de las gotas de agua de la nube es definido en función del promedio de la distribución de tamaños,  $n(r)$ , respecto a la sección eficaz geométrica, y puede expresarse como:

$$r_{ef} = \frac{\int_0^{\infty} \pi r^3 n(r) dr}{\int_0^{\infty} \pi r^2 n(r) dr} \quad (1.9)$$

Se observa que  $\tau$ , considerando el radio efectivo ( $r_{ef}$ ) y la distribución de tamaños  $n(r)$  constantes, solo depende del factor de eficiencia de extinción ( $Q_{ext}$ ) el cual depende del radio de las gotas de agua de la nube, de la longitud de onda y de los índices de refracción tanto de la partícula como del medio. Teniendo todos estos factores en cuenta y asumiendo que las partículas de las gotas de la nube son esféricas y mucho mayores que la longitud de onda de la radiación incidente, podemos aplicar las ecuaciones de la teoría de Mie. Por tanto, si consideramos el espesor o grosor de la

nube y el tamaño de las gotas de agua constantes podemos hacer la siguiente aproximación entre dos  $\tau$  a diferentes longitudes de onda:

$$\tau(\lambda_1) = \tau(\lambda_2) \frac{Q_{ext}(\lambda_1)}{Q_{ext}(\lambda_2)} \quad (1.10)$$

donde la diferencia entre ambos  $\tau$  depende únicamente del factor de eficiencia de extinción.

En este trabajo se va a estimar el valor del espesor óptico de la nube para dos rangos espectrales diferentes y podremos validar nuestros resultados comparándolos entre sí ya que el  $\tau$  presenta poca dependencia espectral, (King et al., 1990), como mostramos a continuación. Previamente se ha descartado otro tipo de validación por no ser factible, por ejemplo, los resultados no son fácilmente comparables con medidas de satélite por su diferencia espacio temporal ni disponemos de instrumentación que permita obtener directamente el espesor óptico de nubes.

Con la finalidad de comparar el  $\tau$  en los dos rangos de interés, UVER y banda ancha, se ha calculado la longitud de onda efectiva,  $\lambda_{ef}$ , tanto para el rango de la UVER (298.5 nm) como para el de la banda ancha (856.4 nm), como representativa de todo el rango espectral:

$$\lambda_{ef} = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \lambda f(\lambda) I_0 d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} f(\lambda) I_0 d\lambda} \quad (1.11)$$

donde  $\lambda$  es la longitud de onda espectral,  $f(\lambda)$  es la respuesta espectral del instrumento de medida e  $I_0$  es la irradiancia espectral extraterrestre, en este trabajo ha sido seleccionado el espectro de Gueymard, 2004. Para el rango de la UVER el rango espectral seleccionado ha sido desde 280-400 nm y para el de la banda ancha desde 280-2800 nm.

Posteriormente para calcular el factor de eficiencia de extinción ( $Q_{ext}$ ) en las longitudes de onda efectivas en los dos rangos, se han realizado los cálculos de las ecuaciones de Mie mediante la aplicación MiePlot v4305 (<http://www.philiplaven.com/mieplot.htm>), siendo necesarios los siguientes parámetros de entrada: el índice de refracción real e imaginario de las partículas (agua), el índice de refracción del medio (aire), el radio efectivo

de las partículas y la longitud de onda, Figura 1.15. Se ha obtenido de este modo el cociente  $Q_{ext}(0.2985)/Q_{ext}(0.8564)$ , Ecuación 1.10, siendo el valor medio de  $0.98 \pm 0.01$  para las partículas de las gotas de agua de la nube con un radio efectivo de entre 8-12  $\mu\text{m}$  (Serrano et al, 2015b), lo que muestra la escasa dependencia del espesor óptico de nubes con la longitud de onda, en los dos rangos implicados.

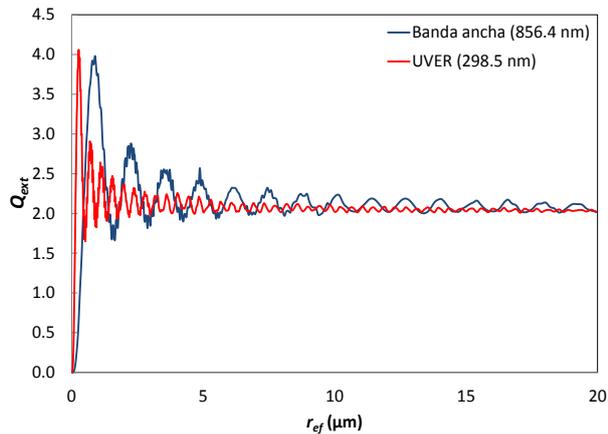


Figura 1.15.- Factor de eficiencia de extinción en función del radio efectivo de una gota de agua, para una longitud de onda efectiva en el rango de la UVER y en el de la banda ancha.

Min et al., 2004 ya mostraron unos resultados similares mediante la relación lineal entre  $\tau$  a 415 nm y a 860 nm:

$$\tau_{415} = \gamma \tau_{860} \quad (1.12)$$

donde obtuvieron para el coeficiente  $\gamma$  un valor de 0.989 para nubes formadas por gotas de agua y de 0.968 para nubes formadas por cristales de hielo (Hu y Stamnes, 1993; Fu, 1996).



*En este capítulo se describe la instrumentación que se ha utilizado para la realización de este trabajo, así como el tipo de datos experimentales que se han utilizado como entrada en los modelos de transferencia radiativa empleados.*

*La radiación solar eritemática (UVER) se mide con el radiómetro UVB-1 de YES. También se describe de una manera más somera el piranómetro CM6 de Kipp & Zonen, utilizado para la medida de radiación solar en la banda ancha, el fotómetro CE-318 de CIMEL, que nos ha permitido determinar la carga de aerosoles atmosféricos y sus propiedades, así como el contenido en vapor de agua precipitable, la cámara de nubes SONA SIELTEC con la cual se ha obtenido la cobertura nubosa y el ceilómetro CL-51 de Vaisala que permite obtener la altura de la base de la nube y en algunos casos su grosor.*

*Finalmente se describen los datos experimentales utilizados en esta memoria.*

### 2.1.- Radiómetro UVB-1 de YES

El radiómetro UVB-1 de la casa YES, cuyo aspecto externo se muestra en la Figura 2.1, es un instrumento de banda ancha tipo Robertson-Berger, cuyo intervalo espectral abarca desde 280 a 400 nm. Estos instrumentos están diseñados para tener una sensibilidad espectral próxima al espectro de acción eritemático, Figura 2.2. Para la medida de la UVER utiliza filtros de vidrio coloreado y un fósforo sensible a la radiación UVB para no dejar pasar toda la luz visible del Sol y convertir la luz UVB en luz visible en la longitud de onda del verde (Robertson, 1972; Berger, 1976). La luz verde resultante es medida por un fotodetector de estado sólido. El radiómetro UVB-1 está diseñado para ser estable durante largos periodos y para trabajos de campo sin vigilancia.



Figura 2.1.- Radiómetro UVB-1 de YES midiendo UVER global.

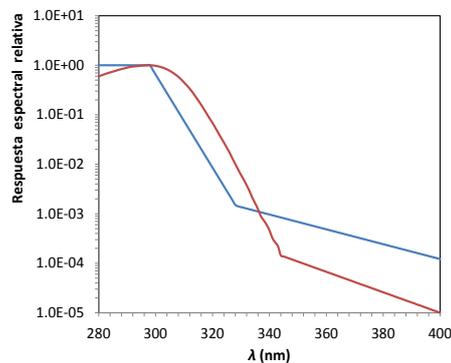


Figura 2.2.- Respuesta espectral relativa del radiómetro YES-UVB-1 (en rojo) y espectro de acción eritemático de la CIE (en azul).

En la Figura 2.3 se representa esquemáticamente el proceso que tiene lugar en el detector. La radiación solar, directa y difusa, es transmitida a través de la cúpula de cuarzo que permite el paso del rango UV. El primer filtro, un vidrio negro que transmite sólo radiación UV, absorbe la luz visible excepto una pequeña fracción en el rango del rojo. La transmitancia de este filtro permite al instrumento tener una respuesta espectral similar a la del espectro de acción eritemática de la curva estándar eritemática (CIE, 1998), Figura 2.2. La luz transmitida a través del filtro impresiona al fósforo sensible a la UVB. Este material, tungstanato de magnesio ( $MgWO_4$ ), absorbe la componente UVB y la vuelve a emitir por fluorescencia en el rango del visible, predominantemente en longitudes de onda correspondientes al verde. A través de un segundo filtro de vidrio verde pasa la luz fluorescente procedente del fósforo mientras que bloquea la luz roja que se había filtrado a través del primer filtro negro. La intensidad de la luz fluorescente es medida por un fotodiodo de estado sólido (GaAsP), cuya respuesta tiene un pico máximo en el verde y no es sensible a la luz roja.

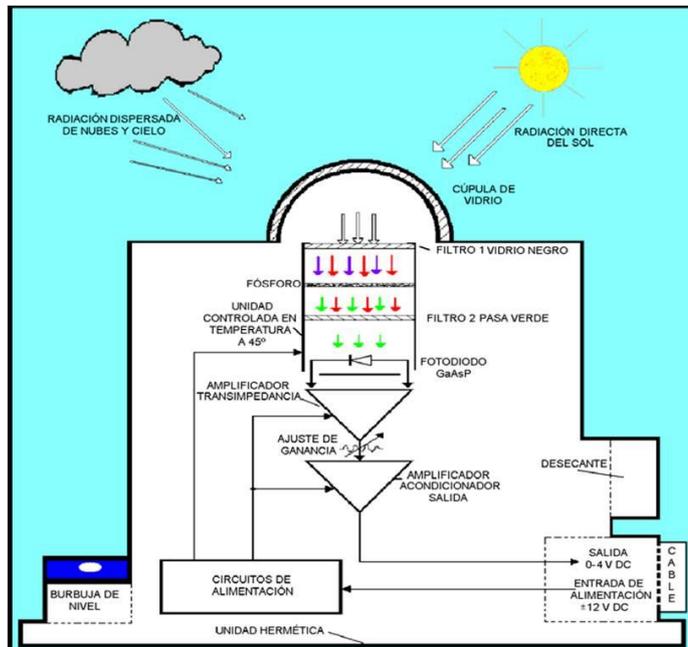


Figura 2.3.- Esquema operativo del radiómetro UVB-1 de YES.

Todos los componentes ópticos, el detector y el fósforo están estabilizados a una temperatura de  $(45 \pm 1) ^\circ\text{C}$  para una temperatura ambiente de entre  $-40 ^\circ\text{C}$  y  $+40 ^\circ\text{C}$ . Esto permite mantener la eficiencia de los procesos descritos anteriormente, independientemente de la temperatura ambiente, como la conversión de radiación UVB en luz verde, por ejemplo. Las principales características técnicas de este instrumento están especificadas en la Tabla 2.1 (Dichter et al., 1993).

Tabla 2.1.- Características técnicas del radiómetro UVB-1 de YES.

Respuesta espectral	280-400 nm
Respuesta coseno	10% para un ángulo cenital solar hasta $60^\circ$ (calibración (04/07/2013))
Sensibilidad	1.97 $\text{V}/(\text{W}/\text{m}^2)$ de irradiancia UVB efectiva
Área activa del sensor	Diámetro aproximado de 2.54 cm
Tamaño del sensor	12.9 cm de altura y 14.6 cm de diámetro en la base
Masa	1.3 kg
Tiempo de respuesta	0.1 s
Rango de temperatura	$-40 ^\circ\text{C}$ hasta $+40 ^\circ\text{C}$

La salida del instrumento es una señal analógica en voltios. Para convertirla en unidades de irradiancia se utiliza un factor de conversión que viene dado por el cociente entre la energía medida por el detector con una respuesta de coseno espectral ideal y la energía medida por el UVB-1. En la práctica, este factor se determina tomando el cociente entre la irradiancia total UVB y el valor de la señal de salida del instrumento UVB-1 en el tiempo de medida. Dado que la respuesta espectral del instrumento es ligeramente diferente al espectro de acción eritemático y no es uniforme en

la región del UVB, estos factores de conversión dependen al menos del ángulo cenital, del intervalo espectral y también se considera la dependencia con la columna total de ozono (Schreder, 2006).

La respuesta espectral del instrumento puede cambiar con el tiempo, debido a la humedad ambiental, las temperaturas extremas y otros agentes meteorológicos, variando la transmitancia del primer filtro, por lo que es necesario recalcular los factores de conversión. Esto es en realidad una recalibración del instrumento y se realiza periódicamente.

Los últimos calibrados realizados a los radiómetros utilizados en esta memoria se llevaron a cabo en dos fases diferentes. En la primera fase el sensor utilizado usualmente para medir UVER global fue sometido a un calibrado estándar y certificado en las instalaciones del Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA) (Vilaplana et al., 2006), los calibrados se realizaron el 10/12/2007, el 07/05/2009, el 09/09/2011 y el 04/07/2013. Estos calibrados consistieron en la medida de la respuesta espectral del sensor y de la respuesta angular para determinar el error de coseno en el laboratorio, así como de una intercomparación con un espectrorradiómetro de referencia QASUME, modelo Brewer MKIII que se realiza en el exterior con las condiciones meteorológicas adecuadas.

En la segunda fase el resto de sensores UVB-1 fueron calibrados por comparación con el primero, que ejercía de patrón. Para ello se diseñó una plataforma que permitía la instalación de todos los sensores simultáneamente en la azotea del edificio de la Facultad de Física. Los sensores estuvieron midiendo con diferentes condiciones climáticas y se calibraron por transferencia de calibrado del sensor patrón.

En la Tabla 2.2 se muestra la evolución del factor de conversión normalizado de los últimos calibrados del radiómetro #(010908) utilizado habitualmente para la medida de radiación global, que es el que se envía a calibrar al INTA periódicamente. En la Tabla 2.3 puede verse la evolución temporal de la pendiente del ajuste lineal del radiómetro #(010911), utilizado habitualmente para la medida de radiación difusa, que se calibra por comparación con el anterior instrumento.

Tabla 2.2.- Constante de calibración absoluta normalizada a 300 DU y 40°.

Fecha	Factor de conversión del radiómetro UVB-1 #(010908) ( $\text{W m}^{-2} \text{V}^{-1}$ )
10/12/2007	$0.1234 \pm 0.0004$
07/05/2009	$0.115 \pm 0.004$
09/09/2011	$0.126 \pm 0.003$
04/07/2013	$0.124 \pm 0.002$

Tabla 2.3.- Evolución de la pendiente del ajuste lineal entre el radiómetro UVB-1 #(010911) y el radiómetro UVB-1 #(010908) utilizado como referencia.

Fecha	Pendiente del radiómetro UVB-1 #(010911) respecto al #(010908)
10/12/2007	$1.134 \pm 0.002$
07/05/2009	$1.227 \pm 0.003$
09/09/2011	$1.169 \pm 0.003$
04/07/2013	$1.164 \pm 0.002$

Para la realización de este trabajo se ha dispuesto de un radiómetro UVB-1 de YES midiendo UVER global y otro midiendo UVER difusa, siendo esta componente imprescindible para la determinación del espesor óptico de las nubes en condiciones de cobertura parcialmente nubosa, así como en la determinación del albedo de dispersión simple como se explicará más adelante. También hay que tener en cuenta que la componente difusa de la radiación es especialmente relevante en el rango de la UVER, dado que puede representar incluso más del 60% de la global (Utrillas et al., 2007). Esto es debido a los efectos de la dispersión de Rayleigh que son más intensos a medida que disminuye la longitud de onda.

Para la medida de la UVER difusa se diseñó una banda de sombra anclada en unos brazos cuya inclinación es igual a la latitud, Figura 2.4. Cuando la banda se coloca perpendicularmente sobre los brazos queda paralela al plano ecuatorial de modo que para los sucesivos ajustes durante el año basta trasladarla a lo largo de un eje paralelo al eje polar (López et al., 2004). En los equinoccios, la superficie de la banda es perpendicular a los rayos solares, mientras que en otras épocas del año se coloca a lo largo de los brazos metálicos, en el punto donde la distancia recorrida desde la posición del equinoccio subtienda un ángulo con el radiómetro igual a la declinación solar. Esta banda de sombra fue diseñada siguiendo las indicaciones de Horowitz (1969), respetando las dimensiones propuestas en su trabajo. Sin embargo, esta banda no oculta sólo la irradiancia directa que proviene del Sol, sino que debido a sus dimensiones, mayores que la de la superficie del sensor de entrada del radiómetro, también oculta parte de la irradiancia difusa procedente de otros puntos del cielo, es decir, que parte de la UVER difusa no llega al sensor. Por lo tanto, se debe corregir la medida de irradiancia eritemática difusa registrada, dado que la UVER difusa real será mayor que la UVER difusa medida. Para ello se han corregido las medidas de la UVER difusa medidas con la banda de sombra utilizando el modelo de Batlles modificado propuesto por Utrillas et al. (2007). Los valores experimentales corregidos tienen una incertidumbre estimada en un 1% relativo respecto a la comparación con un espectrorradiómetro Optronic OL754.



Figura 2.4.- Dispositivo experimental para la medida de la radiación UVER difusa.

### 2.2.- Piranómetro CM6 de Kipp & Zonen

El piranómetro de la serie CM6 de Kipp & Zonen es un radiómetro diseñado para la medición de la radiación de onda corta sobre una superficie plana y que es el resultado de la suma de la radiación solar directa y la radiación difusa incidente de todo el hemisferio sobre el instrumento. El piranómetro CM6 está diseñado para ser estable durante largos periodos y para trabajos de campo sin vigilancia.

El detector de este piranómetro está formado por una pila termoeléctrica constituida por una serie de termopares colocados horizontalmente, cuyos extremos están soldados con unas barras de cobre verticales sujetas a una placa de latón maciza. El conjunto está pintado con un barniz negro, para absorber la radiación. El flujo de calor originado por la radiación se transmite a la termopila, generándose una tensión eléctrica proporcional a la diferencia de temperatura entre los metales de los termopares. Las principales características técnicas de este instrumento están especificadas en la Tabla 2.4.

Tabla 2.4.- Características técnicas del piranómetro CM6.

Respuesta espectral	285-2800 nm
Respuesta coseno	< 20 W/m <sup>2</sup> (hasta 80° con 1000 W/m <sup>2</sup> )
Sensibilidad	5 a 18 μV/(W/m <sup>2</sup> )
Campo de visión	180°
Masa	0.6 kg
Tiempo de respuesta	18 s
Rango de temperatura	- 40 °C hasta + 80 °C

El espectro de la radiación solar que llega a la superficie de la Tierra está dentro del rango de longitudes de onda de 280 nm a 4000 nm, que van desde el rango ultravioleta (UV) hasta el infrarrojo (IR) como se muestra en la Figura 2.5 y Figura 1.2. Debido a las propiedades físicas de la doble cúpula

de cristal y a la pintura negra absorbente, los radiómetros CM6 de Kipp & Zonen son igualmente sensibles a un amplio rango espectral que consigue que la respuesta espectral del piranómetro sea prácticamente plana entre 310 nm y 2800 nm, mientras que la respuesta en el resto de longitudes de onda es nula.

El instrumento CM6 #(8181020) se puso en funcionamiento en 2003 con el calibrado del fabricante, posteriormente en 2007 y 2009 se calibró por comparación con un piranómetro de precisión PSP de Eppley (285-2800 nm). En 2011 y 2013 se vuelve a calibrar por comparación con un piranómetro CM21 de la marca Kipp & Zonen previamente calibrado por el fabricante. En la Tabla 2.5, se observan las constantes de conversión para los últimos calibrados realizados.

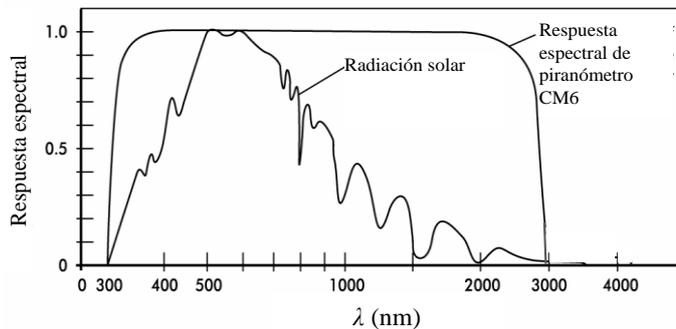


Figura 2.5.- Espectro de irradiancia solar en la superficie de la Tierra y respuesta del piranómetro CM6 de Kipp & Zonen.

Tabla 2.5.- Variación de las constantes de conversión del CM6.

Calibrado 15/09/2007 ( $\mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$ )	Calibrado 13/05/2009 ( $\mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$ )	Calibrado 20/05/2011 ( $\mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$ )	Calibrado 12/04/2013 ( $\mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$ )
11.64 $\pm$ 0.01	10.99 $\pm$ 0.02	11.43 $\pm$ 0.04	11.21 $\pm$ 0.04

### 2.3.- Fotómetro CE-318 de CIMEL

El equipo CE-318 es un fotómetro solar diseñado para la medida autónoma de la radiancia solar directa y de cielo, cada 15 minutos, tanto en el plano almucantar solar como en el principal. Su aspecto externo puede verse en la Figura 2.6. A mediados de los 90, la NASA en colaboración con la red PHOTONS (PHOtométrie pour le Traitement Opérationnel de Normalisation Satellitaire), creó la red internacional AERONET<sup>1</sup> (Aerosol Robotic NETwork) dedicada al estudio climatológico de los aerosoles a escala global y a la corrección de los productos de teledetección (Holben et al., 1998). Esta red, en colaboración con PHOTONS, adoptó también el fotómetro CE-318 de CIMEL como su estándar de medida. Este fotómetro también está incluido en la red ESR (Red Europea de radiómetros SKYNET) (Campanelli et al, 2012).

Sus principales productos son el espesor óptico de aerosoles y el contenido en vapor de agua precipitable, obtenidos ambos a partir de las medidas de radiancia directa. De forma más elaborada y a partir de la radiancia difusa, pueden obtenerse también las distribuciones de tamaño así como otras propiedades de los aerosoles como el albedo de dispersión simple o el parámetro de asimetría (Estellés, 2006).

Este instrumento se compone de un cabezal óptico y de dos colimadores de campo de visión de 1.2°, uno de ellos para apuntar directamente al Sol y el otro para medidas de radiancia de cielo. Dispone de 7 canales (340, 380, 440, 500, 675, 870 y 1020 nm), con un ancho de banda de entre 2 y 40 nm según la región del espectro, siendo de 2 nm en el ultravioleta. También se utiliza un canal extra, de 940 nm, para la determinación del contenido total de vapor de agua precipitable. Debido a la absorción de la irradiancia solar por el vapor de agua en algunos intervalos del espectro en banda ancha, este parámetro será necesario para estimar la irradiancia en ese rango.

Puesto que el fotómetro CE-318 es en realidad un fotómetro solar de cielo y realiza medidas de dos magnitudes diferentes, necesita dos tipos de calibrados, uno para la componente directa y otro para la difusa.

---

<sup>1</sup><http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>

La calibración de la componente directa del CE-318 de CIMEL se realiza mediante comparación en exterior con otro instrumento que se toma como referencia, mientras que para la componente difusa se utiliza una fuente de radiancia conocida o lámpara de calibrado en interior. La calibración se realiza con una periodicidad anual. Dentro de la red ESR (Red Europea de radiómetros SKYNET) la calibración consiste en la aplicación del método de Langley mejorado para ser utilizado in situ (Campanelli et al., 2007), y en el caso de AERONET se realiza mediante una transferencia de calibración de un instrumento primario (máster) en las instalaciones RIMA (Red Ibérica de Medidas Fotométrica de Aerosoles) (Toledano et al., 2011).



Figura 2.6.- Fotómetro CE-318 de Cimel en Burjassot (Valencia).

Los datos del fotómetro solar de Burjassot se envían diariamente a los servidores AERONET y ESR para su procesamiento. En este proceso, los valores de calibración se interpolan a partir de pre- y post- calibraciones obtenidos por AERONET y ESR correspondientemente.

La incertidumbre de calibración del CE-318 de CIMEL se puede estimar entre 1-2%, dependiendo del canal. La incertidumbre resultante del espesor óptico de aerosoles para el instrumento en AERONET se estima en alrededor del 0.01-0.02 (Eck et al., 1999) o de un 10% para un valor nominal de espesor óptico de aerosoles de 0.1.

#### 2.4.- Cámara de nubes SONA de SIELTEC

La cámara de nubes utilizada en esta memoria es un modelo SONA (Sistema de Observación de Nubes Automático) de la empresa SIELTEC Canarias S.L.<sup>2</sup> (Figura 2.7).



Figura 2.7.- a) Cámara de nubes SONA SIELTEC S.L. b) Detalle del círculo central con la banda de sombra sobre el sensor.

Esta cámara posee un sensor CCD, que permite caracterizar de forma adecuada todo el cielo, con un círculo central de 444 píxeles de diámetro. La cámara hace fotografías a color con una lente de ojo de pez de todo el hemisferio cada 5 minutos y durante 24 horas. Asimismo, este sistema tiene la particularidad de permitir la toma de imágenes con o sin filtro de radiación infrarroja cercana, de tal modo que la función sin filtro de radiación infrarroja por la noche nos permite observar, en condiciones de baja luminosidad, el contraste entre las nubes y el cielo.

La cámara emplea comunicaciones Ethernet, con envío de imágenes vía servicio FTP, así como comandos de control y funcionamiento vía Telnet. Esto facilita la instalación del sistema y el uso de las imágenes, ya que pueden ser consultadas online (Figura 2.8).

Este instrumento consta de varias partes o módulos diferenciados, divididos entre los pertenecientes al instrumento en sí (Cámara SONA); el sistema de adquisición, control y consulta (Servidor SONA); y los módulos auxiliares, tales como el sistema de alimentación y el módulo de comunicaciones UTMS.

<sup>2</sup><http://sonaspecs.zohosites.com/> y <http://www.sieltec.es/>

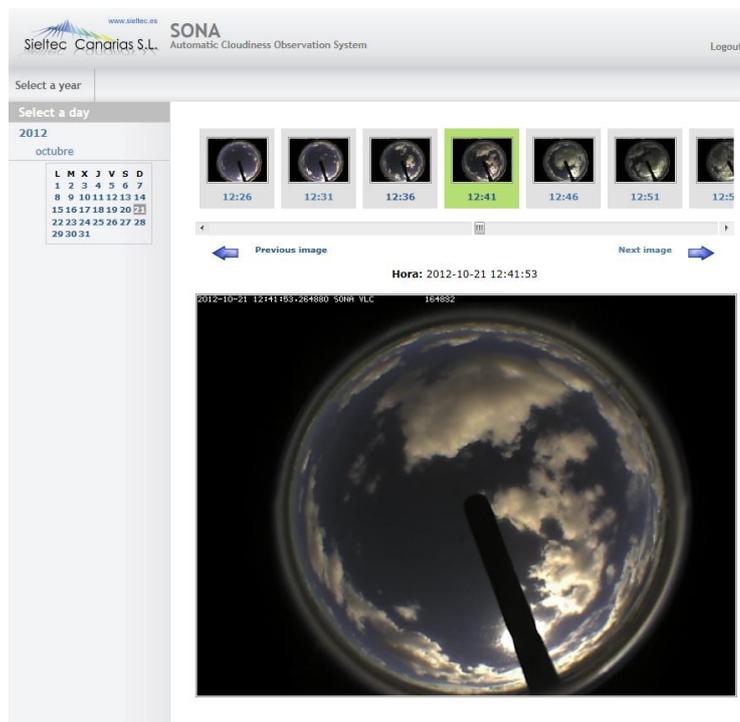


Figura 2.8.- Sistema automático de adquisición y almacenamiento de imágenes.

A continuación se describen los elementos que componen la cámara SONA:

- Carcasa de aluminio IP68 realizada con torno. Alberga el elemento captador de imágenes, la electrónica de control, el sistema de banda de sombra y proporciona la robustez y capacidad necesaria para evitar la corrosión en ambientes agresivos (es inmune al polvo, a la entrada de agua, etc...).
- Elemento captador de imágenes. Basado en una cámara CCD de 640x480 píxeles, con visión en el infrarrojo cercano. Cuenta con cliente FTP incorporado.
- Electrónica de control. Rige todo el funcionamiento del sistema: captador de imágenes, lectura de los sensores, movimiento de la

banda de sombra, control de operaciones y alarmas. Se comunica con el exterior mediante su servidor Telnet.

- Banda de sombra. Su misión es impedir la saturación del sensor CCD debido a la entrada directa de luz del Sol. Su mecanismo le permite realizar el seguimiento de forma continua y realizar autocomprobaciones periódicas.
- Sistema de protección eléctrico contra picos de señal, descargas y demás interferencias. El sistema cuenta con la protección interna tanto para las comunicaciones Ethernet como para la alimentación del sistema.
- Sistema de control de temperatura. Eleva la temperatura del instrumento cuando esta se encuentra por debajo del umbral considerado seguro para continuar la operación. Asimismo, un ventilador interno facilita la disipación de calor a través de la propia carcasa cuando la temperatura se eleva por encima de 30°, si bien el sistema es capaz de operar sin problema hasta 50°.

Las principales características técnicas de este instrumento están especificadas en la Tabla 2.6.

Tabla 2.6.- Características técnicas de la cámara SONA.

Sensor de imagen	CCD Sony ICX424AQ
Resolución	640x480 píxeles
Error banda de sombra	0.05°
Campo de visión	180°
Masa	12 kg
Dimensiones	200 mm de diámetro y 350 mm de alto

Para los años de estudio: 2011, 2012 y 2013, se han analizado visualmente un total de 93075 imágenes, de las cuales se han seleccionado aquellas imágenes con cielos despejados e imágenes con cielos parcialmente

y totalmente cubiertos con nubes del tipo bajas y medias. En la Tabla 2.7 se muestra el número de imágenes seleccionadas para los diferentes tipos de cielos analizados en el estudio y su porcentaje para cada año.

Tabla 2.7.- Número de imágenes seleccionadas según el tipo de cielos.

Número de imágenes	Año 2011	Año 2012	Año 2013
Cielos despejados	8481 (59%)	12218 (70%)	9454 (60%)
Cielos parcialmente nublados	2568 (18%)	2494 (14%)	2006 (13%)
Cielos totalmente nublados	3315 (23%)	2736 (16%)	4338 (27%)

En la Figura 2.9 se ha representado el número de datos con cielos parcialmente cubiertos por intervalos entre una cobertura mayor de 0.2 hasta otra menor de 1 con un paso de 0.1, para los tres años de estudio. No se han incluido las coberturas menores de 0.2, ya que estas en la mayoría de los casos pueden ser consideradas como cielos despejados. En la figura se observa que para los tres años del estudio se obtiene un mayor número de datos en las coberturas pequeñas y grandes en comparación a las coberturas centrales.

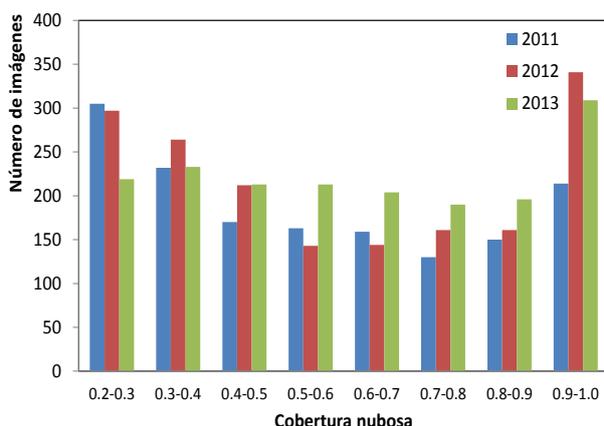


Figura 2.9.- Número de imágenes para intervalos parcialmente cubiertos.

En la Figura 2.10 se muestran diferentes imágenes que han sido tomadas por la cámara de nubes para mostrar los diferentes tipos y calidades de las mismas.

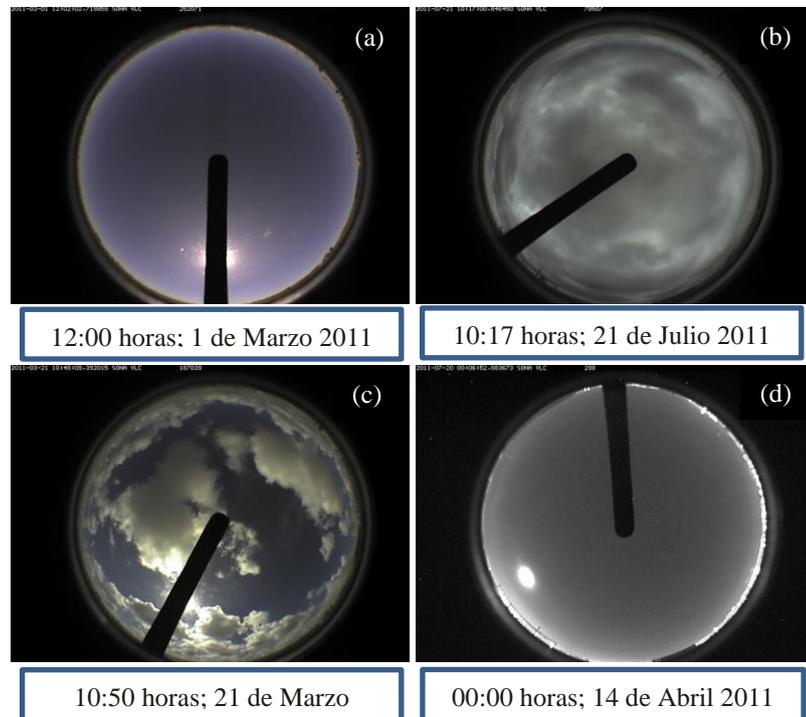


Figura 2.10.- Ejemplo de imágenes tomadas por la cámara de nubes: una imagen con un cielo completamente despejado (a), otra imagen con un cielo completamente cubierto (b), una imagen con un cielo parcialmente cubierto (c) y finalmente una imagen de noche y cielo completamente despejado (d).

Para obtener la cobertura nubosa de las imágenes con cielos parcialmente cubiertos, se ha utilizado un programa en lenguaje IDL, el programa fue diseñado y escrito por Manuel Núñez y Darren Turner de la Universidad de Tasmania, Australia (comunicación personal, 2014). Este programa convierte la imagen de cielo en dos colores, negro para el cielo y blanco para las nubes, con un umbral de sensibilidad que sirve para separar las nubes del cielo claro y que puede variar entre los valores de 0.9 y 1.1. Por tanto para analizar las imágenes de forma rigurosa se calcula la cobertura para una serie

prefijada de umbrales, con valores desde 0.9 a 1.1 a pasos de 0.02 para cada imagen del estudio. Posteriormente y siempre visualmente se comparan las diferentes imágenes obtenidas para elegir la más parecida a la imagen original, asignándole para este caso concreto dicha cobertura. La Figura 2.11 muestra este proceso para una imagen ejemplo, la cobertura seleccionada en este caso fue del 44% y se obtuvo con un umbral de 1.02.

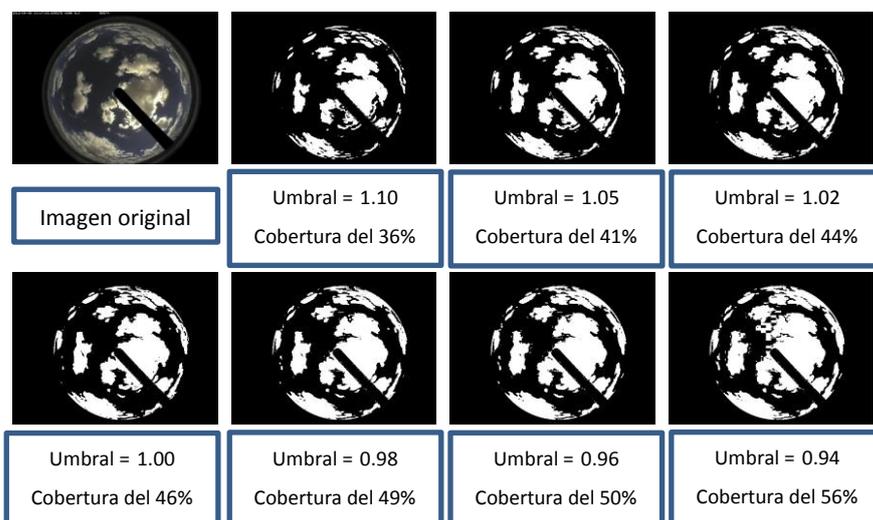


Figura 2.11.- Ejemplo del cálculo de la cobertura nubosa para una imagen concreta (30/04/2012; 13:17).

### 2.5.- Ceilómetro CL-51 de Vaisala

El Ceilómetro CL-51 de Vaisala, Figura 2.12, es un instrumento que se utiliza principalmente para la medida de la altura de las nubes y para obtener la visibilidad vertical. Este instrumento emplea una tecnología láser de diodo pulsado, LIDAR (Light Detection and Ranging), con un láser de gran alcance, en una longitud de onda de 910 nm y con pulsos que son enviados en una dirección vertical o con una pequeña inclinación. La reflexión y la retrodispersión de la luz (causada por la bruma, niebla, precipitación y nubes) se mide mediante los pulsos láser que atraviesan la atmósfera.



Figura 2.12.- Ceilómetro CL-51 de Vaisala.

El resultado es el perfil de retrodispersión que es la intensidad de la señal en comparación con la altura, la cual se almacena y se procesa para detectar la altura de la base de las nubes entre otras propiedades. El retardo de tiempo entre el lanzamiento del pulso láser y la detección de la señal de retrodispersión indica la altura de la base de las nubes. Las concentraciones de los aerosoles, el vapor de agua o los contaminantes en la atmósfera también se pueden calcular mediante los efectos de retrodispersión de la luz láser. El Ceilómetro CL-51 es capaz de detectar tres capas de nubes simultáneamente. La información sobre nubosidad tiene un alcance de hasta 13 km y el perfil de retrodispersión un alcance completo de hasta 15 km.

Para comprobar si realmente los tipos de nubes que se seleccionan a simple vista con la cámara de nubes, son realmente nubes bajas y medias como se presuponen, se ha realizado un estudio para obtener la altura de la base de las nubes.

En la Figura 2.13 se observa que casi el 97% de las imágenes seleccionadas como nubes bajas o medias a partir de las imágenes de la cámara de nubes son realmente de este tipo de nubes, siendo el 80% nubes bajas y el 17% nubes medias. Únicamente el 3% de las nubes seleccionadas son nubes altas o cirros.

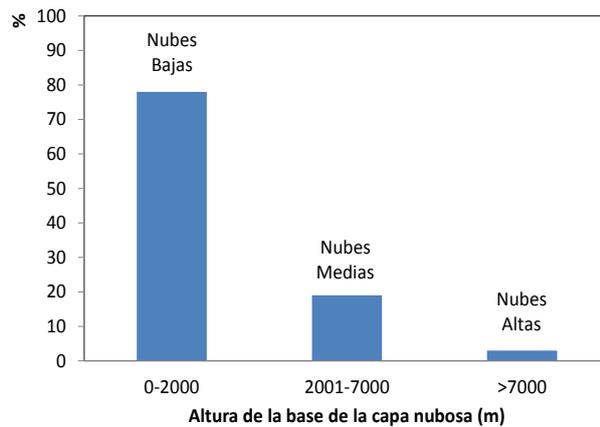


Figura 2.13.- Porcentaje de nubes bajas, medias y altas según la altura de la base de la nube medida con el ceilómetro CL-51 de las imágenes seleccionadas como “nubes bajas” por la cámara de nubes.

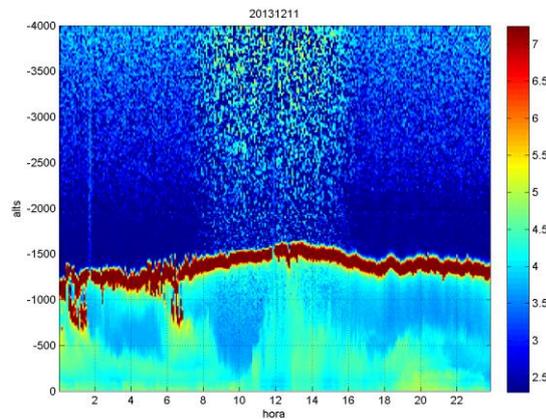


Figura 2.14.- Ejemplo de una imagen procesada del ceilómetro para nubes bajas el 11/12/2013. La línea roja indica la altura de la base de la nube.

En la Figura 2.14 se muestra un ejemplo para un día concreto, 11/12/2013, de una imagen procesada obtenida mediante el ceilómetro donde se aprecia claramente cómo se ven este tipo de nubes, en este caso nubes bajas. La línea de color rojo sería la altura de la base de las nubes.

Mediante el ceilómetro se puede obtener con precisión la altura de la base de las nubes y el grosor de ellas en los casos concretos de que sean finas o no muy densas para permitir que la señal del láser pueda penetrar en ellas. En la mayoría de casos de nubes bajas o medias, donde las nubes suelen ser normalmente muy densas y compactas, el grosor de la línea roja lo único que nos indica es el lugar donde la señal láser del ceilómetro se pierde o desvanece debido a la densidad y grosor de la nube.

### **2.6.- Datos experimentales**

Los resultados presentados en esta memoria requieren del uso de una serie de variables de tipo atmosférico, registradas con diferentes instrumentos de suelo y mediante datos de satélite. Con estos valores se obtiene un conjunto de datos almacenados en una hoja de cálculo, Tabla 2.8.

Estos datos servirán para la obtención de los espesores ópticos de nubes ( $\tau$ ) y de los albedos de dispersión simple ( $\omega$ ) en el rango de la UVER como veremos más adelante. Los valores de irradiancia global para toda la banda del espectro son registrados con el piranómetro CM6 de Kipp & Zonen, los valores de irradiancia, tanto global como difusa en el rango de la UVER, son medidos mediante un radiómetro de banda ancha UVB-1 de YES, los valores de los aerosoles, así como sus propiedades y el vapor de agua en columna, son obtenidos con un fotómetro CE-318 de CIMEL, la cobertura nubosa con una cámara de nubes SONA de SIELTEC y el ozono total en columna mediante el instrumento OMI<sup>3</sup> (Ozone Monitoring Instrument) a bordo del satélite Aura.

---

<sup>3</sup> <http://ozoneaq.gsfc.nasa.gov>

Tabla 2.8.- Descripción de los valores de la base de datos.

Variable	Significado
Fecha	Día/mes/año
Hora	Hora GMT o UTC (horas)
UVER global	Irradiancia global UVER en un plano horizontal ( $W/m^2$ )
UVER difusa	Irradiancia difusa UVER en un plano horizontal ( $W/m^2$ )
Irradiancia global	Irradiancia global en todo el espectro en un plano horizontal ( $W/m^2$ )
Cobertura nubosa	Cobertura nubosa en tanto por uno
Ozono ( <i>TOC</i> )	Columna total de ozono (atm·cm o DU)
Ángulo cenital ( $\theta_z$ )	En grados, siendo $\theta_z < 70^\circ$
Índice de claridad ( $k_t$ )	Parámetro de transmisividad atmosférica
Vapor de agua ( $w$ )	Cantidad integrada de vapor de agua (940 nm) ( $g/cm^2$ o $kg/m^2$ )
Espesor óptico de aerosoles ( <i>AOD</i> )	Tanto para el rango de la UVER (340 y 380 nm) como para todo el espectro (500 y 675 nm)
Albedo de dispersión simple de aerosoles ( $\omega$ )	Tanto para el rango de la UVER (310 nm) como para todo el espectro (674 nm)
Factor de asimetría de aerosoles ( $g$ )	Tanto para el rango de la UVER (438 nm) como para todo el espectro (674 nm)



*En este capítulo se describen los dos modelos de transferencia radiativa empleados en este trabajo, el SBDART y el LibRadtran, modelos de dispersión múltiple que utilizan el algoritmo DISORT para resolver la ecuación de transferencia radiativa.*

*Posteriormente se ha estudiado la incertidumbre para los principales parámetros de entrada y se han caracterizado ambos modelos, estudiando su sensibilidad a los diferentes parámetros tanto para el rango de la UVER como para la banda ancha.*

*Finalmente se han comparado los dos modelos utilizados con la irradiancia experimental para cielos despejados tanto para 2011 como para 2012.*

### 3.1.- Modelos de transferencia radiativa

El uso de modelos de transferencia radiativa en el estudio de la radiación solar que llega a la superficie terrestre tiene un gran interés, ya que nos permite estimar la radiación incidente en lugares en los cuales no disponemos de valores experimentales, así como la posibilidad de modelizar la atmósfera en diversas condiciones.

Existen modelos de transferencia radiativa que proponen diferentes aproximaciones para resolver la ecuación de transferencia radiativa. Podemos clasificarlos en tres grupos: empíricos, de dispersión simple y de dispersión múltiple. Lo que diferencia unos de otros es el modo en que consideran la estructura de la atmósfera, el número de parámetros de entrada y la complejidad del modelo (Weihs y Webb, 1997a y b).

Aquí nos centraremos en dos de los modelos más utilizados, el SBDART<sup>1</sup> y el LibRadtran<sup>2</sup>, ambos de dispersión múltiple. Los modelos de dispersión múltiple son más complejos, porque consideran que la atmósfera está formada por varias capas, y tratan de explicar los procesos que ocurren en ella de la forma más completa posible. Consideran una atmósfera plano-paralela, lo que supone una buena aproximación de la real, formada por distintas capas con una absorción y dispersión determinada en cada una de ellas, de manera que las propiedades del medio varían mucho más rápidamente en la dirección vertical que en la horizontal. Estos modelos utilizan, por tanto, una distribución vertical de los parámetros de entrada como el ozono, la temperatura o los aerosoles. La mayoría de los modelos de dispersión múltiple, entre ellos los dos estudiados, están basados en el algoritmo DISORT (DIScrete Ordinate Radiative Transfer) (Stamnes et al., 1988 y 2000), que resuelve la ecuación de transferencia radiativa con la aproximación de las ordenadas discretas.

El método de las ordenadas discretas proporciona un algoritmo estable para resolver la ecuación de transferencia radiativa en una atmósfera plano-paralela y no homogénea verticalmente. Estos modelos permiten utilizar hasta 65 capas de atmósfera y 40 ángulos cenitales y acimutales.

---

<sup>1</sup><http://arm.mrcsb.com/sbdart/html/sbdart-intro.html>

<sup>2</sup><http://www.libradtran.org/doku.php?id=download>

Finalmente, destacar que tanto el modelo SBDART como el LibRadtran son modelos unidimensionales, por tanto no pueden reproducir el cielo en tres dimensiones necesario en el caso de cielos parcialmente nubosos.

### 3.2.- Modelo de dispersión múltiple SBDART

El modelo SBDART (Santa Barbara Disort Atmospheric Radiative Transfer) versión 2.4 es un programa modular escrito en código FORTRAN por Ricchiazzi et al. (1998) y está disponible de forma gratuita a través de la web.

Para ejecutar el programa SBDART, el usuario prepara un archivo llamado *input*. Este archivo contiene la lista de parámetros que introducimos como entrada y su valor. Aquellas variables que podrían ser modificadas pero que no aparecen explícitamente en el *input* tendrán un valor por defecto que proporciona el programa. En la Tabla 3.1 se muestra un ejemplo de los parámetros de entrada utilizados en esta memoria para condiciones de cielo nublado, con una breve explicación de su significado.

El modelo SBDART requiere utilizar también otros archivos auxiliares, donde se encuentran los valores que utiliza el modelo en su ejecución y que permiten al usuario modificarlos. Entre estos archivos destacamos *atms.dat*, donde el usuario puede introducir un perfil atmosférico propio o elegir uno de los predefinidos. En nuestro caso se ha elegido el perfil atmosférico para latitudes medias tanto en invierno como en verano. Otro archivo requerido es *aerosol.dat*, con las características espectrales de los aerosoles. En nuestro caso se ha optado por definir los aerosoles a partir de datos experimentales, introduciendo el valor del espesor óptico de aerosoles para diferentes bandas espectrales, así como el albedo de dispersión simple de aerosoles y el factor de asimetría de aerosoles. El archivo *albedo.dat* permite definir el albedo de superficie de forma espectral para diferentes tipos de superficies, aunque en este trabajo se ha utilizado un valor de albedo de superficie constante para todo el rango de estudio y determinado experimentalmente.

Mediante el archivo *solar.dat* pueden seleccionarse diferentes tipos de espectros solares extraterrestres. En nuestro caso se ha seleccionado el espectro LOWTRAN-7 (Kneizys et al., 1983). Y finalmente tenemos el archivo *urscld.dat*, donde el usuario puede especificar el perfil vertical de las nubes, incluyendo propiedades de las nubes tales como el radio efectivo

de las gotas de agua o cristales de hielo, el espesor óptico, el contenido en agua líquida, la altura y el grosor de la nube entre otros. En nuestro caso, se ha utilizado un radio efectivo de la gota de agua de la nube con un valor constante de 10  $\mu\text{m}$  y una capa nubosa homogénea situada entre 2 y 3 km de altura. El espesor óptico de la nube a una longitud de onda de 550 nm es el parámetro que finalmente se obtendrá en esta memoria.

El programa permite definir hasta cinco capas de nubes y también cinco valores de su espesor óptico. Los espesores ópticos a otras longitudes de onda son calculados con la Ecuación 1.10 a partir del factor de eficiencia de extinción de Mie y el espesor óptico de la nube a una longitud de onda de 550 nm.

El modelo SBDART permite estudiar las nubes en dos estados físicos diferentes, las formadas por gotas de agua y las formadas por cristales de hielo. En nuestro caso solo hemos estudiado las nubes formadas por gotas de agua. Para las nubes de gotas de agua, sus propiedades respecto a la dispersión de la radiación dependen de la distribución de radios la cual está definida por una distribución gamma (Ricchiuzzi et al., 1998):

$$N(r)=C(r/r_{ef})^{p-1}e^{-(p+2)r/r_{ef}} \quad (3.1)$$

donde  $C$  es una constante normalizada,  $p$  es un parámetro adimensional que controla la anchura de la distribución,  $r$  el radio de las gotas de agua de la nube y  $r_{ef}$  es el radio efectivo el cual está definido como el cociente de los momentos tercero y segundo de la distribución de radios, Ecuación 1.9.

Como se puede observar en la Tabla 3.1 el programa SBDART proporciona diferentes tipos de ficheros de salida: *output* (iout). Los más usuales y utilizados en este trabajo son los que permiten obtener la irradiancia espectral (iout=1) o la integrada numéricamente mediante la regla del trapecio en el rango considerado (iout=10).

El modelo SBDART ha sido utilizado en esta memoria para obtener los espesores ópticos de nubes, tanto en cielos cubiertos como parcialmente cubiertos, y también para calcular el albedo de dispersión simple de los aerosoles en el rango de la UVER.

Tabla 3.1. Ejemplo de *input* para el modelo SBDART.

Parámetro de entrada	Significado
idatm	Perfil atmosférico (2 para verano y 3 para invierno en latitudes medias)
uo3	Columna total de ozono (atm cm)
uw	Cantidad integrada de vapor de agua (g/cm <sup>2</sup> )
alat	Latitud (0.272°)
alon	Longitud (39.508°)
iday	Día juliano
time	Hora GMT o UTC (horas)
wlinc	Incremento o paso de la longitud de onda
wlinf y wlsup	Límite inferior y superior del rango espectral (μm)
iout	Tipo de fichero de salida (espectral o integrada, flujo descendente o ascendente, a nivel de suelo o a cierta altura, etc...)
zpres	Altura sobre el nivel del mar (0.030 km)
iaer	Identifica el tipo de aerosoles troposféricos, pudiendo utilizarse distintos modelos. Sin embargo, en este estudio las características de los aerosoles son introducidas por el usuario
wlbaer	Longitudes de onda para los cuales tenemos datos de espesor óptico de aerosoles (μm) (0.34 y 0.38 para la UVER y 0.5 y 0.675 para la banda ancha)

qbaer	Espesor óptico de aerosoles para las longitudes de onda anteriormente definidas
wbaer	Albedo de dispersión simple para las longitudes de onda anteriormente definidas
gbaer	Factor de asimetría para las longitudes de onda anteriormente definidas
isalb	Valor del albedo superficial de forma espectral o constante en todo el rango, en este estudio se ha seleccionado uno uniforme en todo el rango
albcon	Albedo (0.04 para la UVER y 0.17 para la banda ancha)
zcloud	Grosor de la capa de nubes (2-3 km)
tcloud	Espesor óptico de las nubes
nre	Radio efectivo de las gotas de agua de las nubes (10 $\mu\text{m}$ )

### 3.3.- Modelo de dispersión múltiple LibRadtran

El otro modelo de transferencia radiativa utilizado en este trabajo es el modelo de libre distribución LibRadtran versión 1.7, originalmente llamado UVSPEC (Mayer et al., 2005), y disponible de forma gratuita a través de su página web. Originalmente fue diseñado para calcular la irradiancia espectral en partes del espectro del ultravioleta y del visible. A lo largo de los últimos años, el modelo ha sufrido numerosas ampliaciones y mejoras, reescribiéndose completamente en 1997, a partir de ese momento el modelo se llamó LibRadtran.

La aplicación central del modelo es el ejecutable *uvspec* el cual realiza los cálculos radiativos a partir de un fichero de entrada en el cual se especifican todas las variables que se necesitan modificar para cada caso concreto de estudio.

El archivo de entrada o *input\_file* es un archivo ASCII en formato libre que contiene las opciones y los correspondientes parámetros especificados por el usuario. Análogamente al modelo SBDART, el fichero de entrada

solo contiene algunas variables y el resto las toma por defecto. Este modelo admite más de 200 variables susceptibles de ser modificadas.

El modelo LibRadtran necesita una serie de programas generales de los que se nutre, siendo los que se han utilizado principalmente en este trabajo: el *rte\_solver* que permite la resolución de la ecuación de transferencia radiativa mediante diferentes algoritmos o el programa *solar\_file* que permite elegir entre diferentes espectros extraterrestres que el modelo pone a nuestra disposición. En este trabajo se ha utilizado el *kurucz\_1.0nm* (Kurucz, 1992) que tiene un rango espectral entre (250-4.000 nm) y una resolución de 1 nm. El modelo también nos ofrece la posibilidad de seleccionar entre diferentes tipos de atmósfera caracterizadas por los datos de presión, temperatura, concentración de ozono, etc..., siendo el parámetro de entrada *atmosphere\_file*. En nuestro caso se ha elegido una atmósfera para latitudes medias tanto para verano (afglms) como para invierno (afglmw). El parámetro albedo permite definir el albedo de suelo espectral para diferentes tipos de superficies, en este trabajo se ha utilizado un valor de albedo uniforme para todo el rango de estudio y ha sido determinado experimentalmente.

Respecto a la caracterización de la carga de aerosoles el modelo LibRadtran permite introducir un gran número de parámetros relacionados con estos componentes atmosféricos. Entre los más importantes para nuestro trabajo está la variable *aerosol\_set\_tau* que define el espesor óptico de aerosoles espectralmente, desde la altitud definida por el usuario hasta el límite superior de la atmósfera. La variable *aerosol\_angstrom*, finalmente utilizada en este trabajo, calcula el espesor óptico de aerosoles utilizando la fórmula de Ångström, especificando los coeficientes de turbiedad de Ångström,  $\alpha$  y  $\beta$ . En caso de seleccionar esta última opción, el modelo dará prioridad a la definición de los espesores ópticos de aerosoles de este modo respecto al anterior. La variable *aerosol\_set\_ssa* proporciona el albedo de dispersión simple para todas las longitudes de onda y altitudes y *aerosol\_set\_gg* el factor de asimetría. También disponemos de la posibilidad de introducir los aerosoles mediante la variable *aerosol\_default*, asignando por defecto los parámetros de los aerosoles de los modelos establecidos por Shettle (1989).

En cuanto a las nubes, el modelo permite definir tanto nubes formadas por gotas de agua como por cristales de hielo, aunque nos centraremos en

las primeras únicamente. Las propiedades microfísicas de las nubes se pueden definir, bien a partir de las parametrizaciones definidas por Hu y Stamnes (1993) o a partir de la Teoría de Mie. Nos hemos decantado por la primera opción debido a que la segunda requiere un gran tiempo computacional sobre todo para el rango de la banda ancha. El modelo permite la definición de las altitudes a las que se encuentran las nubes, el grosor, el contenido en agua líquida y el radio efectivo de las gotas de agua de la nube, mediante el archivo *wc\_file*. Para nuestro trabajo se ha seleccionado que la capa de nubes esté entre 2 y 3 km de altura, un contenido en agua líquida de la nube constante de  $1 \text{ g/m}^3$  y un radio efectivo constante de  $10 \text{ }\mu\text{m}$ . El espesor óptico de la nube se define mediante la variable *wc\_set\_tau*.

Las variables más importantes que se han utilizado en esta memoria para el modelo LibRadtran se muestran en la Tabla 3.2.

Tabla 3.2. Ejemplo de *input* para el modelo LibRadtran.

Parámetro de entrada	Significado
atmosphere_file	Define el tipo de atmósfera; en nuestro caso se ha seleccionado aaglms (verano latitud media) y aaglmw (invierno latitud media)
solar_file	Espectro solar extraterrestre (Kurucz)
ozone_column	Columna total de ozono (DU)
day_of_year	Día juliano (alternativamente, latitud, longitud y time pueden ser utilizados)
albedo	Albedo (0.04 para el rango de la UVER y 0.17 para el de la banda ancha)
h2o_precip	Cantidad integrada de vapor de agua ( $\text{kg/m}^2$ )
sza	Ángulo cenital (grados)

rte_solver	Algoritmo para resolver la ecuación de transferencia radiativa (DISORT)
nstr	Número de capas de la atmósfera en la ecuación de transferencia radiativa
wvn	Límite inferior y superior del rango espectral (nm)
aerosol_angstrom	Define los espesores ópticos de aerosoles utilizando los coeficientes alfa y beta de Ångström calculados a partir de varias longitudes de onda (340 y 380 nm para la UVER y 500 y 675 nm para la banda ancha)
aerosol_default	Genera por defecto los aerosoles del modelo de Shettle (1989)
aerosol_set_ssa	Albedo de dispersión simple para las longitudes de onda anteriormente definidas
aerosol_set_gg	Factor de asimetría para las longitudes de onda anteriormente definidas
wc_file	Archivo que define el grosor de la nube (2-3 km), el contenido en agua líquida de la nube ( $1 \text{ g/m}^3$ ) y el radio efectivo de las gotas de agua en cada capa o nivel ( $10 \mu\text{m}$ )
wc_set_tau	Espesor óptico de la nube
filter_function_file	Funciones de filtros, en nuestro caso la curva de acción eritemática

### 3.4.- Incertidumbre de los parámetros de entrada

#### *Ozono (TOC)*

Los datos totales en columna se toman del instrumento OMI<sup>3</sup> (Ozone Monitoring Instrument) de visión en el nadir a bordo del satélite Aura, el cual tiene una órbita heliosincrónica dando cobertura diaria a una resolución de 13 km x 24 km y cruzando el ecuador a las 13:45 hora local (Levelt et al., 2006).

<sup>3</sup> <http://ozoneaq.gsfc.nasa.gov>

Para la validación global del producto OMI se ha utilizado el algoritmo de recuperación del TOMS frente a instrumentos Brewer, los cuales dan una desviación estándar en las estaciones de 0.6% con promedios del OMI un 0.4% más altos que los promedios obtenidos por Brewer en las estaciones (McPeters et al., 2008). Estudios similares de validaciones en la Península Ibérica proporcionan una subestimación media del OMI-TOMS de  $(2.0 \pm 1.8)\%$ , que está cerca de la incertidumbre relativa de los datos OMI-TOMS de  $(2.2 \pm 1.5)\%$  (Antón et al., 2009). Como las estaciones con instrumentos Brewer son poco frecuentes, las comparaciones también se han presentado en varios lugares de Europa mediante el uso de Microtops II, un pequeño fotómetro portátil, frente a los productos de ozono de satélites incluyendo el OMI-DOAS (Gómez-Amo et al., 2013). Los mejores resultados se obtuvieron con los datos del canal 1, dando una desviación cuadrática media (*RMSD*) de 2.2% y una desviación media de sesgo (*MBD*) de  $(0.75 \pm 0.19)\%$ , cuando se comparan con estimaciones simultáneas del OMI-DOAS. Como consecuencia de estos resultados, se ha considerado que los datos de ozono total en columna utilizados, OMI-TOMS, presentan una incertidumbre media del 2.2%.

#### *Espesor óptico de aerosoles (AOD)*

El espesor óptico de aerosoles, tanto en la región UVER como en toda la banda ancha, es uno de los parámetros de entrada en los modelos utilizados. A partir de los datos de radiación solar obtenidos experimentalmente mediante un fotómetro CE-318 de CIMEL se calculan los espesores ópticos de aerosoles aplicando el algoritmo *cloud-screener*, nivel 1.5.

Para el modelo LibRadtran se ha utilizado para estimar *AOD* tanto en la banda de la UVER como en la banda ancha los coeficientes de Ångström  $\alpha$  y  $\beta$ , derivados de las mediciones del CE-318 de CIMEL, mientras que para el modelo SBDART se han utilizado los espesores ópticos de aerosoles en diferentes longitudes de onda según el rango estudiado. Estudios anteriores, como el realizado en Uccle, Bélgica (Nikitidou et al., 2013), mostraron entre los valores de *AOD* calculados mediante instrumentos CIMEL y Brewer altos coeficientes de correlación ( $R^2$ ), superando el 0.94 en varias bandas de la UVER. En esta memoria se ha tomado una incertidumbre en la estimación de *AOD* igual a  $\pm 0.02$ , que es el error típico en la obtención del

espesor óptico de aerosoles con el CE-318 de CIMEL (Holben et al., 1998; Eck et al, 1999).

*Albedo de dispersión simple ( $\omega$ )*

Para el caso de la banda ancha donde la proporción de la radiación difusa respecto a la directa no es muy alta se ha utilizado el valor del albedo de dispersión simple en la longitud de onda del CE-318 de CIMEL a 674 nm (nivel 1.5) y donde tenemos una incertidumbre de 0.05 (Dubovik et al., 2002; Estellés et al., 2012). Para el caso de la UVER donde la difusa es mayor y donde AERONET no tiene medidas de esos parámetros en ese rango espectral, la longitud de onda con medidas de  $\omega$  más próxima al rango de la UVER es 440 nm, se ha utilizado un método iterativo para determinar  $\omega$ . Luego para los dos modelos utilizados, se ha iterado hasta conseguir que las medidas de irradiancia difusa experimental en cielos despejados y la modelizada coincidan (Petters et al., 2003; Bais et al., 2005). Por lo tanto, la incertidumbre estará relacionada con la estimación del modelo y el error del instrumento al determinar la radiación difusa, que es del orden del 9% (Gröbner et al., 2006). El modelo se ha ejecutado utilizando una atmósfera de verano en latitudes medias, un algoritmo DISORT de seis flujos, y un factor de asimetría de 0.68. Las situaciones estudiadas han sido definidas para un rango probable de valores de la columna de ozono, del ángulo cenital solar y valores del albedo de superficie de {250 DU, 30°, 0.04}, {350 DU, 30°, 0.07}, {250 DU, 63°, 0.04}, {250 DU, 63°, 0.07}.

La Figura 3.1 muestra las incertidumbres de  $\delta\omega$  definido como  $\left(\frac{\partial\omega}{\partial D}\right)\delta D$ ,

donde  $D$  es la irradiancia difusa, en función de las condiciones en las situaciones anteriores examinadas. Hay que tener en cuenta el alto grado de incertidumbre que se obtiene para espesores ópticos de aerosoles bajos, como ya se ha discutido por otros autores (Petters et al., 2003; Bais et al., 2005; Kazadzis et al., 2010; Nikitidou et al., 2013). La incertidumbre de  $\delta\omega$  es grande (0.3) cuando  $AOD$  es igual a 0.1, y por tanto muy poca información se puede proporcionar de  $\omega$ . En el otro extremo  $\delta\omega$  alcanza un valor de 0.04 para espesores ópticos de aerosoles de 1. La relación obtenida puede ser descrita por una curva potencial, Figura 3.1, la cual muestra poca dependencia respecto al conjunto de las diferentes situaciones que se eligieron.

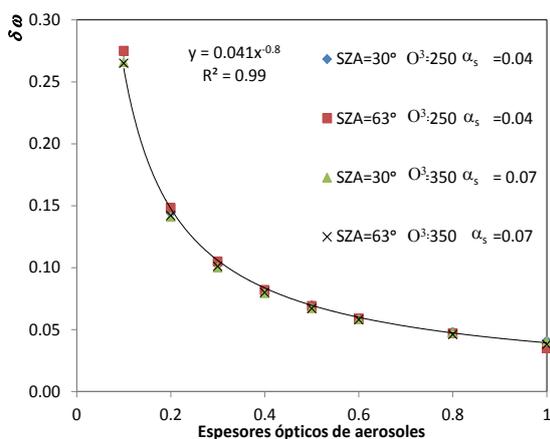


Figura 3.1.- Incertidumbre del albedo de dispersión simple ( $\delta\omega$ ) en función del espesor óptico de aerosoles ( $AOD$ ).

*Factor de asimetría ( $g$ )*

Para calcular el factor de asimetría, debido a la poca influencia que tiene en la estimación de  $\tau$ , se utilizaron medias mensuales de AERONET para una longitud de onda de 440 nm para la UVER, ya que es la longitud de onda más próxima a este rango y la de 674 nm para la banda ancha. Para probar la sensibilidad de este parámetro en la estimación de  $\tau$ , el factor de asimetría se testeó en un rango entre 0.6 y 0.8 siguiendo las mediciones experimentales de Wenny que establece este rango para aerosoles medidos en la capa límite (Wenny et al., 1998) obteniendo una incertidumbre de  $\pm 0.05$  en los 312 nm, similar a la de otros estudios (Petters et al., 2003; Bais et al., 2005).

*Albedo superficial ( $\alpha_s$ )*

El albedo superficial en la región UVB varía mucho con el tipo de superficie, aunque en términos generales, es más bajo que las estimaciones para todo el espectro solar. Para estimar el albedo local para la zona de medición, ha sido elegido un cuadrado de 6 km x 6 km, estando el campus de Burjassot en el centro. Esta área fue elegida para representar ampliamente la captación de la radiación difusa incidente sobre el sensor después de la reflexión debida a las superficies de alrededor. Basándonos en

los mapas y los datos de satélite, el porcentaje de tierras rurales (campos, cultivos, praderas) se estimó en un 60%, mientras que el suelo urbano (carreteras de asfalto, techos de alquitrán, hormigón) se estimó en el 40 % restante. Las estimaciones publicadas para albedos en el rango UVB dan un valor mucho menor para las zonas rurales en comparación con las superficies urbanas (Blumthaler y Ambach, 1988; Feister y Grewe, 1995; McKenzie y Kotkamp, 1996; Castro et al., 2001; Chadysiene y Girgzdys, 2008; Correa y Ceballos, 2008). Promediando todas las estimaciones rurales, se obtuvo la cifra de 2 ( $\pm 1$ )% en comparación con el 8 ( $\pm 3$ )% para el suelo urbano. Estas cifras se traducen en un 4 ( $\pm 3$ )% para la región de estudio. Para la banda ancha el albedo ha sido obtenido mediante el instrumento OMI del satélite Aura con un resultado del 17 ( $\pm 3$ )%.

### 3.5.- Sensibilidad de los modelos a los parámetros de entrada

Para validar las medidas de irradiancia a nivel de superficie en condiciones de nubosidad con las simuladas por los modelos, primero debemos comprobar cómo influyen las variables más importantes en días despejados.

En el rango de la UVER y para días despejados, dos de los parámetros más determinantes de la radiación en su paso a través de la atmósfera son el ozono y los aerosoles (Marín et al., 2007), por tanto la determinación de estos dos parámetros será decisiva en la obtención de una buena simulación de la irradiancia (Koepke et al., 2000; Schwander et al., 1997). También se estudiará el albedo de dispersión simple ( $\omega$ ) puesto que como se verá en el siguiente capítulo este parámetro también tiene una alta incidencia en la determinación de los espesores ópticos de las nubes ya que en condiciones de nubosidad tenemos una alta proporción de radiación difusa. De hecho, en cielos cubiertos toda la radiación que llega a la superficie es difusa, por lo que  $\omega$  tiene una gran influencia.

Para estudiar estos parámetros se ha realizado la simulación mediante el modelo LibRadtran para un día representativo del año con valores de irradiancia altos, como es el solsticio de verano (21 de Junio) en Burjassot (Valencia). En las Figuras 3.2 y 3.3 se muestra cómo diferentes valores de ozono y espesores ópticos de aerosoles afectan a la UVER global en el modelo LibRadtran. Valores similares son obtenidos con el modelo SBDART (Marín et al., 2007). Los principales datos de entrada utilizados

en las simulaciones han sido: el perfil atmosférico, la latitud, la longitud, la altitud, el día juliano, la hora, la columna total de ozono, el albedo de superficie y el espesor óptico de aerosoles a 550 nm. El resto de variables son los valores que los modelos asignan por defecto.

Las cantidades de ozono consideradas están comprendidas entre 250 y 350 DU, ya que más del 85% de los datos experimentales de ozono en la región de Valencia obtenidos a partir del instrumento OMI del satélite Aura están comprendidos en ese rango. Los espesores ópticos de aerosoles a 550 nm considerados son 0.1, 0.3 y 0.5, correspondientes a los casos de cielos con turbiedad baja, turbiedad media y turbiedad alta, respectivamente. Como era de esperar, para los dos modelos se observa una disminución de la UVER cuando tanto la cantidad de ozono atmosférico como el espesor óptico de aerosoles aumentan. Sin embargo, para este rango del espectro solar, es mucho mayor la influencia del ozono que la del espesor óptico de aerosoles.

Para un valor de aerosoles con turbiedad baja (0.1) el valor de la UVER disminuye al mediodía, para valores de ozono comprendidos entre 250 DU y 350 DU, el 33% según el SBDART y el 34% según el modelo LibRadtran. Al pasar de una turbiedad baja a una media para un valor de ozono de 300 DU con el modelo SBDART, el valor de la UVER al mediodía disminuye entre el 14% y el 20% (Marín et al., 2007) y entre el 10% y el 15% con el LibRadtran. Al pasar de una turbiedad media a una turbiedad alta, se obtiene una disminución de la UVER entre el 13% y el 19% con el SBDART (Marín et al., 2007) y entre el 11% y el 12% con el modelo LibRadtran. Para estudiar la influencia del ozono sobre los valores simulados en el rango de la UVER, se ha teniendo en cuenta que el espesor óptico de aerosoles a 550 nm medido en Burjassot con turbiedad baja, 0.1, corresponde generalmente a un valor obtenido en invierno mientras que para el resto del año el espesor óptico de aerosoles oscila entre 0.2 y 0.3. Respecto a la relación entre los dos modelos analizados cuando varía el ozono y el espesor óptico de aerosoles, podemos concluir que los resultados son similares en la disminución de la irradiancia UVER por la influencia del ozono, en cambio son más dispares en la influencia de los aerosoles atmosféricos. Esto es debido a las diferencias en los códigos que modelizan los aerosoles en los dos modelos utilizados.

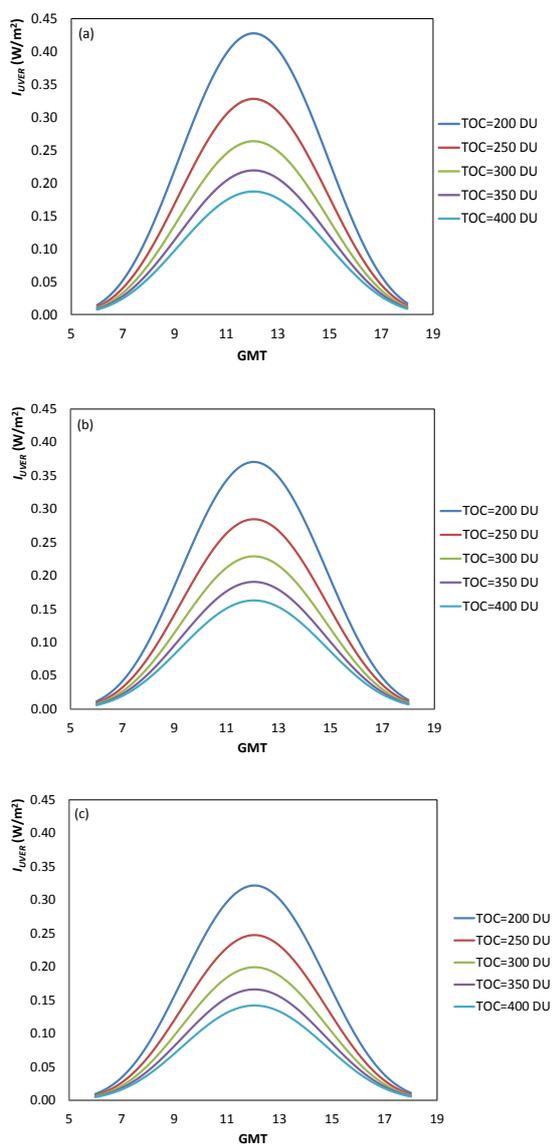


Figura 3.2.- Evolución diaria de la UVER para el 21 de Junio (solsticio de verano) simulada con el LibRadtran, para distintos valores de ozono y con un espesor óptico de aerosoles de 0.1 (a), 0.3 (b) y 0.5 (c).

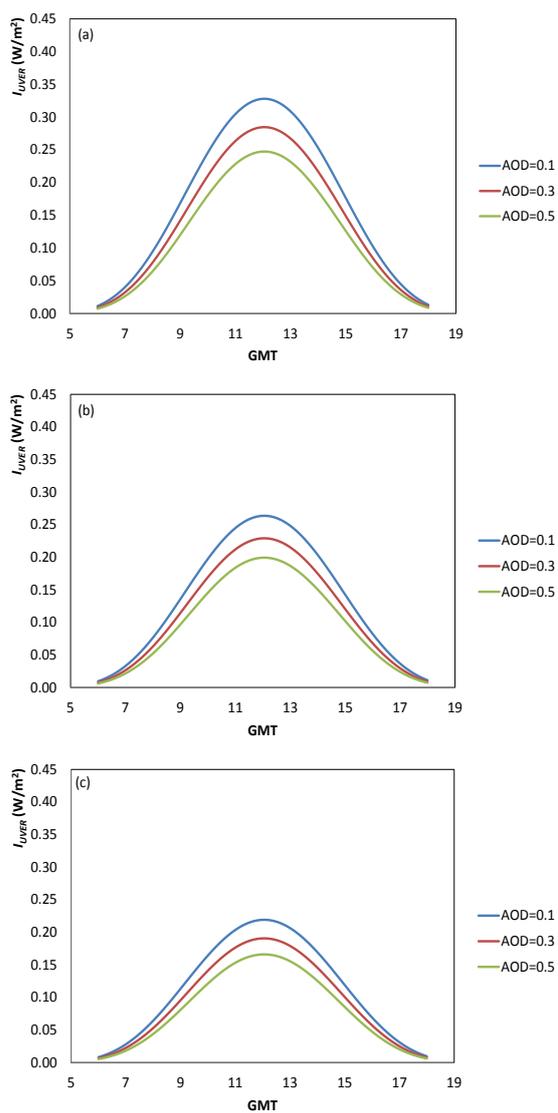


Figura 3.3.- Evolución diaria de la UVER para el 21 de Junio (solsticio de verano) simulada con el LibRadtran para distintos espesores ópticos de aerosoles y con un valor de ozono de 250 DU (a), 300 DU (b) y 350 DU (c).

Para el albedo de dispersión simple ( $\omega$ ) se obtiene que al aumentar su valor aumenta la irradiancia difusa y por tanto la global, mientras que la directa permanece constante. Esto explica la importancia de este parámetro al determinar los espesores ópticos de nubes para cielos cubiertos donde la irradiancia que llega a la superficie terrestre es toda difusa. En la Figura 3.4 se puede ver como aumenta la UVER al aumentar  $\omega$  en un rango entre 0.4-1.0. Para la UVER global se produce un aumento entre el valor mínimo y máximo, a las 12 del mediodía, del 21% y para la UVER difusa del 32%. Considerando todos los valores de espesor óptico de aerosoles (0.1, 0.3, 0.5) y para distintos valores de ozono entre 250-350 DU, típicos de la región de Valencia, se obtiene una disminución de la UVER global entre el 32% y el 35%, tanto para el modelo SBDART como para el modelo LibRadtran, Figura 3.4.

Posteriormente se ha repetido el estudio para el rango de la banda ancha. En este caso los parámetros que tienen un mayor peso en la determinación de la irradiancia global son el vapor de agua y el espesor óptico de aerosoles. En la Figura 3.5 se ha representado para el modelo SBDART la irradiancia global para el solsticio de verano para diferentes valores de vapor de agua típicos de la región de Valencia (0.5-3 g/cm<sup>2</sup>) y para diferentes valores de espesores ópticos de aerosoles (0.1, 0.3, 0.5). Respecto a la sensibilidad del vapor de agua para días despejados se obtiene que la irradiancia global disminuye para un espesor óptico de aerosoles ( $AOD$ ) bajo de 0.1 un 5%, para un  $AOD=0.3$  un 2% y finalmente para un  $AOD=0.5$  disminuye un 0.3%, obteniendo resultados similares con el modelo LibRadtran.

En la Figura 3.6, se representa cómo varía la irradiancia global al cambiar el espesor óptico de aerosoles (0.1-0.5) para diferentes valores de vapor de agua ( $w$ ) típicos de la región de Valencia (1-3 g/cm<sup>2</sup>) en el rango de la banda ancha. Los valores de irradiancia para el mediodía disminuyen en un 14% para un  $w=1$  g/cm<sup>2</sup> hasta un 10% para un  $w=3$  g/cm<sup>2</sup>.

Por tanto, tenemos que la dependencia de la irradiancia solar a nivel del suelo en la banda ancha respecto al vapor de agua es pequeña en términos porcentuales, mientras que respecto al espesor óptico de aerosoles es más importante.

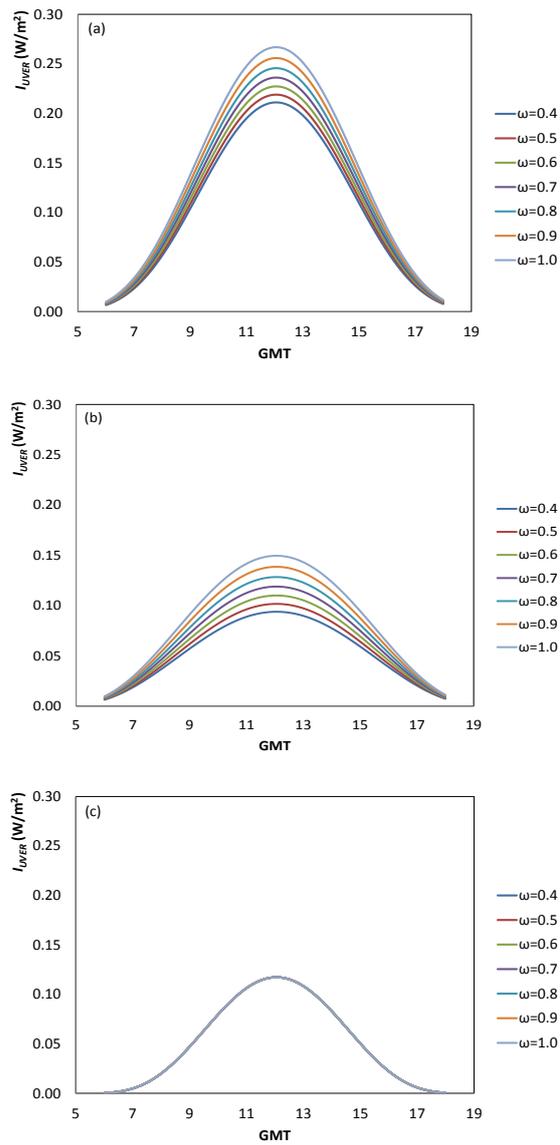


Figura 3.4.- Evolución diaria de la UVER para el 21 de Junio (solsticio de verano) simulada con el SBDART para distintos albedos de dispersión simple para la global (a), la difusa (b) y la directa (c).

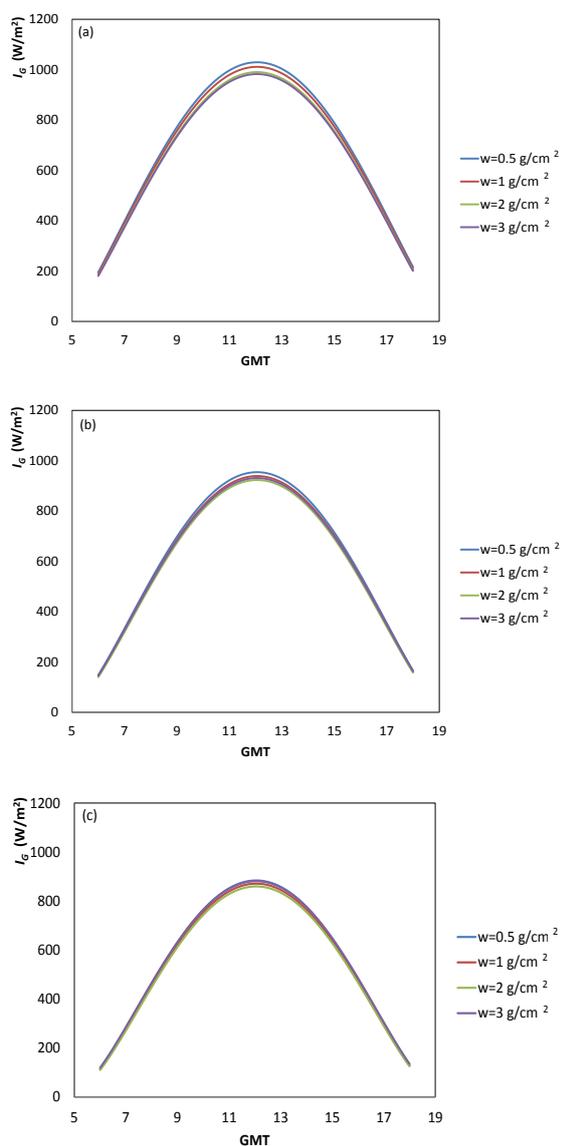


Figura 3.5.- Evolución diaria de la irradiancia de banda ancha para el 21 de Junio (solsticio de verano) simulada con el SBDART, para distintos valores de vapor de agua y con un espesor óptico de aerosoles de 0.1 (a), 0.3 (b) y 0.5 (c).

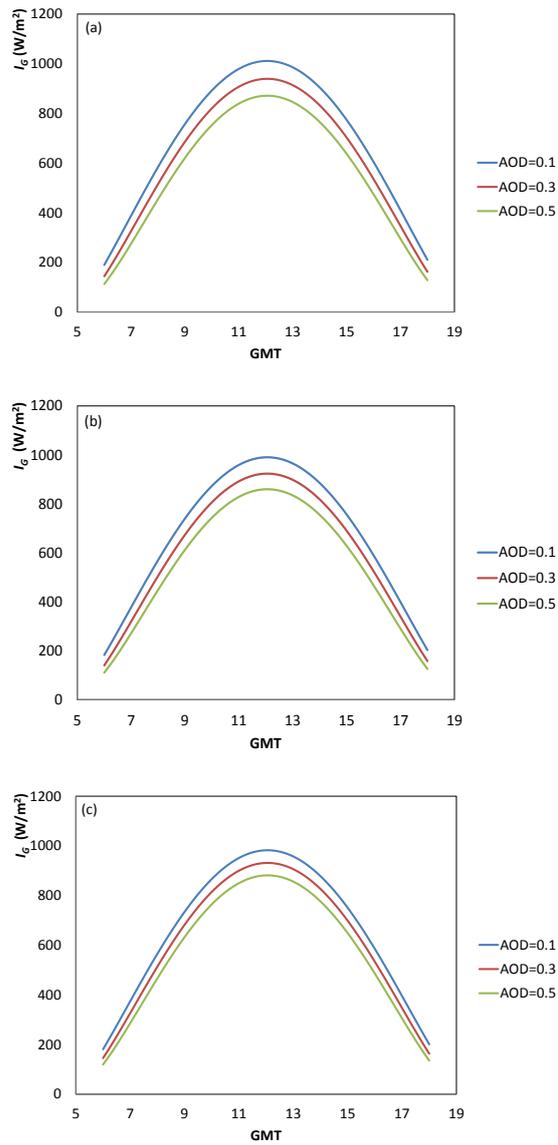


Figura 3.6.- Evolución diaria de la irradiancia de banda ancha para el 21 de Junio (solsticio de verano) simulada con el modelo SBDART para distintos AOD y con un valor de vapor de agua de  $1 \text{ g/cm}^2$  (a),  $2 \text{ g/cm}^2$  (b) y  $3 \text{ g/cm}^2$  (c).

Posteriormente, se repitió el estudio introduciendo en los modelos la nubosidad, que es el factor más influyente en la caracterización de la irradiancia solar a nivel de suelo y que es el eje central de este trabajo. Para definir las nubes en el modelo se deben introducir los siguientes parámetros: la altura y anchura de la capa de nubes, el radio de las gotas de agua que componen la nube y el espesor óptico de nubes. Para la altura y anchura de la nube se ha tomado una capa nubosa situada entre 2 y 3 km de altura y para el radio de las gotas de agua un valor medio de 10  $\mu\text{m}$  tanto para esta simulación como para el resto del trabajo al ser un valor típico del tipo de nubes analizado (Binyamin et al., 2010). Respecto al espesor óptico de la nube se han tomado diferentes valores: 10, 20, 50 y 100, para tener un amplio rango representativo de espesores de nubes bajas y medias. Se supone además que toda la bóveda celeste está totalmente cubierta de nubes, es decir tenemos una cobertura  $C = 1$ .

En la Figura 3.7 se puede observar como varía la irradiancia en el rango de la UVER al introducir la nubosidad, para un valor de ozono constante de 300 DU, una turbiedad debida a los aerosoles baja 0.1, media 0.3 y alta 0.5 y para los distintos valores de espesor óptico de nubes.

En la Figura 3.8 se muestra cómo varía la irradiancia solar eritemática para una turbidez media de 0.3, unos valores de ozono de 250 DU, 300 DU y 350 DU y para los distintos valores de espesor óptico de las nubes.

En la Tabla 3.3 se cuantifica la disminución de la irradiancia a nivel del suelo, tanto para el rango de la UVER como para el de la banda ancha, para diferentes espesores ópticos de nubes al mediodía (12 GMT) con el modelo SBDART. Con el modelo LibRadtran se obtienen valores similares.

Se observa que las nubes afectan de igual modo a la radiación que llega a la superficie tanto al variar el ozono como al variar la carga de aerosoles, debido a que su influencia o su coeficiente de extinción es considerablemente mayor que el correspondiente a la presencia de ozono o de aerosoles en la atmósfera. También se observa que las nubes atenúan más la radiación en el rango de la banda ancha que en el de la UVER.

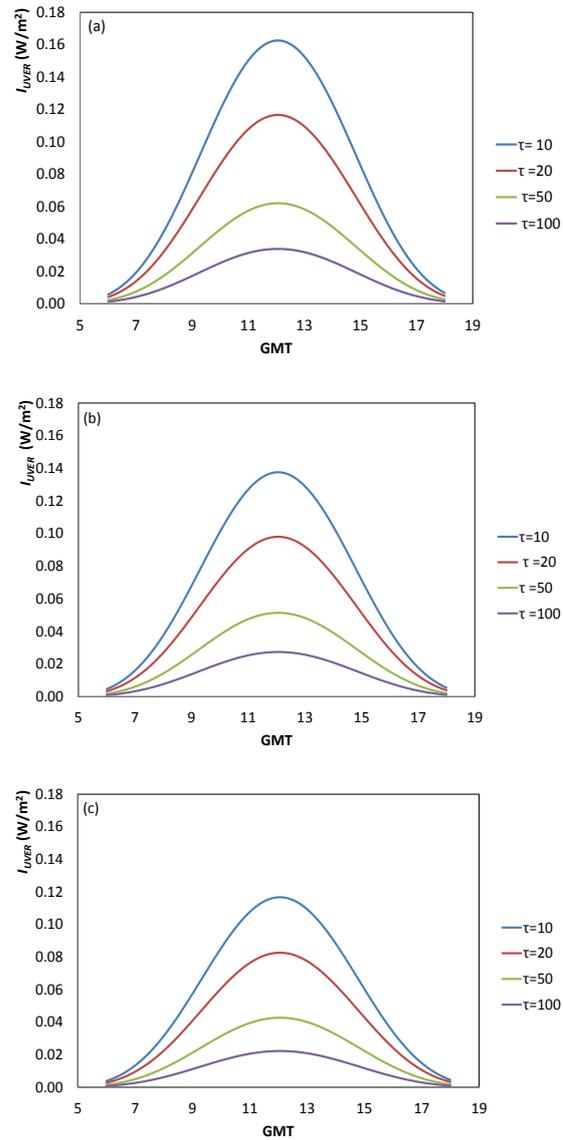


Figura 3.7.- Evolución diaria de la UVER para el 21 de Junio (solsticio de verano) simulada con el SBDART, para distintos espesores ópticos de aerosoles 0.1 (a), 0.3 (b) y 0.5 (c) y diferentes espesores ópticos de nubes.

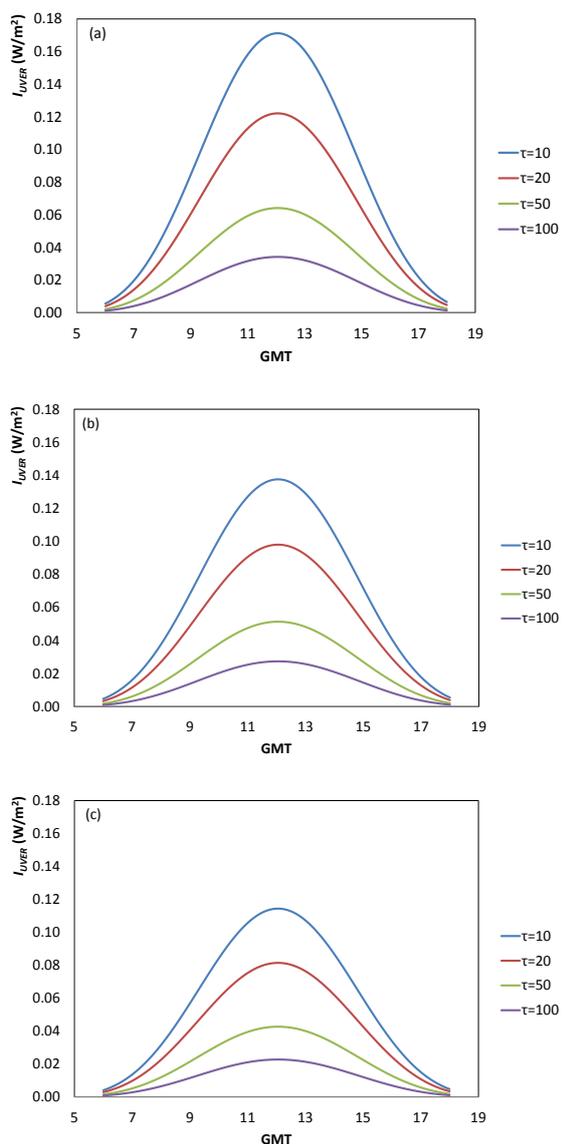


Figura 3.8.- Evolución diaria de la UVER para el 21 de Junio (solsticio de verano) simulada con el SBDART, para distintos valores de ozono 250 DU (a), 300 DU (b) y 350 DU (c) y diferentes espesores ópticos de nubes.

Tabla 3.3.- Disminución de la irradiancia solar debido a las nubes para diferentes valores de aerosoles y ozono para el rango de la UVER y la banda ancha, utilizando el modelo SBDART.

UVER	$\tau = 0$ a 10	$\tau = 0$ a 20	$\tau = 0$ a 50	$\tau = 0$ a 100
<i>TOC=300 DU y AOD=0.1, 0.3 y 0.5</i>	38% - 41%	56% - 59%	76% - 79%	87% - 89%
<i>AOD=0.3 y TOC=250, 300 y 350 DU</i>	40%	57%	78%	88%
Banda Ancha	$\tau = 0$ a 10	$\tau = 0$ a 20	$\tau = 0$ a 50	$\tau = 0$ a 100
<i>TOC=300 DU y AOD=0.1, 0.3 y 0.5</i>	40% - 46%	59% - 64%	80% - 82%	90% - 91%

### 3.6.- Comparación de la irradiancia en días despejados

Para comprobar la bondad de los diferentes modelos utilizados en este estudio, el primer paso es determinar la incertidumbre que se está introduciendo al modelizar la irradiancia solar en superficie respecto a los datos experimentales obtenidos tanto con el radiómetro UVB-1 de YES como con el piranómetro CM6 de Kipp & Zonen, ambos en días despejados.

Los días despejados han sido seleccionados a partir de las imágenes obtenidas con la cámara de nubes, mediante el análisis con un programa en lenguaje IDL y eligiendo aquellas con un valor de cobertura nubosa igual a cero. Las medidas de ozono diarias han sido obtenidas a partir del instrumento OMI a bordo del satélite Aura y los aerosoles y sus propiedades a partir del CE-318 de CIMEL conectado a la red de AERONET.

Para evaluar la bondad de los ajustes en los diferentes modelos, se han utilizado los siguientes parámetros estadísticos de medición del error de los ajustes en valor relativo (%): la desviación media de sesgo (*MBD*), la desviación absoluta media (*MAD*), la desviación cuadrática media (*RMSD*) y la desviación cuadrática media normalizada (*NRMSD*), siendo las expresiones de estos parámetros (Willmott y Matsuura, 2005; Serrano et al., 2012; Gandía et al., 2014):

$$MBD = \frac{\sum_{i=1}^N (y_i - x_i)}{N \bar{x}} \quad (3.2)$$

$$MAD = \frac{\sum_{i=1}^N |y_i - x_i|}{N \bar{x}} \quad (3.3)$$

$$RMSD = \frac{\left[ \frac{\sum_{i=1}^N (y_i - x_i)^2}{N} \right]^{\frac{1}{2}}}{\bar{x}} \quad (3.4)$$

$$NRMSD = \frac{\left[ \frac{\sum_{i=1}^N (y_i - x_i)^2}{N} \right]^{\frac{1}{2}}}{(x_{max} - x_{min})} \quad (3.5)$$

donde  $y_i$  es el valor estimado i-ésimo,  $x_i$  el valor medido i-ésimo,  $\bar{x}$  es la media,  $x_{max}$  el valor máximo y  $x_{min}$  el valor mínimo del valor medido y  $N$  el número de datos total analizados.

El parámetro estadístico *RMSD* confiere mayor peso que el *MAD* a los puntos que están más alejados del valor medio, por lo que proporciona unos resultados más realistas, sin embargo Willmott y Matsuura (2005) recomiendan el uso de *MAD* para la evaluación del error medio. Estos dos parámetros siempre tienen valores positivos. Por el contrario, el *MBD* que es la diferencia entre el valor estimado y el experimental, corresponde a una sobrestimación o subestimación de los valores, pudiendo tomar valores positivos o negativos. Un valor bajo del parámetro *NRMSD* indica una variación menor en los residuos.

Si se compara la irradiancia en el rango de la UVER estimada por los dos modelos entre sí en días despejados para un total de 5774 datos, Figura 3.9, se obtiene un ajuste con una desviación de la pendiente menor del 5% y un coeficiente de correlación al cuadrado muy próximo a la unidad. De este ajuste se desprende que el modelo SBDART sobrestima los valores respecto al modelo LibRadtran.

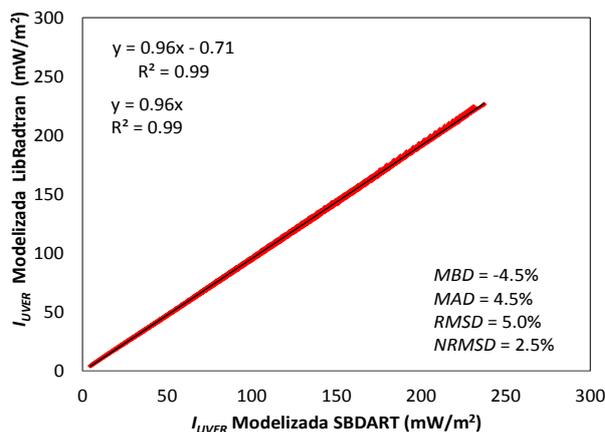


Figura 3.9.- Comparación de la UVER modelizada con el modelo LibRadtran frente a la UVER modelizada con el modelo SBDART para 2011 en cielos despejados.

En la Figura 3.10, se muestran las comparaciones entre la UVER experimental y la modelizada por el modelo SBDART tanto para el año 2011 con un total de 8173 datos, como para el año 2012 con un total de 12213 datos para cielos despejados. Se obtiene como resultado en los dos años una diferencia menor al 5% siendo mayores los valores experimentales que los modelizados por el modelo SBDART y en los dos años con coeficientes de correlación próximos a la unidad.

Respecto al modelo LibRadtran, los resultados son ligeramente mejores, como puede observarse en la Figura 3.11 para los años 2011 y 2012, siendo la desviación menor del 2% al comparar los valores del modelo LibRadtran con los valores experimentales para un número de datos similares al caso anterior. En este caso también son mayores los valores experimentales que los modelizados por el modelo LibRadtran. Teniendo en cuenta que los

valores experimentales están sometidos a una incertidumbre del instrumento entre el 5-9%, los resultados son satisfactorios.

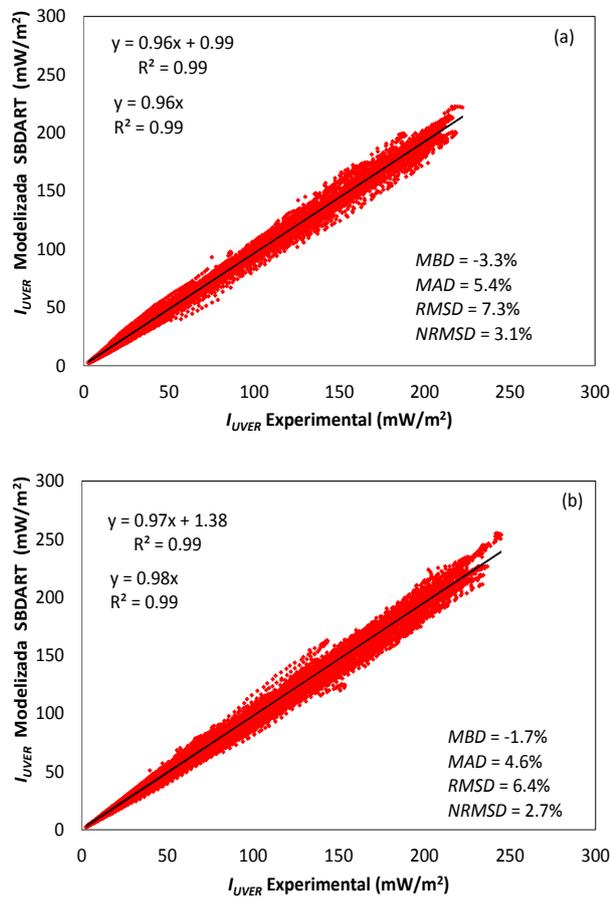


Figura 3.10.- Comparación de la UVER modelizada con el modelo SBDART frente a la UVER experimental para cielos despejados de 2011 (a) y de 2012 (b).

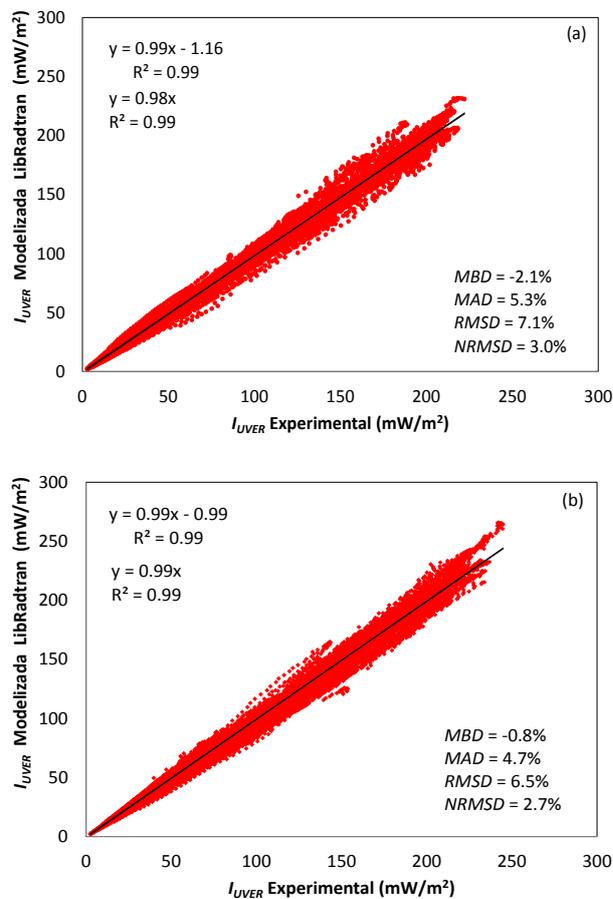


Figura 3.11.- Comparación de la UVER modelizada con el modelo LibRadtran frente a la UVER experimental para cielos despejados de 2011 (a) y de 2012 (b).

Respecto a los datos obtenidos para todo el rango del espectro o banda ancha, con los dos modelos en cielos despejados para un total de 8152 datos, Figura 3.12, se obtiene un ajuste con una desviación de la pendiente menor del 1% y un coeficiente de correlación al cuadrado muy próximo a la unidad. De este ajuste se desprende que el modelo SBDART sobrestima los valores respecto al modelo LibRadtran pero en menor medida que en el rango de la UVER, siendo en este caso los resultados entre los modelos para

los diferentes parámetros estadísticos mejores y por tanto con valores más bajos.

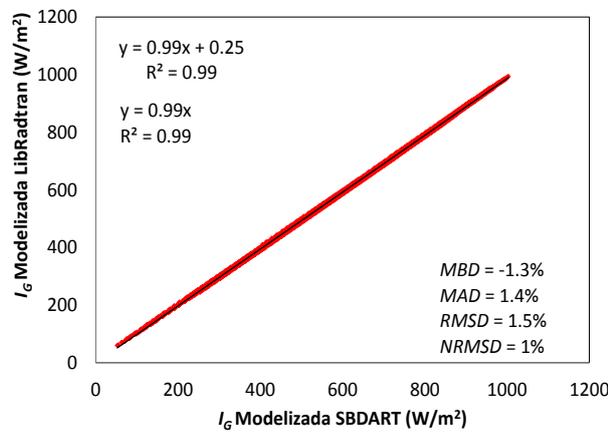


Figura 3.12.- Comparación de la banda ancha modelizada con el modelo LibRadtran frente a la banda ancha modelizada con el modelo SBDART para 2011 en cielos despejados.

En la Figura 3.13 se muestran los resultados de las comparaciones entre la irradiancia para la banda ancha experimental y la modelizada con el modelo SBDART para los años 2011 y 2012. Los resultados muestran una desviación menor del 3% en los dos años para un número de datos similares a los casos anteriores, siendo ligeramente mejores que los obtenidos en el rango de la UVER.

La discrepancia que obtenemos para los dos rangos del espectro solar analizados es probablemente debida, a que los valores absolutos de irradiancia en la banda ancha son del orden de 4000 veces mayores que los del rango de la UVER y por ello la incertidumbre es menor en este rango.

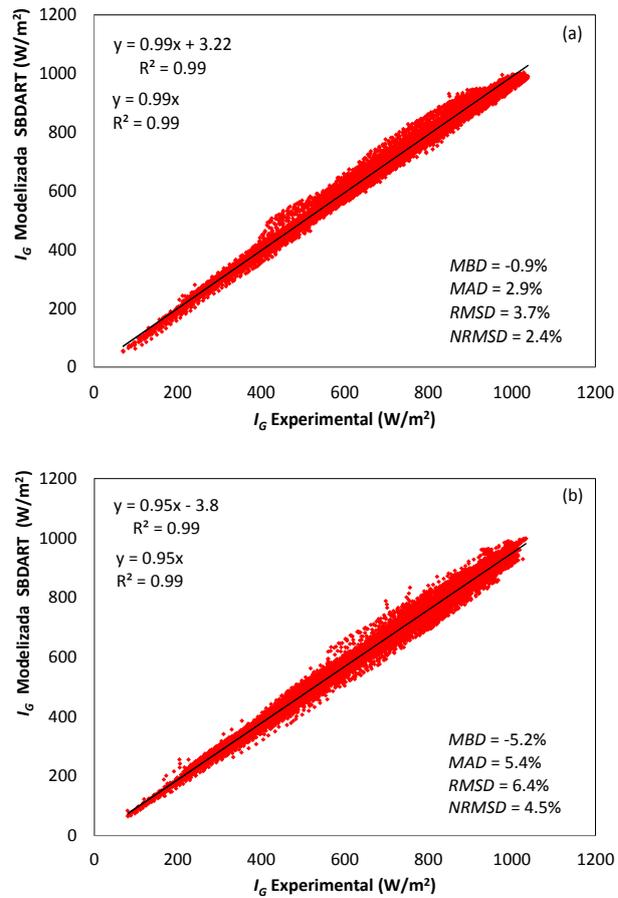


Figura 3.13.- Comparación de la irradiancia modelizada con el SBDART frente a la experimental en la banda ancha para cielos despejados del 2011 (a) y 2012 (b).

Para el modelo LibRadtran, Figura 3.14, encontramos valores similares a los anteriores, aunque un poco peor en 2011 y ligeramente mejor en 2012 respecto al modelo SBDART.

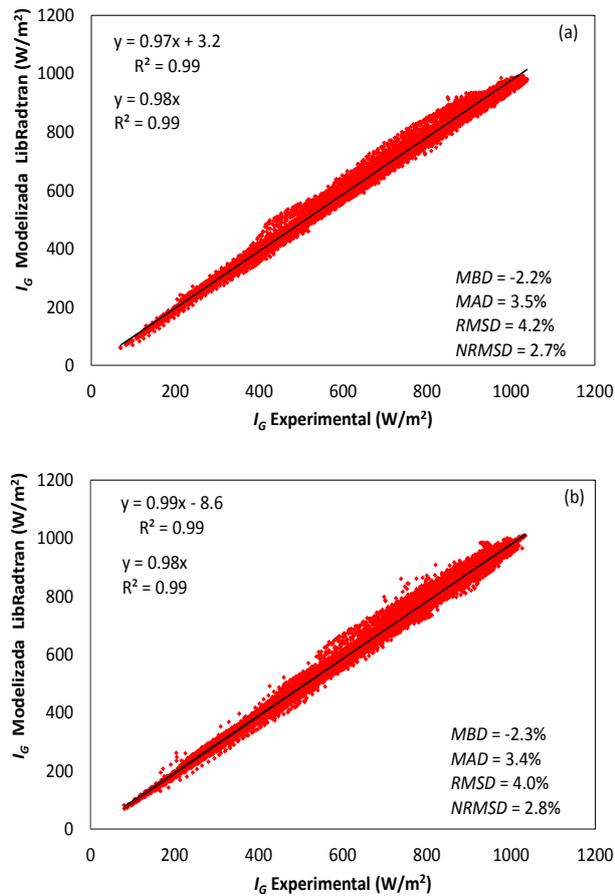


Figura 3.14.- Comparación de la irradiancia modelizada con el LibRadtran frente a la experimental en la banda ancha para cielos despejados del 2011 (a) y 2012 (b).

Sin embargo, las diferencias entre los dos modelos son prácticamente insignificantes y se puede afirmar que ambos modelos son igualmente apropiados para modelizar la radiación solar a nivel de superficie.

Una recopilación de los parámetros estadísticos de los ajustes lineales entre los datos experimentales y modelizados se muestra en la Tabla 3.4.

Tabla 3.4.- Parámetros estadísticos del error de los ajustes lineales de las Figuras 3.10, 3.11, 3.13 y 3.14.

	UVER		Banda Ancha	
	SBDART 2011 (%)	LibRadtran 2011 (%)	SBDART 2011 (%)	LibRadtran 2011 (%)
<i>MBD</i>	-3.3	-2.1	-0.9	-2.2
<i>MAD</i>	5.4	5.3	2.9	3.5
<i>RMSD</i>	7.3	7.1	3.7	4.2
<i>NRMSD</i>	3.1	3.0	2.4	2.7
	SBDART 2012 (%)	LibRadtran 2012 (%)	SBDART 2012 (%)	LibRadtran 2012 (%)
<i>MBD</i>	-1.7	-0.8	-5.2	-2.3
<i>MAD</i>	4.6	4.7	5.4	3.4
<i>RMSD</i>	6.4	6.5	6.4	4.0
<i>NRMSD</i>	2.7	2.7	4.5	2.8

En general los resultados pueden considerarse buenos con valores máximos del *MAD* inferiores al 6%, un *RMSD* máximo del 7% y un *NRMSD* en torno al 3%. En todos los casos, los valores de *MBD* muestran una sobrestimación de los valores experimentales respecto a los datos proporcionados por ambos modelos (SBDART y LibRadtran), normalmente en un mayor porcentaje el SBDART.

A partir de los resultados anteriores se puede concluir que los dos modelos de transferencia radiativa simulan correctamente la radiación solar en cielos despejados.

*En este capítulo, se describe en primer lugar el método de minimización utilizado para obtener el espesor óptico de nubes para cielos cubiertos por nubes bajas y medias tanto en el rango de la UVER como en el de la banda ancha.*

*Una vez explicado el método utilizado, se han calculado el espesor óptico de nubes, a partir de datos de irradiancia solar obtenidos a nivel de superficie y con los modelos SBDART y LibRadtran. A continuación se analizan para 2011, 2012 y 2013, mediante un estudio estadístico los intervalos de frecuencia tanto para el año completo como para las diferentes estaciones del año.*

*Posteriormente, para validar el espesor óptico de nubes, se han comparado entre sí los valores obtenidos en los dos rangos espectrales.*

*Finalmente, se ha estudiado la incertidumbre de todos los parámetros de entrada de los modelos para estimar la incertidumbre total en la obtención del espesor óptico de nubes.*

#### 4.1.- Modelo de minimización para cielos cubiertos

El problema de obtener el espesor óptico de nubes ( $\tau$ ) a partir de las medidas de irradiancia de superficie es que necesitamos calcular este parámetro de manera indirecta, ya que no tenemos ningún instrumento que nos lo mida directamente. En esta memoria, se ha optado por calcularlo mediante dos modelos de dispersión múltiple, el modelo SBDART y el modelo LibRadtran. Estos modelos determinan la irradiancia solar en cualquier capa de la atmosfera a partir de una serie de parámetros de entrada que podemos definir de antemano en un archivo llamado *input*. Entre estos parámetros encontramos el espesor óptico de nubes. Esto nos permite, mediante un proceso de minimización de la irradiancia, obtener el espesor óptico de las nubes de forma indirecta.

El método de minimización que se ha empleado para la obtención de  $\tau$  en cielos completamente cubiertos, paso a paso, consiste en:

1. Obtener la base de datos con los parámetros anteriormente descritos en el Capítulo 2, aplicando algunos filtros para eliminar aquellos que no conviene analizar (como por ejemplo seleccionando únicamente ángulos cenitales  $\theta_z < 70^\circ$ , debido a que para ángulos superiores a  $70^\circ$  los modelos de transferencia radiativa tienen una menor precisión y el error del coseno de los instrumentos utilizados para medir la irradiancia es mayor).
2. Clasificar los cielos totalmente cubiertos por nubes bajas y medias, mediante las imágenes proporcionadas por la cámara de nubes. En este estudio se han seleccionado únicamente nubes bajas y medias ya que este tipo de nubes son más fáciles de clasificar a simple vista, por tener una forma y extensión bien definidas, estar formadas únicamente por gotas de agua y por tener una mayor densidad, debido a que en altitudes bajas la presencia de vapor de agua es mayor. De este modo los valores de  $\tau$  son mayores y por tanto más fáciles de obtener.
3. Posteriormente, mediante un programa iterativo realizado en lenguaje C++ y con alguno de los dos modelos de dispersión múltiple utilizados en este estudio, el SBDART o el LibRadtran, se ha obtenido la irradiancia modelizada introduciendo los diferentes parámetros atmosféricos necesarios. Posteriormente

de manera secuencial y con paso constante se ha ido modificando el espesor óptico de nubes, hasta conseguir que la irradiancia experimental medida en superficie tenga una desviación respecto a la modelizada menor de  $0.5 \text{ mW/m}^2$  para la UVER y de  $0.5 \text{ W/m}^2$  para todo el espectro, dando finalmente como bueno el espesor óptico de nubes obtenido de esta forma.

En la Figura 4.1 se muestra el diagrama de flujo de este proceso para los dos rangos de estudio.

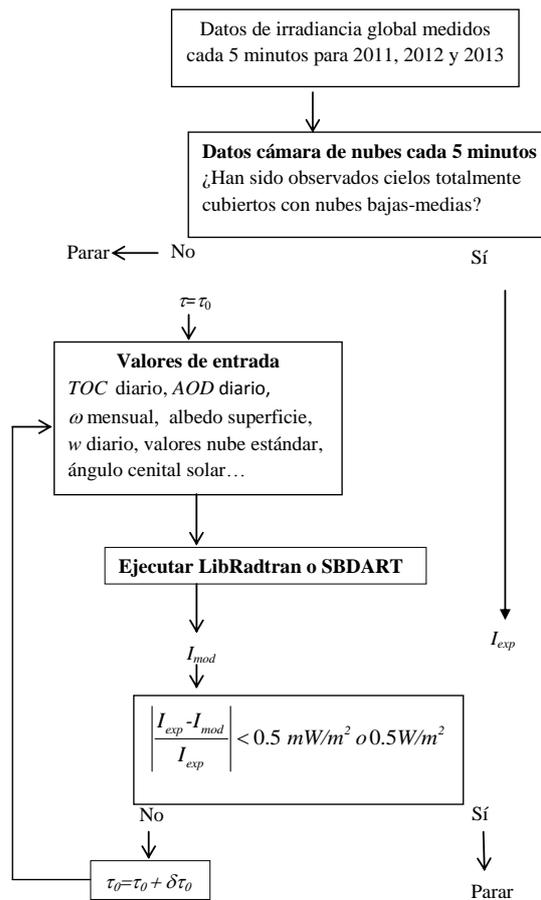


Figura 4.1.- Diagrama de flujo para la obtención del espesor óptico de nubes.

### *Características del espesor óptico de aerosoles*

Un paso muy importante a la hora de calcular el espesor óptico de nubes es la correcta caracterización de los aerosoles atmosféricos y sus propiedades.

Respecto a la carga de aerosoles, se han utilizado para los dos modelos promedios diarios de espesor óptico de aerosoles, los cuales fueron obtenidos mediante el fotómetro CIMEL a partir de la red de AERONET con un nivel de calidad de los datos 1.5. Para el modelo SBDART la introducción de los espesores ópticos de aerosoles se realiza de manera directa introduciendo los valores en las longitudes de onda de estudio. En el rango de la UVER se optó finalmente por introducir los espesores ópticos de aerosoles (*AOD*) en las longitudes de onda de 340 nm y 380 nm que están dentro del rango de estudio de la UVER. En cambio, para el modelo LibRadtran a partir de estas dos longitudes de onda se calculan los coeficientes alfa y beta de Ångström los cuales serán utilizados en el modelo. Es importante destacar que el fotómetro CE-318 de CIMEL mide el valor de los aerosoles apuntando directamente al Sol a través de la ley de Bouguer-Lambert-Beer para la radiación directa, por lo tanto, para cielos cubiertos no se tienen medidas de *AOD*. Sin embargo el estudio se realiza para situaciones instantáneas de cielo cubierto y en la región de Valencia es poco habitual que los cielos cubiertos abarquen un día completo, por tanto aunque en muchos días tengamos situaciones puntuales con cielo cubierto se tienen medidas de *AOD* en otros momentos del día. Aun así en los días en los cuales no tenemos ninguna medida de *AOD* se realiza la media de valores entre el día inmediatamente anterior y posterior con datos. Para la banda ancha se ha utilizado el mismo procedimiento pero en este caso para el modelo SBDART se han utilizado las longitudes de onda del visible a 500 nm y 675 nm, también con un nivel de calidad de los datos 1.5. Para el modelo LibRadtran se han calculado y utilizado de nuevo los coeficientes alfa y beta de Ångström.

En cuanto a las demás propiedades de los aerosoles, tenemos que para el factor de asimetría (*g*), se optó por utilizar los valores medios mensuales del fotómetro CE-318 de CIMEL en la longitud de onda de 438 nm que es la más próxima al rango de la UVER. Para la banda ancha se han utilizado los valores medios mensuales del fotómetro en la longitud de onda del visible a 674 nm con un nivel 1.5.

El caso del albedo de dispersión simple ( $\omega$ ) en cambio es más complejo, ya que es el parámetro de entrada más influyente en la obtención de el espesor óptico de nubes. En este caso, al igual que en el caso de  $g$ , no tenemos medidas directas en el rango de la UVER (la medida más próxima es en el rango visible a 438 nm). Es sabido que el albedo de dispersión simple varía tanto con el tipo de aerosoles, como con la longitud de onda y la humedad relativa presente en la atmósfera (Shettle y Fenn, 1979; D'Almeida et al., 1991). En pruebas realizadas con  $\omega$  se comprobó que al utilizar valores mensuales del modelo urbano de aerosoles, disponible en los diferentes modelos, los resultados mejoraban respecto a los valores experimentales obtenidos por el CE-318 de CIMEL a 438 nm, siendo los valores utilizados por el modelo urbano significativamente menores.

Por tanto, finalmente se optó por calcular los valores de  $\omega$  en el rango de la UVER utilizando los datos en cielos completamente despejados en 2011 y 2012. Para ello se ha utilizado de nuevo un proceso de minimización como el descrito anteriormente en el cual se han fijado todas las variables excepto el valor de  $\omega$ . Como este parámetro depende principalmente de la irradiancia difusa, se ha procedido de manera iterativa, fijando los demás parámetros atmosféricos, hasta obtener entre la irradiancia difusa experimental y la modelizada una desviación menor del 2%, con un paso de  $\omega$  de 0.01. Esta técnica ya ha sido empleada con éxito por varios autores, como Nikitidou et al., (2013) en Uccle, Bélgica, Bais et al., (2005) en Thesalónica, Grecia y Petters et al., (2003) en el sureste de los Estados Unidos. Los errores de este proceso varían dependiendo del tipo de irradiancia UVER minimizada, ya sea global, difusa o la proporción entre la directa y difusa (Bais et al., 2005). En nuestro caso la elección de un tipo u otro de radiación no es determinante, ya que únicamente necesitamos una estimación mensual para posteriormente utilizarla en el cálculo de  $\tau$  en cielos cubiertos. Finalmente en este trabajo para este método de minimización se utilizó la irradiancia difusa.

Esta técnica funciona bien en los meses de verano o próximos a él. En nuestro estudio se ha podido aplicar este método desde mayo a agosto en 2011 y desde marzo a septiembre en 2012, meses que se caracterizan por altos valores de espesor óptico de aerosoles en la región de Valencia (en septiembre de 2011 no se pudo aplicar este método ya que los datos de irradiancia difusa eran incorrectos por problemas con la banda de sombra

del radiómetro). En el resto de meses en cambio, el espesor óptico de aerosoles es más bajo y se producen errores en la determinación de  $\omega$  mediante este método, haciendo que este no sea válido (Bais et al., 2005; Nikitidou et al., 2013). Los resultados para los meses de verano varían entre 0.65 (mayo de 2011 y abril de 2012) y 0.72 en junio, julio y agosto de 2011.

Dado que el modelo de aerosoles urbano de Shettle y Fenn (1979) proporciona unos valores medios mensuales de  $\omega$  del mismo orden que los obtenidos con nuestro método, hemos tomado los valores propuestos en este modelo para los meses en los que no hemos podido calcular  $\omega$ . Estos autores presentan tablas de  $\omega$  para diferentes longitudes de onda y humedad, con tres longitudes de onda que cubren la UVER: 290 nm, 300 nm y 337 nm. La variabilidad de los valores de  $\omega$  entre 300 nm y 337 nm es inferior al 2%, para una humedad relativa menor del 80%. Por ello, se han interpolado los valores de  $\omega$  entre estas dos últimas longitudes de onda a fin de obtener un valor próximo a 310 nm (cerca de la longitud de onda efectiva). Se han tenido en cuenta también el valor medio mensual de humedad relativa en Burjassot para finalmente disponer de un único valor mensual de  $\omega$  para los tres años del estudio, Tabla 4.1.

Los resultados muestran un pequeño incremento de aproximadamente un 10% en promedio de los  $\omega$  de invierno a verano, como consecuencia de la variabilidad de la humedad relativa. También se puede observar que la comparación con nuestras estimaciones es buena, con un promedio en el error del 1.4% durante los meses en los cuales tenemos resultados. Sin embargo, es importante señalar que nuestros valores representan medias mensuales con una dispersión considerable como se muestran en las desviaciones estándar, Tabla 4.1. Por otra parte, las medianas fueron seleccionadas como la mejor opción de elegir los valores finales. De este modo se minimiza la influencia de los valores extremos, ya que dichos valores, tanto altos como bajos, hacen que las medias no sean totalmente representativas.

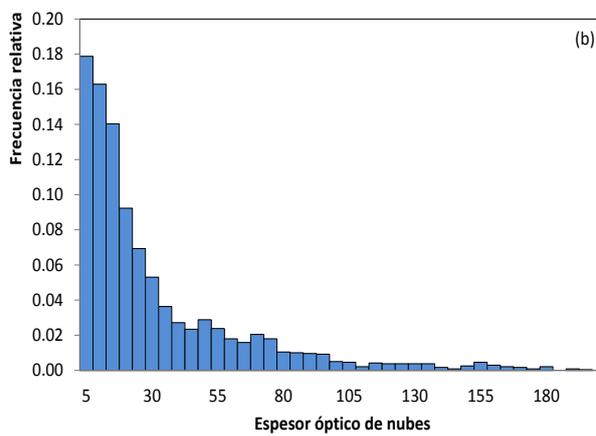
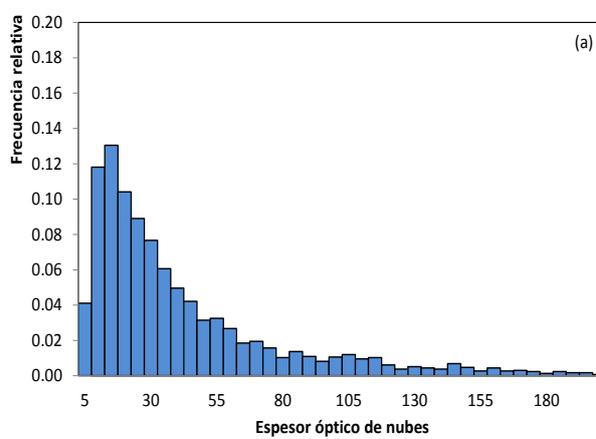
Sin embargo en el rango de la banda ancha se han utilizado directamente los valores diarios del fotómetro CE-318 en la longitud de onda del visible a 674 nm con un nivel de calidad de los datos de 1.5.

Tabla 4.1.- Albedo de dispersión simple medio mensual para el rango de la UVER y humedad relativa.

Meses	$\omega$ para UVER (2011)	$\omega$ para UVER (2012)	Valores de $\omega$ a 310 nm (Shettle y Fenn, 1979)	Humedad 2011 (%)	Humedad 2012 (%)	Humedad 2013 (%)
Ene			0.68	64.1	60.2	64.5
Feb			0.65	52.0	40.8	61.3
Mar		0.68±0.08	0.72	70.8	54.8	65.2
Abr		0.65±0.07	0.69	67.0	55.5	69.0
May	0.65 ±0.07	0.7±0.08	0.70	67.7	58.6	68.6
Jun	0.72 ±0.08	0.67±0.05	0.72	71.5	65.5	72.9
Jul	0.72 ±0.10	0.71±0.07	0.71	70.5	69.9	73.5
Ago	0.72 ±0.08	0.66±0.06	0.70	70.1	71.9	80.3
Sep		0.71±0.09	0.70	68.2	61.6	79.8
Oct			0.67	62.4	65.9	72.4
Nov			0.76	76.2	71.8	72.7
Dic			0.66	58.3	54.3	70.7

#### 4.2.- Estadística anual de $\tau$ en el rango de la UVER

En este apartado se ha calculado  $\tau$  mediante el método iterativo explicado en el apartado 4.1, para tres años: 2011, 2012 y 2013, usando el modelo SBDART y para dos años: 2011 y 2012, usando el modelo LibRadtran. Respeto a los datos obtenidos mediante el modelo SBDART en la Figura 4.2 se ha representado la frecuencia de los distintos valores de  $\tau$  para los años 2011(a), 2012(b) y 2013(c), hasta un valor de  $\tau$  máximo de 200. Algunos de los principales parámetros estadísticos de estas gráficas se pueden encontrar en la Tabla 4.2 (Serrano et al., 2015b). Para el año 2011 se tiene un pico de  $\tau$  en el intervalo de 10-15, para el año 2012 ese pico se encuentra en el intervalo de 0-5 y para el año 2013 en el intervalo de 5-10, mostrando en los tres años una larga cola a la derecha de la distribución, valores de  $\tau$  grandes, indicando una gran asimetría positiva o a la derecha.



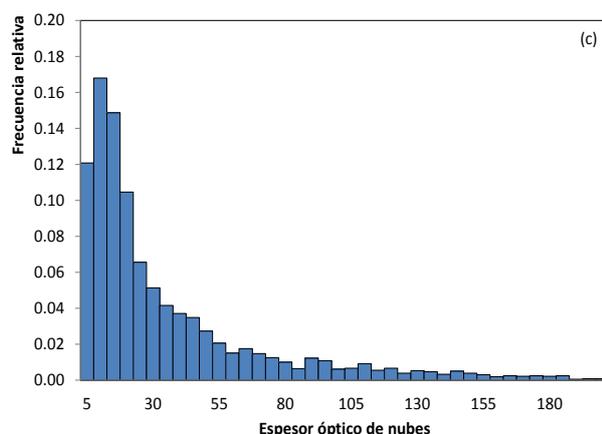


Figura 4.2.- Distribución de frecuencias relativas del espesor óptico de nubes en 2011(a), 2012(b) y 2013(c), modelo SBDART.

Posteriormente para los años 2011 y 2012 con el modelo LibRadtran se han obtenido resultados muy similares a los anteriores, como puede observarse en la Figura 4.3. Los mismos parámetros estadísticos obtenidos para el modelo SBDART, han sido obtenidos también para el modelo LibRadtran con resultados similares, Tabla 4.2.

Las medias, medianas y percentiles son mayores para los dos modelos en el año 2011 que en el año 2012 y también que en el año 2013 con el modelo SBDART. La humedad relativa no tiene una gran influencia en los valores de  $\tau$  calculados, ya que como se observa en la Tabla 4.1, el año 2013 tiene valores de humedades relativas mensuales más elevados que los otros dos años del estudio y sin embargo no se traduce en un aumento del valor medio o de la mediana de  $\tau$ . Todos los años presentan un coeficiente de asimetría claramente positivo lo que demuestra, como se vio en las figuras anteriores, una gran asimetría positiva o a la derecha. La desviación estándar presenta valores del mismo orden para todos los años y para los dos modelos utilizados.

Respecto al número de datos, el año 2013 es el que presenta un mayor número de situaciones con cielos completamente cubiertos (3584), seguido del año 2011 (2900) y por ultimo del año 2012 (2400).

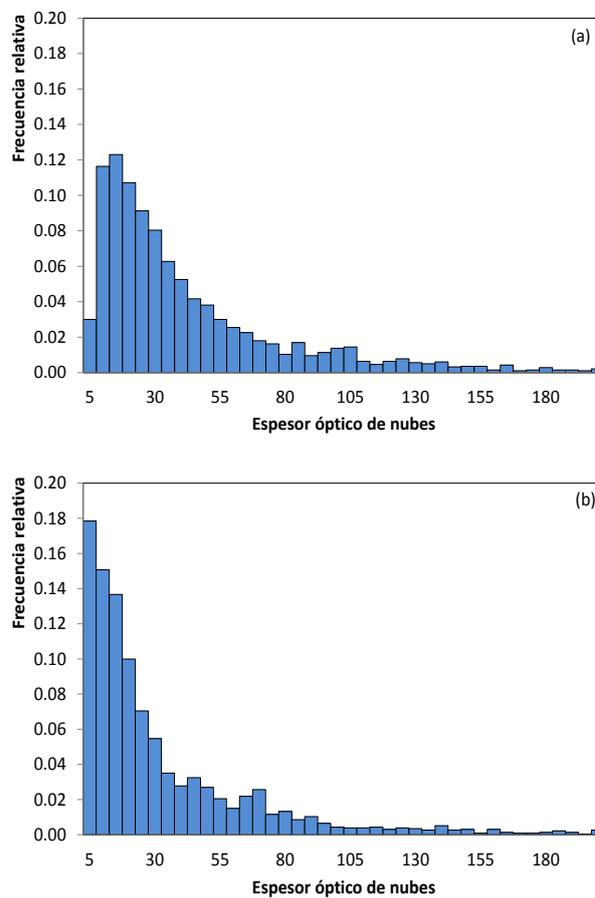


Figura 4.3.- Distribución de frecuencias relativas del espesor óptico de nubes en 2011(a) y 2012(b), modelo LibRadtran.

Tabla 4.2.- Valores estadísticos más relevantes de  $\tau$  en 2011, 2012 y 2013.

<b>Espesor óptico de nubes</b>	<b>SBDART 2011</b>	<b>SBDART 2012</b>	<b>SBDART 2013</b>	<b>LibRad. 2011</b>	<b>LibRad. 2012</b>
<b>Media</b>	41.8	31.4	35.8	42.1	32.0
<b>Mediana</b>	28.8	18.4	20.1	29.3	19.2
<b>Pico de frecuencias</b>	10-15	0-5	5-10	10-15	0-5
<b>Percentil 5</b>	8.1	4.5	4.7	4.7	3.1
<b>Percentil 25</b>	16.0	9.6	11.3	16.7	10.0
<b>Percentil 75</b>	53.4	40.6	44.0	53.7	41.9
<b>Percentil 95</b>	126.2	99.2	118.9	123.4	101.7
<b>Desviación estándar</b>	37.4	33.3	36.7	36.4	34.0
<b>Error estándar</b>	0.7	0.7	0.6	0.7	0.7
<b>Coefficiente de asimetría</b>	1.9	2.5	2.4	1.8	2.5
<b>Número de datos</b>	2921	2394	3584	2837	2342

Posteriormente se ha analizado la distribución de frecuencias para el espesor óptico de nubes hasta un valor máximo de 100 unidades mediante una distribución gamma, la cual en su forma incompleta es asimétrica siendo adecuada para variables cuyo límite inferior es cero, y también mediante una nueva distribución gamma modificada para este estudio y que mejora la anterior. La distribución gamma ha sido utilizada en estudios anteriores y en otras partes del mundo, principalmente en Canadá (Barker et al., 1998; Binyamin et al., 2010), en Bergen, Noruega (Leontieva et al., 1994a) y en Barrow, Alaska (Leontieva y Stamnes, 1994b). Binyamin et al., (2010) y Barker et al., (1998) proporcionan una nueva función gamma sobre la base de las estadísticas de  $\tau$  y que modela la distribución de frecuencias de una manera más fidedigna, Ecuación 4.1:

$$P(\tau) = \frac{1}{\Gamma(\nu)} \left( \frac{\nu}{\bar{\tau}} \right)^\nu \tau^{\nu-1} e^{-\nu\tau/\bar{\tau}} \quad (4.1)$$

donde  $v$  se define como  $(\bar{\tau}/\sigma)^2$ , que es un parámetro relacionado con la varianza, y  $\Gamma(v)$  es la función gamma calculada en  $v$ .

Por tanto, es posible estimar  $P(\tau)$ , Ecuación 4.1, usando el valor de la media de  $\tau$  y la desviación estándar mostrada en la Tabla 4.2.

Posteriormente se ha comparado esta distribución con una relación similar, una nueva distribución gamma, desarrollada utilizando nuestros datos. Se ha tomado como base la distribución gamma anterior, siendo su ecuación:

$$P(\tau) = c_1 \tau^{c_2-1} e^{-c_3 \tau} \quad (4.2)$$

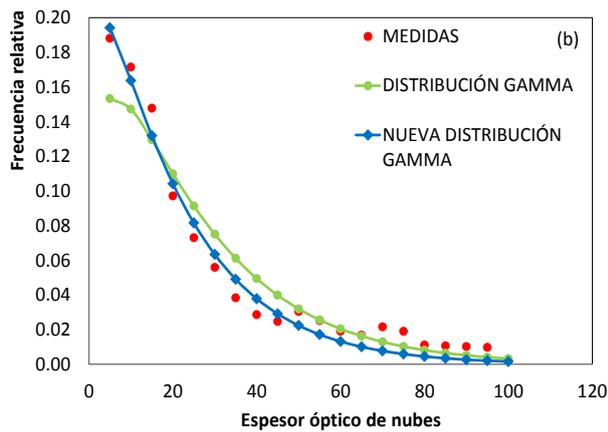
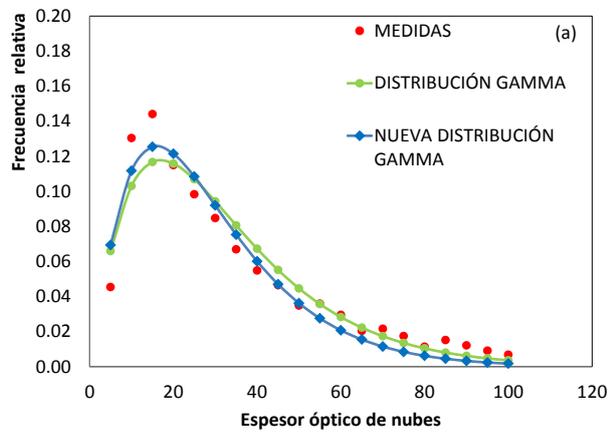
donde  $c_1$ ,  $c_2$  y  $c_3$  son las constantes de regresión basadas en el ajuste de esta función.

En la Figura 4.4 se muestra la representación de los valores máximos de la distribución de frecuencias de  $\tau$  obtenidos anteriormente, puntos en rojo, así como la distribución gamma normal en verde (Ecuación 4.1) y la nueva distribución gamma propuesta para nuestros datos en azul (Ecuación 4.2), para los tres años de estudio con el modelo SBDART.

Se observa a partir de las gráficas de la distribución gamma, que el pico máximo no es tan evidente y que hay una tendencia clara de subestimar  $\tau$  para valores bajos, pero de sobrestimarlos en los valores intermedios, para finalmente volverlos a subestimar para valores altos de la distribución. En cambio la nueva distribución gamma se ajusta en general mucho mejor a las medidas experimentales tanto en el pico máximo como en los valores intermedios de la distribución.

Los resultados obtenidos para las constantes de la Ecuación 4.2 al ajustar la distribución gamma modificada con las medidas de la frecuencia de  $\tau$  son:  $c_1 = 0.014 \pm 0.005$ ,  $c_2 = 2.3 \pm 0.2$  y  $c_3 = 0.08 \pm 0.01$  con un  $R^2$  de 0.97 para 2011,  $c_1 = 0.20 \pm 0.04$ ,  $c_2 = 1.2 \pm 0.1$  y  $c_3 = 0.056 \pm 0.008$  con un  $R^2$  de 0.99 para 2012 y  $c_1 = 0.06 \pm 0.02$ ,  $c_2 = 1.8 \pm 0.2$  y  $c_3 = 0.09 \pm 0.01$  con un  $R^2$  de 0.95 para 2013, considerando un rango de espesor óptico de nubes de 5 a 100 unidades. De la comparación de las Ecuaciones 4.1 y 4.2, se deduce que  $c_2$  es equivalente a  $v$ , obteniendo de este modo para nuestro caso un resultado de  $c_2 = 2.3$  frente a  $v = 2.1$  [= (32.1/22.0)<sup>2</sup>] en 2011, de  $c_2 = 1.2$  frente a  $v =$

1.3 [= (25.8/22.6)<sup>2</sup>] en 2012 y de  $c_2 = 1.8$  frente a  $v = 1.5$  [= (26.7/22.2)<sup>2</sup>] en 2013.



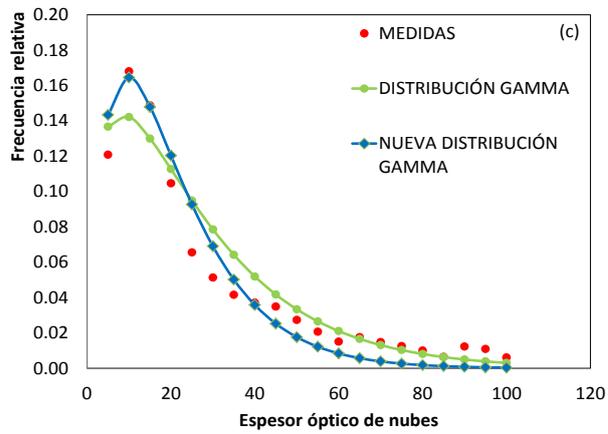
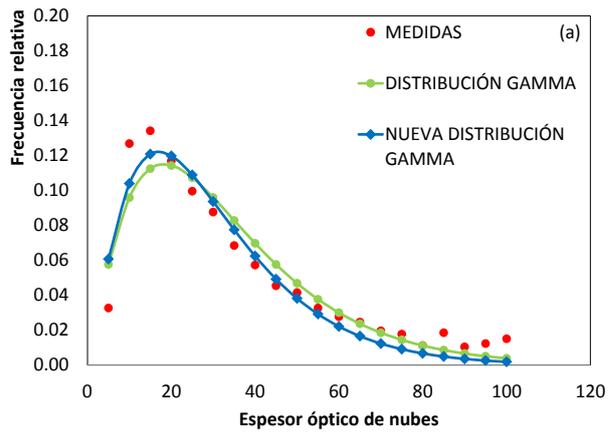


Figura 4.4.- Distribución gamma aplicada a las frecuencias relativas del espesor óptico de nubes obtenido con el modelo SBDART para 2011(a), 2012(b) y 2013(c).

Resultados muy similares han sido obtenidos mediante el modelo LibRadtran como se muestra en la Figura 4.5 y con las mismas características que teníamos de las distribuciones gamma analizadas en la figura anterior.



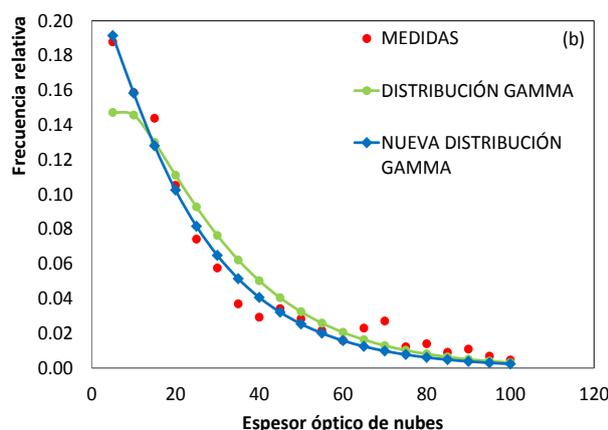


Figura 4.5.- Distribución gamma aplicada a las frecuencias relativas del espesor óptico de nubes obtenido con el modelo LibRadtran para 2011(a) y 2012(b).

Para la Figura 4.5 se han obtenido los siguientes resultados:  $c_1 = 0.010 \pm 0.005$ ,  $c_2 = 2.3 \pm 0.2$  y  $c_3 = 0.08 \pm 0.01$  con un  $R^2$  de 0.96 para 2011 y  $c_1 = 0.22 \pm 0.04$ ,  $c_2 = 1.1 \pm 0.1$  y  $c_3 = 0.049 \pm 0.007$  con un  $R^2$  de 0.99 para 2012, en el ajuste entre el modelo y las medidas. Mediante la comparación de las ecuaciones 4.1 y 4.2, tenemos un valor de  $c_2 = 2.3$  frente a  $\nu = 2.2$  [=  $(33.1/22.2)^2$ ] en 2011 y de  $c_2 = 1.1$  frente a  $\nu = 1.4$  [=  $(26.1/22.4)^2$ ] en 2012.

Por tanto se comprueba que mediante estas distribuciones gamma se puede simular correctamente la distribución de frecuencias de  $\tau$ .

#### 4.3.- Estadística estacional de $\tau$ en el rango de la UVER

En este apartado se muestran los resultados de un estudio estacional de  $\tau$  para 2011, 2012 y 2013 con el modelo SBDART y para los años 2011 y 2012 con el modelo LibRadtran. La distribución de las estaciones se ha realizado de la siguiente forma: invierno (diciembre, enero, febrero), primavera (marzo, abril, mayo), verano (junio, julio, agosto) y otoño (septiembre, octubre, noviembre).

Los datos obtenidos para las diferentes estaciones se presentan en la Tabla 4.3 para 2011 y en la Tabla 4.4 para 2012, en los dos casos para los dos modelos estudiados (Serrano et al., 2015b) y en la Tabla 4.5 para 2013 únicamente con el modelo SBDART.

Tabla 4.3.- Valores estadísticos más relevantes de  $\tau$  por estaciones del año en 2011 para los modelos SBDART y LibRadtran.

<b>Estaciones 2011 (SBDART)</b>	<b>Invierno</b>	<b>Primavera</b>	<b>Verano</b>	<b>Otoño</b>
<b>Media</b>	31.5	60.9	32.3	34.4
<b>Mediana</b>	25.0	43.9	25.0	24.4
<b>Pico de frecuencias</b>	5-10	10-20	10-15 y 30-35	10-15
<b>Percentil 5</b>	8.3	9.7	5.9	7.1
<b>Percentil 25</b>	13.8	22.8	14.0	14.7
<b>Percentil 75</b>	45.2	92.1	37.1	42.5
<b>Percentil 95</b>	72.6	160.6	100.2	101.3
<b>Desviación estándar</b>	21.7	48.1	28.9	29.8
<b>Error estándar</b>	0.9	1.6	1.6	0.9
<b>Coefficiente de asimetría</b>	2.0	1.6	1.7	2.1
<b>Número de datos</b>	643	907	325	1046
<b>Estaciones 2011 (LibRad.)</b>	<b>Invierno</b>	<b>Primavera</b>	<b>Verano</b>	<b>Otoño</b>
<b>Media</b>	30.9	61.5	36.4	33.7
<b>Mediana</b>	24.6	45.3	28.9	24.1
<b>Pico de frecuencias</b>	10-15	25-30	25-35	15-20
<b>Percentil 5</b>	4.6	7.6	6.0	3.6
<b>Percentil 25</b>	13.4	24.6	19.6	15.1
<b>Percentil 75</b>	44.9	92.8	41.6	42.0
<b>Percentil 95</b>	70.0	154.7	103.9	97.9
<b>Desviación estándar</b>	21.2	46.6	27.5	28.5
<b>Error estándar</b>	0.8	1.6	1.7	0.9
<b>Coefficiente de asimetría</b>	1.1	1.0	2.1	2.1
<b>Número de datos</b>	643	890	266	1038

Tabla 4.4.- Valores estadísticos más relevantes de  $\tau$  para las estaciones del año en 2012 para los modelos SBDART y LibRadtran.

<b>Estaciones 2012 (SBDART)</b>	<b>Invierno</b>	<b>Primavera</b>	<b>Verano</b>	<b>Otoño</b>
<b>Media</b>	19.1	39.2	30.4	32.1
<b>Mediana</b>	11.2	20.5	20.1	20.6
<b>Pico frecuencias</b>	0-5	10-15	5-10	0-5
<b>Percentil 5</b>	3.4	5.3	5.3	4.6
<b>Percentil 25</b>	6.3	12.2	10.9	10.6
<b>Percentil 75</b>	24.0	51.2	29.5	45.1
<b>Percentil 95</b>	64.9	131.9	104.7	91.0
<b>Desviación estándar</b>	19.3	40.5	34.3	31.8
<b>Error estándar</b>	0.9	1.6	2.6	0.9
<b>Coefficiente de asimetría</b>	3.9	2.8	2.2	2.3
<b>Número de datos</b>	441	611	169	1173
<b>Estaciones 2012 (LibRad.)</b>	<b>Invierno</b>	<b>Primavera</b>	<b>Verano</b>	<b>Otoño</b>
<b>Media</b>	18.6	40.6	30.2	32.6
<b>Mediana</b>	11.3	21.8	20.3	20.6
<b>Pico frecuencias</b>	5-10	15-20	20-25	5-10
<b>Percentil 5</b>	3.1	3.7	3.7	3.1
<b>Percentil 25</b>	6.1	13.1	12.1	10.6
<b>Percentil 75</b>	24.1	54.3	30.4	45.4
<b>Percentil 95</b>	62.1	130.4	99.9	90.6
<b>Desviación estándar</b>	18.3	40.8	32.0	33.1
<b>Error estándar</b>	0.9	1.6	2.5	1.0
<b>Coefficiente de asimetría</b>	1.8	1.7	2.6	2.2
<b>Número de datos</b>	426	613	164	1139

Tabla 4.5.- Valores estadísticos más relevantes de  $\tau$  para las estaciones del año en 2013 para el modelo SBDART.

<b>Estaciones 2013 (SBDART)</b>	<b>Invierno</b>	<b>Primavera</b>	<b>Verano</b>	<b>Otoño</b>
<b>Media</b>	35.2	40.7	37.1	19.4
<b>Mediana</b>	20.6	26.0	21.9	13.1
<b>Pico frecuencias</b>	5-10	10-15	5-10	5-10
<b>Percentil 5</b>	4.2	5.8	6.2	2.8
<b>Percentil 25</b>	10.7	13.5	12.9	8.6
<b>Percentil 75</b>	41.0	52.8	45.7	19.9
<b>Percentil 95</b>	126.1	124.9	129.1	63.5
<b>Desviación estándar</b>	38.5	38.5	38.1	20.0
<b>Error estándar</b>	1.2	1.0	1.8	0.8
<b>Coefficiente de asimetría</b>	2.2	2.1	2.4	3.2
<b>Número de datos</b>	981	1530	442	631

Para el año 2011 el pico de frecuencia relativa máximo para el modelo SBDART se produce en valores menores, entre 5 y 20 según la estación, que para el modelo LibRadtran, entre 10 y 35 también según la estación. Todas las distribuciones presentan asimetría positiva con diferentes tamaños de colas en el lado derecho de la distribución, para valores de  $\tau$  altos como indica el coeficiente de asimetría. El valor medio y la mediana en la primavera duplican su valor respecto al resto de las estaciones al igual que la desviación estándar, debido a la gran dispersión que tenemos en los datos obtenidos para esta estación. Los valores obtenidos para los dos modelos estudiados son en general muy similares.

En 2012 los picos de frecuencia para el modelo SBDART están en valores menores que en 2011, con un pico de 0-5 para invierno y otoño, de 5-10 para verano y 10-15 para primavera. Para el modelo LibRadtran los picos también son mayores que para el modelo SBDART, pero menores que para el modelo LibRadtran en el año 2011. Respecto a los valores medios y las medianas, a excepción del invierno que presenta los valores más pequeños, verano y otoño presentan valores similares, mientras que los

valores para primavera son ligeramente superiores al resto. La desviación estándar presenta la misma tendencia anterior.

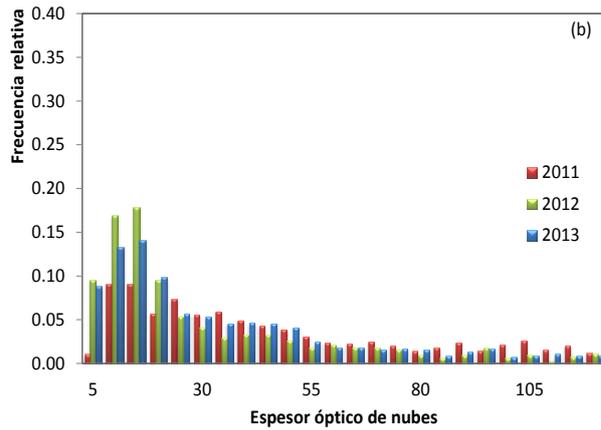
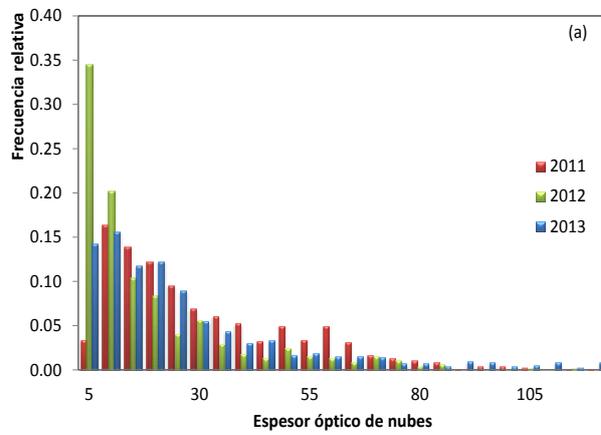
Los dos años siguen la misma tendencia, en otoño se obtienen más datos de cielos cubiertos pero en primavera se tiene una media de  $\tau$  mayor al resto del año, principalmente en 2011.

Para el año 2013 únicamente con el modelo SBDART tenemos un pico de 5-10 en invierno, verano y otoño y de 10-15 en primavera. Respecto a los valores medios y medianas, aunque siguen siendo los valores de primavera los más elevados, los valores de invierno y verano están mucho más próximos. En 2013 la estación de otoño es la que presenta los valores más bajos. Para la desviación estándar los valores de invierno, primavera y verano son similares, mientras que el de otoño es claramente menor. En este año seguimos teniendo un coeficiente de asimetría claramente positivo y mayor al resto de años del estudio.

En cuanto al número de datos analizados por estaciones en el año 2013, la primavera es claramente la que presenta un mayor número de situaciones con cielos cubiertos, seguida del invierno y otoño, cambiando de este modo la tendencia que seguían 2011 y 2012.

La comparación de las distribuciones de frecuencias relativas de  $\tau$  para el modelo SBDART en las cuatro estaciones del año para 2011, 2012 y 2013 se muestra en la Figura 4.6. En ella puede observarse de nuevo que los meses de primavera cuentan con una media y mediana de  $\tau$  claramente superior al resto de estaciones, principalmente en 2011, tal como se mostró en las Tablas 4.3, 4.4 y 4.5. La distribución de frecuencias relativas en primavera, Figura 4.6 (b), muestra frecuencias relativas mayores para  $\tau$  más elevados en comparación al resto de estaciones, influyendo de este modo al valor medio y a la mediana.

También se observa el comportamiento diferente para el año 2013, en el cual la frecuencia relativa para la estación de otoño en valores de  $\tau$  pequeños es claramente mayor al resto de años, lo que se traduce en unos valores de la media y mediana mucho más pequeños a los obtenidos para 2011 y 2012, Figura 4.6 (d).



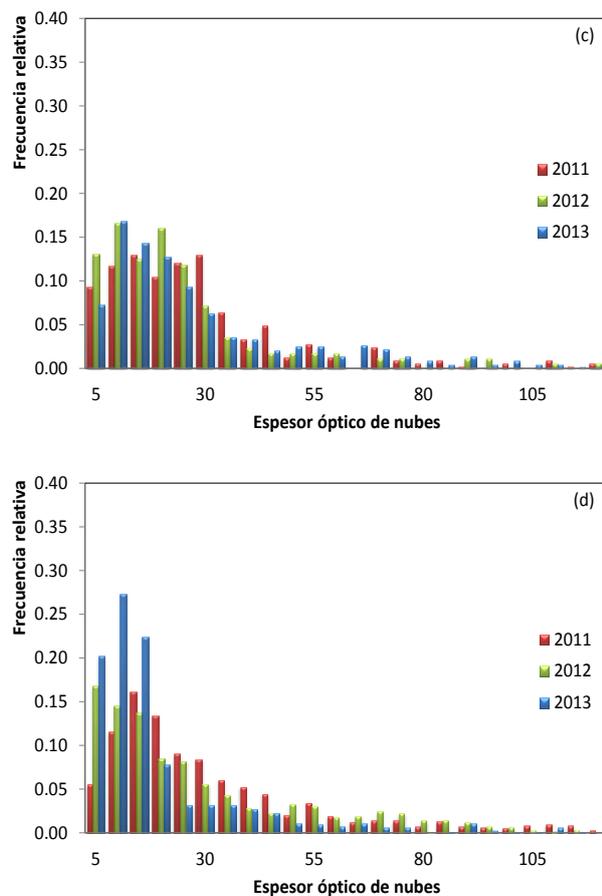


Figura 4.6.- Distribución de frecuencias relativas de  $\tau$  por estaciones en 2011, 2012 y 2013, para invierno (a), primavera (b), verano (c) y otoño (d).

Una posible explicación de la evolución estacional de  $\tau$  puede deberse a la cantidad de precipitación en la región de Valencia. El régimen de lluvias en la ciudad de Valencia tiene un máximo pluviométrico histórico en otoño, que comparte con el resto de la cuenca mediterránea y que es debido a la mayor frecuencia de temporales de levante durante el trimestre de septiembre a noviembre (Romero et al., 1999; Sumner et al., 2000; De Luis et al., 2000). Sin embargo, los mayores valores de  $\tau$  los tenemos en

primavera principalmente en 2011, donde la media de  $\tau$  duplica como mínimo al resto de estaciones, siendo estas dos estaciones (primavera y otoño) las que más episodios de cielos cubiertos presentan respecto a las restantes estaciones. El año 2013, en cambio tiene una tendencia diferente a los años anteriores como puede verse en la Figura 4.7, con un otoño anormalmente seco, que hace que los valores de la media y mediana de  $\tau$  en esa estación sean los más bajos en comparación con el resto de estaciones en 2013 y con el resto de años en otoño.

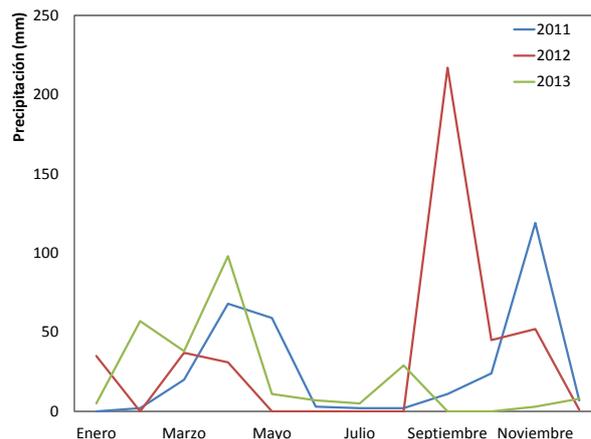


Figura 4.7.- Volumen de precipitación (mm) en los tres años del estudio en Valencia. Fuente: National Climatic Data center, satélite NOAA, USA.

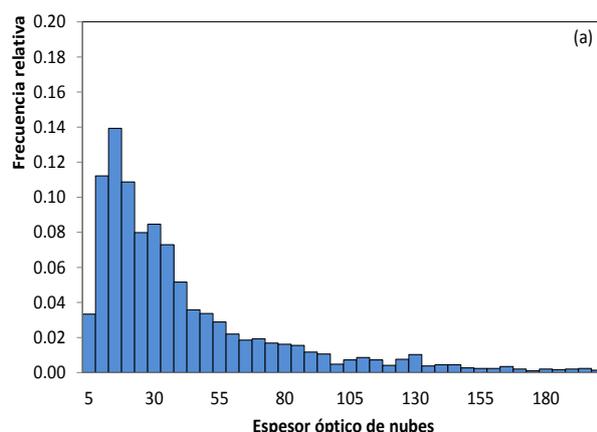
#### 4.4.- Estadística anual y estacional de $\tau$ en el rango de la banda ancha

Se ha repetido el estudio anual de  $\tau$  para el rango de la banda ancha, con medidas obtenidas a partir de un piranómetro CM6 de Kipp & Zonen en un rango espectral entre 285 y 2800 nm. Para el modelo SBDART se ha representado en la Figura 4.8 la distribución de frecuencias relativas de los valores de  $\tau$  para los años 2011(a), 2012(b) y 2013(c), hasta un valor de  $\tau$  de 200 unidades.

No se ha realizado el estudio para el modelo LibRadtran ya que para la banda ancha se necesitan tiempos de computación muy altos y los resultados obtenidos en una muestra representativa son similares.

Algunos parámetros estadísticos los podemos encontrar en la Tabla 4.6 (Serrano et al., 2015b), donde para 2011 tenemos el pico máximo de frecuencia relativa de  $\tau$  en el intervalo 10-15, para 2012 al igual que para el año 2013 el pico de frecuencia está en el intervalo 5-10. En este rango se sigue teniendo una larga cola en la distribución para valores elevados de  $\tau$ , lo cual indica una gran asimetría positiva o a la derecha como en el caso de la UVER. Las medias, medianas y percentiles son mayores en el año 2011 que en los años 2012 y 2013, debido a las mismas causas que se comentaron anteriormente para el rango de la UVER, siendo en definitiva los resultados similares en los dos rangos de estudio de la memoria, excepto en el número de datos. Las diferencias que tenemos en el número de datos entre los dos rangos del espectro solar analizados son debidas a que se trata de datos procedentes de dos instrumentos distintos de medida, los cuales tienen diferentes periodos de calibrado o que han podido sufrir averías o errores en la toma de datos en diferentes momentos.

Por tanto del hecho de que los resultados de los valores estadísticos analizados en los dos rangos del espectro solar sean tan similares, ya se puede extraer una primera idea. Los valores de  $\tau$  presentan una baja dependencia con la longitud de onda lo cual nos permitirá, como se verá más detenidamente en el siguiente apartado, poder validar el espesor óptico de nubes obtenidos mediante este método de minimización.



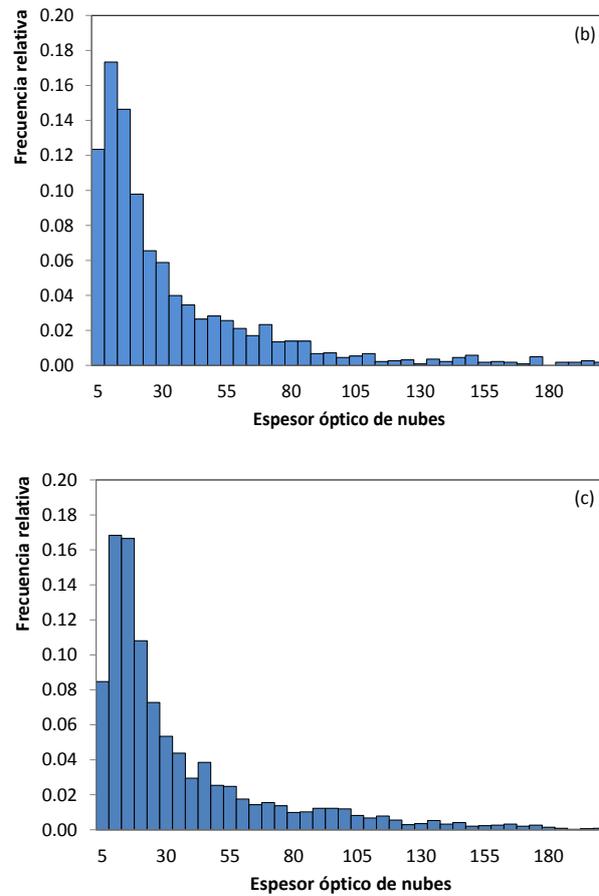


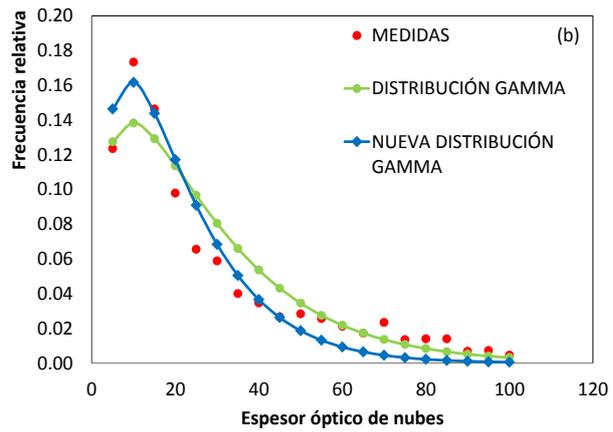
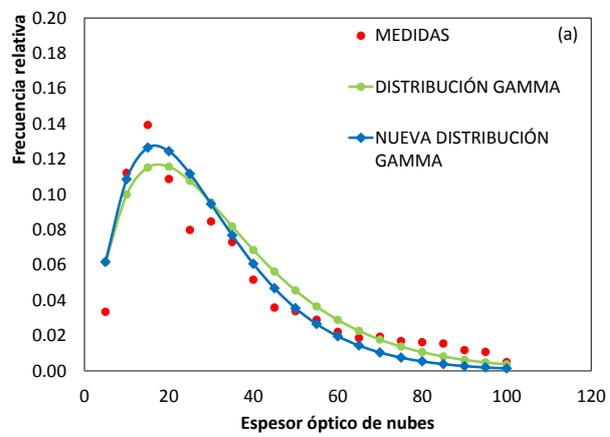
Figura 4.8.- Distribución de frecuencias relativas del espesor óptico de nubes en 2011(a), 2012(b) y 2013(c), modelo SBDART.

Posteriormente se han comparado las distribuciones de frecuencias relativas para el espesor óptico de nubes, hasta un máximo de 100 unidades, con la distribución gamma y con la nueva distribución gamma que mejora la anterior, ajustada a nuestros datos, Figura 4.9, para los tres años del estudio mediante el modelo SBDART.

Tabla 4.6.- Valores estadísticos más relevantes de  $\tau$  en 2011, 2012 y 2013 con el modelo SBDART.

<b>Espesores ópticos de nubes</b>	<b>Año 2011</b>	<b>Año 2012</b>	<b>Año 2013</b>
<b>Media</b>	41.6	34.1	36.0
<b>Mediana</b>	28.8	20.3	21.1
<b>Pico de frecuencias</b>	10-15	5-10	5-10
<b>Percentil 5</b>	8.3	5.9	6.3
<b>Percentil 25</b>	16.2	11.3	12.5
<b>Percentil 75</b>	52.2	43.9	45.6
<b>Percentil 95</b>	126.6	108.8	113.8
<b>Desviación estándar</b>	37.3	35.3	35.9
<b>Error estándar</b>	0.7	0.7	0.6
<b>Coefficiente de asimetría</b>	1.9	2.4	2.5
<b>Número de datos</b>	2907	2223	3424

Para el rango de 5-100 unidades, nuestros resultados para las constantes de la Ecuación 4.2 al ajustar la nueva distribución gamma con las medidas de la frecuencia de  $\tau$  son:  $c_1 = 0.009 \pm 0.005$ ,  $c_2 = 2.4 \pm 0.3$  y  $c_3 = 0.09 \pm 0.01$  con un  $R^2$  de 0.96 para 2011,  $c_1 = 0.07 \pm 0.02$ ,  $c_2 = 1.8 \pm 0.2$  y  $c_3 = 0.08 \pm 0.01$  con un  $R^2$  de 0.95 para 2012 y  $c_1 = 0.05 \pm 0.02$ ,  $c_2 = 1.8 \pm 0.2$  y  $c_3 = 0.09 \pm 0.01$  con un  $R^2$  de 0.95 para 2013. Comparando posteriormente las ecuaciones 4.1 y 4.2, tenemos un valor de  $c_2 = 2.43$  frente a  $v = 2.18 [= (32.47/22.0)^2]$  en 2011, un valor de  $c_2 = 1.75$  frente a  $v = 1.54 [= (28.01/22.6)^2]$  en 2012 y un valor de  $c_2 = 1.84$  frente a  $v = 1.56 [= (27.92/22.3)^2]$  en 2013, resultados que son ligeramente peores que los obtenidos en el rango de la UVER, debido a la forma de las figuras de las frecuencias relativas que se ajustan peor a una función gamma.



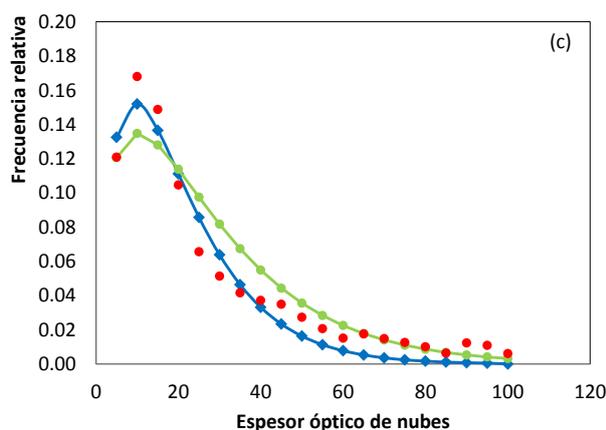


Figura 4.9.- Distribución gamma aplicada a las frecuencias relativas del espesor óptico de nubes para 2011(a), 2012(b) y 2013(c).

Como se observa en las anteriores gráficas para el rango de la banda ancha para los tres años del estudio, las dos distribuciones gamma subestiman notablemente el pico máximo de frecuencias especialmente la distribución gamma normal. Respecto a la cola de frecuencias a la derecha las distribuciones gamma siguen la misma tendencia que en el rango de la UVER.

Por tanto se comprueba que mediante estas distribuciones gamma se puede simular peor la distribución de frecuencias relativas de  $\tau$  en la banda ancha, principalmente con la distribución gamma normal y en la izquierda de las gráficas para los valores de frecuencia grandes, lo que corrobora que la distribución gamma es menos adecuada para reproducción de la distribución de frecuencias de  $\tau$  en el rango de la banda ancha que en la UVER.

Posteriormente se ha realizado el estudio de  $\tau$  en la banda ancha por estaciones para el modelo SBDART. En la Tabla 4.7, se muestran los resultados obtenidos (Serrano et al., 2015b). A excepción de algunos picos en las frecuencias relativas, los valores obtenidos son similares a los hallados en la UVER, por tanto siguen siendo válidas para el rango de la banda ancha las mismas conclusiones dadas en el rango de la UVER.

Tabla 4.7.- Valores estadísticos más relevantes para las estaciones en 2011, 2012 y 2013, en el rango de la banda ancha.

<b>Estaciones 2011 (SBDART)</b>	<b>Invierno</b>	<b>Primavera</b>	<b>Verano</b>	<b>Otoño</b>
<b>Media</b>	31.5	57.7	37.1	35.1
<b>Mediana</b>	23.5	40.0	28.5	25.2
<b>Pico de frecuencias</b>	15-20	15-20	20-25	15-20
<b>Percentil 5</b>	5.7	6.0	5.6	5.6
<b>Percentil 25</b>	13.8	21.1	17.9	14.9
<b>Percentil 75</b>	43.9	84.0	43.2	41.3
<b>Percentil 95</b>	76.4	159.1	105.5	107.2
<b>Desviación estándar</b>	22.9	47.4	31.7	31.0
<b>Error estándar</b>	0.9	1.6	1.8	1.0
<b>Coefficiente de asimetría</b>	1.5	1.2	2.2	2.2
<b>Número de datos</b>	641	903	326	1037
<b>Estaciones 2012 (SBDART)</b>	<b>Invierno</b>	<b>Primavera</b>	<b>Verano</b>	<b>Otoño</b>
<b>Media</b>	22.9	43.7	32.7	33.8
<b>Mediana</b>	13.4	21.3	23.0	20.9
<b>Pico de frecuencias</b>	10-15	15-20	15-20	10-15
<b>Percentil 5</b>	3.3	5.2	5.4	4.5
<b>Percentil 25</b>	7.9	13.2	15.0	11.5
<b>Percentil 75</b>	30.5	57.5	34.6	46.9
<b>Percentil 95</b>	63.9	149.4	100.7	92.2
<b>Desviación estándar</b>	22.8	45.5	30.5	32.6
<b>Error estándar</b>	1.1	1.9	2.4	1.0
<b>Coefficiente de asimetría</b>	2.6	1.7	2.6	2.0
<b>Número de datos</b>	425	561	157	1080

<b>Estaciones 2013 (SBDART)</b>	<b>Invierno</b>	<b>Primavera</b>	<b>Verano</b>	<b>Otoño</b>
<b>Media</b>	35.6	42.1	35.3	20.4
<b>Mediana</b>	20.4	28.8	21.0	14.2
<b>Pico de frecuencias</b>	5-10	5-10	10-15	5-10
<b>Percentil 5</b>	5.7	7.2	8.6	5.8
<b>Percentil 25</b>	11.2	14.2	15.5	9.9
<b>Percentil 75</b>	41.7	57.1	38.6	21.5
<b>Percentil 95</b>	126.2	118.9	107.9	57.3
<b>Desviación estándar</b>	38.8	37.6	34.0	19.0
<b>Error estándar</b>	1.3	1.0	1.5	0.8
<b>Coficiente de asimetría</b>	2.3	2.2	2.9	3.6
<b>Número de datos</b>	919	1459	514	536

#### 4.5.- Comparación entre $\tau$ en el rango de la UVER y la banda ancha

Una vez se han estimado los valores de  $\tau$  en un determinado rango, no es sencillo validar estos resultados, por dos razones fundamentalmente. La primera es que no hay instrumentos alternativos con los cuales podamos obtener los diferentes espesores ópticos de nubes directamente en el rango espectral de interés. Y la segunda razón es que no es fácil la comparación de los  $\tau$  obtenidos mediante nuestro método y los obtenidos mediante teledetección, debido a las diferencias tanto espaciales como temporales que existen entre las medidas de superficie y las medidas de satélite (Núñez et al., 2005; Min et al., 2012).

Las comparaciones con datos de satélite se realizan a menudo respecto a datos obtenidos con otros satélites (Pandey et al., 2012), o con las mediciones obtenidas por observaciones con aviones (Min et al., 2012), con resultados satisfactorios en condiciones muy específicas. Otros estudios incluyen la comparación de las observaciones por satélite con medidas de microondas en superficie o a partir del contenido en agua líquida de la nube en columna y sus propiedades (Dong et al., 2002), datos a los cuales no se ha tenido acceso en este estudio para una estimación alternativa del espesor óptico de nubes.

En este apartado se compara  $\tau$  en cielos cubiertos, en el rango de la UVER con el de la banda ancha, tanto para el modelo SBDART durante los años 2011, 2012 y 2013, como para el modelo LibRadtran durante los años 2011 y 2012 (Serrano et al., 2015b). Esta comparación es posible ya que los valores de  $\tau$  para nubes formadas por gotas de agua son prácticamente independientes de la longitud de onda (Liou, 2002), como se observó en el Capítulo 1. La teoría de Mie sugiere que los espesores ópticos para nubes bajas y medias estándar, como cúmulos, estratos o altoestratos, varían menos del 2% entre 300 y 1000 nm. En la Figura 4.10, se observa que el espesor a 300 nm es un 2% más pequeño que para 500 nm al representar el cociente de extinción normalizado ( $\sigma_{\text{ext}}/\sigma_{\text{ext}}(0.5 \mu\text{m})$ ) que está relacionado con el espesor óptico de nubes (Capítulo 1) y que es función de la longitud de onda.

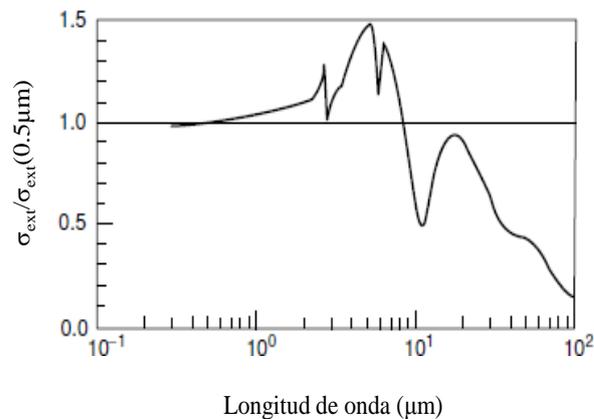
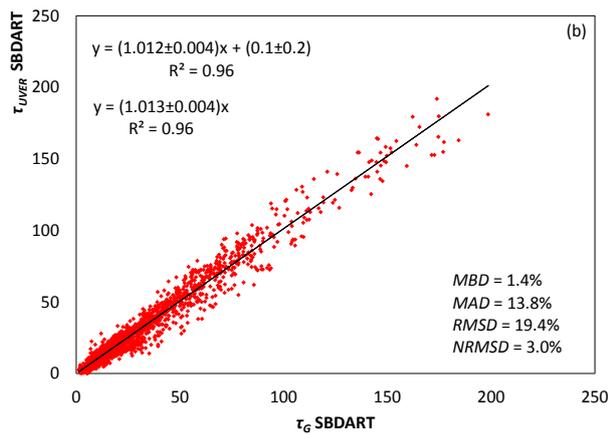
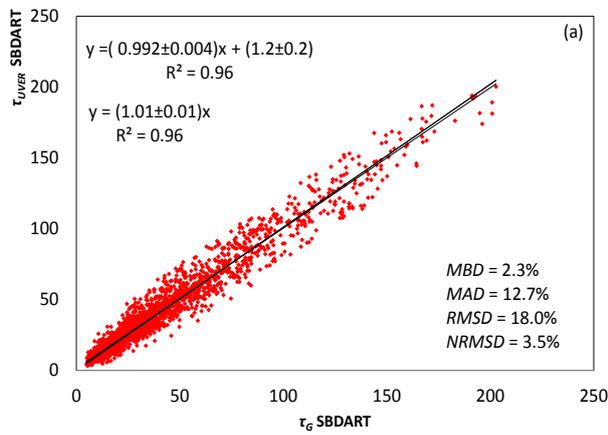


Figura 4.10.- Coeficiente de extinción normalizado para una longitud de onda desde 0.3 a 100  $\mu\text{m}$ . (Fuente: Liou, 2002)

En la Figura 4.11, se ha realizado la comparación mediante los ajustes por mínimos cuadrados del espesor óptico de nubes para el rango de la UVER ( $\tau_{\text{UVER}}$ ) respecto a los valores del espesor óptico de nubes para el rango de la banda ancha ( $\tau_{\text{G}}$ ) con el modelo SBDART para los tres años de estudio. La relación es lineal con una pendiente muy próxima a 1:1. Con 2725 datos para 2011, 2097 datos para 2012 y 3133 datos para 2013, se ha obtenido que la desviación entre las dos variables comparadas es menor del 2% en todos

los años considerados. En todos los casos las figuras representadas muestran una muy buena correlación y baja dispersión de los puntos con un coeficiente de correlación al cuadrado de 0.96. Por lo tanto, los resultados son muy satisfactorios teniendo en cuenta que los dos instrumentos cubren dos regiones separadas del espectro solar.



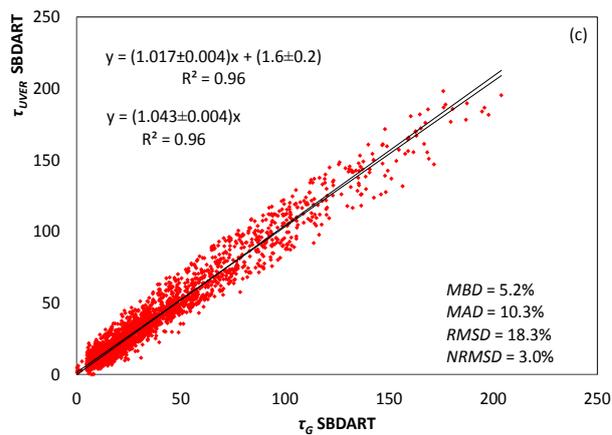
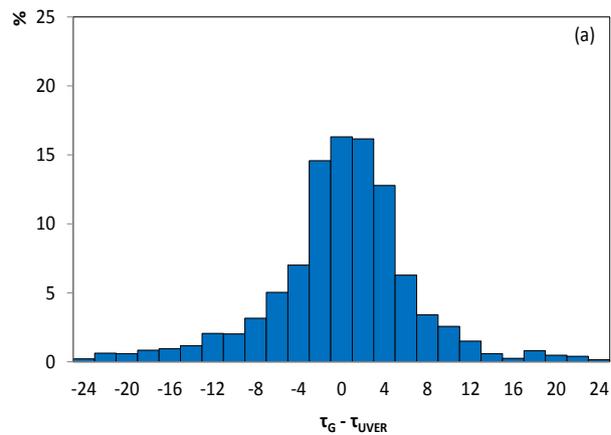


Figura 4.11.- Comparación de  $\tau$  en el rango de la UVER frente a  $\tau$  en el de la banda ancha para el modelo SBDART en 2011(a), 2012(b) y 2013(c).

Otra forma de analizar esta comparación de  $\tau$  en los dos rangos del espectro solar es representando, como en la Figura 4.12, un histograma de la diferencia entre los espesores ópticos en la banda ancha y los de la UVER. Se observa que aproximadamente el 80% de los datos están en una diferencia del espesor óptico de nubes de  $\pm 6$  unidades, para un rango de  $\tau$  de 0 a 200.



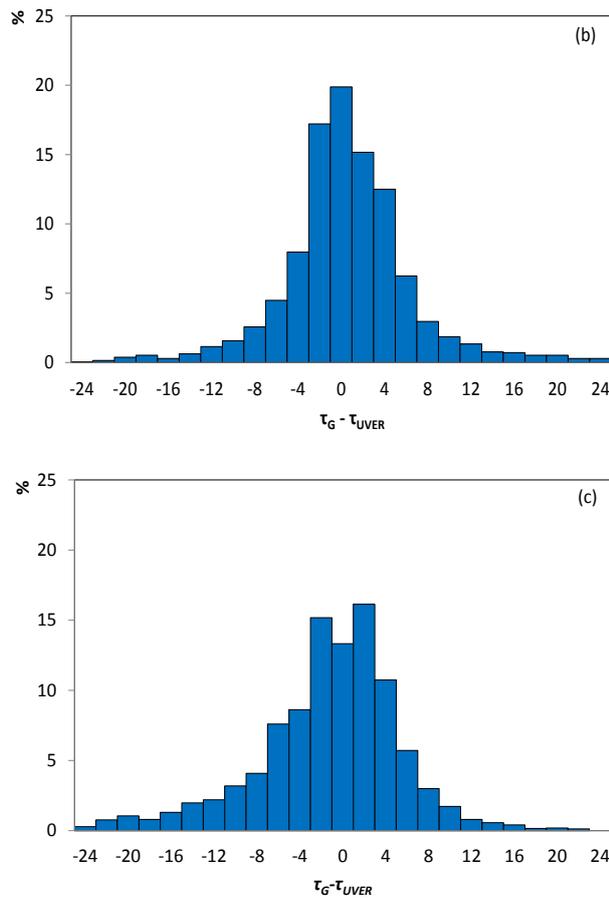


Figura 4.12.- Histograma de la diferencia de  $\tau$  entre el rango de la banda ancha y el de la UVER para el modelo SBDART en 2011(a), 2012(b) y 2013(c).

Los tres años presentan una simetría centrada en una diferencia nula, siendo este el valor más elevado con un 16% (2011) y un 20% (2012), mientras que para 2013 el máximo está en una diferencia de 2 unidades con un 16%.

Para el modelo LibRadtran se ha repetido el estudio y se ha decidido utilizar una muestra aleatoria de datos que abarquen todo el año. Para 2011 se han utilizado 1343 datos y para 2012 se han utilizado 984 datos, Figura

4.13. Se ha obtenido que la desviación entre las dos variables es menor del 8% en 2011 y menor del 2% en 2012. Los dos gráficos muestran una buena relación entre los diferentes datos con un coeficiente de correlación al cuadrado de 0.96 para 2011 y un poco peor, de 0.92 para 2012.

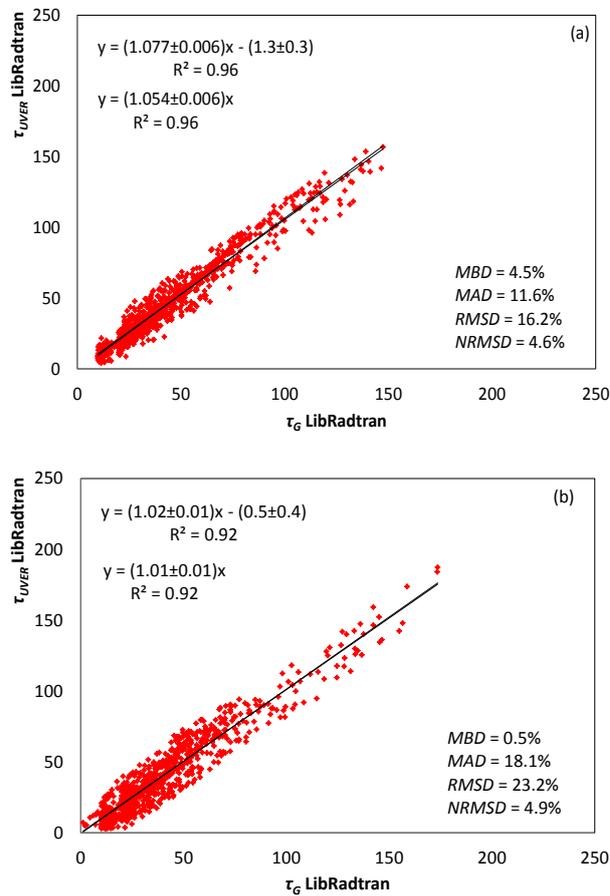


Figura 4.13.- Comparación de  $\tau$  en el rango de la UVER frente a  $\tau$  en el de la banda ancha para el modelo LibRadtran en 2011(a) y 2012(b).

Posteriormente como indicadores de error en los ajustes se han obtenido los valores relativos de algunos parámetros estadísticos ( $MBD$ ,  $MAD$ ,  $RMSD$  y  $NRMSD$ ), definidos en el Capítulo 3, con el fin de facilitar la

comparación. En la Tabla 4.8 se muestran dichos parámetros para los tres años del estudio para el modelo SBDART y para 2011 y 2012 con el modelo LibRadtran (Serrano et al., 2015b). Como se observa hemos obtenido valores del mismo orden en los tres años y para los dos modelos.

Los valores de  $\tau$  en el rango de la UVER sobrestiman a los de la banda ancha, con valores de *MBD* entre el 1 y el 5% según el año y siempre positivos. Los valores del *MAD* y *RMSD* son similares para los diferentes años y modelos analizados, siendo mayores los del *RMSD* debido a la mayor dispersión de los valores respecto a la media, principalmente para el modelo LibRadtran en 2012 con un valor de *RMSD* del 23%. Para los valores del *NRMSD* se tienen ligeramente mejores resultados para el modelo SBDART que para el modelo LibRadtran, próximos al 3%, para el modelo SBDART mientras que para el modelo LibRadtran son próximos al 5%.

Tabla 4.8.- Parámetros estadísticos de los valores de  $\tau_{UVER}$  frente a  $\tau_G$ .

<b>SBDART</b>	<b><i>MBD</i> (%)</b>	<b><i>MAD</i> (%)</b>	<b><i>RMSD</i> (%)</b>	<b><i>NRMSD</i> (%)</b>
<b>2011</b>	2.3	12.7	18.0	3.5
<b>2012</b>	1.4	13.8	19.4	3.0
<b>2013</b>	5.2	10.3	18.3	3.0
<b>LibRadtran</b>	<b><i>MBD</i> (%)</b>	<b><i>MAD</i> (%)</b>	<b><i>RMSD</i> (%)</b>	<b><i>NRMSD</i> (%)</b>
<b>2011</b>	4.5	11.6	16.2	4.6
<b>2012</b>	0.5	18.1	23.2	4.9

Por tanto, con los resultados obtenidos podemos determinar que entre los dos rangos analizados tenemos una buena correlación entre los valores de  $\tau$  obtenidos en los dos rangos del espectro solar, con incertidumbres menores que las del propio método de minimización. Lo que demuestra, como afirma la teoría, que  $\tau$  tiene una dependencia espectral muy pequeña y que sus valores pueden considerarse prácticamente constantes en diferentes rangos espectrales, validando de este modo nuestro método y resultados.

#### 4.6.- Incertidumbre en la obtención de $\tau$

En este apartado vamos a calcular la incertidumbre que tenemos en la obtención de  $\tau$  mediante el proceso de minimización descrito en este capítulo. El estudio se ha realizado tanto para el rango de la UVER mediante el modelo LibRadtran (Serrano et al., 2014) como para el rango de la banda ancha con el modelo SBDART.

El espesor óptico de nubes y su incertidumbre,  $\delta\tau$ , dependen de varios parámetros atmosféricos (Kazadzis et al., 2010), como son la columna de ozono ( $TOC$ ), el vapor de agua ( $w$ ), el espesor óptico de aerosoles ( $AOD$ ), el albedo de dispersión simple ( $\omega$ ), el factor de asimetría ( $g$ ), el albedo de superficie ( $\alpha_s$ ), las propiedades de las nubes ( $Cl$ ) y la irradiancia solar experimental, en el rango de la UVER ( $I_{UVER}$ ) y en el de la banda ancha ( $I_G$ ). Las propiedades de las nubes en este análisis están dadas por el término  $Cl$ , el cual depende del radio efectivo de las gotas de agua ( $r_{ef}$ ), el espesor o grosor de la capa nubosa ( $L$ ) y la altura de la base de las nubes ( $H$ ).

Por tanto  $\tau$  es función de las siguientes variables:

$$\tau = \tau(TOC, w, AOD, \omega, g, \alpha_s, Cl, I_{UVER} \text{ o } I_G) \quad (4.3)$$

Las incertidumbres propias debidas a las aproximaciones del modelo de transferencia radiativa no han sido consideradas. La incertidumbre de  $\delta\tau$  puede ser obtenida a partir de la variación de cada parámetro del modelo en unos rangos típicos y realistas. Idealmente, para cada medición de  $\tau$  debe proporcionarse la incertidumbre  $\delta\tau$ , teniendo en cuenta el estado real de la atmósfera en el momento de la medición. Este procedimiento es poco práctico ya que  $\delta\tau$  no se puede calcular a través de una fórmula simple, sino que se determina mediante cálculos iterativos del modelo. Por lo tanto se ha calculado  $\delta\tau$  para un gran número de iteraciones y se ha representado  $\tau$  en función de  $\delta\tau$ , como se muestra en la Figura 4.14 en el rango de la UVER. Del ajuste de la incertidumbre absoluta en esta figura se puede extraer una expresión simple para describir  $\delta\tau$  en función de  $\tau$ , Ecuación 4.4 y 4.5.

La técnica por tanto consiste en seleccionar un conjunto específico de parámetros de entrada del modelo y calcular la incertidumbre total en el proceso de minimización,  $\delta\tau$ , al ir variando cada uno de los parámetros separadamente manteniendo el resto constantes. Sin embargo esto no es una

tarea sencilla ya que los modelos de transferencia radiativa no estiman  $\tau$  directamente, luego tenemos que seguir los siguientes pasos:

- Seleccionar una variable del conjunto de parámetros de entrada de los que depende  $\tau$ .
- Estimar la irradiancia para un rango realista de ese parámetro, centrado en el valor de referencia, mientras se mantienen constantes el resto de parámetros de entrada.
- Finalmente esa variación de la irradiancia debida a ese parámetro específico de entrada proporcionará el incremento máximo de  $\tau$  debido a ese parámetro.

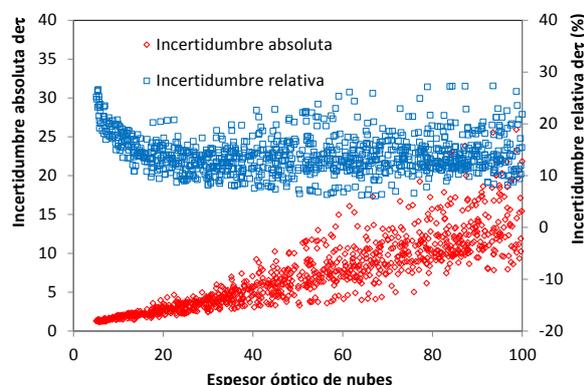


Figura 4.14.- Incertidumbre absoluta y relativa de  $\tau$  ( $\delta\tau$ ) en función de  $\tau$ .

En la parametrización con los modelos se considera un ángulo cenital solar fijo en 30 grados, mientras que las variables:  $\tau$ ,  $AOD$ ,  $\omega$ ,  $g$ ,  $TOC$ ,  $w$  y  $\alpha_s$ , se han variado siguiendo un esquema de selección aleatoria. Un generador de números aleatorios se ha utilizado para crear las condiciones de entrada para cada variable. Para las variables  $\tau$ ,  $AOD$ ,  $\omega$ ,  $g$ ,  $TOC$ ,  $w$ , los rangos son: 5-100, 0.05-0.8, 0.5-1.0, 0.65-0.75, 250-350 DU, 0.5-3.0 para ambas bandas espectrales mientras que  $\alpha_s$  está en un rango de 0.04-0.07 para el rango de la UVER y de 0.15-0.20 para el de la banda ancha. Para tener en cuenta la variabilidad en las propiedades de la nube, se estimaron las diferencias entre una capa de nubes estándar ( $H = 1$  km,  $L = 1$  km,  $r_{ef} =$

10  $\mu\text{m}$ ) y un conjunto de unos 80 tipos de nubes con las siguientes características:  $H$  (km) = (0.5, 1, 2, 3),  $L$  (km) = (0.5, 1, 2, 3) y  $r_{ef}$  ( $\mu\text{m}$ ) = (5, 8, 10, 15, 20). Finalmente en total tenemos 1000 combinaciones de entrada, donde cada combinación de entrada es un valor elegido de  $\{\tau, AOD, \omega, g, TOC, w, \alpha_s, Cl\}$  y  $Cl$  es un tipo de nube particular también elegido al azar entre los 80 tipos disponibles. Hay que tener en cuenta que la variabilidad en el albedo de dispersión simple y factor de asimetría para la nube son tomados por defecto mediante el modelo de nubes de Hu y Stamnes, (1993), expresando estas dos variables como una función lineal del  $r_{ef}$ . Las incertidumbres debidas a las medidas de irradiancia tanto en el rango de la UVER como en el de la banda ancha se obtuvieron usando una incertidumbre en los dos casos del 5%.

La Figura 4.14 muestra la representación de la incertidumbre de  $\tau$  tanto absoluta como relativa frente a  $\tau$  para las 1000 combinaciones de entrada en el rango de la UVER. La incertidumbre absoluta de la Figura 4.14 para el rango de la UVER proporciona una función lineal de  $\tau$  la cual se puede aproximar mediante una relación lineal, Ecuación 4.4.

$$\begin{aligned} \delta\tau &= (0.161 \pm 0.002)\tau + (0.68 \pm 0.14) \\ R^2 &= 0.83; N=1000 \end{aligned} \quad (4.4)$$

En la figura también se observa que se alcanzan valores próximos a 15 en  $\tau = 100$ . Por el contrario, cuando se expresa en forma de porcentaje, las incertidumbres en  $\tau$  son inicialmente muy grandes y exceden el 30%, pero disminuyen hasta alcanzar valores en torno al 15% para un  $\tau$  de 25, con una tendencia menos clara para valores mayores de  $\tau$ .

En la Tabla 4.9 se muestra la contribución de cada una de las variables implicadas en el error total absoluto de  $\tau$  en el rango de la UVER. En dicho rango la incertidumbre debida al vapor de agua es despreciable y por tanto no se ha representado en la tabla. La incertidumbre de cada parámetro se calcula como la suma de la media cuadrática (RMS) obtenida en las combinaciones realizadas. Para mayor claridad, los datos se han promediado a lo largo de diecinueve intervalos de  $\tau$  con una anchura del espesor óptico de la nube de cinco unidades. La segunda columna representa el valor medio de  $\tau$  de las diferentes iteraciones aleatorias realizadas en ese intervalo

y su incertidumbre. Como muestra la Tabla 4.9 las mayores contribuciones en la incertidumbre de  $\tau$  provienen del albedo de dispersión simple ( $\omega$ ), de las propiedades de las nubes ( $Cl$ ) y de las mediciones de la irradiancia por el instrumento ( $I_{UVER}$ ), principalmente. Las contribuciones que menos aportan a la incertidumbre de  $\tau$  provienen del parámetro de asimetría ( $g$ ) y del albedo de superficie ( $\alpha_s$ ).

Tabla 4.9.- Contribución a la incertidumbre absoluta de  $\tau$  en el rango de la UVER de cada una de las variables de las que depende.

Rango	$\bar{\tau}$	Incertidumbre						
		<i>TOC</i>	<i>AOD</i>	$\omega$	$g$	$\alpha_s$	<i>Cl</i>	$I_{UVER}$
$5 \leq \tau < 10$	$7.4 \pm 1.9$	0.6	0.2	1.3	0.1	0.2	0.3	1.1
$10 \leq \tau < 15$	$12 \pm 2$	0.7	0.3	1.7	0.1	0.2	0.5	1.4
$15 \leq \tau < 20$	$18 \pm 3$	0.9	0.4	2.1	0.1	0.3	0.8	1.6
$20 \leq \tau < 25$	$23 \pm 3$	1.0	0.4	2.5	0.2	0.3	1.0	1.8
$25 \leq \tau < 30$	$27 \pm 4$	1.1	0.5	2.9	0.2	0.4	1.3	2.1
$30 \leq \tau < 35$	$32 \pm 4$	1.2	0.5	3.3	0.2	0.4	1.5	2.2
$35 \leq \tau < 40$	$37 \pm 5$	1.4	0.6	3.8	0.2	0.5	2.1	2.4
$40 \leq \tau < 45$	$42 \pm 6$	1.5	0.7	4.3	0.2	0.5	2.8	2.6
$45 \leq \tau < 50$	$47 \pm 7$	1.6	0.7	4.8	0.2	0.6	3.6	2.8
$50 \leq \tau < 55$	$53 \pm 8$	1.7	0.8	5.4	0.2	0.6	3.8	3.0
$55 \leq \tau < 60$	$58 \pm 8$	1.8	0.9	5.9	0.2	0.7	4.0	3.2
$60 \leq \tau < 65$	$62 \pm 9$	1.9	0.9	6.5	0.2	0.8	4.1	3.4
$65 \leq \tau < 70$	$67 \pm 10$	2.0	1.0	7.1	0.2	0.8	5.1	3.6
$70 \leq \tau < 75$	$73 \pm 11$	2.1	1.1	8.0	0.2	0.9	5.3	3.8
$75 \leq \tau < 80$	$78 \pm 11$	2.3	1.2	8.6	0.2	0.9	5.8	4.0
$80 \leq \tau < 85$	$83 \pm 12$	2.4	1.3	9.1	0.2	1.0	6.1	4.2
$85 \leq \tau < 90$	$87 \pm 13$	2.5	1.3	9.4	0.2	1.1	7.2	4.4
$90 \leq \tau < 95$	$92 \pm 14$	2.6	1.4	9.8	0.2	1.1	8.0	4.5
$95 \leq \tau < 100$	$97 \pm 14$	2.7	1.5	10.0	0.2	1.2	8.5	4.7

Respecto a la incertidumbre de  $\tau$  en el rango de la banda ancha, Tabla 4.10, se obtiene que las mayores contribuciones a la incertidumbre de  $\tau$  provienen de las propiedades de las nubes ( $Cl$ ), del espesor óptico de

aerosoles ( $AOD$ ) y del albedo de dispersión simple ( $\omega$ ). Las contribuciones menos contribuyen a la incertidumbre son del parámetro de asimetría ( $g$ ) y del vapor de agua ( $w$ ). En este rango la incertidumbre debida al ozono se puede considerar despreciable por lo que no se ha representado en la tabla. Para este rango el ajuste lineal que relaciona la incertidumbre absoluta con  $\tau$  se muestra en la Ecuación 4.5, siendo los coeficientes similares.

$$\delta\tau = (0.192 \pm 0.001)\tau + (1.18 \pm 0.02) \quad (4.5)$$

$$R^2 = 0.90; N = 1000$$

Tabla 4.10.- Contribución a la incertidumbre absoluta de  $\tau$  en el rango de la banda ancha de cada una de las variables de las que depende.

Rango	$\bar{\tau}$	Incertidumbre						
		$w$	$AOD$	$\omega$	$g$	$\alpha_s$	$Cl$	$I_G$
$5 \leq \tau < 10$	$7.2 \pm 1.9$	0.1	1.3	0.9	0.1	0.2	0.6	0.8
$10 \leq \tau < 15$	$12 \pm 2$	0.1	1.6	1.2	0.1	0.3	1.0	1.0
$15 \leq \tau < 20$	$18 \pm 3$	0.1	1.9	1.5	0.1	0.5	1.5	1.2
$20 \leq \tau < 25$	$23 \pm 4$	0.1	2.1	1.8	0.1	0.6	1.9	1.4
$25 \leq \tau < 30$	$28 \pm 4$	0.2	2.4	2.1	0.1	0.7	2.4	1.6
$30 \leq \tau < 35$	$32 \pm 5$	0.2	2.7	2.4	0.1	0.8	2.8	1.8
$35 \leq \tau < 40$	$38 \pm 6$	0.3	3.0	2.8	0.1	0.9	3.3	2.0
$40 \leq \tau < 45$	$43 \pm 6$	0.3	3.3	3.1	0.2	1.0	3.9	2.2
$45 \leq \tau < 50$	$47 \pm 7$	0.3	3.6	3.4	0.2	1.1	4.3	2.4
$50 \leq \tau < 55$	$52 \pm 8$	0.2	3.9	3.8	0.2	1.3	4.9	2.6
$55 \leq \tau < 60$	$57 \pm 8$	0.2	4.2	4.1	0.2	1.4	5.4	2.7
$60 \leq \tau < 65$	$62 \pm 9$	0.2	4.5	4.5	0.2	1.5	5.9	2.9
$65 \leq \tau < 70$	$67 \pm 10$	0.3	4.9	4.7	0.2	1.6	6.4	3.1
$70 \leq \tau < 75$	$72 \pm 11$	0.3	5.2	5.2	0.2	1.7	7.0	3.3
$75 \leq \tau < 80$	$78 \pm 12$	0.4	5.6	5.6	0.2	1.8	7.6	3.5
$80 \leq \tau < 85$	$83 \pm 12$	0.4	5.9	6.0	0.2	1.9	8.1	3.7
$85 \leq \tau < 90$	$87 \pm 13$	0.4	6.2	6.2	0.2	2.1	8.7	3.9
$90 \leq \tau < 95$	$93 \pm 14$	0.5	6.5	6.8	0.2	2.2	9.3	4.1
$95 \leq \tau < 100$	$98 \pm 15$	0.5	6.9	7.9	0.2	2.3	9.8	4.2

De las dos tablas se extrae que aunque las contribuciones de los diferentes parámetros de entrada a la incertidumbre de  $\tau$  son diferentes, la incertidumbre final, suma de los parámetros de entrada, es del mismo orden en los dos rangos del espectro analizados.



*En este capítulo se presentan diferentes relaciones entre los valores de espesor óptico de nubes ( $\tau$ ) obtenidos en el capítulo anterior y varios factores de transmisividad de la radiación a través de la atmósfera, tales como el índice de claridad ( $k_t$ ), el índice de claridad modificado ( $k_t'$ ), el factor de modificación por nubes (CMF) y un factor de transmisividad modificado (CMF'), función del coseno del ángulo cenital y definido por J.C. Barnard y C.N. Long. Todo ello tanto para el rango de la UVER como para el de la banda ancha.*

*Se utilizan los datos del año 2011 para obtener las diferentes relaciones potenciales y exponenciales entre los  $\tau$  y los diferentes factores de transmisividad, y los del año 2012 para validar estas expresiones. Finalmente se analizan y comparan las diferentes expresiones obtenidas mediante diferentes parámetros estadísticos: MBD, MAD, RMSD y NRMSD.*

### 5.1.- Factores de transmisividad como estimación de $\tau$

Determinar con precisión el espesor óptico de nubes, así como su caracterización espacial y temporal, sigue siendo un objetivo primordial de la comunidad científica que estudia la atmósfera. Los principales medios de los que se disponen para obtenerlos son medidas de satélites, medidas obtenidas por aviones en campañas y principalmente medidas en superficie. Diferentes métodos para calcular  $\tau$ , basados en la transmisión de la radiación solar, utilizan la irradiancia espectral (Min y Harrison, 1996) o la irradiancia en todo el espectro (Leontieva y Stamnes, 1994b; Boers, 1997; Dong et al., 1997; Barker et al., 1998; Barker et al., 2011), presuponiendo capas de nubes homogéneas plano-paralelas como se ha realizado en esta memoria. Desafortunadamente la mayoría de los métodos utilizados necesitan información de diferentes parámetros atmosféricos como distribuciones verticales de vapor de agua, aerosoles y sus características y propiedades de las nubes, no disponibles en la mayoría de lugares. Por otro lado los algoritmos utilizados requieren tiempos de computación elevados.

Sin embargo podemos encontrar en la literatura varios estudios que relacionan diferentes factores de transmisividad de la radiación a través de la atmosfera con  $\tau$  para cielos totalmente cubiertos, tanto en el rango de la UVER como en el de la banda ancha (Barnard y Long, 2004; Antón et al, 2012).

Por tanto, en este capítulo se propondrán diferentes expresiones empíricas para calcular  $\tau$  de una manera sencilla y rápida, usando únicamente medidas de irradiancia solar a nivel de suelo, disponibles con mayor facilidad, tanto en el rango de la UVER como en el de la banda ancha del espectro. Estas relaciones se obtendrán con los datos de  $\tau$  frente a los diferentes factores de transmisividad estudiados en 2011 y se validarán con los datos de  $\tau$  del año 2012.

Los valores de  $\tau$  obtenidos mediante estas expresiones deben ser únicamente considerados como una aproximación, basada en la presunción de que consideramos nubes homogéneas con una configuración plano-paralela y con cielos totalmente cubiertos. Por otro lado, debemos tener en cuenta que las medidas de irradiancia en superficie están afectadas por la transmisión a través de las capas de la atmósfera tanto por encima como por debajo de las nubes. Por tanto, sin información detallada de la distribución vertical de las propiedades ópticas de la atmósfera, no es posible distinguir

entre el espesor óptico total de la atmósfera en columna y el espesor óptico debido únicamente a las nubes en esa columna. Esta diferencia es a menudo ignorada en los algoritmos de obtención de los valores de  $\tau$ , ya que el peso del espesor óptico de nubes es muchísimo mayor que la suma del espesor del resto de parámetros atmosféricos, por tanto, en este trabajo también será ignorada y podemos considerar los valores de  $\tau$  como valores de  $\tau$  efectivos.

Por último, para modelizar la irradiancia que llega a la superficie en cielos despejados se ha utilizado el modelo de transferencia radiativa SBDART en lugar del modelo LibRadtran, ya que para el rango de la banda ancha el modelo LibRadtran utiliza tiempos de computación excesivamente elevados comparados con los del modelo SBDART. La utilización de un modelo u otro no supone una gran diferencia ya que como se ha comprobado en el capítulo anterior para los dos modelos se obtienen resultados muy similares.

### 5.2.- Relación de $\tau$ con los índices de claridad $k_t$ y $k_t'$

Una forma sencilla y ampliamente utilizada de clasificar los cielos según su nubosidad es mediante el índice de claridad  $k_t$ . Este parámetro proporciona la disminución de la irradiancia global incidente, a su paso a través de la atmósfera y, por tanto, indica el grado de disponibilidad de la irradiancia solar a nivel de la superficie terrestre, definido como (Liu y Jordan, 1960):

$$k_t = \frac{I_{exp}}{I_0} \quad (5.1)$$

donde  $I_{exp}$  es la irradiancia global experimental a nivel de superficie e  $I_0$  es la irradiancia solar extraterrestre, ambas en el plano horizontal.

Sin embargo nos enfrentamos a la limitación de que  $k_t$  depende del ángulo cenital, por ello se ha utilizado un nuevo parámetro que permite disminuir esta dependencia, el índice de claridad modificado  $k_t'$  (Pérez et al., 1990; Serrano et al., 2010), definido como:

$$k_t' = \frac{k_t}{\left(1.031e^{(-1.4/(0.9+9.4/m))} + 0.1\right)} \quad (5.2)$$

donde  $m$  es la masa óptica y está definida como  $m \approx 1/\cos(\theta_z)$ , siendo  $\theta_z$  el

ángulo cenital.

Para el rango de la UVER en cielos completamente cubiertos por nubes bajas y medias, se han representado los valores de  $\tau$  calculados mediante el método de minimización utilizado en el capítulo anterior frente tanto al índice de claridad  $k_t$ , como al índice de claridad modificado  $k_t'$ , para el año 2011, Figura 5.1.

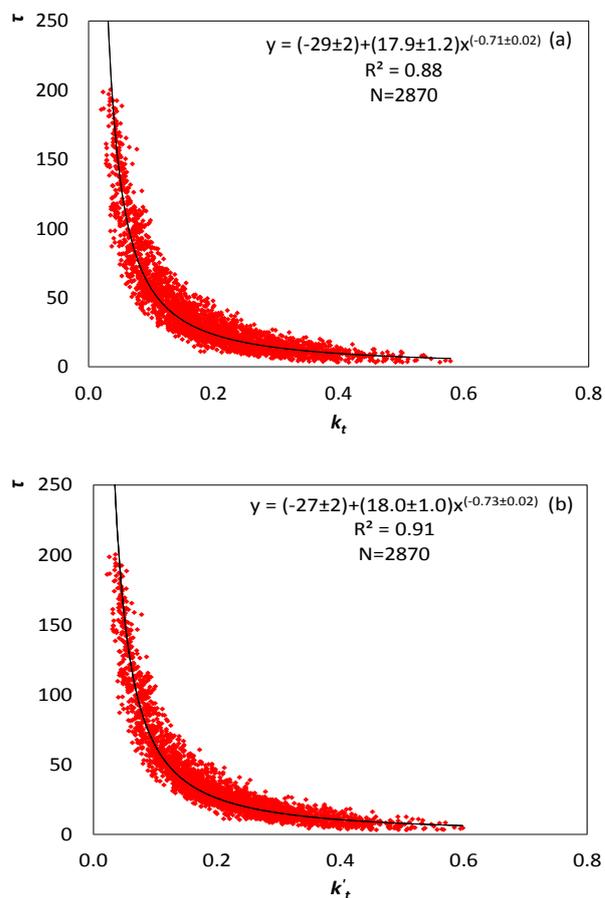


Figura 5.1.- Relación de  $\tau$  frente a  $k_t$  (a) y  $k_t'$  (b) en 2011, para el rango de la UVER.

Se observa que  $\tau$  aumenta de forma muy significativa cuando disminuyen tanto  $k_t$  como  $k_t'$ , principalmente a partir de valores de estos

índices menores de 0.2, poniendo de manifiesto que la radiación solar se ve atenuada en gran medida debido a la nubosidad. Para ajustar los puntos se ha utilizado una expresión potencial. Aunque se tiene una gran dispersión en ambos casos se obtienen mejores resultados para los valores del  $k_t'$  con un coeficiente de correlación al cuadrado de 0.91, mientras que para el  $k_t$  el coeficiente de correlación al cuadrado es de 0.88. Por ejemplo, para un valor fijo de  $\tau$  de 20, debido a la dispersión de los puntos se obtienen valores comprendidos entre 0.15 y 0.35 en los dos índices de claridad.

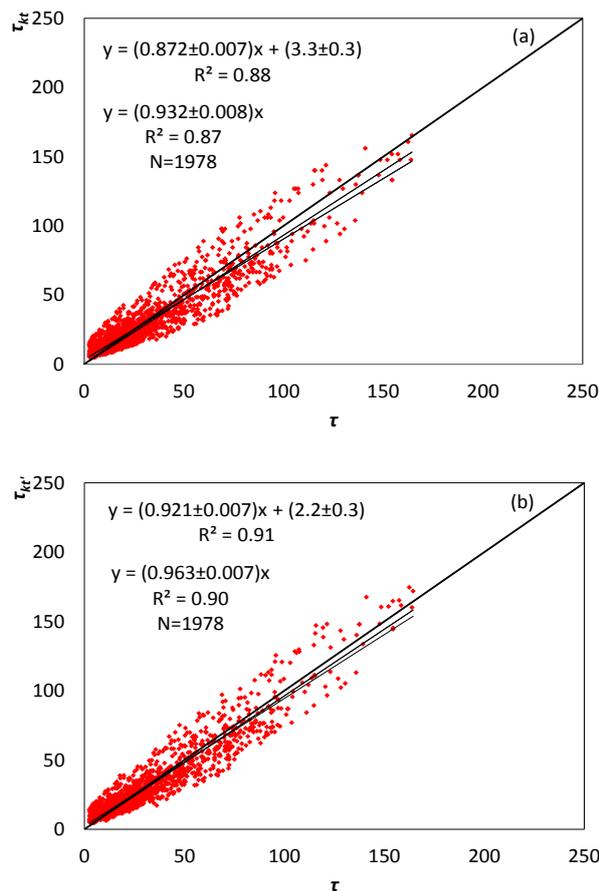


Figura 5.2.- Ajustes lineales de  $\tau_{k_t}$  (a) y  $\tau_{k_t}'$  (b) frente a  $\tau$  para 2012, en el rango de la UVER.

Para validar los resultados anteriores con valores independientes se han utilizado los datos del año 2012. A partir de las expresiones potenciales anteriores se han calculado los nuevos espesores ópticos,  $\tau_{kt}$  y  $\tau_{kt}'$ , que posteriormente han sido comparados con los espesores de referencia ( $\tau$ ) calculados anteriormente mediante el método de minimización en el año 2012, Figura 5.2. El ajuste lineal se ha realizado para un total de 1978 datos de  $\tau_{kt}$  y  $\tau_{kt}'$ , siendo los coeficientes de correlación al cuadrado próximos a 0.9, superado este valor ligeramente para el índice  $k_t'$ .

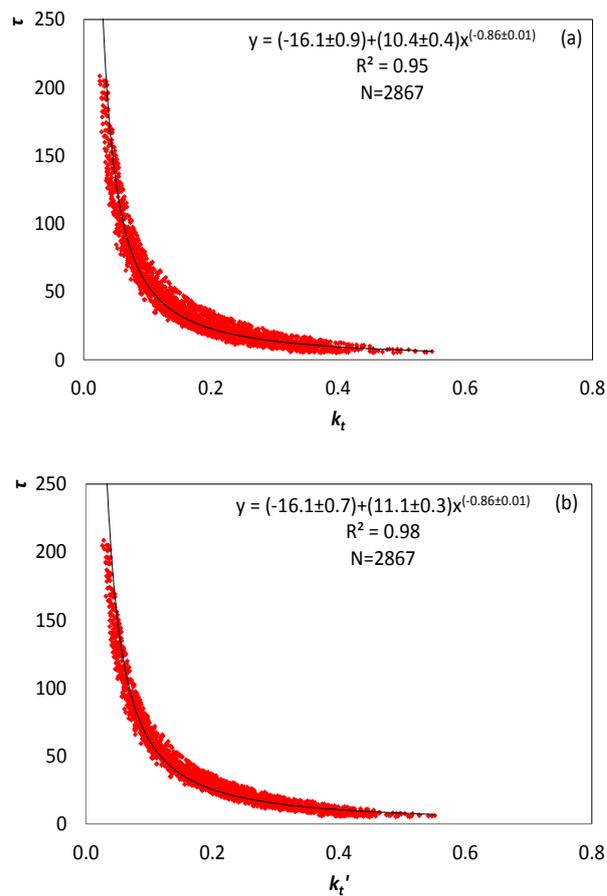


Figura 5.3.- Relación de  $\tau$  frente a  $k_t$  (a) y  $k_t'$  (b) en 2011, para el rango de la banda ancha.

Posteriormente se ha repetido el estudio para el rango de la banda ancha, donde como se puede observar en la Figura 5.3 la dispersión de los puntos es menor que en el rango de la UVER. Por ejemplo para un valor de  $\tau$  igual a 20 tenemos valores del índice de claridad entre un valor de 0.15 y 0.25.

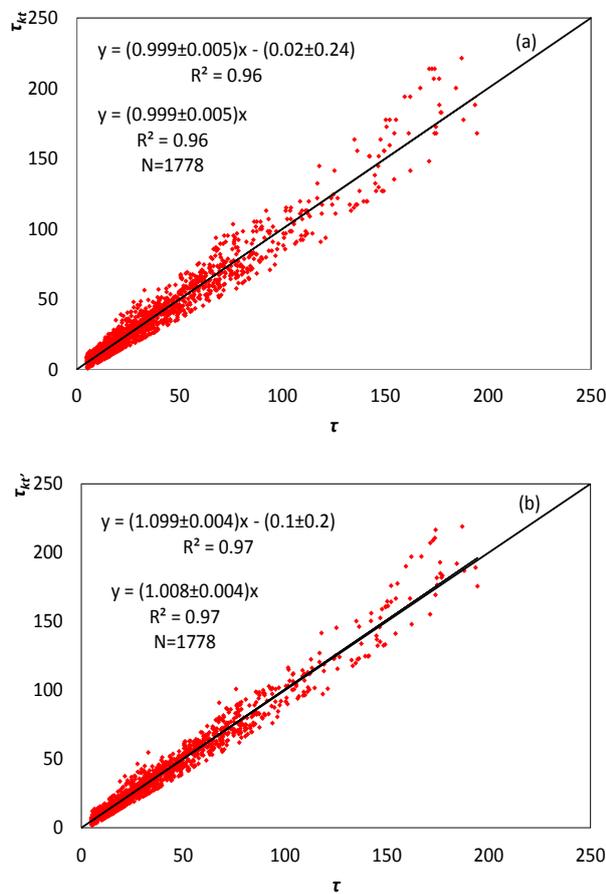


Figura 5.4.- Ajustes lineales de  $\tau_{kl}$  (a) y a  $\tau_{kl}'$  (b) frente a  $\tau$  para 2012, en el rango de la banda ancha.

Los coeficientes de correlación al cuadrado son de 0.95 para la  $k_l$  y de 0.98 para la  $k_l'$ , valores que muestran que en la banda ancha se consigue una mayor correlación y una menor dispersión de los puntos, principalmente

debido a que estas expresiones, tanto la  $k_t$  como la  $k_t'$ , fueron definidas para el rango de la banda ancha. También hay que tener en cuenta la mayor incertidumbre de las medidas en el rango de la UVER.

Para validar los resultados anteriores se han utilizado nuevamente los datos del año 2012 como datos de referencia de  $\tau$ , frente al valor de  $\tau$  calculado mediante las expresiones potenciales de los ajustes anteriores en 2011, Figura 5.4. En la cual se muestra una buena correlación lineal para 1778 datos obtenidos a partir de los dos índices de claridad utilizados, con resultados mejores a los obtenidos en el rango de la UVER tanto para los coeficientes de correlación al cuadrado como para las pendientes, las cuales presentan en los dos casos una desviación menor del 1% respecto a la unidad. Este resultado muestra la bondad de los índices de claridad en la estimación de  $\tau$  para cielos cubiertos en la banda ancha del espectro solar.

Luego para los dos rangos del espectro solar analizados se obtiene que estas expresiones calculadas mediante estos dos índices de claridad, aun siendo una primera aproximación, son efectivas para la estimación de  $\tau$  en cielos completamente cubiertos.

### **5.3.- Relación de $\tau$ con el factor de modificación de nubes ( $CMF$ )**

El valor del factor  $CMF$  es uno de los principales y más utilizados indicadores de la cantidad de nubes (Calbó et al., 2005; Esteve et al., 2010; Mateos et al., 2010; Antón et al., 2012), ya que está relacionado directamente con  $\tau$ . Este factor puede variar entre un valor mínimo de casi cero (condiciones de cielos totalmente cubiertos) hasta la unidad (condiciones de cielos despejados). Como se ha visto en el Capítulo 1, para determinadas condiciones de cielos parcialmente nubosos o cielos cubiertos por nubes altas, podemos encontrar valores mayores a la unidad debido al fenómeno de realce de la radiación debido a las nubes.

Existen en la literatura varios estudios sobre la obtención del factor  $CMF$  en la región del ultravioleta o de la banda ancha. Algunos de ellos relacionan los valores de  $CMF$  con diferentes parámetros, siendo el principal de ellos la cobertura nubosa (típicamente obtenida en octas), pero también el tipo de nube (cúmulos, estratocúmulos, cirros...), la altura de las nubes (baja, media o alta) y la posición relativa nube-Sol (básicamente si el Sol está oculto o no por las nubes) (Kuchinke y Núñez, 1999; Alados-Arboledas et al., 2003; Mateos et al., 2010; Esteve et al., 2010).

En general, en cielos cubiertos el valor de  $CMF_{UVER}$  es mayor que el correspondiente valor de  $CMF_{Banda Ancha}$ , llegando a ser incluso en algunos casos concretos el doble. En la Figura 5.5 se representan los valores de  $CMF_{UVER}$  frente a los de  $CMF_{Banda Ancha}$  en cielos completamente cubiertos por nubes para el año 2011 y para un total de 2773 datos. Puede observarse en ella que entre los dos rangos del espectro se tiene una relación lineal. Para nubes bajas y medias el valor de  $CMF_{UVER}$  es mayor en término medio que el del  $CMF_{Banda Ancha}$  como ya habían mostrado otros autores (Davies, 1995; Foyo-Moreno et al., 2001).

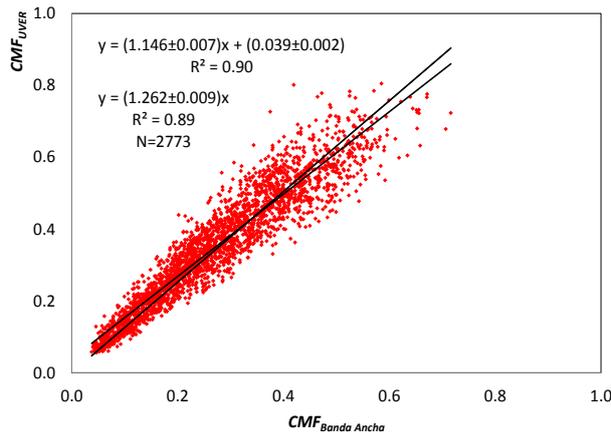


Figura 5.5.- Ajuste lineal de  $CMF_{UVER}$  frente a  $CMF_{Banda Ancha}$  para cielos cubiertos.

El valor calculado de la irradiancia en un cielo sin nubes ( $I^{despejado}$ ), denominador en la ecuación del factor  $CMF$ , puede ser obtenido de dos formas diferentes: una mediante sencillas ecuaciones analíticas, en las cuales no se tienen en cuenta elementos tan importantes como los aerosoles, tanto en el rango de la UVER como en el de la banda ancha (Long y Ackerman, 2000; Madronich, 2007). En este capítulo solo se ha utilizado la expresión de Madronich, que tiene en cuenta tanto el ángulo cenital como el ozono, en el rango de la UVER ya que es una buena aproximación de la irradiancia en ese rango. En cambio la expresión de Long para la banda ancha solo tiene en cuenta el ángulo cenital siendo por tanto una aproximación más limitada. Y otra con modelos de dispersión simples o complejos que resuelven la ecuación de transferencia radiativa, tales como el modelo SBDART o el modelo LibRadtran. Al factor de modificación de

nubes obtenido con la expresión empírica de Madronich le llamaremos  $CMF$  empírico ( $CMF_{emp}$ ), Ecuación 5.3:

$$CMF_{emp} = \frac{I_{exp}}{I_{emp}^{despejado}} \quad (5.3)$$

donde  $I_{exp}$  representa la irradiancia experimental en el rango de la UVER para cielos cubiertos y  $I_{emp}^{despejado}$  corresponde a la irradiancia en la misma situación anterior pero en condiciones de una atmósfera clara, libre de nubes y con una turbiedad baja. Estos datos son estimados mediante la expresión empírica propuesta por Madronich (2007):

$$I_{emp}^{despejado} = a (\mu_0)^b \left( \frac{TOC}{300} \right)^c \quad (5.4)$$

donde  $\mu_0$  es el coseno del ángulo cenital y  $TOC$  es la columna de ozono total en unidades Dobson (DU). Los coeficientes ( $a$ ,  $b$  y  $c$ ) han sido calculados para Burjassot (Valencia) mediante un ajuste lineal multifuncional usando datos experimentales de irradiancia en el rango de la UVER medidos bajo condiciones de cielo despejado para un ángulo cenital menor de  $60^\circ$ , una  $k_t$  mayor de 0.7 y un espesor óptico de aerosoles menor de 0.1 para el periodo de tiempo desde 2008 a 2010. Finalmente los coeficientes fueron validados con los datos de 2011 y 2012 obteniéndose un coeficiente de correlación al cuadrado de 0.97, Tabla 5.1.

Tabla 5.1.- Valores de los coeficientes de Madronich calculados para Burjassot.

Coeficientes	Valor y error	Error relativo
$a$	0.276±0.002	0.7%
$b$	2.46±0.02	0.8%
$c$	-1.22±0.04	3.0%
$R^2$	0.97	

Una gran limitación de la expresión empírica propuesta por Madronich es que no tiene en cuenta la turbiedad de la atmósfera, es decir, la carga de aerosoles, por tanto solo es válida para turbiedades bajas. En nuestro caso se

ha aplicado dicha expresión solo a días con un espeso óptico de aerosoles ( $AOD$ ) menor de 0.3. En Valencia normalmente se registran valores menores de dicho umbral excepto en los meses de verano (Estellés et al., 2007 a y b; Utrillas et al., 2011).

En la Figura 5.6 se representan los valores de  $\tau$  de referencia obtenido previamente mediante el proceso de minimización descrito en el Capítulo 4 frente al factor  $CMF_{emp}$  obtenido mediante la fórmula de Madronich, para un total de 2114 datos. Se ha realizado un ajuste potencial para obtener la relación entre ellos.

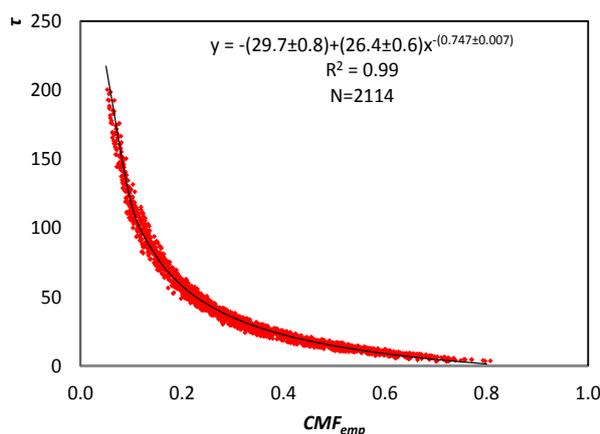


Figura 5.6.- Relación de  $\tau$  frente a  $CMF_{emp}$  con  $AOD < 0.3$  en 2011, para el rango de la UVER.

Para validar el resultado anterior se han utilizado los datos del  $\tau$  de referencia para el año 2012 y con la expresión potencial anterior se han calculado los valores de  $\tau_{CMF_{emp}}$ , para 1339 datos, Figura 5.7. Los resultados obtenidos se pueden considerar muy buenos con un coeficiente de correlación al cuadrado próximo a la unidad.

Para evitar la limitación de turbiedades bajas en la expresión empírica de Madronich se ha probado un método utilizado en otros estudios (Mateos et al., 2013; Serrano et al., 2015a), donde los coeficientes de Madronich ( $a$ ,  $b$  y  $c$ ) son calculados para seis intervalos de espesores ópticos de aerosoles en la longitud de onda de 440 nm ( $AOD_{440\text{ nm}}$ ), Tabla 5.2.

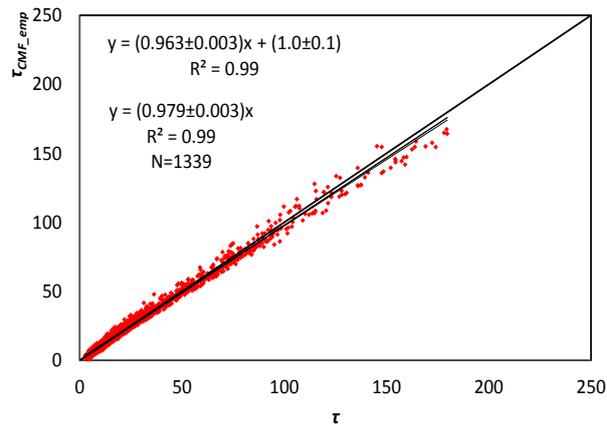


Figura 5.7.- Ajuste lineal de  $\tau_{CMF\_emp}$  con  $AOD < 0.3$  frente a  $\tau$  para 2012, en el rango de la UVER.

Los coeficientes han sido calculados para condiciones de cielos despejados para ángulos cenitales menores de  $60^\circ$  e índices de claridad  $k_t$  mayores de 0.7, durante el periodo de 2008 a 2011, mientras que el año 2012 se ha utilizado para la validación de los resultados con un coeficiente de correlación al cuadrado de 0.97.

Tabla 5.2.- Valores de los coeficientes de Madronich en diferentes intervalos de  $AOD_{440\text{ nm}}$  calculados para Valencia.

$AOD_{440\text{ nm}}$	$a$	$b$	$c$	$N$
(0, 0.1]	$0.275 \pm 0.002$	$2.45 \pm 0.02$	$-1.22 \pm 0.04$	1674
(0.1, 0.2]	$0.267 \pm 0.001$	$2.50 \pm 0.01$	$-1.07 \pm 0.02$	2356
(0.2, 0.3]	$0.254 \pm 0.002$	$2.44 \pm 0.03$	$-0.99 \pm 0.05$	1565
(0.3, 0.4]	$0.248 \pm 0.003$	$2.46 \pm 0.06$	$-0.93 \pm 0.09$	557
(0.4, 0.5]	$0.242 \pm 0.004$	$2.51 \pm 0.08$	$-0.9 \pm 0.1$	158
>0.5	$0.238 \pm 0.004$	$2.4 \pm 0.1$	$-1.1 \pm 0.2$	73

En la Figura 5.8 se representan los valores de  $\tau$  de referencia frente a los valores del factor  $CMF_{emp}$  obtenido mediante la expresión de Madronich

para cualquier valor de turbiedad, para un total de 2870 datos. Se ha realizado un ajuste potencial para obtener la relación entre ellos, obteniéndose una expresión similar y del mismo orden a la obtenida anteriormente para la aplicación de la expresión de Madronich para turbiedades bajas.

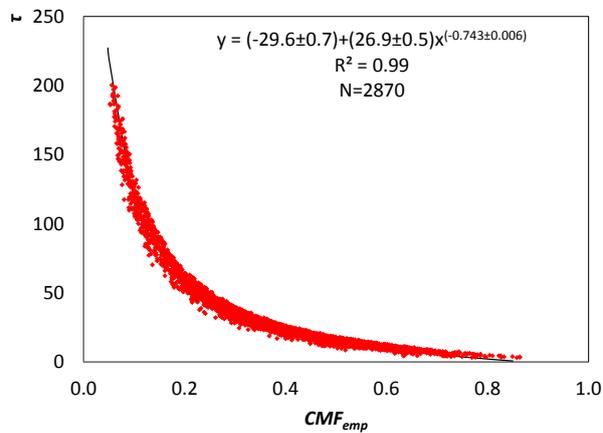


Figura 5.8.- Relación de  $\tau$  frente a  $CMF_{emp}$  calculados para cualquier valor de  $AOD$  en 2011, para el rango de la UVER.

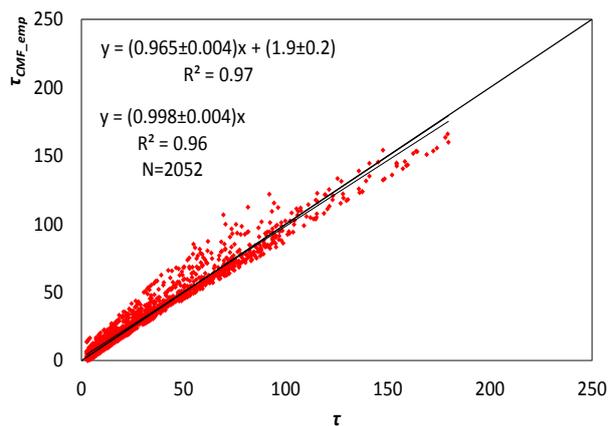


Figura 5.9.- Ajuste lineal de  $\tau_{CMF\_emp}$  calculados para cualquier valor de  $AOD$  frente a  $\tau$  para 2012, en el rango de la UVER.

Para validar el resultado anterior se han utilizado los datos de 2012 para un total de 1339 datos, Figura 5.9. En este caso con valores aceptables pero con una mayor dispersión de los puntos y un coeficiente de correlación al cuadrado menor al obtenido con la expresión de Madronich en turbiedades bajas. Esto es debido a que se considera un mayor número de datos con cualquier valor de  $AOD$ .

Para mejorar los resultados anteriores se ha calculado el  $CMF$  modelizado ( $CMF_{mod}$ ), tanto para el rango de la UVER como para el de la banda ancha del espectro solar y donde se ha utilizado como modelo de transferencia radiativa el modelo SBDART. Este nuevo parámetro se define como:

$$CMF_{mod} = \frac{I_{exp}}{I_{mod}^{despejado}} \quad (5.5)$$

donde  $I_{exp}$  es la irradiancia experimental en cielos cubiertos y  $I_{mod}^{despejado}$  corresponde a la irradiancia en la misma situación anterior pero modelizada mediante el modelo SBDART considerando cielos despejados.

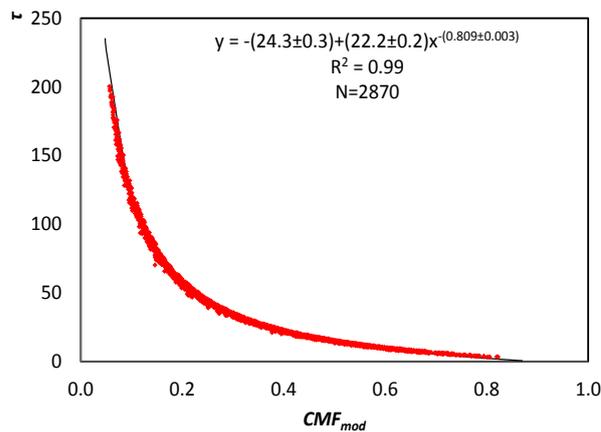


Figura 5.10.- Relación de  $\tau$  frente a  $CMF_{mod}$  en 2011, para el rango de la UVER.

En la Figura 5.10 se representan los valores de  $\tau$  de referencia frente a los valores del factor  $CMF_{mod}$  obtenido mediante el modelo SBDART para un total de 2870 datos pudiéndose obtener de este modo la expresión potencial

del ajuste. Posteriormente se ha validado la expresión anterior con 2052 datos para el año 2012, Figura 5.11, obteniéndose unos resultados muy satisfactorios, con valores próximos a la unidad, tanto en la pendiente de la recta de regresión como en el coeficiente de correlación al cuadrado.

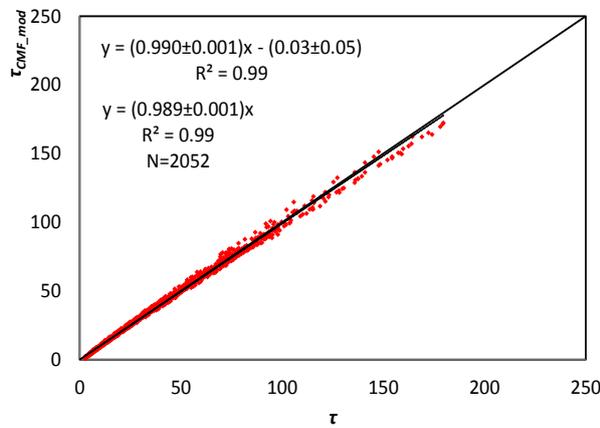


Figura 5.11.- Ajuste lineal de  $\tau_{CMF_{mod}}$  frente a  $\tau$  para 2012, en el rango de la UVER.

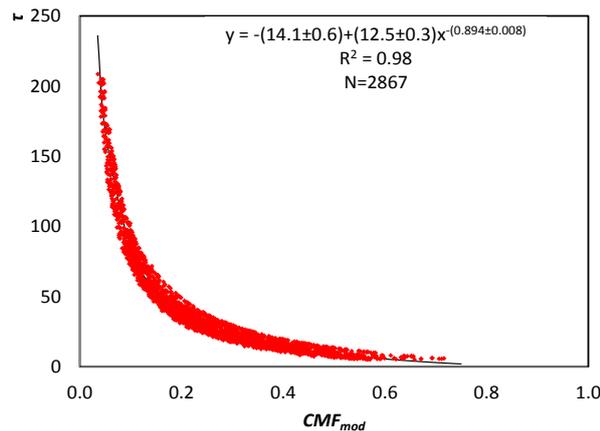


Figura 5.12.- Relación de  $\tau$  frente a  $CMF_{mod}$  en 2011, para el rango de la banda ancha.

Finalmente se ha realizado el mismo estudio pero en este caso para el rango de la banda ancha del espectro, con peores resultados que en el rango

de la UVER como se puede observar en la dispersión de los puntos de la Figura 5.12. Para validar la expresión potencial obtenida se ha realizado en la Figura 5.13 el ajuste lineal de  $\tau_{CMF\_mod}$  frente a  $\tau$  para 1832 datos en el año 2012.

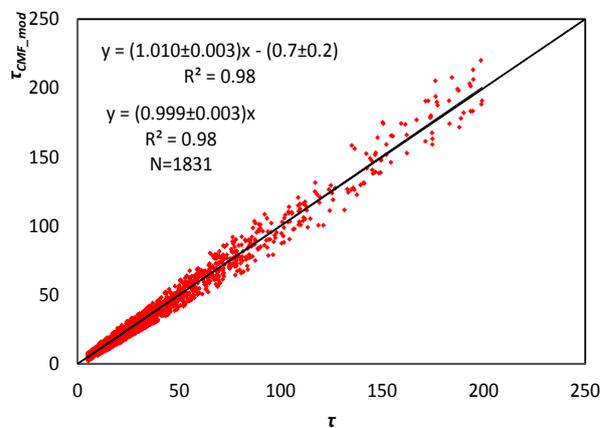


Figura 5.13.- Ajuste lineal de  $\tau_{CMF\_mod}$  frente a  $\tau$  para 2012, en el rango de la banda ancha.

La explicación por la cual se obtiene menor dispersión en el rango de la UVER que en el rango de la banda ancha puede deberse a que en la banda ancha la proporción de radiación directa respecto a la total es mayor. Esto implica una mayor sensibilidad al espesor óptico de aerosoles, que en episodios de cielos totalmente cubiertos es un valor aproximado, afectando por tanto a la modelización de la irradiancia en condiciones de cielo sin nubosidad en el rango de la banda ancha.

#### 5.4.- Relación de $\tau$ con el factor $CMF$ modificado ( $CMF'$ )

En este apartado como en los previos se ha relacionado  $\tau$  frente a un factor de transmisividad de la irradiancia solar, tanto en el rango de la UVER como en la banda ancha. El factor de transmisividad que se ha utilizado ha sido el factor  $CMF$  modificado ( $CMF'$ ) definido por J.C. Barnard y C.N. Long (Barnard y Long, 2004; Barnard et al., 2008).  $CMF'$  está definido como una combinación del factor  $CMF$  y del coseno del ángulo cenital ( $\mu_0$ ) elevado a un coeficiente  $\alpha$ , Ecuación 5.6:

$$CMF' = \frac{I_{exp}}{I_{emp\_mod}^{\alpha} \mu_0} \quad (5.6)$$

donde el coeficiente  $\alpha$  es un exponente que es determinado para una región geográfica concreta. Barnard y Long, (2004) obtuvieron un valor de 0.25 en la banda ancha para datos en lugares del sistema ARM (Atmospheric Radiation Measurement), que representan una amplia gama de condiciones climáticas en diversas partes del mundo durante el año 2000: el sur de las Grandes Llanuras (EEUU), Barrow (Alaska) y la isla Manus en el norte de Papúa Nueva Guinea. El parámetro  $\alpha$  es obtenido mediante un proceso de ensayo y error, sobre una primera representación gráfica de  $\ln\tau$  frente a  $CMF'$ , donde se ajusta repetidamente este parámetro hasta conseguir en la gráfica obtenida la mejor aproximación posible y menor dispersión de los valores de  $\ln\tau$  respecto a los valores de  $CMF'$ .

La irradiancia para un cielo despejado ha sido modelizada de dos maneras diferentes: primero mediante la expresión propuesta por Madronich y la segunda forma más compleja calculando la irradiancia solar en superficie para cielos despejados mediante el modelo de transferencia radiativa SBDART. Para el rango de la UVER se ha obtenido un valor de  $\alpha = 0.05$  para Burjassot (Valencia).

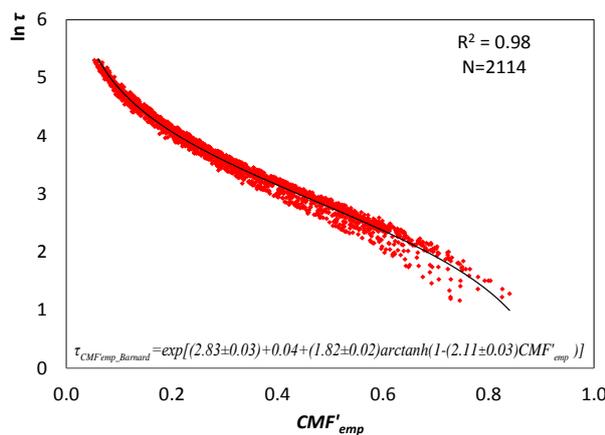


Figura 5.14.- Relación del logaritmo neperiano de  $\tau$  frente a  $CMF'_{emp}$  con  $AOD < 0.3$  en 2011, para el rango de la UVER.

En la Figura 5.14 se ha representado en el eje de abscisas el valor de  $CMF'$  y en el eje de ordenadas el logaritmo neperiano de los  $\tau$  de referencia obtenidos en el capítulo anterior mediante el método de minimización. En una primera aproximación el cálculo de la  $I_{emp}^{despejado}$  se ha realizado mediante la expresión de Madronich como en el apartado anterior para un total de 2114 datos en el año 2011, teniendo en cuenta solo los valores con  $AOD < 0.3$ . Ambas magnitudes se relacionan mediante la expresión propuesta por J.C. Barnard y C.N. Long (Barnard y Long, 2004), Ecuación 5.7:

$$\tau_{CMF'} = \exp[a + A + b \operatorname{arctanh}(1 + c CMF')] \quad (5.7)$$

donde  $a$ ,  $b$  y  $c$  son los coeficientes que se obtienen en el ajuste y  $A$  es el albedo de superficie, 0.04 para el rango de la UVER.

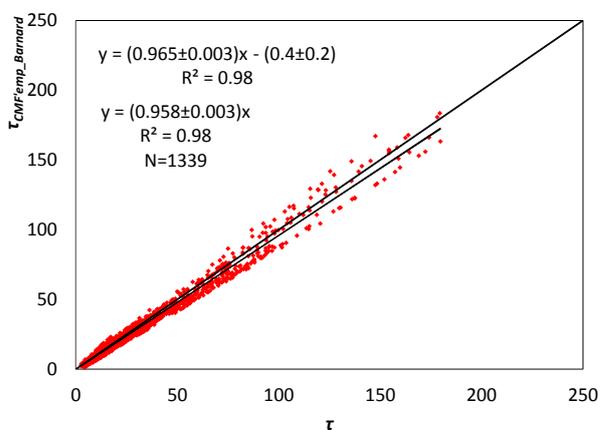


Figura 5.15.- Ajuste lineal de  $\tau_{CMF'emp\_Barnard}$  con  $AOD < 0.3$  frente a  $\tau$  para el año 2012, en el rango de la UVER.

En la Figura 5.15, para validar los resultados anteriores con datos independientes, se han utilizado nuevamente los valores del año 2012, 1339 datos, con una pendiente y coeficiente de correlación al cuadrado próximos a la unidad.

Se ha repetido el análisis aplicando la expresión de Madronich pero en este caso para cualquier valor de turbiedad mediante los diferentes coeficientes de los ajustes según el valor de  $AOD$ , Tabla 5.2. Los resultados son del mismo orden que los obtenidos para turbiedades bajas, como se

muestra en la Figura 5.16. La validación de los resultados se ha realizado con datos del año 2012, Figura 5.17, obteniéndose un coeficiente de correlación al cuadrado de 0.97, ligeramente menor que en el caso de turbiedades bajas y con una mayor dispersión de los datos, sin embargo la pendiente de la recta está más próxima a la unidad.

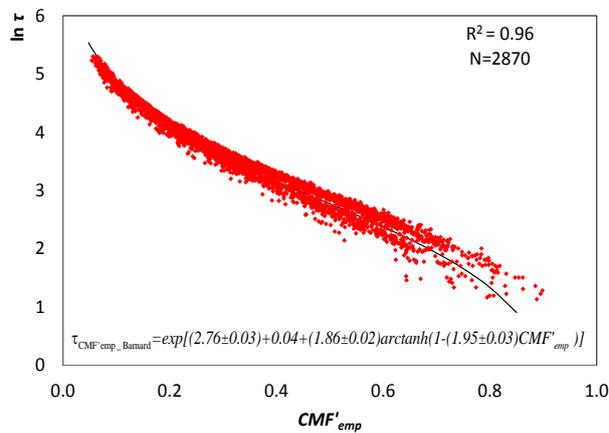


Figura 5.16.- Relación del logaritmo neperiano de  $\tau$  frente a  $CMF'_{emp}$  calculado para cualquier valor de AOD en 2011, para el rango de la UVER.

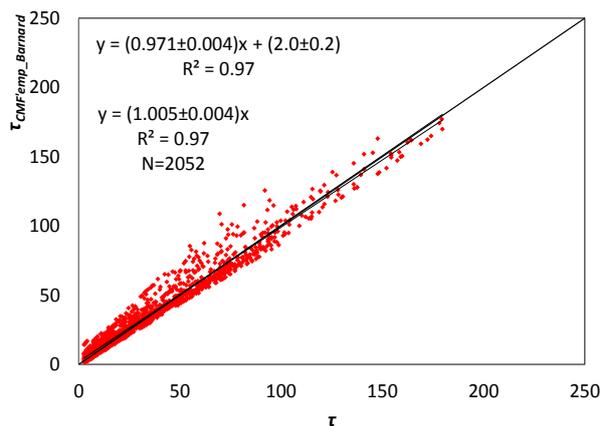


Figura 5.17.- Ajuste lineal de  $\tau_{CMF'emp\_Barnard}$  calculado para cualquier valor de AOD frente a  $\tau$  para el año 2012, en el rango de la UVER.

Posteriormente, también para el rango de la UVER, se ha repetido el estudio anterior para un total de 2870 datos, utilizando  $I_{mod}^{despejado}$ , calculado mediante el modelo SBDART. En este caso la dispersión de los puntos es claramente menor, Figura 5.18. En la Figura 5.19 se ha realizado el ajuste lineal para validar los resultados anteriores con datos de 2012.

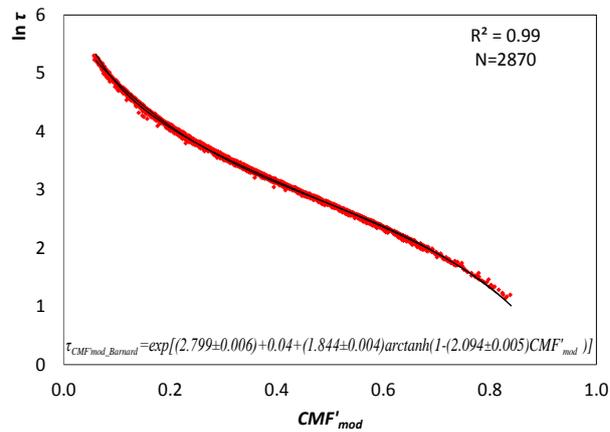


Figura 5.18.- Relación del logaritmo neperiano de los  $\tau$  frente a  $CMF'_{mod}$  en 2011, para el rango de la UVER.

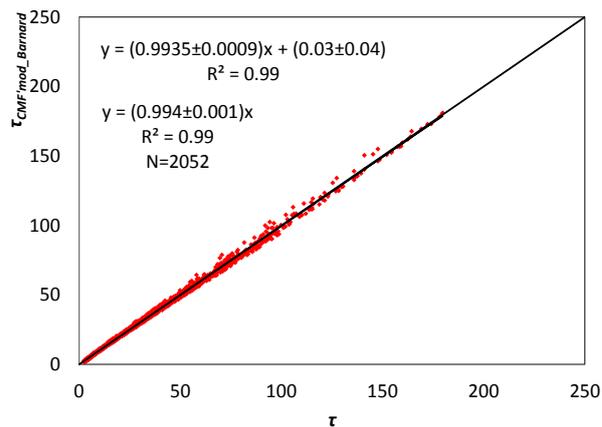


Figura 5.19.- Ajuste lineal de  $\tau_{CMF'_{mod}, Barnard}$  frente a  $\tau$  para el año 2012, en el rango de la UVER.

Finalmente se ha realizado el estudio para el rango de la banda ancha que es el rango para el que J.C. Barnard y C.N. Long realizaron su estudio. En este caso el valor de  $\alpha$  calculado para Burjassot (Valencia) es de 0.35 y el número de datos representados han sido de 2867, Figura 5.20. Para el cálculo de  $I_{mod}^{despejado}$  se ha utilizado de nuevo en este rango del espectro el modelo SBDART.

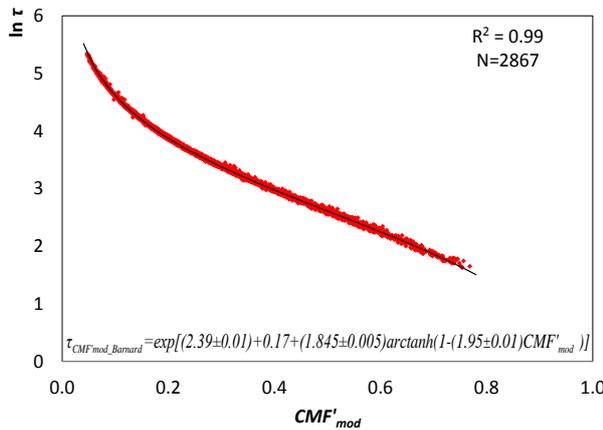


Figura 5.20.- Relación del logaritmo neperiano de los  $\tau$  frente a  $CMF'_{mod}$  en 2011, para el rango de la banda ancha.

En la Figura 5.21 se han validado los resultados anteriores para el año 2012 y con un total de 1831 datos. En la Figura 5.21(a) se han utilizado los coeficientes de la Ecuación 5.7 calculados para Burjassot y en la Figura 5.21(b) se han utilizado los coeficientes originales que fueron propuestos por J.C. Barnard y C.N. Long. Como cabía esperar con los coeficientes calculados para nuestra estación de medida se obtiene una relación más próxima a la 1:1, aunque dado que el valor del coeficiente de correlación al cuadrado es de 0.99, en ambos casos, los coeficientes propuestos por Barnard y Long también podrían ser utilizados.

Aunque los resultados son muy buenos, la Ecuación 5.7 puede ser simplificada fácilmente a una expresión de tipo potencial, tal y como se ha hecho anteriormente con el resto de factores de transmisividad estudiados:  $k_t$ ,  $k_t'$  y  $CMF$ . Para ello se ha vuelto a representar directamente los valores de  $\tau$  de referencia, en vez del  $\ln \tau$ , frente al factor  $CMF'$ .

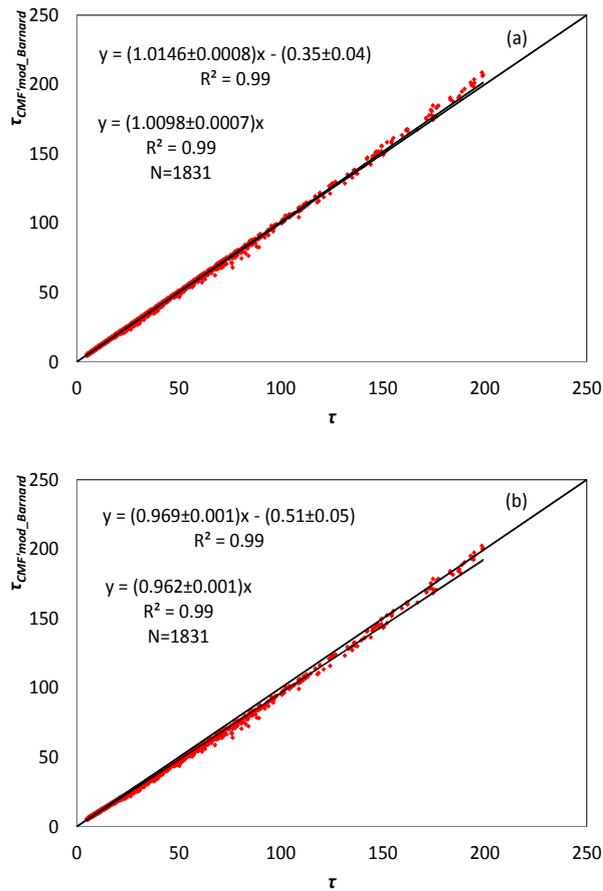


Figura 5.21.- Ajuste lineal de  $\tau_{CMF^{mod\_Barnard}}$  frente a  $\tau$  para el año 2012 con los coeficientes propuestos para Burjassot (a) y con los originales propuestos por Barnard y Long, (2004) (b), en el rango de la banda ancha.

En la Figura 5.22 se ha representado para el rango de la UVER,  $\tau$  en función de  $CMF'_{emp}$  donde para calcular  $I_{emp}^{despejado}$  se ha utilizado la aproximación de Madronich para turbiedades bajas ( $AOD < 0.3$ ), obteniéndose una expresión potencial similar a la de los casos anteriores. Para validar los resultados se han utilizado los datos de 2012 para un total

de 1333 datos, Figura 5.23, obteniendo un resultado similar al hallado con la expresión de Barnard y Long anteriormente.

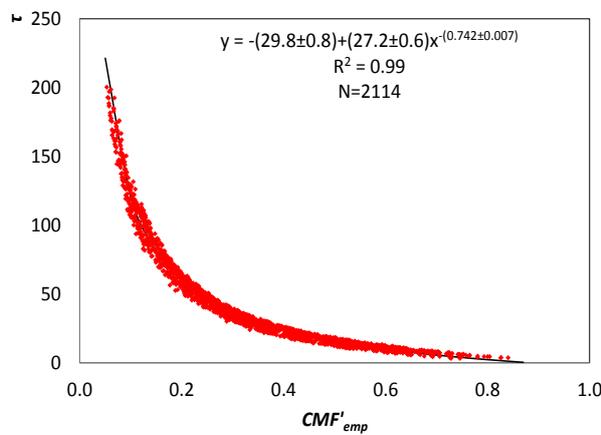


Figura 5.22.- Relación de  $\tau$  frente a  $CMF'_{emp}$  con  $AOD < 0.3$  en 2011, para el rango de la UVER.

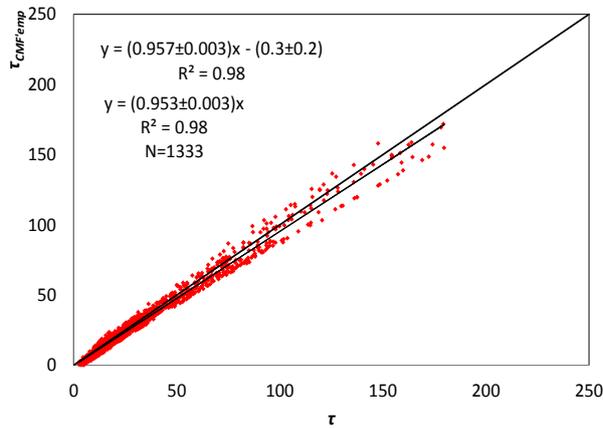


Figura 5.23.- Ajuste lineal de  $\tau_{CMF'_{emp}}$  con  $AOD < 0.3$  frente a  $\tau$  para el año 2012, en el rango de la UVER.

Aplicando la expresión de Madronich para cualquier valor de turbiedad los resultados también han sido satisfactorios, con una expresión para un total de 2870 datos en el año 2011 muy similar a la anterior y una dispersión algo superior, como se muestra en la Figura 5.24.

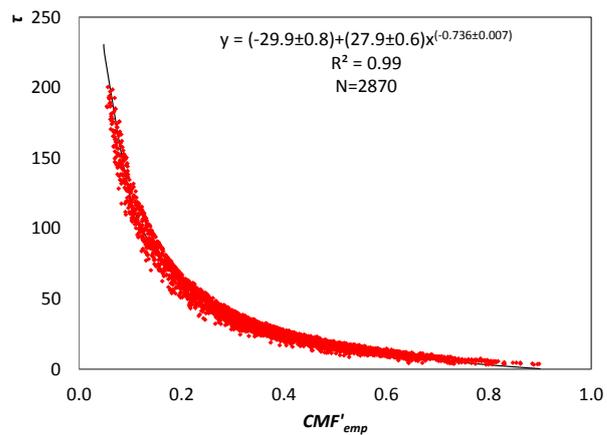


Figura 5.24.- Relación de  $\tau$  frente a  $CMF'_{emp}$  en 2011 calculado para cualquier valor de  $AOD$ , para el rango de la UVER.

En la validación de los resultados se han utilizado los datos de 2012, Figura 5.25, obteniéndose unos resultados aceptables aunque ligeramente peores que para el caso de aplicar la expresión de Madronich únicamente en turbiedades bajas.

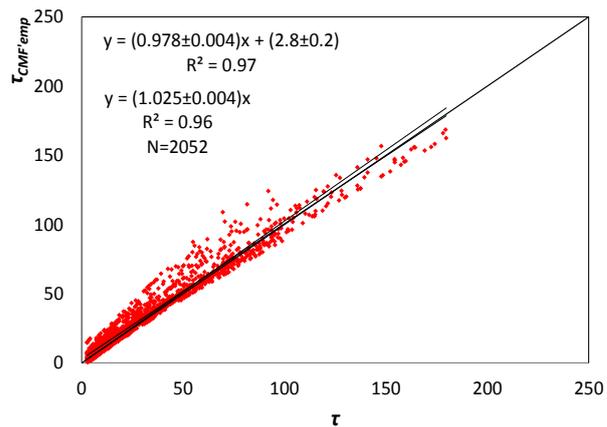


Figura 5.25.- Ajuste lineal de  $\tau_{CMF'_{emp}}$  calculado para cualquier valor de  $AOD$  frente a  $\tau$  para el año 2012, en el rango de la UVER.

Repetiendo el estudio utilizando el modelo SBDART para modelizar la irradiancia en cielos sin nubosidad en el rango de la UVER, se ha obtenido la Figura 5.26. Posteriormente se han validado los resultados con los datos de 2012, Figura 5.27.

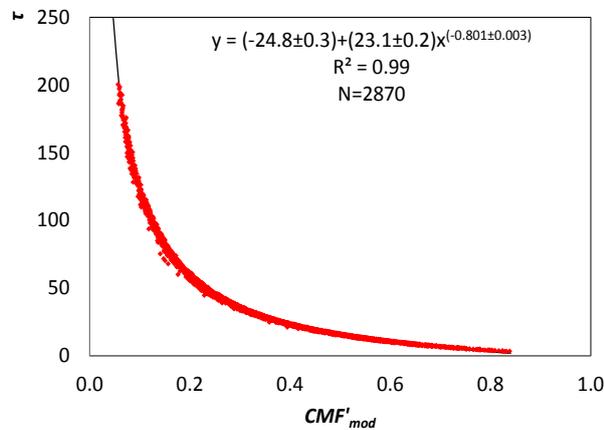


Figura 5.26.- Relación de  $\tau$  frente a  $CMF'_{mod}$  en 2011, para el rango de la UVER.

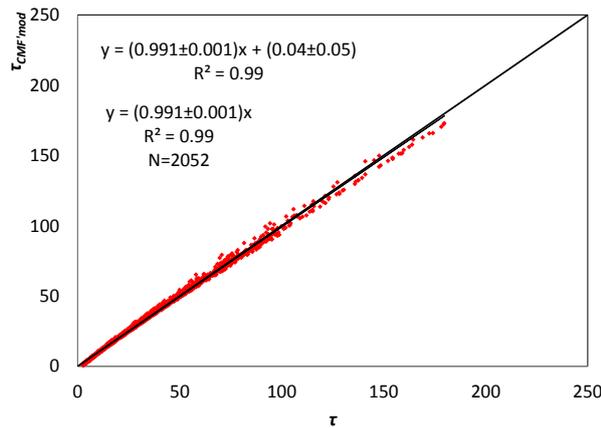


Figura 5.27.- Ajuste lineal de  $\tau_{CMF'_{mod}}$  frente a  $\tau$  para el año 2012, en el rango de la UVER.

Por último se han repetido las gráficas anteriores para el rango de la banda ancha, donde se ha calculado  $I_{mod}^{despejado}$  mediante el modelo SBDART

para un total de 2867 datos, Figura 5.28. En la validación de los resultados se han utilizado nuevamente los datos del año 2012, Figura 5.29.

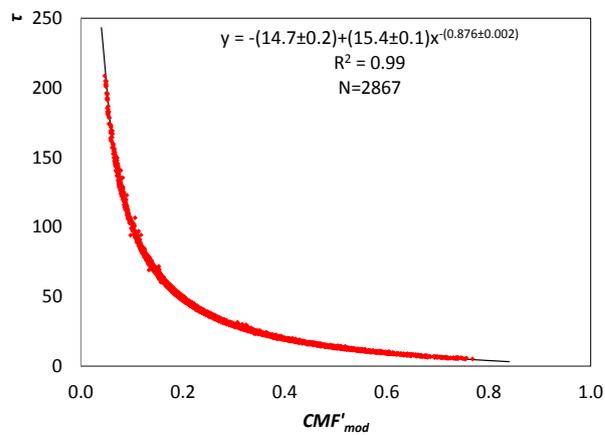


Figura 5.28.- Relación de  $\tau$  frente a  $CMF'_{mod}$  en 2011, para el rango de la banda ancha.

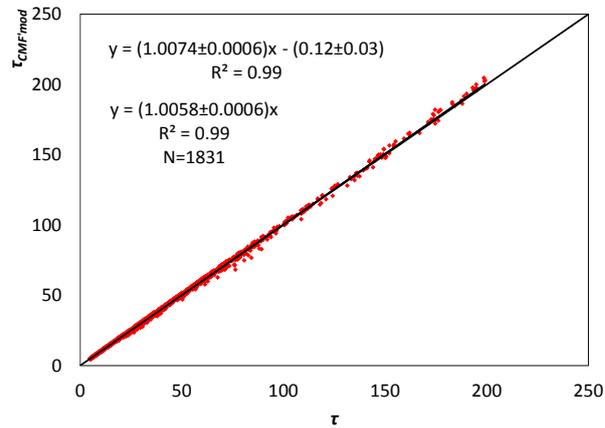


Figura 5.29.- Ajuste lineal de  $\tau_{CMF'_{mod}}$  frente a  $\tau$  para el año 2012, en el rango de la banda ancha.

Este último factor de transmisividad,  $CMF'_{mod}$  en la banda ancha, es el que presenta los mejores resultados de todos los estudiados en este capítulo.

### 5.5.- Análisis de los resultados de la estimación de $\tau$

En la Tabla 5.3 se recopilan las expresiones, tanto potenciales como exponenciales, obtenidas anteriormente (Serrano et al., 2015a), para de este modo poder comparar los resultados obtenidos con los distintos factores de transmisividad estudiados. También se proporciona en la tabla el coeficiente de correlación al cuadrado de cada ajuste así como el número de datos utilizado.

Los valores de los coeficientes obtenidos son diferentes en las expresiones homólogas de la UVER y las de la banda ancha, debido a las diferentes características que poseen estos dos rangos del espectro con diferentes proporciones de radiación directa y difusa.

En el ajuste realizado para el índice de claridad modificado  $k_t'$  se ha obtenido un mejor coeficiente de correlación al cuadrado que para la  $k_t$  tanto en el rango de la UVER como en el de la banda ancha. El uso de  $CMF$  o  $CMF'$  proporcionan claramente mejores resultados si los comparamos con los índices de claridad, debido a que los índices de claridad tienen en cuenta la atenuación en general (ozono, nubes, aerosoles, etc...) mientras que el  $CMF$  o  $CMF'$  solo considera la atenuación debida a las nubes. Este mejor rendimiento se puede observar en una menor dispersión de los puntos al utilizar  $CMF$  o  $CMF'$  en lugar de utilizar  $k_t$  o  $k_t'$ .

La expresión obtenida con el factor de transmisividad  $CMF$  calculado mediante la fórmula de Madronich ( $CMF_{emp}$ ) puede ser útil en el rango de la UVER si solo se consideran datos con baja turbiedad ( $AOD < 0.3$ ), hecho que se da con bastante asiduidad en la región de Valencia a excepción del verano. También ha sido utilizado un método para poder aplicar la fórmula de Madronich para cualquier turbiedad con buenos resultados, obteniéndose unas expresiones similares a la original.

No se encuentran apenas diferencias entre los coeficientes obtenidos para las expresiones potenciales con el factor de transmisividad  $CMF$  y los obtenidos con el factor  $CMF$  modificado ( $CMF'$ ) propuesto por Barnard y Long, (2004), para un mismo rango del espectro solar. Además el coeficiente de correlación al cuadrado es prácticamente el mismo para los dos factores de transmisividad.

Tabla 5.3.- Relación entre  $\tau_i$  y los factores de transmisividad estudiados en 2011.

Rangos	$\tau$ vs Factores de transmisividad	$R^2$	N
UVER	$\tau_{kt} = (-29 \pm 2) + (17.9 \pm 1.2)k_t^{(-0.71 \pm 0.02)}$	0.88	2870
	$\tau_{kt'} = (-27 \pm 2) + (18 \pm 1)k_t'^{(-0.73 \pm 0.02)}$	0.91	2870
	$\tau_{CMF_{emp}} = (-29.7 \pm 0.8) + (26.4 \pm 0.6)CMF_{emp}^{(-0.747 \pm 0.007)}$ (1)	0.99	2114
	$\tau_{CMF_{emp}} = (-29.6 \pm 0.7) + (26.9 \pm 0.5)CMF_{emp}^{(-0.743 \pm 0.006)}$ (2)	0.99	2870
	$\tau_{CMF_{mod}} = (-24.3 \pm 0.3) + (22.2 \pm 0.2)CMF_{mod}^{(-0.809 \pm 0.003)}$	0.99	2870
	$\tau_{CMF'_{emp\_Barnard}} = \exp[(2.83 \pm 0.03) + 0.04 + (1.82 \pm 0.02)\arctanh(1 - (2.11 \pm 0.03)CMF'_{emp})]$ (1)	0.98	2114
	$\tau_{CMF'_{emp\_Barnard}} = \exp[(2.76 \pm 0.03) + 0.04 + (1.86 \pm 0.02)\arctanh(1 - (1.95 \pm 0.03)CMF'_{emp})]$ (2)	0.96	2870
	$\tau_{CMF'_{mod\_Barnard}} = \exp[(2.799 \pm 0.006) + 0.04 + (1.844 \pm 0.004)\arctanh(1 - (2.094 \pm 0.005)CMF'_{mod})]$	0.99	2870
	$\tau_{CMF'_{emp}} = (-29.8 \pm 0.8) + (27.2 \pm 0.6)CMF'_{emp}^{(-0.742 \pm 0.007)}$ (1)	0.99	2114
	$\tau_{CMF'_{emp}} = (-29.9 \pm 0.8) + (27.9 \pm 0.6)CMF'_{emp}^{(-0.736 \pm 0.007)}$ (2)	0.99	2870
	$\tau_{CMF'_{mod}} = (-24.8 \pm 0.3) + (23.1 \pm 0.2)CMF'_{mod}^{(-0.801 \pm 0.003)}$	0.99	2870
Banda Ancha	$\tau_{kt} = (-16.1 \pm 0.9) + (10.4 \pm 0.4)k_t^{(-0.85 \pm 0.01)}$	0.95	2867
	$\tau_{kt'} = (-16.1 \pm 0.7) + (11.1 \pm 0.3)k_t'^{(-0.861 \pm 0.008)}$	0.98	2867
	$\tau_{CMF_{mod}} = (-14.1 \pm 0.6) + (12.5 \pm 0.3)CMF_{mod}^{(-0.894 \pm 0.008)}$	0.98	2867
	$\tau_{CMF'_{mod\_Barnard}} = \exp[(2.39 \pm 0.01) + 0.17 + (1.845 \pm 0.005)\arctanh(1 - (1.95 \pm 0.01)CMF'_{mod})]$	0.99	2867
	$\tau_{CMF'_{mod}} = (-14.7 \pm 0.2) + (15.4 \pm 0.1)CMF'_{mod}^{(-0.876 \pm 0.002)}$	0.99	2867

(1)  $AOD < 0.3$ .

(2) Cualquier valor de  $AOD$ .

En la validación de los resultados anteriores se han realizado los ajustes lineales de los valores de  $\tau_i$  calculados con las expresiones potenciales y exponenciales anteriores frente a los  $\tau$  de referencia el año 2012, Tabla 5.4 (Serrano et al., 2015a).

La mayoría de los ajustes lineales tienen un valor aceptable del coeficiente de correlación al cuadrado, siempre superiores a 0.88 y en la mayoría de los casos próximos a la unidad. Los  $\tau_i$  estimados para el rango de la UVER son menores a los  $\tau$  de referencia, obtenidos mediante el método de minimización, como puede observarse a través de las pendientes de los ajustes y del parámetro estadístico *MBD*. En cambio para el rango de la banda ancha, los  $\tau_i$  estimados son mayores que los valores de  $\tau$  en la mayoría de casos, exceptuando claramente los obtenidos con la expresión de Barnard y Long con los coeficientes que ellos proponen. En general, la validación revela que los mejores resultados se obtienen claramente con los factores de transmisividad *CMF* y *CMF'* en el rango de la UVER y con el factor *CMF'* en el rango de la banda ancha.

La Tabla 5.4 también muestra varios parámetros estadísticos, definidos en el Capítulo 3, y que representan el error de los ajustes: *MBD*, *MAD*, *RMSD* y *NRMSD*, calculados a partir de los ajustes lineales entre los  $\tau_i$  estimados y los  $\tau$  de referencia. Como se ha comentado anteriormente los valores de *MBD* son casi todos negativos en la UVER, lo que nos indica que los  $\tau_i$  estimados son menores que los valores de  $\tau$ , mientras que en la banda ancha la mitad de los valores son positivos y la otra mitad negativos. Los valores más altos del *MAD* y *RMSD* se obtienen cuando se utilizan los índices de claridad ( $k_i$  y  $k_i'$ ), siendo ligeramente mejores para la  $k_i'$ , lo que demuestra que esta estimación es únicamente satisfactoria como una primera aproximación para la obtención del espesor óptico de nubes tanto en el rango de la UVER como en el de la banda ancha. Además para estos índices de claridad los resultados en el rango de la banda ancha mejoran a los de la UVER en aproximadamente un 10% en todos los casos.

En condiciones de turbiedad baja, el factor de transmisividad  $CMF_{emp}$  resulta ser una aproximación sencilla y práctica para calcular  $\tau$  en el rango de la UVER. También se ha utilizado un método para poder aplicar la expresión de Madronich para cualquier turbiedad y aunque los resultados son buenos, los parámetros estadísticos analizados son mayores entre un 3% y un 8% a los obtenidos únicamente para  $AOD < 0.3$ .

Tabla 5.4.- Validación de  $\tau_i$  frente a  $\tau$  de referencia con los datos de 2012.

Rangos	$\tau_i$ vs $\tau$	$m$	$n$	$R^2$	$MBD$ (%)	$MAD$ (%)	$RMSD$ (%)	$NRMSE$ (%)
UVER	$\tau_{kt}$	0.872±0.007	3.3±0.3	0.88	-1.3	24.0	33.1	5.8
	$\tau_{kt}'$	0.921±0.007	2.2±0.3	0.91	0.0	21.4	29.2	5.1
	$\tau_{CMFemp}^{(1)}$	0.963±0.003	1.0±0.1	0.99	-0.6	7.5	10.2	1.9
	$\tau_{CMFemp}^{(2)}$	0.965±0.004	1.9±0.2	0.97	2.9	11.9	18.4	3.2
	$\tau_{CMFmod}$	0.990±0.001	0.03±0.05	0.99	-1.1	3.6	5.5	0.9
	$\tau_{CMF'emp\_Barnard}^{(1)}$	0.965±0.003	-0.4±0.2	0.98	-4.8	9.1	12.9	2.5
	$\tau_{CMF'emp\_Barnard}^{(2)}$	0.971±0.004	2.0±0.2	0.97	3.7	11.5	17.8	3.1
	$\tau_{CMF'inv\_Barnard}^{(4)}$	0.994±0.001	0.03±0.04	0.99	-0.6	2.5	4.2	0.7
	$\tau_{CMF'emp}^{(1)}$	0.957±0.003	-0.3±0.2	0.98	-5.1	9.5	13.1	2.5
	$\tau_{CMF'emp}^{(2)}$	0.978±0.004	2.8±0.2	0.97	7.0	12.3	19.6	3.4
	$\tau_{CMF'inv}$	0.991±0.001	0.04±0.05	0.99	-0.8	3.2	4.9	0.8
	$\tau_{kt}$	0.999±0.004	-0.02±0.24	0.96	-0.1	14.6	20.8	3.8
	$\tau_{kt}'$	1.099±0.004	-0.1±0.2	0.97	0.7	11.1	16.2	2.9
	$\tau_{CMFmod}$	1.010±0.003	0.7±0.2	0.98	-1.0	9.3	13.0	2.4
Banda Ancha	$\tau_{CMF'inv\_Barnard}^{(3)}$	0.969±0.001	0.51±0.04	0.99	-4.5	4.7	6.8	1.3
	$\tau_{CMF'inv\_Barnard}^{(4)}$	1.015±0.001	-0.35±0.04	0.99	0.5	2.0	3.6	0.7
	$\tau_{CMF'inv}$	1.007±0.001	-0.12±0.03	0.99	0.4	1.8	2.9	0.5

(1)  $AOD < 0.3$ .

(2) Cualquier valor de  $AOD$ .

(3) Coeficientes originales propuestos por J.C Barnard y C.N Long, (2004).

(4) Coeficientes ajustados a Burjassot (Valencia).

Sin embargo, con el factor  $CMF_{mod}$  el error de la estimación se reduce en casi la mitad, con un  $MAD$  del 3.6% frente al anterior del 7.5%. Comparando el factor  $CMF_{mod}$  para el rango de la UVER con el de la banda ancha, en este rango se obtienen peores resultados con un  $MAD$  del 9.3% y un  $RMSD$  del 13%, como se explicó anteriormente debido a que el cálculo de  $I_{mod}^{despejado}$  en el rango de la banda ancha es mucho más sensible al espesor óptico de aerosoles.

En el rango de la banda ancha se obtienen los mejores resultados con los valores del factor  $CMF'$ , siendo los mejores resultados los obtenidos con la expresión potencial de  $CMF'_{mod}$  con un valor del  $MAD$  del 1.8% y un valor del  $RMSD$  del 3%, también presentan resultados similares los obtenidos con la expresión propuesta por Barnard y Long (2004) con los coeficientes calculados para Burjassot. Además comparando el resultado de los diferentes parámetros estadísticos obtenidos con el factor  $CMF'_{mod\_Barnard}$  los calculados con los coeficientes originales propuestos por Barnard y Long (2004) duplican el error respecto de los obtenidos con los coeficientes adaptados a Burjassot.

Todos los cálculos que se llevaron a cabo en este estudio confirman que no es necesario utilizar una expresión tan compleja como la propuesta por Barnard y Long (2004) y que incluso se pueden lograr mejores resultados con una expresión potencial, mucho más simple y similar a la utilizada en esta memoria con el resto de factores de transmisividad.

En conclusión, todos los factores de transmisividad permiten la estimación de  $\tau$  aunque con distinto grado de incertidumbre. Sin embargo, tenemos que ser conscientes de que los valores de  $\tau$  obtenidos mediante el método de minimización tienen ya de por sí una incertidumbre promedio del 15% (Serrano et al., 2014). En los dos rangos estudiados es más recomendable utilizar la expresión potencial del factor  $CMF'_{mod}$ , ya que presenta una menor dispersión de los puntos y un menor error como muestran los parámetros estadísticos estudiados. Sin embargo, se tiene que aunque el factor  $CMF'$  es más completo, ya que elimina la dependencia con el ángulo cenital, en cielos cubiertos la mejora que introduce finalmente no es tan sustancial, por ello se concluye que se puede utilizar perfectamente el factor  $CMF_{mod}$  más simple de calcular y con resultados muy similares.



*En este capítulo se realiza el estudio para determinar el espesor óptico de nubes para cielos parcialmente nubosos con nubes bajas y medias. Con esa finalidad se han analizado las características de este tipo de cielos y sus diferencias con los cielos totalmente cubiertos. Como consecuencia de este análisis previo se deduce que es imprescindible estudiar por separado aquellos casos donde el Sol está oculto por las nubes, de aquellos donde no lo está.*

*En el primer caso, se aplica el método de minimización desarrollado en capítulos anteriores adaptándolo a un cielo parcialmente nuboso, es decir, teniendo en cuenta la cobertura nubosa, hallando de este modo el  $\tau$  efectivo. El estudio se ha realizado para los años 2011, 2012 y 2013, con los modelos SBDART y LibRadtran en el rango de la UVER y únicamente para el modelo SBDART en el rango de la banda ancha. Posteriormente se ha hecho un análisis estadístico de  $\tau$  y para validar los resultados obtenidos se han relacionado con varios factores de transmisividad, dando unos parámetros de ajuste similares a los que se obtenían para cielos totalmente cubiertos.*

*Ante la imposibilidad de aplicar el método anterior en cielos parcialmente nubosos con el Sol no oculto por las nubes, se ha procedido a realizar un estudio del fenómeno que se conoce con el nombre de realce de la radiación provocado por las nubes.*

### 6.1.- Características de los cielos parcialmente cubiertos

Es conocido que las características de cielos parcialmente nubosos difieren de las de cielos totalmente cubiertos. En el primero hay que tener en cuenta el aumento de la irradiancia a nivel de suelo registrada cuando disminuye la cobertura nubosa, la gran variabilidad espacio-temporal de las nubes y la posición relativa del Sol respecto a las nubes, donde dependiendo de estas unas veces se tiene irradiancia directa más irradiancia difusa (cuando el Sol está visible) y otras veces solo irradiancia difusa (cuando el Sol está oculto por las nubes). Además a todo esto hay que añadir los problemas que se producen en el estudio para cielos parcialmente nubosos con el Sol visible, debido a la reflexión de la radiación en las nubes, efecto que se conoce con el nombre de realce de la radiación provocado por las nubes.

En primer lugar vamos a estudiar la relación entre el factor de modificación de nubes ( $CMF$ ) y la cobertura nubosa. En la Figura 6.1 se ha representado el valor medio del  $CMF$  en el rango de la UVER ( $CMF_{UVER}$ ) y del  $CMF$  en el rango de la banda ancha ( $CMF_{Banda Ancha}$ ) para intervalos de cobertura nubosa de 0.1 para el año 2011. Se ha representado asimismo el error típico de estos valores medios. Se observa que para los dos rangos estudiados los resultados son similares, considerando el margen de error.

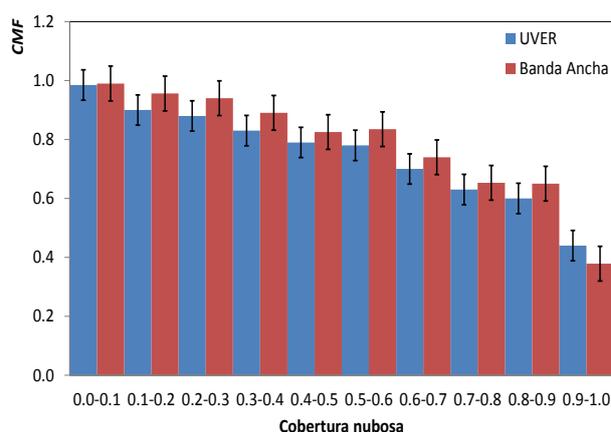


Figura 6.1.- Representación del valor medio de  $CMF_{UVER}$  (barras azules) y  $CMF_{Banda Ancha}$  (barras rojas) frente a la cobertura nubosa.

La relación obtenida es similar a la obtenida en otros estudios análogos (Thiel et al., 1997; Alados-Arboledas et al., 2003; Calbó et al., 2005; Esteve et al., 2010). En ambos casos se observa una disminución del valor medio del  $CMF$  al aumentar la cobertura nubosa.

En el rango de la  $UVER$  para nubes bajas y medias los valores medios de  $CMF$  obtenidos varían desde la unidad en cielos despejados hasta un valor de  $0.327 \pm 0.003$  en cielos cubiertos, valor muy próximo al 0.3 que es el valor más común que podemos encontrar en la bibliografía (Calbó et al., 2005). Para el rango de la banda ancha los valores medios de  $CMF$  que obtenemos son ligeramente mayores en todos los intervalos, excepto en el intervalo de 0.9-1 incluyendo en ese intervalo los cielos completamente nubosos, con un valor de  $0.266 \pm 0.003$ .

Como se vio en el capítulo anterior al representar el  $CMF_{UVER}$  frente al  $CMF_{Banda Ancha}$ , en cielos completamente nublados, los puntos presentaban una relación lineal que permitía obtener un ajuste lineal por mínimos cuadrados con un coeficiente de correlación al cuadrado de 0.9, Figura 5.5. En cambio, considerando cualquier cobertura nubosa para el año 2011, Figura 6.2, se tiene que esta relación ya no es lineal y que estas dos magnitudes presentan una mayor correlación ajustándolas a una expresión potencial.

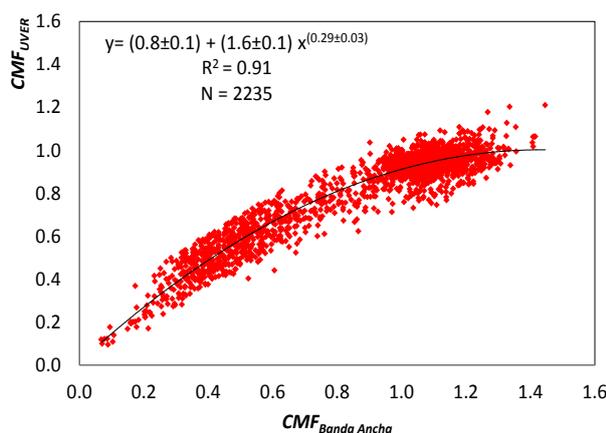


Figura 6.2.- Representación de  $CMF_{UVER}$  frente a  $CMF_{Banda Ancha}$  para cielos parcialmente nubosos.

En la gráfica anterior se puede observar que la nube de puntos presenta dos agrupaciones distintas, con un punto de corte entre ambas, alrededor de un valor de  $CMF$  igual a 0.8. También se observa que hasta un valor de  $CMF$  igual a 0.8 la relación continua siendo lineal con una expresión similar a la obtenida en el caso de cielos cubiertos del capítulo anterior, Figura 6.3(a), mientras que para valores mayores de 0.8 esta relación lineal ya no es tan evidente debido a la gran dispersión de los puntos, Figura 6.3(b).

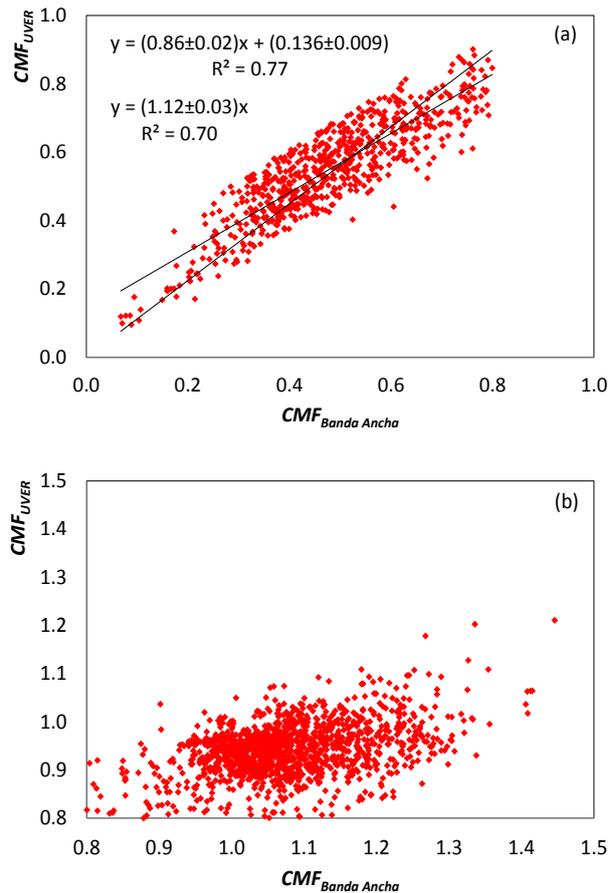


Figura 6.3.- Representación de  $CMF_{UVER}$  frente a  $CMF_{Banda Ancha}$  para cielos parcialmente nublados con  $CMF < 0.8$  (a) y  $CMF \geq 0.8$  (b).

Si representamos ahora todos los valores de  $CMF$  en ambos rangos frente a la cobertura nubosa, Figura 6.4, observamos como la nube de puntos se divide en dos grupos, con una frontera entre estos dos casos, más pronunciada en la banda ancha, en un valor de 0.8, tal y como apreciamos anteriormente en las figuras 6.2 y 6.3. Este valor además es consistente con los valores que podemos encontrar en la bibliografía, donde para cielos con el Sol oculto por las nubes se consideran valores típicos de  $CMF$  entre 0.3-0.7 (Calbó et al., 2005) o entre 0.3-0.8 (Kerr y Fioletov, 2008), ambos en el rango del ultravioleta.

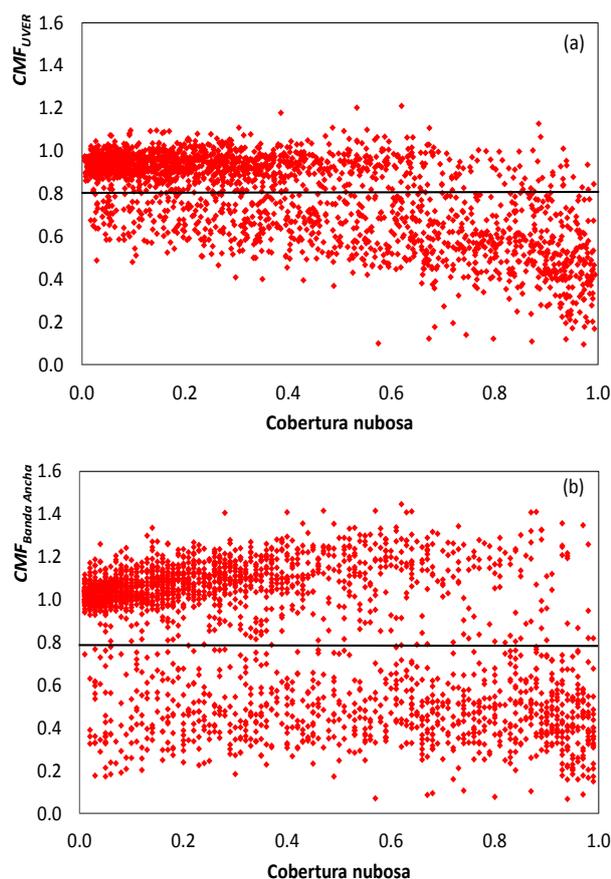


Figura 6.4.- Representación de  $CMF_{UVER}$  (a) y  $CMF_{Banda Ancha}$  (b) frente a la cobertura nubosa.

Se ha repetido el estudio para otro factor de transmisividad atmosférica, el índice de claridad  $k_t$ , Figura 6.5, donde se aprecia de nuevo una separación en la nube de puntos y cuya frontera está situada en un valor de 0.6. El valor del índice de claridad de 0.6 es similar a los que se proponen en la bibliografía para días despejados:  $k_t > 0.6$  (Reindl et al., 1990) o  $k_t > 0.7$  (Li et al., 2004). Sin embargo en este análisis estamos considerando cielos parcialmente nublados, no despejados, lo que nos sugiere que tal vez los datos con valores elevados de  $k_t$ , es decir con una elevada transmisividad, son aquellos con cielos parcialmente cubiertos pero con el Sol visible, por la mayor similitud con cielos despejados. Análogamente un valor bajo de  $k_t$  podría corresponder a un cielo parcialmente nublado con el Sol oculto por las nubes. Y de la misma manera, la división observada para los valores de  $CMF$ , Figuras 6.2 y 6.4, podría deberse a esta misma separación de casos, con el Sol oculto ( $CMF < 0.8$  con valores más próximos a cielos totalmente cubiertos) o no ( $CMF \geq 0.8$ ).

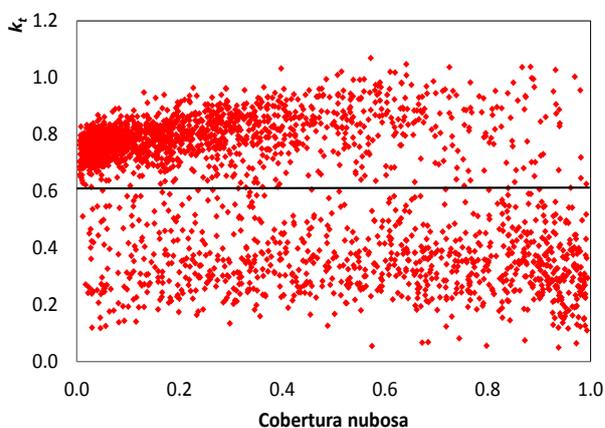


Figura 6.5.- Representación de  $k_t$  frente a la cobertura nubosa.

La hipótesis anteriormente expuesta se ha comprobado empíricamente con las imágenes de la cámara de nubes, con muy buenos resultados. Por ejemplo para el año 2011 el 95% de los casos seleccionados visualmente como cielos parcialmente nublados con el Sol oculto por las nubes cumplen las dos condiciones de  $CMF < 0.8$  y  $k_t < 0.6$  simultáneamente.

A modo de ejemplo, en la Figura 6.6 se muestra una imagen de cada tipo de cielo analizado en este apartado.

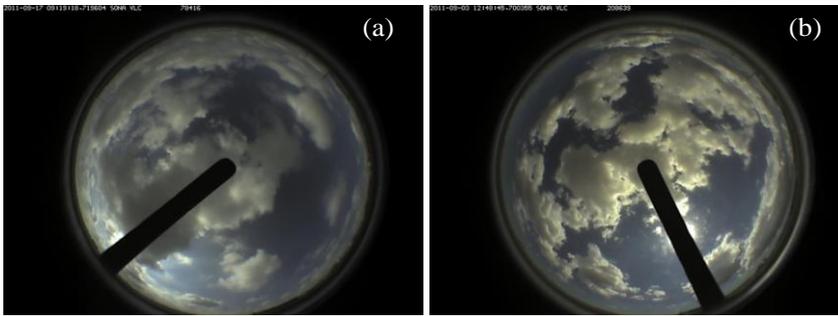


Figura 6.6.- Imágenes con el Sol oculto por las nubes ( $k_t=0.33$ ,  $CMF_{UVER}=0.75$ ,  $CMF_{Banda Ancha}=0.48$ ) (a) y con el Sol no oculto por las nubes ( $k_t=0.91$ ,  $CMF_{UVER}=1.00$ ,  $CMF_{Banda Ancha}=1.18$ ) (b).

Por todo lo anteriormente expuesto, para el estudio de cielos parcialmente nubosos y la obtención del espesor óptico de nubes ( $\tau$ ), primero debemos diferenciar las situaciones en las cuales está el Sol oculto por las nubes de las que no, ya que su análisis deberá de realizarse de manera diferente.

### 6.2.- Obtención de $\tau$ con el Sol oculto por las nubes ( $\tau_{oculto}$ )

Para obtener  $\tau_{oculto}$  en cielos parcialmente nubosos mediante el método de minimización necesitamos los mismos datos ya explicados en el Capítulo 2 para cielos cubiertos, añadiendo ahora la cobertura nubosa, dato que tendrá una gran importancia.

En general se tiene que la irradiancia global ( $I_G$ ) puede ser descrita como:

$$I_G = I_{dir} + (1-C)D_0 + C D_{nubes} \quad (6.1)$$

donde  $I_{dir}$  es la irradiancia directa,  $D_0$  es la irradiancia difusa en ausencia de nubes pero en las mismas condiciones atmosféricas que el caso experimental,  $D_{nubes}$  es la irradiancia difusa que proviene de la fracción nubosa del cielo también en las mismas condiciones atmosféricas y finalmente  $C$  es la cobertura nubosa.

Por tanto el término que nos interesa obtener para posteriormente aplicar el método de minimización será la difusa de las nubes ( $D_{nubes}$ ), luego al despejarlo en la Ecuación 6.1 tendremos la siguiente relación:

$$D_{nubes} = \frac{(I_G - I_{dir} - (1-C)D_0)}{C} \quad (6.2)$$

En cielos parcialmente nubosos con el Sol oculto por las nubes, el término correspondiente a la irradiancia directa ( $I_{dir}$ ) es nulo al estar el Sol oculto, por lo que finalmente la ecuación quedará de la forma:

$$D_{nubes} = \frac{(I_G - (1-C)D_0)}{C} \quad (6.3)$$

Para seleccionar únicamente los datos que queremos analizar se han aplicado los siguientes filtros: ángulos cenitales  $\theta_z < 70^\circ$  y los descritos anteriormente para seleccionar cielos parcialmente nubosos con el Sol oculto por las nubes, es decir  $CMF < 0.8$  y  $k_r < 0.6$  simultáneamente. Mediante un análisis visual se ha comprobado, cómo se ha mencionado en el apartado anterior, que a excepción de un 5% de los datos el resto cumplen la condición de que el Sol está oculto por las nubes.

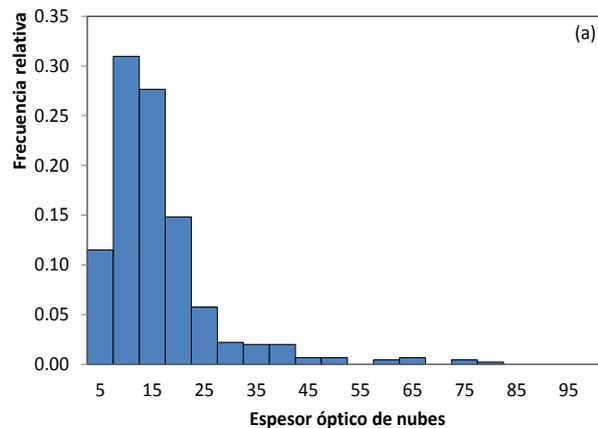
Posteriormente se ha aplicado el método de minimización unidimensional explicado en el Capítulo 4, el cual calcula el valor de  $\tau$ . Los modelos SBDART o LibRadtran, por ser modelos unidimensionales, consideran que toda la bóveda celeste está cubierta por una capa homogénea de nubes. Por tanto, para poder aplicar el método de minimización debemos convertir el cielo parcialmente nuboso en un cielo totalmente cubierto con las mismas características, para de este modo poder comparar la irradiancia difusa modelizada por el modelo con la irradiancia experimental. Para ello, como se muestra en la Ecuación 6.3, es necesario restar de la irradiancia global la parte de irradiancia difusa que proviene del cielo despejado y dividir todo esto por la cobertura nubosa ( $C$ ), para simular de esta forma que todo el cielo está cubierto por nubes, es decir, se calcula  $D_{nubes}$  para un cielo cubierto. Finalmente y mediante el método de minimización obtenemos un valor efectivo equivalente de  $\tau$ , es decir, se obtiene un valor de  $\tau$  como si toda la bóveda celeste estuviera cubierta por una capa de nubes homogénea con un espesor óptico igual al hallado con el método de minimización.

### 6.3.- Estadística anual de $\tau_{oculto}$ en el rango de la UVER

En este apartado se ha calculado  $\tau$  mediante el método iterativo de minimización descrito en esta memoria, para cielos parcialmente nubosos con el Sol oculto por las nubes, mediante los modelos SBDART y LibRadtran para el rango de la UVER,  $\tau_{oculto}$ .

En la Figura 6.7 se ha representado la frecuencia de  $\tau_{oculto}$  para diferentes intervalos entre 0 y 100 en los años 2011, Figura 6.7(a), 2012, Figura 6.7(b) y 2013, Figura 6.7(c) obtenidos mediante el modelo SBDART. Para cielos parcialmente cubiertos hallamos que los valores de  $\tau$  son menores que en el caso de cielos cubiertos con valores máximos de  $\tau$  que no superan los 100, concentrándose el 95% de los datos en valores de hasta 30. Posteriormente para los años 2011 y 2012 se ha repetido el estudio con el modelo LibRadtran, obteniéndose unos resultados muy similares, como muestra la Figura 6.8.

Para los tres años de estudio con el modelo SBDART y para 2011 y 2012 con el modelo LibRadtran se observa que el pico máximo de frecuencia relativa de  $\tau_{oculto}$  se halla en el intervalo de 5-10, con una larga cola en la distribución para  $\tau_{oculto}$  más elevados, indicando de este modo una gran asimetría positiva. Aunque para el año 2013 el pico máximo es menos acusado que en los dos años anteriores, con valores de la frecuencia relativa mayores en valores de  $\tau_{oculto}$  más elevados.



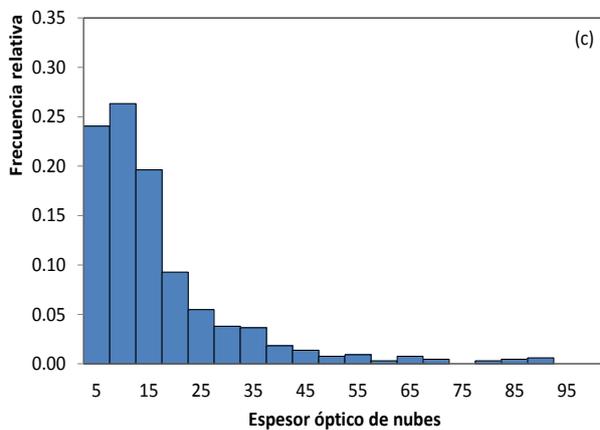
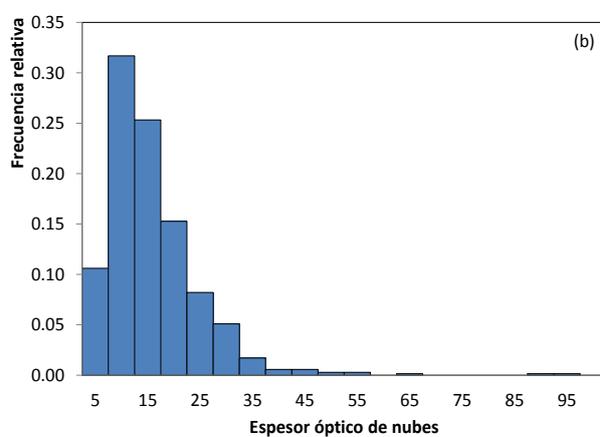


Figura 6.7.- Distribución de frecuencias relativas del espesor óptico de nubes ( $\tau_{oculto}$ ) para 2011(a), 2012(b) y 2013(c), modelo SBDART.

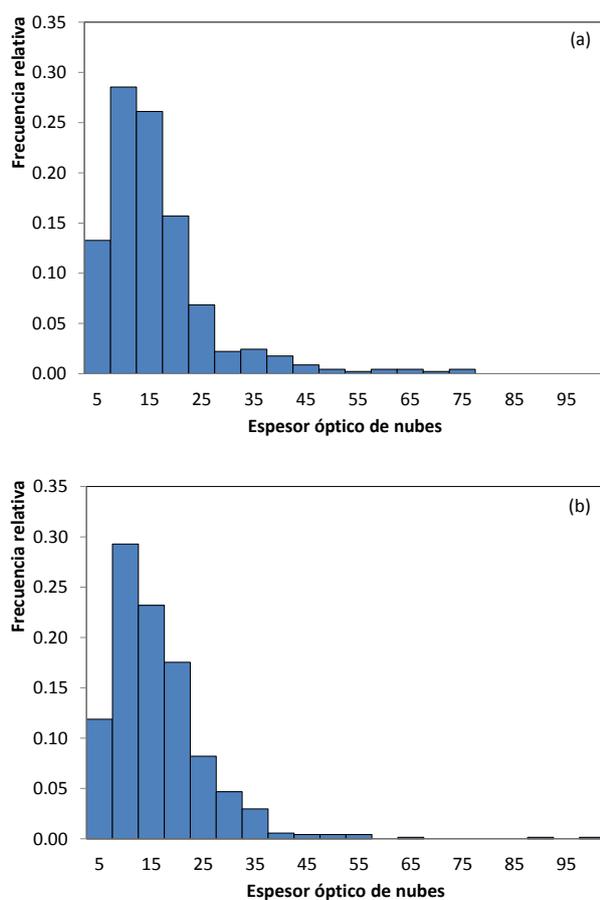


Figura 6.8.- Distribución de frecuencias relativas del espesor óptico de nubes ( $\tau_{oculto}$ ) para 2011(a) y 2012(b), modelo LibRadtran.

Algunos de los principales parámetros estadísticos de estos resultados los podemos encontrar en la Tabla 6.1. El valor medio obtenido con los dos modelos está en 11 y la mediana en 9 para 2011 y 2012, en cambio para 2013 estos valores son mayores con un valor medio de 17 y una mediana de 12. Estos valores son menores en más de un tercio como mínimo para la media y en más de la mitad para la mediana respecto a cielos totalmente cubiertos. A excepción de 2013 donde los valores son un poco mayores,

para el año 2011 y 2012 no se observan prácticamente diferencias en los dos años analizados, al contrario de lo que ocurría con cielos totalmente cubiertos, Tabla 4.2. Esto puede ser debido a que para cielos completamente cubiertos es más difícil seleccionar imágenes con nubes bajas y medias exclusivamente. Con una cobertura nubosa total podemos tener situaciones con capas de nubes altas aparte de las nubes bajas y medias así como casos de nubes tipo cumulonimbos de desarrollo vertical con valores de espesor óptico muy grandes, los cuales no podemos detectar solo con las imágenes de la cámara de nubes. Sin embargo, para cielos parcialmente nubosos sí es posible observar si hay otras capas de nubes por encima de las estudiadas y se puede apreciar mejor el grosor de las nubes. Cuando se han detectado nubes altas u otro tipo de nubes, esas imágenes han sido descartadas en cielos parcialmente cubiertos.

Respecto al número de datos para 2012 y 2013 se tiene un valor similar de datos, 700 y 660, mientras que para el año 2011 se cuenta con un número inferior de episodios parcialmente nubosos, 450.

Tabla 6.1.- Valores estadísticos más relevantes de  $\tau_{oculto}$  para el año 2011, 2012 y 2013.

<b>Espesor óptico de nubes</b>	<b>SBDART 2011</b>	<b>SBDART 2012</b>	<b>SBDART 2013</b>	<b>LibRad. 2011</b>	<b>LibRad. 2012</b>
<b>Media</b>	11.5	11.2	16.9	11.8	11.7
<b>Mediana</b>	9.0	9.0	12.3	9.3	9.3
<b>Pico de frecuencias</b>	5-10	5-10	5-10	5-10	5-10
<b>Percentil 5</b>	2.0	2.0	3.8	3.0	3.0
<b>Percentil 25</b>	5.0	5.3	7.8	5.3	5.5
<b>Percentil 75</b>	14.1	14.9	20.3	14.5	15.3
<b>Percentil 95</b>	32.5	25.8	44.1	32.4	27.9
<b>Desviación estándar</b>	10.6	9.0	14.6	10.3	9.2
<b>Error estándar</b>	0.5	0.3	0.6	0.5	0.3
<b>Coefficiente de asimetría</b>	2.1	2.1	1.9	1.9	1.9
<b>Número de datos</b>	452	707	657	452	707

Posteriormente se han ajustado las distribuciones de frecuencia obtenidas de  $\tau_{oculto}$  mediante una distribución gamma y otra distribución gamma modificada, de forma análoga a como se hizo para el caso de cielos completamente cubiertos, Capítulo 4.

Los resultados demuestran que la distribución de frecuencias para cielos parcialmente nubosos no se ajusta bien a una distribución gamma tanto para el modelo SBDART como para el modelo LibRadtran en los diferentes años de estudio. En cambio sí que puede ser ajustada mucho mejor con la distribución gamma modificada. Como ejemplo se muestra únicamente la representación gráfica para el modelo LibRadtran en el año 2012, Figura 6.9. En ella se muestra que la distribución gamma en verde está desplazada respecto a los puntos rojos que muestran las medidas experimentales de la frecuencia relativa en cada intervalo.

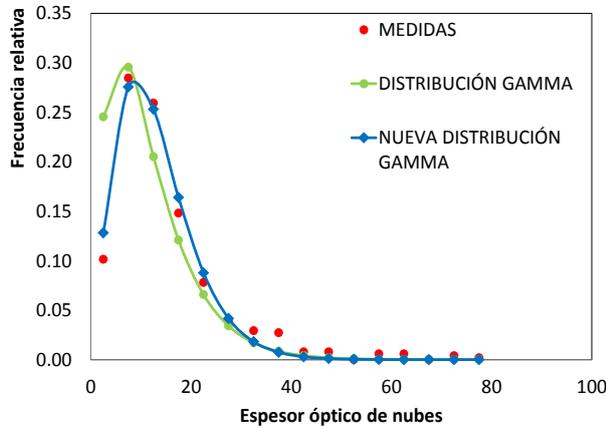


Figura 6.9.- Distribución gamma para la distribución de frecuencias relativas de  $\tau_{oculto}$  con el modelo LibRadtran para 2012.

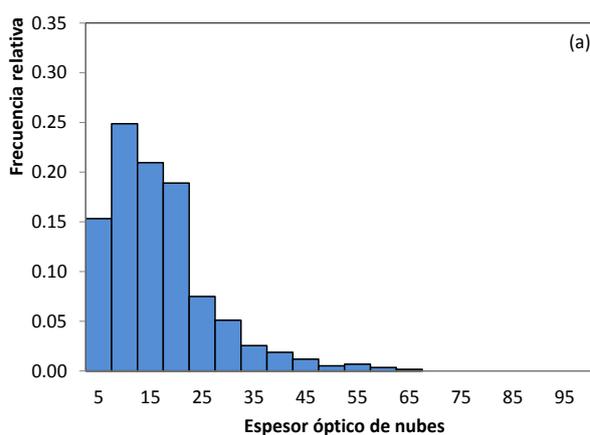
Calculando los coeficientes  $c_1$ ,  $c_2$ , y  $c_3$  de la distribución gamma modificada, Ecuación 4.2, se han obtenido los siguientes resultados:  $c_1 = 0.004 \pm 0.001$ ;  $c_2 = 3.9 \pm 0.2$  y  $c_3 = 0.26 \pm 0.01$  con un  $R^2$  de 0.99 para el modelo LibRadtran en 2012. De la comparación de la distribución gamma y la distribución gamma modificada, Ecuaciones 4.1 y 4.2, se tenía que  $v$ , definido como  $(\bar{\tau}/\sigma)^2$  era equivalente a  $c_2$ . Sin embargo para cielos

parcialmente nubosos en el rango de la UVER no se cumple, con un valor para  $c_2$  de 3.9 frente a un valor para  $v$  de 2.0 [=  $(11.5/8.2)^2$ ].

#### 6.4.- Estadística anual de $\tau_{oculto}$ en el rango de la banda ancha

En este apartado se ha repetido el estudio anterior pero ahora para el rango de la banda ancha. El estudio en esta banda del espectro se ha realizado únicamente para el modelo SBDART debido a los altos tiempos de computación del modelo LibRadtran en la banda ancha, como ya se comentó en el Capítulo 4 de esta memoria.

Una vez obtenidos los resultados se ha representado la frecuencia de  $\tau_{oculto}$  para intervalos entre 0 y 100 para los años 2011, Figura 6.10(a), 2012, Figura 6.10(b) y 2013, Figura 6.10(c). La mayoría de los resultados se concentran en valores de hasta 30 unidades, el 90% de los datos, siendo por tanto menores que los obtenidos para cielos cubiertos para el mismo rango en el Capítulo 4. Para los años 2011 y 2012, también tenemos el pico de frecuencia de  $\tau_{oculto}$  en el intervalo de 5-10, en cambio para 2013 el pico se sitúa en el intervalo de 0-5. Los tres años siguen presentando una larga cola en la distribución para valores de  $\tau$  grandes, indicando de este modo una gran asimetría positiva.



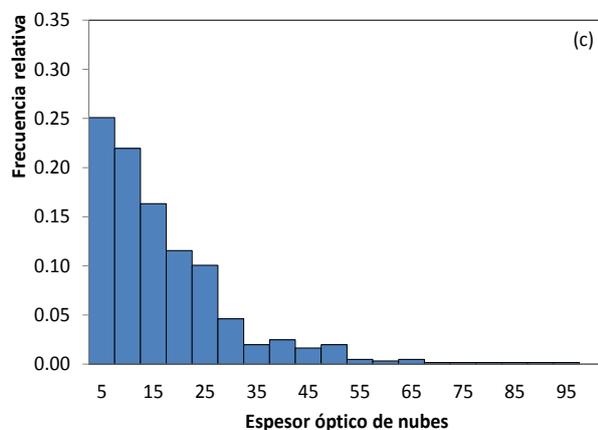
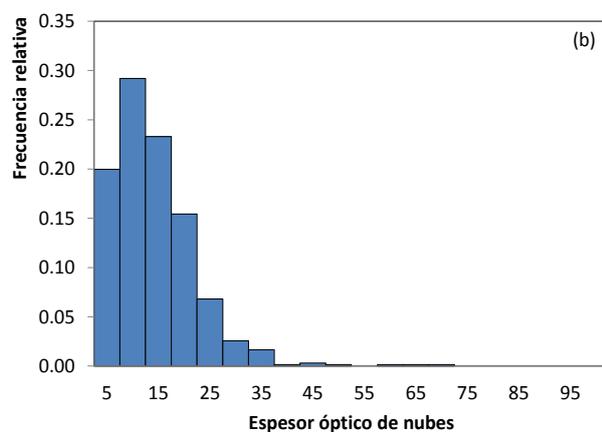


Figura 6.10.- Distribución de frecuencias relativas del espesor óptico de nubes ( $\tau_{oculto}$ ) para 2011(a), 2012(b) y 2013(c), modelo SBDART.

Algunos de los principales parámetros estadísticos de este estudio los podemos encontrar en la Tabla 6.2, con valores muy similares a los obtenidos en el apartado anterior para el rango de la UVER como ya ocurriera en cielos totalmente cubiertos, es decir no hay diferencias significativas entre los dos rangos espectrales. Los valores medios y las medianas son tan solo un 5% menores para la UVER respecto a la banda ancha para el mismo modelo SBDART. Análogamente al rango de la UVER

los años 2011 y 2012 presentan unos valores medios y medianas similares mientras que en 2013 los valores son superiores. En cualquier caso dichos valores son también menores en un tercio como mínimo para la media y en la mitad para la mediana respecto a cielos totalmente cubiertos. El coeficiente de asimetría para 2011 y 2012 tiene un valor similar, 1.2, mientras que para 2013 su valor es mayor, 1.7, debido principalmente a que el pico está desplazado a la izquierda respecto a los otros dos años. Respecto al número de datos, 2011 y 2013 tienen alrededor de 600 datos y 660 datos el año 2012.

Posteriormente se han ajustado para la banda ancha la distribución de frecuencia de  $\tau$  mediante la distribución gamma y la distribución gamma modificada, de forma análoga a como se hizo para cielos completamente cubiertos en el Capítulo 4. Como ejemplo se muestra únicamente la representación gráfica para el año 2011 con el modelo SBDART, Figura 6.11.

Tabla 6.2.- Valores estadísticos de  $\tau_{oculto}$  más relevantes para el año 2011, 2012 y 2013.

<b>Espesor óptico de nubes</b>	<b>SBDART 2011</b>	<b>SBDART 2012</b>	<b>SBDART 2013</b>
<b>Media</b>	12.1	11.6	17.2
<b>Mediana</b>	9.5	10.3	13.5
<b>Pico de frecuencias</b>	5-10	5-10	0-5
<b>Percentil 5</b>	2.0	2.0	3.8
<b>Percentil 25</b>	4.8	6.0	7.6
<b>Percentil 75</b>	16.3	15.8	22.7
<b>Percentil 95</b>	31.8	25.3	45.8
<b>Desviación estándar</b>	9.8	8.0	13.7
<b>Error estándar</b>	0.4	0.3	0.6
<b>Coeficiente de asimetría</b>	1.1	1.2	1.7
<b>Número de datos</b>	587	661	606

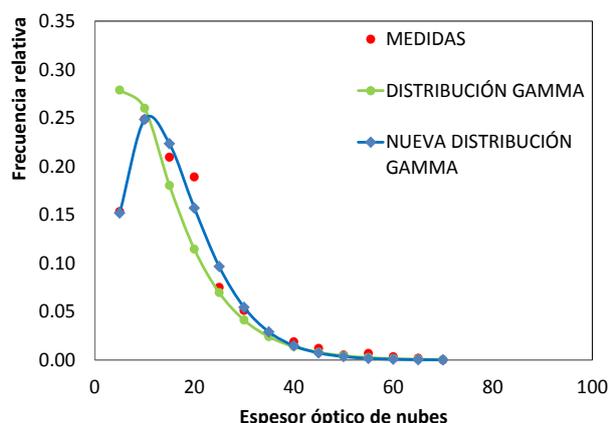


Figura 6.11.- Distribución gamma para las frecuencias relativas de  $\tau_{oculto}$  con el modelo SBDART para 2011.

Para los coeficientes de la distribución gamma se han obtenido los siguientes resultados:  $c_1 = 0.014 \pm 0.005$ ;  $c_2 = 3.1 \pm 0.2$  y  $c_3 = 0.19 \pm 0.02$  con un  $R^2$  de 0.98 para el modelo SBDART en 2011. De la comparación de la distribución gamma y la distribución gamma modificada, Ecuaciones 4.1 y 4.2, tenemos un valor de  $c_2 = 3.1$  frente a un  $\nu = 1.5$  [ $= (12.1/9.8)^2$ ], valores que como ocurría en el rango de la UVER no coinciden.

Por tanto podemos concluir que en cielos parcialmente nubosos en la mayoría de situaciones, al contrario que ocurría para cielos cubiertos, no se puede aplicar la distribución gamma para describir la distribución de frecuencias relativas de  $\tau_{oculto}$ . En cambio la distribución gamma modificada sí que describe satisfactoriamente la distribución de frecuencias relativas de  $\tau_{oculto}$ .

### 6.5.- Validación y comparación de $\tau_{oculto}$ en UVER y banda ancha

Para validar los resultados de  $\tau_{oculto}$  calculados en los dos rangos analizados se ha realizado como en el Capítulo 5, la comparación de los  $\tau_{oculto}$  de referencia para los años 2011 y 2012, calculados mediante el método de minimización, con los  $\tau_i$  obtenidos mediante varios factores de transmisividad.

Para el caso de la UVER solo se muestran la gráfica y expresión con el modelo SBDART para el factor  $CMF_{mod}$  a modo de ejemplo, Figura 6.12. La relación potencial obtenida es del mismo tipo y orden a la hallada en el Capítulo 5 para el mismo factor de transmisividad, Tabla 5.3, a pesar de analizar muchos menos datos para cielos parcialmente cubiertos (452 frente a 2870). Este resultado indica que un cielo parcialmente nuboso con el Sol oculto por las nubes puede ser tratado de la misma forma que un cielo totalmente cubierto, aunque con la particularidad de calcular la irradiancia difusa que proviene de las nubes ( $D_{nubes}$ ) y teniendo en cuenta la cobertura nubosa, es decir, considerando un espesor óptico de nubes efectivo.

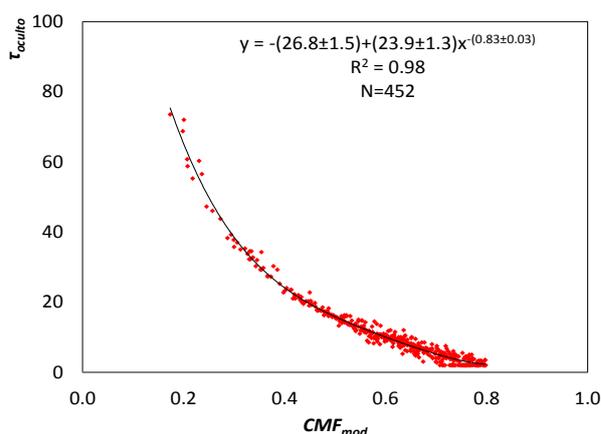


Figura 6.12.- Relación entre  $\tau_{oculto}$  frente al factor  $CMF_{mod}$  para 2011 en el rango de la UVER, con el modelo SBDART.

Para validar la expresión anterior con datos independientes, se ha realizado el ajuste lineal entre los valores obtenidos con el factor  $CMF_{mod}$  obtenidos con la expresión potencial anterior frente a los  $\tau_{oculto}$  de referencia para 705 datos de 2012, Figura 6.13. En ella se aprecia una desviación de los datos menor del 5% y un coeficiente de correlación al cuadrado de aproximadamente 0.96.

En el caso del rango de la banda ancha se ha realizado de nuevo la comparación de diferentes factores de transmisividad frente a los  $\tau_{oculto}$  de referencia para el modelo SBDART. Como ejemplo se presenta en la Figura 6.14 la representación gráfica y la expresión potencial del ajuste obtenida para el factor  $CMF_{mod}$ , para un total de 587 datos.

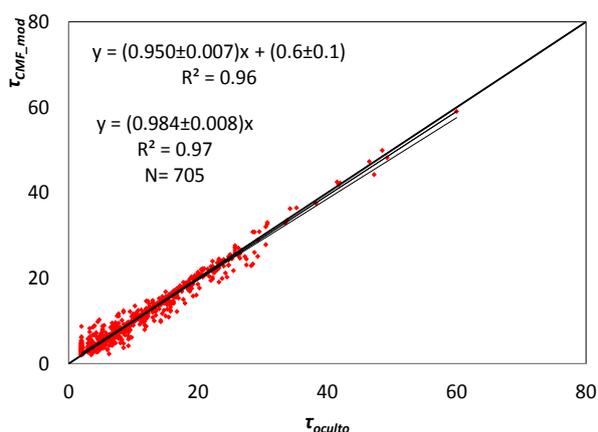


Figura 6.13.- Ajuste lineal de  $\tau_{CMF\_mod}$  respecto a  $\tau_{oculto}$  para el año 2012, en el rango de la UVER.

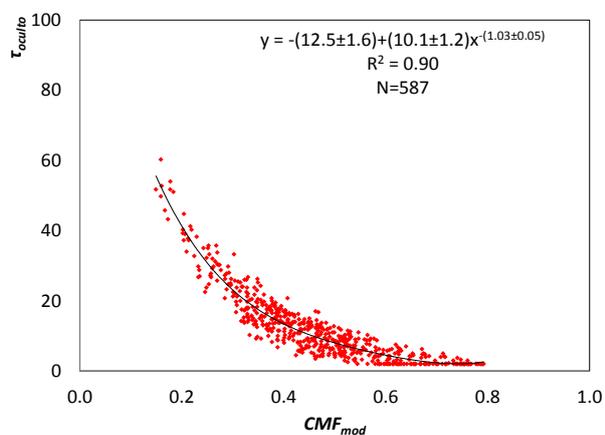


Figura 6.14.- Relación entre  $\tau_{oculto}$  frente al factor  $CMF_{mod}$  para 2011 en el rango de la banda ancha, con el modelo SBDART.

En el rango de la banda ancha las ecuaciones potenciales obtenidas presentan unos coeficientes del mismo orden a los hallados en el Capítulo 5 para los mismos factores de transmisividad, lo que demuestra como ya habíamos enunciado anteriormente que el comportamiento para un cielo parcialmente nublado con el Sol oculto por las nubes es similar al de un cielo

totalmente cubierto también para el rango de la banda ancha, pudiendo de este modo con los diferentes factores de transmisividad estimar los valores de  $\tau_{oculto}$ . Sin embargo, la dispersión de los datos es mayor en el rango de la banda ancha que en el rango de la UVER.

Para validar las expresiones obtenidas con datos independientes de 2012, se han realizado los ajustes lineales entre  $\tau_i$  obtenidos con los diferentes factores de transmisividad y los  $\tau_{oculto}$  de referencia obtenidos con el método de minimización. Como muestra se representan los valores obtenidos con el factor  $CMF_{mod}$  frente a  $\tau_{oculto}$  para un total de 661 datos, Figura 6.15, con un resultado menos satisfactorio que para la UVER ya que aunque la desviación de los datos en el ajuste es menor del 3% respecto a la línea 1:1, la dispersión de los puntos es claramente mayor y por tanto el coeficiente de correlación al cuadrado es más bajo, con un valor de 0.88.

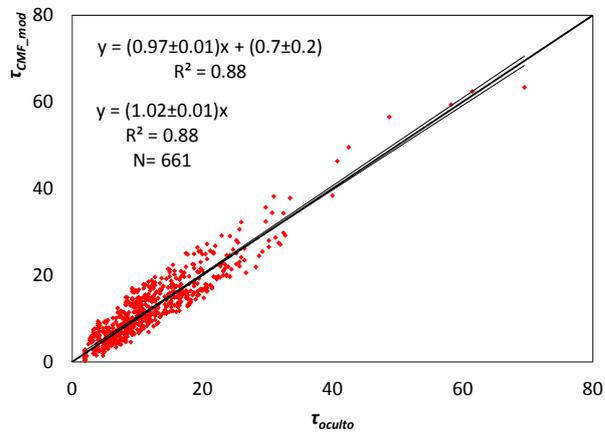


Figura 6.15.- Ajuste lineal de  $\tau_{CMF\_mod}$  respecto a  $\tau_{oculto}$  para el año 2012, en el rango de la banda ancha.

En la Tabla 6.3 se muestran los ajustes lineales y algunos parámetros estadísticos de estos ( $MBD$ ,  $MAD$ ,  $RMSD$  y  $NRMSD$ ), entre el  $\tau_i$  obtenido con los diferentes factores de transmisividad analizados frente al  $\tau_{oculto}$  de referencia.

Tabla 6.3.- Validación de  $\tau_i$  frente a  $\tau_{oculto}$  de referencia con los datos de 2012.

Rangos	$\tau_i$ vs $\tau_{oculto}$	$m$	$n$	$R^2$	$MBD$ (%)	$MAD$ (%)	$RMSD$ (%)	$NRMMSD$ (%)
UVER	$\tau_{kr}$	$0.48 \pm 0.02$	$5.7 \pm 0.3$	0.47	0.6	40.1	52.6	10.1
	$\tau_{kr'}$	$0.50 \pm 0.02$	$5.5 \pm 0.3$	0.50	0.3	38.6	51.0	9.8
	$\tau_{CMFmod}$	$0.950 \pm 0.007$	$0.6 \pm 0.1$	0.96	0.3	9.9	14.1	2.7
	$\tau_{CMF' mod}$	$0.957 \pm 0.007$	$0.96 \pm 0.09$	0.96	4.4	10.8	14.8	2.8
Banda Ancha	$\tau_{kr}$	$0.94 \pm 0.02$	$1.2 \pm 0.3$	0.80	4.8	25.5	34.2	5.9
	$\tau_{kr'}$	$0.98 \pm 0.01$	$0.6 \pm 0.2$	0.87	0.0	17.6	23.3	4.0
	$\tau_{CMFmod}$	$0.97 \pm 0.01$	$0.7 \pm 0.2$	0.88	3.5	20.3	25.3	4.3
	$\tau_{CMF' mod}$	$1.01 \pm 0.01$	$0.2 \pm 0.2$	0.90	2.3	18.1	23.8	4.1

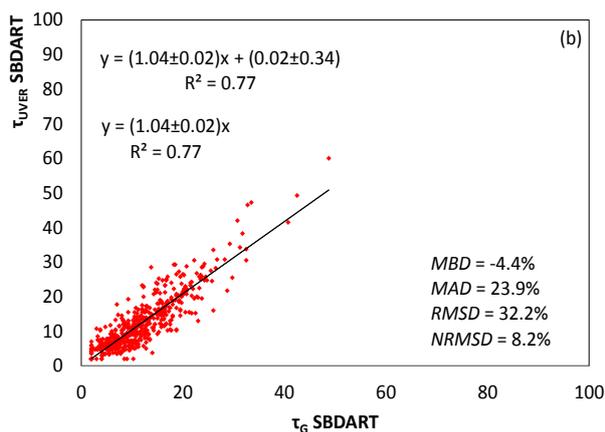
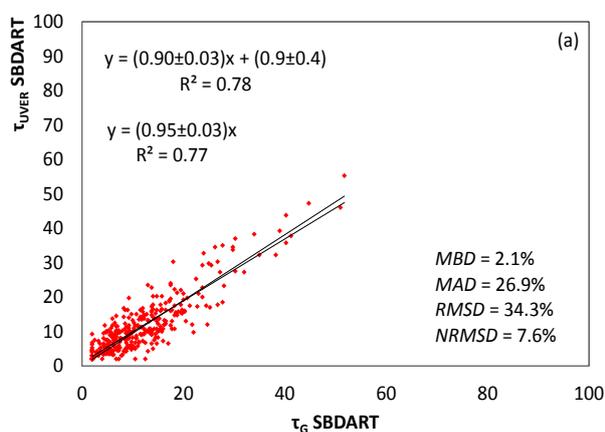
Los mejores resultados para el rango de la UVER se obtienen con los factores  $CMF_{mod}$  y  $CMF'_{mod}$ , con valores similares a los del Capítulo 5 para los factores  $CMF'_{emp\_Barnard}$  y  $CMF'_{emp}$  calculados con la fórmula de Madronich, es decir, presentan una desviación mayor que los equivalentes  $\tau_i$  calculados a partir del factor  $CMF_{mod}$  o  $CMF'_{mod}$  para cielos cubiertos, Tabla 5.4. En cambio, los resultados de los factores  $k_t$  y  $k_t'$  son los peores de todos los obtenidos hasta el momento, con una baja correlación de los puntos, con un valor del coeficiente de correlación al cuadrado de 0.5, como se observa en los dos ajustes. Para el resto de factores el coeficiente de correlación al cuadrado es de 0.96. En todos los casos según la pendiente del ajuste el  $\tau_{oculto}$  de referencia sobrestima en término medio el valor del  $\tau_i$  calculado con los factores de transmisividad.

En el rango de la banda ancha los resultados obtenidos con los diferentes factores de transmisividad analizados no difieren significativamente unos de otros. Los mejores resultados de los parámetros estadísticos, se obtienen con el factor  $k_t'$  seguido muy de cerca por los del factor  $CMF'_{mod}$ . Los valores en este rango espectral son comparables a los obtenidos en el Capítulo 5 para los índices de claridad  $k_t$  y  $k_t'$ . En la banda ancha también según la pendiente de los ajustes los  $\tau_{oculto}$  de referencia sobrestiman a los valores del  $\tau_i$  calculado con los factores de transmisividad, pero en menor medida que en la UVER. A excepción del factor  $k_t$  con un coeficiente de correlación al cuadrado de 0.8, los demás factores tienen valores próximos a 0.9.

En general se aprecia una mayor discrepancia en las validaciones de  $\tau_{oculto}$  que en el  $\tau$  para cielos cubiertos. En el caso de  $\tau_{oculto}$  en el rango de la UVER no es posible estimarlo mediante los índices de claridad,  $k_t$  y  $k_t'$ , dada su inexistente correlación. Además para todos los factores de transmisividad estudiados y en ambos rangos, el espesor óptico de nubes obtenido con los diferentes factores de transmisividad ( $\tau_i$ ) subestima el  $\tau_{oculto}$  de referencia.

Otra forma de validar los resultados obtenidos como ya se hizo en el Capítulo 4, es comparar el  $\tau_{oculto}$  en el rango de la UVER con el de la banda ancha, para los años 2011, 2012 y 2013. En la Figura 6.16, se han realizado los ajustes por mínimos cuadrados del espesor óptico de nubes para el rango de la UVER ( $\tau_{UVER}$ ) respecto a los valores del espesor óptico de nubes para la banda ancha ( $\tau_G$ ) con el modelo SBDART, para los tres años de estudio. Aunque la relación sigue siendo lineal con una desviación de la pendiente

del 10% para 2011, del 4% para 2012 y del 6% para 2013, los ajustes son claramente peores que los obtenidos para cielos totalmente cubiertos, Figura 4.11, con un coeficiente de correlación al cuadrado de entre 0.77-0.80 frente al 0.96 obtenido para cielos cubiertos, apreciándose una mayor dispersión de los datos.



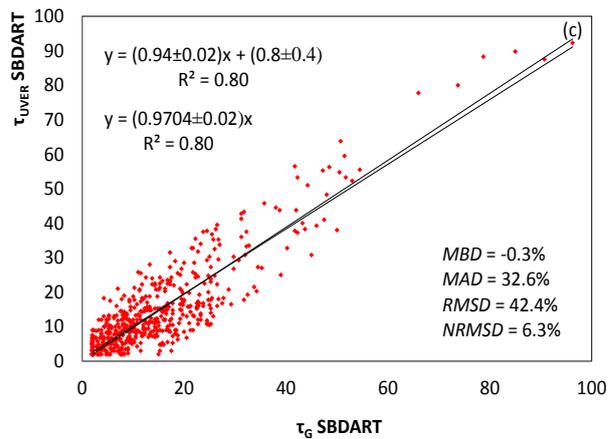


Figura 6.16.- Comparación de  $\tau_{UVER}$  frente a  $\tau_G$  para el modelo SBDART en 2011(a), 2012(b) y 2013(c).

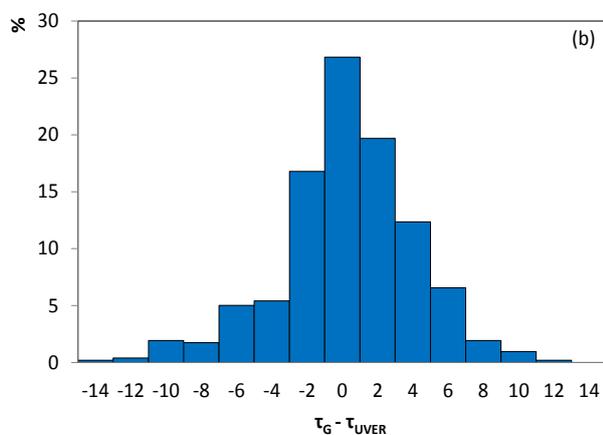
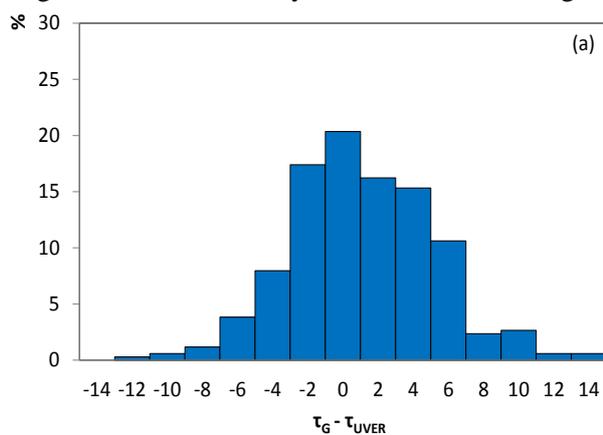
En la Tabla 6.4, se muestran los parámetros estadísticos en los tres años de estudio para el modelo SBDART, donde hemos obtenido valores similares en 2011 y 2012, excepto para el parámetro MBD que en 2011 es positivo indicando que los valores de  $\tau_{UVER}$  son en promedio mayores que los de  $\tau_G$ , mientras que para los años 2012 y 2013, el MBD es negativo indicando que los valores de  $\tau_{UVER}$  son en promedio menores que los de  $\tau_G$ . Los valores del *MAD* y *RMSD* en 2011 y 2012 tienen valores similares siendo ligeramente mejores para el año 2012 en un 2-3%, mientras que en el año 2013 estos valores son peores en aproximadamente un 10% respecto a los dos años anteriores.

Si se comparan los resultados para cielos parcialmente cubiertos, Tabla 6.4, frente a los análogos para cielos totalmente cubiertos, Tabla 4.8, se observa una discrepancia mayor en el  $\tau$  para ambos rangos en cielos parcialmente cubiertos. El parámetro estadístico *MAD* para cielos parcialmente cubiertos es mayor en más de un 10% y el *RMSD* en más de un 15% tanto para 2011 como para 2012, siendo aún mayor en el año 2013, un 20% mayor tanto para el *MAD* como para el *RMSD*. Respecto al parámetro estadístico *NRMSD* en todos los casos los resultados empeoran entre un 3-5%.

Tabla 6.4.- Parámetros estadísticos de los valores de  $\tau_{UVER}$  frente a  $\tau_G$ .

SBDART	<i>MBD</i> (%)	<i>MAD</i> (%)	<i>RMSD</i> (%)	<i>NRMSD</i> (%)
2011	2.1	26.9	34.3	7.6
2012	-4.4	23.9	32.2	8.2
2013	-0.3	32.6	42.4	6.3

Otra forma de analizar las diferencias entre las dos bandas del espectro es representando un histograma de la diferencia entre los valores de espesor óptico en el rango de la banda ancha y en el de la UVER, Figura 6.17.



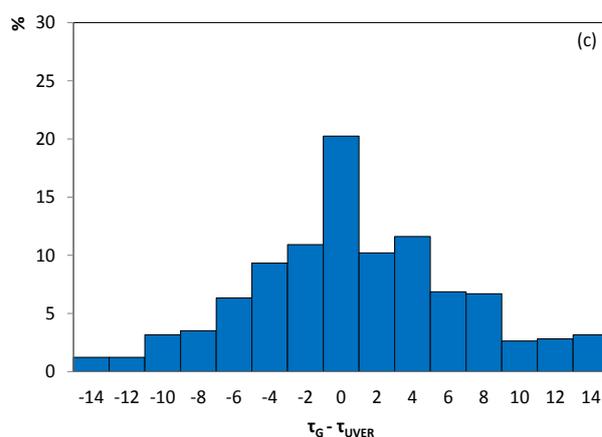


Figura 6.17.- Histograma de la diferencia entre  $\tau$  en el rango de la banda ancha y en el de la UVER para el modelo SBDART en 2011(a), 2012(b) y 2013(c).

En los histogramas se observa que prácticamente el 80% de los datos para 2011 y 2012 y el 60% para 2013, presentan una diferencia del espesor óptico de nubes de  $\pm 4$  unidades, valor más pequeño que en el caso de cielos totalmente cubiertos, aunque hay que tener en cuenta que para cielos parcialmente nubosos el rango de  $\tau_{oculto}$  es menor, con valores comprendidos entre 0 y 60. Para cielos parcialmente nubosos, al contrario que ocurría para cielos cubiertos, Figura 4.12, tenemos más datos con una diferencia positiva en un 20% para el 2011 y en un 10% para 2012 y 2013, pero al igual que en cielos cubiertos el valor más frecuente de la diferencia es el valor nulo con un 20% (2011 y 2013) y un 27% (2012).

### 6.6.- Efecto del realce de la irradiancia provocado por las nubes

El espesor óptico de nubes para cielos parcialmente nubosos con el Sol visible no puede ser analizado mediante programas unidimensionales de transferencia radiativa, como los utilizados en esta memoria (modelos SBDART y LibRadtran) debido a la reflexión de la radiación solar en las nubes que provoca un aumento de la radiación difusa, efecto conocido como realce. Una solución para evitar esta limitación sería el uso de programas de transferencia radiativa en tres dimensiones para poder de este modo analizar capas de nubes no homogéneas, como por ejemplo el método de Monte

Carlo entre otros, mucho más complejos (Boers et al., 2000; Barker y Marshak, 2001), y que quedan fuera del alcance de este estudio.

La física del efecto de realce provocado por las nubes está bien definida, este efecto ocurre durante condiciones generales de cielos parcialmente nubosos cuando las nubes no ocultan totalmente el disco solar, el cual induce dos contribuciones diferentes: (1) la reflexión múltiple de la radiación solar directa en los bordes de las nubes y (2) el aumento de la dispersión hacia delante debido a los fotones dispersados dentro de las nubes y reflejados de nuevo desde las caras de las mismas (Madronich, 1987; Mims y Federick, 1994; Cede et al., 2002; Calbó et al., 2005). Ambos procesos incrementan la componente difusa de la radiación solar en la superficie pero sin atenuar la componente directa. Asimismo también se produce realce en el caso de cielos totalmente cubiertos y con el Sol oculto por nubes muy poco densas, principalmente por nubes altas o cirros. En este apartado se realizará un estudio del efecto de realce de la radiación provocado por las nubes con el Sol visible en cielos parcialmente nubosos en los años 2011, 2012 y 2013 y se dejará para estudios posteriores el análisis del realce en caso de nubes altas.

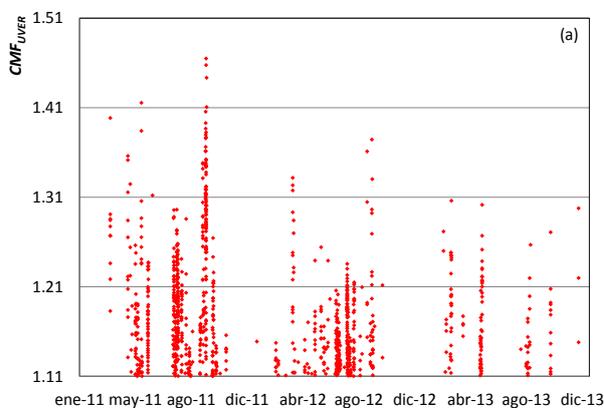
Para realizar el estudio del efecto de realce el primer paso es definir a partir de que umbral o valor de  $CMF$  podemos considerar que tenemos un caso real de realce producido por las nubes. Diferentes trabajos en la bibliografía utilizan valores umbrales distintos para definir situaciones con realce. Krzyścin et al., (2003) y Lovengreen et al., (2005) utilizan un valor fijo de  $CMF$ , del 110% para la UVB y para la radiación fotosintéticamente activa (PAR). Sabburg y Wong, (2000) utiliza un valor de  $CMF$  mayor para la UVB, 120%. Otros autores en cambio eligen un valor relacionado con la incertidumbre de las medidas de irradiancia en el rango estudiado (Sabburg et al., 2003).

En esta memoria se utilizará como umbral para considerar que se produce realce debido a las nubes el empleado en el trabajo de Sabburg y Calbó (2009), en el cual se utiliza la desviación cuadrática media ( $RMSD$ ) de las medidas experimentales de la irradiancia solar con la correspondiente modelizada para cielos despejados mediante el modelo de transferencia radiativa SBDART, tanto en el rango de la UVER como en el de la banda ancha, considerando a esta cifra como la incertidumbre al obtener el factor de transmisividad  $CMF$ . Posteriormente ese valor de  $RMSD$  se multiplica

por 1.5. Para Burjassot (Valencia) en los años 2011 y 2012 y para los dos rangos tenemos un valor de  $RMSD$  de 0.07, lo que nos da un valor umbral para los dos rangos de  $CMF$  igual a 1.11, límite a partir del cual se puede considerar que existe efecto de realce de la radiación producido por las nubes.

También es importante tomar en consideración la escala de tiempos en la que se produce el realce que en general es del orden de varios minutos. La mayoría de los estudios recientes se basan en intervalos de 5-6 minutos (Estupiñán et al., 1996; Sabburg y Wong, 2000; Krzyścin et al., 2003; Sabburg y Long, 2004), otros estudios toman episodios incluso de 15 minutos de duración (Sabburg y Calbó, 2009). En esta memoria al estar analizando cielos parcialmente nublados en los cuales tanto la cobertura como las posiciones relativas del Sol respecto a las nubes tienen una rápida evolución, se analizarán medidas de irradiancia de 1 minuto (Lovengreen et al., 2005), aunque posteriormente se estudien también episodios con un realce sostenido durante un tiempo mayor.

En la Figura 6.18 se han representado los valores de  $CMF$  que presentan efecto de realce en los dos rangos analizados. Las gráficas muestran que tenemos más datos con realce en la banda ancha que en la UVER, 1698 datos en la banda ancha frente a 1067 datos para la UVER, concluyendo que los episodios de realce son más numerosos en la banda ancha que en la UVER de acuerdo con los resultados de estudios previos (Cede et al., 2002; Antón et al., 2011).



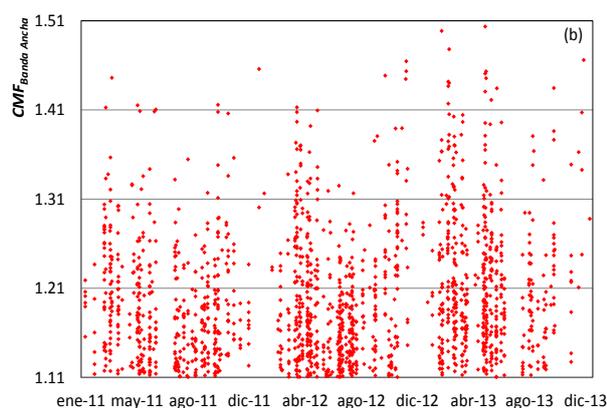


Figura 6.18.- Valores de  $CMF$  con efecto de realce para el rango de la UVER (a) y para el rango de la banda ancha (b).

En la Tabla 6.5 se muestran algunos parámetros estadísticos de los valores con efecto de realce de la radiación producido por las nubes en los dos rangos analizados, y en los años 2011, 2012 y 2013. El valor medio y la mediana del  $CMF$  es ligeramente superior en la banda ancha que en la UVER al igual que los diferentes valores de los percentiles y el valor máximo.

Tabla 6.5.- Valores estadísticos de los valores de  $CMF$  con efecto de realce.

Valores $CMF$ con realce	UVER	Banda Ancha
<b>Media</b>	1.18	1.20
<b>Mediana</b>	1.16	1.18
<b>Valor máximo</b>	1.46	1.50
<b>Percentil 5</b>	1.11	1.12
<b>Percentil 25</b>	1.13	1.14
<b>Percentil 75</b>	1.21	1.24
<b>Percentil 95</b>	1.31	1.35
<b>Desviación estándar</b>	0.063	0.072
<b>Error estándar</b>	0.002	0.002
<b>Número de datos</b>	1067	1698

Por tanto los valores máximos de realce producido por las nubes se producen en la mayoría de los casos en el rango de la banda ancha (Foyo-Moreno et al., 2003, Badosa et al., 2014). Esto se debe a que los porcentajes de las componentes directa y difusa son diferentes en los dos rangos estudiados, siendo en el de la banda ancha el porcentaje de irradiancia directa mayor respecto al de difusa y al contrario en el rango de la UVER. Esta diferencia hace que en un cielo parcialmente nuboso con el Sol oculto por las nubes, al bloquearse principalmente la irradiancia directa, la irradiancia global en la banda ancha se ve más afectada que la irradiancia global en el rango de la UVER. Sin embargo, cuando el Sol está visible, la presencia de una mayor cantidad de irradiancia directa en la banda ancha hace que se produzca una mayor reflexión en las caras de las nubes y por tanto los valores de irradiancia global aumentan al producirse el efecto de realce de la radiación.

A continuación en la Figura 6.19 se muestran tres días en los que se aprecia claramente el efecto de realce de la irradiancia en los dos rangos de estudio simultáneamente. En ella también se observa que no siempre que se produce efecto de realce en un rango tiene porqué registrarse con la misma intensidad ese efecto en el otro rango espectral. Por ejemplo el 02/05/2011 en la Figura 6.19 (a,b) se obtiene que en las últimas horas del día se produce un gran efecto de realce de la radiación en el rango de la banda ancha mientras que en el rango de la UVER no se produce tan acusadamente. En cambio el 29/07/2012 en la Figura 6.19 (e,f) se observa que en las primeras horas del día se produce un episodio importante de realce de la radiación en el rango de la UVER, produciéndose con menor intensidad en la banda ancha. Incluso en ocasiones solo se detecta en uno de los dos rangos. En los tres días analizados se observa como ya se ha comentado anteriormente, Figura 6.5, que para unas mismas condiciones el  $CMF_{min}$  es siempre menor mientras que el  $CMF_{max}$  es siempre mayor en el rango de la banda ancha. Respecto a la cobertura nubosa correspondiente a los valores de  $CMF$  con realce, esta varía entre un valor de 0.1 a 0.6, estando el valor medio alrededor de 0.35, lo que nos muestra que para que se produzca efecto de realce no es necesario grandes coberturas nubosas para cielos parcialmente cubiertos y nubes bajas.

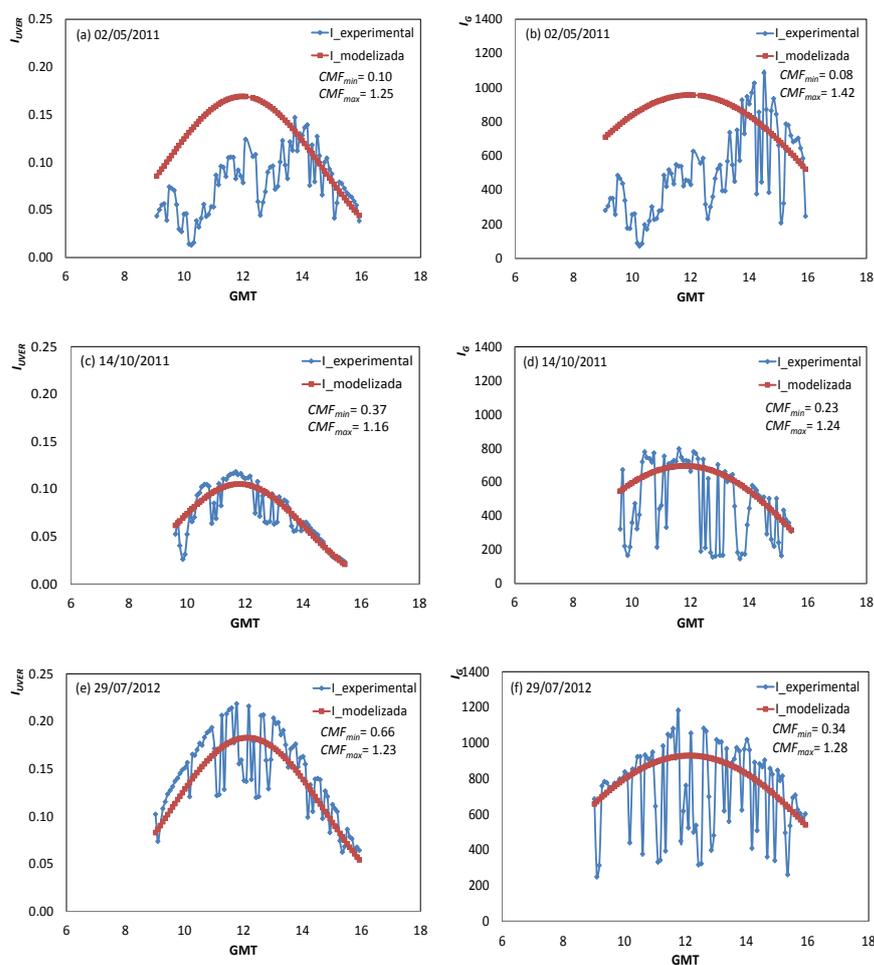


Figura 6.19.- Valores de irradiancia experimental (azul) y modelizada para un cielo sin nubes (rojo) en el rango de la UVER (a,c,e) y en el de la banda ancha (b,d,f).

En la Figura 6.20 se muestra un episodio continuado de efecto de realce de más de una hora, tanto para el rango de la banda ancha como para el rango de la UVER, correspondiente a la Figura 6.19 (c,d) entre las 11:10 y 12:21 GMT. En ella puede observarse con claridad el brillo de las nubes cercanas al disco solar, indicando el realce de la radiación por reflexión en las nubes que se está produciendo en ese momento. Las nubes, en este caso

cúmulos, pasan cerca del Sol pero no lo ocultan, favoreciendo que se produzca el efecto de realce ya que no hay disminución de la componente directa y simultáneamente sí que se produce un aumento de la componente difusa en comparación a un cielo despejado.

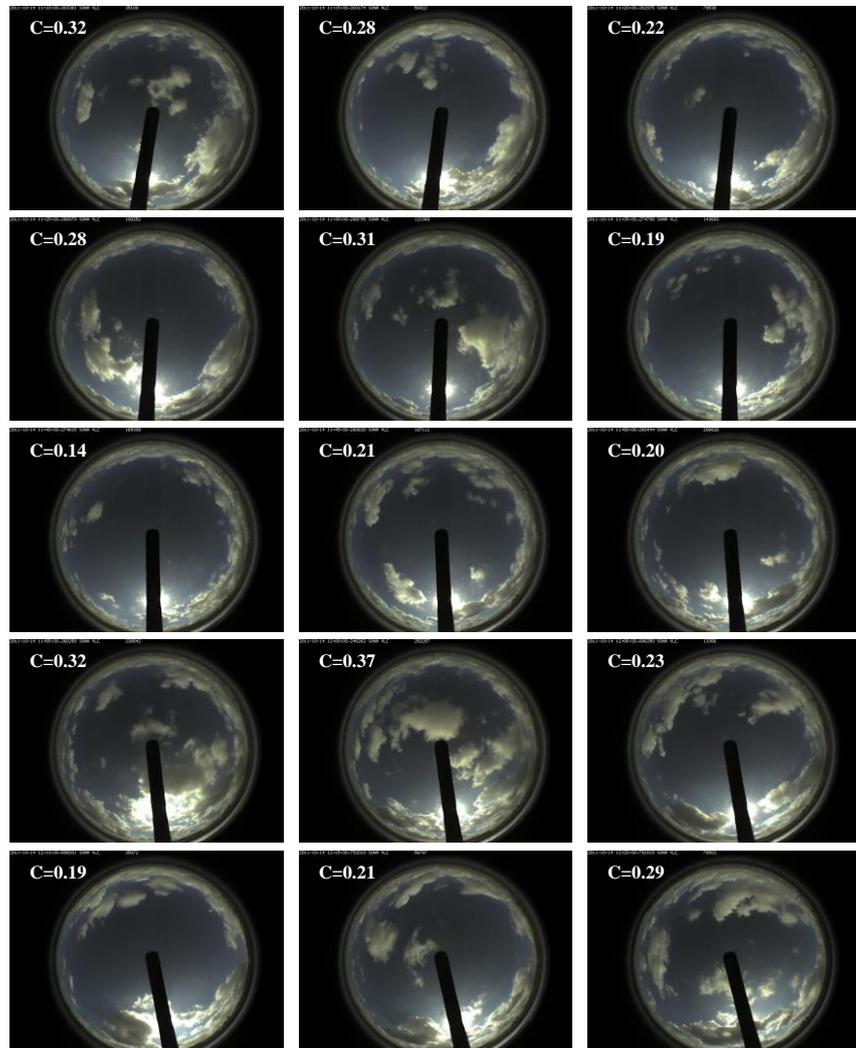


Figura 6.20.- Episodio de realce sostenido en los dos rangos durante más de una hora (11:10 GMT-12:21 GMT) el 14/10/2011, con imágenes cada 5 min.

A continuación se estudiará, tanto para el rango de la UVER como para el de la banda ancha, la dependencia de los casos de realce con la cobertura nubosa, el ángulo cenital y la estación del año en los tres años del estudio.

En la Figura 6.21 se muestra la frecuencia de los casos de realce en función de la cobertura nubosa para los dos rangos del espectro solar analizados. En el rango de la UVER el mayor porcentaje de datos se encuentran en coberturas nubosas bajas con valores de hasta el 30%, estando el máximo en una cobertura entre el 20-30%, resultado similar a otros estudios en los cuales para el rango de la UVB el mayor número de datos se obtienen en coberturas menores del 25% (Sabburg y Calbó, 2009). En episodios de realce en el rango de la banda ancha en cambio se obtiene un mayor porcentaje de casos de realce para coberturas nubosas mayores, estando el máximo para una cobertura de entre el 30-40%. Para este tipo de nubes bajas y medias para que exista realce es necesario que el Sol no esté oculto por las nubes, por tanto es más complicado que se produzca este efecto en cielos con valores de coberturas nubosas muy altas. También se concluye como se observó anteriormente en las Figuras 6.19 y 6.20 que no es necesaria la presencia de coberturas elevadas para que se produzca este efecto, si bien el realce en el rango de la banda ancha se produce más frecuentemente con un porcentaje de cobertura nubosa mayor que para el rango de la UVER.

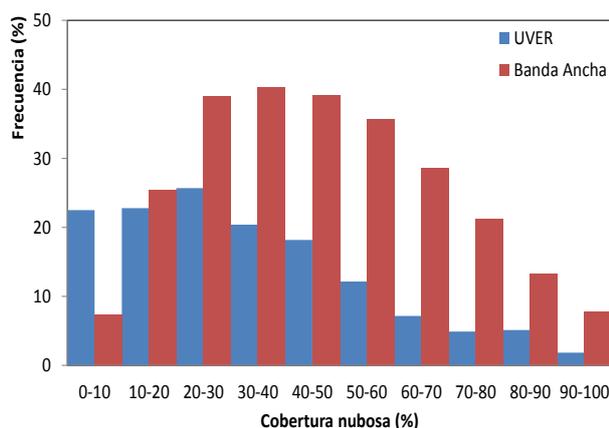


Figura 6.21.- Frecuencia de casos con realce frente a la cobertura nubosa, tanto para el rango de la UVER como para el de la banda ancha.

En la Figura 6.22 se ha representado la frecuencia de datos con efecto de realce frente al ángulo cenital, donde se observa que para el rango de la UVER no se obtiene una tendencia clara, en cambio para el de la banda ancha se observa que el número de episodios con realce aumenta ligeramente al incrementarse el ángulo cenital. El efecto de realce con ángulos cenitales altos a menudo están asociados con nubes altas o cirros (Pfister et al., 2003).

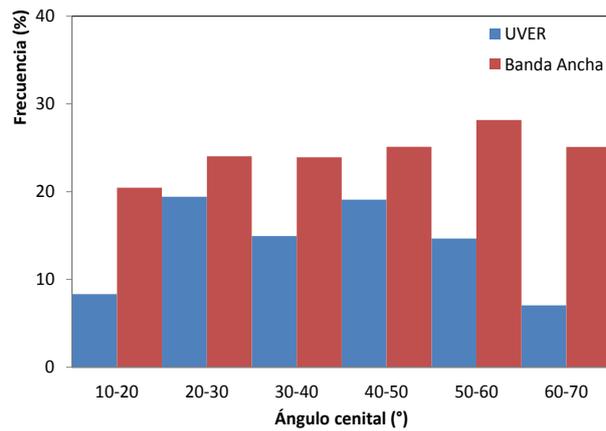


Figura 6.22.- Frecuencia de casos con realce según el ángulo cenital solar

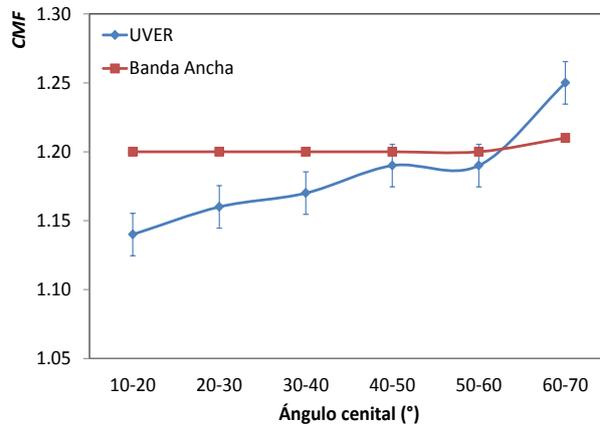


Figura 6.23.-Valor medio de *CMF* en casos con realce según el ángulo cenital solar.

En la Figura 6.23 se ha representado el valor medio del  $CMF$  para datos con realce frente al ángulo cenital. Se puede destacar que la media para los diferentes intervalos de ángulos en la banda ancha se mantiene prácticamente constante, mientras que para la UVER este valor medio va aumentando paulatinamente al aumentar el ángulo cenital. Por tanto la dependencia del valor de  $CMF$  en los episodios de realce en el rango de la UVER es mayor que en la banda ancha. Esta tendencia se aprecia incluso teniendo en cuenta la mayor incertidumbre en la medida de la irradiancia en el rango de la UVER.

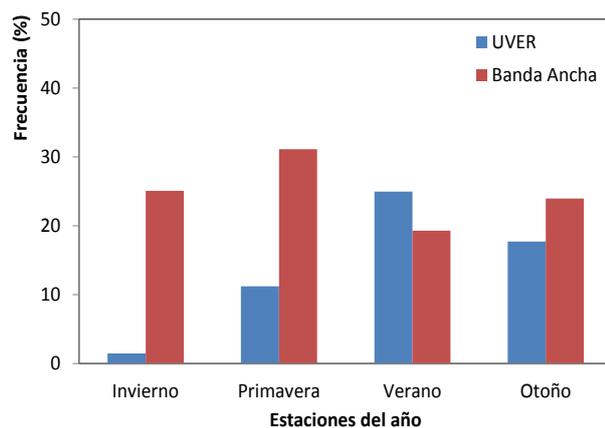


Figura 6.24.- Frecuencia de casos con realce frente a las estaciones del año, para el rango de la UVER y el de la banda ancha.

Finalmente en la Figura 6.24 se muestra el estudio de la frecuencia de los datos con efecto de realce en función de las estaciones del año para todos los datos en los tres años de estudio, 2011, 2012 y 2013. En el rango de la UVER la mayoría de los datos se concentran en los meses de verano, en cambio en los meses de invierno prácticamente no se tienen datos con efecto de realce. Para el rango de la banda ancha en cambio el mayor número de datos con efecto de realce se obtienen en el resto de estaciones, incluso en invierno, donde el número de datos con efecto de realce supera ampliamente a los del rango de la UVER. Esto ratifica el análisis anterior respecto a los ángulos cenitales ya que para la banda ancha se producen episodios de realce para ángulos mayores que se dan en estaciones del año que no sean verano. En cambio en el rango de la UVER el efecto de realce se da con

asiduidad en ángulos cenitales menores como son los de la estación de verano. Además, también puede influir la evolución anual del espesor de la capa de ozono que modifica la distribución anual de la UVER con relación a la banda ancha.

En el caso de nubes altas o cirros para que se produzca efecto de realce de la radiación es al contrario que para nubes bajas, en este caso se necesita que el Sol este oculto por las nubes, por tanto se produce más fácilmente en situaciones con coberturas nubosas altas (Sabburg y Wong, 2000; Krzyściń et al., 2003; Sabburg y Long, 2004; Sabburg y Calbó, 2009). En la Figura 6.25 se muestra un ejemplo de efecto de realce de la radiación producido por nubes altas, tanto para el rango de la UVER como para el de la banda ancha el 18/01/2011, con un valor máximo para la UVER de  $CMF_{UVER} = 1.34$  y un valor máximo para la banda ancha de  $CMF_{Banda Ancha} = 1.30$  los dos a las 14:30 GMT.

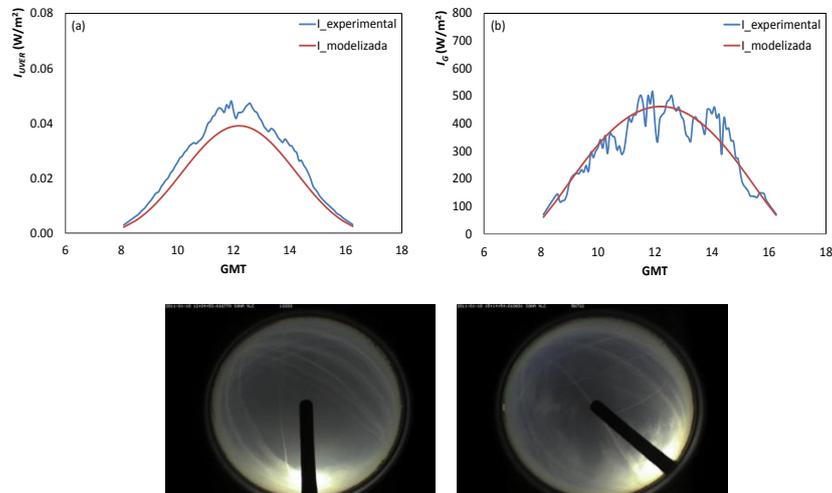


Figura 6.25.- Episodios con efecto de realce producido por nubes altas el 18/01/2011 para el rango de la UVER (a) y el de la banda ancha (b).

Sin embargo, el estudio de  $\tau$  así como de episodios de realce en caso de nubes altas queda fuera del alcance de esta memoria y pendiente de realizar en futuros trabajos.

## Conclusiones

En esta tesis doctoral se ha aplicado un método de minimización para calcular el espesor óptico de las nubes ( $\tau$ ) para nubes bajas y medias en Burjassot (Valencia). Este método se ha aplicado tanto para cielos cubiertos como parcialmente cubiertos con el Sol oculto por las nubes, utilizando para ello dos modelos de dispersión múltiple, el modelo SBDART y el modelo LibRadtran. Este estudio se ha realizado tanto para el rango de la UVER como para el de la banda ancha a partir de las medidas de irradiancia a nivel de superficie obtenidas con el radiómetro UVB-1 de YES y el piranómetro CM6 de Kipp & Zonen respectivamente. Posteriormente se ha relacionado el  $\tau$  calculado experimentalmente con diferentes factores de transmisividad atmosférica, para obtener expresiones que nos permitan hallar  $\tau$  de una manera más sencilla. Finalmente se ha realizado un estudio del efecto de realce de la radiación provocado por las nubes en cielos parcialmente cubiertos con nubes bajas y con el Sol visible.

A continuación se resumen los resultados más relevantes obtenidos:

### I.- Obtención de $\tau$ en cielos cubiertos

- Previamente al cálculo de  $\tau$  se ha utilizado un método de minimización para calcular el albedo de dispersión simple en el rango de la UVER y se ha comprobado que los resultados obtenidos son del mismo orden que los valores que proponen Shettle y Fenn en el modelo de aerosol urbano.
- En el rango de la UVER, para cielos totalmente cubiertos y con los dos modelos SBDART y LibRadtran, los valores de  $\tau$  se concentran en valores menores de 50, con un porcentaje del 80% en 2011 y 2012 y del 90% en 2013. La media de  $\tau$  en 2011 es en torno a 42 mientras que para 2012 está alrededor de 32 y en 2013 de 36. Los picos de mayor frecuencia se encuentran en valores de  $\tau$  menores de 15. Analizando los histogramas de frecuencia de  $\tau$  por intervalos se observa una fuerte asimetría positiva. Esta distribución de frecuencia ha sido asimilada a una función gamma normal y a otra modificada, reproduciendo de forma adecuada los resultados. En el análisis estacional de  $\tau$  se obtiene un valor medio y mediana mayor en primavera que en el resto del año, principalmente en 2011 debido a las condiciones meteorológicas. No se

observan discrepancias entre los dos modelos utilizados.

- En el rango de la banda ancha se ha repetido el estudio tanto anual como estacional, siendo los resultados obtenidos muy similares a los calculados en el rango de la UVER. Comparando los valores en el rango de la UVER con los de la banda ancha, la pendiente presenta una relación lineal muy próxima a la unidad, con una desviación entre las dos variables menor al 2% para los dos modelos. Los histogramas de la diferencia entre los valores en ambos rangos del espectro presentan una simetría centrada en una diferencia nula, presentando en el 80% de los casos una diferencia de  $\pm 6$ . Con estos resultados se corrobora que  $\tau$  tiene una dependencia espectral muy pequeña, por tanto sus valores pueden considerarse prácticamente constantes en diferentes rangos espectrales, lo que permite validar de este modo los resultados obtenidos.
- Finalmente se ha realizado un análisis de sensibilidad de los parámetros que influyen en la incertidumbre del método de minimización utilizado, tanto en el rango de la UVER como en el de la banda ancha. Para el rango de la UVER los parámetros que más afectan a la incertidumbre de  $\tau$  por orden de importancia son: el albedo de dispersión simple de aerosoles, las propiedades de las nubes y la irradiancia experimental. En cambio para el rango de la banda ancha son: las propiedades de las nubes, el albedo de dispersión simple de aerosoles y el espesor óptico de aerosoles. La incertidumbre absoluta aumenta de forma lineal con  $\tau$ . Para valores de  $\tau$  comprendidos entre 5 y 100, la incertidumbre absoluta varía entre 2 y 15 en los dos rangos espectrales analizados, siendo la incertidumbre relativa media del 15%.

## **II.- Relación de $\tau$ con diferentes factores de transmisividad**

- Se han relacionado los valores de  $\tau$  obtenidos en 2011 frente a los principales factores de transmisividad de la radiación a través de la atmósfera: los índices de claridad ( $k_t$  y  $k_t'$ ) y los factores de modificación de nubes ( $CMF$  y  $CMF'$ ). El año 2012 ha sido utilizado para validar estas expresiones. En los ajustes de estas expresiones se obtienen unos valores aceptables de los coeficientes de correlación al cuadrado, siempre superiores a 0.88 y en la mayoría de los casos próximos a la unidad.

- Aunque cualquier factor de transmisividad permite una primera estimación de  $\tau$ ,  $CMF$  y  $CMF'$  son los más apropiados por presentar una menor dispersión de los datos. En concreto los mejores resultados se obtienen para  $CMF_{mod}$  y  $CMF'_{mod}$ , calculados mediante el modelo SBDART, aunque los análogos calculados con la fórmula de Madronich son también una buena aproximación en el rango de la UVER, dada su simplicidad.
- Para la utilización de la expresión que estima  $\tau$  en el rango de la banda ancha, Barnard y Long, se han adaptado los coeficientes a nuestras condiciones locales, reduciendo los parámetros estadísticos  $MAD$  y  $RMSD$  a la mitad. Además, se ha propuesto una expresión potencial alternativa más sencilla y con la que se mejoran los resultados anteriores.
- En términos generales,  $CMF'$  resulta ser el factor de transmisividad más adecuado para estimar  $\tau$ , ajustándolo a la expresión empírica de Barnard y Long en el rango de la UVER o a una expresión potencial en el caso de todo el rango espectral. Sin embargo los resultados obtenidos con ambos ajustes fueron muy similares, con valores del  $MAD$  en torno al 3% en el rango de la UVER y en torno al 2% en el de la banda ancha. Por tanto en la práctica se recomienda tanto para el rango de la UVER como para el de la banda ancha, el ajuste del  $CMF'$  mediante una expresión potencial por ser más sencilla.

### III.- Obtención de $\tau$ en cielos parcialmente cubiertos

- En el estudio de cielos parcialmente cubiertos por nubes bajas, se aprecian dos tipos de datos: aquellos en los que el Sol está oculto por la nubosidad y aquellos en los que no lo está. El primer grupo se comporta de manera análoga a los cielos totalmente cubiertos, de modo que se ha adaptado el método de minimización utilizado anteriormente para estimar  $\tau$  ( $\tau_{oculto}$ ). En el segundo caso se produce en ocasiones un efecto de realce de la radiación y se ha comprobado que el método ya no es aplicable. Se ha hallado empíricamente que el Sol está oculto por las nubes si  $k_r < 0.6$  y  $CMF < 0.8$ .
- Los valores de  $\tau_{oculto}$  son bastante más bajos que en el caso de cielos cubiertos, con valores máximos que no superan los 100, concentrándose el 95% de los casos en valores menores de 30. Para los

valores estadísticos analizados de  $\tau_{oculto}$ , no se obtienen diferencias significativas entre años, modelos y rangos espectrales, al contrario que ocurría para cielos completamente cubiertos. Esta discrepancia se debe a la presencia de nubes altas o de desarrollo vertical, además de capas de nubes bajas y medias imposibles de detectar con la cámara de nubes y cobertura nubosa total. Analizando los histogramas de frecuencia de  $\tau_{oculto}$  se observa también una fuerte asimetría positiva, pero en este caso la distribución de frecuencia únicamente puede ser estudiada mediante la función gamma modificada.

- Al comparar  $\tau$  estimado a partir de los factores de transmisividad con el de referencia ( $\tau_{oculto}$ ), las expresiones potenciales obtenidas son del mismo orden a las halladas en el caso de cielos cubiertos. Sin embargo, la validación efectuada con datos del 2012 muestra una peor correlación entre los datos que la obtenida para cielos totalmente cubiertos. En el rango de la UVER el mejor resultado se obtiene con el factor de transmisividad  $CMF_{mod}$ , con un  $MAD$  del 10% y un  $RMSD$  del 14%. En el rango de la banda ancha el mejor resultado se obtiene utilizando el factor de transmisividad  $k_r'$ , con un  $MAD$  del 18% y un  $RMSD$  del 23%. En el histograma de la diferencia entre los valores de  $\tau$  en ambos rangos del espectro el valor más frecuente para todos los años analizados es una diferencia nula, en más del 20% de los datos.

#### **IV.- Efecto de realce de la radiación provocado por las nubes**

- El incremento de la radiación en casos de realce es mayor en el rango de la banda ancha que en el de la UVER al contrario de lo que sucede cuando el Sol está oculto, siendo la radiación en el rango de la banda ancha más atenuada que en el de la UVER debido al mayor porcentaje de irradiancia directa en el rango de la banda ancha.
- En el rango de la UVER el mayor porcentaje de datos con efecto de realce se obtiene en coberturas nubosas bajas con valores de hasta el 30%, siendo el más frecuente para una cobertura comprendida entre el 20-30%. En el rango de la banda ancha en cambio se obtiene un mayor porcentaje de casos de efecto de realce con coberturas nubosas mayores, siendo el más frecuente para una cobertura entre el 30-40%.
- El valor medio del  $CMF$  en casos de realce es independiente del ángulo cenital en el rango de la banda ancha mientras que en el de la UVER

aumenta con él.

- La mayor frecuencia de casos de realce se concentran en verano en el rango de la UVER, en cambio en invierno prácticamente no se observan datos con efecto de realce. Para la banda ancha en cambio el mayor número de datos con efecto de realce se obtiene en primavera, otoño e invierno, respectivamente.



### **Perspectivas futuras**

Como perspectiva futura es imprescindible mantener operativa la obtención de imágenes de nubes en la estación del Campus de Burjassot de la Universitat de València, para extender el estudio actual durante los próximos años y hallar de esta forma una estadística más amplia que permita establecer una climatología del espesor óptico de nubes. Esto será posible debido a la adquisición recientemente de dos nuevas cámaras de nubes más completas, una de día y otra de noche. Estos dispositivos ya no poseen banda de sombra y por tanto serán más precisos en el cálculo de la cobertura nubosa, pudiendo distinguir mejor las situaciones con el Sol oculto por las nubes de las que no lo están. Además estas cámaras poseen incorporado un software del fabricante para obtener de manera automática la cobertura nubosa, evitando el laborioso proceso manual que se realiza actualmente.

La cámara de nubes utilizada en esta memoria será instalada en la estación de medida que tiene el grupo de Radiación Solar en Aras de los Olmos, localidad situada en el interior de la provincia de Valencia, con lo que se tendrá la posibilidad de comparar los resultados en dos estaciones totalmente diferentes tanto por su carga de aerosoles como por su altitud y distancia al mar.

Una vez vistas las limitaciones de nuestro método unidimensional para el estudio de cielos parcialmente nubosos con el Sol oculto por las nubes, sería interesante poder desarrollar un método tridimensional para poder calcular el espesor óptico de nubes con mayor precisión en estos tipos de cielos y poder extender la obtención de  $\tau$  a cielos parcialmente cubiertos pero con el Sol visible.

Finalmente sería conveniente realizar un estudio y análisis más minucioso del realce provocado por las nubes, incluyendo en este estudio las nubes altas.



## Referencias

Alados-Arboledas, L., I. Alados, I. Foyo-Moreno, F.J. Olmo y A. Alcántara (2003). The influence of clouds on surface UV erythema irradiance. *Atmospheric Research*, **66**, 273–290.

D’Almeida, G.A., P. Koepke y E.P. Shettle (1991). Atmospheric aerosols: global climatology and radiative characteristics. A. *DEEPAKI Publishing*, Hampton, Virginia, USA, pp. 561.

Antón, M., M. López, J.M. Vilaplana, M. Kroon, R. McPeters, M. Bañón y A. Serrano (2009). Validation of OMI-TOMS and OMI-DOAS total ozone column using five Brewer spectroradiometers at the Iberian peninsula. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **114**, D14307, doi: 10.1029/2009JD012003.

Antón, M., J. E. Gil, A. Cazorla, J. Fernández-Gálvez, I. Foyo-Moreno, F.J. Olmo y L. Alados-Arboledas (2011). Short-term variability of experimental ultraviolet and total solar irradiance in Southeastern Spain. *Atmospheric Environment*, **45**, 4815–4821, doi: 10.1016/j.atmosenv.2011.06.020, 2011a.

Antón, M., L. Alados-Arboledas, J.L. Guerrero-Rascado, M.J. Costa, J.C. Chiu y F.J. Olmo (2012). Experimental and modeled UV erythema irradiance under overcast conditions: the role of cloud optical depth. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **12**, 11723–11732.

Badosa, J., J. Calbó, R. McKenzie, B. Liley, J.A. González, B. Forgan y C.N. Long (2014). Two Methods for Retrieving UV Index for All Cloud Conditions from Sky Imager Products or Total SW Radiation Measurements. *Photochemistry and Photobiology*, **90**, 941–951, doi: 10.1111/php.12272.

Bais, A.F., A. Kazantzidis, D.S. Balis, C.S. Zerefos y C. Meleti (2005). Deriving an effective aerosol single scattering albedo from spectral surface UV irradiance measurements. *Atmospheric Environment*, **39**, 1093–1102.

Barker, H.W., T.J. Curtis, E. Leontieva y K. Stamnes (1998). Optical depth of overcast clouds across Canada: estimates based on surface

## REFERENCIAS

---

pyranometer and satellite measurements. *Journal of Climate*, **11**, 2980–2994.

Barker, H.W. y A. Marshak (2001). Inferring optical depth of broken clouds above green vegetation using surface solar radiometric measurements. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **58**, 2989–3006.

Barker, H.W., M.P. Jerg, T. Wehr, S. Kato, D.P. Donovan y R.J. Hogan (2011). A 3D cloud–construction algorithm for the EarthCARE satellite mission. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137**, 1042–1058, doi:10.1002/qj.824.

Barnad, J.C. y C.N. Long (2004). A simple empirical equation to calculate cloud optical thickness using shortwave broadband measurements. *American Meteorological Society*, **43**, 1057–1066.

Barnard, J.C., C.N. Long, E.I. Kassianov, S.A. McFarlane, J.M. Comstock, M. Freer y G.M. McFarquhar (2008). Development and Evaluation of a Simple Algorithm to Find Cloud Optical Depth with Emphasis on Thin Ice Clouds. *The Open Atmospheric Science Journal*, **2**, 46–55.

Berger, D.S. (1976). The sunburning ultraviolet meter: design and performance. *Photochemistry and Photobiology*, **24**, 587–593.

Binyamin, J., J. Davies y B. McArthur (2010). UV–B cloud optical properties for Canada. *International Journal of Climatology*, **30**, 1246–1255.

Boers, R. (1997). Simultaneous retrievals of cloud optical depth and droplet concentration from solar irradiance and microwave liquid water path. *Journal Geophysical Research*, **102**, 29881–29891.

Boers, R., A. van Lammeren y A. Feijt (2000). Accuracy of cloud optical depth retrievals from ground based pyranometers. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **17**, 916–927.

Bohren, C.F. y D.R. Huffman (1983). Absorption and Scattering of Light by Small Particles. *John Wiley & Sons*, New York, USA.

Blumthaler, M. y W. Ambach (1988). Solar UVB-albedo of various surfaces. *Photochemistry and Photobiology*, **48**, 85–88.

Blumthaler, M., W. Ambach y R. Ellinger (1997). Increase in solar UV radiation with altitude. *Journal of Photochemistry and Photobiology B: Biology*, **39**, 130–134.

Cahalan, R.F., W. Ridgway, W. Wiscombe y T. Bell (1994). The albedo of fractal stratocumulus clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **51**, 2434–2455.

Cahalan, R.F., L. Oreopoulos, G. Wen, A. Marshak, S.C. Tsay y T. DeFelice (2001). Cloud characterization and clear-sky correction from Landsat-7. *Remote Sensing of Environment*, **78**, 83–98.

Calbó, J., D. Pagés y J. González (2005). Empirical studies of cloud effects on UV radiation: A review. *Reviews of Geophysics*, **43**, RG2002, doi: 10.1029/2004RG000155.

Campanelli, M., V. Estellés, C. Tomasi, T. Nakajima, V. Malvestuto y J.A. Martínez-Lozano (2007). Application of the SKYRAD improved Langley plot method for the in situ calibration of CIMEL sunesky photometers. *Applied Optics*, **46**, 2688–2702, doi:10.1364/AO.46.002688.

Campanelli, M., V. Estellés, T. Smyth, C. Tomasi, J.A. Martínez-Lozano, B. Claxton, P. Muller, G. Pappalardo, A. Pietruczuk, J. Shanklin, S. Colwell, C. Wrench, A. Lupi, M. Mazzola, C. Lanconelli, V. Vitale, F. Congeduti, D. Dionisi, F. Cardillo, M. Cacciani, G.P. Casasanta y T. Nakajima (2012). Monitoring of Eyjafjallajökull volcanic aerosol by the new European Skynet Radioneters (ESR) network. *Atmospheric Environment*, **48**, 33–45, doi: 10.1016/j.atmosenv.2011.09.070.

Cañada, J., A.R. Esteve, M.J. Marín, M. P. Utrillas, F. Tena y J.A. Martínez-Lozano (2008). Study of erythemal, UV(A+B) and Global solar radiation in Valencia (Spain). *International Journal of Climatology*, **28**, 693–702.

Castro, T., B. Mar, R. Longoria, L.G. Ruiz-Suarez y L. Morales (2001). Surface albedo measurements in Mexico City metropolitan area. *Atmósfera*, **14**, 69–74.

Cede, A., M. Blumthaler, E. Luccini, R.D. Piacentini y L. Nuñez, (2002). Effects of clouds on erythemal and total irradiance as derived from

## REFERENCIAS

---

data of the Argentine network. *Geophysical Research Letters*, **29**, 2223. doi: 10.1029/2002GL015708.

Chadysiene, R. y A. Girgzdys (2008). Ultraviolet radiation albedo of natural surfaces. *Journal of Environmental Engineering and Landscape Management*, **16**, 83–88.

CIE (1998). Erythema reference action spectrum and standard erythema dose. Vienna. ISO 17166:1999/CIE S007–1998.

Correa, M.P. y J.C. Ceballos (2008). UVB surface albedo measurements using Biometers. *Revista Brasileira de Geofísica*, **26**, 411–416.

Davies, J.A. (1995). Comparison of modelled of observed global irradiance. *Journal of Applied Meteorology*, **35**, pp. 192–201.

De Luis, M., J. Raventos, J.C. González-Hidalgo, J.R. Sánchez y J. Cortina (2000). Spatial analysis of rainfall trends: a case study in Valencia Region (Spain). *International Journal of Climatology*, **20**, 1451–1469.

Dichter, B.K., A.F. Beaubien y D.J. Beaubien (1993). Development and Characterization of a New Solar Ultraviolet–B Irradiance Detector. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **10**, 337–344.

Diffey, B.L. (2002). Sources and measurement of ultraviolet radiation. *Methods*, **28**, 4–13.

Dong, X., T.P. Ackerman, E. Clothiaux, P. Pilewskie y Y. Han (1997). Microphysical and radiative properties of boundary layer stratiform clouds deduced from ground-based measurements. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 23829–23843.

Dong, X., P. Minnis, G.G. Mace, W.L. Smith Jr, M. Poellot, R. Marchand y A. Rapp (2002). Comparison of stratus cloud properties deduced from surface, GOES, and aircraft data during the March 2000 ARM Cloud IOP. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **59**, 3265–3284.

Dubovik, O., B. Holben, T.F. Eck, A. Smirnov, Y.J. Kaufman, M.D. King, D. Tanre, y I. Slutsker (2002). Variability of Absorption and Optical Properties of Key Aerosol Types Observed in Worldwide Locations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **59**, 590–608.

Eck, T.F., B.N. Holben, J.S. Reid, O. Dubovik, A. Smirnov, N.T. O'Neill, I. Slutsker, S. Kinne (1999). Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban, and desert dust aerosols. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **104** (D24), 31333–31349.

Emck, P. y M. Richter (2008). An upper threshold of enhanced global shortwave irradiance in the troposphere derived from field measurements in tropical mountains. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **47**, 2828–2845.

Estupiñán, J.G., S. Raman, G.H. Crescenti, J. Streicher y W. Barnard, (1996). Effects of clouds and haze on UV-B radiation. *Journal of Geophysical Research*, **101** (D11), 16807–16816.

Estellés, V. (2006). Caracterización de los aerosoles atmosféricos en Valencia mediante fotometría solar. *Ph. D. Thesis*, Universitat de València, España.

Estellés, V., J.A. Martínez-Lozano y M.P. Utrillas (2007a). Influence of air mass history on the columnar aerosol properties at Valencia, Spain. *Journal of Geophysical Research*, **112**, D15211, doi: 10.1029/2007JD008593.

Estellés, V., J.A. Martínez-Lozano, M.P. Utrillas y M. Campanelli (2007b). Columnar aerosol properties in Valencia (Spain) by ground-based Sun photometry. *Journal of Geophysical Research*, **112**, D11201, doi: 10.1029/2006JD008167.

Estellés, V., M. Campanelli, M.P. Utrillas, F.J. Expósito y J.A. Martínez-Lozano (2012). Comparison of AERONET and SKYRAD4.2 inversion products retrieved from a Cimel CE318 sunphotometer. *Atmospheric Measurement Techniques*, **5**, 569–579. <http://dx.doi.org/10.5194/amt-5-569-2012>.

Esteve, A.R., M.J. Marín, F. Tena, M.P. Utrillas y J.A. Martínez-Lozano (2010). Influence of cloudiness over the values of erythemal radiation in Valencia, Spain. *International Journal of Climatology*, **30**, 127–136.

Feister, U. y R. Grewe (1995). Spectral albedo measurements in the UV and visible region over different types of surfaces. *Photochemistry and Photobiology*, **62**, 736–744.

## REFERENCIAS

---

Foyo-Moreno, I., I. Alados, F.J. Olmo, J. Vida y L. Alados-Arboledas (2001). On the use of a cloud modification factor for solar UV (290-385 nm) spectral range. *Theoretical and Applied Climatology*, **68**, pp. 41–50.

Frederick, J.E., H.E. Snell y E.K. Haywood (1989). Solar ultraviolet radiation at the Earth's surface. *Photochemistry and Photobiology*, **51**, 443–450.

Fu, Q. (1996). An accurate parameterization of the solar radiative properties of cirrus clouds for climate models. *Journal of Climate*, **9**, 2058–2082.

Gandía, S., M.P. Utrillas, J.L. Gómez-Amo, A.R. Esteve, V. Estellés, R. Pedrós, J.A. Núñez y J.A. Martínez-Lozano (2014). Relationship between UVB and broadband solar radiation in Spain. *International Journal of Climatology*, doi: 10.1002/joc.4088.

Gómez-Amo, J.L., V. Estellés, A. di Sarra, R. Pedrós, D. Sferlazzo, M.P. Utrillas y J.A. Martínez-Lozano (2013). A comparison of Microtops II and satellite ozone measurements in the period 2001-2011. *Journal of Atmospheric and Solar Terrestrial Physics*, **94**, 5–12, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jastp.2012.12.012>.

Gröbner, J., G. Hulsén, L. Vuilleumier, M. Blumthaler, J.M. Vilaplana, D. Walker y J.E. Gil (2006). Report of the PMOD/WRC-COST calibration and intercomparison of erythemal radiometers. *Report PMOD-WRC*, Davos, Switzerland.

Gueymard, C. (2004). The sun's total and spectral irradiance for solar energy applications and solar radiation models. *Solar Energy*, **76**, 423–453.

Holben, B.N., T.F. Eck, I. Slutsker, J.P. Buis, A. Setzer, E. Vermote, J.A. Reagan, Y. Kaufman, T. Nakajima, F. Lavenue, I. Jankowiak y A. Smirnov (1998). AERONET-a federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sensing of Environment*, **66**(1), 1–16.

Holben, B.N., D. Tanré, A. Smirnov, T.F. Eck, I. Slutsker, N. Abuhassan, W.W. Newcomb, J. Schafer, B. Chatenet, F. Lavenue, Y.J. Kaufman, J. Vande-Castle, A. Setzer, B. Markham, D. Clark, R. Frouin, R. Halthore, A. Karnieli, N.T. O'Neill, C. Pietras, R.T. Pinker, K. Voss y G.

Zibordi (2001). An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET. *Journal of Geophysical Research*, **106**(D11), 12067–12098, doi: 10.1029/2001JD900014.

Horowitz, J.L. (1969). An easily constructed shadow-band for separating direct and diffuse solar radiation. *Solar Energy*, **12**, 543–545.

Hu, Y.X. y K. Stamnes (1993). An accurate parameterization of the radiative properties of water clouds suitable for use in climate models. *Journal of Climate*, **6**, 728–742.

Iqbal, M. (1983). An introduction to solar radiation. *Academic Press*, New York, USA, 0–12–373750–8, pp. 390.

Junge, C.E. (1952). Die Konstitution des atmosphärischen Aerosols. *Annalen der Meteorologie*, **12**, 13–25.

Kazadzis, S., J. Gröbner, A. Arola y V. Amiridis (2010). The effect of global UV irradiance measurement accuracy on the single scattering albedo retrieval. *Atmospheric Measurement Techniques*, **3**, 1029–1037.

Kerker, M. (1969). The Scattering of Light and Other Electromagnetic Radiation. *Academic Press*, New York, USA.

Kerr, J.B. y V.E. Fioletov (2008). Surface ultraviolet radiation. *Atmosphere–Ocean*, **46**(1), 159–184.

King, M.D., L.F. Radke y P.V. Hobbs (1990). Determination of the spectral absorption of solar radiation by marine stratocumulus clouds from airborne measurements within clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **47**, 894–907.

Kneizys, F.X., E.P. Shettle, W.O. Gallery, J.H. Chetwynd, L.W. Abreu, J.E.P. Selby, S.A. Clough y R.W. Fenn (1983). Atmospheric transmittance/radiance: Computer code LOWTRAN 6. Rep. AFGL-TR-83-0187, pp. 200.

Koepke, P., H. DeBacker, P. Eriksen, U. Feister, D. Grifoni, T. Koskela, A. Lehmann, Z. Litynska, A. Schamalwieser, H. Staiger y K. Vanicek (2000). An overview of the results from the comparison of UV-Index forecasted and measured at all atmospheric conditions including clouds. *International Radiation Symposium*, Saint- Petersburg.

## REFERENCIAS

---

Krzyścin, J.W., J. Jaroslowski y P.S. Sobolewski (2003). Effects of clouds on the surface erythematous UV-B irradiance at northern midlatitudes: Estimation from the observations taken at Belsk, Poland (1999–2001). *Journal of Atmospheric and Solar–Terrestrial Physics*, **65**(4), 457–467.

Kuchinke, C. y M. Núñez (1999). Cloud transmission estimates of UV-B erythematous irradiance. *Theoretical and Applied Climatology*, **63**, 149–161, doi: 10.1007/s007040050100.

Kurucz, R. (1992). Synthetic infrared spectra. In *Proceedings of the 154<sup>th</sup> Symposium of the International Astronomical Union (IAU)*, Tucson, Arizona, March 2–6, Kluwer, Acad., Norwell, MA.

Leontieva, E., K. Stamnes y J.A. Olseth (1994a). Cloud optical properties at Bergen (Norway) based on the analysis of long-term solar irradiance records. *Theoretical and Applied Climatology*, **50**, 73–82.

Leontieva, E. y K. Stamnes (1994b). Estimation of cloud optical thickness from ground based measurements of incoming radiation in the Arctic. *Journal of Climate*, **7**, 566–578.

Levelt, P.F., G.H.J. van den Oord, M.R. Dobber, A. Malkki, H. Visser, J. de Vries, P. Stammes, J.O.V. Lundell y H. Saari (2006). The Ozone Monitoring Instrument. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **44**, 1093–1101, doi: 10.1109/TGRS.2006.872333, 2006.

Li, D.H.W., C.C.S. Lau y J.C. Lam (2004). Overcast sky conditions and luminance distribution in Hong Kong. *Building and Environment*, **39**, 101–108.

Liou, K.N. (2002). An introduction to atmospheric radiation. *International Geophysics Series*, **84**, Academic Press, San Diego, CA, pp. 583.

Liu, B.Y.H., y R.C. Jordan (1960). Daily insolation on surfaces tilted towards the equator. *Trans ASHRAE*, **3**, 526–541.

Long, C.N. y T.P. Ackerman (2000). Identification of clear skies from broadband pyranometer measurements and calculation of downwelling shortwave cloud effects. *Journal of Geophysical Research*, **105** (D12), 1,5609–1,5626. Available URL: <http://science.arm.gov/~clong>.

López, G., T. Muneer y R. Claywell (2004). Assessment of four shadow band correction models using beam normal irradiance data from the United Kingdom and Israel. *Energy Conversion and Management*, **45**, 1963–1979.

Lorente, J., X. de Cabo, E. Campmany, Y. Sola, J.A. González, J. Calbó, J. Badosa, L. Alados-Arboledas, J.A. Martínez-Lozano, V. Cachorro, A. Labajo, B. de la Morena, A.M. Díaz, M. Pujadas, H. Horvath, A.M. Silva y G. Pavese (2004). Altitude effect on UV Index deduced from the Veleta–2002 Experimental Campaign (Spain). Proceedings, 164–167. *International Radiation Symposium*.

Lovengreen, C., H.A. Fuenzalida y L. Videla (2005). On the spectral dependency of UV radiation enhancements due to clouds in Valdivia, Chile (39.8°S). *Journal of Geophysical Research*, **110** (D14207).

Madronich, S. (1987). Photodissociation in the atmosphere: 1. Actinic flux and the effects of ground reflection and clouds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **92** (D8), 9740–9752.

Madronich, S. (2007). Analytic formula for the clear-sky UV index. *Photochemistry and Photobiology*, **83**, 1537–1538. doi: 10.1111/j.1751-1097.2010.00860.x,2007.

Marín, M.J., A.R. Esteve, F. Tena, M.P. Utrillas y J.A. Martínez-Lozano (2007). Dependencia del UVI con el ozono y la turbiedad en Valencia. *Óptica Pura y Aplicada*, **40**, 25–30.

Mateos, D., A. de Miguel, J. Bilbao y A. Pérez-Burgos (2010). Dependence of ultraviolet (erythemal and total) radiation and CMF values on total and low cloud covers in Central Spain. *Atmospheric Research*, **98**, 21–27.

Mateos, D., M. Antón, A. Valenzuela, A. Cazorla, F.J. Olmo y L. Alados-Arboledas (2013). Short-wave radiative forcing at the surface for cloudy systems at a midlatitude site. *Tellus B*, **65**, 21069, doi: 10.3402/tellusb.v65i0.21069.

Mayer, B. y A. Kylling (2005). Technical note: The LibRadtran software package for radiative transfer calculations -description and examples of use. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **5**, 1855–1877.

## REFERENCIAS

---

McKenzie, R.L. y M. Kotkamp (1996). Upwelling UV spectral surface irradiance and surface albedo measurements at Lauder, New Zealand. *Geophysical Research Letters*, **23**, 1757–1760.

McKenzie, R.L., P.V. Johnston, D. Smale, B. Bodhaine y S. Madronich (2001). Altitude effects on UV spectral irradiance deduced from measurements at Lauder, New Zealand, and at Mauna Loa Observatory, Hawaii. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 22845–22860.

McKinlay, A.F. y B.L. Diffey (1987). A reference spectrum for ultraviolet induced erythema in human skin. *CIE Journal*, **6**, 17–22.

McPeters, R., M. Kroon, G. Labow, E. Brinksma, I. Petropavlovskikh, J.P. Veefkind, P.F. Bhartiam y P.F. Levelt (2008). Validation of the Aura ozone monitoring instrument total ozone product. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **113**, D15S14. doi: 10.1029/2007JD008802.

Mims III, F.M. y J.E. Frederick (1994). Cumulus clouds and UV-B. *Nature*, **371**, 291. doi: 10.1038/371291a0.

Min, Q. y L.C. Harrison (1996). Cloud properties derived from surface MFRSR measurements and comparison with GOES results at the ARM SGP site. *Geophysical Research Letters*, **23**, 1641–1644.

Min, Q., E. Joseph y M. Duan (2004). Retrievals of thin cloud optical depth from a multifilter rotating shadowband radiometer. *Journal of Geophysical Research*, **109**, D02201. doi:10.1029/2003JD003964.

Min, Q., E. Joseph, Y. Lin, L. Min, B. Yin, P.H. Daum, L.I. Kleinman, J. Wang y Y-N. Lee (2012). Comparison of Modis cloud microphysical properties with in-situ measurements over the Southeast Pacific. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **12**, 11261–11273.

Nikitidou, E., A. Kazantzidis, V. de Bock y H. de Backer (2013). The aerosol forcing efficiency in the UV region and the estimation of single scattering albedo at a typical West European site. *Atmospheric Environment*, **69**, 313–320.

Núñez, M., K. Fienberg y C. Kuchinke (2005). Temporal structure of the solar radiation field in cloudy conditions: are retrievals of hourly averages from space possible?. *Journal of Applied Meteorology*, **44**, 167–178.

Pandey, P.K., D. de Ridder, N.P. Gillotay y M. van Lipzig (2012). Estimating cloud optical thickness and associated surface UV irradiance from SEVIRI by implementing a semi-analytical cloud retrieval algorithm. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **12**, 7961–7975.

Pérez, R., P. Ineichen, R. Seals y A. Zelenka (1990). Making full use of the clearness index for parametering hourly insolation conditions. *Solar Energy*, **45**, 111–114.

Petters, J.L., V.K. Saxena, J.R. Slusser, B.N. Wenny y S. Madronich (2003). Aerosol single scattering albedo retrieved from measurements of surface UV irradiance and a radiative transfer model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **108**, (D9), 4288. doi: 10.1029/2002JD002360.

Pfister, G., R.L. McKenzie, J.B. Liley, A. Thomas, B.W. Forgan y C.N. Long (2003). Cloud coverage based on all-sky imaging and its impact on surface solar irradiance. *Journal of Applied Meteorology*, **42**, 1421–1434.

Piacentini, R.D., G.M. Saluma, N. Fraidenraich y C. Tibad (2011). Extreme total solar irradiance due to cloud enhancement at sea level of the NE Atlantic coast of Brazil. *Renewable Energy*, **36**, 409–412.

Reindl, D.T., W.A. Beckman y J.A. Duffie (1990). Diffuse fraction correlations. *Solar Energy*, **45**, 1–7.

Ricchiazzi, P., S. Yang, C. Gautier y D. Sowle (1998). SBDART: A Research and Teaching Software Tool for Plane-Parallel Radiative Transfer in the Earth's Atmosphere. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **79** (10), 2101–2114.

Robertson, D.F. (1972). Solar ultraviolet radiation in relation to human sunburn and skin cancer, *Ph. D. Thesis*, University of Queensland, Australia.

Romero, R., C. Ramis y J.A. Guijarro (1999). Daily rainfall patterns in the Spanish Mediterranean area: an objective classification. *International Journal of Climatology*, **19**, 95–112.

Sabburg, J. y J. Wong (2000). The effects of clouds on enhancing UVB irradiance at the earth's surface: a one year study. *Geophysical Research Letters*, **27**, 3337–3340.

Sabburg, J., A.V. Parisi y M.G. Kimlin (2003). Enhanced spectral UV irradiance: A 1 year preliminary study. *Atmospheric Research*, **66**(4), 261–272.

Sabburg, J. y C.N. Long (2004). Improved sky imaging for studies of enhanced UV irradiance. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **4**, 2543–2552.

Sabburg, J. y A.V. Parisi (2006). Spectral dependency of cloud enhanced UV irradiance. *Atmospheric Research*, **81**, 206–214.

Sabburg, J. y J. Calbó (2009). Five years of cloud enhanced surface UV radiation measurements at two sites (in the Northern and Southern Hemispheres). *Atmospheric Research*, **93**, 4, 902–912.

Schwander, H., P. Koepke y A. Ruggaber (1997). Uncertainties in modeled UV irradiances due to limited accuracy and availability of input data. *Journal of Geophysical Research*, **102**(D8), 9414–9429.

Schreder, J. (2006). Standard calibration method, CMS-Ing. Dr. Schreder GmbH Company. Kirchbichl, Austria. <http://www.schreder-cms.com>.

Seckmeyer, G., R. Erb y A. Albold (1996). Transmittance of a cloud is wavelength-dependent in the UV-range. *Geophysical Research Letters*, **23**, 2753–2755.

Serrano, A., M. Antón, M.L. Cancillo y V.L. Mateos, (2006). Daily and annual variations of the erythemal ultraviolet radiation in Southwestern Spain. *Annales Geophysicae*, **24**, 427–441.

**Serrano, D.**, M.J. Marín, M.P. Utrillas, F. Tena y J.A. Martínez-Lozano (2010). Measurement and modelling of global erythemal solar irradiance on inclined planes. *Journal of Mediterranean Meteorology & Climatology (Tethys)*, **7**, 57–66. doi: 10.3369/tethys.2010.7.05.

**Serrano, D.**, M.J. Marín, M.P. Utrillas, F. Tena y J.A. Martínez-Lozano (2012). Modelling of the UV Index on vertical and 40° titled planes for different orientations. *Photochemistry and Photobiology Sciences*, **11**, 333–334. doi: 10.1039/c1pp05211j.

**Serrano, D.**, M. Núñez, M.P. Utrillas, M.J. Marín, C. Marco y J.A. Martínez-Lozano (2014). Effective cloud optical depth for overcast conditions determined with a UV radiometers. *International Journal of Climatology*. doi: 10.1002/joc.3953.

**Serrano, D.**, M.J. Marín, M. Núñez, S. Gandía, M.P. Utrillas y J.A. Martínez-Lozano (2015a). Relationship between the effective cloud optical depth and different atmospheric transmission factors. *Atmospheric Research*, **160**, 50-58, doi: 10.1016/j.atmosres.2015.03.004.

**Serrano, D.**, M.J. Marín, M. Núñez, M.P. Utrillas, S. Gandía y J.A. Martínez-Lozano (2015b). Wavelength dependence of the effective cloud optical depth. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, **130-131**, 14-22, doi: 10.1016/j.jastp.2015.05.001.

Shettle, E. y R.W. Fenn (1979). Models for the aerosols of the lower atmosphere and the effects of humidity variations on their optical properties. *Environmental Research Papers*, **676**, AFGL-TR-79-0214, 94 pp.

Shettle, E.P. (1989). Models of aerosols, clouds and precipitation for atmospheric propagation studies. Paper presented at Conference on Atmospheric Propagation in the UV, Visible, IR and MM-Region and Related System Aspects, NATO Adv. Group for Aerosp. Res. And Dev., Copenhagen.

Shifrin, K.S. (1951). Scattering of Light in a Turbid Media. Moscow: Gostekhizdat, (English translation: NASA Tech. Trans. TT F-447, 1968, NASA, Washington, DC).

Stamnes, K., S.C. Tsay, W. Wiscombe y K. Jayaweera (1988). Numerically stable algorithm for discrete ordinate method radiative transfer in multiple scattering emitting layered media. *Applied Optics*, **27**, 2502–2509.

Stamnes, K., S.C. Tsay, W. Wiscombe y I. Laszlo (2000). DISORT, a General-Purpose Fortran Program for Discrete-Ordinate-Method Radiative Transfer in Scattering and Emitting Layered Media: Documentation of Methodology. Tech. Rep. Dept. Of Physics and Engineering Physics, *Stevens institute of Technology*, Hoboken, NJ 07030.

Stephens, G.L. (1994). Remote Sensing of the Lower Atmosphere: An Introduction. *Oxford University Press*, New York, 521 pp.

Sumner, S., V. Homar y C. Ramís (2000). Precipitation seasonality in eastern and southern coastal Spain. *International Journal of Climatology*, **21**, 219–247.

Thiel, S., K. Steiner y H.K. Seidlitz (1997). Modification of global erythemally effective irradiance by clouds. *Photochemistry and Photobiology*, **65**, 969–973.

Toledano, C., V.E. Cachorro, A. Berjón, A.M. de Frutos, D. Fuertes, R.González, B. Torres, R. Rodrigo, Y. Bennouna, L. Martín y C. Guirado (2011). RIMA-AERONET network: long term monitoring of aerosol properties. *Óptica Pura y Aplicada*, **44**, 629–633.

Utrillas, M.P., M.J. Marín, A.R. Esteve, F. Tena, J. Cañada, V. Estellés y J.A. Martínez-Lozano (2007). Diffuse UV erythematous radiation experimental values. *Journal of Geophysical Research*, **112**, D24207.

Utrillas, M.P., J.A. Martínez-Lozano, A.R. Esteve, **D. Serrano** y M.J. Marín (2011). UV Index experimental values on vertical surfaces. *International Journal of Climatology*. doi: 10.1002/joc.2423.

Van de Hulst, H.C. (1957). Light Scattering by Small Particles. N.Y.: Wiley.

Vanicek, K., T. Frei, Z. Litynska y A. Schnalwieser (2000). UV-Index for the public. *COST-713 Action (UV-B Forecasting)*, Brussels, **27** p. En Internet: <http://www.lamma.rete.toscana.it/uvweb/index.html>.

Vilaplana, J., V. Cachorro, M. Sorribas, E. Luccini, A. de Frutos, A. Berjón y B. de la morena (2006). Modified calibration procedures for a Yankee Environmental System UVB-1 biometer based on spectral measurements with a Brewer spectrophotometer. *Photochemistry and Photobiology*, **82**, 508–514.

Wehrli, C. (1985). Extraterrestrial solar spectrum. *World Radiation Center*, **615**, Davos, Switzerland.

---

Weih, P. y A.R. Webb (1997a). Accuracy of spectral UV model calculations 1. Consideration of uncertainties in input parameters. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 1541–1550.

Weih, P. y A.R. Webb (1997b). Accuracy of spectral UV model calculations 2. Comparison of UV calculations with measurements. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 1551–1560.

Wenny, B.N., J.S. Schafer, J.J. DeLuisi, W.K. Saxena, W.F. Barnard, I.V. Petrovavlovskiy y A.J. Vergamini (1998). A study of regional aerosol radiative properties and effects on ultraviolet-B radiation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **103**, 17083–17097.

Willmott, C.J. y K. Matsuura (2005). Advantages of the mean absolute error (MAE) over the root mean square error (RMSE) in assessing average model performance. *Climate Research*, **30**, 79–82.

World Meteorological Organization (1975). International Cloud Atlas, vol. 1, Geneva.



## Publicaciones destacadas

## I. International Journal of Climatology

INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY  
*Int. J. Climatol.* (2014)  
 Published online in Wiley Online Library  
 (wileyonlinelibrary.com) DOI: 10.1002/joc.3953



### Effective cloud optical depth for overcast conditions determined with a UV radiometers

D. Serrano,<sup>a</sup> M. Núñez,<sup>a,b</sup> M. P. Utrillas,<sup>a</sup> M. J. Marín,<sup>c</sup>  
 C. Marcos<sup>a</sup> and J. A. Martínez-Lozano<sup>a,b</sup>\*

<sup>a</sup> Solar Radiation Group, Departament de Física de la Terra i Termodinàmica, Universitat de València, Spain

<sup>b</sup> School of Geography and Environmental Studies, University of Tasmania, Hobart, Australia

<sup>c</sup> Solar Radiation Group, Departament de Matemàtiques per a l'Economia i l'Empresa, Universitat de València, Spain

**ABSTRACT:** Using a sky camera, episodes characterized by overcast low clouds in the Valencia region of Spain have been selected for analysis. One year of cloud optical depth data have been produced by inverting UV erythral irradiance measured with a UVB-1 radiometer from Yankee Environmental Systems using the LibRadtran radiative transfer model. Measurement uncertainties, aerosol single scattering albedo and cloud properties are, in order of decreasing importance, the most important factors influencing the accuracy of cloud optical depth retrieval when using UV erythral radiometers. Statistics for cloud optical depth show a highly skewed frequency distribution best described by a gamma distribution with highest frequency between optical depths of 10 and 15 and optical depths exceeding 100 at the extreme high end.

**KEY WORDS** cloud optical depth; UVER; overcast skies

Received 3 May 2013; Revised 8 January 2014; Accepted 16 January 2014

#### 1. Introduction

Incoming UV irradiance, an important variable affecting biological organisms at the earth's surface (Diffey, 1991; Norval, 2006; Gao *et al.*, 2010; McKenzie *et al.*, 2011; Norval *et al.*, 2011), is being routinely measured by means of global and national networks (Bigelow *et al.*, 1998; Bernhard *et al.*, 2009; Martínez-Lozano *et al.*, 2012). These data are very useful baseline estimates, indicating the spatial and temporal variability expected in UV erythral irradiance (UVER) for a range of environments and geographical locations. Nevertheless these measurements are relatively sparse and other methods, mainly modelling, must be used to extend the information to larger regions, countries or the entire globe (Madronich and Flocke, 1997; McKenzie *et al.*, 2007).

Modelling algorithms describe the various process that affect the transfer of radiation through the atmosphere in the presence of atmospheric gases (McKenzie *et al.*, 2007). Along with aerosols, clouds are notoriously variable in structure and composition, influencing as well the magnitude of surface UVER. Empirical studies (Kuchinke and Núñez, 1999; Josefsson and Landelius, 2000; Foyo-Moreno *et al.*, 2003; Esteve *et al.*, 2010) have documented UVER reduction as a function of observable cloud properties mainly cloud type and cloud height.

In modelling applications a more rigorous description of cloud structure and composition is needed, and this is provided by use of cloud optical depth  $\tau_c$ . Stephens (1994) provides a simple approximation to  $\tau_c$ :

$$\tau_c \approx \frac{3LWP}{2\rho_L r_{eff}} \quad (1)$$

Where LWP is the total vertical liquid path of the cloud ( $\text{kg m}^{-2}$ ),  $\rho_L$  is liquid water density ( $\text{kg m}^{-3}$ ) and  $r_{eff}$  is droplet effective radius ( $\mu\text{m}$  or  $10^{-6}$  m). Optical depths for low cumulus and stratocumulus clouds have a typical range of 5–30, corresponding to a range in  $r_{eff}$  between 7 and 25  $\mu\text{m}$ , thickness between 0.5 and 4 km and LWP between 50 and 3000  $\text{g m}^{-2}$ . Much information on cloud properties are presently being recorded by a series of instruments such as AVHRR (advanced very high resolution radiometer), MODIS (moderate-resolution imaging spectroradiometer) and SEVIRI (spinning enhanced visible and infrared imager) mounted on satellites in polar or geostationary orbits (Stephens *et al.*, 2002).

In this study we wish to derive cloud optical depth for low liquid water clouds at a local scale determined from surface irradiance observations and radiative transfer computations. The technique consists in relating surface irradiance measurements to cloud optical depth using a radiative transfer model that includes a plain homogeneous cloud layer. Leontieva *et al.* (1994) and Barker *et al.* (1998) derived cloud optical depth from broadband surface observations using this method. The resulting product, which is similar to ours, refers to an effective cloud optical depth defined by the optical depth of a plain

\* Correspondence to: J. A. Martínez-Lozano, Solar Radiation Group, Departament de Física de la Terra i Termodinàmica, Universitat de València, Campus de Burjassot, 46100 València, Spain. E-mail: jmartine@uv.es

parallel homogeneous cloud layer that produces the same irradiance as that measured by an instrument. In the rest of this article the term cloud optical depth will be taken as synonymous with effective cloud optical depth. More details are provided in Section 3.

The cloud optical depth in the UV and visible wavelength domains has a very small wavelength dependence (Liou, 2002). Ideally, the calculation of cloud optical depth should be based on measurements in a wavelength range that is minimally affected by aerosols and gaseous absorbers such as ozone. A radiometer that is sensitive between 400 and 500 nm would be best for the task as the bands are free of water vapour absorption. However accurate and well calibrated instruments operating in these bands are relatively scarce and many researchers working in the UV do not have such instruments. This article is therefore aimed at groups that wish to model UV at the earth's surface and require estimates of cloud optical depth but do not have measurements in the visible bands to obtain them. In our study we show that it is possible to invert UV irradiance to obtain cloud optical depth provided that due consideration is given to depletion by atmospheric gases and aerosols in the boundary layer.

The paper is organized as follows: Section 2 follows this introduction with the data acquisition and site details. A description of the basic analysis techniques and the modelling framework are provided in Section 3 while Section 4 presents an error analysis for the estimates of cloud optical depth. Results and discussion are presented in Section 5, which is followed by the summary and conclusion section, Section 6.

## 2. Data acquisition and site details

The measurements were recorded on the roof of the Faculty of Physics Building, located on the Burjassot campus of the University of Valencia (39°30'N; 0°25'W; 30 m).

Measurements of UVER were taken using a broadband YES-UVB-1 radiometer (Yankee Environmental Systems, YES). The diffuse UVER measurements, used to calculate values of single scattering albedo, were obtained using another YES-UVB-1 instrument, with a shadowband. The diffuse UVER measurements obtained with the shadowband were corrected using the modified Battles model proposed by Utrillas *et al.* (2007).

The first instrument was calibrated at the National Institute for Aerospace Technology (INTA) at El Arenosillo, Spain. This standard calibration consists of a measurement of the spectral response of the radiometer indoors and a comparison with a Brewer MKIII spectroradiometer outdoors (Vilaplana *et al.*, 2006). Using the LibRadtran model, correction factors are determined to transform the instrument signal, with its unique spectral response, into an erythemal response corresponding to the CIE action spectrum (CIE, 1998). Second, an absolute calibration is obtained by an all-weather comparison with the MKIII spectroradiometer. The final calibration

function consists of a matrix of correction factors that depend on ozone and solar zenith angle multiplied by a cosine correction function that depends on solar zenith angle. It is estimated that the calibration matrix provides a corrected signal with a maximum error of 9% (Utrillas *et al.*, 2007). The second radiometer was calibrated by intercomparison with the first one. The UVER data was acquired using an Agilent 34970A data logger and averaged at 5-min intervals.

Cloud sky images were acquired simultaneously at 5-min intervals using a sky camera by Sietec Canarias S.L. and consists of a 640 × 640 diode array and with a central circle of 444 pixels in diameter recording sky information. The array has three independent channels sensitive to sky radiation in the blue, green and red bands. Each band is assigned an independent gain and offset and they are designed so that the sum of the three outputs will approximate the sensitivity of the human eye and thus reproduce 'true' sky colours enabling identification of both cloud type and cloud coverage. The system enabled flagging of cloudless and overcast cumulus and stratocumulus conditions.

A CIMEL CE318 sunphotometer was used in this study for monitoring total aerosol optical depth in a vertical column of atmosphere. This CIMEL is included in the AERONET (Aerosol Robotic Network) international network (Holben *et al.*, 1998). Calibration consists in a calibration transfer from a master instrument in the RIMA (Red Ibérica de Medidas Fotométrica de Aerosoles) facilities (Holben *et al.*, 1998). Data from the Burjassot sunphotometer is sent daily to AERONET for processing. In this processing, the calibration values are interpolated from pre and post calibrations obtained by AERONET. We applied level 1.5 for aerosol optical depths. The nominal uncertainty of AERONET aerosol optical depth is 0.01–0.02 (Eck *et al.*, 1999), reaching its maximum at solar noon (Estellés *et al.*, 2007).

Measurements of broadband solar radiation were taken using a Kipp and Zonen CM6 pyranometer with a spectral range of 310–2800 nm. A field calibration was performed in 2011 by comparison with a CM21 pyranometer which acted as a travelling standard and which was previously calibrated at the Kipp and Zonen laboratory in 31 March 2010.

The measurement period included the year 2011. Late winter and spring are marked by frequent rains and cloudy conditions in this Mediterranean climate and the near absence of clouds during extended periods in summer. Overcast conditions suitable for analysis were available throughout the year, although overcast episodes were less frequent in the summer months.

## 3. Methodology

This section describes the inversion procedure that is used to retrieve cloud optical depth using UVER irradiance measurements and the UVSPEC radiative transfer model. Modelled cloud optical depths estimates are iterated until

CLOUD OPTICAL DEPTH IN THE ERYTHEMAL BAND

measured and modelled irradiances are at a minimum, equal to or less than 2% of the measured value. The accuracy of the retrieval depends to a large extent on how well the atmospheric and cloud constituents are represented in the radiative model and details are provided below.

The UVSPEC module is contained within the LibRadtran programme version 1.3 (Mayer and Kylling, 2005). A mid-latitude summer atmosphere was used with a 1 nm Atlas plus MODTRAN (Moderate Resolution Atmospheric Radiance and Transmittance Model) solar spectrum (Mayer and Kylling, 2005), delta-m scaling with DISORT (Discret Radiative Transfer Model for a Multi-Layered Plane-Parallel Medium) and six stream option.

Background stratospheric aerosol conditions were used (Shettle, 1989). Ångström coefficients from a CIMEL CE318 sunphotometer were used to parameterize the wavelength dependence of the aerosol optical depth. The coefficients were used to scale the default aerosol profile of the UVSPEC programme. The aerosol asymmetry factor was set to a constant value of 0.68 which was based on an average figure from the 440 nm channel of the CIMEL instrument and which is in approximate agreement with an estimate of 0.7 for urban aerosols in UV wavelengths (d'Almeida *et al.*, 1991). Single scattering albedo was also set to a constant value, independent of wavelength and altitude, and determined experimentally as described below on a monthly basis. A liquid water cloud layer was set at 2 km base height and 1 km thickness with a constant effective cloud droplet radius of 10 µm typical of stratocumulus clouds (Stephens, 1994). Finally a constant regional albedo of 0.04 was used for the UV bands with details being provided in the next section. Spectral irradiance output was then integrated over the erythral band to provide model UVER.

There was no single scattering albedo data available in the erythral spectral bands ( $\omega$ ) despite its importance in estimating UVER irradiance (Bais *et al.*, 2005; Kazadzis *et al.*, 2010; Núñez *et al.*, 2011). As a result, a separate measurement programme was performed on cloudless days. Diffuse irradiance was estimated from UVSPEC with Ångström exponents taken from measurements averaged at 340 and 380 nm. Single scattering albedo was then iterated until model and measured diffuse irradiance agreed to within 2%. The technique has been applied by several authors such as Nikitidou *et al.* (2013) in Uccle, Belgium, Bais *et al.* (2005) in Thessaloniki, Greece and Petters *et al.* (2003) in southeastern United States. Uncertainties vary depending on what kind of variable is being minimized, mainly global, diffuse or direct/diffuse UVER (Bais *et al.*, 2005), but in our case the choice of a method is not crucial as what is needed is a monthly estimate of  $\omega$  to use in overcast cases.

The technique proved successful in the summer months of May to August which are characterized by high aerosol optical depth. In other months the low aerosol optical depth induces large errors in the determination of  $\omega$  rendering the method invalid (Bais *et al.*, 2005; Nikitidou

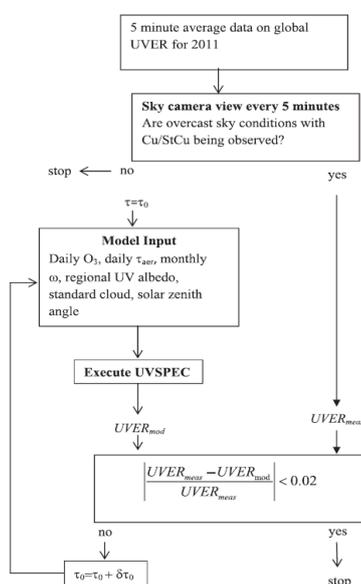


Figure 1. Operational procedure to retrieve the cloud optical depth in the UVER range.

*et al.*, 2013; and our error analysis in Section 4). The low aerosol optical depth in the winter half year minimizes any aerosol effect in the UVER and as a consequence we have used  $\omega$  from the aerosol urban model of Shettle and Fenn (1979) (see Section 5).

In summary, see the flow chart, Figure 1, the estimation of cloud optical depth uses measured UVER, solar zenith angle, daily total column ozone from OMI/AURA (<http://ozoneaq.gsfc.nasa.gov>), daily averages of Ångström coefficients ( $\alpha$ ,  $\beta$ ) and monthly average single scattering albedo  $\omega$ , with this term being determined experimentally for clear days on a monthly basis during the study period. Cloud optical depth was iteratively determined by varying the cloud optical depth in the model (using the UVSPEC command `wc_set_tau`) until model (with LibRadtran/UVSPEC) and measured UVER irradiance match to within 2%. Overcast cloudy conditions were flagged using a sky camera which also provided cloud type. Low clouds, specifically fair weather cumulus and stratocumulus clouds were accepted for the analysis but on rare occasions thicker clouds, such as nimbostratus or cumulonimbus were accepted as they were visually difficult to distinguish from thicker stratocumulus.

**4. Uncertainties in retrieval of cloud optical depth**

Cloud optical depth  $\tau_C$  and its uncertainty  $\delta\tau_C$  depend on the state of the atmosphere (Kazadzis *et al.*, 2010), which is described by the model input variables of column ozone ( $O_3$ ), aerosol optical depth ( $\tau_{aer}$ ), single scattering albedo ( $\omega$ ), asymmetry factor ( $g$ ), surface albedo ( $\alpha_S$ ), cloud state (Cl) and measured irradiance (UVER). Cloud properties in this analysis are given by the term Cl which is a cloud file with a particular effective droplet radius ( $r_{eff}$ ), thickness ( $L$ ) and cloud base altitude ( $H$ ). For modelling purposes,  $\tau_C$  may be expressed as:

$$\tau_C = \tau_C(O_3, \tau_{aer}, \omega, g, \alpha_S, Cl, UVER) \quad (2)$$

Uncertainties caused by approximations of the radiative transfer model have not been considered. Using UVSPEC, the uncertainty  $\delta\tau_C$  may be obtained by varying each model parameter over realistic ranges. Ideally, for every measurement of  $\tau_C$  the uncertainty  $\delta\tau_C$  should be provided, taking the actual state of the atmosphere at the time of the measurement into account. This procedure is impractical in practice because  $\delta\tau_C$  cannot be calculated via a simple formula but must be determined with iterative model calculations. We therefore calculate  $\delta\tau_C$  for a large number (1000) for realistic conditions and plot  $\delta\tau_C$  as a function of  $\tau_C$  (Figure 3). A simple parameterization is finally developed to describe  $\delta\tau_C$  as a function of  $\tau_C$  (Equation (11)).

Using propagation of error analysis, the uncertainty may be written as:

$$\begin{aligned} \delta\tau_C = & \left( \left( \frac{\partial\tau_C}{\partial O_3} \delta O_3 \right)^2 + \left( \frac{\partial\tau_C}{\partial \tau_{aer}} \delta \tau_{aer} \right)^2 + \left( \frac{\partial\tau_C}{\partial \omega} \delta \omega \right)^2 \right. \\ & + \left( \frac{\partial\tau_C}{\partial g} \delta g \right)^2 + \left( \frac{\partial\tau_C}{\partial \alpha_S} \delta \alpha_S \right)^2 + \left( \frac{\partial\tau_C}{\partial Cl} \delta Cl \right)^2 \\ & \left. + \left( \frac{\partial\tau_C}{\partial UVER} \delta UVER \right)^2 \right)^{1/2} \quad (3) \end{aligned}$$

Note that the first six variables on the right hand side of Equation (2) are uncertainties in model input conditions while the last variable, UVER represents uncertainties in the measurement of irradiance. The uncertainty analysis of cloud optical depth is performed in two stages, first the uncertainties in model input variables ( $O_3$ ,  $\tau_{aer}$ ,  $\omega$ ,  $g$ ,  $\alpha_S$ , Cl) are obtained, which is followed by the uncertainty arising from the measurement of irradiance, UVER.

**4.1. Uncertainty in model input variables**

Our technique consists in selecting a specific set of model input conditions and observing the total uncertainty in the retrieval process,  $\delta\tau_C$ . However it is not a straightforward task as UVSPEC does not estimate  $\tau_C$  directly but rather erythemal irradiance for a given set of input conditions that include  $\tau_C$ . As a result, the following tasks are performed to solve for Equation (3):

- a) Select one variable, (say ozone,  $O_{30}$ ) out of the specific set of input conditions ( $O_{30}$ ,  $\tau_{aer0}$ ,  $\omega_0$ ,  $g_0$ ,  $\alpha_{S0}$ , Cl<sub>0</sub>,  $\tau_{C0}$ )
- b) Estimate UVER from UVSPEC for an incremental change in  $O_3$  values ( $\delta O_3$ ) centred on  $O_{30}$  while keeping the rest of the input variables constant at their selected values ( $\tau_{aer0}$ ,  $\omega_0$ ,  $g_0$ ,  $\alpha_{S0}$ , Cl<sub>0</sub>,  $\tau_{C0}$ ). The incremental change in UVER resulting from a change in  $O_3$  may be given as:

$$\begin{aligned} \delta UVER_{O_3} &= \frac{1}{2} \left| UVER(O_{30} + \delta O_3, \tau_{aer0}, \omega_0, g_0, \alpha_{S0}, Cl_0, \tau_{C0}) \right. \\ & \quad \left. - UVER(O_{30} - \delta O_3, \tau_{aer0}, \omega_0, g_0, \alpha_{S0}, Cl_0, \tau_{C0}) \right| \quad (4) \end{aligned}$$

- c) Estimate an incremental change in UVER resulting from an incremental change in  $\tau_C$  which equals  $\delta UVER_{\tau_C}$ . It may be expressed as:

$$\begin{aligned} \delta UVER_{\tau_C} &= \frac{1}{2} \left| UVER(O_{30}, \tau_{aer0}, \omega_0, g_0, \alpha_{S0}, Cl_0, \tau_{C0} + \delta\tau_C) \right. \\ & \quad \left. - UVER(O_{30}, \tau_{aer0}, \omega_0, g_0, \alpha_{S0}, Cl_0, \tau_{C0} - \delta\tau_C) \right| \\ &= \delta UVER_{O_3} \quad (5) \end{aligned}$$

and the required term  $\delta\tau_C$  [or  $(\delta\tau_C)_{O_3}$  for clarity] is solved by iteration.

Procedures listed in a), b) and c) are repeated for all variables, which allow the estimation of all terms in the right hand side of Equation (3) with the approximations:

$$\begin{aligned} \frac{\partial\tau_C}{\partial O_3} \delta O_3 &\approx (\delta\tau_C)_{O_3}; & \frac{\partial\tau_C}{\partial \tau_{aer}} \delta \tau_{aer} &\approx (\delta\tau_C)_{aer}; \\ \frac{\partial\tau_C}{\partial \omega} \delta \omega &\approx (\delta\tau_C)_{\omega}; \\ \frac{\partial\tau_C}{\partial g} \delta g &\approx (\delta\tau_C)_g; & \frac{\partial\tau_C}{\partial \alpha_S} \delta \alpha_S &\approx (\delta\tau_C)_S; \\ \frac{\partial\tau_C}{\partial Cl} \delta Cl &\approx (\delta\tau_C)_{Cl}; \quad (6) \end{aligned}$$

There are two steps that still need to be described in the uncertainty analysis. The incremental changes in the input variables ( $\delta O_3$ ,  $\delta\tau_{aer}$ ,  $\delta\omega$ ,  $\delta g$ ,  $\delta\alpha_S$ ,  $\delta Cl$ ) still need to be defined, as do the specific set of input conditions ( $O_{30}$ ,  $\tau_{aer0}$ ,  $\omega_0$ ,  $g_0$ ,  $\alpha_{S0}$ , Cl<sub>0</sub>,  $\tau_{C0}$ ) to be used in the analysis. Changes in the input variables are determined by measurement or estimation uncertainties and these are described in the next paragraphs. Input conditions vary, taking 1000 different values within pre-determined ranges and more details are supplied below. Each set of input conditions ( $O_{30}$ ,  $\tau_{aer0}$ ,  $\omega_0$ ,  $g_0$ ,  $\alpha_{S0}$ , Cl<sub>0</sub>,  $\tau_{C0}$ ) is related to an estimate of  $\delta\tau_C$ , and this data set forms the basis of the uncertainty analysis.

Absolute uncertainties in estimating the variables ( $\delta O_3$ ,  $\delta\tau_{aer}$ ,  $\delta\omega$ , ...  $\delta UVER$ ) have been obtained from the

CLOUD OPTICAL DEPTH IN THE ERYTHEMAL BAND

literature as a root mean square (RMS) estimates. Therefore substitution in Equation (3) to obtain  $\delta\tau_C$  will give an uncertainty that is related to one standard deviation (1-Sigma) in  $\tau_C$  encompassing 68.2% of all samples in a normal distribution. Transformation to other Sigmas can be readily performed.

4.1.1. Ozone

Total column data are taken from the OMI nadir-viewing instrument aboard the sun-synchronous Aura satellite providing daily coverage at a resolution of  $13 \times 24$  km and crossing the equator at 13:45 local time. Global validation of the OMI product using the TOMS retrieval algorithm against Brewer instruments give a station to station standard deviation of 0.6% (McPeters *et al.*, 2008) with mean OMI averages 0.4% higher than Brewer station averages. Similar validation studies in the Iberian peninsula report a mean underestimation by OMI-TOMS of  $(2.0 \pm 1.8)\%$  which is close to the relative uncertainty of the OMI-TOMS data of  $(2.2 \pm 1.5)\%$  (Antón *et al.*, 2009). As Brewer stations are infrequent, comparisons have also been performed in various European locations using Microtops II, a small portable photometer against satellite ozone products including OMI-DOAS (Gómez-Amo *et al.*, 2013). Best results are obtained with data from channel 1, giving a RMS of 2.16% and a mean bias difference (MBD) of  $(0.75 \pm 0.19)\%$  when compared with simultaneous OMI-DOAS estimates. On the basis of these results, an uncertainty of 2.2% has been selected for our estimate of OMI-TOMS column ozone.

4.1.2. Aerosol optical depth

Aerosol optical depth ( $\tau_{aer}$ ) in the UVER region is needed as an input to the LibRadtran calculations. Data from a CIMEL sunphotometer deployed at the experimental site were used to derive optical depths matching the erythemal bands of the YES-UVB-1 radiometer. The usual approach is to estimate  $\tau_{aer}$  in the UV wavelengths using Ångström  $\alpha$  and  $\beta$  coefficients derived from CIMEL measurements. The technique has given excellent results when compared with concurrent measurements of  $\tau_{aer}$  in the UVB wavelengths using direct sun observations from a Brewer MK III (Kazadzis *et al.*, 2010; Nikitidou *et al.*, 2013). The above studies, conducted in Uccle, Belgium (Nikitidou *et al.*, 2013) and Thessaloniki, Greece (Kazadzis *et al.*, 2010), gave high  $R^2$  coefficients, exceeding 0.94 in various bands in the UVB. Given these results we have estimated  $\tau_{aer}$  in the UVER wavelengths by using the Ångström coefficient option in LibRadtran over the wavelengths 286–400 nm. Consequently we have taken the RMS error in estimating  $\tau_{aer}$  as equal to  $\pm 0.02$  which is the typical error in obtaining a CIMEL aerosol optical depth (Eck *et al.*, 1999; Estellés *et al.*, 2005).

4.1.3. Single scattering albedo

The method used to determine  $\omega$  (single scattering albedo) is to iterate this variable until model and diffuse

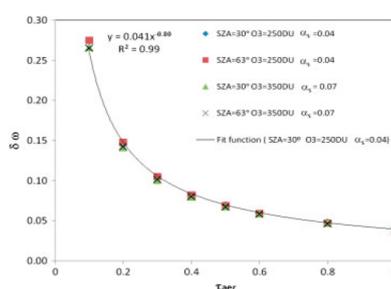


Figure 2. Uncertainty in retrieval of single scattering albedo  $\omega$  as a function of aerosol optical depth  $\tau_{aer}$ . The relationship is largely independent of solar zenith angle, ozone and surface albedo.

measured irradiances match (Bais *et al.*, 2005). Therefore a suitable framework to examine estimation uncertainties is via  $(\frac{\partial\omega}{\partial D})_{\tau_{aer}} \delta D$ , where  $D$  is diffuse UVER, the term in brackets is a model estimate and  $\delta D$  is related to the instrumental error of 9% (Gröbner *et al.*, 2006). However  $D$  is a strong function of aerosol optical depth, so we wish to constrain the estimation to constant optical depths:

$$\delta\omega = \left( \frac{\partial\omega}{\partial D} \right)_{\tau_{aer}} \delta D \quad (7)$$

As in the previous analysis, the model was executed using a mid-latitude summer atmosphere, a six stream disort algorithm, and asymmetry factor of 0.68. Four background conditions were examined. They were defined by a likely range of column ozone values, solar zenith angle and surface albedo values of {250 DU, 30°, 0.04}, {350 DU, 30°, 0.07}, {250 DU, 63°, 0.04}, {250 DU, 63°, 0.07} (see Figure 2). At each background condition the model was executed for varying  $\omega$  {0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9 and 1.0} and  $\tau_{aer}$  {0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.6, 0.8 and 1.0}. Thus the model output provided the data for the estimation of  $\delta\omega$  in Equation (7). The slope  $(\frac{\partial\omega}{\partial D})$  was estimated for a constant  $\tau_{aer}$ ; its product combined with  $\delta D$  makes up the required quantity  $\delta\omega$ . In turn,  $\delta D$  is estimated as the product of the instrumental error (9%) multiplied by the mean  $D$ .

Figure 2 shows a plot of uncertainties in  $\delta\omega$  as a function of the background conditions examined. Note the high uncertainty for low aerosol optical depths, as has already been discussed in other studies (Petters *et al.*, 2003; Bais *et al.*, 2005; Nikitidou *et al.*, 2013). The uncertainty in  $\delta\omega$  is large (0.269) when  $\tau_{aer}$  equals 0.1, and very little information can be provided on  $\omega$ . At the other extreme  $\delta\omega$  reaches a value of 0.04 at aerosol optical depths of 1. The relationship may be described by a power curve which shows little dependence on the range of background conditions that were chosen and may be described by the power function, Figure 2.

#### 4.1.4. Asymmetry factor

The asymmetry parameter ( $g$ ) was set to a constant value of 0.68 at all wavelengths and altitudes using the LibRadtran parameter  $wc\_set\_gg$ . To test the sensitivity of this term in the estimation of  $\tau_C$ ,  $g$  was varied by  $\pm 0.05$  following the experimental measurements of Wenny which sets this range for measured aerosols in the boundary layer (Wenny *et al.*, 1998) and which is similar to the uncertainty listed in other studies (Petters *et al.*, 2003; Bais *et al.*, 2005).

#### 4.1.5. Surface albedo

Surface albedo ( $\alpha_S$ ) in the UVB region varies widely with surface type, although in general terms it is lower than broadband pyranometer estimates covering the entire solar spectrum for snow free conditions. To estimate a regional albedo for the measurement site, a  $6 \times 6$  km box was chosen with the Burjassot campus located at the centre. This regional area was chosen to represent broadly the catchment size of diffuse radiation incident on the sensor after reflection by the surrounding surfaces. On the basis of maps and satellite data, the percentage of rural land (fields, crops and grassland) was estimated to be 60% while urban land (asphalt roads, tar roofs and concrete) account for the remaining 40%. Published estimates for UVB albedos (Blumthaler and Ambach, 1988; Feister and Grewe, 1995; McKenzie and Kotkamp, 1996; Castro *et al.*, 2001; Chadysiene and Girgzdys, 2008; Correa and Ceballos, 2008) give a much lower value for rural as compared to urban surfaces. Averaging all rural estimates, a figure of  $1.9(\pm 1.2)\%$  was obtained as compared to  $8.2(\pm 2.8)\%$  for urban land. These figures translate to  $(4.4 \pm 3.0)\%$  for the study region, and will be used in the error analysis.

#### 4.1.6. Cloud properties

Variability due to cloud microphysical properties (CI) is obtained by examining irradiance changes between a cloud file containing a standard liquid cloud layer of base height of 2 km, thickness of 1 km and effective radius of  $10 \mu\text{m}$  and a second file with variable  $H$ ,  $L$  and  $r_{\text{eff}}$ . Both conditions have the same cloud optical depth as established by the LibRadtran parameter  $wc\_set\_tau$ , so what is being examined are irradiance changes induced by different cloud microphysical properties. As in Equation (8), the irradiance change induced by a change in microphysical properties is balanced by a change in cloud optical depth of the standard cloud model, i.e.

$$\frac{\partial \text{UVER}}{\partial \tau_C} \delta \tau_C = \frac{\partial \text{UVER}}{\partial \text{CI}} \delta \text{CI} \quad (8)$$

4.2. Uncertainties due to measurement errors in UVER  
As discussed in Section 4.1, these uncertainties relate to the measurement in UVER and may be expressed as:

$$\delta \tau_C = \frac{\partial \tau_C}{\partial \text{UVER}} \delta \text{UVER} \quad (9)$$

The above relationship defines an uncertainty in  $\tau_C$  for a given uncertainty in the measurement UVER. To obtain this term we use the irradiance measurement uncertainty of 9% with a simple LibRadtran parameterization relating  $\tau_C$  to UVER. Model input conditions consist of average summer measurements during 2011 for  $O_3$ ,  $\tau_{\text{aer}}$ ,  $\omega$ , (312 DU, 0.40, 0.70, respectively), an estimate of  $\alpha_S$  equal to 0.04,  $g$  equal to 0.68, a standard cloud properties CI as defined below and the rest of the model input conditions as described in Section 3. The model was then able to provide concurrent  $\tau_C$  and UVER in a range of  $5 \leq \tau_C \leq 100$  from which a relationship defining an incremental change in  $\tau_C$  ( $\partial \tau_C$ ) corresponding to a change in UVER ( $\partial \text{UVER}$ ) may be obtained. The required quantity,  $\delta \tau_C$  in Equation (9) is obtained by taking the product of the derivative ( $\partial \tau_C / \partial \text{UVER}$ ) by  $\delta \text{UVER}$  (this last term being the measured UVER  $\times$  9%). The resultant  $\delta \tau_C$  in Equation 9 is a linear function of  $\tau_C$  and may be approximated by the relationship:

$$\begin{aligned} \delta \tau_C &= 0.068 + 0.1594\tau \\ R^2 &= 0.99; n = 11 \\ 5.0 &\leq \tau_C \leq 100 \end{aligned} \quad (10)$$

#### 4.2.1. Uncertainties in retrieval of ( $\tau_C$ )

The LibRadtran parameterization was used with background conditions as already described in the Methodology section. Solar zenith angle was kept fixed at  $30^\circ$ , while variables  $\tau_C$ ,  $\tau_{\text{aer}}$ ,  $g$ ,  $O_3$  and  $\alpha_S$  were varied following a random selection Scheme. A random number generator was used to create 1000 input conditions with each variable occupying an accepted range. For variables  $\tau_C$ ,  $\tau_{\text{aer}}$ ,  $g$ ,  $O_3$  and  $\alpha_S$  the ranges are: 5–100, 0.1–1.0, 0.65–0.75, 250 DU–350 DU and 4–7%, respectively. To account for variability in cloud properties, differences were estimated between a standard cloud layer ( $H = 1.0$  km,  $L = 1.0$  km,  $r_{\text{eff}} = 10.0 \mu\text{m}$ ) and one of 80 cloud files with each having one of the following alternatives:  $H$  (km) = (0.5, 1, 2, 3),  $L$  (km) = (0.5, 1, 2, 3) and  $r_{\text{eff}}$  ( $\mu\text{m}$ ) = (5, 8, 10, 15, 20). In total there are 1000 input combinations, with each input combination being one chosen value of  $\{\tau_C, \tau_{\text{aer}}, g, O_3, \alpha_S, \text{CI}\}$ , and CI is a particular cloud file also chosen randomly from the 80 available. Note that variability for cloud single scattering albedo and asymmetry is implicitly taken into account by the Hu and Stammes (1993) default cloud model used in LibRadtran which expresses these two variables as a linear function of  $r_{\text{eff}}$ . Each set of the 1000 input conditions provided model estimates of irradiance and cloud optical depth (UVER and  $\tau_C$ ), from which instrumental uncertainties as defined in Equations (3) and (10) were obtained.

Uncertainties are next estimated for any of the 1000 input combinations. Variability due to  $\tau_{\text{aer}}$ ,  $g$ ,  $O_3$  and  $\alpha_S$  are estimated as we have explained previously and variability in  $\tau_C$  is given in Equation (3). Figure 3 shows a plot of the uncertainty in  $\tau_C$  versus absolute error in  $\tau_C$  for the 1000 input combinations.

CLOUD OPTICAL DEPTH IN THE ERYTHEMAL BAND

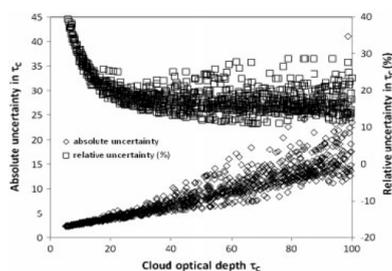


Figure 3. Absolute and relative uncertainties in  $\tau_C$  as a function of  $\tau_C$ . Model input conditions used randomly variable cloud optical depth, ozone, aerosol optical depth, single scattering albedo, asymmetry parameter, surface albedo and different cloud microphysical properties, all within prescribed ranges. A total of 1000 different combinations were examined.

Note the linear increase in  $\delta\tau_C$  with  $\tau_C$  which is best described by the relationship:

$$\delta\tau_C = (0.161 \pm 0.002) \tau_C + (0.68 \pm 0.14)$$

$$R^2 = 0.83; n = 1000 \quad (11)$$

and which reach values approaching 16 at  $\tau_C = 100$ . In contrast, when expressed as a percentage, uncertainties in  $\tau_C$  are initially very large and exceeding 40%, but decrease to reach values of  $(18 \pm 3)\%$  at  $\tau_C$  of 25, with little evidence of any trend at higher  $\tau_C$  values. This simple relationship expressed in Equation (11) will be used to characterize the uncertainty in the retrieval as it encompasses the most important sources of error.

Table 1 shows the contribution from each of the six variables to the total absolute error in  $\tau_C$ . For clarity, data have been averaged along nine  $\tau_C$  bands with width of five optical depths. Highest error contribution comes from the uncertainty in instrumental measurements, single scattering albedo  $\omega$  and cloud properties CI. The lowest contribution comes from the asymmetry parameter  $g$  and surface albedo  $\alpha_s$ .

Table 1. Contribution to the absolute uncertainty in optical depth  $\tau_C$  by each of the variables. Data is presented in optical depth bands of 5. The variables with the three highest contributions are shown in italics. Column 2 represents the average cloud optical depth in the interval and its uncertainty, represented by the RMS sum of columns 3–9.

Range	$\bar{\tau}_C$	Uncertainties						
		$O_3$	$\tau_{aer}$	$\omega$	$g$	$\alpha_s$	CI	UVER
$5 \leq \tau_C < 10$	$7.4 \pm 1.5$	0.6	0.2	<i>1.3</i>	0.1	0.2	<i>0.3</i>	<i>2.1</i>
$10 \leq \tau_C < 15$	$12 \pm 2$	1.0	0.4	<i>2.5</i>	0.2	0.3	<i>1.0</i>	<i>3.1</i>
$15 \leq \tau_C < 20$	$17 \pm 3$	1.2	0.5	<i>3.3</i>	0.2	0.4	<i>1.5</i>	<i>3.8</i>
$20 \leq \tau_C < 25$	$23 \pm 4$	1.5	0.7	<i>4.3</i>	0.2	0.5	<i>2.8</i>	<i>4.5</i>
$25 \leq \tau_C < 30$	$30 \pm 5$	1.7	0.8	<i>5.4</i>	0.2	0.6	<i>4.1</i>	<i>5.2</i>
$30 \leq \tau_C < 35$	$37 \pm 6$	1.9	0.9	<i>6.5</i>	0.2	0.8	<i>3.8</i>	<i>5.9</i>
$35 \leq \tau_C < 40$	$44 \pm 7$	2.1	1.1	<i>8.0</i>	0.2	0.9	<i>5.3</i>	<i>6.5</i>
$40 \leq \tau_C < 45$	$51 \pm 8$	2.4	1.3	<i>9.1</i>	0.2	1.0	<i>6.1</i>	<i>7.2</i>
$45 \leq \tau_C < 50$	$58 \pm 9$	2.6	1.4	<i>9.8</i>	0.2	1.1	<i>8.0</i>	<i>7.9</i>

5. Results and discussion

5.1. Aerosol input conditions

Daily averages of aerosol optical depth and monthly average single scattering albedo for the UVER bands were obtained from cloudless days during 2011. As mentioned earlier, CIMEL sunphotometer measurements at 340 and 380 nm were used to extract Ångström coefficients and these coefficients were averaged on a daily basis (in cases of days completely covered by clouds, we calculate averages for the closest days with data) so as to provide a wavelength-varying aerosol optical depth for the LibRadtran model input. Daily Ångström coefficients were also used to obtain a daily aerosol optical depth at 310 nm, close to the erythral peak, and they were further averaged over the month and are shown in Table 2. Results show a distinct maximum in the summer months corresponding to extended periods of rain-free conditions, photochemical activity along with air intrusions from the Sahara (Estellés *et al.*, 2007).

Column 3 of Table 2 presents monthly median estimates of single scattering albedo from our irradiance minimisation technique after having set the single scattering albedo constant for all wavelengths. A single scattering albedo threshold estimate was set at 0.300 in  $\tau_{aer}$  at 310 nm, below which retrieval of  $\omega$  was not possible due to methodology errors. Results for the summer months vary from 0.66 in May to 0.72 in June and August. Problems with the shadowband prevented useful estimates of  $\omega$  in September.

Estimates of  $\omega$  from the aerosol urban model of Shettle and Fenn (1979) were used to replace the missing data. These authors present tables of  $\omega$  for different wavelengths and humidity (<http://www.ine.es/jaxi/menu.do?type=pcaxis&path=/t43/a012/a1998&file=pcaxis>), with three wavelengths covering the UVB: 290, 300 and 337 nm. Variability in  $\omega$  between 300 and 337 nm is small, less than 2% for relative humidities less than 80%. As a result we interpolated  $\omega$  between these last two wavelengths so as to derive a value for 310 nm, and applied the results to monthly average relative humidities for 2011 in Burjassot, therefore deriving a single value of  $\omega$  for each month, Table 2.

D. SERRANO *et al.*

Table 2. Statistics for aerosol optical depth and single scattering albedo used in this study. Monthly statistics are based on the number of cloudless days shown in brackets. Also shown is the uncertainty in the estimates.

Month	AOD at 310 nm	Uncertainty AOD at 310 nm	$\omega$ for UVER (this study)	Uncertainty $\omega$ for UVER (this study)	$\omega$ at 310 $\mu\text{m}$ (Shettle and Fenn, 1979)	Humidity (%)
January	0.15 (17)	0.09	–	–	0.68	64
February	0.11 (13)	0.05	–	–	0.65	52
March	0.21 (5)	0.1	–	–	0.72	71
April	0.23 (7)	0.08	–	–	0.69	67
May	0.33 (18)	0.06	0.66 (16)	0.09	0.7	68
June	0.37 (8)	0.09	0.72 (8)	0.08	0.72	72
July	0.47 (7)	0.09	0.69 (6)	0.1	0.71	71
August	0.40 (19)	0.1	0.72 (19)	0.08	0.7	70
September	0.33 (26)	0.09	–	–	0.7	68
October	0.28 (18)	0.16	–	–	0.67	62
November	0.21 (10)	0.08	–	–	0.76	76
December	0.14 (16)	0.06	–	–	0.66	58

The results show a small increase of approximately 10% in average  $\omega$  from winter to summer, a result of variability in relative humidity. Comparison with our own measurements is good, with differences averaging at 1.4% for the four summer months. However it is important to note that our estimates represent monthly medians with considerable day to day scatter. Furthermore, a median value was chosen as the most relevant statistic as extreme high or low values would make the average estimates unrepresentative.

Low  $\omega$  values and specifically in the UV region have been reported in other parts of the world, such as Petters *et al.* (2003) in North Carolina, Goering *et al.* (2005) and Corr *et al.* (2009) in Mexico City and Bais *et al.* (2005) in Thessaloniki, Greece. Reasons vary but relate to the amount of black carbon in urban areas, possibly increased photochemical activity in the erythral bands and in the case of Valencia, influence from Saharan dust (Núñez *et al.*, 2011).

### 5.2. Validation of cloud optical depth

Validation of our  $\tau_C$  estimates is not straightforward as there are no alternate instruments that obtain cloud optical depths in the UVER band. Retrievals of  $\tau_C$  rely on satellite data from such satellite platforms as AVHRR, MODIS, SEVIRI or CLOUDSAT (Stephens *et al.*, 2002). Validation of these estimates are often performed against other satellites (Roebeling *et al.*, 2006; Kokhanovsky *et al.*, 2007; Pandey *et al.*, 2012), or with ground-based measurements (Roebeling *et al.*, 2008; Min *et al.*, 2012), with satisfactory results. The later studies involve comparison of satellite observations with surface microwave or aircraft observations, facilities which we did not have access to in this study for an alternate estimation of cloud optical depth. Furthermore, comparison of a satellite-derived cloud optical depth with pyranometer data involve merging a regional estimate with point measurements, a complex task due to cloud regional variability (Núñez *et al.*, 2005; Min *et al.*, 2012).

In this study we have chosen to compare our estimates with independent observations of cloud optical depth using broadband incoming solar irradiance with a Kipp and Zonen CM6 pyranometer (310–2800 nm) installed next to the YES-UVB-1.

As with the UVER, the LibRadtran model was used to extract cloud optical depth from the pyranometer data, Figure 4. Input data consisted in the Thackaekara (Thackaekara, 1974) solar flux, a mid-latitude summer atmosphere, disort option, six streams and correlated  $k$  Lowtran approximation. Simultaneous data from the CIMEL sunphotometer provided daily averages of precipitable water vapour (940 nm), single scattering albedo (675 nm) and two aerosol Ångström coefficients to determine a wavelength-varying aerosol optical depth. The MODIS white albedo product at 500 m resolution was used (<http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/ALBEDO/index.html/>) to obtain a broadband albedo for the Valencia region. Spectral albedos for the five MODIS bands were averaged over a  $20 \times 20$  km region centred around the Burjassot Campus. These spectral albedos were turned into a broadband surface albedo using LibRadtran to simulate irradiance for a set of cloudy and clear conditions. The analysis provided a broadband albedo value of 17% which was subsequently used to extract a 550 nm cloud optical depth.

Figure 5 plots broadband cloud optical depth *versus* corresponding estimates in the UVER band. The comparison is linear and closely follows the 1:1 line with a least square regression. The results are encouraging and very satisfactory considering that two separate instruments were involved which covered two separate regions of the solar spectrum. Furthermore, the standard error between the two data sets shown in Figure 5 is 21%, and is comparable with the calculation error involved in estimating  $\tau_C$  (UVER) in Figure 3 which is in the range between 15 and 25%. Therefore we conclude that the agreement between these two data sets is a strong argument for accepting the reliability of our estimates of  $\tau_C$ .

CLOUD OPTICAL DEPTH IN THE ERYTHEMAL BAND

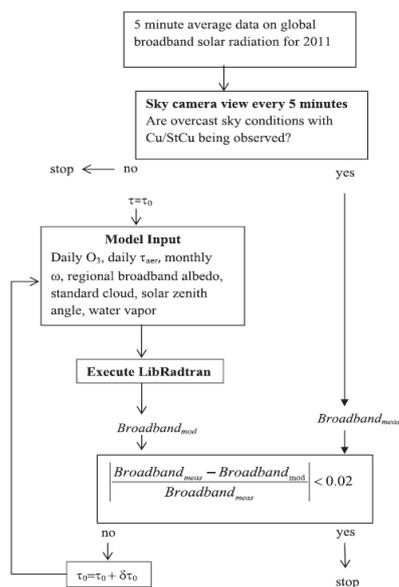


Figure 4. Operational procedure to retrieve the cloud optical depth in the broadband range.

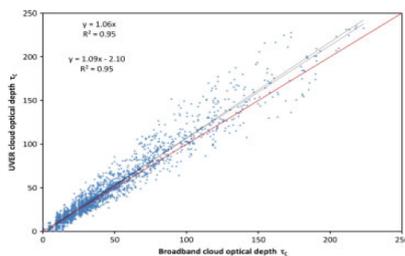


Figure 5. Comparison between broadband cloud optical depth and UVER cloud optical depth.

5.3. Annual statistics of cloud optical depth

Figure 6(a) shows the frequency plot of optical depth for the entire year 2011. A peak at optical depths 10–15 is clearly marked, as is the very long tail in the distribution at high optical depths indicating considerable skewness (Table 3). Other frequency distributions for optical depths for clouds of all types have been analysed in other parts

of the world, mainly in Canada (Barker *et al.*, 1998; Binyamin *et al.*, 2010) in Bergen, Norway (Leontieva *et al.*, 1994) and in Barrow, Alaska (Leontieva and Stammes, 1994). Binyamin *et al.* (2010) and Barker *et al.* (1998) provide a gamma distribution based on optical depth statistics to model the distribution:

$$P(\tau_C) = \frac{1}{\Gamma(\nu)} \left(\frac{\nu}{\tau_C}\right)^\nu \tau_C^{\nu-1} e^{-\nu\tau_C/\tau_C} \quad (12)$$

where  $\nu$  is defined as  $(\bar{\tau}_C/\sigma)^2$  and is a variance-related parameter. In turn,  $\Gamma(\nu)$  is the gamma function calculated at  $\nu$ .

It is possible to estimate  $P(\tau_C)$  in Equation (12) using the mean optical depth and standard deviation from Table 3. The resultant distribution is shown in Figure 6(b). A maximum peak is not evident and there is a tendency for the relationship to under-predict at low  $\tau_C$  but over-predict when  $\tau_C$  are high. It is also interesting to compare this distribution with a similar relationship developed using our data. We have taken a general form based on a gamma distribution:

$$P(\tau_C) = c_1 \tau_C^{c_2-1} e^{c_3\tau_C} \quad (13)$$

where  $c_1$ ,  $c_2$  and  $c_3$  are regression constants based on the method of least squares. In the range 5–100, our results give  $c_1 = 0.017$ ;  $c_2 = 2.1$  and  $c_3 = 0.074$  with an  $R^2$  of 0.97 between model and measurements. These are plotted in Figure 6(b). Comparing Equations (12) and (13), it is evident that  $c_2$  is equivalent to  $\nu$ , and our regression method gave a similar value for  $\nu$ , 2.11 as opposed to 2.08 [ $= (31.9/22.1)^2$ ] in Equation (12).

5.4. Seasonal statistics of cloud optical depth

All registered data of cloud optical depth are grouped according to season and are presented in Table 3. Peak frequencies for winter (December, January and February), autumn (September, October and November) and the entire year occur between 10 and 15, and in summer (June, July and August) they are 15–25, while in spring (March, April and May) they occur to be 25–35. All distributions exhibit positive skewness with distinct tails in the right hand side of the distribution at high optical depths.

Frequency distributions of cloud optical depth for four seasons are shown in Figure 7. Values of cloud optical depths are bigger in spring, compared to the rest of the seasons, and they also feature peak frequencies at shorter optical depths and more positive skewness (the right tail is longer; the mass of the distribution is concentrated on the left of the figure), as verified in Table 3.

The spring months feature a distinctly larger mean and median optical depths compared to the other seasons (Table 3), the spring pattern shows higher occurrences at high optical depths, thus influencing the mean and median values. The normal pattern is for highest rainfall to occur in October to December, comprising autumn and early winter. However data for

D. SERRANO *et al.*

Table 3. Cloud optical depth statistics for all seasons and the complete year: mean ( $\bar{x}$ ), median ( $\tilde{x}$ ), peak frequency ( $P$ ), standard deviation ( $\sigma_x$ ), error standard deviation [ $E(\sigma_x)$ ], first quartile ( $Q_1$ ), third quartile ( $Q_3$ ), skewness (Skew), number of data ( $N$ ) and number of days ( $N$  days) for overcast low cloud for 2011 in the Valencia region.

Season	$\bar{x}$	$\tilde{x}$	$P$	$\sigma_x$	$E(\sigma_x)$	$Q_1$	$Q_3$	Skew	$N$	$N$ days
Summer	27.7	23	15–25	22.7	1.4	14.3	31.3	2.5	281	12
Autumn	34.9	23.8	10–15	34.4	1.1	14	41	2.8	977	25
Winter	29.4	24.8	10–15	22.6	1	14.5	38	1.2	483	18
Spring	68.4	45.5	25–35	61.1	2	23	99.8	1.4	942	24
Year	45	28.3	10–15	46.1	0.9	15.5	54	2.3	2683	79

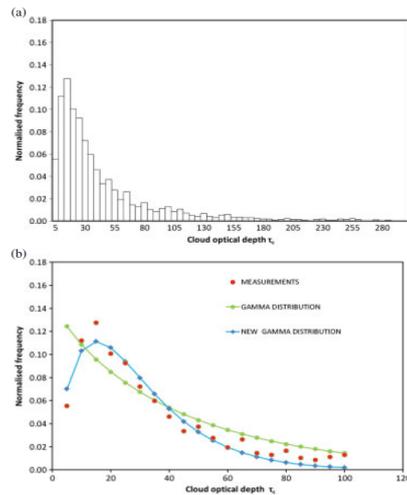


Figure 6. Frequency distribution of cloud optical depth for (a) all data acquired in 2011 and (b) comparison of Equation (12) from Barker *et al.* (1998) and a relationship developed in this study, Equation (13).

Valencia Airport (39°29'N; 0°28'W) recorded an unusually wet spring with monthly precipitation exceeding the normal by 65, 27 and 25% for March, April and May respectively. In contrast, the autumn months had below average precipitation in two out of the 3 months (<http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data/mcdw>). Therefore the higher optical depths for spring are likely to be a result of a more humid regime with optically thicker clouds which on occasions provided precipitation to the area.

5.5. Diurnal variability of cloud optical depth

There is a considerable body of literature that argues that optical depth of boundary layer clouds behave as fractals, random in nature but scale-invariant and obeying certain distribution laws (Schertzer and Lovejoy, 1987; Schertzer and Lovejoy, 1991; Marshak *et al.*, 1995; Marshak *et al.*,

1997). Central to the argument as developed by the last authors is that spatial or temporal fluctuations in vertical liquid water content (and hence, optical depth) in boundary layer clouds are dominated by the largest fluctuations, with the smallest ones occupying a smaller role in explaining the total optical depth variance. This feature appears in our data as illustrated in Figure 8, which shows a time series of 5-min optical depths for 14 March 2011. The total variance is dominated by a very large fluctuation in between 10 and 11 and secondary ones in the afternoon. In contrast, high frequency fluctuations are present but they do not exhibit large amplitudes.

A more objective way of exhibiting this process is through spectral analysis with a plot of the power curve of the optical depth time series *versus* frequency (Núñez *et al.*, 2005). We selected 9 days which had totally overcast conditions for analysis. Departures from the daily mean was estimated for each day and a fast Fourier transform was applied to each time series. The logarithm was taken of the resultant power and corresponding frequency. To eliminate some of the noise, the data output was averaged in frequency intervals that increase logarithmically (i.e. <0.02, 0.02–0.04, 0.04–0.08>, etc.). The final step involved normalizing all of the data by taking differences from the mean, thus allowing data from different time periods to be plotted together:

$$\ln(\text{power}) - \langle \ln(\text{power}) \rangle \text{ versus } \ln(\text{freq}) - \langle \ln(\text{freq}) \rangle \quad (14)$$

and the angle brackets denote a time average for the series.

The regression shown in Figure 9 is linear with a slope of  $-1.82$  indicating the importance of the low frequency fluctuations in explaining the total variance. The absolute value of the slope determined from the data is higher than measured slopes for marine stratocumulus clouds reported by Núñez *et al.* (2005) for a marine environment ( $-1.45$  average), Davis *et al.* (1996,  $-1.36$  average) and Cahalan and Snider (1989,  $-1.66$  average). We postulate that the larger slope and dominance of lower frequency fluctuations may be related to land-based regional systems such as sea breezes, valley winds or other meso-scale convective systems. Higher frequency fluctuations are more local in nature and are related to the properties of the micro-scale turbulent field.

CLOUD OPTICAL DEPTH IN THE ERYTHEMAL BAND

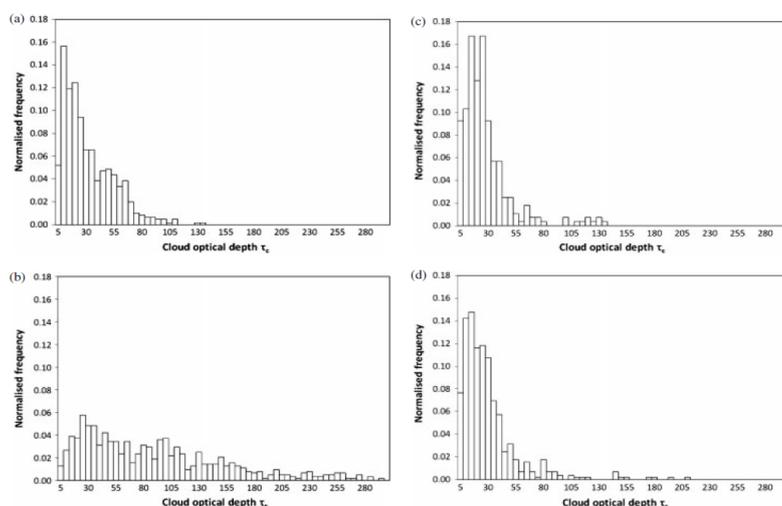


Figure 7. Frequency distribution of cloud optical depth in 2011 for (a) winter, (b) spring, (c) summer and (d) autumn.

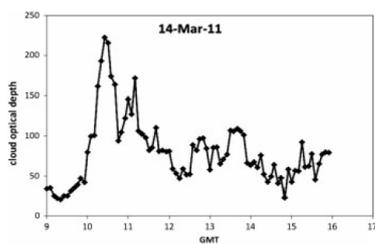


Figure 8. Five minute cloud optical depth pattern estimated for 14 March 2011. Note the dominance of the low frequency variations.

6. Summary and conclusion

The study has examined the feasibility of using measured surface UVER irradiance to obtain cloud optical depth. Towards this goal 1 year of measured UVER data for Burjassot, Spain, was analysed and inverted using a radiative transfer model to obtain cloud optical depth. While the method has been tried for the broadband solar, visible and broadband UV regions, it has not been attempted in the UVER region. Determining cloud optical depth from measurements of erythral irradiance is particularly important for researchers that only have UV radiometers to their disposal for the monitoring of solar irradiance. The calculation of cloud optical depth

from UVER measurements requires assumptions on cloud microphysical properties and knowledge of the properties of aerosols residing in the boundary layer between the cloud base and the ground surface. Aerosols were characterized with measurements taken during cloudless days in our study.

Our uncertainty analysis has shown that instrumental measurement uncertainties are the most important factor influencing the accuracy of our retrieval process and is followed by, in order of decreasing importance, aerosol single scattering albedo and cloud properties. In particular, incorrect estimates of  $\omega$  can lead to high uncertainties in estimating cloud optical depth if the aerosol optical depth is large, a situation typical of Valencia in the summer months. This may happen, for example, with use of a non-urban value for  $\omega$  in the radiative transfer model. Our estimates of  $\omega$  obtained for cloudless days in summer have shown good agreement with the urban model of Shettle and Fenn and further validates its use in other urban locations. However we were unable to provide estimates of  $\omega$  for non-summer months so that there may be potential errors in using their estimates during this period. Nevertheless aerosol optical depths tend to be low in non-summer months and especially in winter so that the overall error is expected to be low.

We have provided a combined uncertainty estimate when column ozone, aerosol optical depth, single scattering albedo, asymmetry factor, surface albedo and cloud properties vary randomly within accepted ranges. Individual uncertainties from each variable are added to the

D. SERRANO *et al.*

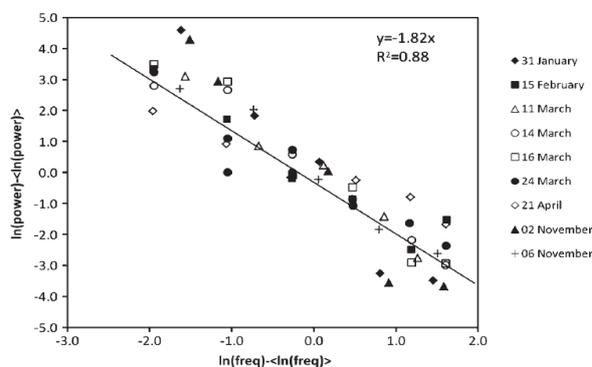


Figure 9. Plot of power spectra of log normalized optical depth *versus* log normalized frequency. A total of nine continuously overcast days have been examined.

resultant instrumental error so as to arrive at a combined uncertainty given as the root of the sum of the individual uncertainties squared. Absolute uncertainties as shown in Figure 3 increase in a linear fashion with cloud optical depth, while relative uncertainties are mostly in the range of 13–25% of cloud optical depths when cloud optical depth is higher than 20.

We have validated our  $\tau_C$  in the UVER band *versus* modelled  $\tau_C$  in the broadband. The comparison is linear and UVER cloud optical depth is 9% higher than broadband cloud optical depth. Considering the instrumental errors of both radiometers we conclude that the two data sets agree reasonably well.

Statistics for cloud optical depth show a highly skewed frequency distribution best described by a gamma distribution with highest frequency between optical depths of 10 and 15 and optical depths exceeding 200 at the extreme large end. Gamma distributions are described by two independent variables, a shape factor and scale factor (Hogg and Craig, 1978) which have been implicitly taken into account by the use of two independent variables in our least square regression fit. Use of a single variable based on the variance parameter (Barker *et al.*, 1998; Binyamin *et al.*, 2010) produce a good fit with a similar value of the frequency.

On a seasonal basis, the spring months have the highest mean optical depths of 68.4, which is twice as high as the optical depth observed in autumn and more than twice as high as the optical depths observed in winter and summer. Examination of weather records for 2011 revealed that spring months were characterized by unusually high rainfall while the rain-bearing autumn months reported unusually low rainfall. Therefore it is likely that weather related processes can explain the seasonal pattern in optical depths. The peak frequencies in optical depths are similar for autumn, winter and summer (optical depths

10–25) as well as all year, while peak frequencies in spring occur at higher values (optical depths of 25–35) as a result of unusually high rainfall.

No systematic pattern was observed in variability of cloud optical depth during the day. Processes appear to be random and obeying the multi-cascade fractal theory following the models of Schertzer and Lovejoy (1991, 1987). These imply dominance of low frequency variations in optical depth associated with regional scale weather systems with no preference for a particular time of occurrence. Convective systems associated with sea breezes are expected to play a part in spring and summer, while in other months synoptic systems associated with cold fronts and other phenomena prevail.

We conclude by stating that there is need to provide accurate estimates of UVER exposure on human beings in a wide variety of environments, and especially in urban areas given the rapid urbanization that many countries are experiencing. Accurate estimates must come from modelling algorithms given the costs and limitation of point sampling. Reliable figures will involve not only a proper characterization of cloud physical properties, but a characterization of the turbidity conditions in the cloud-free portions of the atmosphere as well.

#### Acknowledgements

This work was financed jointly by the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness and the European Regional Development Fund through projects CGL2011-24290 and CGL2012-33294, and by the Valencia Autonomous Government through projects PROM-ETEO/2010/064 and ACOMP/2013/205. M. Núñez stayed in Valencia thanks to the 'Convocatòria d'estades temporal d'investigadors convidats de la Universitat de València'.

## CLOUD OPTICAL DEPTH IN THE ERYTHEMAL BAND

## References

- d'Almeida GA, Koepke P, Shettle EP. 1991. *Atmospheric Aerosols: Global Climatology and Radiative Characteristics*. A. Deepak Publishing: Hampton, VA: 561.
- Antón M, López M, Vilaplana JM, Kroon M, McPeters R, Bañón M, Serrano A. 2009. Validation of OMI-TOMS and OMI-DOAS total ozone column using five Brewer spectroradiometers at the Iberian peninsula. *J. Geophys. Res.-Atmos.* **114**: D14307, DOI: 10.1029/2009JD012003.
- Bais AF, Kazantzidis A, Balis DS, Zerefos CS, Meleti C. 2005. Deriving an effective aerosol single scattering albedo from spectral surface UV irradiance measurements. *Atmos. Environ.* **39**: 1093–1102.
- Barker HW, Curtis TJ, Leontieva E, Stamnes K. 1998. Optical depth of overcast clouds across Canada: estimates based on surface pyranometer and satellite measurements. *J. Climate* **11**: 2980–2994.
- Bernhard G, Booth CR, Ehrmanjian JC, Quang VV. 2009. Dissemination of data from the National Science Foundation's UV monitoring network. In *Ultraviolet and Visible Ground- and Space-Based Measurements, Trace Gases, Aerosols and Effects VI, Proceedings of SPIE 7462*, Herman JR, Gao W (eds). SPIE Digital Library: San Diego, CA, 74620F-1-74620F-6, DOI: 10.1117/12.826266.
- Bigelow DS, Slusser JR, Beaubien AF, Gibson JH. 1998. The USDA ultraviolet radiation monitoring program. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **79**: 601–615.
- Binyamin J, Davies J, McArthur B. 2010. UV-B cloud optical properties for Canada. *Int. J. Climatol.* **30**: 1246–1255.
- Blumthaler M, Ambach W. 1988. Solar UVB-albedo of various surfaces. *Photochem. Photobiol.* **48**: 85–88.
- Cahalan RF, Snider JB. 1989. Marine stratocumulus structure. *Remote Sens. Environ.* **28**: 95–107.
- Castro T, Mar B, Longoria R, Ruiz-Suarez LG, Morales L. 2001. Surface albedo measurements in Mexico City metropolitan area. *Atmosfera* **14**: 69–74.
- Chadysiene R, Girgzdys A. 2008. Ultraviolet radiation albedo of natural surfaces. *J. Environ. Eng. Landsc. Manag.* **16**: 83–88.
- CIE(Commission Internationale d'Eclairage). 1998. *Erythema Reference Action Spectrum and Standard Erythema Dose, CIE S007E-1998*. CIE Central Bureau: Vienna, Austria.
- Corr CA, Krotkov N, Madronich S, Slusser JR, Holben B, Gao W, Flynn J. 2009. Retrieval of aerosol single scattering albedo at ultraviolet wavelengths at the T1 site during MILAGRO. *Atmos. Chem. Phys.* **9**: 4971–5008.
- Correa MP, Ceballos JC. 2008. UVB surface albedo measurements using Biometers. *Revista Brasileira de Geofísica* **26**: 411–416.
- Davis A, Marshak A, Wiscombe W, Cahalan R. 1996. Scale invariance of liquid water distributions in marine stratocumulus. Part I: spectral properties and stationary issues. *J. Atmos. Sci.* **53**: 1538–1558.
- Diffey BL. 1991. Solar ultraviolet radiation effects on biological systems. *Phys. Med. Biol.* **36**: 299–328.
- Eck TF, Holben BN, Reid JS, Dubovik O, Smirnov A, O'Neill NT, Slutsker I, Kinne S. 1999. Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban, and desert dust aerosols. *J. Geophys. Res.-Atmos.* **104**(D24): 31333–31349.
- Estellés V, Utrillas MP, Martínez-Lozano JA, Alcantara A, Alados-Arboledas L, Olmos FJ, Lorente J, De Cabo X, Cachorro V, Horvath H, Labajo A, De La Morena B, Diaz JP, Diaz AM, Silva AM, Elias T, Pujadas M, Rodríguez JA, Cañada J, García Y. 2005. Intercomparison of spectroradiometers and sun photometers for the determination of the aerosol optical depth during the VELETA-2002 field campaign. *J. Geophys. Res.-Atmos.* **111**(D17), DOI: 10.1029/2005JD006047.
- Estellés V, Martínez-Lozano JA, Utrillas MP, Campanelli M. 2007. Columnar aerosol properties in Valencia (Spain) by ground-based sun photometry. *J. Geophys. Res.-Atmos.* **112**(D11), DOI: 10.1029/2006JD008167.
- Esteve AR, Marín MJ, Tena F, Utrillas MP, Martínez-Lozano JA. 2010. Influence of cloudiness over the values of erythral radiation in Valencia, Spain. *Int. J. Climatol.* **30**: 127–136.
- Feister U, Grewé R. 1995. Spectral albedo measurements in the UV and visible region over different types of surfaces. *Photochem. Photobiol.* **62**: 736–744.
- Foyo-Moreno I, Alados I, Olmo FJ, Alados-Arboledas L. 2003. The influence of cloudiness on UV global irradiance (295–385nm). *Agr. Forest. Meteorol.* **120**: 101–111.
- Gao W, Schmoldt DL, Slusser JR. 2010. UV Radiation in Global Climate Change: Measurements, Modeling and Effects on Ecosystems. Tsinghua University Press: Beijing and Springer: New York, NY, 544. ISBN 978-3-642-05312-4.
- Goering CD, L'Ecuyer TS, Stephens GL, Slusser JR, Scott G, Davis J, Barnard JC, Madronich S. 2005. Simultaneous retrievals of column ozone and aerosol optical properties from direct and diffuse solar ultraviolet irradiance measurements. *J. Geophys. Res.* **110**: D05204, DOI: 10.1029/2004JD005330.
- Gómez-Amo JL, Estellés V, di Sarra A, Pedrós R, Sferlazzo D, Utrillas MP, Martínez-Lozano JA. 2013. A comparison of Microtops II and satellite ozone measurements in the period 2001–2011. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* **94**: 5–12, DOI: 10.1016/j.jastp.2012.12.012.
- Gröbner J, Hülse G, Vuilleumier L, Blumthaler M, Vilaplana JM, Walker D, Gil JE. 2006. Report of the PMOD/WRC-COST calibration and intercomparison of erythral radiometers. Report PMOD-WRC, Davos, Switzerland.
- Hogg RV, Craig AT. 1978. *Introduction to Mathematical statistics*, 4th edn, McMillan, New York, NY, 438.
- Holben BN, Eck TF, Slutsker I, Tanré D, Buis JP, Setzer A, Vermote E, Reagan JA, Kaufman Y, Nakajima T, Lavenu F, Jankowiak I, Smirnov A. 1998. AERONET – a federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sens. Environ.* **66**: 1–16.
- Hu YX, Stamnes K. 1993. An accurate parameterization of the radiative properties of water clouds suitable for use in climate models. *J. Climate* **6**: 728–742.
- Josefsson W, Landelius T. 2000. Effect of clouds on UV irradiance: as estimated from cloud amount, cloud type, precipitation, global radiation and sunshine duration. *J. Geophys. Res.-Atmos.* **105**(D4): 4297–4935.
- Kazadzis S, Gröbner J, Arola A, Amiridis V. 2010. The effect of global UV irradiance measurement accuracy on the single scattering albedo retrieval. *Atmos. Measure. Tech.* **3**: 1029–1037.
- Kokhanovsky AA, Nauss T, Schreier M, Huene WVH, Burrows JP. 2007. The intercomparison of cloud parameters derived using multiple satellite instruments. *IEEE. Trans. Geosci. Remote Sensing* **45**: 195–200.
- Kuchinke C, Nüñez M. 1999. Cloud transmission estimates of UV-B erythral irradiance. *Theor. Appl. Climatol.* **63**: 149–161.
- Leontieva E, Stamnes K, Olseth JA. 1994. Cloud optical properties at Bergen (Norway) based on the analysis of long-term solar irradiance records. *Theor. Appl. Climatol.* **50**: 73–82.
- Leontieva E, Stamnes K. 1994. Estimation of cloud optical thickness from ground based measurements of incoming radiation in the Arctic. *J. Climate* **7**: 566–578.
- Liou KN. 2002. An introduction to atmospheric radiation. *International Geophysics Series* **84**, Academic Press, San Diego, CA, 583.
- Madronich S, Flocke S. 1997. Theoretical estimation of biologically effective UV radiation at the earth's surface. In *Solar Ultraviolet Radiation – Modelling, Measurements and Effects*, Vol. **152**, Zerefos C (ed) NATO ASI Series. Springer-Verlag: Berlin: 23–48.
- Marshak A, Davis A, Wiscombe W, Titov G. 1995. The verisimilitude of the independent pixel approximation used in cloud remote sensing. *Remote Sens. Environ.* **52**: 71–78.
- Marshak A, Davis A, Wiscombe W, Cahalan R. 1997. Scale-invariance of liquid water distribution in marine stratocumulus, part 2 – multifractal properties and intermittency issues. *J. Atmos. Sci.* **54**: 1432–1444.
- Martínez-Lozano JA, Utrillas MP, Núñez JA, Esteve AR, Gómez-Amo JL, Estellés V, Pedrós R. 2012. Measurement and analysis of broadband UVB solar radiation in Spain. *Photochem. Photobiol.* **88**: 1489–1496, DOI: 10.1111/j.1751-1097.2012.01186.x.
- Mayer B, Kylling A. 2005. Technical note: the libRadtran software package for radiative transfer calculations- description and examples of use. *Atmos. Chem. Phys.* **5**: 1855–1877.
- McKenzie RL, Kotkamp M. 1996. Upwelling UV spectral surface irradiance and surface albedo measurements at Launder, New Zealand. *Geophys. Res. Lett.* **23**: 1757–1760.
- McKenzie RL, Aucamp PJ, Bais AF, Björn LO, Ilyas M. 2007. Changes in biologically-active ultraviolet radiation reaching the Earth's surface. *Photochem. Photobiol. Sci.* **6**: 218–231.
- McKenzie RL, Aucamp PJ, Bais AF, Björn LO, Ilyas M, Madronich M. 2011. Ozone depletion and climate change: impacts on UV radiation. *Photochem. Photobiol. Sci.* **10**: 182–198.
- McPeters R, Kroon M, Labow G, Brinkma E, Petropavlovskikh I, Veeckind JP, Bhartiam PF, Levelt PF. 2008. Validation of the Aura ozone monitoring instrument total ozone product. *J. Geophys. Res.-Atmos.* **113**: D15S14, DOI: 10.1029/2007JD008802.
- Min Q, Joseph E, Lin Y, Min L, Yin B, Daum PH, Kleinman LI, Wang J, Lee Y-N. 2012. Comparison of Modis cloud microphysical properties with in-situ measurements over the Southeast Pacific. *Atmos. Chem. Phys.* **12**: 11261–11273.

## PUBLICACIONES DESTACADAS

---

D. SERRANO *et al.*

- Nikitidou E, Kazantzidis A, de Bock V, de Backer H. 2013. The aerosol forcing efficiency in the UV region and the estimation of single scattering albedo at a typical West European site. *Atmos. Environ.* **69**: 313–320.
- Norval M. 2006. The mechanisms and consequences of ultraviolet-induced immunosuppression. *Prog. Biophys. Mol. Biol.* **92**: 108–118.
- Norval M, Lucas RM, Cullen AP, de Grijl FR, Longstreth J, Takizawa Y, van der Leun JC. 2011. The human health effects of ozone depletion and interactions with climate change. *Photochem. Photobiol. Sci.* **10**: 199–225.
- Núñez M, Fienberg K, Kuchinke C. 2005. Temporal structure of the solar radiation field in cloudy conditions: are retrievals of hourly averages from space possible? *J. Appl. Meteorol.* **44**: 167–178.
- Núñez M, Marín MJ, Utrillas MP, Estellés V, Martínez-Lozano JA. 2011. Incorporation of aerosol effects in a clear-sky semi-empirical model of UVER radiation for Valencia, Spain. *Int. J. Climatology* **31**: 937–948, DOI: 10.1002/joc.2133.
- Pandey PK, De Ridder D, Gillotay NP, van Lipzig M. 2012. Estimating cloud optical thickness and associated surface UV irradiance from SEVIRI by implementing a semi-analytical cloud retrieval algorithm. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* **12**: 7961–7975.
- Petters JL, Saxena VK, Stüsser JR, Wenny BN, Madronich S. 2003. Aerosol single scattering albedo retrieved from measurements of surface UV irradiance and a radiative transfer model. *J. Geophys. Res.-Atmos.* **108**: (D9), 4288, DOI: 10.1029/2002jd002360.
- Roebeling RA, Feijt AJ, Stammes P. 2006. Cloud property retrievals for climate monitoring: implication of differences between Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) on Meteosat-8 and Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) on NOAA-17. *J. Geophys. Res.-Atmos.* **111**: D20210, DOI: 10.1029/2005JD006990.
- Roebeling RA, Deneke HM, Feijt AJ. 2008. Validation of cloud liquid water path retrievals from Sevir using one year of CloudNet observations. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **47**: 206–222.
- Schertzer D, Lovejoy S. 1987. Physical modeling and analysis of rain clouds by anisotropic scaling multiplicative processes. *J. Geophys. Res.-Atmos.* **92**: 9693–9714.
- Schertzer D, Lovejoy S. 1991. Nonlinear geodynamical variability: multiple singularities, universality and observables. In *Non-linear Variability in Geophysics: Scaling and Fractals*, Schertzer D, Lovejoy S (eds). Kluwer: Dordrecht; 41–82.
- Shettle E. 1989. Models of aerosols, clouds and precipitation for atmospheric propagation studies. *AGARD Conf. Proc.* **454**(15): 1–13.
- Shettle E, Fenn RW. 1979. Models for the aerosols of the lower atmosphere and the effects of humidity variations on their optical properties. Environmental Research Papers 676, AFGL-TR-79-0214, 94.
- Stephens GL. 1994. *Remote Sensing of the Lower Atmosphere: An Introduction*. Oxford Univ Press: New York, NY; 521.
- Stephens GL, Vane DG, Boain RJ, Mace GG, Sassen K, Wang Z, Illingworth AJ, O'Connor EJ, Rossow WB, Durden SL, Miller SD, Austin RT, Benedetti A, Mitrescu C, Team CSS. 2002. The CloudSat mission and the A-Train- A new dimension of space-based observations of clouds and precipitation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **83**: 1771–1790, DOI: 10.1175/BAMS-83-12-1771.
- Thaekakara MP. 1974. Extraterrestrial solar spectrum, 3000–6100 Å at 1 Å intervals. *Appl. Optics* **13**: 518–543.
- Utrillas MP, Marín MJ, Esteve AR, Tena F, Estellés V, Martínez-Lozano JA. 2007. Diffuse UV erythral radiation experimental values. *J. Geophys. Res.-Atmos.* **112**: D24207, DOI: 10.1029/2007JD008846.
- Vilaplana JM, Cachorro VE, Sorribas M, Luccini E, de Frutos AM, Berjon A, de la Morena B. 2006. Modified calibration procedures for a Yankee Environmental Systems UVB-1 biometer based on spectral measurements with a Brewer spectrophotometer. *Photochem. Photobiol.* **82**: 508–514.
- Wenny BN, Schafer JS, DeLuisi JJ, Saxena WK, Barnard WF, Petrovavlovskikh IV, Vergamini AJ. 1998. A study of regional aerosol radiative properties and effects on ultraviolet-B radiation. *J. Geophys. Res.-Atmos.* **103**: 17083–17097.

## II. Atmospheric Research

Atmospheric Research 160 (2015) 50–58



Contents lists available at ScienceDirect

Atmospheric Research

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/atmos](http://www.elsevier.com/locate/atmos)



### Relationship between the effective cloud optical depth and different atmospheric transmission factors



D. Serrano <sup>a</sup>, M.J. Marín <sup>b</sup>, M. Núñez <sup>a,c</sup>, S. Gandía <sup>a</sup>, M.P. Utrillas <sup>a</sup>, J.A. Martínez-Lozano <sup>a</sup>

<sup>a</sup> Solar Radiation Group, Departament de Física de la Terra i Termodinàmica, Universitat de València, 46100 Burjassot, Valencia, Spain  
<sup>b</sup> Solar Radiation Group, Departament de Matemàtiques per a l'Economia i l'Empresa, Universitat de València, 46022 Valencia, Spain  
<sup>c</sup> School of Geography and Environmental Studies, University of Tasmania, Private Bag, 78, Hobart, Tasmania 7001, Australia

#### ARTICLE INFO

**Article history:**  
 Received 17 September 2014  
 Received in revised form 23 February 2015  
 Accepted 3 March 2015  
 Available online 18 March 2015

**Keywords:**  
 Cloud optical depth (COD)  
 UV Erythral Radiation (UVER)  
 Broadband  
 Overcast skies  
 Multiple scattering models  
 Transmission factors

#### ABSTRACT

This study examines the sensitivity of cloud optical depth (COD) for overcast conditions to radiation transmission using data collected in Valencia, Spain. These relationships are provided as simple empirical functions, therefore avoiding the need to apply complex model minimisation schemes to obtain COD. Comparisons are presented between COD obtained by a minimization method and several radiation transmission factors comprising a clearness index ( $k_t$ ), a modified version ( $k_t'$ ), a cloud modification factor (CMF) and its modified version (CMF'). Additionally, a statistical model of COD proposed by J.C. Barnard and C.N. Long (2004) is tested with our data. Statistical relationships between COD and these variables were developed for measurements in the ultraviolet Erythema Radiation (UVER) range as well as for broadband measurements covering the full solar spectrum. Measurements collected in 2011 were used to develop power and exponential relationships relating COD to the above transmission factors, and subsequently tested with independent data collected in 2012. In general, expressions relating COD to CMF perform better and exhibit a higher correlation than equivalent expressions relating COD to clearness indices, especially in the UVER range. The expression of Barnard and Long is potentially adequate for the estimation of COD for both UVER and broadband solar radiation in Valencia, but the regression coefficients need tuning for local conditions.

© 2015 Elsevier B.V. All rights reserved.

#### Contents

1. Introduction	50
2. Instrumentation and methodology	51
3. Results	53
3.1. Relationship of CODr with clearness indices $k_t$ and $k_t'$	53
3.2. Relationship of CODr with the cloud modification factors, CMF and CMF'	53
4. Validation of results and discussion	54
5. Summary and conclusion	57
Acknowledgements	57
References	58

#### 1. Introduction

Solar zenith angle and cloudiness are the most significant factors affecting the variability of solar irradiance at the earth's surface, but while zenith angle is readily estimated from astronomical tables, cloudiness is marked by high variability in structure and composition, making estimation of solar radiation in cloudy conditions difficult (Liou, 2002).

Therefore, clouds play a fundamental role in the attenuation of solar radiation reaching the earth's surface, and may attenuate as much as 80% of the cloudless sky radiation depending on features such as cloud type, cloud optical depth, and its distribution in the sky (Pyrina et al., 2013; Calbó et al., 2005; Alados-Arboledas et al., 2003).

The aim of this study is to explore the use of several radiation transmission factors in order to define characteristics of the cloud regime and to apply these characteristics for the estimation of cloud optical depth (COD) in overcast skies. There are several reasons to justify this

E-mail address: [david.serrano@uv.es](mailto:david.serrano@uv.es) (D. Serrano).

particular approach. Firstly cloud optical depth is an inherent property of the cloud environment, and unlike transmission measurements, is essentially independent of atmospheric variables such as solar zenith angle, surface albedo or aerosol load (Serrano et al., 2014; Barnard and Long, 2004); it may be easily exportable to other physical environments with different atmospheric conditions, used as input in radiative transfer models; or used in studies to monitor radiation changes in response to changes in cloud optical depth. An accurate determination of cloud optical depth and its spatial and temporal description remains an important goal in radiation studies. These data may be obtained from satellites, measurements obtained by aircraft campaigns and especially surface measurements, where the cloud optical depth can be inferred through reflection or transmission of solar radiation. Some methods use the transmission of spectral solar radiation (Min and Harrison, 1996) or broadband irradiance to obtain COD (Barker et al., 1998, 2011; Dong et al., 1997; Boers, 1997; Leontieva and Stammes, 1994). These methods assume plane-parallel layers of homogeneous clouds for overcast skies. The majority of these methods require information on background atmospheric conditions such as the vertical distributions of water vapour, characteristics of aerosols and properties of clouds which are often difficult to acquire. In addition there is a need for high computation times that are required for the applied algorithms.

Numerous studies describe different factors that relate to the transmission of radiation through the atmosphere with overcast skies, both in the UV Erythral Radiation (UVER) and broadband ranges (Antón et al., 2012; Pandey et al., 2012; Mateos et al., 2009; Barnard et al., 2008; Barnard and Long, 2004; Foyo-Moreno et al., 1999). The UVER is calculated by weighting the spectral curve of the incident solar radiation at the ground level with the spectral action curve proposed by the CIE (Comission Internationale de l'Eclairage) (McKinlay and Duffey, 1987). Therefore, we propose different empirical expressions to calculate the COD in a simple, fast and easy way, using only transmission factors derived from measurements of solar irradiance at surface level for overcast skies both in the UVER and broadband ranges, as they are more readily available. This study conducted in Valencia, Spain, examines empirical expressions for obtaining COD from the clearness index and the cloud modification factor, and also checks the COD regression model proposed by Barnard and Long (2004). Furthermore, another empirical expression that improves Barnard and Long equation is proposed.

The study is divided into various stages. The *Instrumentation and methodology* section provides details on the radiative transfer model, the method of extracting cloud optical depth, the different atmospheric transmission factors used in this study, and the statistical coefficients applied. The relationship between effective cloud optical depth and different atmospheric transmission factors is presented in the *Results* section. The *Validation of results and discussion* section evaluates and compares the various expressions that were obtained. The *Summary and conclusion* section summarises the main points and provides a recommendation on the best expression to use.

## 2. Instrumentation and methodology

Measurements were obtained at the Burjassot campus of the University of Valencia (Spain) (39° 30'N; 0° 25'W, 30 m above sea level) on the roof of the Faculty of Physics and the measurement period encompassed two years from 2011 to 2012.

Measurements of UVER were taken using a broadband YES-UVB-1 radiometer by Yankee Environmental Systems (YES). The radiometer YES-UVB-1 has a spectral range between 280 and 400 nm and its spectral sensitivity is close to the erythema action spectrum (CIE, 1998). The instrument was calibrated in the National Institute for Aerospace Technology (INTA) at El Arenosillo, Spain. This standard calibration consists of a spectral measurement and angular response of the radiometer indoors; later, it is compared with a Brewer MKIII spectroradiometer outdoors (Hülsen and Gröbner, 2007; Vilaplana et al., 2006). It is estimated that the calibration matrix provides a corrected signal with a

maximum error of 9% for a solar zenith angle less than 70° (Utrillas et al., 2007).

Measurements of broadband solar radiation were taken using a CM6 pyranometer by Kipp and Zonen. Its spectral range is between 310 nm and 2800 nm, covering the ultraviolet (UV) to the infrared (IR) range. The factory calibration of a recently purchase CM21 pyranometer was transferred to the CM6 pyranometer by direct comparison in 2011. All data were collected using intervals averaged over 1 min by an Agilent 34970A data logger. The calibration uncertainty was believed to be within 5%.

Cloud cover was obtained using a sky camera. It was manufactured by Sietec Canarias S.L. and consists of a diode array of 640 × 640 elements with the sensitive element consisting in a circular arrangement of 444 pixels in diameter which records sky information. The array has three independent channels that are sensitive to sky radiation in the blue, green and red bands. Each band is assigned to an independent gain and offset and they are designed so that the sum of the three outputs will approximate the sensitivity of the human eye and thus reproduce "true" sky colours. A lens system projects sky features into the circular array in a fashion approximating a cosine law (Steyn, 1980). Initially images with a cloud cover 1 (overcast skies) were chosen and later further filtered to obtain images containing cumulus and stratocumulus clouds which are of interest in this study because they have well-defined shape and exhibit the greatest depletion of solar radiation at the earth's surface (Serrano et al., 2014). Images of the cloud sky were obtained at 5 min intervals. As an approximation of the uncertainty of this camera, we have taken an average uncertainty of 0.05 for all cloud cover estimation less than 1 for an automatic analysis.

Aerosol data, their properties and water vapour were obtained with a CIMEL CE318 sunphotometer which is included in AERONET (Aerosol Robotic Network), and is presently one of the most powerful worldwide tools to provide aerosol optical properties (Holben et al., 1998). The instrument calibration is traced to a master instrument according to the procedure described in Holben et al. (1998) but with the instruments belonging to RIMA network (Red Ibérica de Medidas Fotométrica de Aerosoles, Toledano et al., 2011), operating since July 2005. In this study we use level 1.5 data for the aerosol optical depth (AOD), single scattering albedo and asymmetry factor. The nominal uncertainty of AERONET AOD is 0.01–0.02 (Eck et al., 1999), reaching its maximum uncertainty at solar noon (Estellés et al., 2007). A study of uncertainty of single scattering albedo and asymmetry factor can be found in Serrano et al., 2014. Water vapour was also taken by the CIMEL CE318 sunphotometer (940 nm band); this parameter affects only the broadband range and presents a maximum uncertainty of 10% (Estellés et al., 2004; Halthore et al., 1997). Aerosol properties are acquired by the instrument during intervals when direct sunlight is not blocked by clouds and in our study these aerosol properties were applied for overcast conditions occurring on the same day as the measurements. Average aerosol values were used for totally overcast days, these being calculated by averaging measurements performed on days before and after the overcast episode.

Surface albedo for the full UVER range was considered to be 0.04 and in the broadband it was 0.17 (Serrano et al., 2014).

Additional data consisted in a daily estimation of total ozone column, obtained by Ozone Monitoring Instrument (OMI) which is nadir-viewing instrument aboard the sun-synchronous Aura satellite (<http://ozoneaq.gsfc.nasa.gov>) (Levelt et al., 2006). A global validation of the OMI product, using the TOMS retrieval algorithm against Brewer instruments gives a station to station standard deviation of 0.6% (Antón et al., 2009; McPeters et al., 2008).

Cloud optical depth for overcast skies was determined by iteration using a minimization method, Fig. 1. Images from the sky camera allowed us to select overcast low clouds for this study. Low clouds, specifically fair weather cumulus and stratocumulus clouds were accepted for the analysis but on rare occasions thicker clouds and middle clouds, such as nimbostratus or cumulonimbus and altostratus, were also included.

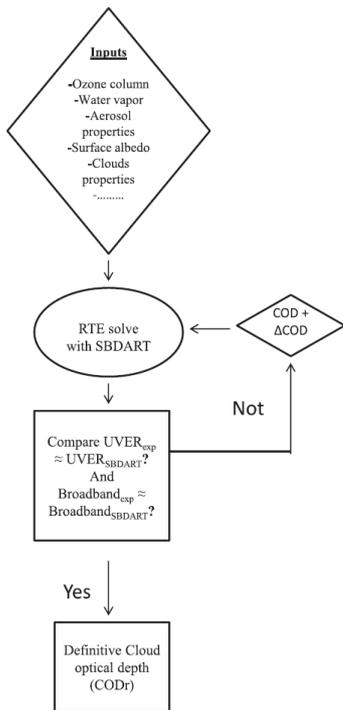


Fig. 1. Operational procedure to retrieve the cloud optical depth in the UVER and broadband ranges.

were accepted as well, as they were difficult to distinguish visually. Subsequently, modelled irradiance was calculated by an iterative programme in C++ language that provides input COD values for the SBDART model with the rest of the background conditions (albedo, total ozone, aerosol optical depth, aerosol single scattering albedo, aerosol asymmetry factor) being determined from separate measurements as described above. Cloud optical depth was determined iteratively by varying the COD until the modelled and experimental irradiance had a deviation of less than 0.5 mW/m<sup>2</sup> for the UVER range or 0.5 W/m<sup>2</sup> for the broadband. The final value of COD was taken as the reference value and has been described as CODr in this study.

The analysis subsequently calculates a relationship between CODr for 2011 and several factors which describe the transmission of radiation through the atmosphere: the clearness index,  $k_t$ , the modified one,  $k_t'$ , the cloud modification factor CMF and the modified transmission factor, CMF'.

Some of the transmission factors used in the study rely on incoming cloudless sky irradiance. Theoretical solar irradiance for cloudless skies can be easily obtained using different methods: a) simple analytical equations, for example: Madronich's expression for the UVER (Madronich, 2007), and the Long et al. expression for the broadband range (Long et al, 2006); and b) radiative transfer models that solve the equation of radiative transfer, for example, SBDART or LibRadtran

models (Ricchiazzi et al., 1998; Mayer and Kylling, 2005). The SBDART model, used in this study, is a widely applied code for calculations of radiative transfer in both cloudy and clear atmospheres. Model uncertainty lies within 2% of direct and diffuse irradiance measurements (Srivastava and Ramachandran, 2013).

The clearness index  $k_t$  provides a simple approach to account for cloud effects on surface irradiance. It describes depletion of incident irradiance in its passage through the atmosphere and, therefore, indicates the degree of availability of solar irradiance at the Earth's surface, as defined by Liu and Jordan (1960):

$$k_t = \frac{I}{I_0} \quad (1)$$

where  $I$  is the experimental irradiance in overcast skies and  $I_0$  is the extra-terrestrial solar irradiance, both incident on the horizontal plane.

Due to the limitation of  $k_t$  (it depends on zenith angle), we also used a new variable that minimised this dependence. The modified clearness index  $k_t'$  (Pérez et al., 1990) is defined as:

$$k_t' = \frac{k_t}{(1.031e^{(-1.4/(0.9+9.4/m))} + 0.1)} \quad (2)$$

where  $m$ , is the optical air mass and is defined as  $m = 1/\mu_0$ , being  $\mu_0$  the cosine of solar zenith angle.

A third transmission factor used in this study is the ratio of the experimental irradiance in overcast skies to the irradiance for the same atmospheric conditions (aerosol load, ozone, etc.) but for cloudless skies, defined as a cloud modification factor, or CMF. By definition CMF is a transmission factor that considers only the cloud attenuation.

The irradiance for cloudless skies is modelled in two different ways: the first one, is a simple estimation of cloudless irradiance as calculated by the empirical expression given by Madronich (2007), which will be used exclusively in the UVER range, Eq. (3):

$$CMF_{emp} = \frac{1}{I_{cloudless\_emp}} \quad (3)$$

where  $I$  represents the experimental UVER measurements in overcast skies and  $I_{cloudless\_emp}$  corresponds to UVER data in cloudless skies with a low turbidity or amount of aerosols. These data are estimated by the empirical expression suggested by Madronich (2007), Eq. (4):

$$I_{cloudless\_emp} = a(\mu_0)^b \left(\frac{TOC}{300}\right)^c \quad (4)$$

where  $\mu_0$  is the cosine of the solar zenith angle and TOC is the total column ozone in Dobson Units (DU). To avoid the limitation of low aerosol load, we applied a method used in previous studies (Mateos et al., 2013). The coefficients (a, b and c) were calculated for Valencia with a multifunctional fit for six intervals of AOD<sub>440 nm</sub>: (0, 0.1], (0.1, 0.2], ..., (0.4, 0.5] and >0.5, Table 1. A regression fit as described in Eq. (4) was used. All regression coefficients were calculated under cloudless skies conditions, using only zenith angles less than 60° and  $k_t$  equal to or greater than 0.7. The coefficients were estimated for the years 2008–2011, subsequently incorporated into Eq. (4) and validated with

Table 1  
Values of a, b and c of Madronich's formula for each interval of AOD<sub>440 nm</sub>. N is the number of data and R<sup>2</sup> is the correlation coefficient between experimental and theoretical data.

AOD <sub>440 nm</sub>	a	b	c	N	R <sup>2</sup>
(0, 0.1]	0.275 ± 0.002	2.45 ± 0.02	-1.22 ± 0.04	1674	0.99
(0.1, 0.2]	0.267 ± 0.001	2.50 ± 0.01	-1.07 ± 0.02	2356	0.99
(0.2, 0.3]	0.254 ± 0.002	2.44 ± 0.03	-0.99 ± 0.05	1565	0.96
(0.3, 0.4]	0.248 ± 0.003	2.46 ± 0.06	-0.93 ± 0.09	557	0.96
(0.4, 0.5]	0.242 ± 0.004	2.51 ± 0.08	-0.9 ± 0.1	158	0.98
>0.5	0.238 ± 0.004	2.4 ± 0.1	-1.1 ± 0.2	73	0.98

cloudless irradiance data collected for 2012. Results were satisfactory, giving a correlation coefficient of 0.97. Column ozone was obtained from OMI data.

The second cloudless irradiance estimate is more rigorous as it uses the SBDART model to perform the calculation. It was applied to both the UVER and broadband ranges, Eq. (5):

$$CMF_{mod} = \frac{1}{I_{cloudless\_mod}} \quad (5)$$

where  $I_{cloudless\_mod}$  is modelled irradiance values for cloudless skies with SBDART model. These modelled values are obtained using acquired information of aerosol data and water vapour from a CIMEL CE318 sunphotometer and total column ozone from OMI.

The CMF parameter was determined as a combination of the cloud modification factor (CMF) and the cosine of the solar zenith angle,  $\mu_0$  elevated to some empirically-determined coefficient alpha (Barnard et al., 2008; Barnard and Long, 2004).

Therefore, we can define the following expression:

$$CMF'_{emp \text{ or } mod} = \frac{1}{I_{cloudless\_emp \text{ or } mod} \mu_0^\alpha} = \frac{CMF}{\mu_0^\alpha} \quad (6)$$

where  $\alpha$  is an exponent that is determined for a particular region.

Finally, we validated the expressions calculated for 2011 using the modelled COD and comparing them with the CODr for 2012. The statistical parameters used in the model evaluation are: mean bias deviation (MBD), mean absolute deviation (MAD), root mean square deviation (RMSD) and normalized root mean square deviation (NRMSD), all these terms indicating some deviation between CODr and corresponding modelled COD in the UVER and broadband ranges. The parameters are as follow (Gandía et al., 2014; Willmott and Matsuura, 2005):

$$MBD = \frac{\sum_{i=1}^N (y_i - x_i)}{N} \quad (7)$$

$$MAD = \frac{\sum_{i=1}^N |y_i - x_i|}{N} \quad (8)$$

$$RMSD = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (y_i - x_i)^2}{N}} \quad (9)$$

$$NRMSD = \frac{\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (y_i - x_i)^2}{N}}}{(x_{max} - x_{min})} \quad (10)$$

where  $y_i$  is the  $i$ -th estimated value,  $x_i$  is the  $i$ -th measured value,  $\bar{x}$  is the mean measured value,  $x_{max}$  is the highest value of  $x$ ,  $x_{min}$  is the lowest value of  $x$  and  $N$  the number of total analysed data. In order to facilitate comparison, these relative values (%), were taken for all statistical parameters.

The RMSD statistic parameter gives greater weight to the furthest points from the mean value than to the MAD; however, Willmott and Matsuura (2005) recommend usage of MAD as an evaluation of average error. Both statistic parameters always have positive values. By contrast, the MBD represents the difference between the estimated and experimental value, corresponding to an overestimation or underestimation of average values. A low value of the normalized RMSD parameter (NRMSD) indicates less variation in residues.

### 3. Results

A summary of the relationships used to predict modelled COD is shown in Table 2. These equations are obtained by correlating CODr data collected in 2011 with these transmission factors, Table 3.

#### 3.1. Relationship of CODr with clearness indices $k_t$ and $k_t'$

Fig. 2(a) and (b) plot CODr against clearness indices  $k_t$  and  $k_t'$  respectively in the UVER range using all data in 2011. Both  $k_t$  and  $k_t'$  are strongly but inversely related to CODr, demonstrating that solar radiation is greatly attenuated by cloudiness. Power functions provide the best fit for the experimental data which exhibited considerable scatter. Slightly better results were obtained for  $k_t'$  with a correlation coefficient of 0.91, while the correlation coefficient for  $k_t$  was 0.88. The scatter may be illustrated by using a fixed value of 20 for the CODr which encompasses a range of 0.15 to 0.35 for the two clearness indices (Fig. 2(a) and (b)).

Subsequently, the study with these transmission factors was repeated for the broadband irradiance, as seen in Fig. 2(c) and (d). The resultant plots exhibit less scatter than in the UVER range. For example, clearness indices between 0.15 and 0.25 we obtained for a value of 20 for CODr. It may be seen that the correlation coefficients are also higher, at 0.95 for  $k_t$  and 0.98 for  $k_t'$ . Clearness indices have been used mostly for broadband studies and these results confirm their good performance. Additionally, there is greater uncertainty with the UVER measurements. It is also important to note that measurements in the UVER are more sensitive to ozone variations, a variable that is not considered in  $k_t$  and  $k_t'$ . Additionally there is greater Rayleigh scattering at shorter wavelengths in the UVER.

#### 3.2. Relationship of CODr with the cloud modification factors, CMF and CMF'

There are numerous studies that investigate the influence of clouds on spectral UV and broadband irradiance by means of the cloud modification factor (CMF). Many of the calculated values of CMF are based on different parameters, such as the cloud cover (usually counted in oktas, the overcast sky has a total number of eight oktas), cloud type (cumulus, stratocumulus, cirrus...), cloud height (low, medium or high) and relative position cloud-sun (basically, it means if the sun is blocked by clouds or not) (Badosa et al., 2014; Mateos et al., 2014; Esteve et al., 2010; Mateos et al., 2010; Calbó et al., 2005; Alados-Arboledas et al., 2003; Kuchinke and Nüñez, 1999).

Fig. 3 plots the CODr in 2011 against the CMF values for various conditions. Fig. 3(a) uses Madronich's clear sky irradiance formula when estimating CMF for the UVER; Fig. 3(b) uses the SBDART model for clear sky irradiance when estimating CMF for the UVER; and Fig. 3(c) plots CODr vs CMF for the broadband region. All three relationships are well represented with exponential functions. CMF values from the SBDART model (Fig. 3(b)) exhibit lower scattering compared to the empirical fit for CMF, Fig. 3(a), although the correlation coefficients are similar. The same procedure was carried out for the broadband, by means of Eq. (5), but the scatter was larger as shown in Fig. 3(c). Causes for the larger scatter are unclear, but it may be due to the parameterisation of aerosol optical depth in overcast conditions.

In the case of CMF, the  $\alpha$  value was found by plotting the natural logarithm of the CODr against CMF' for an initial value of  $\alpha$ . Then, using a trial-and-error procedure  $\alpha$  was adjusted repeatedly to achieve the best possible approximation and lower dispersion of the points. Values of  $\alpha$  obtained for Valencia were 0.05 and 0.35 for the UVER and broadband regions respectively. Barnard and Long (2004) obtained a value of 0.25 in the broadband for data gathered in different ARM sites, which represent the broad range of climate conditions around the world during year 2000: southern Great Plains (EEUU), Barrow (Alaska) and Manus Island in Papua New Guinea. In the first approach, as in the previous section, the empirical expression of Madronich was

**Table 2**  
Transmission factors used to predict COD. They have been used as power or exponential functions with regression coefficients obtained from data collected in 2011.

Transmission factor	Expression	Form	Equation
$k_i$	$I/I_0$	Power	$COD = a + b k_i^c$
$k_i'$	$k_i/(1.031e^{-1.4(0.9 + 9.4/m)} + 0.1)$	Power	$COD = a + b k_i'^c$
$CMF_{emp}$	$I_{cloudless\_emp}$	Power	$COD = a + b CMF_{emp}^c$
$CMF_{mod}$	$I_{cloudless\_model}$	Power	$COD = a + b CMF_{mod}^c$
$CMF_{emp}^*$	$CMF_{emp}/\mu_0^2$	Power and exponential	$COD = a + b CMF_{emp}^*{}^c$
$CMF_{mod}^*$	$CMF_{mod}/\mu_0^2$	Power and exponential	$COD = a + b CMF_{mod}^*{}^c$

$I$  = incoming UVER or solar broadband surface irradiance in all cloud conditions.  
 $I_0$  = extra-terrestrial incoming UVER or solar broadband irradiance.  
 $I_{cloudless\_emp}$  = empirical surface cloudless UVER irradiance using Madronich relationship.  
 $I_{cloudless\_model}$  = modelled surface UVER or solar broadband surface irradiance using SBDART.  
 $\mu_0^2$  = cosine of the local solar zenith angle elevated to an empirical coefficient  $\alpha$ .  
 $m$  = solar air mass.  
 $a, b, c$  = empirical regression constants.

used for calculating  $I_{cloudless\_emp}$ . Subsequently the SBDART model was used to estimate cloudless data in the UVER and the broadband ranges. Barnard and Long (2004) proposed that the COD is related to CMF by means of a hyperbolic arctangent (Barnard et al., 2008; Barnard and Long, 2004).

$$COD = e^{[d+A+e \cdot \arctanh(1+f \cdot CMF)]} \quad (11)$$

where  $d, e$  and  $f$  are regression coefficients and  $A$  is the surface albedo. These coefficients were subsequently fitted to our CODr data in the UVER for 2011 using  $\alpha = 0.05$ .

Fig. 4(a) plots the natural logarithm of CODr versus  $CMF_{emp}$  for all 2870 UVER data points in 2011. Superimposed is the Barnard exponential expression (Eq. (11)) with the  $d, e$ , and  $f$  coefficients fitted to the same data. In Fig. 4(b) we followed the same procedure but now use the SBDART model for all 2870 data points in 2011. The same methodology was applied to the 2867 broadband data points collected in 2011 with an alpha value of 0.35 and use of SBDART model, Fig. 4(c).

Best agreement is obtained when model estimates are used to estimate CMF, for both the UVER (Fig. 4(b)) and the broadband (Fig. 4(c)), with correlation coefficients of 0.99 and minimal scattering. By contrast a poorer performance with a lower  $R^2$  coefficient and higher scatter is obtained when the Madronich relationship is used to obtain CMF (Fig. 4(a)).

These expressions with a hyperbolic arctangent are quite complex, however, they can be simplified if the CODr is plotted against

$CMF_{emp}$  or  $CMF_{mod}$  using a power expression, as already used in Fig. 3.

Fig. 5(a) plots the CODr data versus  $CMF_{emp}$  with Madronich's formula and Fig. 5(b) plots the CODr data versus  $CMF_{mod}$  for UVER. Later, these relationships will be validated with data for the year 2012. In the broadband plot, Fig. 5(c), comparison of the CODr data against  $CMF_{mod}$  is made so as to obtain a new power expression which can be evaluated against the 2012 data.

#### 4. Validation of results and discussion

Previous results of the power and exponential fits are shown in Table 3. Regression coefficients between exponential fits exhibit small differences that are statistically significant in most cases, a feature that also appear in the power law fits. However these differences are much larger when comparing UVER/broadband coefficients for both the exponential and power law relationships. There are only slight differences between the results with CMF and the modified CMF ( $CMF^*$ ) proposed by Barnard and Long (2004). However, the use of the modified clearness index  $k_i'$  improved the results with respect to  $k_i$  in the UVER and broadband. Use of CMF or  $CMF^*$  provided a better prediction compared to the clearness indices because the clearness indices include other contributions to the attenuation (ozone, clouds, aerosols, etc.) while the CMF takes into account only cloud attenuation. This better performance may be observed in the smaller scattering of the data when using CMF or  $CMF^*$  as opposed to using  $k_i$  or  $k_i'$  (Figs. 2 to 5). CMF calculated by Madronich's equation can be useful in the UVER range.

**Table 3**  
Relationship between the CODr and the clearness indices  $k_i$  and  $k_i'$ , and cloud modification factor CMF and  $CMF^*$ , in 2011.  $R^2$  is the correlation coefficient and  $N$  is the number of data points.

Ranges	CODr vs transmission factor	Name	$R^2$	$N$
UVER	$COD = (-29 \pm 2) + (18 \pm 1)k_i^{(-0.71 \pm 0.02)}$	$COD_{k_i}$	0.88	2870
	$COD = (-27 \pm 2) + (18 \pm 1)k_i'^{(-0.73 \pm 0.02)}$	$COD_{k_i'}$	0.91	2870
	$COD = (-29.6 \pm 0.7) + (26.9 \pm 0.5)CMF_{emp}^{(-0.74 \pm 0.006)}$	$COD_{CMF_{emp}}$	0.99	2870
	$COD = (-24.3 \pm 0.3) + (22.2 \pm 0.2)CMF_{mod}^{(-0.809 \pm 0.003)}$	$COD_{CMF_{mod}}$	0.99	2870
	$COD = \exp[(2.76 \pm 0.03) + 0.04 + (1.86 \pm 0.02) \arctanh(1 - (1.95 \pm 0.03)CMF'_{emp})]$	$COD_{CMF'_{emp}-Barnard}$	0.96	2870
	$COD = \exp[(2.799 \pm 0.006) + 0.04 + (1.844 \pm 0.004) \arctanh(1 - (2.094 \pm 0.005)CMF'_{mod})]$	$COD_{CMF'_{mod}-Barnard}$	0.99	2870
	$COD = (-29.9 \pm 0.8) + (27.9 \pm 0.6)CMF_{emp}^{(-0.796 \pm 0.007)}$	$COD_{CMF_{emp}}$	0.99	2870
	$COD = (-24.8 \pm 0.3) + (23.1 \pm 0.2)CMF_{mod}^{(-0.801 \pm 0.003)}$	$COD_{CMF_{mod}}$	0.99	2870
	$COD = (-16.1 \pm 0.9) + (10.4 \pm 0.4)k_i^{(-0.85 \pm 0.01)}$	$COD_{k_i}$	0.95	2867
	$COD = (-16.1 \pm 0.7) + (11.1 \pm 0.3)k_i'^{(-0.861 \pm 0.008)}$	$COD_{k_i'}$	0.98	2867
Broadband	$COD = (-14.1 \pm 0.6) + (12.5 \pm 0.3)CMF_{emp}^{(-0.894 \pm 0.008)}$	$COD_{CMF_{emp}}$	0.98	2867
	$COD = \exp[(2.39 \pm 0.01) + 0.17 + (1.845 \pm 0.005) \arctanh(1 - (1.95 \pm 0.01)CMF'_{mod})]$	$COD_{CMF'_{mod}-Barnard}$	0.99	2867
	$COD = (-14.7 \pm 0.2) + (15.4 \pm 0.1)CMF_{mod}^{(-0.876 \pm 0.002)}$	$COD_{CMF_{mod}}$	0.99	2867

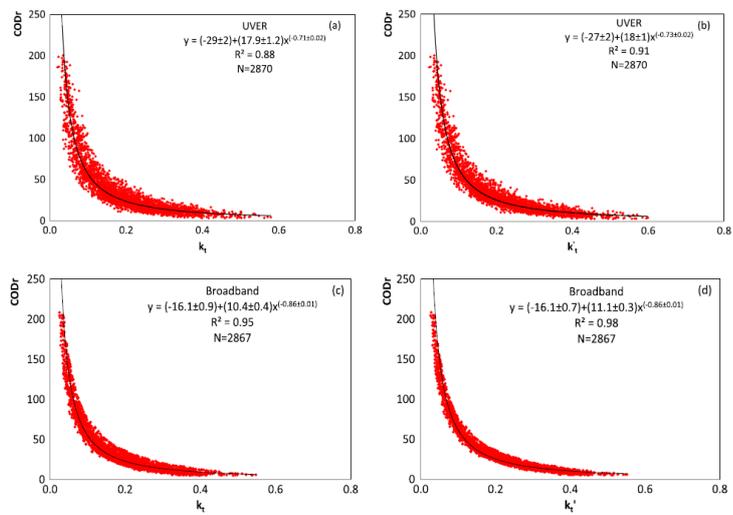


Fig. 2. Relationship between the CODr and the clearness indices,  $k_t$  and  $k_t'$ , calculating in 2011, both the UVER (a, b) and the broadband (c, d) ranges.

The models with their regression coefficients shown in Table 3 were derived using estimates of CODr and radiation transmission for 2011. These expressions, providing CODr as a function of radiation

transmission were then tested using independent measurements of CODr and radiation transmission for 2012. These are shown in Table 4. The COD obtained by the original expression of Barnard and Long

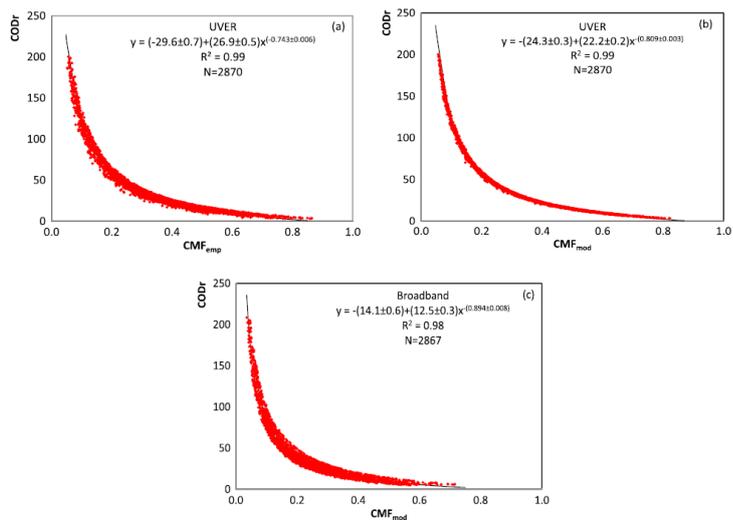


Fig. 3. Relationship between the CODr and the cloud modification factor,  $CMF_{emp}$  and  $CMF_{mod}$ , calculating in 2011, both the UVER (a, b) and the broadband (c) ranges.

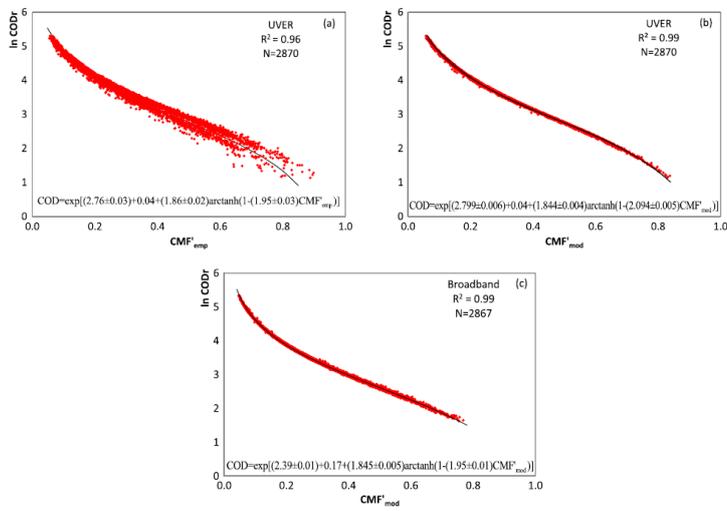


Fig. 4. Relationship between the natural logarithm of the CODr and the modified CDF,  $\operatorname{CMF}_{emp}$  or  $\operatorname{CMF}_{mod}$ , calculated in 2011, both the UVER (a, b) and the broadband (c) ranges.

(2004) were also validated with the coefficients proposed by the authors ( $d = 2.15$ ,  $e = 1.91$ ,  $f = -1.74$  and  $\alpha = 0.25$ ). The linear fits have an acceptable value of  $R^2$ , always higher than 0.88, and in the

majority of the cases close to 0.99. Modelled COD for the UVER range is lower than the CODr. In the broadband, modelled COD is higher for all the transmission factors except for COD obtained by the Barnard

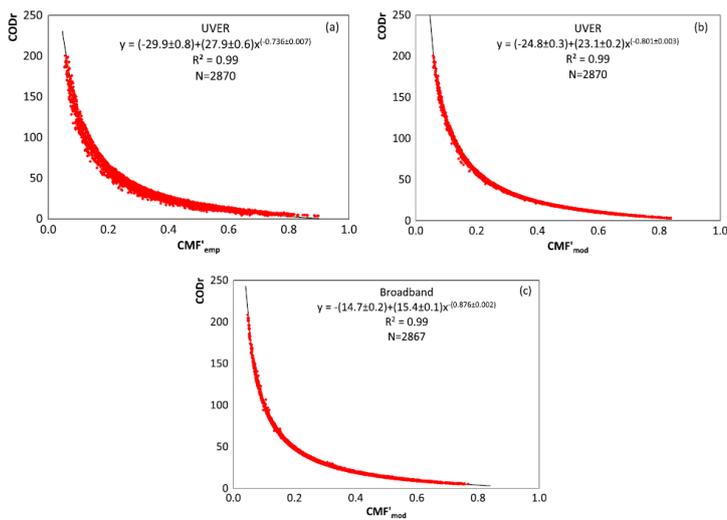


Fig. 5. Relationship between the CODr and the modified CDF,  $\operatorname{CMF}_{emp}$  or  $\operatorname{CMF}_{mod}$ , calculated in 2011, both the UVER (a, b) and the broadband (c) ranges.

**Table 4**  
Correlation of the modelled COD, against the CODr in 2012. Values of slope (m), intercept (n) and correlation coefficient ( $R^2$ ). (COD<sub>i</sub> = mCODr + n). Statistical parameters MBD, MAD, RMSD and NRMSD of linear fits.

Ranges	COD <sub>i</sub> vs CODr	m	n	R <sup>2</sup>	MBD (%)	MAD (%)	RMSD (%)	NRMSD (%)	
UVER	COD <sub>k<sub>t</sub></sub>	0.872±0.007	3.3±0.3	0.88	-1.3	24.0	33.1	5.8	
	COD <sub>k<sub>t</sub>'</sub>	0.921±0.007	2.2±0.3	0.91	0.0	21.4	29.2	5.1	
	COD <sub>CMF<sub>emp</sub></sub>	0.965±0.004	1.9±0.2	0.97	2.9	11.9	18.4	3.2	
	COD <sub>CMF<sub>mod</sub></sub>	0.990±0.001	0.03±0.05	0.99	-1.1	3.6	5.5	0.9	
	COD <sub>CMF<sub>mod</sub>-Barnard</sub>	0.971±0.004	2.0±0.2	0.97	3.7	11.5	17.8	3.1	
	COD <sub>CMF<sub>mod</sub>-Barnard</sub> <sup>(1)</sup>	0.9935±0.0009	0.03±0.04	0.99	-0.6	2.5	4.2	0.7	
	COD <sub>CMF<sub>emp</sub></sub>	0.978±0.004	2.8±0.2	0.97	7.0	12.3	19.6	3.4	
	COD <sub>CMF<sub>mod</sub></sub>	0.991±0.001	0.04±0.05	0.99	-0.8	3.2	4.9	0.8	
	Broadband	COD <sub>k<sub>t</sub></sub>	0.999±0.005	-0.02±0.24	0.96	-0.1	14.6	20.8	3.8
		COD <sub>k<sub>t</sub>'</sub>	1.099±0.004	-0.1±0.2	0.97	0.7	11.1	16.2	2.9
COD <sub>CMF<sub>mod</sub></sub>		1.010±0.003	0.7±0.2	0.98	-1.0	9.3	13.0	2.4	
COD <sub>CMF<sub>mod</sub>-Barnard</sub> <sup>(1)</sup>		0.969±0.001	0.51±0.05	0.99	-4.5	4.7	6.8	1.3	
COD <sub>CMF<sub>mod</sub>-Barnard</sub> <sup>(2)</sup>		1.0146±0.0008	-0.35±0.04	0.99	0.5	2.0	3.6	0.7	
COD <sub>CMF<sub>mod</sub></sub>		1.0074±0.0006	-0.12±0.03	0.99	0.4	1.8	2.9	0.5	

(1) Original coefficients proposed by Barnard and Long, 2004.  
(2) Fitted coefficients for Valencia.

and Long formula. In general, validation reveals that the use of CMF and CMF provides better results.

Table 4 presents various statistics on the agreement between modelled COD and CODr. The high values of RMSD when using the clearness indices suggest that this estimation is satisfactory only as a first approximation for obtaining COD values in the UVER and broadband range. In any case, the CODr has an average uncertainty of 15% (Serrano et al., 2014). The simple expression using CMF<sub>emp</sub> proved to be a simple and practical predictor of COD. However, use of CMF<sub>mod</sub> reduces the error in the statistical parameters by more than half, with a MAD of 3.6%, RMSD of 5.5% and NRMSD of 0.9%. Broadband for CMF<sub>mod</sub> had worse results with MAD of 9.3%, RMSD of 13% and NRMSD of 2.4%, discussed previously.

The application of the Barnard formula for estimation of COD using UVER and broadband data did not provide better results. The statistical parameters had slightly poorer results when compared with our power expression in the UVER, but we managed to improve them in both the UVER and the broadband using local coefficients for Valencia. For example: The RMSD for CMF<sub>mod-Barnard</sub> was reduced to 3.6% from its original of 6.8%, slightly larger than 2.9% obtained with the RMSD for CMF<sub>mod</sub>. With the original hyperbolic coefficients, MAD and RMSD in the broadband gave values of 4.7% and 6.8%. These statistics decrease by nearly one half if the locally fitted equations determined for Valencia are used (2.0% and 3.6%). Using a power function instead of the hyperbolic arctangent expression of Barnard and Long (2004) in the CODr/CMF plots gave very similar results, even improving the results in the case of the broadband. In conclusion, all calculations that were carried out in this study confirm that it is not necessary to use a complex expression like that proposed by Barnard and Long (2004) (hyperbolic arctangent) and that the same or even better results can be achieved with a power law expression.

**5. Summary and conclusion**

This study has used the transmission of UVER or broadband solar radiation through the atmosphere as means of estimating COD. Estimates of COD are obtained in both the UVER and broadband using a model minimisation technique, and these are used as a reference value (CODr). These values of CODr estimated in the UVER and broadband are then related to a corresponding radiation transmission factors, mainly k<sub>t</sub>, k<sub>t</sub>', CMF and CMF', also estimated in both the UVER and broadband. Data collected for the year 2011 is used to build up the regression relationships, and these are tested against independent CODr data collected for 2012. A total of 13 relationships involving exponential or

power functions describing CODr in terms of transmission coefficients were examined.

In general terms, use of clearness indices k<sub>t</sub> and k<sub>t</sub>' as independent variables did not perform as well as CMF and CMF' when estimating CODr for 2012. We argue that k<sub>t</sub> and k<sub>t</sub>' depend on a range of atmospheric variables including aerosols, water vapour and ozone, while CMF is related exclusively to cloud transmission, and therefore it should be a better predictor of COD.

Estimates of CMF may be used as an independent variable when estimating CODr in the UVER and broadband regions. It may be estimated by dividing the measured irradiance with an empirical relationship describing cloudless irradiance (CMF<sub>emp</sub>) or using the SBDART radiative transfer model to describe the cloudless irradiance (CMF<sub>mod</sub>). Our results showed that a more accurate estimate of CODr is obtained when using CMF<sub>mod</sub>. The reason is that the modelling scheme for cloudless irradiance can take into account variability induced by ozone and aerosol optical depth, surface albedo and other related factors.

A relationship developed by Barnard and Long (2004) for estimating COD using radiation transmission values was examined using our broadband data. The model underperformed compared to the power functions using CMF and CMF'. The poorer performance was due to regression coefficients that were not tuned to local conditions. A subsequent analysis developed local regression coefficients using data for 2011 and tested the new relationships with independent data for 2012. Substantially better results were obtained with local tuning, with the MBD and MAD being reduced by around one half in the broadband. Using a power function instead of the hyperbolic arctangent expression improves the results in UVER and broadband regions.

In terms of overall performance, the modified Barnard and Long relationship performed best in the UVER, while the power function using CMF performed best in the broadband. However the performance of the power function using CMF' was very similar to the Barnard and Long relationship (MBD: -0.6% (Barnard), -0.8% (Power); MAD: 2.5% (Barnard), 3.2% (Power) in UVER and similar results for broadband region: MBD: 0.5% (Barnard), 0.4% (Power); MAD: 2.0% (Barnard), 1.8% (Power)). In practice the expression involving a power function is recommended for both the UVER and broadband regions as it is simpler to use and the controlling processes are more easily visualised.

**Acknowledgements**

This work was financed jointly by the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness and the European Regional Development Fund

through projects CGL2011-24290 and CGL2012-33294, and by the Valencia Autonomous Government through project PROMETEUII/2014/058.

## References

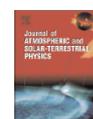
- Alados-Arboledas, L., Alados, I., Foyo-Moreno, I., Olmo, F.J., Alcántara, A., 2003. The influence of clouds on surface UV erythemal irradiance. *Atmos. Res.* 66, 273–290.
- Antón, M., Lopez, M., Vilaplana, J.M., Kroon, M., McPeters, R.D., Bañón, M., Serrano, A., 2009. Validation of OMI-TOMS and OMI-DOAS total ozone column using five Brewer spectroradiometers at the Iberian peninsula. *J. Geophys. Res.* 114, 14307. <http://dx.doi.org/10.1029/2009JD012003>.
- Antón, M., Alados-Arboledas, L., Guerrero-Rascado, J.L., Costa, M.J., Chiu, J.C., Olmo, F.J., 2012. Experimental and modelled UV erythemal irradiance under overcast conditions, the role of cloud optical depth. *Atmos. Chem. Phys.* 12, 11723–11732.
- Badosa, J., Calbó, J., McKenzie, R., Liley, B., González, J.A., Forgan, B., Long, C.N., 2014. Two methods for retrieving UV index for all cloud conditions from sky imager products or total SW radiation measurements. *Photochem. Photobiol.* 90, 941–951. <http://dx.doi.org/10.1111/php.12272>.
- Barker, H.W., Curtis, T.J., Leontieva, E., Stammes, K., 1998. Optical depth of overcast clouds across Canada, estimates based on surface pyranometer and satellite measurements. *J. Clim.* 11, 2980–2994.
- Barker, H.W., Jerg, M.P., Wehr, T., Kato, S., Donovan, D.P., Hogan, R.J., 2011. A 3D cloud construction algorithm for the EarthCARE satellite mission. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 137, 1042–1058. <http://dx.doi.org/10.1002/qj.824>.
- Barnard, J.C., Long, C.N., 2004. A simple empirical equation to calculate cloud optical thickness using shortwave broadband measurements. *Am. Meteorol. Soc.* 43, 1057–1066.
- Barnard, J.C., Long, C.N., Kassianov, E.I., McFarlane, S.A., Comstock, J.M., Freer, M., McFarquhar, G.M., 2008. Development and evaluation of a simple algorithm to find cloud optical depth with emphasis on thin ice clouds. *Open Atmos. Sci.* 2, 46–55.
- Boers, R., 1997. Simultaneous retrievals of cloud optical depth and droplet concentration from solar irradiance and microwave liquid water path. *J. Geophys. Res.* 102, 29881–29891.
- Calbó, J., Pagés, D., González, J., 2005. Empirical studies of cloud effects on UV radiation: a review. *Rev. Geophys.* 43, RG2002. <http://dx.doi.org/10.1029/2004RG000155>.
- CIE, 1998. Erythema reference action spectrum and standard erythema dose. ISO 17166, 1999/CIE S007-1998, Vienna.
- Dong, X., Ackerman, T.P., Clothiaux, E., Pilewskie, P., Han, Y., 1997. Microphysical and radiative properties of boundary layer stratiform clouds deduced from ground-based measurements. *J. Geophys. Res.* 102, 23829–23843.
- Eck, T.F., Holben, B.N., Reid, J.S., Dubovik, O., Smimov, A., O'Neill, N.T., Slutsker, I., Kinne, S., 1999. Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban, and desert dust aerosols. *J. Geophys. Res.* 104 (D24), 31333–31349.
- Estellés, V., Utrillas, M.P., Martínez-Lozano, J.A., Alcántara, A., Olmos, F.J., Alados-Arboledas, L., Lorente, J., Cachorro, V., Horvath, H., Labajo, A., De La Morena, B., Díaz, J.P., Vilaplana, J.M., Elias, T., Silva, A.M., Pujadas, M., 2004. Aerosol related parameters intercomparison of Cimel sunphotometers in the frame of the VELETA 2002 field campaign. *Opt. Pura Apl.* 37, 3289–3295.
- Estellés, V., Martínez-Lozano, J.A., Utrillas, M.P., Campanelli, M., 2007. Columnar aerosol properties in Valencia (Spain) by ground-based sun photometry. *J. Geophys. Res.* 112 (D11). <http://dx.doi.org/10.1029/2006JD008167>.
- Esteve, A.R., Marín, M.J., Tena, F., Utrillas, M.P., Martínez-Lozano, J.A., 2010. Influence of cloudiness on the values of erythemal radiation in Valencia, Spain. *Int. J. Climatol.* 30, 127–136.
- Foyo-Moreno, I., Vidá, J., Alados-Arboledas, L., 1999. A simple all weather model to estimate ultraviolet solar radiation (290–385 nm). *J. Appl. Meteorol.* 38, 1020–1026.
- Gandía, S., Utrillas, M.P., Gómez-Amo, J.L., Esteve, A.R., Estellés, V., Pedrós, R., Núñez, J.A., Martínez-Lozano, J.A., 2014. Relationship between UVB and broadband solar radiation in Spain. *Int. J. Climatol.* <http://dx.doi.org/10.1002/joc.4088>.
- Halthore, R.N., Eck, T.F., Holben, B.N., Markham, B.L., 1997. Sun photometric measurements of atmospheric water vapor column abundance in the 940 nm band. *J. Geophys. Res.* 102 (D4), 4343–4352.
- Holben, B.N., Eck, T.F., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J.P., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J.A., Kaufman, Y., Nakajima, T., Lavenu, F., Jankowiak, I., Smimov, A., 1998. AERONET — a federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sens. Environ.* 66, 1–16.
- Hülsmann, G., Gröbner, J., 2007. Characterization and calibration of ultraviolet broadband radiometers measuring erythemally weighted irradiance. *Appl. Opt.* 46, 5877.
- Kuchinke, C., Núñez, M., 1999. Cloud transmission estimates of UV-B erythemal irradiance. *Theor. Appl. Climatol.* 63, 149–161. <http://dx.doi.org/10.1007/s007040050100>.
- Leontieva, E., Stammes, K., 1994. Estimation of cloud optical thickness from ground based measurements of incoming radiation in the Arctic. *J. Clim.* 7, 566–578.
- Levelt, P.F., van den Oord, G.H.J., Dobber, M.R., Malkki, A., Visser, H., de Vries, J., Stammes, P., Lundell, J.O.V., Saari, H., 2006. The ozone monitoring instrument. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 44 (5). <http://dx.doi.org/10.1109/TGRS.2006.872333>.
- Liou, K.N., 2002. An introduction to atmospheric radiation. *Int. Geophys. Ser.* 84. Academic Press, San Diego, CA, p. 583.
- Liu, B.Y.H., Jordan, R.C., 1960. Daily insolation on surfaces tilted towards the equator. *Trans. ASHRAE* 3, 526–541.
- Long, C.N., Ackerman, T.P., Gaustad, K.L., Cole, J.N.S., 2006. Estimation of fractional sky cover from broadband shortwave radiometer measurements. *J. Geophys. Res.* 111, D11204. <http://dx.doi.org/10.1029/2005JD006475>.
- Madronich, S., 2007. Analytic formula for the clear-sky UV index. *Photochem. Photobiol.* 83, 1537–1538. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1751-1097.2010.00860.x.2007>.
- Mateos, D., de Miguel, A., Bilbao, J., 2009. Empirical models of UV total radiation and cloud effect study. *Int. J. Climatol.* <http://dx.doi.org/10.1002/joc.1983>.
- Mateos, D., de Miguel, A., Bilbao, J., Pérez-Burgos, A., 2010. Dependence of ultraviolet (erythemal and total) radiation and CMF values on total and low cloud covers in Central Spain. *Atmos. Res.* 98, 21–27.
- Mateos, D., Antón, M., Valenzuela, A., Gazorla, A., Olmo, F.J., Alados-Arboledas, L., 2013. Short-wave radiative forcing at the surface for cloudy systems at a midlatitude site. *Tellus B* 65, 21069. <http://dx.doi.org/10.3402/tellusb.v65i0.21069>.
- Mateos, D., di Sarra, A., Bilbao, J., Meloni, D., Pace, G., de Miguel, A., Casasanta, G., 2014. Spectral attenuation of global and diffuse UV irradiance and actinic flux by clouds. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* <http://dx.doi.org/10.1002/qj.2341>.
- Mayer, B., Kylling, A., 2005. Technical note: the LibRadtran software package for radiative transfer calculations — description and examples of use. *Atmos. Chem. Phys.* 5, 1855–1877.
- McKinlay, A.F., Diffey, B.L., 1987. A reference spectrum for ultraviolet induced erythema in human skin. *CIE J.* 6, 17–22.
- McPeters, R., Kroon, M., Labow, G., Brinkma, E., Petropavlovskikh, I., Veeffkind, J.P., Bhartiya, P.F., Levelt, P.F., 2008. Validation of the Aura ozone monitoring instrument total ozone product. *J. Geophys. Res.* 113, D15S14. <http://dx.doi.org/10.1029/2007JD008802>.
- Min, Q., Harrison, L.C., 1996. Cloud properties derived from surface MFRSR measurements and comparison with GOES results at the ARM SGP site. *Geophys. Res. Lett.* 23, 1641–1644.
- Pandey, P.K., De Ridder, D., Gillotay, N.P., van Lipzig, M., 2012. Estimating cloud optical thickness and associated surface UV irradiance from SEVIRI by implementing a semi-analytical cloud retrieval algorithm. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 12, 7961–7975.
- Pérez, R., Ineichen, P., Seals, R., Zelenka, A., 1990. Making full use of the clearness index for parameterizing hourly insolation conditions. *Sol. Energy* 45, 111–114.
- Pyrina, M., Hatzianastassiou, N., Matsoukas, C., Fotiadis, A., Papadimas, C.D., Pavlakis, K.G., Vardavas, I., 2013. Cloud effects on the solar and thermal radiation budgets of the Mediterranean basin. *Atmos. Res.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2013.11.009>.
- Ricchiuzzi, P., Yang, S., Gautier, C., Sowle, D., 1998. SBDART, a research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the earth's atmosphere. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 79 (10), 2101–2114.
- Serrano, D., Núñez, M., Utrillas, M.P., Marín, M.J., Marcos, C., Martínez-Lozano, J.A., 2014. Effective cloud optical depth for overcast conditions determined with a UV radiometer. *Int. J. Climatol.* <http://dx.doi.org/10.1002/joc.3953>.
- Srivastava, R., Ramachandran, S., 2013. The mixing state of aerosols over the Indo-Gangetic Plain and its impact on radiative forcing. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 139, 137–151. <http://dx.doi.org/10.1002/qj.1958>.
- Steyn, D.G., 1980. The calculation of view factors from fish eye lens photographs. *Atmosphere-Ocean* 18, 254–258.
- Toledano, C., Cachorro, V.E., Berjón, A., de Frutos, A.M., Fuentes, D., González, R., Torres, B., Rodrigo, R., Bonna, Y., Martín, L., Guirado, C., 2011. RIMA-AERONET network: long term monitoring of aerosol properties. *Opt. Pura Apl.* 44, 629–633.
- Utrillas, M.P., Marín, M.J., Esteve, A.R., Tena, F., Estellés, V., Martínez-Lozano, J.A., 2007. Diffuse UV erythemal radiation experimental values. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 112, D24207. <http://dx.doi.org/10.1029/2007JD008846>.
- Vilaplana, J.M., Cachorro, V.E., Sorribas, M., Luccini, E., de Frutos, A.M., Berjón, A., de la Morena, B., 2006. Modified calibration procedures for a Yankee Environmental Systems UVB-1 biometer based on spectral measurements with a Brewer spectrophotometer. *Photochem. Photobiol.* 82, 508–514.
- Willmott, C.J., Matsuura, K., 2005. Advantages of the mean absolute error (MAE) over the root mean square error (RMSE) in assessing average model performance. *Clim. Res.* 30, 79–82.

### III. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics

Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics 130-131 (2015) 14–22



Contents lists available at ScienceDirect  
**Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**  
 journal homepage: [www.elsevier.com/locate/jastp](http://www.elsevier.com/locate/jastp)



Tutorial Review

#### Wavelength dependence of the effective cloud optical depth



D. Serrano <sup>a,\*</sup>, M.J. Marín <sup>b</sup>, M. Núñez <sup>a,c</sup>, M.P. Utrillas <sup>a</sup>, S. Gandía <sup>a</sup>, J.A. Martínez-Lozano <sup>a</sup>

<sup>a</sup> Solar Radiation Group, Departament de Física de la Terra i Termodinàmica, Universitat de València, Campus de Burjassot, 46100 Valencia, Spain  
<sup>b</sup> Solar Radiation Group, Departament de Matemàtiques per a l'Economia i l'Empresa, Universitat de València, Campus dels Tarongers, 46022 Valencia, Spain  
<sup>c</sup> School of Geography and Environmental Studies, University of Tasmania, Private Bag, 78, Hobart, Tasmania 7001, Australia

#### ARTICLE INFO

*Article history:*  
 Received 7 October 2014  
 Received in revised form  
 1 April 2015  
 Accepted 1 May 2015  
 Available online 11 May 2015

*Keywords:*  
 Cloud optical depth ( $\tau$ )  
 UV erythemal radiation (UVER)  
 Broadband  
 Overcast skies  
 Multiple scattering models

#### ABSTRACT

This study examines the wavelength dependence of cloud optical depth. To accomplish this task two different wavelength bands of the solar spectrum were considered in the cloud optical depth retrieval which was conducted in Valencia, Spain. The first retrieval used global irradiance measurements in the UVER range taken from a YES-UVB-1 radiometer in combination with multiple scattering model estimates; while the second retrieval was obtained in the Broadband range, with measurements of global solar surface irradiance from a CM6 pyranometer and a multiple scattering model. Whilst the dependence of the cloud optical depth ( $\tau$ ) on the wavelength is small, the best result was displayed by the SBDART model with less than 2% deviation between two ranges and moderately worse results were obtained with the LibRadtran model. Finally, seasonal statistical data for optical depth are presented for 2011 and 2012.

© 2015 Elsevier Ltd. All rights reserved.

#### Contents

1. Introduction	14
2. Instrumentation	15
3. Data and methodology	16
3.1. Radiative transfer models	16
3.2. Retrieval of the cloud optical depth	16
3.3. Cloud properties	16
3.4. INPUTS for the UVER range	16
3.5. INPUTS for broadband	17
3.6. Uncertainty of the method	17
4. Results	17
4.1. The UVER range	17
4.2. The broadband range	18
4.3. Comparison of the UVER and broadband $\tau$	18
5. Conclusions	21
Acknowledgements	21
References	21

#### 1. Introduction

Solar radiation and particularly UV radiation affects human

health, inducing erythema or sunburn, DNA damage, and skin cancer (Diffey, 1991; Norval, 2006; Gao et al., 2010; Juzeniene et al., 2011; Mateos et al., 2011). Solar zenith angle and cloudiness are the most significant parameters affecting the variability of solar irradiance at the earth's surface, but while zenith angle is readily estimated from astronomical tables, cloudiness is marked

\* Corresponding author.  
 E-mail address: [david.serrano@uv.es](mailto:david.serrano@uv.es) (D. Serrano).

by high variability in structure and composition, making estimation of solar radiation in cloudy conditions difficult at all wavelengths (Boers et al., 2000; Foyo-Moreno et al., 2003; Krzyscin et al., 2003; Calbó et al., 2005; Mateos et al., 2014).

Theoretical calculations suggest that water clouds can absorb up to 15–20% of the incident solar radiation and the depletion of solar radiation by clouds is conveniently determined by the cloud optical depth ( $\tau$ ), which may range typically from 1 to over 100 in the atmosphere (Stephens, 1994). Given its importance in affecting surface solar irradiance, accurate determination of  $\tau$  and its spatial and temporal characterization remains a primary goal of the scientific community in atmospheric physics (Leontieva et al., 1994; Beaulne et al., 2005; Liu et al., 2013).

This study presents our estimates of cloud optical depth for low and middle liquid water clouds at a regional to local scale, determined from surface irradiance observations in the erythemal band and in the broadband. The erythemal band (UVER) is calculated by weighting the spectral curve of the incident solar radiation at ground level with the spectral action proposed by the CIE (Commission Internationale de l'Éclairage) (CIE, 1998).

The technique consists in relating surface irradiance measurements to cloud optical depth  $\tau$ , using radiative transfer models that include a plain homogeneous cloud layer of a given cloud optical depth  $\tau$ . Some of the previous works by Leontieva et al. (1994) and Barker et al. (1998) used broadband pyranometer measurements and a radiative transfer model to define an effective cloud optical depth for overcast skies.

Of interest to this study is the wavelength-dependence of  $\tau$  which is considered in the literature to be almost independent of wavelength. Mie scattering calculations suggest the  $\tau$  vary by less than 2%, between 300 and 1000 nm (Hu and Stamnes, 1993; Fu, 1996; Key et al., 2002; Liou, 2002; Min et al., 2004).

The analysis is based on experimental data obtained over a two year period in Valencia (Spain). Due to the high variability of cloud properties, and the difficulty in reproducing complex three-dimensional cloud structures in broken conditions with radiative transfer models, this analysis is limited to overcast conditions. Therefore, one-dimensional radiative transfer simulations with SBDART (Santa Barbara Disort Atmospheric Radiative Transfer) model on the version 2.4 (Ricchiuzzi et al., 1998) and LibRadtran (Library for Radiative Transfer) model, version 1.7 (Mayer and Kylling, 2005) are used to explain the observations. This approach is a practical way of dealing with non-homogeneous clouds and it was used in other studies such as Leontieva and Stamnes (1994), Min and Harrison (1996), Barker et al. (1998), Barnard and Long (2004), Binyamin et al. (2010), Antón et al. (2012), Serrano et al. (2014) and amongst others. Therefore, the obtained results refer to statistics of effective cloud optical depth and the term "effective" indicates the  $\tau$  value that is used as input into the code and that best agrees with experimental irradiance data.

The study is divided into various sections. Section 2 discusses instrumentation. Data and Methodology section provides details on the radiative transfer model and the method of extracting cloud optical depth. Cloud optical depths for overcast conditions and the sensitivity of cloud optical depth to wavelength are presented in the Results section.

## 2. Instrumentation

Different surface instrumentations were used to extract cloud optical depths and to compare them in the UVER and broadband ranges during years 2011 and 2012. The instrumentation is located on the roof of the Faculty of Physics in Burjassot (39.5°N latitude, 0.418°W longitude, 30 m above sea level), Valencia (Spain).

Measurements of UVER were taken using a broadband YES-

UVB-1 radiometer (Yankee Environmental Systems, YES). The radiometer YES-UVB-1 has a spectral range between 280 and 400 nm and its spectral sensitivity is close to the erythema action spectrum (CIE, 1998). The diffuse UVER measurements, which were used to calculate values of the single scattering albedo, were obtained using another YES-UVB-1 radiometer with a shadowband. The diffuse UVER measurements were corrected using the modified Battles model, proposed by Utrillas et al. (2007). According to the previously mentioned article, the corrected diffuse experimental irradiance has a relative uncertainty of 1% in comparison with the Optronic OL754 spectroradiometer and with simulated values from two radiative transfer models.

The sensors are calibrated regularly once a year and in two different phases: firstly, the sensor that measures the global UVER is used as reference and is subjected to a standard calibration as certified by the National Institute of Aerospace Technology (INTA) (Vilaplana et al., 2006; Hülsen and Gröbner, 2007). This calibration consists in measuring the spectral response of the sensor, its angular response, in order to determine the cosine error, and its comparison with a Brewer MKIII outdoors spectroradiometer. The second radiometer, deployed with a shadowband, is calibrated by comparison with the global YES-UVB-1, which serves as a reference.

The UVER data were acquired using an Agilent 34970A data logger and averaged at 1 minute intervals. According to the manufacturer, these devices have an uncertainty of 5% in the irradiance measurement. In this case, the calibration provides a corrected signal with a maximum error of 9% for zenith angles below 70° (Utrillas et al., 2007). This last uncertainty was used to calculate the uncertainty of the methodology utilized in this paper.

Measurements of broadband solar radiation were taken using a CM6 pyranometer by Kipp and Zonen. Its spectral range is between 310 nm and 2800 nm, covering the ultraviolet (UV) to the near-infrared (IR) ranges. In 2011, the CM6 pyranometer was calibrated by intercomparison with the new CM21 pyranometer, which had already been calibrated by Kipp & Zonen. Thus, the values considered here as instantaneous are actually average values with 1 min intervals. The CM6 pyranometer has an uncertainty of about 5%, according to the manufacturer.

We used a sky camera model SONA (Clouds Observing System Automatic) by Canary SIELTEC Company SL to select overcast skies for analysis. This camera consists of a 640 × 640 diode array and a central circle of 444 pixels in diameter. This device, previously protected by a shadowband to prevent the damage of the optical components, records the sky information. The array has three independent channels that are sensitive to sky radiation in the blue, green and red bands. Each band, assigned to an independent gain and offset, is designed so that the sum of the three outputs will approximate the sensitivity of the human eye and thus reproduce "true" sky colours, enabling identification of both cloud type and cloud coverage. The system enables flagging of cloudless sky, overcast cumulus and stratocumulus conditions. An IDL program was written to display the digital data collected by the sensor in each of the three bands and as a composite image. A band ratio of red/blue was then performed so as to isolate cloudy pixels from sky pixels. Applying a two band filter (black for sky and white for cloud) with a given threshold, clear sky images were separated from the cloudy ones using a binomial filter (0.1). Images containing overcast conditions (all 1 for overcast skies) were chosen and later an observer selected overcast cumulus and stratocumulus conditions. Images of the cloud sky were obtained at 5 min intervals. As an approximation of the uncertainty of this camera, we took an average uncertainty of 0.05 for all cloud cover estimation (Serrano et al., 2014, 2015).

A CIMEL CE318 sunphotometer was used in this study for monitoring total aerosol optical depth in a vertical column of

atmosphere. This CIMEL CE318 is included in the AERONET (Aerosol Robotic Network) international network (Holben et al., 1998). Its calibration consists in a calibration transfer from a master instrument in the RIMA (Red Ibérica de Medidas Fotométricas de Aerosoles) facilities (Toledano et al., 2011). Data, obtained by the Burjassot sunphotometer, is sent daily to AERONET for processing. While processing, the calibration values are interpolated from pre and post calibrations obtained by AERONET. We applied level 1.5 for aerosol optical depths, single scattering albedo and asymmetry factor. The nominal uncertainty of AERONET aerosol optical depth is 0.01–0.02 (Eck et al., 1999), reaching its maximum at solar noon (Estellés et al., 2007). This instrument consists of an optical head and two collimators with field of view of 1.2°, one of them points directly at the sun and the other is used for sky radiance measurements. CIMEL CE318 sunphotometer measurements were taken at seven wavelengths (340 nm, 380 nm, 440 nm, 500 nm, 675 nm, 870 nm and 1020 nm).

### 3. Data and methodology

#### 3.1. Radiative transfer models

The use of radiative transfer models is of great interest, as it allows us to obtain values where no experimental data are available and to get the possibility of modelling the atmosphere under various conditions (Barnard and Long, 2004; Mateos et al., 2011). Existing radiative transfer models propose different approaches to solve the radiative transfer equation. They can be classified into two groups: single scattering and multiple scattering models which employ various approaches to solve the radiative transfer equation through a layer of atmosphere. What differentiates one model from another is the structure of the atmosphere, the number of input parameters and model complexity (Weihs and Webb, 1997a, 1997b).

Multiple scattering models are more complex, because they consider that the atmosphere consists of several horizontal layers and try to explain the processes occurring in the atmosphere as detailed as possible. An atmosphere is considered to be parallel plane, with no change in the horizontal and an incremental change in the vertical direction. Typically these models use a vertical distribution of input parameters such as ozone, temperature or aerosols, etc. The two models used in this study are based on the DISORT algorithm (Discrete Ordinate Radiative Transfer) (Stamnes et al., 1988), which solves the radiative transfer equation with the discrete ordinate approximation.

In order to verify the validity of the two radiative transfer models used in this paper, we compared the performance of the SBDART against the LibRadtran model for cloudless data in 2011. A least square linear regression between the two modelled data sets gave an RMS deviation of less than 5%, which is similar to the uncertainty of the UVER and broadband measurements. The UVER and broadband experimental irradiance were then compared with corresponding model estimates for cloudless skies in 2011. A better result was obtained with the LibRadtran model in the UVER range, giving a deviation of less than 2% against 6% for the SBDART model. Nevertheless the SBDART model gave slightly better results in the broadband, with a deviation of 2% against a deviation which was close to 3% for LibRadtran. This can be explained by the fact that the LibRadtran model was developed for the UV range (UV-SPEC program) (Mayer and Kylling, 2005).

#### 3.2. Retrieval of the cloud optical depth

In order to obtain the cloud optical depth ( $\tau$ ), the following dataset was needed: UVER global and diffuse irradiance in a

horizontal plane, global broadband irradiance in a horizontal plane, total column ozone, zenith angle ( $\theta_z$ ) and, only for the broadband range, integrated water vapour ( $w$ ). In case of aerosols, we used aerosol optical depth ( $\tau_{aer}$ ), single scattering albedo ( $\omega$ ) and asymmetry factor ( $g$ ).

The minimization method, which was applied to obtain the  $\tau$  in overcast skies, was as follows:

- Firstly, we selected overcast skies with low and middle clouds, using the images provided by the sky camera. Normally, these types of clouds are easier to classify with the naked eye and they have clear shape and a well-defined physical structure.
- Subsequently, modelled irradiance was calculated for both SBDART and LibRadtran models.
- Finally, the cloud optical depth was determined iteratively by varying  $\tau$  in the model input, until the modelled irradiance in the UVER or broadband ranges had a deviation with the measurements of less than 0.5 mW/m<sup>2</sup> for the UVER range and 0.5 W/m<sup>2</sup> for broadband.

See for more details in the previous work, Serrano et al. (2014).

#### 3.3. Cloud properties

Cloud base altitude ( $H$ ), cloud thickness ( $L$ ) and the effective radius ( $r_{eff}$ ) of the water droplets in a cloud were introduced in the models as cloud properties, being these constants values for a standard liquid cloud,  $H=2$  km,  $L=1$  km and  $r_{eff}=10$   $\mu$ m for both the UVER and broadband range.

#### 3.4. INPUTS for the UVER range

For the input of the UVER range in the SBDART model, we took measurements of aerosol optical depth at 340 nm and 380 nm from the CIMEL CE318 sunphotometer, while for the LibRadtran model these wavelengths were used to extract Ångström coefficients and later these coefficients were averaged on a daily basis (Salazar et al., 2013). The CIMEL CE318 instrument does not provide measurements for the totally overcast days and, in these cases, averages were calculated taking the closest days with data.

As CIMEL CE318 does not provide single scattering albedo in the ultraviolet range, these values were obtained as monthly averages by a minimisation process from UVER diffuse irradiance (Serrano et al., 2014). However, minimisation errors are large in the winter and autumn months when aerosol optical depth ( $\tau_{aer}$ ) is low (Serrano et al., 2014). As a result we have considered the aerosol urban model of Shettle and Fenn (1979) for months when the minimization method is impractical (Table 1). Single scattering albedo varies with the type of aerosol, the wavelength and relative humidity of the atmosphere (Shettle and Fenn, 1979; d'Almeida et al., 1991). The urban model of Shettle and Fenn (1979) give values of single scattering albedo for different wavelengths and humidities, with three wavelengths covering the UVB: 290 nm, 300 nm and 337 nm. Variability in single scattering albedo between 300 nm and 337 nm is small, less than 2% for relative humidities less than 80%. As a result, we used a linear interpolation of single scattering albedo between these last two wavelengths so as to derive a value for 310 nm and used monthly relative humidity data to derive monthly single scattering albedos for 2011 and 2012 (Table 1). Therefore, we have taken the values from Shettle and Fenn model for months when  $\tau_{aer}$  is too low to run the previous minimisation process; the values are very similar to the urban models of SBDART and LibRadtran.

With regard to the asymmetry factor, whose limited influence is less than 2% (Serrano et al., 2014), we decided to use the monthly average value of CIMEL CE318 at the wavelength of

**Table 1**  
Statistics for single scattering albedo used in this study.

Month	Estimated $\omega$ UVER (2011) <sup>a</sup>	Estimated $\omega$ UVER (2012)	$\omega$ at 310 nm (Shettle and Fenn, 1979)	Humidity 2011 (%) <sup>a</sup>	Humidity 2012 (%)
Jan			0.68	64.1	60.2
Feb			0.65	52.0	40.8
Mar		0.68 ± 0.08	0.72	70.8	54.8
Apr		0.65 ± 0.07	0.69	67.0	55.5
May	0.65 ± 0.07	0.70 ± 0.08	0.70	67.7	58.6
Jun	0.72 ± 0.08	0.67 ± 0.05	0.72	71.5	65.5
July	0.72 ± 0.10	0.71 ± 0.07	0.71	70.5	69.9
Aug	0.72 ± 0.08	0.66 ± 0.06	0.70	70.1	71.9
Sep		0.71 ± 0.09	0.70	68.2	61.6
Oct			0.67	62.4	65.9
Nov			0.76	76.2	71.8
Dec			0.66	58.3	54.3
Annual mean	66.6	60.9			

<sup>a</sup> Serrano et al. (2014).

438 nm, which is the closest to the UVER range.

Additional data consisted in daily estimation of the total column ozone obtained from the OMI (Ozone Monitoring Instrument) nadir-viewing instrument aboard the sun-synchronous Aura satellite (<http://ozoneaq.gsfc.nasa.gov>). Typical deviations of satellite measurements with respect to Brewer and Dobson instruments are around 2% (Gómez-Amo et al., 2013).

A constant surface albedo of 0.04, measured experimentally, was considered for the region in the UVER (Serrano et al., 2014).

### 3.5. INPUTS for broadband

CIMEL CE318 sunphotometer data provided all the aerosol input into the broadband model. Daily averages in the SBDART model of aerosol optical depth at 500 nm and 675 nm were obtained while for the LibRadtran model these wavelengths were used to extract Ångström coefficients in the UVER range. No aerosol data is available for overcast days so averages for the closest days with data were used. Daily averages of aerosol single scattering albedo at 674 nm and asymmetry factor at 674 nm, were also used as input into the model.

Water vapour was taken from the CIMEL CE318 sunphotometer (940 nm band), this parameter only affects the broadband range with a maximum uncertainty in the values of 10% (Halthore et al., 1997; Estellés et al., 2004).

We took a constant surface albedo of 0.17, measured experimentally, for the broadband region (Serrano et al., 2014).

### 3.6. Uncertainty of the method

The uncertainty in the cloud optical depth retrieval in the UVER range depends mainly on accuracy of the model input parameters, which may be expressed as uncertainties in the measurement (Kazadzis et al., 2010):

$$\tau = \tau(O_3, \tau_{aer}, \omega, g, \alpha_s, CI) \quad (1)$$

where  $O_3$  is the total column ozone for Valencia region, as determined by the OMI instrument aboard the Aura, and  $\tau_{aer}$ ,  $\omega$ ,  $g$ ,  $\alpha_s$  are the aerosol optical depth, aerosol single scattering albedo, asymmetry factor and surface albedo respectively, all in the erythral wavelengths. Cloud properties are given by the term CI, which is a cloud file with a particular effective droplet radius ( $r_{eff}$ ), cloud thickness ( $L$ ) and cloud base altitude ( $H$ ).

Uncertainty varies between 20% in the  $5 \leq \tau < 10$  range to 15%

in the range of  $90 \leq \tau < 95$  with a lowest uncertainty of 12% in the  $30 \leq \tau < 35$  range. A comprehensive study of uncertainties has already been done and has been presented in a previous work (Serrano et al., 2014). In the broadband range the values of uncertainties present similar or lower results.

## 4. Results

### 4.1. The UVER range

The study has obtained various characteristics of cloud optical depth for the Valencia region. Firstly, annual statistics of cloud optical depth are presented in both the UVER and broadband using the minimisation method described previously; secondly, seasonal statistics are presented in both bands for both years; and thirdly the optical depth obtained in both bands is examined and compared.

Output statistics from the models can be found in Table 2. A total of 2800 and 2300 data pairs were analysed for 2011 and 2012 respectively. In 2011 there was a peak frequency of the  $\tau$  in the interval of 10–15 and in 2012 this interval was 0–5 for both models. The means (close to 42 in 2011 and close to 32 in 2012), medians and percentiles were higher in 2011 than in 2012, values that were supported by the higher humidity in 2011 (66.6%) compared to that of 2012 (60.9%). Furthermore, there were almost 50% more cloudless images obtained by the sky camera in 2012 compared to that in 2011 (1018 against 692 data of cloudless sky). In all cases, we have a positive value of skewness with a long tail for higher values, which means that the mass of the distribution is concentrated on the low values of  $\tau$  and only few cases have high values.

Cloud optical depth data calculated from the two models are seen in Table 3, Table 3a) for SBDART (2011), Table 3b) for SBDART (2012) and Table 3c) for LibRadtran (2012). It can be observed that winter frequency peak (Dec, Jan, Feb) and autumn (Sep, Oct, Nov) are lower than in other seasons, while the spring (Mar, Apr, May) and summer (Jun, Jul, Aug) peaks are the highest. Comparing the results for 2012, the peak frequency for LibRadtran is 5 units higher than SBDART in winter, spring and autumn and 15 units higher in summer.

The spring months feature larger mean and median optical depths compared to the other seasons (Table 3), the spring pattern shows higher occurrences at high optical depths, thus influencing the mean and median values. This feature is more prominent in 2011 with fewer cloudless days and more rainy days (<http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data/mcdw>), compared to 2012.

The summer season exhibits the lowest incidence of overcast conditions, while autumn has the highest incidence, almost doubling the combined total from the rest of the year (Romero et al.,

**Table 2**  
Main statistical parameters of  $\tau$  obtained in 2011 and 2012 for SBDART and LibRadtran in UVER range.

$\tau_{UVER}$	SBDART 2011	SBDART 2012	LibRadtran 2012
Mean	41.8	31.4	32.0
Median	28.8	18.4	19.2
Peak frequency	10–15	0–5	0–5
5th percentile	8.1	4.5	3.1
25th percentile	16.0	9.6	10.0
75th percentile	53.4	40.6	41.9
95th percentile	126.2	99.2	101.7
Standard deviation	37.4	33.3	34.0
Standard error	0.7	0.7	0.7
Skewness	1.9	2.5	2.5
Data number	2921	2394	2342

**Table 3**  
Main statistical parameters of  $\tau$  for seasons obtained in 2011 for SBDART (a), in 2012 for SBDART (b) and for LibRadtran in 2012 (c) all in the UVER range.

	Winter	Spring	Summer	Autumn
<b>a) <math>\tau_{\text{UVER}}</math> 2011 (SBDART)</b>				
Mean	31.5	60.9	32.3	34.4
Median	25.0	43.9	25.0	24.4
Peak frequency	5–10	10–20	10–15 and 30–35	10–15
5th percentile	8.3	9.7	5.9	7.1
25th percentile	13.8	22.8	14.0	14.7
75th percentile	45.2	92.1	37.1	42.5
95th percentile	72.6	160.6	100.2	101.3
Standard deviation	21.7	48.1	28.9	29.8
Standard error	0.9	1.6	1.6	0.9
Skewness	2.0	1.6	1.7	2.1
Data number	643	907	325	1046
<b>b) <math>\tau_{\text{UVER}}</math> 2012 (SBDART)</b>				
Mean	19.1	39.2	30.4	32.1
Median	11.2	20.5	20.1	20.6
Peak frequency	0–5	10–15	5–10	0–5
5th percentile	3.4	5.3	5.3	4.6
25th percentile	6.3	12.2	10.9	10.6
75th percentile	24.0	51.2	29.5	45.1
95th percentile	64.9	131.9	104.7	91.0
Standard deviation	19.3	40.5	34.3	31.8
Standard error	0.9	1.6	2.6	0.9
Skewness	3.9	2.8	2.2	2.3
Data number	441	611	169	1173
<b>c) <math>\tau_{\text{UVER}}</math> 2012 (LibRadtran)</b>				
Mean	18.6	40.6	30.2	32.6
Median	11.3	21.8	20.3	20.6
Peak frequency	5–10	15–20	20–25	5–10
5th percentile	3.1	3.7	3.7	3.1
25th percentile	6.1	13.1	12.1	10.6
75th percentile	24.1	54.3	30.4	45.4
95th percentile	62.1	130.4	99.9	90.6
Standard deviation	18.3	40.8	32.0	33.1
Standard error	0.9	1.6	2.5	1.0
Skewness	1.8	1.7	2.6	2.2
Data number	426	613	164	1139

1999; Sumner et al., 2000; De Luis et al., 2000).

#### 4.2. The broadband range

The SBDART model was used to extract  $\tau$  from the CM6 pyranometer data in the broadband as use of LibRadtran is impractical due to its long calculation time for the entire solar spectrum. Optical depth statistics for 2011 and 2012 are shown in Table 4. Both years exhibit similar standard deviations and standard errors, but the skewness is higher in 2012, which also has a lower mean and median (34, 20) compared to 2011 (42, 29). As discussed earlier, 2011 was a wetter year.

Seasonal statistics for each year are presented in Table 5. As in

**Table 4**  
Main statistical parameters of  $\tau$  obtained in 2011 and 2012 for SBDART in Broadband.

$\tau_{\text{b}}$	SBDART 2011	SBDART 2012
Mean	41.6	34.1
Median	28.8	20.3
Peak frequency	10–15	5–10
5th percentile	8.3	5.9
25th percentile	16.2	11.3
75th percentile	52.2	43.9
95th percentile	126.6	108.8
Standard deviation	37.3	35.3
Standard error	0.7	0.7
Skewness	1.9	2.4
Data number	2907	2223

Table 3, the spring months exhibit the highest mean for both years, while lowest means are obtained in winter. Mean and median values are higher in 2011 than in 2012. Peak frequencies vary with season and year, although highest values occur in summer when column water vapour is high. In 2011 peak frequency of 15–20 occur for winter, spring and autumn but reach values of 20–25 in summer. In 2012 peak frequencies of 10–15 are reached in winter and autumn and are higher (15–20) in spring and summer.

#### 4.3. Comparison of the UVER and broadband $\tau$

Validation of retrieved  $\tau$  is difficult as firstly, there were no alternative instruments which could estimate  $\tau$  in the spectral bands that we used and, secondly, it was not easy to use satellite data for comparison purposes due to the spatial and temporal differences between a point measurement and a satellite footprint (Núñez et al., 2005; Min et al., 2012).

In specific conditions satellite data have been compared with other satellite data or with ground-based measurements with satisfactory results (Pandey et al., 2012; Min et al., 2012). Other studies involve comparison of satellite observation with surface microwave or aircraft measurements (Dong et al., 2002), facilities which we did not have access to for an alternate estimation of  $\tau$ .

Clouds have very small wavelength dependence according to the Mie scattering theory (Liou, 2002). In order to study this dependence of  $\tau$  with wavelength, Mie calculations were done. A formal definition of  $\tau$  uses the extinction efficiency factor  $Q_{\text{e}}$ :

**Table 5**  
Main statistical parameters of  $\tau$  for seasons obtained in 2011 and 2012 for SBDART in broadband.

	Winter	Spring	Summer	Autumn
$\tau_c$ 2011 (SBDART)				
Mean	31.5	57.7	37.1	35.1
Median	23.5	40.0	28.5	25.2
Peak frequency	15–20	15–20	20–25	15–20
5th percentile	5.7	6.0	5.6	5.6
25th percentile	13.8	21.1	17.9	14.9
75th percentile	43.9	84.0	43.2	41.3
95th percentile	76.4	159.1	105.5	107.2
Standard deviation	22.9	47.4	31.7	31.0
Standard error	0.9	1.6	1.8	1.0
Skewness	1.5	1.2	2.2	2.2
Data number	641	903	326	1037
$\tau_c$ 2012 (SBDART)				
Mean	22.9	43.7	32.7	33.8
Median	13.4	21.3	23.0	20.9
Peak frequency	10–15	15–20	15–20	10–15
5th percentile	3.3	5.2	5.4	4.5
25th percentile	7.9	13.2	15.0	11.5
75th percentile	30.5	57.5	34.6	46.9
95th percentile	63.9	149.4	100.7	92.2
Standard deviation	22.8	45.5	30.5	32.6
Standard error	1.1	1.9	2.4	1.0
Skewness	2.6	1.7	2.6	2.0
Data number	425	561	157	1080

$$\tau = \int_0^z \int_0^\infty \pi r^2 Q_e(r, \lambda, m) n(r) dr dz \quad (2)$$

The extinction efficiency factor depends on droplet radius ( $r$ ), wavelength ( $\lambda$ ) and refractive index of water or ice ( $m$ ) and it is defined as the ratio of the extinction to the cross-sectional areas of droplets. Assuming that particles forming clouds are spherical and  $\lambda$  is much smaller than the particle, Mie theory can be applied. The size spectrum of the cloud particles is denoted with  $n(r)$  and  $z$  is the vertical coordinate. Extinction efficiency factor ( $Q_e$ ) tends to become a constant value of 2, if the ratio of particle radius to wavelength is large (Shifrin, 1968; Van de Hulst, 1957; Kerker, 1969; Bohren and Huffman, 1983).

Taking into account that linearly distributed opacity and particles size are constant in the cloud, an approximation can be made between two  $\tau$  of different wavelengths:

$$\tau(\lambda_1) = \tau(\lambda_2) \frac{Q_e(\lambda_1)}{Q_e(\lambda_2)} \quad (3)$$

where the  $\tau$  depend only on extinction efficiency factor. Thus, at first, calculations of the effective wavelengths were done both for the UVER range (298.5 nm) and for the broadband (865.4 nm). Then using Mie equations by means of MiePlot v4305 program (<http://www.philipplaven.com/mieplot.h>),  $Q_e$  was calculated for these wavelengths. In order to carry out these calculations the following parameters were needed: particle concentration, particle refractive index, medium refractive index, particle radius and wavelength. The ratio of the extinction coefficients as shown in Eq. (3) varied by at most 0.98 if the particle radius varies from 8 to 12  $\mu\text{m}$ , a valid range for low liquid water clouds. Therefore a similar low variability should apply for  $\tau$ .

In this study, we present the comparison of the  $\tau$  estimations in the UVER range with the SBDART model (2011 and 2012) and the LibRadtran model (2012), with independent observations of  $\tau$  using the broadband from a CM6 pyranometer, positioned next to the YES-UVB-1.

Fig. 1 plots UVER  $\tau$  against broadband  $\tau$  for SBDART model for the years 2011 and 2012. The comparison is linear and follows closely the 1:1 line with a least square regression. There are 2725

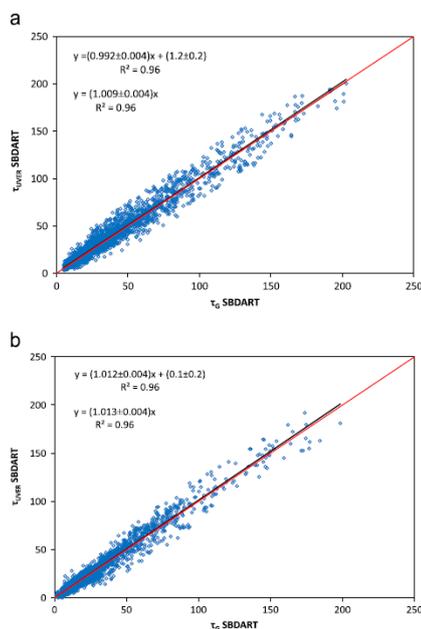


Fig. 1. Comparison between broadband  $\tau(\tau_c)$  and UVER  $\tau(\tau_{UVER})$  for SBDART model for the years (a) 2011 and (b) 2012.

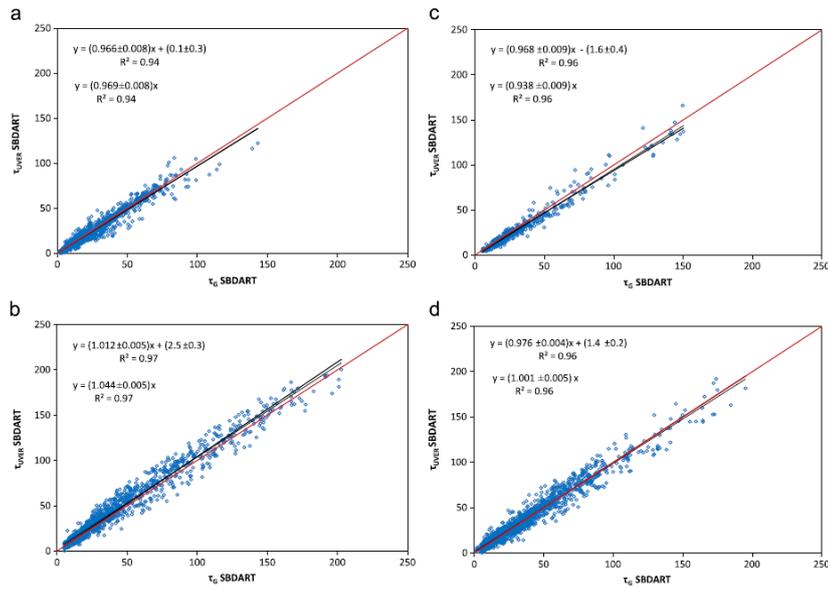


Fig. 2. Comparison between broadband  $\tau$  ( $\tau_c$ ) and UVER  $\tau$  ( $\tau_{UVER}$ ) for SBDART model for the years 2011 and 2012. (a) Winter, (b) Spring, (c) Summer and (d) Autumn.

data for 2011 and 2097 data for 2012. There is a very good agreement between the both adjustments, with a slope of less than 1% in both cases, for  $\tau$  less than 200. Both plots show very good correlation, its coefficient is  $R^2=0.96$ . Therefore, the results are encouraging and very satisfying, considering that two separate instruments are used covering two separate regions of the solar spectrum. The adjustment result shows, as demonstrated in the literature, a small variation of cloud optical depth with wavelength of less than 2% (Liou, 2002).

Fig. 2 presents this comparison for the 4 seasons, manifesting slightly worse results in winter and summer, coinciding with the seasons that have less data; but, in general, the results show a good correlation between  $\tau$  in both spectral bands.

Fig. 3 compares  $\tau$  for UVER and broadband ranges with the LibRadtran model (983 data pairs for 2012). In this case, there is a very good correspondence with of  $R^2=0.92$  and the slope of regression line is  $1.01 \pm 0.01$ . Only cloud optical depths less than 200 are considered in the analysis.

In order to assess the goodness of correlations of  $\tau$  for the different models and ranges, the following statistical parameters have been used: mean bias deviation (MBD), mean absolute deviation (MAD), root mean square deviation (RMSD) and normalized root mean square deviation (NRMSD), which indicate the deviation between the broadband  $\tau$  and corresponding estimations in the UVER range for the SBDART and LibRadtran models, where these parameters can be expressed as (Willmott and Matsuura, 2005; Gandía et al., 2014):

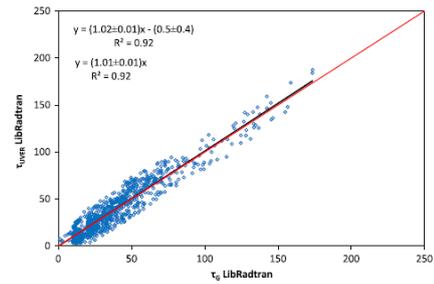


Fig. 3. Comparison between broadband  $\tau$  ( $\tau_c$ ) and UVER  $\tau$  ( $\tau_{UVER}$ ) for LibRadtran model for the year 2012.

$$MBD = \frac{\sum_{i=1}^N (y_i - x_i)}{N} \quad (4)$$

$$MAD = \frac{\sum_{i=1}^N |y_i - x_i|}{N} \quad (5)$$

$$RMSD = \frac{\left[ \frac{\sum_{i=1}^N (y_i - x_i)^2}{N} \right]^{1/2}}{\bar{x}} \quad (6)$$

**Table 6**  
Statistical parameters in  $\tau_{\text{UVER}}$  vs.  $\tau_{\text{C}}$ : MBD, MAD, RMSD and NRMSD.

$\tau_{\text{UVER}}$ vs. $\tau_{\text{C}}$	MBD (%)	MAD (%)	RMSD (%)	NRMSD (%)
SBDART 2011	-2.3	12.7	17.9	3.5
SBDART 2012	1.4	13.8	19.4	3.0
LibRadtran 2012	-0.5	18.1	23.2	4.9

$$\text{NRMSD} = \frac{\left\{ \frac{\sum_{i=1}^N (y_i - x_i)^2}{N} \right\}^{\frac{1}{2}}}{(x_{\text{max}} - x_{\text{min}})} \quad (7)$$

where  $y_i$  is the  $i$ -th estimated value,  $x_i$  the  $i$ -th measured value,  $\bar{x}$  the mean measured value,  $x_{\text{max}}$  is the highest value of  $x$ ,  $x_{\text{min}}$  is the lowest value of  $x$  and  $N$  – the number of total analysed data.

The RMSD statistic parameter gives greater weight to the furthest points from the mean value than to the MAD; however, Willmott and Matsuura (2005) recommend the usage of MAD as an evaluation of average error. They always have positive values. On the contrary, the MBD represents the difference between the estimated and experimental value, corresponding to an over-estimation or underestimation. A low value of the NRMSD parameter indicates less variation in residues. Relative values have been taken for all statistical indicators so as to facilitate their comparison.

Table 6 shows these statistical parameters for two years of study: SBDART (2011–2012) and LibRadtran (2012). The LibRadtran model shows a higher disagreement (RMSD, MAD) between  $\tau_{\text{UVER}}$  and  $\tau_{\text{C}}$  broadband in 2012 compared to the corresponding SBDART calculations. The estimates from the SBDART model for the two years of study were very similar, although a lower disagreement was found for 2011. As for the MBD parameter in 2011, we found UVER values higher than the broadband ones, while in 2012 the values were lower in the case of the SBDART model. Regarding the MAD and RMSD, we obtained values of less than 20%, with exception of RMSD for the LibRadtran model in 2012 (23%). NRMSD varied between 3% and 5% and the lowest value was detected for the year 2012 (SBDART) and the highest disagreement was obtained for LibRadtran in 2012. The results are comparable with the uncertainty of this method.

## 5. Conclusions

Statistics of retrieved cloud optical depth data in the erythemal band (UVER) and broadband are provided for 2011 and 2012. Retrieval of cloud optical depth was performed using two separate radiative transfer models, SBDART and LibRadtran with simultaneous measurements of UVER and broadband solar radiation. Retrieval of optical depth using both models gave very similar results. Only the peak frequency in seasons is 5 units higher for LibRadtran than for SBDART in 2012.

Using theoretical arguments employing Mie theory, we show that variability in cloud optical depth is largely governed by the variability of cloud extinction coefficient which varies by around 2% in the cloud droplet range from 8  $\mu\text{m}$  to 12  $\mu\text{m}$ , a range typical of low liquid water clouds. This lack of sensitivity to solar wavelength is confirmed by the agreement in the simultaneous retrievals of cloud optical depth in the UVER and broadband spectral bands. Using 2011 data, a plot of concurrent optical depth for these two bands gave an  $R^2$  of 0.96 and a slope close to the 1:1 line with a deviation less than 2%. Agreement is also good on a seasonal basis, although there is variability depending the magnitude of the optical depths and the number of available experimental data. Best

agreement was obtained in spring.

Both annual and seasonal statistics depend on rainfall and humidity conditions for a particular year. The year 2011 was more humid than 2012, and is reflected in the higher mean annual optical depth for 2011 ( $\tau=42$  for 2011 vs.  $\tau=32$  in 2012) and mean seasonal values, winter ( $\tau \approx 32$  in 2011 vs.  $\tau \approx 19$  in 2012), spring ( $\tau \approx 61$  in 2011 vs.  $\tau \approx 39$  in 2012), summer ( $\tau \approx 32$  in 2011 vs.  $\tau \approx 30$  in 2012) and autumn ( $\tau \approx 34$  in 2011 vs.  $\tau \approx 32$  in 2012). In all cases, the  $\tau$  distribution has a strong positive skewness, which means that we have few cases with high values of  $\tau$  and the mass of the distribution is concentrated at low values. Therefore, the peak frequency is always in the low intervals (less than 25  $\tau$ ).

## Acknowledgements

This work was financed jointly by the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness and the European Regional Development Fund through projects CGI2011-24290 and CGI2012-33294, and by the Valencia Autonomous Government through project PROMETEUII/2014/058.

## References

- Antón, M., Alados-Arboledas, L., Guerrero-Rascado, J.L., Acosta, M.J., Chiu, J.C., Olmo, F.J., 2012. Experimental and modeled UV erythemal irradiance under overcast conditions: the role of cloud optical depth. *Atmos. Chem. Phys.* 12, 11723–11732. <http://dx.doi.org/10.5194/acp-12-11723-2012>.
- Barker, H.W., Curtis, T.J., Leontieva, E., Stammes, K., 1998. Optical depth of overcast clouds across Canada: estimates based on surface pyranometer and satellite measurements. *J. Clim.* 11, 2980–2994.
- Barnard, J.C., Long, C.N., 2004. A simple empirical equation to calculate cloud optical thickness using shortwave broadband measurements. *J. Appl. Meteorol.* 43 (7), 1057–1066.
- Beaulne, A., Barker, H.W., Blanchet, J.P., 2005. Estimating cloud optical depth from surface radiometric observations: sensitivity to instrument noise and aerosol contamination. *J. Atmos. Sci.* 62, 4095–4104.
- Binyamin, J., Davies, J., McArthur, B., 2010. UV-B cloud optical properties for Canada. *Int. J. Climatol.* 30, 1246–1255.
- Boers, R., Van Lammeren, A., Feijt, A., 2000. Accuracy of cloud optical depth retrievals from ground-based pyranometers. *J. Atmos. Ocean Technol.* 17, 916–927.
- Bohren, C.F., Huffman, D.R., 1983. *Absorption and Scattering of Light by Small Particles*. Wiley, NY.
- Calbó, J., Pagès, D., González, J.A., 2005. Empirical studies of cloud effects on UV radiation: a review. *Rev. Geophys.* 43, 1–28.
- CE, 1998. Erythema reference Action Spectrum and Standard Erythema Dose. CE 5007/E: 1998, Vienna, Austria, Commission Internationale d’Eclairage.
- d’Almeida, G.A., Koepke, P., Shettle, E.P., 1991. *Atmospheric Aerosols: Global Climatology and Radiative Characteristics*. A Deepak Publishing, Hampton, Virginia (USA), p. 561.
- De Luis, M., Raventos, J., González-Hidalgo, J.C., Sánchez, J.R., Cortina, J., 2000. Spatial analysis of rainfall trends: a case study in Valencia Region (Spain). *Int. J. Climatol.* 20, 1451–1469.
- Diffey, B.L., 1991. Solar ultraviolet radiation effects on biological systems. *Phys. Med. Biol.* 36, 299–328.
- Dong, X., Minnis, P., Mace, G.G., Smith Jr., W.L., Poellot, M., Marchand, R., Rapp, A., 2002. Comparison of stratus cloud properties deduced from surface, GOES, and aircraft data during the March 2000 ARM Cloud IOP. *J. Atmos. Sci.* 59, 3265–3284.
- Eck, T.F., Holben, B.N., Reid, J.S., Dubovik, O., Smirnov, A., O’Neill, N.T., Slutsker, I., Kinne, S., 1999. Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban, and desert dust aerosols. *J. Geophys. Res.: Atmos.* 104 (D24), 31333–31349.
- Estellés, V., Martínez-Lozano, J.A., Utrillas, M.P., Campanelli, M., 2007. Columnar aerosol properties in Valencia (Spain) by ground-based sun photometry. *J. Geophys. Res.: Atmos.* 112 (D11). <http://dx.doi.org/10.1029/2006JD008167>.
- Estellés, V., Utrillas, M.P., Martínez-Lozano, J.A., Alcantara, A., Dimos, F.J., Alados-Arboledas, L., Lorenz, J., Cachorro, V., Horvath, H., Labajo, A., De La Morena, B., Diaz, J.P., Vilaplana, J.M., Elias, T., Silva, A.M., Pujadas, M., 2004. Aerosol related parameters intercomparison of CIMEL CE318 sunphotometers in the frame of the VELETA 2002 field campaign. *Opt. Pura Apl.* 37, 3289–3295.
- Foyo-Moreno, I., Alados, I., Olmo, F.J., Alados-Arboledas, L., 2003. The influence of cloudiness on UV global irradiance. *Agric. Forest Meteorol.* 120, 101–111.
- Fu, Q., 1996. An accurate parameterization of the solar radiative properties of cirrus. *J. Clim.* 9, 2058–2082.
- Gómez-Amo, J.L., Estellés, V., di Sarra, A., Pedrós, R., Sferlazzo, D., Utrillas, M.P.,

- Martínez-Lozano, K., 2013. A comparison of Microtops II and satellite ozone measurements in the period 2001–2011. *J. Atmos. Sol-Terr. Phys.* 94, 5–12. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jastp.2012.12.012>.
- Gandía, S., Utrillas, M.P., Gómez-Amo, J.L., Esteve, A.R., Estellés, V., Pedrós, R., Núñez, J.A., Martínez-Lozano, J.A., 2014. Relationship between UVB and broadband solar radiation in Spain. *Int. J. Climatol.* . <http://dx.doi.org/10.1002/joc.4088>
- Gao, W., Schmoldt, D.L., Slusser, J.R., 2010. *UV Radiation in Global Climate Change: Measurements, Modeling and Effects on Ecosystems*. Tsinghua University Press/Springer, New York/Beijing, pp. 544.
- Hülsem, G., Gröbner, J., 2007. Characterization and calibration of ultraviolet broadband radiometers measuring erythemally weighted irradiance. *Appl. Opt.* 46, 5877–5886.
- Halothore, R.N., Eck, T.F., Holben, B.N., Markham, B.L., 1997. Sun photometric measurements of atmospheric water vapour column abundance in the 940nm band. *J. Geophys. Res.* 102 (D4), 4343–4352.
- Holben, B.N., Eck, T.F., Slutsker, L., Tanré, D., Buis, J.P., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J.A., Kaufman, Y., Nakajima, T., Lavenu, F., Jankowiak, I., Smirnov, A., 1996. AERONET – a federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sens. Environ.* 66, 1–16.
- Hu, Y.X., Stammes, K., 1993. An accurate parameterization of the radiative properties of water clouds suitable for use in climate models. *J. Clim.* 6 (4), 728–742.
- Juzeniene, A., Brekke, P., Dahlback, A., Andersson-Engels, S., Reichrath, J., Moan, K., Holick, M.F., Grant, W.B., Moan, J., 2011. Solar radiation and human health. *Rep. Prog. Phys.* 74 (066701), 56.
- Kazadzis, S., Gröbner, J., Arola, A., Amiridis, V., 2010. The effect of global UV irradiance measurement accuracy on the single scattering albedo retrieval. *Atmos. Meas. Tech.* 3, 1029–1037.
- Kerker, M., 1969. *The Scattering of Light and Other Electromagnetic Radiation*. Academic Press, NY.
- Key, J., Yang, P., Baum, B., Nasiri, S., 2002. Parameterization of shortwave ice cloud optical properties for various particle habits. *J. Geophys. Res.* 107. <http://dx.doi.org/10.1029/2001JD000742>.
- Krzyżcin, J.W., Jaroslowski, J., Sobolewski, P.S., 2003. Effects of clouds on the surface erythemal UV-B irradiance at northern midlatitudes: Estimation from the observations taken at Belsk, Poland (1999–2001). *J. Atmos. Sol-Terr. Phys.* 65 (4), 457–467.
- Leontieva, E., Stammes, K., 1994. Estimation of cloud optical thickness from ground based measurements of incoming radiation in the Arctic. *J. Clim.* 7, 566–578.
- Leontieva, E., Stammes, K., Oseth, J.A., 1994. Cloud optical properties at Bergen (Norway) based on the analysis of long-term solar irradiance records. *Theor. Appl. Climatol.* 50, 73–82.
- Liou, K.N., 2002. *An introduction to atmospheric radiation*. Int. Geophys. Ser. 84. Academic Press, San Diego, CA, p. 583.
- Liu, J., Li, Z., Zheng, Y., Chiu, J.C., Zhao, F., Cadetdu, M., Weng, F., Cribb, M., 2013. Cloud optical and microphysical properties derived from ground-based and satellite sensors over a site in the Yangtze Delta region. *J. Geophys. Res. Atmos.* 118, 9141–9152.
- Mateos, D., di Sarra, A., Meloni, D., di Biagio, C., Sferlazzo, D.M., 2011. Experimental determination of cloud influence on the spectral UV irradiance and implications for biological effects. *J. Atmos. Sol-Terr. Phys.* 73 (13), 1739–1746.
- Mateos, D., Antón, M., Valenzuela, A., Cazorla, A., Olmo, F.J., Alados-Arboledas, L., 2014. Efficiency of clouds on shortwave radiation using experimental data. *Appl. Energy* 113, 1216–1219.
- Mayer, B., Kylling, A., 2005. Technical note: the libRadtran software package for radiative transfer calculations- description and examples of use. *Atmos. Chem. Phys.* 5, 1855–1877.
- Min, Q.L., Harrison, L.C., 1996. Cloud properties derived from surface MFRSR measurements and comparison with GOES results at the ARM SGP site. *Geophys. Res. Lett.* 23, 1641–1644.
- Min, Q.L., Joseph, E., Duan, M., 2004. Retrievals of thin cloud optical depth from a multifilter rotating shadowband radiometer. *J. Geophys. Res.* 109, D02201. <http://dx.doi.org/10.1029/2003JD003964>.
- Min, Q.L., Joseph, E., Lin, Y., Min, L., Yin, B., Duan, P.H., Kleinman, L.L., Wang, J., Lee, Y.-N., 2012. Comparison of modis cloud microphysical properties with in-situ measurements over the Southeast Pacific. *Atmos. Chem. Phys.* 12, 11261–11273.
- Núñez, M., Fienberg, K., Kuchinke, C., 2005. Temporal structure of the solar radiation field in cloudy conditions: are retrievals of hourly averages from space possible? *J. Appl. Meteorol.* 44, 167–178.
- Norval, M., 2006. The mechanisms and consequences of ultraviolet-induced immunosuppression. *Prog. Biophys. Mol. Biol.* 92, 108–118.
- Pandey, P.K., De Ridder, D., Gillotay, N.P., van Lipzig, M., 2012. Estimating cloud optical thickness and associated surface UV irradiance from SEVIRI by implementing a semi-analytical cloud retrieval algorithm. *Atmos. Chem. Phys.* 12, 7961–7975.
- Ricchiazzi, P., Yang, S., Gautier, C., Sowle, D., 1998. SBDART: a research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the earth's atmosphere. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 79 (10), 2101–2114.
- Romero, R., Ramis, C., Gujarró, J.A., 1999. Daily rainfall patterns in the Spanish Mediterranean area: an objective classification. *Int. J. Climatol.* 19, 95–112.
- Salazar, G., Utrillas, M.P., Esteve, A., Martínez-Lozano, J.A., Aristizabal, M., 2013. Estimation of daily average values of the Ångström turbidity coefficient  $\beta$  using a Corrected Yang Hybrid Model. *Renew. Energy* 51, 182–188.
- Serrano, D., Núñez, M., Utrillas, M.P., Marín, M.J., Marcos, C., Martínez-Lozano, J.A., 2014. Effective cloud optical depth for overcast conditions determined with a UV radiometers. *Int. J. Climatol.* . <http://dx.doi.org/10.1002/joc.3953>
- Serrano, D., Marín, M.J., Núñez, M., Gandía, S., Utrillas, M.P., Martínez-Lozano, J.A., 2015. Relationship between the effective cloud optical depth and different atmospheric transmission factors. *Atmos. Res.* 160, 50–58. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.03.004>.
- Shettle, E., Fenn, R.W., 1979. Models for the aerosols of the lower atmosphere and the effects of humidity variations on their optical properties. *Environ. Res. Papers* 676, AFGL-TR-79-0214, pp. 94.
- Shifrin, K.S., 1968. Scattering of Light in a Turbid Media. *Gostekhteorizdat/NASA Tech. Trans. TT F-447*. Moscow/Washington, D.C., 1951. English translation.
- Stammes, K., Tsay, S.C., Wiscombe, W., Jayaweera, K., 1988. Numerically stable algorithm for discrete ordinate method radiative transfer in multiple scattering emitting layered media. *Appl. Opt.* 27, 2502–2509.
- Stephens, G.L., 1994. *Remote Sensing of the Lower Atmosphere: An Introduction*. Oxford University Press, New York, p. 521.
- Sumner, S., Homar, V., Ramis, C., 2000. Precipitation seasonality in eastern and southern coastal Spain. *Int. J. Climatol.* 21, 219–247.
- Toledano, C., Cachorro, V.E., Berjón, A., de Frutos, A.M., Fuentes, D., González, R., Torres, B., Rodrigo, R., Bennouna, Y., Martín, L., Guirado, C., 2011. RIMA-AERONET network: long term monitoring of aerosol properties. *Opt. Pura Apl.* 44, 629–633.
- Utrillas, M.P., Marín, M.J., Esteve, A.R., Tena, F., Estellés, V., Martínez-Lozano, J.A., 2007. Diffuse UV erythemal radiation experimental values. *J. Geophys. Res.* Atmos. 112, D24207. <http://dx.doi.org/10.1029/2007JD008846>.
- Van de Hulst, H.C., 1957. *Light Scattering by Small Particles*. Wiley, NY.
- Vilaplana, J.M., Cachorro, V.E., Sorribas, M., Lucini, E., de Frutos, A.M., Berjón, A., de la Morena, B., 2006. Modified calibration procedures for a Yankee Environmental Systems UVB-1 biometer based on spectral measurements with a Brewer spectrophotometer. *Photochem. Photobiol.* 82, 508–514.
- Weiss, P., Webb, A.R., 1997a. Accuracy of spectral UV model calculations 1. Consideration of uncertainties in input parameters. *J. Geophys. Res.* 102, 1541–1550.
- Weiss, P., Webb, A.R., 1997b. Accuracy of spectral UV model calculations 2. Comparison of UV calculations with measurements. *J. Geophys. Res.* 102, 1551–1560.
- Willmott, C.J., Matsuura, K., 2005. Advantages of the mean absolute error (MAE) over the root mean square error (RMSE) in assessing average model performance. *Clim. Res.* 30, 79–82.