



Serie de Notas Técnicas Digitales del
Centro de Investigación Atmosférica de Izaña

Nota Técnica Digital N° 4

ANÁLISIS DE LA CAPACIDAD DE LOS MODELOS DE TRANSFERENCIA RADIATIVA PARA LA CALIBRACIÓN DE LOS RADIÓMETROS: APLICACIÓN AL RADIÓMETRO *NILU-UV*

Autor:

Rosa Delia García Cabrera

Centro de Investigación Atmosférica de Izaña (AEMET)

Directores Académicos:

Dr. Ángel M. De Frutos Baraja y Dr. Alberto Berjón Arroyo

Grupo de Óptica Atmosférica (Universidad de Valladolid)

Directores Técnicos:

Dr. Emilio Cuevas Agulló

Centro de Investigación Atmosférica de Izaña (AEMET)

Dra. Victoria Cachorro Revilla

Grupo de Óptica Atmosférica (Universidad de Valladolid)



JULIO 2009

ANÁLISIS DE LA CAPACIDAD DE LOS MODELOS DE TRANSFERENCIA RADIATIVA PARA LA CALIBRACIÓN DE LOS RADIÓMETROS: APLICACIÓN AL RADIÓMETRO *NILU-UV*

Serie de Notas Técnicas Digitales del
Centro de Investigación Atmosférica de Izaña

Nota Técnica Digital N° 4

Rosa Delia García Cabrera

Dr. Ángel M. De Frutos Baraja

Dr. Alberto Berjón Arroyo

Dr. Emilio Cuevas Agulló

Dra. Victoria Cachorro Revilla

Nota Técnica Digital N° 4 del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña
(NTD CIAI-4).

Agencia Estatal de Meteorología.

Edita: Agencia Estatal de Meteorología. Ministerio de Medio Ambiente, y Medio
Rural y Marino.

NIPO: 784-09-012-2



Julio 2009

INDICE

INTRODUCCIÓN.

CAPÍTULO I.- FUNDAMENTOS TEÓRICOS.

1.1.- La radiación ultravioleta.....	8
1.2.- Características de la radiación ultravioleta.....	9
1.3.- Efectos de la atmósfera terrestre sobre la radiación solar.....	9

CAPÍTULO II.- CARACTERÍSTICAS DE LA ESTACIÓN DE MEDIDA.

2.1.- Estación de Izaña.....	14
------------------------------	----

CAPÍTULO III.- DESCRIPCIÓN DE LA INSTRUMENTACIÓN.

3.1.- Introducción.....	17
3.2.- Radiómetro Multicanal de ancho de banda moderada <i>NILU-UV</i>	18
3.2.1.- Descripción del Instrumento.....	18
3.2.2.- Principio de medida del Instrumento.....	18
3.3.- El espectrorradiómetro <i>BENTHAM</i>	20
3.4.- Intercomparación <i>QASUME</i>	20

CAPÍTULO IV.- MODELOS DE TRANSFERENCIA RADIATIVA.

4.1.- Características del modelo de transferencia radiativa (<i>UVSpec/LibRadtran</i>).....	23
4.2.- Parametrización del efecto de las nubes.....	27
4.3.- Descripción del modelo de transferencia radiativa (<i>UVA-GOA</i>).....	29

CAPÍTULO V.- COMPARACIÓN DE MEDIDAS EXPERIMENTALES Y SIMULADAS POR DOS MODELOS DE TRANSFERENCIA RADIATIVA.

5.1.- Comparación con el modelo <i>UVSpec/LibRadtran</i> y las medidas experimentales del espectrorradiómetro <i>Bentham</i>	33
5.2.- Comparación a nivel espectral del modelo <i>UVSpec/LibRadtran</i> y del modelo <i>UVA-GOA</i> y las medidas experimentales.....	40

CAPÍTULO VI.- EFECTO DEL MAR DE NUBES SOBRE LA IRRADIANCIA MEDIDA EN LA ESTACIÓN DE IZAÑA.

6.1.- Introducción.....	46
6.2.- Relación entre la reflectividad de las nubes y el albedo superficial.....	47
6.3.- Sensibilidad del modelo <i>UVSpec/LibRadtran</i> a la variación de albedo superficial en la estación de Izaña.....	48
CAPÍTULO VII.- CALIBRACIÓN DEL RADIÓMETRO NILU-UV.	
7.1.- Introducción.....	57
7.2.- Calibración Absoluta de los Radiómetros Multicanal.....	57
7.3.- Dependencia de los coeficientes absolutos con el ángulo cenital solar y el contenido total de ozono.....	65
7.4.- Diferencias existentes entre las irradiancias calculadas utilizando el promedio de los coeficientes en torno al mediodía solar y utilizando la matriz de los coeficientes...70	
CONCLUSIONES Y LÍNEAS FUTURAS.....	72
REFERENCIAS.....	75
ANEXOS.	
Anexo A.- Comparación entre los espectros experimentales medidos con el Bentham y los simulados con el modelo <i>UVSpec/LibRadtran</i> , a diferentes SZA a lo largo del 1 de Junio de 2005.....	80
Anexo B.- Comparación entre los espectros experimentales medidos con el Bentham y los simulados con el modelo <i>UVA-GOA</i> , a diferentes SZA a lo largo del 1 de Junio de 2005.....	83
Anexo C.- Matrices de coeficientes absolutos obtenidas variando el ángulo cenital solar y el contenido total de ozono para las 5 longitudes de onda en las que mide el radiómetro <i>NILU-UV</i>	90

INTRODUCCIÓN

Es bien conocido que en las últimas décadas la comunidad científica atmosférica ha mostrado un gran interés por conocer las consecuencias de la disminución de la capa de ozono, entre las que cabe destacar el aumento de radiación UV medida en la superficie de la Tierra.

Recientemente, y justo en el momento en que se empiezan a detectar ciertos indicios de recuperación de la capa de ozono en latitudes medias, paradójicamente, y hasta cierto punto sorprendentemente, la investigación sobre la radiación ultravioleta vuelve con fuerza a ser un tema prioritario a nivel internacional. La respuesta a esta aparente contradicción hay buscarla en el proceso de calentamiento global en el que nos encontramos inmersos. Esa es, al menos, una de las importantes conclusiones a las que se ha llegado en el *"7th Meeting of the Ozone Research Managers"* celebrado en Ginebra del 18 al 21 de mayo de 2008 [WMO, 2008].

La intensidad de la radiación solar ultravioleta que llega a la superficie de la Tierra está influenciada, sobre todo, por la concentración de ozono en la atmósfera, pero no únicamente. También está afectada por las nubes, la contaminación, la lluvia, la niebla, el hielo y la nieve. La conexión con el cambio climático parece clara. Estos factores y variables medioambientales se prevé que experimenten cambios en las próximas décadas como consecuencia del calentamiento global [Pyle, 2008], y por lo tanto se esperan importantes variaciones en radiación UV en diferentes regiones de la Tierra.

Por otro lado recientes resultados experimentales indican que si se exponen ratones a la radiación ultravioleta desarrollan cáncer de piel en seis meses; pero si esto ocurre en un laboratorio sometido a una alta temperatura, el proceso de desarrollo del cáncer es más rápido. Según parece los procesos de reparación del organismo son menos efectivos cuando las temperaturas son más altas. Si algo similar sucediera en la población, el cáncer dermatológico aumentaría más por el aumento de temperatura a igualdad de condiciones de radiación UV. Se estima que un aumento de 2 °C durante un período largo, incrementaría la incidencia del cáncer de piel un 20%. [Van der Leun, 2008]. Por lo tanto el incremento de temperatura que estiman todos los modelos climáticos para las próximas décadas, potenciaría la efectividad de la radiación UV para producir cáncer dermatológico, y por lo tanto es de vital importancia vigilar de

forma precisa los niveles de radiación UV y su relación con otros parámetros medioambientales.

En el marco del programa de vigilancia atmosférica global de la Organización Meteorológica Mundial, la Universidad de Valladolid y la Agencia Estatal de Meteorología (antiguamente Instituto Nacional de Meteorología) suscribieron un convenio específico de colaboración para el establecimiento de metodologías y sistemas de control de calidad para los programas de fotometría, radiometría, ozono y aerosoles atmosféricos. Uno de los objetivos de este convenio es el desarrollo de las metodologías y aplicaciones necesarias para establecer una estación BSRN (*Baseline Surface Radiation Network*). La estación piloto para llevar a cabo este punto del convenio es la del Observatorio de Izaña. Para formar parte de esta red hay que llevar a cabo un exhaustivo control de calidad de los instrumentos y las medidas de radiación. Esto implica que se debe realizar un control de las calibraciones de los equipos, tanto en sus resultados como en los métodos utilizados.

Como primer paso para desarrollar el sistema de control de calidad debemos caracterizar la radiación UV, indagando qué factores influyen de manera más significativa en las medidas de los instrumentos y en sus calibraciones.

En este sentido, uno de los objetivos fundamentales de este trabajo es realizar una calibración absoluta del radiómetro *NILU-UV* frente a un instrumento de referencia, el espectrorradiómetro *Bentham* en este caso, mediante una intercomparación. Además pretendemos validar este método mediante un modelo de transferencia radiativa, ya que éste nos va permitir estudiar más exhaustivamente la variación de los coeficientes absolutos de calibración, principalmente, con el ángulo cenital solar y con el contenido de ozono.

En este trabajo nos centraremos en la modelización de la radiación ultravioleta en el Observatorio de Izaña, mediante el uso de dos modelos de transferencia radiativa, uno de alta gama de los denominados de "*detallados o de múltiple scattering*", el *UVSpec/Libratran* y otro de los denominados "*espectrales simples*", el *UVA-GOA*, para posteriormente utilizar estos resultados para calibrar de forma absoluta el radiómetro *NILU-UV*.

En el primer capítulo se presentan los fundamentos de la radiación ultravioleta, así como de los procesos fundamentales que le afectan en su trayectoria por la atmósfera terrestre.

En el segundo capítulo expondremos las características principales del Observatorio de Izaña: su ubicación, climatología, etc.

En el tercer capítulo se hace una descripción de los instrumentos utilizados en este trabajo. El radiómetro multicanal de ancho de banda moderada *NILU-UV* y el espectrorradiómetro *Bentham*.

En el cuarto capítulo haremos una descripción concisa de las características de los modelos de transferencia radiativa utilizados en este trabajo: el conjunto de librerías *UVSpec/LibRadtran* y el modelo *UVA-GOA*. Además se detalla la parametrización utilizada para simular el denominado *Mar de nubes*.

En el quinto capítulo se describen las diferencias entre los modelos y los datos experimentales, realizando una comparación a nivel espectral de los modelos con el espectrorradiómetro *Bentham* y de los modelos entre sí.

En el sexto capítulo se discute el efecto del mar de nubes sobre la radiación global en la estación de Izaña, y su influencia en las simulaciones.

En el último capítulo se analiza de forma exhaustiva la calibración del radiómetro multicanal *NILU-UV*. Se modelan las irradiancias medidas por el radiómetro a través de los modelos de transferencia radiativa, haciendo uso de los coeficientes absolutos de calibración obtenidos.

Al final de la memoria se presentan las conclusiones y líneas futuras resultantes de este trabajo.

CAPÍTULO I

FUNDAMENTOS TEÓRICOS

1.1.- La radiación ultravioleta.

La radiación puede ser definida como la emisión, propagación y absorción de la energía en forma de ondas electromagnéticas, en un amplio intervalo de longitudes de onda. El proceso de radiación se diferencia de las otras formas de energía, como convección y conducción, por el hecho que éstas siempre necesitan un medio de transmisión, ya sea sólido, líquido o gaseoso, mientras que la radiación de energía se puede presentar además en el vacío.

El espectro electromagnético está formado por un conjunto de radiaciones monocromáticas que componen la radiación electromagnética (Figura 1.1).

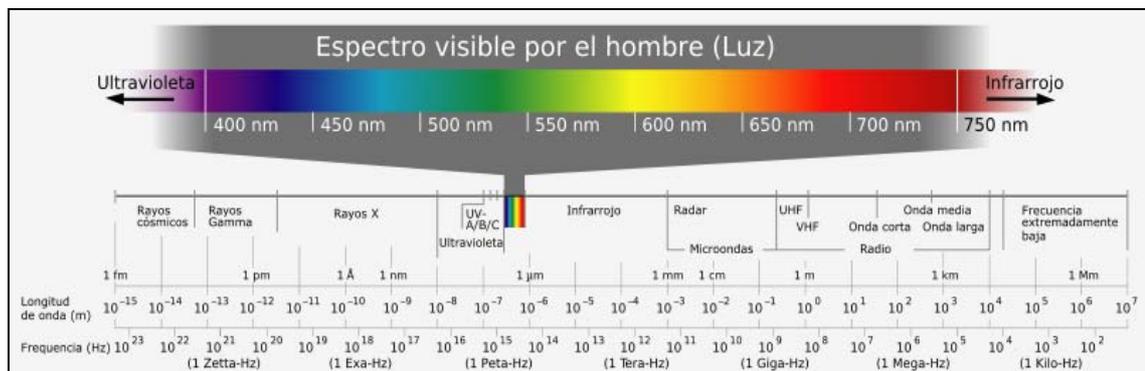


Figura 1.1.- Espectro electromagnético

La radiación que llega al tope de la atmósfera procedente del Sol se denomina radiación solar extraterrestre. En ausencia de la atmósfera, esta radiación alcanzaría en su totalidad la superficie terrestre. Sin embargo, la presencia de la atmósfera atenúa y modifica la radiación que atraviesa mediante procesos de dispersión y absorción. La absorción de la radiación es un proceso selectivo con la longitud de onda, principalmente, debido a los aerosoles, las nubes y los componentes gaseosos atmosféricos. En cambio, la dispersión es un proceso no selectivo, es decir, afecta a todas las longitudes de onda del intervalo de estudio y los constituyentes atmosféricos responsables de este proceso son las moléculas gaseosas, los cristales de hielo, las gotas de agua, y al igual que en el proceso de absorción, los aerosoles. La combinación de estos dos procesos tiene como efecto principal que la radiación que incide sobre la

superficie de la Tierra sea, considerablemente, inferior a la radiación que llega al tope de la atmósfera.

1.2.- Características de la Radiación Ultravioleta.

La radiación ultravioleta UV abarca las longitudes de onda comprendidas entre 100 y 400 nm del espectro solar electromagnético. En la atmósfera, la radiación UV es un elemento esencial en los procesos de formación/destrucción del ozono y en las variaciones termodinámicas que experimenta la atmósfera en sus diferentes capas. Todo ello provoca que la radiación UV más energética (100-290 nm) sea 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 muy perjudiciales sobre los seres vivos.

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

- Ultravioleta C (UV-C o ultravioleta de vacío): Comprende las longitudes de onda desde los 110 hasta los 290 nm. Esta radiación no alcanza la superficie de la Tierra ya que entre los 100 y 250 nm la radiación es absorbida principalmente por el oxígeno molecular en la alta atmósfera, y entre 250 y 290 nm por el ozono que hay en la estratosfera.
- Ultravioleta B (UV-B): Comprende las longitudes de onda entre 290 y 320 nm. Aproximadamente un 10% de esta radiación alcanza la superficie de la Tierra, ya que la mayor parte es absorbida por el ozono estratosférico.
- Ultravioleta A (UV-A): Engloba la radiación comprendida entre 320 y 400 nm. Es la radiación más cercana al espectro visible y no es absorbida por el ozono.

1.3.- Efectos de la atmósfera terrestre sobre la radiación solar.

La radiación UV como parte de la radiación solar total (se suele considerar el rango de esta de 0.25-2,5 μm , también denominada longitud de onda corta) sufre al atravesar la atmósfera diversos fenómenos de atenuación, como la dispersión o *scattering*, la absorción y la reflexión (considerando esta como un efecto independiente del *scattering*, ya que también se puede considerar un límite del mismo).

La dispersión es un fenómeno producido cuando interactúa una onda electromagnética con una partícula o centro dispersor, dando lugar a una reemisión de la energía incidente en todas las direcciones del espacio. Éste es un proceso que se da de manera continua en todo el espectro solar, si bien la intensidad relativa disminuye con la longitud de onda.

La radiación solar que incide sobre la superficie de la Tierra disminuye debido a los procesos complejos de atenuación que sufre la radiación al atravesar la atmósfera.

La radiación solar que proviene de la dirección en que se encuentra el Sol se denomina radiación solar directa, en cambio, la que procede de direcciones diferentes a la dirección del Sol se le llama radiación solar difusa. La suma de estas dos radiaciones, directa y difusa, dará lugar a la radiación solar global.

Los principales procesos que atenúan la radiación solar en la atmósfera son:

- Absorción. Este proceso ocurre cuando la radiación solar incide sobre los componentes atmosféricos, siendo absorbida, lo que produce un incremento en la energía de estos componentes. Los principales absorbentes de la radiación solar UV son ciertas moléculas gaseosas (principalmente oxígeno y ozono), gotas de agua, los cristales de hielo y los aerosoles. La absorción de la radiación UV-C por parte del oxígeno molecular representa la principal fuente energética de la termosfera. Además, la mayor parte de la radiación UV-B es absorbida en la estratosfera por el ozono, alcanzando solamente un pequeño porcentaje la superficie terrestre. Por tanto, la radiación solar UV que incide en la superficie está compuesta principalmente por radiación UV-A.
- Scattering. El fenómeno de *scattering* se define como el proceso de atenuación que tiene lugar cuando los constituyentes que forman la atmósfera dispersan la radiación que la atraviesa variando su dirección de propagación inicial. Según la relación entre el tamaño de la longitud de onda de la radiación incidente y las partículas del medio, es posible dividir este fenómeno de *scattering* en:
 - Scattering Rayleigh. Este fenómeno tiene lugar cuando la longitud de onda de la radiación incidente es mucho mayor que el tamaño de las partículas difusoras. En este caso, el grado de dispersión es inversamente proporcional a la cuarta potencia de la longitud de onda. Así, radiaciones de longitudes de onda corta sufrirán mayor dispersión que las radiaciones de onda larga. De este modo, la radiación UV incidente en superficie está compuesta, prácticamente al 50%, por la suma de la radiación directa y difusa, dependiendo este porcentaje de las condiciones atmosféricas.
 - Scattering Mie. Este fenómeno sucede cuando las partículas difusoras son del mismo orden de tamaño que la longitud de onda de la radiación incidente. Este proceso de dispersión normalmente ocurre en las capas bajas de la atmósfera, debido a la naturaleza de las partículas que la originan: aerosoles, humo, partículas de polvo, gotas de agua, etc.
 - Óptica Geométrica. Sucede cuando la longitud de onda de la radiación solar incidente es mucho menor que el tamaño de los obstáculos que se encuentra en su propagación. Este fenómeno no depende de la

longitud de onda de la radiación incidente, estando gobernados por las leyes de Reflexión y Refracción de la luz.

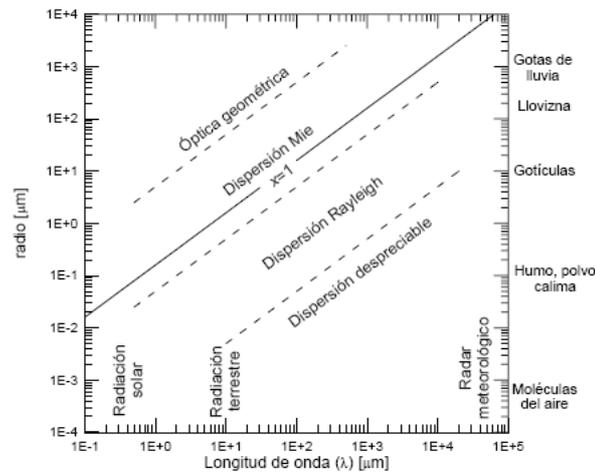


Figura 1.2.- Diferentes tipos de dispersión según el parámetro de tamaño. En el eje de la izquierda se representa el radio de la partícula.

La radiación UV que alcanza la superficie terrestre depende de la composición de la atmósfera en cada instante de tiempo. Los principales factores que van a modificar esta radiación son:

Ozono Atmosférico. La radiación solar UV es absorbida y dispersada en la atmósfera. La radiación UV-C es absorbida totalmente en la parte alta de la atmósfera por el oxígeno y por las moléculas de ozono. La mayor parte de la radiación UV-B es absorbida en la estratosfera por el ozono. Por lo tanto, a la superficie terrestre llega radiación compuesta en su mayoría por radiación UV-A, y sólo una pequeña parte de UV-B (la radiación UV-B es biológicamente dañina). Al ser el ozono el principal absorbente de la radiación UV-B la intensidad de la misma en la superficie terrestre depende fuertemente de la cantidad de ozono presente en la atmósfera. Un factor que describe la relación entre la sensibilidad de la intensidad de la radiación UV-B a los cambios en el ozono total es el denominado Factor de Amplificación de la Radiación (RAF). Para pequeños cambios en el grosor de la capa de ozono el factor RAF representa el porcentaje de cambio en la intensidad UV-B para un cambio de un 1% en la columna total de ozono.

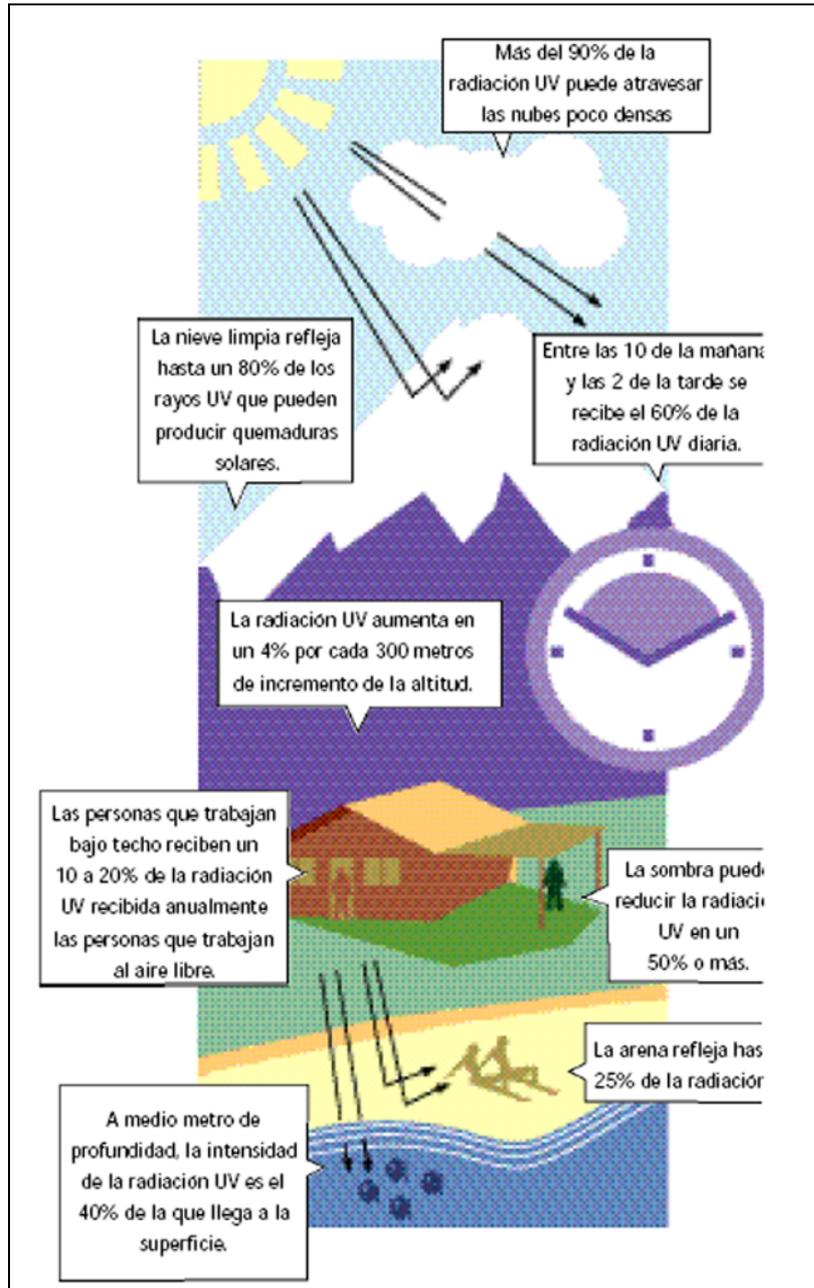


Figura 1.3.-Variación de la intensidad de la radiación UV.

Elevación Solar. La elevación solar es el ángulo entre el horizonte y la dirección del sol. En ocasiones se emplea el ángulo cenital solar (SZA) en lugar de la elevación solar. Para elevaciones solares altas la radiación UV es más intensa debido a que los rayos solares atraviesan un camino menor a través de la atmósfera, pasando por lo tanto por una menor cantidad de absorbentes. La radiación solar, al depender fuertemente de la elevación solar, varía con la latitud, estación y hora, siendo mayor en los trópicos, en verano, y al mediodía.

Altitud. La radiación UV aumenta con la altitud debido a que la cantidad de absorbentes en la atmósfera decrece con la altura. Las medidas demuestran que la radiación aumenta entre un 6% y un 8% por cada 1000 m. de elevación.

Dispersión Atmosférica. En la superficie terrestre la radiación solar se divide en una componente directa y en una componente difusa de la radiación. La componente directa la forman los rayos solares que penetran directamente por la atmósfera sin ser dispersados ni absorbidos por moléculas de aire y partículas, como aerosoles o gotas de agua. La componente difusa de la radiación consiste en rayos similares que han sido dispersados al menos una vez antes de llegar a la superficie de la Tierra. La dispersión depende fuertemente de la longitud de onda.

Nubosidad y aerosoles. La radiación UV es mayor generalmente para cielos totalmente despejados. Las nubes normalmente reducen la cantidad de radiación UV, pero la atenuación depende del grosor y tipo de éstas. Las nubes finas o dispersas afectan muy poco a la radiación UV. En ciertas condiciones, y por períodos cortos de tiempo, una pequeña cantidad de nubes puede incluso hacer aumentar la cantidad de radiación UV, esto sucede normalmente en condiciones de cielos parcialmente cubiertos y con el sol visible. En condiciones de polvo en suspensión, situación frecuente en Canarias, la radiación es dispersada y da lugar a una disminución de la misma.

Reflexión. Parte de la radiación que llega a la superficie terrestre es absorbida y parte es reflejada. El porcentaje de radiación reflejada depende de las propiedades de la superficie. Elementos como la hierba, el agua y otros, reflejan menos de un 10%, sin embargo otros elementos como la nieve pueden llegar a reflejar hasta un 80% de la radiación incidente. Durante la primavera y en condiciones de cielo despejado la reflexión por nieve puede elevar los valores de radiación hasta niveles de verano. Aproximadamente un 95% de la radiación penetra en el agua y un 50% llega hasta una profundidad de 3 m.

CAPÍTULO II

CARACTERÍSTICAS DE LA ESTACIÓN DE MEDIDA

2.1.- Estación de Izaña.

Las medidas presentadas en este trabajo han sido tomadas en la estación de Izaña perteneciente al Centro de Investigación Atmosférico de Izaña (C.I.A.I.), de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). Esta estación forma parte de la red de estaciones de Vigilancia Atmosférica Mundial (VAM-GAW, Global Atmospheric Watch), y se encuentra situada en la Isla de Tenerife a $28^{\circ}17.9' N$, $16^{\circ}24.9' W$, a una altitud de 2367 m sobre el nivel del mar. La estación se encuentra en el monte de Izaña y el suelo a su alrededor es de tipo volcánico siendo la vegetación escasa. Está situada en la cresta dorsal que atraviesa la Isla, completamente abierta a la influencia de los vientos dominantes del NW, procedentes del Atlántico Norte, siendo la distancia al continente europeo de 1300 km y al continente africano de 350 km.



Figura 2.1.- En la Figura de la izquierda tenemos la Isla de Tenerife tomada desde satélite (Fuente:NASA WORLD WIND) y en la Figura de la derecha tenemos el Observatorio Atmosférico de Izaña, situado a 2367 metros (s.n.m.)

Las características meteorológicas de las Islas Canarias son determinadas principalmente por la posición y la fortaleza del anticiclón subtropical de las Azores y la corriente fría de Canarias. La posición normal del anticiclón es al NW de las Islas. Su presencia provoca en el perfil atmosférico de temperaturas la formación de una capa de inversión de espesor y altura variable que se sitúa entre los 1000 y 2000 m de altura, y que se caracteriza por la presencia de un manto de estratocúmulos bajos que se

establece sobre el mar (en general en toda la región subtropical), quedando retenido por la orografía de las mismas. Esta capa se denomina *mar de nubes*.

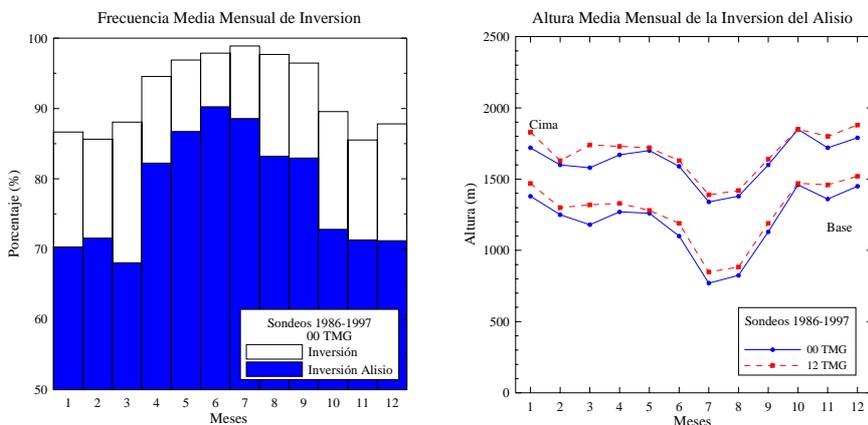
La presencia del mar de nubes (Figura 2.2) es una manifestación clara de la existencia de una potente inversión de temperaturas ocasionada por dos procesos complementarios, por un lado, los vientos alisios que soplan del NE transportando masas de aires húmedas y frescas que ascienden por causas orográficas, y por otro lado, un flujo del NW, asociado a la subsidencia, que se establece por encima de la inversión y que transporta aire seco de niveles altos.



Figura 2.2.- Mar de nubes sobre la Isla de Tenerife.

El mar de nubes se forma sobre los valles y las laderas de barlovento de la Isla de Tenerife con una frecuencia superior a la que se registra sobre los valles expuestos a sotavento. La variación diurna de la altura del mar de nubes está relacionada con el régimen de brisas diario, ya que durante la noche, si los vientos catabáticos¹ no son lo suficientemente fuertes como para hacer desaparecer el mar de nubes, sí provocan una disminución en su altura. En cambio, durante el día ocurre lo contrario, es decir, los vientos de ladera ascendentes que se activan por el calentamiento de la ladera, producen la elevación del mar de nubes.

La Figura 2.3 muestra la frecuencia mensual y la altura media mensual de la inversión del alisio. Estos datos han sido tomados de los sondeos realizados desde la Isla de Tenerife entre 1986 y 1997.



¹ Viento que se produce cuando las masas de aire frío descienden desde lo alto de las montañas al fondo del valle.

Figura 2.3.- La Figura de la izquierda representa la frecuencia mensual de la inversión del alisio a las 00 TMG² (La zona blanca de la figura representa la presencia de inversión; la zona azul las inversiones con una diferencia de humedad relativa entre la base y la cima superior al 20%). La Figura de la derecha representa la altura media mensual de la inversión del alisio a las 00 TMG y 12 TMG. [Torres et al., 2002a]

Como se puede observar en la gráfica de la izquierda de la Figura 2.3 la frecuencia máxima de la inversión, con una diferencia de humedad relativa entre la base y la cima de la inversión de más de un 20%, ocurre en verano en torno al 90% de los días y en un 70% de los días durante el período de invierno. La presencia de esta capa asegura la existencia de dos capas de aire bien diferenciadas, siendo la más baja, la más fría y húmeda, alcanzando entre un 50-60% de humedad asociada fundamentalmente a los vientos alisios y una capa superior más cálida y seca con una humedad que en ocasiones no alcanza el 20%.

En la gráfica de la derecha de la Figura 2.3 podemos ver que la altura de la base y de la cima del mar de nubes, y su espesor, tienen una variación estacional. En Julio y Agosto, la inversión se sitúa en niveles bajos (entre 770 y 1380 m) coincidiendo con un mayor espesor promedio (563 m) mientras que en Octubre y Enero, la inversión se eleva (entre 1360 y 1850 m) y el espesor promedio disminuye (358 m) [Torres et al., 2002a].

En cuanto a la variación diurna, cabe destacar el hecho de que la altura del mar de nubes es siempre mínima a las 06:00 horas debido a los vientos descendentes locales de montaña que se activan durante la noche, por lo que es curioso observar cómo al amanecer la Isla puede aparecer totalmente despejada, pero rodeada del estrato de nubes a partir de una distancia corta de la Isla, alcanzando el máximo hacia las 12:00 horas [Font, 1956].

El conocer diariamente las características del mar de nubes y su evolución a lo largo del día, es básico para poder interpretar de forma correcta las medidas de los diferentes componentes atmosféricos que se llevan a cabo en la estación de Izaña. La inversión actúa como una tapadera que evita de una forma bastante significativa la llegada a la estación de masas de aire procedentes de niveles bajos, potencialmente contaminadas por la actividad humana.

² TMG: Tiempo del Meridiano de Greenwich

CAPÍTULO III

DESCRIPCIÓN DE LA INSTRUMENTACIÓN

3.1.- Introducción.

En los últimos años se están utilizando con mayor frecuencia los radiómetros multicanal de ancho de banda moderada para la medida de radiación UV. Dadas sus características, estos instrumentos pueden considerarse a medio camino entre un espectrorradiómetro y un radiómetro de banda ancha (*broadband*), ofreciendo, en ciertas situaciones, ventajas frente a ellos. Tenemos también que subrayar aquí, que estos instrumentos están diseñados para medir la radiación solar (UV, VIS, IF....) global o sea con un campo visual (FOV) de 180 grados y no la componente directa de la radiación.

Los espectrorradiómetros de alta resolución, como es el caso de los *Brewer* o *Bentham*, proporcionan información completa sobre la radiación UV, el contenido total de ozono, el espesor óptico de nubes y el espesor óptico de aerosoles. Sin embargo, además de ser enormemente costosos, requieren la atención continuada de personal especializado para su mantenimiento, así como calibraciones y chequeos muchos más frecuentes.

Los denominados radiómetros "*broadband*" o de banda ancha tienen una respuesta instrumental cercana al espectro de acción eritemática pero la información que proporcionan es demasiado limitada. No son capaces de discernir entre variaciones de radiación UV causadas por variaciones en el contenido total de ozono total de las que son debidas a otras causas, tales como, la nubosidad o el albedo de la superficie. Otros inconvenientes de estos instrumentos es que los datos proporcionados no pueden ser convertidos en dosis de UV utilizando espectros de acción diferentes al del propio instrumento, y la incertidumbre en la función de la respuesta espectral puede provocar incertidumbres demasiado grandes en los datos finales, y por lo tanto, inaceptables para ángulos cenitales solares grandes [Mayer & Seckmeyer, 1996].

Entre ambos tipos de instrumentos se encuentran los radiómetros multicanal de ancho de banda moderada (rango espectral del orden de 5-10 nm). Estos instrumentos dan una información completa en varios canales del espectro UV y visible, que mejoran notablemente la información proporcionada por un *broadband* aunque nunca será tan precisa como la de un espectrorradiómetro [Torres et al., 2002b].

Los instrumentos que se han utilizado en este trabajo son el radiómetro multicanal de ancho de banda moderada, *NILU-UV* #009, del C.I.A.I. y el espectrorradiómetro *BENTHAM DM-300*, de la “University of Innsbruck, Institute of Medical Physics” (UIIMP).

3.2.- Radiómetro Multicanal de ancho de banda moderada *NILU-UV*.

3.2.1.- Descripción del Instrumento.

El *NILU-UV* es un radiómetro multicanal de ancho de banda moderada (Figura 3.1) que mide en varios canales del rango UV del espectro solar. Se caracteriza fundamentalmente por su fácil manejo, bajo mantenimiento y robustez al no poseer partes móviles. A pesar de su sencillez en su diseño posee un alto grado de versatilidad gracias al software de procesado que permite obtener, a partir de las medidas de irradiancia, el contenido total de ozono, las dosis de radiación biológicamente activa (PAR), el UV-A y el UV-B integrado y la transmitancia de las nubes (CLT).



Figura 3.1.- Radiómetro Multicanal de Ancho de Banda Moderada (*NILU-UV*) en la estación de Izaña.

3.2.2.- Principio de medida del Instrumento.

Los radiómetros *NILU-UV* están formados por dos módulos: la óptica de medida y la memoria interna (Figura 3.2). Ambos módulos se encuentran en el interior de un recipiente cilíndrico. (Diámetro 17.2 cm, Altura 19.5 cm, Peso 3.3 Kg)



Figura 3.2.- En la Figura de la izquierda podemos ver los 5 canales del rango UV y el canal correspondiente al PAR. En la Figura de la derecha vemos las tarjetas de control y la memoria interna del instrumento.

La óptica de medida del *NILU-UV* está formada por un difusor de teflón, diseñado para dar una buena respuesta coseno, por 5 o 6 filtros pasabanda según el modelo del instrumento, que seleccionan el rango de medida del espectro UV, y por un número igual de detectores fotosensibles de silicio. Estos detectores transforman la radiación entrante en impulsos eléctricos que son amplificados y digitalizados. A través de un control de temperatura interno, los detectores se mantienen a una temperatura constante de unos 40°C.

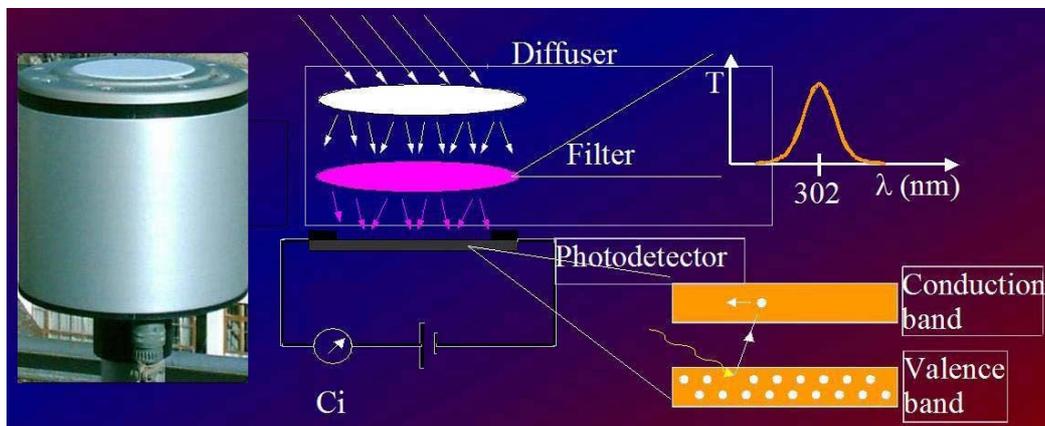


Figura 3.3.- Esquema de medida del radiómetro *NILU-UV* [Norsang, 2004].

El *NILU-UV* mide irradiancia global (directa + difusa) en 5 bandas del espectro UV con longitudes de onda centradas en 305, 312, 320, 340 y 380 nm respectivamente. Cada canal tiene un ancho de banda aproximado de 10 nm (*Full width at half maximum, FWHM*). Algunos modelos de radiómetros, tienen además, un sexto canal (400 - 700 nm) que cubre la radiación fotosintéticamente activa (*Photosynthetic Active Radiation, PAR*).

El instrumento realiza una secuencia de medidas para cada canal, almacenando estos datos junto con la temperatura en la memoria interna del mismo. Este ciclo, lo realiza rápidamente, por lo que podemos hablar de medidas simultáneas para todos

los canales. Las medidas se toman cada segundo y se almacenan promedios de 1 minuto durante 3 semanas a partir de las cuales comienza a borrarse los datos más antiguos. Para la adquisición de los datos y el funcionamiento del control de temperatura sólo es necesario una fuente de corriente de 24 W (12 V y 2 A máx.). Los datos guardados en la memoria interna pueden ser volcados a un ordenador a través del puerto RS-232 usando un programa de adquisición. Todas estas características dotan al *NILU-UV* de bastante autonomía de funcionamiento.

3.3.- El espectrorradiómetro *BENTHAM*.

El *Bentham* es un espectrorradiómetro doble monocromador (Figura 3.4) que mide tanto radiación espectral solar global como difusa. Posee una red de difracción de 2400 líneas/mm y una distancia focal de 600 mm. El rango espectral que puede medir abarca desde 290 hasta 600 nm, con una resolución espectral de 0.5 nm con una función instrumental de 0.47 nm (FWHM). Para la medida de radiación difusa utiliza una banda de sombra que se mueve sobre el difusor tapando la posición del Sol.

Estos espectrorradiómetros están formados por tres unidades básicas: un doble monocromador, un sistema óptico de entrada y un detector. La entrada óptica es una fibra óptica de cuarzo con un difusor de teflón.

Un fotomultiplicador será el encargado de medir la irradiancia a cada longitud de onda. Cuatro filtros evitan que el detector se sature. En cada momento el instrumento está controlado por un software de control que almacena en un ordenador toda la información de las medidas realizadas.



Figura 3.4.- Espectrorradiómetro *Bentham* DMT 300.
(Fuente: www.bentham.co.uk)

3.4.- Intercomparación *QASUME*.

En el campo de la medida de la radiación UV, las campañas de intercomparación de instrumentos (*Quality Assurance, QA*), son fundamentales para evaluar las metodologías utilizadas por los diferentes sistemas de medida, y poder así comparar niveles de radiación medidos por diferentes instrumentos en diferentes emplazamientos.

El estándar de referencia europeo para la medida de radiación solar UV es, en sí mismo, un proyecto cuyo objetivo principal es el desarrollo de un equipo de radiación solar UV que pueda ser transportado para validar las medidas realizadas en las diferentes estaciones europeas [Gröbner et al., 2006]. Este sistema se denomina *QASUME* (Quality Assurance of Solar Ultraviolet Spectral Irradiance Measurements). Las medidas de radiación UV global proporcionados por este aparato de referencia tienen una incertidumbre en torno al ± 4 % para las longitudes de onda comprendidas entre 300 y 400 nm [Gröbner & Sperfeld, 2005].

En el Observatorio Atmosférico de Izaña tuvo lugar entre el 1 y el 15 de Junio de 2005 una intercomparación *QASUME*. Los objetivos de esta campaña fueron evaluar los diversos métodos de calibración de radiación solar directa; comparar frente al estándar europeo de irradiancia UV, las medidas de radiación global y la evaluación de diversos factores como la sensibilidad de los instrumentos a la polarización en las medidas de radiación solar. En esta campaña participaron 15 espectrorradiómetros que se citan en la tabla 3.1.

Aristotle University of Thessaloniki	AUTH	Brewer
		CCD
University of Innsbruck, Institute of Medical Physics	UIIMP	<i>Bentham 300</i>
University of Manchester Institute of Science and Technological	UMIST	<i>Bentham 300</i>
		CCD
University of Hannover	UHAN	<i>Bentham 300</i>
Joint Research Centre	JRC	<i>Bentham 150</i>
Institute for Meteorology and Climate Research	IMK	<i>Bentham 300</i>
Observatorio Atmosférico de Izaña	INM	Brewer
		Brewer
		Brewer
		<i>Bentham 150</i>
Universidad de La Laguna	ULL	<i>Bentham 150</i>
		Optronic OL, 752

Tabla 3.1.- Instrumentos participantes en la campaña realizada en Izaña, Junio de 2005.

A pesar de no ser una intercomparación de radiómetros multicanal hemos aprovechado el desarrollo de esta campaña internacional, en la estación de Izaña, para

calibrar de forma absoluta el radiómetro multicanal *NILU-UV* y así poder comparar la irradiancia que mide el radiómetro con uno de los instrumentos participantes en la campaña, más concretamente, el espectrorradiómetro *Bentham DMT 300* de la “University of Innsbruck, Institute of Medical Physics” (UIIMP) [Bais et al. ,2005]. El objetivo es transferir la calibración del instrumento de referencia al radiómetro *NILU-UV*, y así poder conocer la incertidumbre en la medida asociada al radiómetro.

CAPÍTULO IV

MODELO DE TRANSFERENCIA RADIATIVA

4.1.- Características del modelo de transferencia radiativa (*UVSpec/LibRadtran*).

El modelo de transferencia radiativa utilizado en este trabajo es el *LibRadtran 1.2* (en adelante *UVSpec/LibRadtran*). Es un modelo de libre distribución que se encuentra disponible en la página web <http://www.LibRadtran.org>. Fue diseñado por Bernhard Mayer³, Arve Kylling⁴ y Ulrich Hamman⁵ aunque el desarrollo del modelo y algunas de sus aplicaciones son debidos a la contribución de diversos autores. Estas contribuciones se encuentran disponibles en la documentación del modelo en la página web reseñada.

La aplicación central del modelo es el ejecutable *UVSpec* (nombre original del modelo), el cual realiza los cálculos radiativos a partir de un fichero de entrada en el cual especificamos todas las variables que queremos modificar para el caso concreto que estemos estudiando. En este trabajo únicamente nos centraremos en aquellas variables que hemos utilizado para nuestra modelización ya que el modelo admite hasta más de 200 variables susceptibles de ser modificadas.

Solución de la ecuación de transferencia radiativa.

El modelo *LibRadtran* es un modelo multicapa que calcula el campo de radiación en la atmósfera terrestre resolviendo la *Ecuación de Transferencia Radiativa* (ETR) por diversos métodos. En la Figura 4.1 tenemos el esquema básico de cálculo del modelo *LibRadtran*. (Adaptado de [Mayer & Kylling, 2005]).

³ Deutsches Zentrum für Luft - und Raumfahrt (DLR), Institute für Physik der Atmosphäre (Germany).

⁴ St. Olavs Hospital, Trondheim University Hospital (Norway).

⁵ Norwegian Institute for Air Research (NILU), Kjeller (Norway).

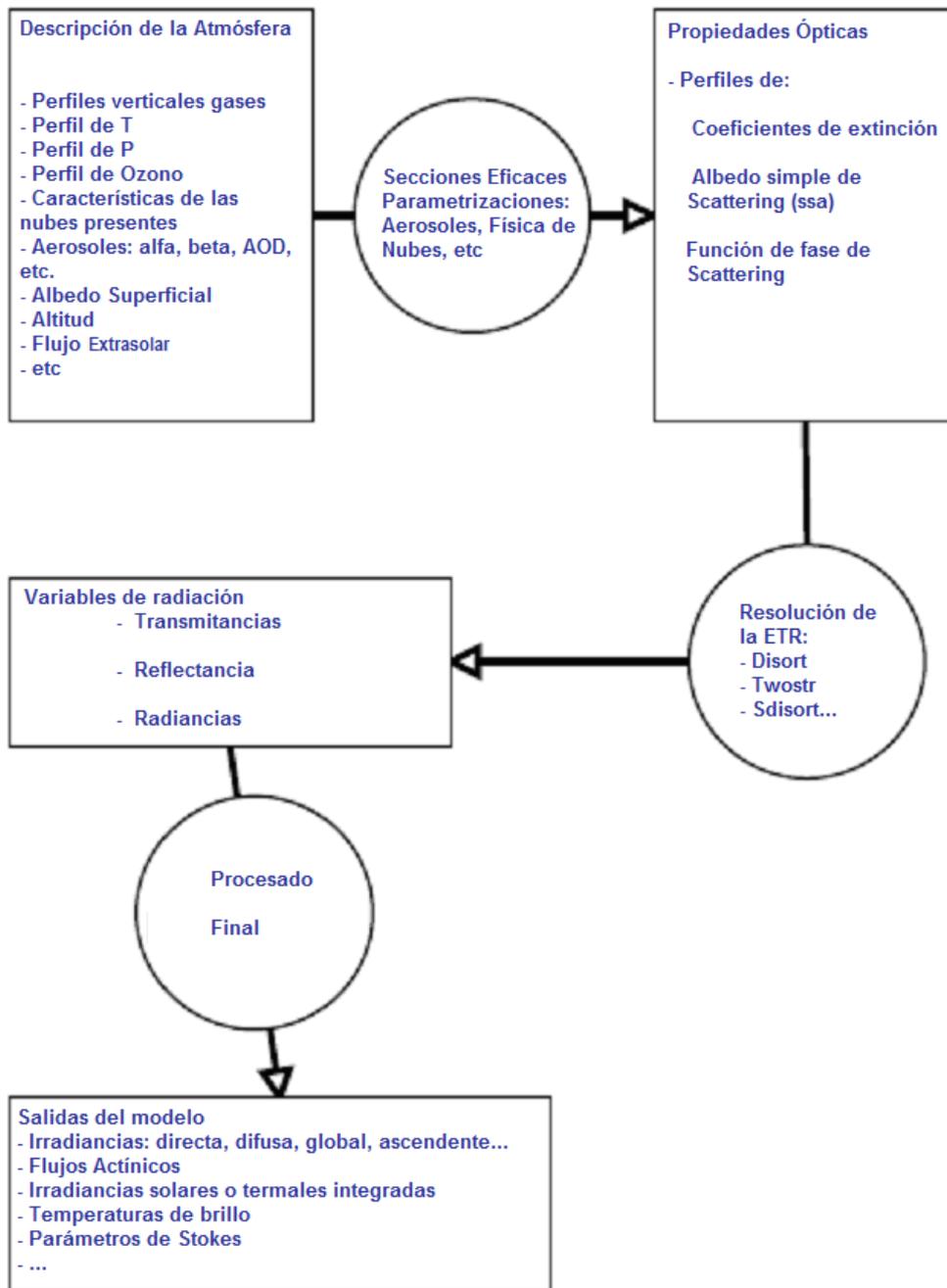


Figura 4.1.- Estructura del modelo *UVSpec/LibRadtran*.

La base del modelo es la resolución de la ETR, la cual para un medio dispersivo y no absorbente viene dada por:

$$\frac{dL}{\beta ds} = -L + J \quad (4.1)$$

$$J = (1 - \omega) B(T) + \frac{\omega}{4\pi} \int p(\Omega, \Omega') L(\Omega') d\Omega' \quad (4.2)$$

donde L es la radiancia en el lugar o punto (x,y,z) del medio, J es la denominada función fuente, β es el coeficiente de extinción, ω el albedo simple de scattering, p es la función de fase que cuantifica la redistribución de la radiación cuando un proceso de scattering desvía radiación desde la dirección Ω a Ω' y $B(T)$ es la función de Planck a la temperatura T . Existen numerosos métodos matemáticos para resolver la ecuación anterior.

En primer lugar queremos subrayar que como nosotros estamos interesados en la parte del espectro electromagnético de radiación solar UV, denominado en general rango de onda corta, frente a la onda larga o radiación terrestre, la Función de Planck puede despreciarse en la ecuación anterior. El problema a resolver es entonces una ecuación integro-diferencial en un medio dispersivo y absorbente. A diferencia de la mayoría de los modelos de transferencia radiativa, el *UVSpec* no se basa en un único método para resolver esta ecuación, sino que incluye 8 métodos de resolución en su versión libre (Tabla 4.1).

Solución ETR	Geometría		Referencias
Disort 1.3	1-D, PP	E,F,L	Stamnes et al. (1998)
Disort 2.0	1-D, PP	E,F,L	Stamnes et al. (2000)
Polradtran	1-D, PP	E,F,L	Evans and Stephens(1991)
Twostr	1-D, PS	E,F	Kylling et al. (1995)
Sdisort	1-D, PS	E,F,L	Dahlback and Stamnes(1991)
Spsdisort	1-D, PS	E,F,L	Dahlback and Stamnes(1991)
Mystic	3-D, PP	E,F,L	Mayer (1999,2000)

Tabla 4.1.- Soluciones de la ecuación de transferencia radiativa (ETR) implementadas en el modelo *UVSpec/LibRadtran*. [PP plano paraparalelo, PS plano pseudoesférico, 1-D 1 dimensión, 3-D 3 dimensiones, E irradiancia, F flujo activo, L radiancia, L (TOA) radiancia en la cima de la atmósfera].

Así, dependiendo del problema que se necesite resolver, el usuario puede fácilmente elegir el método más adecuado para sus fines.

En este trabajo el método de resolución utilizado es el denominado *Disort2*, abreviatura del algoritmo de resolución de la ETR por el método de ordenadas discretas [Stamnes et al., 2000], en el cual se hacen las siguientes suposiciones:

- Modelo unidimensional (1D).
- Estructura plano-paralela para la atmósfera.

En general las suposiciones del *Disort2* nos imponen una restricción a la hora de trabajar con ángulos cenitales solares mayores de 65° - 70° , a partir de los cuales hay que considerar modelos esféricos o pseudoesféricos (también incluidos en el *LibRadtran*).

La manera en la que el *LibRadtran* resuelve el espectro en el ultravioleta lo tenemos en la Figura 4.2, en el extremo superior izquierdo tenemos la transmitancia de baja resolución de la atmósfera, en el extremo superior derecho el flujo solar de alta resolución debido a [Kurucz, 1992] y en el extremo inferior el producto de ambos que da como resultado la irradiancia espectral.

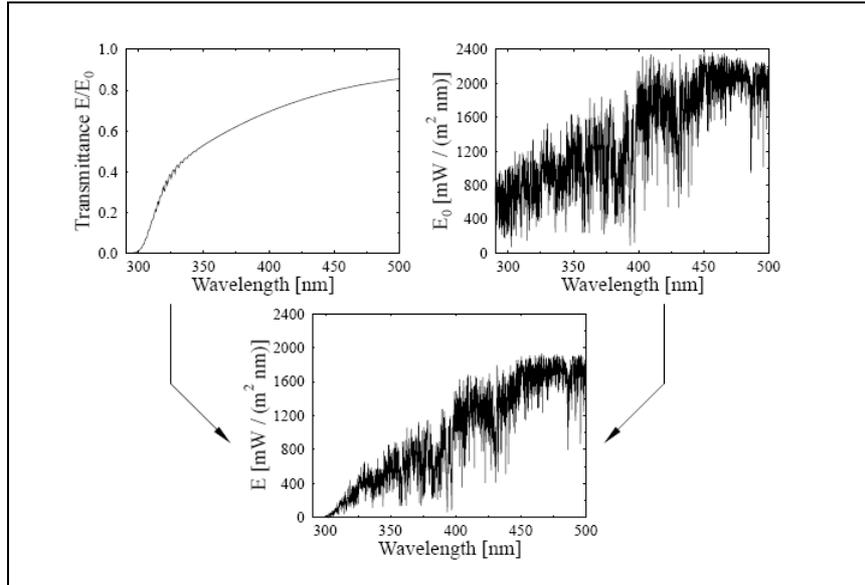


Figura 4.2.- Irradiancia espectral en el rango UV calculada con el modelo *UVSpec/LibRadtran*.

Al concentrarnos en el rango ultravioleta, es de notar que utilizamos irradiancias espectrales, en lugar de integradas, esto implica que el perfil de la atmósfera es bastante determinante en el resultado. En el *UVSpec/LibRadtran* tenemos la opción de definir nuestra propia atmósfera. Otro aspecto importante del modelo es su capacidad para incluir variables como la altitud del lugar, los aerosoles, las nubes, el perfil vertical de la atmósfera, etc.

A continuación detallaremos estas variables:

- a) Perfil vertical de atmósfera.- El modelo *UVSpec* incluye diferentes tipos de atmósfera, principalmente la atmósfera estándar [U.S Standard Atmosphere, 1976], la atmósfera de latitudes medias tanto de verano como de invierno, la atmósfera subantártica de verano y de invierno y la tropical. Estos perfiles contienen información detallada de la altura (km), presión (hPa), temperatura (K), densidad del aire, densidad de moléculas de ozono, densidad de moléculas de oxígeno, densidad de vapor de agua, densidad de moléculas de CO_2 y densidad de moléculas de NO_2 , todas estas densidades en $[\text{cm}^{-3}]$.

- b) La altura.- El modelo es capaz de calcular las irradiancias a lo largo de toda la atmósfera, desde el nivel del mar hasta el nivel más alto de la misma.
- c) Aerosoles.- Para realizar los cálculos del efecto de los aerosoles el modelo utiliza la metodología definida por Shettle [Shettle, 1989], aunque ofrece una gran versatilidad a la hora de modificar las variables fundamentales relacionadas con los aerosoles: Parámetros de Ångström (α y β), espesor óptico de aerosoles (AOD), Albedo de *scattering* simple (w_0), Parámetro de asimetría (g). También podemos modificar y dar de entrada los momentos de la función de fase del *scattering* por aerosoles, la distribución de tamaños de los aerosoles, sus índices de refracción, etc. Incluso es posible definir estos parámetros a lo largo de las capas de la atmósfera, si éstos estuvieran disponibles.
- d) Las nubes.- En cuanto a las nubes, el modelo permite definir tanto nubes de agua como de hielo, aunque nos centraremos en las primeras únicamente. Las propiedades microfísicas de las nubes se pueden definir, bien a partir de las parametrizaciones debidas a Hu y Stamnes [Hu & Stamnes, 1993] o a la *Teoría de Mie*. Nos hemos decantado por la primera debido a que la segunda requiere un gran tiempo computacional. El modelo permite la definición de las altitudes a las que se encuentran las nubes, el grosor, la profundidad óptica de las mismas, así como la porción del cielo que cubren. Esto es de forma absoluta necesario si consideramos que por las condiciones de la estación de Izaña, la mayor parte del año tenemos el “*Mar de Nubes*” situado por debajo del lugar de observación.

4.2.- Parametrización del efecto de las nubes.

Las nubes influyen en propiedades radiativas tales como el albedo a longitud de onda corta, la emisión infrarroja y la absorción. Estas propiedades están bien correlacionadas con la distribución de tamaños de las gotas y con el contenido de agua líquida que tenga la nube [Paltridge, 1974].

La distribución de tamaños de las gotas de agua depende de diversos y variados factores: el nivel de contaminación, la proximidad de grandes masas de agua y los pasillos aéreos. Todos estos factores pueden incrementar la cantidad de núcleos de condensación disponibles, pudiendo producir cambios importantes en la distribución de tamaños de las gotas.

El contenido de agua de la nube se puede ver incrementado por la temperatura de los océanos, en un océano templado es de esperar que la atmósfera contenga una mayor cantidad de agua, con el consiguiente aumento en la cantidad de agua que tendrán las nubes.

Los cambios en el contenido de vapor de agua A , y la distribución de tamaños de las gotas, $n(r)$, se considera que se producen de forma independiente [Slingo, 1989], lo cual permite estudiar ambos efectos por separado, facilitando la modelización de las propiedades radiativas en función de las propiedades microfísicas de las nubes.

Los parámetros ópticos que definen a las nubes: el coeficiente de extinción, el albedo simple de *scattering* y el parámetro de asimetría. La distribución de tamaños de las gotas es un proceso extremadamente lento que consume muchísimos recursos computacionales [Stephens, 1979]. Es por ello que se han planteado diversas parametrizaciones, que permiten un cálculo relativamente rápido y lo suficientemente preciso para evaluar los parámetros anteriormente señalados. Estos parámetros se calculan a partir de unos pocos parámetros microfísicos de las nubes, utilizando unas tablas precalculadas.

En este trabajo utilizaremos la parametrización de Hu y Stamnes, [Hu & Stamnes, 1993], en la cual se calculan el coeficiente de extinción, el albedo simple de *scattering* y el factor de asimetría.

Esta parametrización hace la suposición de que las gotas de agua son esféricas, definiendo por tanto el radio efectivo de las gotas, r_e , como un radio característico de las gotas que conforman la nube. Dada la distribución de radios de las gotas $n(r)$, el radio efectivo anterior se define como el cociente entre el tercer y el segundo momento de la distribución:

$$r_e = \frac{\int_0^{\infty} n(r)r^3 dr}{\int_0^{\infty} n(r)r^2 dr} \quad (4.3)$$

donde la distribución de radios en esta parametrización viene dada por la distribución gamma:

$$n(r) = \frac{N_0}{\Gamma(\gamma)} \left(\frac{r}{r_m} \right)^{\gamma-1} e^{-\left(\frac{r}{r_m}\right)} \quad (4.4)$$

donde N_0 es el número total de gotas de la distribución, Γ es la distribución gamma, r_m es un radio característico de la distribución y γ es un factor que depende de la forma de la distribución, de tal manera que un valor de γ grande implica una distribución más ancha.

En esta parametrización se calculan las propiedades ópticas en función de los valores de entrada que le demos al contenido total de agua A , y al radio efectivo r_e :

$$\begin{aligned} \beta &= A(a_1 \cdot r_e^{b_1} + c_1) \\ 1 - \omega &= a_2 \cdot r_e^{b_2} + c_2 \\ g &= a_3 \cdot r_e^{b_3} + c_3 \end{aligned} \quad (4.5)$$

donde las constantes a_i , b_i , c_i se calculan por interpolación en unas tablas dependiendo de la longitud de onda en la que estemos trabajando, el valor del radio efectivo y el contenido de agua. Los intervalos definidos en la parametrización que utiliza el modelo *UVSpec/LibRadtran* son los siguientes:

$r_e : (2.5 \mu m - 12 \mu m) =$ gotas pequeñas

$r_e : (12 \mu m - 30 \mu m) =$ gotas medianas

$r_e : (30 \mu m - 60 \mu m) =$ gotas grandes

El intervalo de longitud de onda se sitúa entre 290.0 nm y $150.0 \mu m$. En la Figura 4.3 representamos los valores de los parámetros anteriores para un contenido de agua de $A=0.1 \text{ g/m}^3$ y un radio efectivo $r_e=10 \mu m$, lo cual implica que debemos localizar las constantes correspondientes, a_i , b_i , c_i , en las tablas correspondientes a las gotas pequeñas.

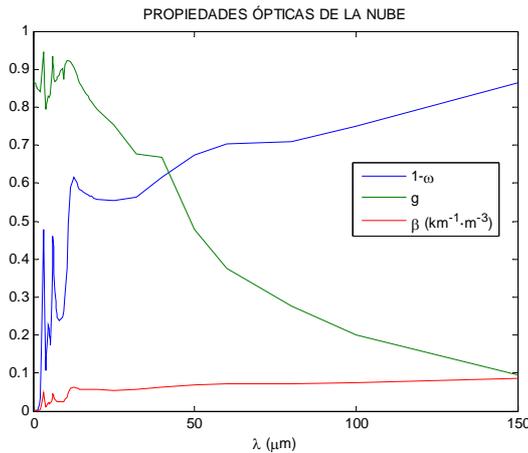


Figura 4.3.- Propiedades Ópticas de las nubes. La línea azul es la resta entre la unidad y el albedo de *scattering* simple, la línea verde es el parámetro de asimetría y la línea roja el coeficiente de extinción volumétrico.

Esta parametrización ha sido comparada con cálculos realizados por medio de la *Teoría de Mie*, mucho más precisa, arrojando unos resultados bastante ajustados, con diferencias entre ambos métodos inferiores al 3%, pero con una diferencia sustancial: el tiempo de cálculo. Se estima que la parametrización es varios miles de veces más rápida que el cálculo "exacto" con la *Teoría de Mie*.

En el caso de la estación de Izaña debemos considerar el hecho de que las nubes se encuentran la mayor parte del año por debajo del nivel de la estación, con lo cual la extinción por la nube no nos afecta.

4.3.- Descripción del modelo de transferencia radiativa (UVA-GOA).

El modelo de evaluación de la radiación UV utilizado en este trabajo, denominado UVA-GOA, fue desarrollado por el Grupo de Óptica Atmosférica de la Universidad de Valladolid (UVA-GOA) [Cachorro et al., 2000]. El objetivo principal de este modelo es estimar la irradiancia solar en el rango UV. Está basado en la solución de la ecuación de transferencia radiativa mediante un método dado por Ambartsumian [Sobolev, 1963] que obtiene unas expresiones analíticas bastante simples de la formulación y es bastante rápido computacionalmente.

El modelo considera la interacción entre el *scattering* (o dispersión) de moléculas y aerosoles pero la absorción es tratada como un efecto independiente del

scattering. Se estudió la aproximación de considerar los efectos de *scattering* de moléculas y aerosoles como independientes y los errores asociados a ellos y se observó una mejora al incluir la interacción [Cachorro et al., 2000].

A su vez el modelo solo considera una capa única para toda la atmósfera, es decir, considera la atmósfera como monocapa. Ello nos va a permitir que podamos introducir fácilmente los parámetros de aerosoles como parámetros de entrada del modelo obtenidos a su vez de medidas experimentales, o bien, podamos configurar fácilmente nuestro modelo de aerosoles, es decir, el espesor óptico de aerosoles τ_a (AOD), el parámetro de asimetría g , y w_o parámetro de *scattering* simple.

La irradiancia global a nivel del suelo sobre una superficie horizontal, para una posición del sol dada por un ángulo cenital solar (SZA), se puede expresar como la suma de su componente directa (D) proyectada sobre el plano horizontal más la componente o irradiancia difusa (Dif).

$$G(SZA) = D(SZA) \cos(SZA) + Dif(SZA) \quad (4.6)$$

Si dividimos esta irradiancia por las irradiancias en el límite de la atmósfera F_o y por el $\cos(SZA)=\mu_o$ tenemos las transmitancias correspondientes

$$T_G(SZA) = T(SZA) + t_{dif}(SZA) \quad (4.7)$$

Obsérvese que la transmitancia directa es $T(SZA) = \exp(-\tau m)$ donde τ es el espesor óptico total de la atmósfera y m la llamada masa óptica de la atmósfera, dada por $m = (\cos SZA)^{-1}$ o bien por una formulación más correcta como la de [Kasten & Young, 1989]. Este espesor óptico total puede obtenerse directamente de la medida de la irradiancia espectral directa. Hemos obviado la dependencia con la longitud de onda.

Modelización de la componente directa.

La irradiancia normal directa $F(\lambda)$ a nivel del suelo viene dada por la **Ley de Beer-Lambert-Bouguer**

$$F(\lambda) = F_o(\lambda) \exp\left(-\tau(\lambda)m \frac{P}{P_o}\right) \quad (4.8)$$

A su vez, el espesor óptico total de la atmósfera τ es la suma de los diferentes espesores ópticos debidos al *scattering* de moléculas o *scattering Rayleigh*, τ_R , el de aerosoles, τ_a , y la absorción de los diferentes gases en un intervalo espectral dado, τ_g

$$\tau(\lambda) = \tau_R(\lambda) + \tau_a(\lambda) + \tau_g(\lambda) \quad (4.9)$$

Esta también puede expresarse en la forma de multiplicación de transmitancias debido a cada efecto independientemente, en lugar de suma de espesores ópticos

$$T(\lambda) = T_R(\lambda) T_a(\lambda) T_g(\lambda) \quad (4.10)$$

Esta forma es mucho más práctica pues permite introducir la masa óptica m de cada efecto de forma independiente y también la propia función de transmitancia, más teniendo en cuenta el uso de fórmulas parametrizadas diferentes, para los distintos efectos o componentes atmosféricos.

a) Dispersión por moléculas. Espesor óptico de Rayleigh.

La expresión tomada para evaluar el espesor óptico de Rayleigh [Cachorro et al., 2000] viene dada por:

$$\tau_R(\lambda) = \frac{1}{117.2594\lambda^4 - 1.3215\lambda^2 + 0.00032 - 0.000076\lambda^{-4}} \quad (4.11)$$

b) Dispersión por aerosoles. Espesor óptico de aerosoles.

La atenuación de aerosoles se ha realizado utilizando la formulación de Ångström dada por

$$\tau_a(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (4.12)$$

Esta formulación, muy adecuada en el rango visible, se ha probado también en el rango UV [Cachorro et al., 2000], [Vergaz et al., 2002]. Ello nos llevará a determinar que opción es la más adecuada para estimar el efecto de los aerosoles en el intervalo espectral UV, si introducir directamente el espesor óptico en el UV o bien los dos parámetros de Ångstrom, o bien algún tipo de combinación de ambas [Vilaplana, 2004].

Absorción selectiva.

Solo hemos considerado la absorción del ozono O_3 , en la región 280-320 nm, correspondiente a las bandas de Hartley (200-310 nm) y Huggins (300-350 nm). Las secciones eficaces tomadas en el modelo son las Molina y Molina (1986) para una temperatura de 298 K. Se han considerado también la de Bass and Paur [Bass & Paur, 1985], para tres temperaturas diferentes 295, 243 y 228 K, que presentan una resolución de 0.05 nm, por lo cual convolucionamos con la función rendija del Brewer, muestréándolos finalmente con un paso de 0.5 nm. Las diferencias debidas a las temperaturas son muy pequeñas. El espesor óptico de absorción del ozono es por tanto

$$\tau_{o_3}(\lambda) = C_{o_3}(\lambda) l m \quad (4.13)$$

donde C_{o_3} son los coeficientes de absorción del ozono en cm^{-1} (o las secciones eficaces en cm^2); l es el contenido de ozono en UD (Unidades Dobson, cm) y m es la masa óptica. La transmitancia de absorción se obtiene de este espesor óptico teniendo en cuenta que no se considera interacción absorción-scattering.

Modelización de la transmitancia global.

En la mayoría de los planteamientos de la solución de la ecuación de transferencia radiativa en un medio dispersivo sin absorción (selectiva) se suele separar las componentes directa y difusa. Así la componente directa se obtiene mediante la ecuación de Beer-Lambert-Bouger (Ecuación 4.8), y la componente difusa por la solución de la ecuación de transferencia radiativa para esta componente. En el caso del método de *Dos flujos* se sigue el mismo procedimiento, pero en este caso se puede incluir o no la componente directa y por tanto obtener el flujo (o transmitancia) ascendente y descendente, bien de la componente difusa o de la componente global.

Formulaciones de la transmitancia global de *Rayleigh* y aerosoles.

En una atmósfera *Rayleigh* podemos igualmente separar la componente directa y difusa o bien calcular ya la transmitancia total debida a la irradiancia global, que hemos denominado transmitancia global. Para la determinación de esta transmitancia de moléculas se consideraron tres formulaciones diferentes. Finalmente se decidió tomar la debida a Sobolev (1963) y aplicada por Vermote y Tanré (1996) cuya expresión es:

$$T_g = \left(\frac{2}{3} + \frac{1}{m}\right) + \left(\frac{2}{3} - \frac{1}{m}\right) \frac{\exp(-\tau_g m)}{4/3 + \tau_R} \quad (4.14)$$

La diferencia entre ellas es analizada en [Cachorro et al., 2000].

La transmitancia de aerosoles T_a que hemos tomado para nuestro modelo viene dada por una expresión de Ambartsumian [Sobolev, 1963]

$$T_a(\mu) = \frac{(1-r^2) \exp\left(-\frac{k\tau_a}{\mu_o}\right)}{1-r_o^2 \exp\left(-\frac{k\tau_a}{\mu_o}\right)} \quad (4.15)$$

donde

$$r_o = \frac{k-1+w_o}{k+1-w_o} \quad k = \sqrt{(1-w_o)(1-w_o g)} \quad w_o \neq 1$$

Ambas expresiones pueden multiplicarse para obtener la transmitancia total de la irradiancia global conjunta de aerosoles y moléculas pero entonces no se considera la interacción entre ambos. La última expresión puede tomarse también para evaluar la transmitancia de la irradiancia global con la interacción donde el espesor óptico es ahora la suma de *Rayleigh* y aerosoles y donde g y w_o se deben evaluar para una capa conjunta de moléculas y aerosoles. Mas detalles sobre este modelo puede verse en la referencias citadas y en [Cachorro et al., 2000]. (Obsérvese que el modelo UVA-GOA se ha utilizado, tal cual fue diseñado para el espectrorradiómetro Brewer).

CAPÍTULO V

COMPARACIÓN DE MEDIDAS EXPERIMENTALES Y SIMULADAS POR DOS MODELOS DE TRANSFERENCIA RADIATIVA

5.1.-Comparación con el modelo *UVSpec/LibRadtran* y las medidas experimentales del espectrorradiómetro *Bentham*.

En este apartado vamos a comparar las medidas espectrales realizadas con el espectrorradiómetro *Bentham* (UIIMP) el día 1 de Junio de 2005 y las obtenidas con el modelo de transferencia radiativa para las mismas condiciones de medida. Esto permite mostrar la capacidad y potencialidad del modelo. Nos centraremos en este día porque es el primero de la campaña de intercomparación *QASUME*, anteriormente citada, y el que se utilizó para calibrar de forma absoluta el radiómetro multicanal *NILU-UV*, como veremos más adelante.

Las condiciones para modelar los espectros dependen de la situación y de las condiciones atmosféricas de la estación a lo largo del día. Las variables con las que hemos alimentado el modelo *UVSpec/LibRadtran* quedan resumidas a continuación.

La ecuación de *transferencia radiativa* (ETR) la resolveremos por medio del método de ordenadas discretas.

En concreto utilizaremos el algoritmo planteado por [Stamnes et al., 2000], el cual es conocido como *Disort2* en la nomenclatura del modelo. Tal y como se señaló en el Capítulo 4, el método *Disort2* recomienda no utilizar este método para SZA mayores de 70° [Dahlback & Stamnes, 1991].

El espectro extraterrestre es un parámetro fundamental en todo modelo de transferencia radiativa. Éste va a condicionar la forma y la precisión del espectro que obtendremos, y por tanto la concordancia entre las medidas experimentales y los espectros obtenidos con el modelo. Debemos elegir espectros extraterrestres con igual resolución espectral que los espectros medidos, por ello el espectro solar debe convolucionarse con la función rendija del instrumento de medida.

El modelo *UVSpec/LibRadtran* tiene implementada esta función, de tal manera que si le damos de entrada la función rendija del instrumento que estamos considerando nos realiza la convolución del espectro solar, ajustando por tanto la resolución del espectro obtenido a la resolución del espectro medido.

Para este trabajo hemos elegido un flujo extraterrestre suministrado por el propio modelo, el cual es conocido como *Atlas Plus Modtran*, [Woods et al., 1996]. Este espectro solar tiene una resolución de 0.05 nm y un rango espectral de 200 a 800 nm (Figura 5.1)

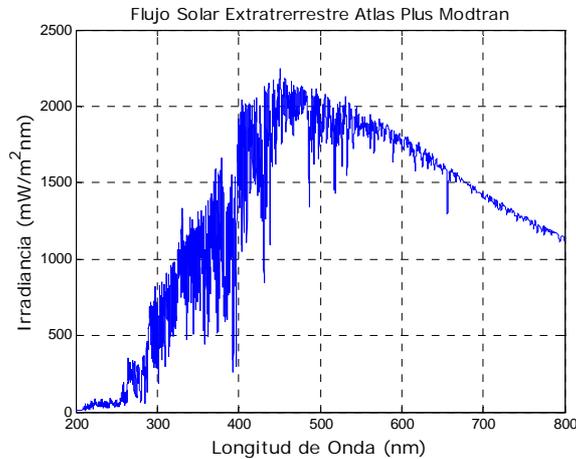


Figura 5.1.- Espectro solar extraterrestre "Atlas Plus Modtran".

El modelo *UVSpec/Libradtran* permite la introducción de perfiles verticales de la atmósfera del lugar de medida. Las variables que forman este perfil son las siguientes:

- Altura (km)
- Presión (hPa)
- Temperatura (K)
- Densidad del aire (cm^{-3})
- Densidad de moléculas de Ozono-Oxígeno-Vapor de Agua-CO₂-NO₂ (cm^{-3})

Para la obtención de los perfiles hemos utilizado los sondeos con los que se miden in situ la altura, la presión, la temperatura y la densidad de ozono. El programa de sondeos en Tenerife se inició como parte del programa de medidas de la estación de Vigilancia Atmosférica Mundial (VAW) de Izaña, en Noviembre de 1992. Los sondeos se realizan en la estación de radiosondeos de Santa Cruz de Tenerife, situada en el Centro Meteorológico Territorial de Canarias Occidental (36 m. s.n.m).

Dado que los sondeos se realizan de forma rutinaria una vez por semana como mínimo, independientemente de las condiciones meteorológicas que existen en cada momento, se puede considerar que los perfiles de ozono son representativos de las condiciones atmosféricas medias en la región de las Islas Canarias para cada época del año [Cuevas, 1995].

En la Figura 5.2 tenemos los diferentes perfiles de temperatura y de la densidad de moléculas de ozono con la altura que han sido obtenidos a partir del promedio de toda la serie de sondeos que se ha realizado en Santa Cruz de Tenerife desde el año 1992 hasta el año 2007, para el mes de Junio. El contenido de ozono es prácticamente constante en la troposfera y va aumentando con la altura hasta un máximo que

depende de la latitud y de la estación del año. Por encima de este máximo la cantidad de ozono decrece casi de forma exponencial con la altura.

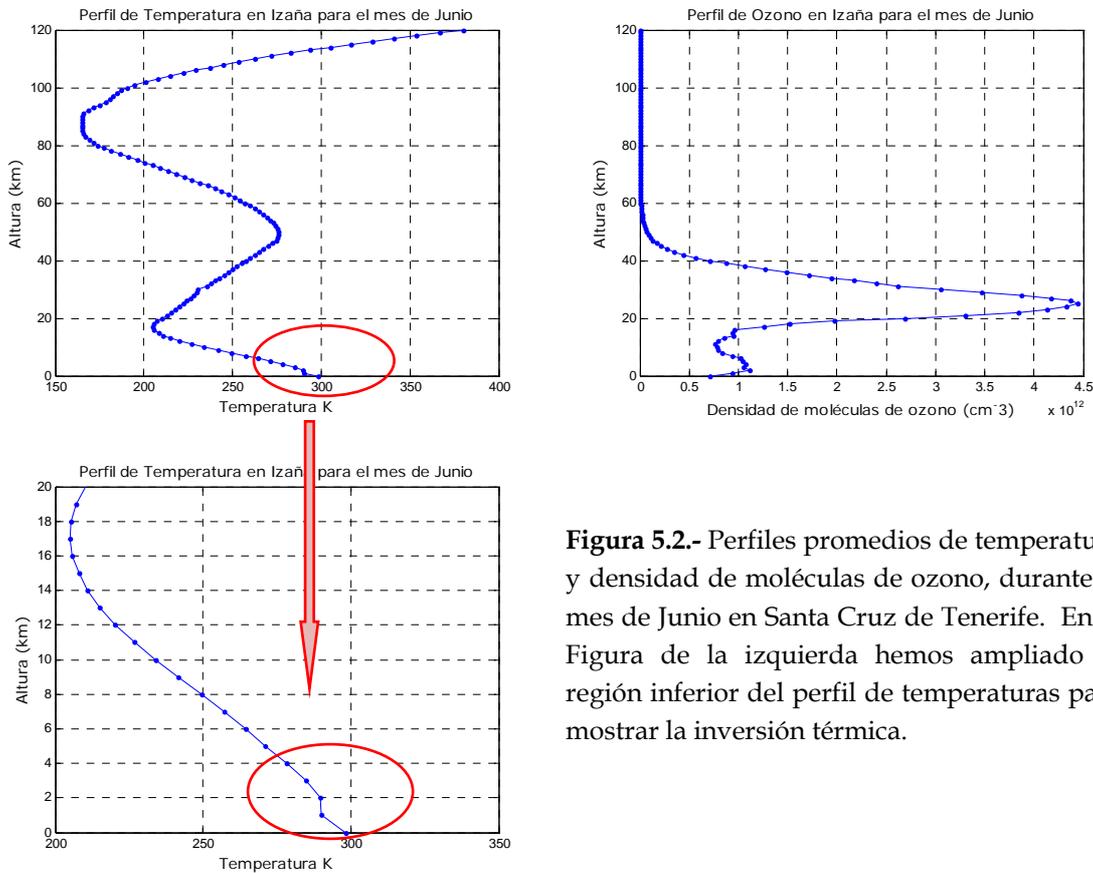


Figura 5.2.- Perfiles promedios de temperatura y densidad de moléculas de ozono, durante el mes de Junio en Santa Cruz de Tenerife. En la Figura de la izquierda hemos ampliado la región inferior del perfil de temperaturas para mostrar la inversión térmica.

El modelo *UVSpec/LibRadtran* incluye varias secciones eficaces de absorción para diferentes elementos, en el caso concreto del ozono, está incluida la de [Bass and Paur, 1985], [Macile et al., 1995] y [Molina & Molina, 1986]. Este método es sólo aplicable en el rango del espectro UV y parte del visible debido a que la transmitancia de la atmósfera varía con la longitud de onda, cuando ésta toma valores mayores.

En este trabajo se ha tomado la sección eficaz de Bass and Paur ya que es la sección que recomienda la Organización Mundial de Meteorología como referencia para los espectrorradiómetros Brewer, instrumento que nos va a proporcionar el valor de la columna total de ozono. Para la estación de Izaña el valor de ésta a lo largo del día no varía significativamente, con lo cual tomaremos el promedio diario para realizar las simulaciones. Para el día de estudio el valor utilizado es de 294 ± 1 UD (Unidades Dobson). Más información en la página <http://www.iberonesia.net>.

Otro de los parámetros fundamentales de los que depende la irradiancia son los aerosoles, en concreto, los parámetros que se le dan de entrada al modelo, son el espesor óptico de aerosoles (AOD, τ_A), el parámetro de asimetría (g) y el albedo de scattering simple (w_0).

El AOD es una magnitud adimensional que indica el poder que poseen las partículas de aerosoles para atenuar la radiación a una cierta longitud de onda, por lo que depende de la distribución de partículas, de la capacidad de atenuación de cada partícula, y por supuesto de la longitud de onda a la que se trabaje. En este trabajo, hemos tomado los valores de AOD medidos en la estación de Izaña que nos facilita la Red de Aerosoles AERONET (Aerosol Robotic Network). RIMA es la “Red Ibérica de Medida fotométrica de Aerosoles” que está federada en AERONET. Esta es pues una federación de redes de fotómetros para la medida de aerosoles con el objetivo de estudiar sus propiedades ópticas que permitan establecer su climatología y validar las medidas de satélite [Holben et al.,1998]. Actualmente cuenta con más de 200 estaciones repartidas por todo el planeta. La base de datos proporciona información sobre el espesor óptico de aerosoles a diferentes longitudes de onda, vapor de agua, y diversos parámetros radiativos y microfísicos obtenidos mediante algoritmos de inversión en estaciones con muy diferentes condiciones y regímenes de aerosoles: marítimo, continental, ártico, de alta montaña, desértico, etc.

Los datos de espesor óptico de aerosoles se clasifican en tres niveles de calidad. El nivel 1.0 está constituido por las medidas brutas, el nivel 1.5 es la serie de la que se han eliminado las medidas afectadas por la nubosidad, mediante un algoritmo automático y el nivel 2.0 son los datos definitivos, una vez realizado una segunda calibración al instrumento. Los datos en cada uno de los tres niveles son archivados y distribuidos desde el GSFC (Goddard Space Flight Center) de NASA (National Aeronautics and Space Administration), y están disponibles a través de la web <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>.

En este trabajo, le hemos dado como parámetro de entrada al modelo los datos de espesor óptico de aerosoles a 500 nm del nivel 2.0 proporcionados por la Red AERONET (Figura 5.3).

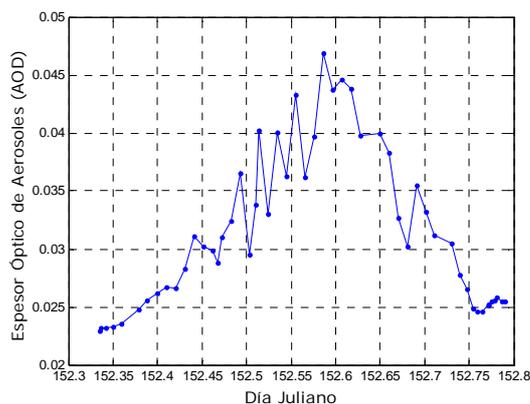


Figura 5.3.- Variación del espesor óptico de aerosoles a lo largo del día 01-06-2005 en la estación de Izaña (Fuente: Red de AERONET)

El valor máximo que alcanza el espesor óptico de aerosoles es 0.047 a las 14:00 de la tarde, mientras que el valor mínimo es a primera hora de la mañana 0.023. Este día se considera un día limpio ya que el valor de AOD máximo no alcanza el 0.05. Como podemos observar en la Figura 5.3 existe una variación importante en los valores

de AOD a lo largo del día, por lo que no es correcto considerar un valor promedio de espesor óptico de aerosoles [Romero & Cuevas, 2002].

Si nos fijamos en la Tabla 5.1 vemos como las propiedades ópticas típicas de los diferentes tipos de aerosoles troposféricos dadas por el modelo OPAC⁶, para 550 nm, no alcanzan valores tan pequeños, e incluso, los valores de aerosoles que se consideran limpios como es el caso de continental limpio, son valores mayores que los que tenemos nosotros para este día en particular.

Tipo de Aerosol	τ	Ω	g	$\alpha_{350-500}$	$\alpha_{500-800}$
Continental Limpio	0.064	0.972	0.709	1.10	1.42
Continental Promedio	0.151	0.925	0.703	1.11	1.42
Continental Contaminado	0.327	0.892	0.698	1.13	1.45
Urbano	0.643	0.817	0.689	1.14	1.43
Desértico	0.286	0.888	0.729	0.20	1.17
Marítimo Limpio	0.096	0.997	0.772	0.12	0.08
Marítimo Contaminado	0.117	0.975	0.756	0.41	0.35
Marítimo Tropical	0.056	0.998	0.774	0.07	0.04
Ártico	0.063	0.887	0.721	0.85	0.89
Antártico	0.072	1.000	0.784	0.34	0.73

Tabla 5.1.- Propiedades ópticas selectas de todos los tipos de aerosoles troposféricos del modelo OPAC, dadas para 550 nm, τ es el espesor óptico de aerosoles, ω el albedo de scattering simple, g el parámetro de asimetría y α es el parámetro de Ångström, para los intervalos espectrales (350-500 nm) y (500-800 nm).

Tanto el parámetro de asimetría (g) como el albedo de *scattering* simple (w_0) lo vamos a considerar constantes [Iqbal, 1983], dándoles el valor que está reflejado en la tabla 5.2.

El albedo superficial es probablemente la variable más problemática a la hora de simular los espectros en Izaña. Si el albedo superficial normal para la superficie de la estación de Izaña es del orden de 0.05 [De Backer et al.,2001], el hecho que exista el mar de nubes situado por debajo de la estación modifica esta situación significativamente. Esto conlleva una incertidumbre bastante ostensible en los valores de albedo que debemos utilizar. En el capítulo 6 discutiremos con más detalle la relación entre el albedo y el mar de nubes.

El rango de longitudes de onda en el que trabajamos es el rango UV (290-400 nm) con una resolución de 0.5 nm ya que el instrumento que estamos considerando de referencia (*Bentham*) tiene esta resolución espectral.

⁶ Modelo OPAC (Optical Properties of Aerosol and Clouds) Hess, M., Koepke, P. and Schult, I. *Properties of aerosols and clouds: The software package OPAC*. Bulletin of American meteorological Society, Vol. 79,5,831-844, 1998

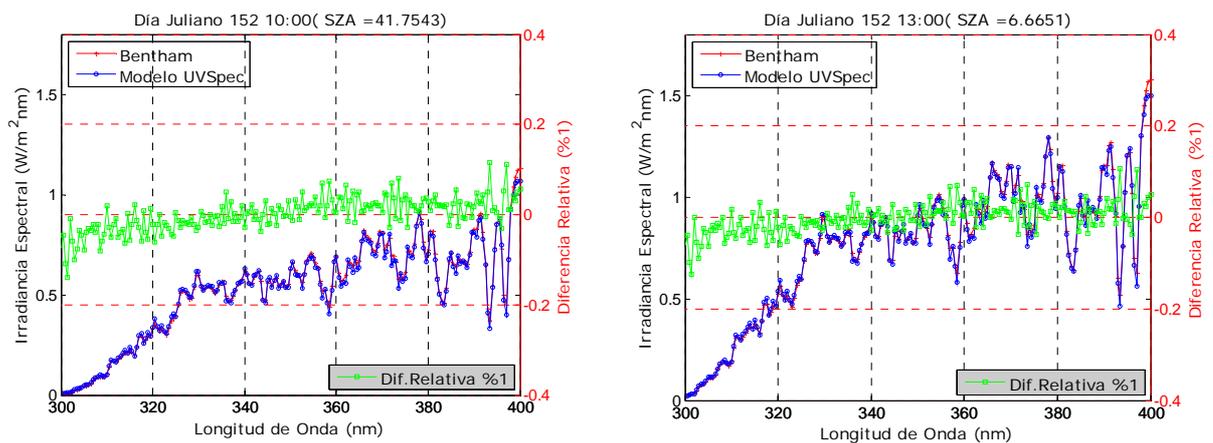
Comparación de medidas experimentales y simuladas por dos modelos de transferencia radiativa

Simularemos los espectros medidos a lo largo del día, teniendo en cuenta las condiciones atmosféricas que se dieron en la estación de Izaña. Los parámetros de entrada que se le han dado al modelo están reflejados en la tabla 5.2.

Hora	SZA(°)	Albedo Superficial	AOD
8:00	67.83°	0.35	0.022
9:00	54.88°	0.25	0.024
10:00	41.75°	0.18	0.026
11:00	28.59°	0.20	0.029
12:00	15.76°	0.20	0.029
13:00	6.66°	0.28	0.036
14:00	14.41°	0.25	0.046
15:00	27.13°	0.12	0.039
16:00	40.29°	0.05	0.032
17:00	53.43°	0.05	0.031
18:00	66.40°	0.05	0.024
Ozono(UD)	g	w_o	
294	0.85	0.90	

Tabla 5.2.- Parámetros de entrada que se le han dado al modelo para simular los espectros, medidos experimentalmente con el espectrorradiómetro *Bentham*. (g es el parámetro de asimetría y w_o es el albedo de *scattering* simple).

La Figura 5.4 muestra los espectros obtenidos en la simulación, aquí sólo exponemos algunos SZA (41.75°(10:00), 6.66°(13:00), 27.13°(15:00), 53.43°(17:00), el resto de los espectros simulados se podrán consultar en el anexo A.



Comparación de medidas experimentales y simuladas por dos modelos de transferencia radiativa

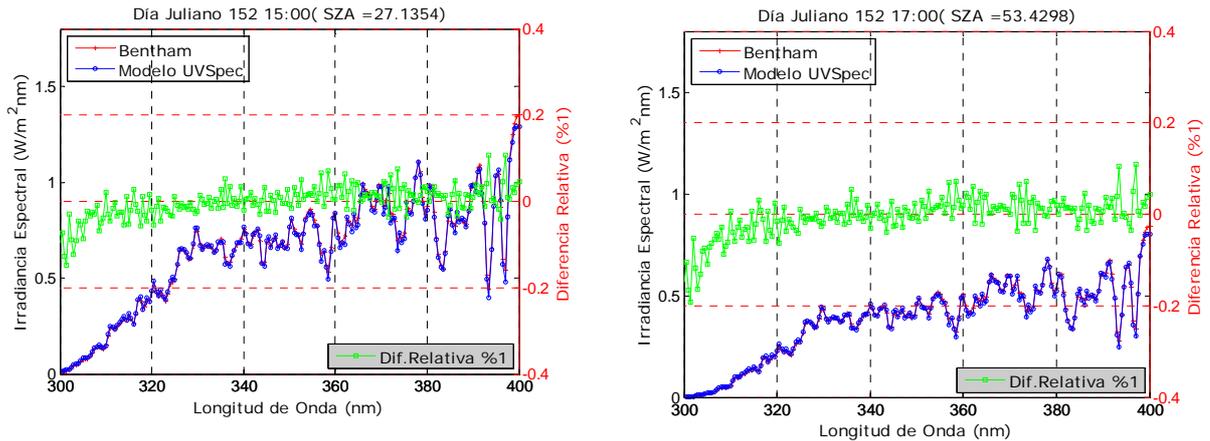


Figura 5.4.- Comparación entre los espectros experimentales medidos con el *Bentham* y los simulados con el modelo *UVSpec/LibRadtran*, a diferentes SZA a lo largo del día 01-06-2005. La línea roja representa los espectros experimentales del *Bentham*, la línea azul los espectros obtenidos con el modelo y la verde la diferencia relativa (en tanto por 1), entre ambos espectros, tomando de referencia los espectros experimentales en cada momento del día.

Según podemos observar en la Figura 5.4 los espectros simulados, tienen en general una buena concordancia con los espectros medidos experimentalmente, estando en torno al $\pm 8\%$, pero siempre alrededor del cero, excepto en el rango comprendido entre 300-310 nm, donde aparecen valores de la diferencia relativa claramente negativos, es decir, en este rango espectral la irradiancia simulada con el modelo es superior a la que midió experimentalmente el espectrorradiómetro.

Las simulaciones correspondientes a mayores SZA muestran una mayor diferencia relativa, disminuyendo ésta a medida que el ángulo cenital disminuye, es decir, a medida que nos vamos acercando al mediodía solar, donde hemos obtenido las diferencias relativas menores.

Todos los espectros muestran una tendencia similar en lo que a las diferencias relativas se refiere. A 300 nm la diferencia relativa es del orden de 0.17 - 0.2 (17% - 20%), disminuyendo progresivamente hasta los 320 nm, donde las diferencias relativas son menores al 0.03 (3%) manteniéndose en estos valores hasta 350 nm. A partir de aquí sufre fluctuaciones hasta 400 nm, alcanzándose valores de hasta 0.05 (5%). A 393 nm y 396 nm aparecen dos picos en las diferencias relativas que alcanzan el 0.12 (12%). Estas longitudes de onda corresponden a las líneas de absorción del Calcio Ionizado del espectro solar. Por tanto estas diferencias tienen su origen en el espectro extraterrestre que utilizamos, el cual ya recoge estas absorciones.

En general todos los espectros muestran mayores diferencias relativas en las longitudes de onda menores. Este efecto está de acuerdo con lo mostrado por diversos autores. Bernhard y Seckmeyer [Bernhard & Seckmeyer, 1999], describen una incertidumbre en las medidas en el ultravioleta, del orden del 6% en el UV, pudiendo alcanzar el 15% a 300 nm para un ángulo cenital de 60° . Evidentemente la simulación del espectro también tiene su incertidumbre, lo que contribuye al error cometido al

modelar los espectros. [Schwander et al., 1997] y [Weihs & Webb, 1997] muestran que las incertidumbres en el modelado de los espectros tienen su origen principal en la propia incertidumbre de los parámetros de entrada del modelo, ya que éstos también provienen de medidas experimentales, las cuales tienen su propio error. Estos autores cuantifican el error cometido en aproximadamente el 5% si existen medidas de los parámetros de aerosoles, mientras que este error alcanza entre el 10-15% si no hay disponibilidad en las medidas de aerosoles. Además muestran que la principal fuente de error es la incertidumbre en el conocimiento del valor de la columna total de ozono.

En la tabla 5.3 tenemos los promedios de las diferencias relativas en las regiones del UV-A y el UV-B.

Hora	SZA(°)	Media UV-B	Std UV-B	Media UV-A	Std UV-A
8:00	67.83°	-2.52	3.43	1.48	4.06
9:00	54.88°	-4.63	3.24	0.77	3.53
10:00	41.75°	-3.95	3.40	1.19	2.93
11:00	28.59°	-3.19	3.31	1.38	2.78
12:00	15.76°	-3.17	3.28	1.86	2.79
13:00	6.66°	-3.10	3.17	0.77	2.72
14:00	14.41°	-2.92	3.26	0.63	2.63
15:00	27.13°	-3.97	3.95	1.03	2.65
16:00	40.29°	-4.99	4.62	0.96	2.63
17:00	53.43°	-5.58	5.26	0.94	2.67
18:00	66.40°	-5.67	4.47	0.59	2.80

Tabla 5.3.- Diferencias relativas en tanto por ciento obtenidas al comparar los espectros simulados y los medidos experimentalmente con el *Bentham*. (Rango UV-B [300–320 nm] y el rango UV-A [320–400 nm]).

En ella observamos claramente que la diferencia relativa media disminuye en la radiación UV-A frente a la UV-B, es decir cuando aumenta la longitud de onda. En todos los casos o valores del SZA la diferencia relativa es menor, así a las 18:00 horas en el UV-B tenemos una diferencia relativa promedio de -5.67%, mientras que en el UV-A es de 0.59%. En torno al mediodía solar tenemos una diferencia relativa en el UV-B de -3.10% y en el UV-A de 0.77%.

En general las diferencias relativas en el UV-B están siempre por encima del 3%, mientras que en el UV-A es siempre menor que el 2% y en la mayoría de los casos está por debajo del 1.2%.

5.2.- Comparación a nivel espectral del modelo *UVSpec/LibRadtran* y del modelo *UVA-GOA* y las medidas experimentales.

A continuación vamos a comparar los modelos de transferencia radiativa, *UVA-GOA* y *UVSpec* frente a las medidas experimentales realizadas con el espectrorradiómetro *Bentham* el día 1 de Junio de 2005 en la estación de Izaña.

Estos dos modelos presentan diferencias importantes en el método utilizado a la hora de realizar la simulación, las cuales se resumen a continuación:

- El modelo *UVA-GOA*, es un modelo monocapa y plano-paralelo, por tanto han de darse sobre esa capa los parámetros “*input*” que la alimentan para evaluar la transmitancia global: contenido vertical de ozono, espesor óptico de aerosoles, AOD, y parámetro de asimetría. También precisa la presión en la altitud donde va a evaluarse la irradiancia para reducir a esa altitud el espesor óptico de *Rayleigh* que está parametrizado al nivel mar.
- El modelo *UVSpec*, es un modelo multicapa y por tanto deben darse los perfiles de esos elementos. Más aún, como el *UVSpec* permite como opción introducir cantidades totales (por ejemplo, el espesor óptico total de aerosoles, cantidad de ozono, etc.), y su escalado a un perfil elegido, no hay diferencia relevante entre ambos modelos en ese aspecto. Ambos modelos permiten calcular la irradiancia en cualquier altitud de la atmósfera, solo que el modelo *UVA-GOA* no lo da en un solo paso de ejecución como el *UVSpec* en el caso de evaluarlo a la vez en varias altitudes.
- En el modelo *UVA-GOA* la solución de la ETR se ha obtenido a través de una metodología de dos flujos donde se obtiene una ecuación paramétrica de la transmitancia global de la atmósfera, como se ha explicado en el capítulo 4.
- El modelo *UVSpec* permite seleccionar varios métodos para resolver la ETR (*ERT solvers*). El método aquí utilizado ha sido el de ordenadas discretas y por tanto es más exacto. Este método permite evaluar el *scattering* múltiple de aerosoles y la interacción de *scattering* entre moléculas y aerosoles, cosa que no hace el *UVA-GOA*. Este aspecto es una de las mayores diferencias entre ambos. El *UVSpec* también tiene como opción una solución de dos flujos. Hemos comprobado una mejor comparativa entre ambos modelos cuando se toma esta opción pero sobre este tema debemos seguir trabajando.
- La forma de tratar la absorción (nos referimos aquí solamente a la absorción del ozono) también es ligeramente diferente en ambos modelos. Aunque la función de transmitancia es la misma (ecuación 4.13), los coeficientes utilizados son diferentes, como ya se ha mencionado, y la forma de tratar la interacción *absorción-scattering* también, sobre todo si estamos frente a *scattering múltiple*. Sobre esta parte del modelo se está trabajando y se pretende mejorar el modelo

UVA-GOA, pues de comparativas anteriores [Cachorro et al., 2002c] sabemos que éste sobreestima la absorción.

- El modelo *UVSpec* permite la introducción, como parámetro de entrada, de las nubes a cualquier nivel determinado de la atmósfera. El modelo *UVA-GOA* no contiene esta modelización de las nubes, pero es fácil poder asimilar esta parametrización que utiliza el *UVSpec*.

Mayor detalle sobre las características del modelo *UVSpec* pueden verse en [Mayer et al.,1997] ,[Mayer & Kylling, 2005], [Mayer et al.,2006] y del *UVA-GOA* en [Cachorro et al., 2000, 2002a,b,c]. Aunque hemos resumido las similitudes y diferencias básicas entre ambos modelos, estamos trabajando extensivamente en este tema. Tiene sentido comparar ambos modelos ya que ambos nos dan una determinada magnitud que queremos evaluar, la irradiancia global, directa y difusa, pero conceptualmente están diseñados bajo propósitos muy diferentes.

El *UVSpec* es realmente una librería o paquete de software (como ya se ha mencionado anteriormente) que trata de contener todas las posibilidades y el *UVA-GOA* es un modelo que trata de evaluar específicamente y de forma rápida y lo más preciso posible esas tres variables mencionadas. Cada uno por tanto tiene una misión y uso con objetivos muy diferentes, mientras el *UVA-GOA* se puede aprender a usar en una tarde, el *UVSpec* va a necesitar unos cuantos días al menos. Como ejemplo podemos decir que el *UVA-GOA* tiene 2 páginas de software y el *UVSpec* supera las 180 subrutinas, por lo que hay una diferencia abismal en tamaño entre los dos modelos. Una de las grandes ventajas que presenta el *UVA-GOA* es el tiempo de computación, que es muy inferior al del *UVSpec*.

Finalmente queremos mencionar que el *UVA-GOA* tiene otras versiones específicas, diseñadas para la evaluación de la radiación integrada o el UVI (caso del radiómetro YES), o espectral para el visible, infrarrojo cercano o ambos [Durán, 1997], [Vilaplana, 2004].

Las condiciones para modelar los espectros, como se ha dicho anteriormente, dependen de la situación y de las condiciones atmosféricas de la estación a lo largo del día. Los parámetros que se les dan de entrada a ambos modelos quedan reflejados en la tabla 5.2 de este presente capítulo.

La Figura 5.5 muestra los espectros obtenidos con ambos modelos en la simulación. Aquí sólo expondremos algunos SZA: 41.75° (10:00), 6.66° (13:00), 27.13°(15:00), 53.43°(17:00). El resto de los espectros simulados se podrán consultar en el anexo B.

Comparación de medidas experimentales y simuladas por dos modelos de transferencia radiativa

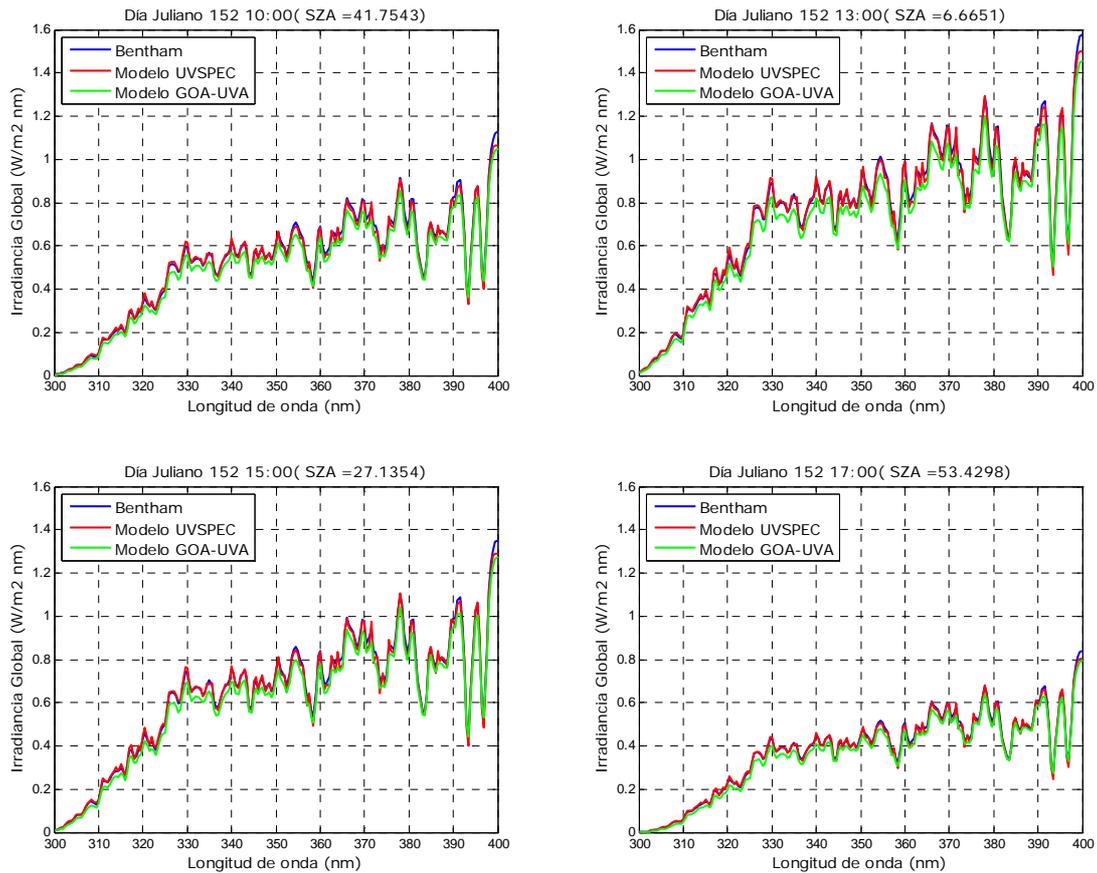
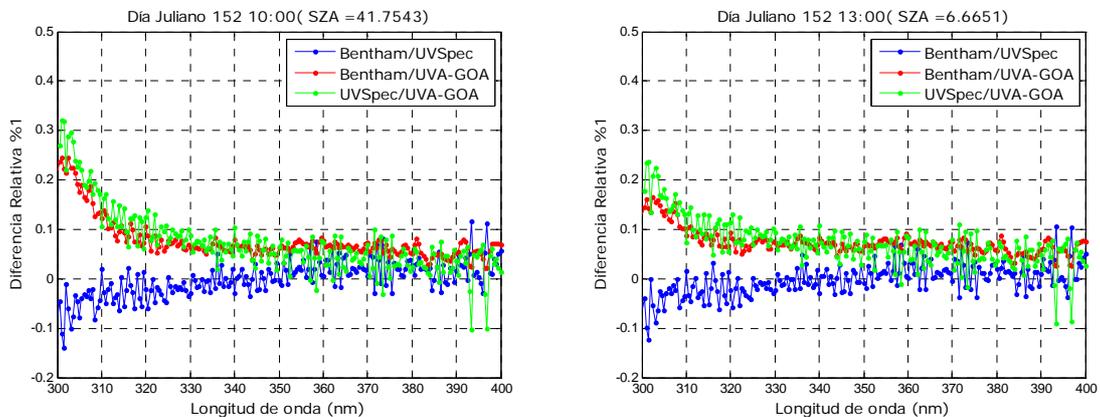


Figura 5.5.- Gráfica de los espectros experimentales medidos con el *Bentham* y los simulados con el modelo *UVSpec/LibRadtran* y el modelo *UVA-GOA*, a diferentes *SAZ* a lo largo del día 01-06-2005. La línea azul representa los espectros experimentales del *Bentham*, la línea roja los espectros obtenidos con el *UVSpec/LibRadtran* y la verde los obtenidos con el *UVA-GOA*.

Como podemos observar en las diferentes gráficas de la Figura 5.5, la irradiancia global evaluada por el modelo *UVA-GOA* es, en los cuatro casos (y en los no mostrados), menor que la que mide el espectrorradiómetro y menor que la da por el modelo *UVSpec*. Vamos a estudiar con más detalle las diferencias relativas que presentan los espectros (Figura 5.6).



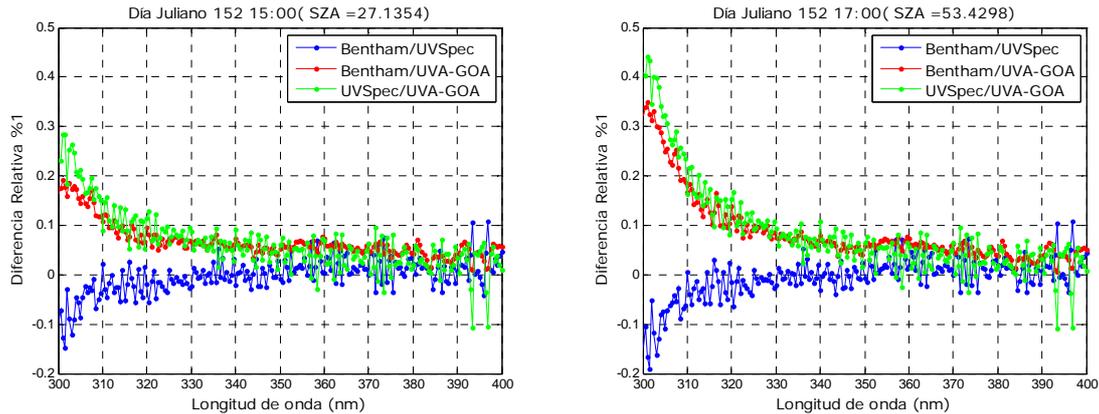


Figura 5.6.- Comparación entre los espectros experimentales medidos con el *Bentham* y los simulados con el modelo *UVSpec/LibRadtran* y el *UVA-GOA*, a diferentes SZA a lo largo del día 01-06-2005. La línea azul representa la diferencia relativa en tanto por 1, entre los espectros experimentales y los del *UVSpec*, la línea roja entre los espectros experimentales y los del *UVA-GOA* y la línea verde la diferencia entre ambos modelos.

En primer lugar, comentaremos las diferencias obtenidas al comparar los espectros experimentales medidos con el *Bentham* y el modelo *UVA-GOA*.

De la Figura 5.6 podemos concluir que a longitudes de onda menores de 320 nm la diferencia relativa va decreciendo desde un valor máximo comprendido entre 0.2 y 0.3 (20-30%) hasta, aproximadamente, un 0.1 (10%), en torno a los 320 nm. A partir de aquí la disminución es más suave, de tal manera, que a 400 nm, la diferencia no es mayor que 0.05 (5%).

Si tenemos en cuenta la variación de las diferencias relativas con el SZA, podemos concluir que entre las medidas experimentales y el modelo *UVA-GOA*, la mayor diferencia la vamos encontrar en aquellos SZA mayores, es decir, antes de las 10:00 (41.75°) y después de las 17:00 (53.43°), sobre todo en este último, donde en el intervalo comprendido entre 300- 320 nm la diferencia disminuye desde un 0.35 (35%) hasta un 0.1 (10%), aproximadamente.

Estas diferencias deben estar relacionadas con los dos factores fundamentales que diferencian a un modelo del otro, que son la utilización de los perfiles verticales en el *UVSpec* y la sobrestimación de la absorción por el *UVA-GOA*. Hay que tener presente que los perfiles utilizados en el modelo *UVSpec* no son perfiles estándares, sino que son perfiles obtenidos de medidas experimentales, y por tanto, específicos para la estación de Izaña. El problema del múltiple *scattering* no creemos que influya en este caso al usar valores de AOD tan extremadamente bajos.

Es notable el hecho de que éste es el primer estudio en el que se utiliza el modelo *UVA-GOA* para comparar con medidas experimentales en estaciones de alta montaña. En cambio, se ha utilizado en estaciones cercanas al nivel del mar, como es el caso de la Estación de Arenosillo (Huelva), donde el modelo ha demostrado unas

enormes prestaciones para estimar correctamente la radiación espectral global. [Cachorro et al., 2002a].

Ahora, si tenemos en cuenta las diferencias que hemos encontrado entre los dos modelos y habida cuenta de la comparativa anterior medidas-*UVSpec*, podemos concluir que presentan la misma tendencia que la encontrada entre el modelo *UVA-GOA* y los espectros del *Bentham*. Sólo, como podemos ver en la Figura 5.6, las diferencias relativas van a estar por encima de las obtenidas al comparar con los espectros experimentales, por ejemplo, a las 10:00 la diferencia relativa máxima entre el *Bentham* y el *UVA-GOA* es de 0.25 (25%) y entre el *UVSpec* y el *UVA-GOA* es de 0.32 (32%), en cambio si nos vamos a SZA más pequeño, esta diferencia disminuye hasta un 0.16 (16%) en el caso de la diferencia entre *Bentham* y el *UVA-GOA* y de un 0.23 (23%) cuando consideramos los dos modelos.

Consideramos que estas diferencias que presenta actualmente el *UVA-GOA* con respecto a medidas experimentales y con el *UVSpec* se deben disminuir, mejorando algunas características del modelo *UVA-GOA* y adaptándolo a las condiciones de la estación de Izaña.

CAPÍTULO VI

EFFECTO DEL MAR DE NUBES SOBRE LA IRRADIANCIA MEDIDA EN LA ESTACIÓN DE IZAÑA.

6.1.-Introducción.

Debido a su situación geográfica, los vientos dominantes en las Islas Canarias son los denominados *alisios*, que procedentes del NE llegan a las Islas tras un largo recorrido marítimo. Por ello estos vientos llegan cargados de humedad en las capas inferiores, formándose una capa de estratocúmulos con bases entre 500 y 700 m y topes sobre los 900 o 1500 m, limitados por una inversión térmica. Estas nubes bajas no cubren los puntos más elevados de las Islas más montañosas, por lo que se puede disfrutar entonces, desde las altas cumbres, de la espectacular visión del famoso "mar de nubes". Lo habitual es que por encima del mar de nubes la atmósfera se muestre libre de nubes y con una visibilidad excelente, asomando en el horizonte las cimas de las otras Islas (Figura 6.1).



Figura 6.1.- Manto de nubes, o más conocido como el *Mar de Nubes*, sobre la Isla de Tenerife. Además se aprecia una cubierta nubosa por encima del Pico del Teide.

En particular, dada la altura de la estación de Izaña podemos, decir que la estación presenta una gran peculiaridad, y es debido a que se encuentra situada a 2.370 m sobre el nivel del mar, está situada prácticamente situada todo el año por encima del *mar de nubes*. Esto es un factor muy importante que hay que tener en cuenta a la hora de estudiar la radiación, pues ésta se va a ver afectada por este fenómeno. Las nubes presentan un albedo o reflectancia bastante alta, que actúa de forma efectiva como un albedo de superficie.

Este mar de nubes presenta una evolución a lo largo del día, de tal manera que se va formando a lo largo de la mañana, para disiparse posteriormente a últimas horas de la tarde.

6.2.- Relación entre la reflectividad de las nubes y el albedo superficial.

Las nubes afectan a los flujos de energía solar y terrestre de diversas maneras. El resultado del efecto reflectante con respecto a la radiación solar y del efecto invernadero con respecto a la radiación terrestre depende de diversos factores: el tamaño de las gotas, la densidad de las nubes, espesor, altitud, temperatura, etc.

En el conjunto de la superficie del planeta se cree que el efecto neto de las nubes es el de enfriamiento. A partir de las diferencias observadas desde satélites de la radiación solar reflejada desde cielo con nubosidad y desde cielo despejados, se deduce que las nubes incrementan el albedo planetario, es decir, la reflectividad global, en un 15%, lo que supone una pérdida de 50 W/m². En compensación, se calcula que la retención por parte de las nubes de radiación infrarroja saliente supone globalmente una ganancia, o efecto invernadero, de unos 30 W/m², por lo tanto, el forzado radiativo resultante es negativo: -20 W/m².

Ahora bien, debido a la gran variabilidad de la cobertura de las nubes, y a otros aspectos teóricos incomprendidos sobre su microfísica, existe aún mucha incertidumbre respecto a esta cifra, por lo que la inclusión del efecto de las nubes en los modelos climáticos sigue siendo problemática y está sometida a continuos cambios. De hecho, el análisis de 19 modelos diferentes indica que una docena de ellos se alejan mucho de esta cifra, atribuyendo a las nubes un enfriamiento neto de más de - 30 W/m² [Cess, 2005].

Según la Ley de Kirchoff todo objeto que absorbe radiación es, a su vez, un emisor. Por lo tanto, las nubes también emiten radiación, hacia abajo y hacia arriba.

Según la Ley de Stefan-Boltzmann todo objeto cuya temperatura está sobre el cero absoluto emiten radiación (Ecuación 6.1) por lo tanto si lo aplicamos al caso de las nubes, el total de la radiación que emiten va a ser proporcional a la temperatura elevada a la cuarta.

$$E = \sigma T^4 \tag{6.1}$$

donde σ es la constante de Stefan Boltzmann $5.67 \times 10^{-8} \frac{W}{m^2 K^4}$

Como la temperatura del aire decrece con la altura, las nubes frecuentemente están más frías que la superficie terrestre que está situada justo por debajo de ella. En consecuencia la radiación que emite la cima de las nubes hacia arriba, es siempre menor que la radiación emitida por la superficie terrestre y retenida en la atmósfera por el manto de nubes. Esta es la esencia del potente efecto invernadero que ejercen las nubes. No sólo devuelven hacia abajo parte de la energía absorbida, sino que también

siempre dejan escapar hacia arriba una cantidad menor de energía que la energía terrestre previamente absorbida. No todas las nubes se comportan de igual manera. Las nubes que están más calientes emiten más radiación que las nubes que están más frías. Y como la temperatura del aire suele decrecer con la altura, resulta que las nubes más bajas suelen emitir más radiación que las nubes altas.

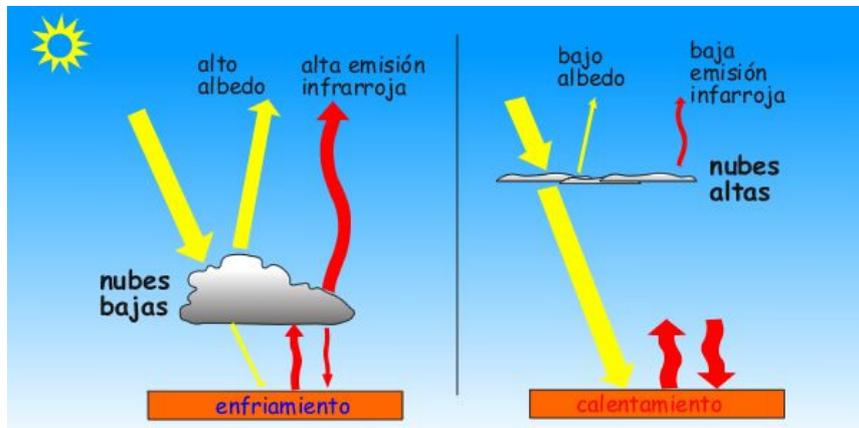
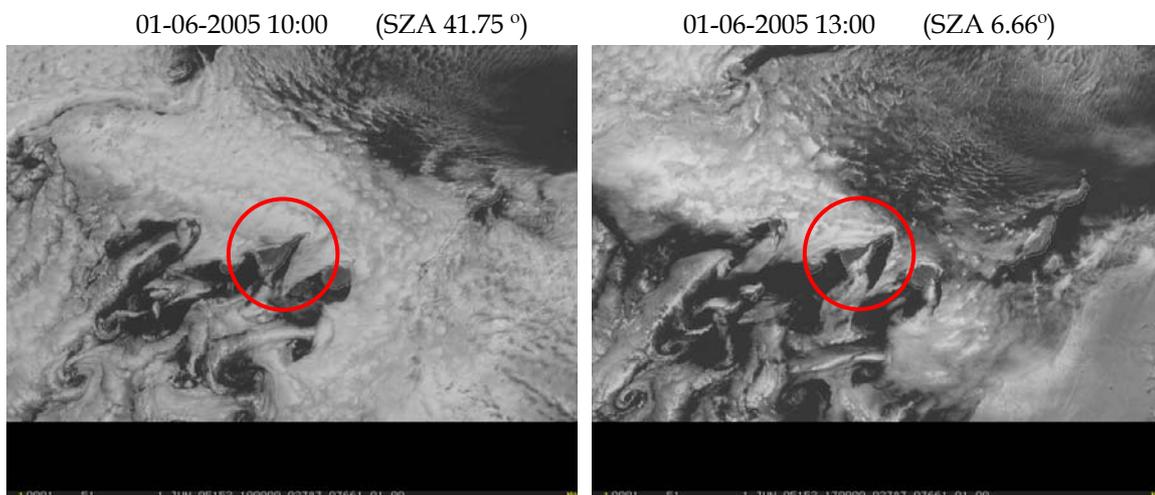


Figura 6.2.- Diferencias radiativas de las nubes según la altura. En la Figura de la izquierda tenemos nubes bajas espesas y de temperaturas cálidas reflejan mucha luz solar (flechas amarillas) y además emiten desde su cima abundante radiación infrarroja (flechas rojas) hacia el exterior. En la Figura de la derecha tenemos nubes altas y finas, de cristallitos de hielo, son transparentes a la radiación solar y su emisión infrarroja hacia el espacio es pequeña ya que su superficie está muy fría, por lo tanto, calientan la superficie.

6.3.- Sensibilidad del modelo *UVSpec/LibRadtran* a la variación de albedo en la estación de Izaña.

El día 1 de Junio de 2005, en la Isla de Tenerife hubo un mar de nubes muy variable a lo largo del día, como se puede observar en las imágenes de satélite (Figura 6.3). En ellas podemos observar el manto de nubes bastante homogéneo que hay a primeras horas de la mañana, y como se va disipando según van pasando las horas.



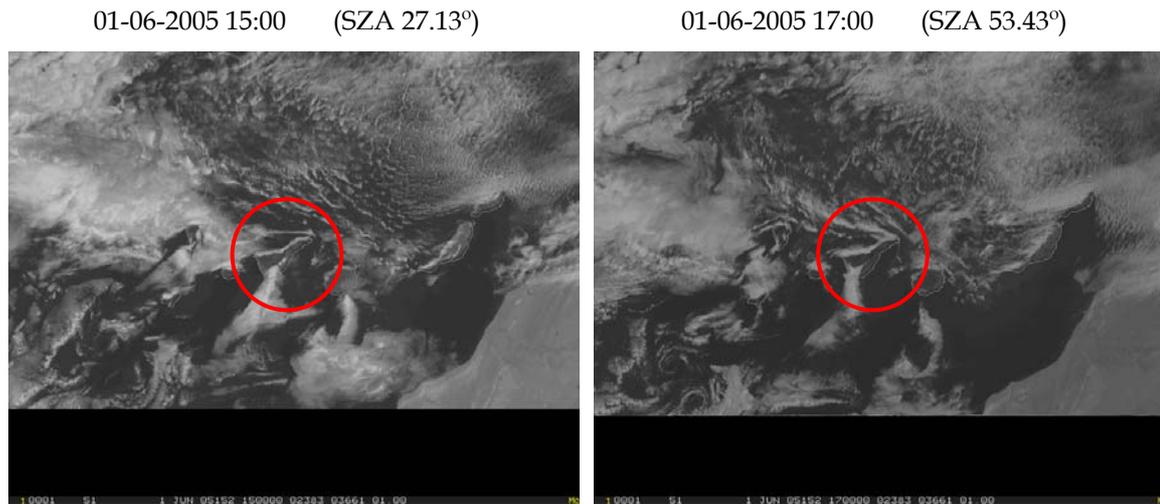


Figura 6.3.- Imágenes HRV (Visible de Alta Resolución) tomadas por el satélite MSG (Meteosat Segunda Generación) en la región de Canarias el día 01-06-2005 a las 10:00, 13:00, 15:00 y a las 17:00, respectivamente. En el círculo rojo está señalada la ubicación de la Isla de Tenerife.

En la Figura 6.3 se ve claramente que la Isla de Tenerife se ve afectada por un manto de nubes, sobre todo en las horas de la mañana.

En este apartado vamos a estudiar la sensibilidad del modelo, para un caso real en la estación de Izaña. Tomaremos un día despejado, con un valor extremadamente pequeño (del orden de la precisión o error del fotómetro de campo) de espesor óptico de aerosoles AOD, por lo que se puede considerar como un día limpio, y por lo tanto ideal para simular con un modelo de transferencia radiativa. Debemos mencionar que estos valores del AOD, alrededor de 0.01-0.03, representan los niveles de fondo de la estación y que dichos valores son muy frecuentes. Un estudio sobre la climatología de los aerosoles en columna en esta zona de estudio no existe todavía y nos ayudaría a conocer frecuencias de ocurrencia de esos valores de fondo, debido también a la alta frecuencia de intrusiones saharianas, que elevan los valores de AOD a niveles de 1.

En primer lugar, vamos a obviar que existe mar de nubes, y simulamos con un valor de albedo superficial igual al de la superficie de la tierra, es decir, 0.05 [De Backer et al., 2001]. El resto de parámetros que le damos de entrada al modelo se pueden consultar más detalladamente en el Capítulo 5, aquí sólo expondremos un resumen de ellos Tabla 6.1.

Hora	SZA(°)	Ozono (UD)	AOD	g	w _o
10:00	41.75°	294.4	0.026	0.85	0.90
13:00	6.6651	294.4	0.036	0.85	0.90
15:00	27.13	294.4	0.039	0.85	0.90
17:00	53.42°	294.4	0.031	0.85	0.90

Tabla 6.1.- Parámetros de entrada del modelo *UVSpec/LibRadtran*.

Dado que tenemos espectros experimentales del espectrorradiómetro *Bentham*, justo a las mismas horas en las que tenemos imágenes de satélite, haremos una comparación entre el espectro simulado y el experimental.

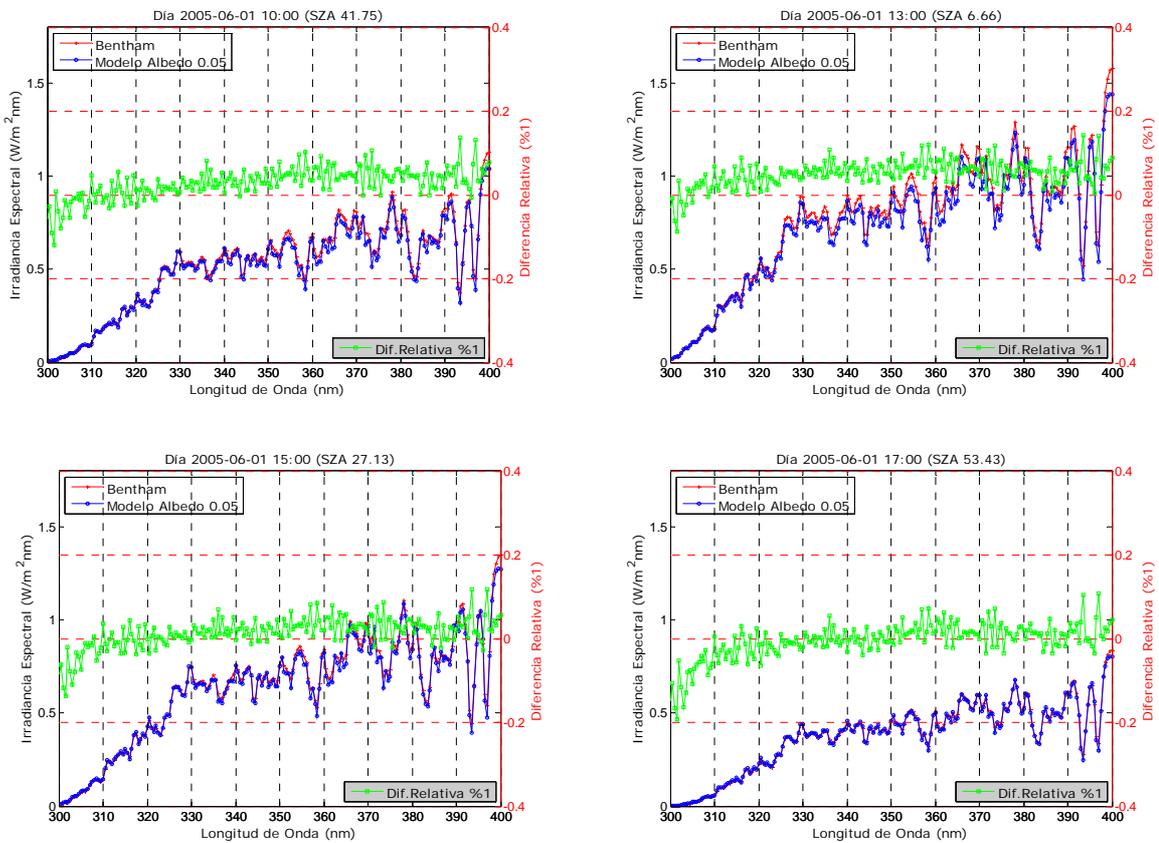


Figura 6.4.- Comparación entre los espectros experimentales medidos con el *Bentham* y los simulados con el modelo *UVSpec/LibRadtran* considerando un albedo superficial de 0.05, a las 10:00, 13:00, 15:00 y 17:00 del día 01-06-2005. La línea roja representa los espectros experimentales del *Bentham*, la línea azul los espectros obtenidos con el modelo y la verde es la diferencia relativa en tanto por 1 entre ambos espectros.

Según podemos observar en la Figura 6.4, si tenemos en cuenta las diferencias relativas, la menor diferencia entre los dos espectros es la que corresponde a las 17:00, donde la línea verde del gráfico se encuentra con valores más próximos a cero, cosa que no ocurre por ejemplo a las 13:00, donde las diferencias relativas a partir de 310 nm siempre están por encima de 0. Esto lo que nos dice, que por ejemplo, a las 13:00 el espectrorradiómetro *Bentham* está midiendo mayor irradiancia global que la que está simulando el modelo, mientras que a las 17:00 horas lo que nos dice es que prácticamente la irradiancia que está midiendo el instrumento coincide con la simulada.

Ahora el siguiente paso es considerar que tenemos mar de nubes y simular los espectros con estas condiciones, ya que las imágenes de satélite nos muestran un manto de nubes alrededor de la Isla de Tenerife.

El mar de nubes lo vamos a caracterizar teniendo en cuenta los siguientes parámetros, de acuerdo con las suposiciones de la parametrización de Hu and Stamnes, [Hu&Stamnes,1993], la cual hemos detallado en el modelo *UVSpec/LibRadtran* (Capítulo 4).

- Octas: Parte del cielo cubierta por nubes, por ejemplo, una octa equivale a una octava parte del cielo cubierto por nubes, cuando decimos cuatro octas estamos diciendo que la mitad del cielo está cubierto.
- Altitud de la cima y de la base del mar de nubes
- Radio efectivo de las gotas que forman las nubes
- Contenido de agua por unidad de volumen de las nubes

El tipo de nubes que forman el mar de nubes son *Estratocúmulos (Sc)*, estas nubes se presentan en la mayoría de las veces en forma de manto o capa de nubes blanquecinas con partes más oscuras. A veces originan precipitaciones de intensidad débil en forma de lluvia o nieve. Se forman frecuentemente como resultado de la estratificación de las partes altas o medias de cúmulos. Se desarrollan en ambiente atmosférico estable y son muy frecuentes en zonas de mar.

Estas nubes las vamos a caracterizar por la forma que presentan, la altura a la que se encuentra, así como por la parte del cielo que van a cubrir (octas). Esta información la podemos obtener a partir de los Boletines Meteorológicos que cada día rellenan los Observadores de Meteorología del Observatorio Atmosférico de Izaña. Así como de la información de Meteorología Aeronáutica obtenidos a partir de las estaciones de medida que se encuentran situadas en los dos aeropuertos que hay en Tenerife.

La cima del mar de nubes la vamos a constatar a partir de los sondeos que se realizan periódicamente en el Centro Meteorológico Territorial de Canarias Occidental (CMT) (Capítulo 5). El día 1 de Junio de 2005 se realizó un sondeo (Figura 6.5), con la que se puede conocer el perfil de temperatura y la humedad relativa (H.R.) en función de la altura. Como podemos ver en la Figura 6.5, la H.R. disminuye bruscamente a una altura aproximada de 1100-1200 metros, coincidiendo con la cima del mar de nubes. Además observamos la inversión térmica dada por el perfil de temperatura, entre los 1100 y 1300 metros.

El resultado de este sondeo sólo se va a utilizar para contrastar la información facilitada por los Observadores del Observatorio Atmosférico de Izaña ya que es una manera de corroborar a qué altura se encuentra la cima del mar de nubes. También hay que tener en cuenta que la Figura 6.5 corresponde a las 12:00 hora GMT, momento en el que el sondeo es lanzado, por lo que no nos serviría para estudiar la cima del mar de nubes, porque como hemos visto no permanece constante sino que varía a lo largo del día.

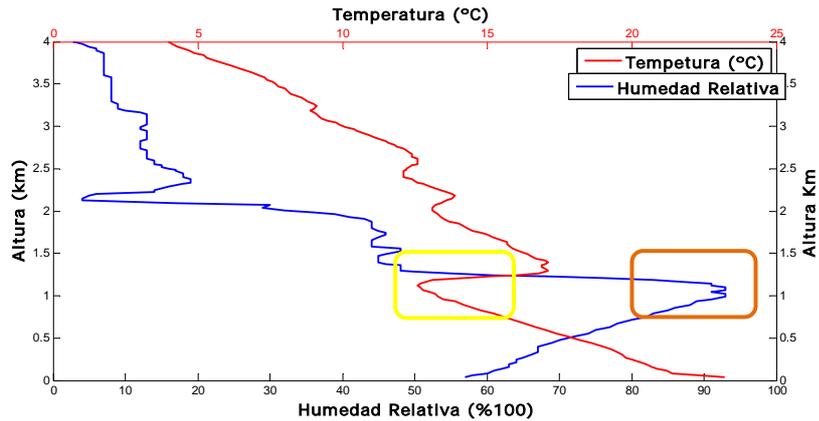


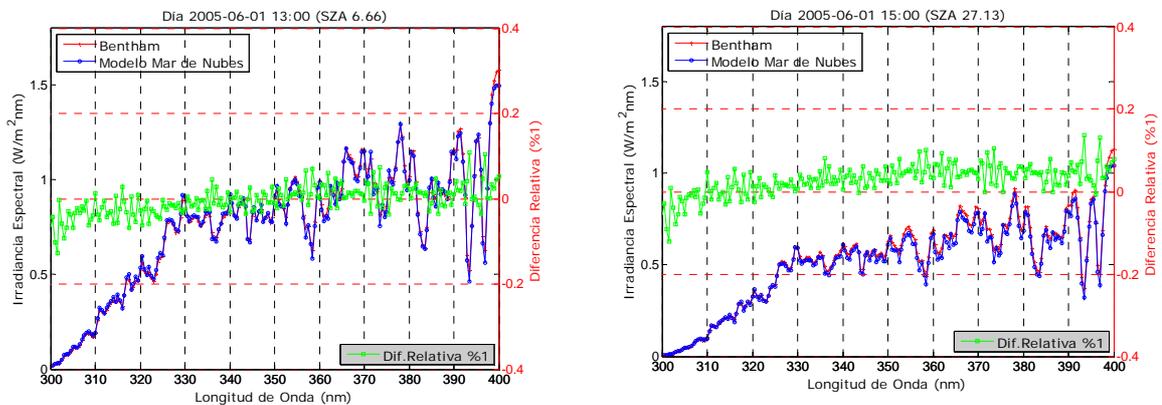
Figura 6.5.- La línea roja representa el perfil de temperatura con la altura y la línea azul el perfil de humedad relativa en función de la altura medido con el sondeo de Santa Cruz de Tenerife el día 1 de Junio de 2005. El cuadro amarillo señala la inversión térmica dada por el perfil de temperatura y el naranja señala el cambio en la humedad relativa que nos va a dar un valor aproximado de la cima del mar de nubes.

Los parámetros necesarios para realizar la parametrización de Hu & Stamnes como vimos en el capítulo 4 son el radio efectivo de las nubes y el contenido total de agua. Estos valores han sido obtenidos [Darias, 2001].

Para caracterizar el mar de nubes el día 1 de Junio de 2005 utilizaremos la información que viene detallada en la tabla 6.2.

Hora	Octas	Mar de Nubes	Radio Efectivo (μm)	Contenido de Agua (g/m^3)
10:00	3/8	800-1100 m	10	0.1
13:00	6/8	700-1100 m	10	0.1
15:00	3/8	800-1100 m	10	0.1
17:00	1/8	1000-1300 m	10	0.1

Tabla 6.2.- Características del mar de nubes para el día 01-06-2005 obtenidas a partir de las fuentes mencionadas anteriormente.



Octas 3/8	Octas 6/8
Albedo 0.05	Albedo 0.05
Altura de la base y la cima 800-1100 m	Altura de la base y la cima 700-1100 m
AOD 0.039	AOD 0.036
Ozono 294.4 UD	Ozono 294.4 UD

Figura 6.6.- Comparación entre los espectros experimentales medidos con el *Bentham* y los simulados con el modelo *UVSpec/LibRadtran* considerando mar de nubes, a las 13:00 y a las 15:00 del día 01-06-2005. La línea roja representa los espectros experimentales del *Bentham*, la línea azul los espectros obtenidos con el modelo y la verde es la diferencia relativa en tanto por 1 entre ambos espectros.

En la Figura 6.6 podemos ver como las diferencias relativas obtenidas al comparar los espectros experimentales y los espectros simulados, al considerar en éstos últimos, el efecto del mar de nubes, mejora considerablemente, si comparamos estos resultados con los obtenidos en la Figura 6.4.

En la Tabla 6.3 se muestran las diferencias relativas entre los espectros simulados y los experimentales para los dos casos de estudio anteriores, es decir, simulando sin considerar el mar de nubes y considerando éste.

Hora	SZA	Dif Relativa UV-B (300-320 nm)		Dif Relativa UV-A (320-400 nm)	
		Mar de Nubes	Albedo Sup. 0.05	Mar de Nubes	Albedo Sup. 0.05
10:00	41.75°	-4.07	0.039	1.11	3.937
13:00	6.66°	-3.68	1.88	0.53	5.87
15:00	27.13°	-5.11	-2.61	-0.09	2.437
17:00	53.43°	-6.748	-5.71	-0.031	0.808

Tabla 6.3.- Diferencias Relativas en % 100 de las diferencias relativas entre los espectros experimentales para los dos casos de estudio: a) Mar de nubes y b) Albedo en la superficie de la tierra de 0.05.

Como podemos observar en la tabla anterior, las diferencias relativas en el intervalo del UV-B son menores cuando realizamos la simulación con un albedo de la superficie de la tierra de 0.05. En cambio, esta diferencia es más pequeña en el rango espectral del UV-A cuando simulamos los espectros considerando mar de nubes.

Si nos fijamos a las 10:00 de la mañana podemos observar como las diferencias entre los dos espectros son menores y muy próximas a cero, cosa que no ocurría, cuando solamente modelábamos obviando el mar de nubes. Las gráficas que más se acercan, considerando los dos casos, son las de las 17:00 donde las diferencias coinciden, cosa que nos permite afirmar que el mar de nubes a esta hora concreta, no afecta en un alto grado a la irradiancia medida por los instrumentos en la estación. Por lo que, podemos concluir que el albedo que le aplicamos a la estación de Izaña a las 13:00 no puede ser el mismo que el que le apliquemos a las 17:00 ya que las condiciones de nubosidad han variado.

Hemos comparado los espectros experimentales con los obtenidos tras la simulación, para dos casos concretos, en primer lugar, considerando que el mar de

nubes no afecta a la medida de la irradiancia medida en la estación y por lo tanto, no considerando las nubes al modelar y en segundo lugar, introduciendo los parámetros de las nubes al modelo. Dados los resultados, nos hemos planteado hacer la simulación, en lugar de considerar el mar de nubes, considerar un albedo superficial que integre en un único valor la contribución de la Tierra y las nubes.

La simulación considerando el mar de nubes es más compleja y requiere de varios parámetros atmosféricos que hasta la fecha de este trabajo son difíciles de constatar con datos experimentales en la estación de Izaña. Por ello, simularemos dándole de parámetro de entrada al modelo el albedo de la superficie, teniendo en cuenta la cantidad de nubes que hay presentes en cada momento de la simulación, es decir, el área cubierta sobre la estación de Izaña, y sobre todo teniendo en cuenta que la presencia de nubes provocan un aumento en el albedo, debido a la reflectividad de las nubes [Kylling et al.,2000b].

El valor del albedo lo hemos tomado a partir de una de las salidas que nos ha dado el modelo *UVSpec/LibRadtran*, cuando realizamos la simulación considerando mar de nubes. Este albedo tiene una variación espectral como podemos ver en la Figura 6.7, alcanzándose un valor máximo de 0.29 a una longitud de onda de 326 nm.

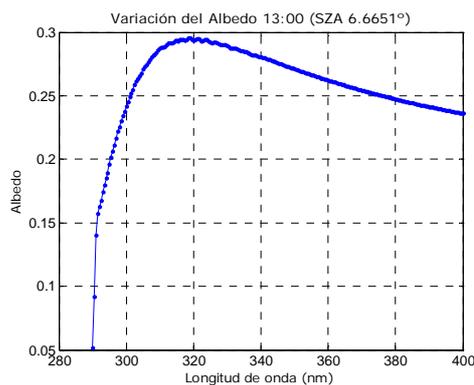
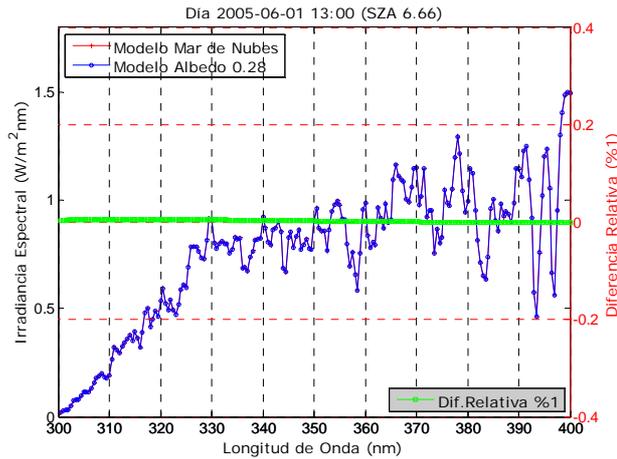
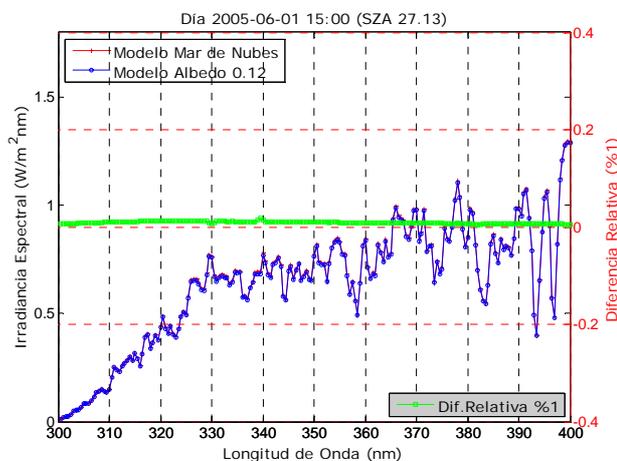


Figura 6.7.- Variación del albedo con la longitud de onda a un SZA de 6.66° . El promedio de este albedo de de 0.28.

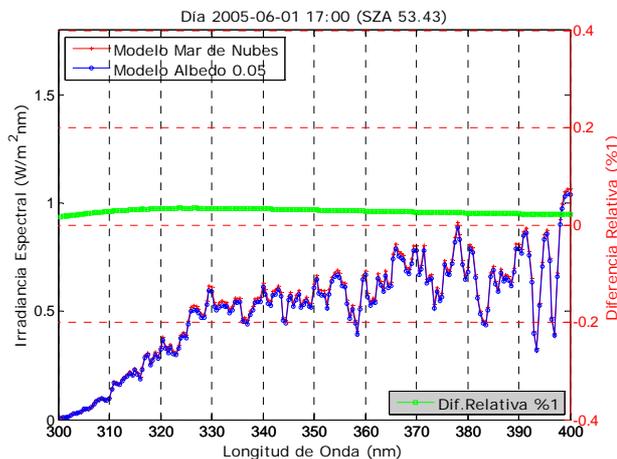
Dado que este albedo tiene un valor diferente para cada longitud de onda, hemos considerado un valor promedio en el rango de estudio, que por ejemplo, en el caso de la Figura 6.7 corresponde a un albedo de 0.28. Con este parámetro hemos vuelto a simular la irradiancia para ver si dicha aproximación es consistente con los resultados anteriores. Este proceso se ha realizado para las diferentes horas de estudio.



AOD 0.036	Ozono 294.4
w_0 0.90	g 0.85
Mar de Nubes	Albedo 0.05
	Base-Cima 700-1000 m
	Octas 6/8
Albedo	Albedo 0.28



AOD 0.039	Ozono 294.4
w_0 0.90	g 0.85
Mar de Nubes	Albedo 0.05
	Base-Cima 800-1100 m
	Octas 3/8
Albedo	Albedo 0.12



AOD 0.031	Ozono 294.4
w_0 0.90	g 0.85
Mar de Nubes	Albedo 0.05
	Base-Cima 1000-1300 m
	Octas 1/8
Albedo	Albedo 0.05

Figura 6.8.- Comparación entre los espectros simulados con el modelo *UVSpec/LibRadtran* considerando mar de nubes y considerando los diferentes valores albedo que hemos asignado a cada hora del día. La línea roja representa los espectros simulados con el mar de nubes, la línea azul los espectros simulados con albedo y la verde es la diferencia relativa (en tanto por uno) entre ambos espectros. A la derecha de los gráficos están los parámetros que hemos utilizado a la hora de modelar en cada instante.

Como vemos en las gráficas de la Figura 6.8 la diferencia relativa entre los espectros simulados con una albedo total mayor que 0.05 y con una capa nubosa es bastante próxima a cero, verificando así que el efecto que tiene la capa nubosa sobre la irradiancia global es similar al que produciría tener una superficie con un albedo mayor comprendido entre 0.12 - 0.28, según el caso. El valor de albedo que debemos introducir para poder modelar la irradiancia global depende del área cubierta por el mar de nubes, su proximidad a la estación, el grosor de la capa nubosa, el contenido de agua de la nube y el tipo de nube que conforman la capa nubosa.

Después de los resultados obtenidos, podemos concluir que introducir la capa de nubes que se encuentra situada por debajo de la estación de Izaña, en el modelo de transferencia radiativa y considerar un albedo superficial de la tierra de un valor de 0.05, da unos resultados muy similares a los que obtenemos si introducimos valores de albedo superficial más altos (Figura 6.8) y no consideramos mar de nubes. Por esta razón, hemos simulado los espectros en el Capítulo 5, utilizando un valor de albedo superficial que viene reflejado en la Tabla 5.2 del Capítulo 5.

CAPÍTULO VII

CALIBRACIÓN DEL RADIÓMETRO NILU-UV

7.1.- Introducción.

Las medidas tomadas por los radiómetros multicanal *NILU-UV* requieren, como requisito imprescindible, una adecuada calibración para obtener productos con un alto grado de fiabilidad. El proceso de calibración absoluta consiste en la determinación de una serie de coeficientes que nos permitan transformar el voltaje de salida registrado por el instrumento en unidades radiométricas (por ejemplo, W/m^2). Esta calibración debe realizarse periódicamente con el objetivo de corregir los posibles cambios que aparecen en la respuesta del instrumento.

Existen una gran variedad de métodos para obtener los coeficientes de calibración, lo que puede dar lugar a importantes diferencias en los factores de calibración calculados. Para evitar esta fuente de discrepancia y poder comparar las medidas proporcionadas por diferentes instrumentos, la Organización Meteorológica Mundial (OMM) está promoviendo la estandarización de los métodos de calibración de los radiómetros.

Uno de los métodos de calibración más usados consiste en la intercomparación de los radiómetros con un instrumento de referencia, utilizando como fuente radiativa el Sol. Se suele emplear como instrumento patrón un espectrorradiómetro Brewer o *Bentham*. Esta técnica es recomendada por el programa Global Atmosphere Watch (GAW) coordinado por la OMM [WMO, 1996].

Basándonos en este método, hemos calibrado de forma absoluta el radiómetro multicanal en la estación de Izaña, aprovechando que durante el mes de Junio de 2005 tuvo lugar en dicha estación una intercomparación internacional de espectrorradiómetros [Bais et al., 2005]. A raíz de la intercomparación se comparó el radiómetro *NILU-UV* con uno de los equipos que participó en la campaña, un espectrorradiómetro *Bentham* DMT300 perteneciente a la "University of Innsbruck, Institute of Medical Physics" (UIIMP).

7.2.- Calibración Absoluta de los Radiómetros Multicanal.

Los radiómetros multicanal de ancho de banda moderada, como hemos señalado en el Capítulo 3, y más concretamente los *NILU-UV*, miden en cinco canales dentro del espectro UV, con una longitud de onda central de 305, 312, 320, 340 y 380

nm para cada canal y con un ancho de banda de la función respuesta absoluta del filtro de aproximadamente 10 nm (*FWHM*). A partir de la función respuesta de cada uno de los canales (Figura 7.1), los radiómetros son calibrados frente a un espectrorradiómetro de referencia.

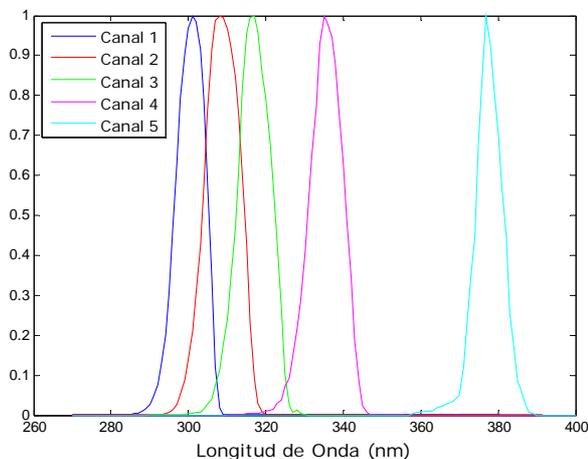


Figura 7.1.- Respuesta espectral relativa normalizada de los radiómetros multicanal NILU-UV

Para calcular la relación que existe entre los instrumentos intercomparados, hemos utilizado el procedimiento descrito por [Dahlback, 1996].

Este método consiste en comparar la señal de salida de cada uno de los canales del radiómetro NILU-UV (V_i) con la irradiancia solar UV obtenida simultáneamente por el espectrorradiómetro *Bentham*, multiplicada por la respuesta espectral de los filtros del radiómetro NILU-UV (Figura 7.1) e integrando esta distribución espectral.

La respuesta espectral absoluta de cada uno de los canales (i) viene dada por una función respuesta propia del instrumento NILU-UV en cada una de las bandas espectrales $R_i(\lambda)$ donde λ es la longitud de onda.

La señal medida por el detector de cada canal V_i debido a la irradiancia espectral $F(\lambda)$ se puede escribir como:

$$V_i = \int_0^{\infty} R_i(\lambda)F(\lambda)d\lambda \tag{7.1}$$

Cada uno de los canales del instrumento lo podemos calibrar en unidades absolutas (por ejemplo W/m^2nm) colocando el instrumento frente a una lámpara de calibración bajo las condiciones especificadas por el "National Institute of Standards and Technology" [Walker et al., 1987]. El voltaje de salida V_i en el canal i se puede relacionar con la irradiancia a una determinada longitud de onda, introduciendo una constante de calibración C_i que se puede determinar por la ecuación (7.2).

$$C_i = \frac{V_i}{F_{lamp}(\lambda)} \tag{7.2}$$

donde λ es la longitud de onda central de $R_i(\lambda)$. Sin embargo la forma del espectro de una lámpara (normalmente de 1000 W) es diferente del espectro solar. [Booth et al., 1994], demostraron que esta diferencia nos puede conducir a un error en la irradiancia solar medida para el canal centrado en 305 nm y con un ancho de banda de 10 nm, de hasta el 75% respecto a un espectrorradiómetro de alta resolución espectral. Además demostraron que usando el Sol como fuente de calibración en lugar de la lámpara, este error disminuye considerablemente.

Existe dependencia del producto $R_i(\lambda)F(\lambda)$ con el ángulo cenital solar (SZA) y con el contenido de ozono en columna que se puede transmitir al coeficiente absoluto calculado. Hemos representado la distribución espectral $R_i(\lambda)F(\lambda)$ para un canal centrado en 305 nm y un ancho de banda de 10 nm para diferentes valores de SZA y de columna total de ozono (Figura 7.2). Como se ve en la Figura 7.2 la irradiancia medida con el canal respecto a un espectrorradiómetro de referencia, dependerá de cómo varíen las condiciones atmosféricas durante la medida, y esto afecta al cálculo del coeficiente absoluto como veremos a lo largo de este trabajo.

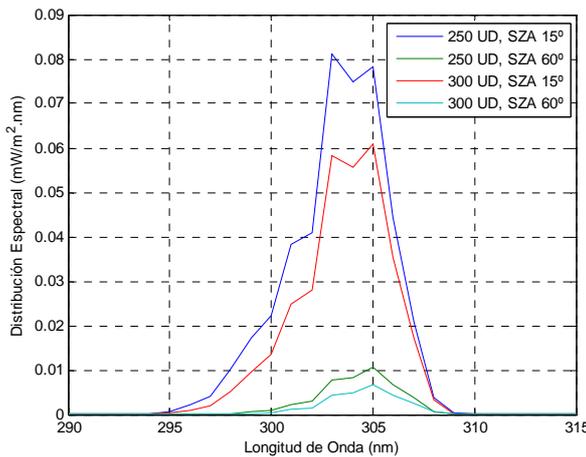


Figura 7.2.- Distribución espectral correspondiente al rango UV-B del producto $R(\lambda)F(\lambda)$ centrado en una longitud de onda de 305 nm y con un ancho de banda de 10 nm (FWHM) para diferentes valores de SZA y columna total de ozono.

La función que deberíamos conocer es la respuesta absoluta del canal, $R_i(\lambda)$, que puede ser escrita a partir de la respuesta espectral relativa $R'_i(\lambda)$ como aparece en la ecuación (7.3).

$$R_i(\lambda) = k_i R'_i(\lambda) \tag{7.3}$$

En esta ecuación, k_i es una constante que depende del instrumento que estemos considerando, por lo que la respuesta absoluta $R_i(\lambda)$ puede ser determinada si conocemos la constante k_i . Esta constante se puede calcular a partir de la siguiente expresión:

$$k_i = \frac{V_i}{\int_0^\infty R'_i(\lambda)F(\lambda)d\lambda} = \frac{V_i}{\sum_{k=0}^\infty R'_i(\lambda)F(\lambda)\Delta\lambda} \tag{7.4}$$

donde V_i es la señal recibida por cada canal i y $F(\lambda)$ es el espectro medido simultáneamente con un espectrorradiómetro de referencia. La fuente puede ser

considerada tanto una lámpara como el Sol. Si se utiliza el Sol como fuente de calibración, la medida debe realizarse alrededor del mediodía solar cuando el cielo está claro y el Sol está en la posición más alta [Dahlback,1996]. Esto nos asegura que el espectro no cambiará sustancialmente durante el intervalo de medida del espectrorradiómetro. Nótese que sólo es necesario un espectro del espectrorradiómetro para calibrar todos los canales del instrumento. Además la calibración es tan precisa como lo sea el espectrorradiómetro de referencia.

Siguiendo este método, se han determinado los coeficientes absolutos del radiómetro NILU-UV, k_i . Estos coeficientes no son más que una simple relación entre las cuentas que mide cada uno de los canales del radiómetro y la medida de la irradiancia que mide, simultáneamente, el espectrorradiómetro.

$$\text{Coeficientes Absolutos} = k_i = \frac{(\text{Cuentas NILU})_i}{(I_i^{BENTHAM})} \quad (7.5)$$

donde $I_i^{BENTHAM}$ viene dada por la expresión:

$$I_i^{BENTHAM} = \int R_i'(\lambda)F(\lambda)d\lambda \quad (7.6)$$

Conocidos los coeficientes de calibración k_i , la conversión entre cuentas e irradiancia viene dada por la siguiente expresión:

$$I_i^{NILU} = \int R_i'(\lambda)F(\lambda)d\lambda = \frac{V_i}{k_i} \quad (7.7)$$

En la Tabla 7.1 se presentan los coeficientes de calibración obtenidos aplicando la ecuación 7.6, con medidas comprendidas entre las 08:00 de la mañana y las 20:00 de la tarde del día 1 de Junio de 2005 y en la Figura 7.3 tenemos la representación de estos coeficientes en función del SZA.

Hora	SZA	305 nm	312 nm	320 nm	340 nm	380 nm
8:00	67.83	7.05E-07	2.35E-06	1.87E-05	1.63E-05	1.24E-05
8:30	61.39	4.85E-07	2.27E-06	1.84E-05	1.59E-05	1.19E-05
9:00	54.88	3.93E-07	2.21E-06	1.77E-05	1.55E-05	1.15E-05
9:30	48.34	3.48E-07	2.17E-06	1.75E-05	1.53E-05	1.12E-05
10:00	41.75	3.17E-07	2.12E-06	1.72E-05	1.50E-05	1.09E-05
10:30	35.16	3.02E-07	2.10E-06	1.71E-05	1.50E-05	1.09E-05
11:00	28.59	2.93E-07	2.09E-06	1.70E-05	1.49E-05	1.08E-05
11:30	22.08	2.84E-07	2.07E-06	1.69E-05	1.48E-05	1.07E-05
12:00	15.76	2.79E-07	2.05E-06	1.68E-05	1.48E-05	1.06E-05
12:30	10.03	2.77E-07	2.04E-06	1.67E-05	1.47E-05	1.06E-05
13:00	6.66	2.75E-07	2.04E-06	1.68E-05	1.47E-05	1.06E-05
13:30	8.95	2.75E-07	2.04E-06	1.68E-05	1.47E-05	1.06E-05
14:00	14.41	2.76E-07	2.04E-06	1.67E-05	1.47E-05	1.06E-05
14:30	20.65	2.77E-07	2.03E-06	1.67E-05	1.46E-05	1.05E-05

15:00	27.13	2.82E-07	2.04E-06	1.68E-05	1.47E-05	1.07E-05
15:30	33.69	2.84E-07	2.02E-06	1.66E-05	1.46E-05	1.07E-05
16:00	40.28	2.98E-07	2.04E-06	1.69E-05	1.47E-05	1.07E-05
16:30	46.87	3.14E-07	2.05E-06	1.70E-05	1.48E-05	1.08E-05
17:00	53.42	3.39E-07	2.07E-06	1.70E-05	1.50E-05	1.11E-05
17:30	59.94	3.96E-07	2.09E-06	1.72E-05	1.53E-05	1.13E-05
18:00	66.40	5.26E-07	2.07E-06	1.75E-05	1.53E-05	1.16E-05
18:30	72.78	8.41E-07	2.08E-06	1.72E-05	1.53E-05	1.19E-05
19:00	79.06	1.24E-06	1.96E-06	1.57E-05	1.40E-05	9.68E-06
19:30	85.23	1.27E-06	1.94E-06	1.33E-05	1.35E-05	1.04E-05
20:00	91.24	2.36E-07	1.10E-06	5.29E-06	8.92E-06	5.24E-06

Tabla 7.1.- Coeficientes de calibración obtenidos por la intercomparación entre el espectrorradiómetro de referencia y el radiómetro multicanal, utilizando la Ecuación 7.5. Los datos en *negrita* son los factores de calibración en torno al mediodía solar que vamos a utilizar a continuación para determinar el promedio.

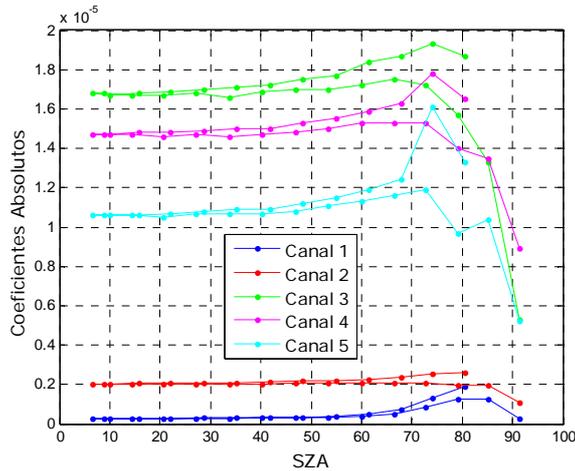


Figura 7.3.- Coeficientes absolutos obtenidos a partir de los espectros experimentales del espectrorradiómetro *Bentham* en función del SZA.

Según vemos en la Figura 7.3 los coeficientes absolutos van a depender del SZA, afectando esta variación a SZA mayores, es decir, al comienzo y final del día, permaneciendo prácticamente constante a SZA menores de 50°. Como se mencionó anteriormente, si se utiliza el Sol como fuente de calibración, la medida debe tomarse en torno al mediodía solar, ya que es cuando el Sol se encuentra en el punto más alto en el cielo. El valor de SZA más próximo al valor del mediodía solar, para el día 01-06-2005, corresponde al valor de 6.66°, que corresponde a las 13:00.

En nuestro caso, el valor del coeficiente absoluto lo hemos determinado haciendo el promedio de las medidas en torno al mediodía solar y así, de este modo, minimizamos la dependencia de los coeficientes con el SZA (Tabla 7.2).

$$k_i = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \left(\frac{CuentasNILU_i}{I_i^{BENTHAM}} \right)_j \quad (7.8)$$

donde j corresponde a los valores de SZA que hemos tomado en torno al mediodía solar para determinar los coeficientes absolutos.

	305 nm	312 nm	320 nm	340 nm	380 nm
Espec. Bentham	2.79E-07	2.05E-06	1.68E-05	1.47E-05	1.06E-05
Desviación Std.	5.74E-09	1.84E-08	1.02E-07	8.15E-08	6.83E-08

Tabla 7.2.- Coeficientes absolutos obtenidos del valor promedio de las medidas en torno al mediodía solar utilizando los espectros experimentales del *Bentham*.

Una vez obtenidos los factores de calibración mediante la comparación directa de la señal de voltaje de salida del radiómetro y la irradiancia medida experimentalmente, nos proponemos obtener estos coeficientes de calibración a partir del modelo de transferencia radiativa *UVSpec/LibRadtran*. Es decir, utilizando el mismo método desarrollado anteriormente, pero con la diferencia que en lugar de utilizar la irradiancia medida con el espectrorradiómetro de referencia, utilizamos la irradiancia obtenida a partir de los espectros simulados con el modelo *UVSpec/LibRadtran* (Capítulo 5).

Con este proceso pretendemos establecer:

- Un método de calibración basado en el uso de un modelo de transferencia radiativa, ya testado y sobre el cual hemos demostrado sus prestaciones.
- Estudiar el comportamiento del instrumento en cortos períodos de tiempo, sin necesidad de realizar un intercomparación absoluta frente a un instrumento de referencia.
- Evaluar la dependencia de los coeficientes absolutos con las condiciones atmosféricas existentes durante la calibración.

Hora	SZA	305 nm	312 nm	320 nm	340 nm	380 nm
080000	67.83	7.09E-07	2.48E-06	2.01E-05	1.70E-05	1.23E-05
083000	61.39	4.97E-07	2.42E-06	1.95E-05	1.66E-05	1.19E-05
090000	54.88	4.08E-07	2.33E-06	1.89E-05	1,61E-05	1,15E-05
100000	48.34	3.34E-07	2,21E-06	1.79E-05	1,51E-05	1,07E-05
103000	41.75	3.18E-07	2.17E-06	1.77E-05	1.50E-05	1.07E-05
110000	35.16	3.07E-07	2.15E-06	1.75E-05	1.49E-05	1.06E-05
113000	28.59	2.98E-07	2.13E-06	1.74E-05	1.48E-05	1.05E-05
120000	22.08	2.93E-07	2.11E-06	1.72E-05	1.46E-05	1.04E-05
123000	15.76	2.89E-07	2.09E-06	1.71E-05	1.45E-05	1.03E-05
130000	10.03	2.87E-07	2.09E-06	1.72E-05	1.47E-05	1.04E-05
133000	6.66	2.87E-07	2.09E-06	1.72E-05	1.47E-05	1.04E-05
140000	8.95	2.87E-07	2.08E-06	1.71E-05	1.46E-05	1.04E-05
143000	14.41	2.89E-07	2.07E-06	1.70E-05	1.45E-05	1.04E-05
150000	20.65	3.00E-07	2.11E-06	1.73E-05	1.48E-05	1.06E-05
153000	27.13	3.06E-07	2.10E-06	1.71E-05	1.46E-05	1.05E-05
160000	33.69	3.15E-07	2.10E-06	1.71E-05	1.46E-05	1.04E-05

163000	40.28	3.31E-07	2.11E-06	1.71E-05	1.46E-05	1.05E-05
170000	46.87	3.60E-07	2.12E-06	1.73E-05	1.48E-05	1.07E-05
173000	53.42	4.15E-07	2.14E-06	1.73E-05	1.50E-05	1.09E-05
180000	59.94	5.44E-07	2.12E-06	1.74E-05	1.50E-05	1.11E-05

Tabla 7.3.- Coeficientes de calibración obtenidos por la intercomparación entre la irradiancia obtenida a partir de los espectros modelados con el *UVSpec/LibRadtran* y el radiómetro multicanal, utilizando la ecuación 7.5. Los datos en *negrita* son los factores de calibración en torno al mediodía solar que vamos a utilizar a continuación para determinar el promedio.

	305 nm	312 nm	320 nm	340 nm	380 nm
Espec. Modelo	2.93E-07	2.10E-06	1.72E-05	1.46E-05	1.04E-05
Desviación Std.	7.30E-09	2.50E-08	1.64E-07	1.12E-07	8.88E-08

Tabla 7.4.- Coeficientes absolutos obtenidos del valor promedio de las medidas en torno al mediodía solar utilizando los espectros modelados con el modelo *UVSpec/LibRadtran*.

La desviación estándar de los coeficientes absolutos obtenidos con los espectros experimentales, son dos órdenes de magnitud menores que los valores de los coeficientes, como se puede ver en la Tabla 7.2 y la Tabla 7.4. Esto indica que los valores de la muestra elegidos para calcular los coeficientes tienen poca variabilidad respecto al valor central.

La diferencia entre los coeficientes absolutos calculados con los espectros experimentales del *Bentham* y los que se han obtenido al simular con las condiciones atmosféricas dadas este día, quedan reflejados en la Tabla 7.5 .

	305 nm	312 nm	320 nm	340 nm	380 nm
Coef Absolutos Espec. Bentham	2.79E-07	2.04E-06	1.68E-05	1.47E-05	1.06E-05
Coef. Absolutos Modelo UVSPEC	2.92E-07	2.10E-06	1.72E-05	1.46E-05	1.04E-05
Dif Abs (%100)	4.68	2.60	2.43	0.32	1.71

Tabla 7.5.- Comparación de los coeficientes de calibración obtenidos experimentalmente con los espectros del *Bentham* y los obtenidos con los espectros simulados en la estación de Izaña el día 01-06-2005.

Las diferencias entre los coeficientes absolutos determinados con los espectros modelados con el *UVSpec/LibRadtran* y los espectros experimentales oscilan entre un valor mínimo de 0.32% para el canal 4 (340 nm) y un valor máximo de 4.7%, alcanzándose en el canal centrado en 305 nm. Para el resto de canales no se supera el 3%.

A partir de estos coeficientes absolutos podemos determinar la irradiancia global que midió el radiómetro multicanal a lo largo del día 01-06-2005 (Figura 7.4). Esta irradiancia la calculamos haciendo uso de la ecuación (7.6).

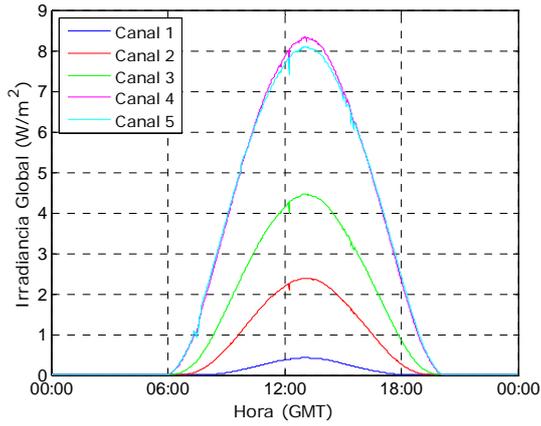
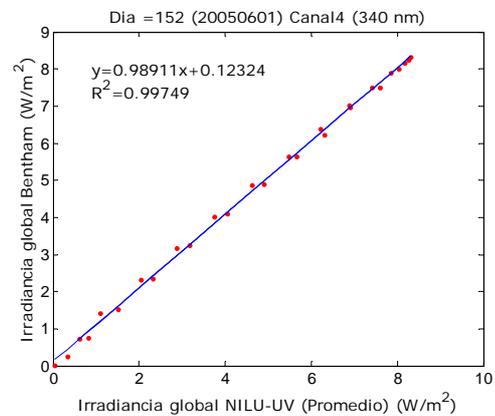
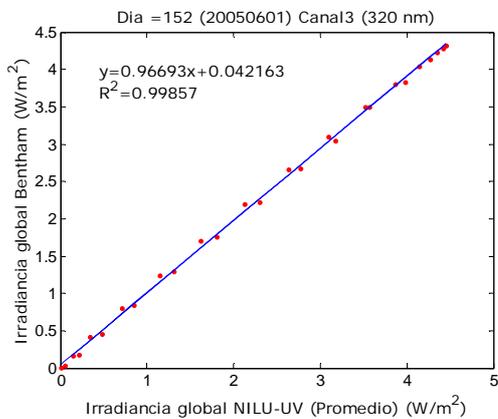
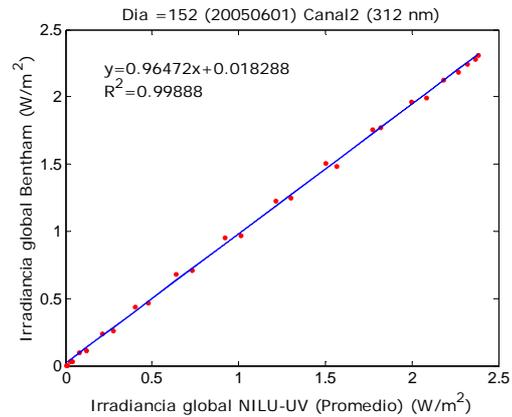
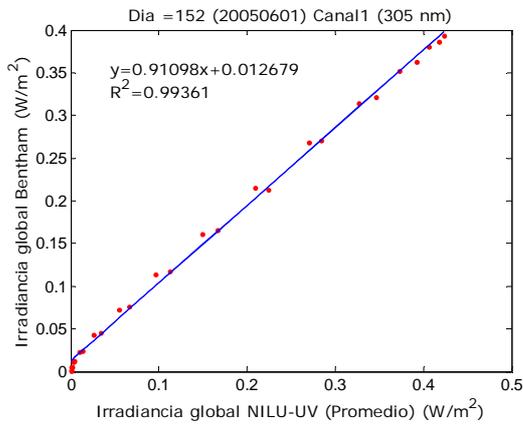


Figura 7.4.- Irradiancia UV medida con el radiómetro *NILU-UV* el día 01-06-2005 utilizando los coeficientes absolutos (Tabla 7.5) determinados con los espectros simulados con el *UVSpec/LibRadtran*

En la Figura 7.5 mostramos la correlación que existe entre las irradiancias que han medido, simultáneamente, el espectrorradiómetro *Bentham* y el radiómetro *NILU-UV* utilizando los coeficientes absolutos obtenidos con el modelo (Tabla 7.4). En el eje x tenemos representado la irradiancia del espectrorradiómetro *Bentham* calculada con la ecuación 7.6, y en el eje y tenemos la irradiancia medida con el *NILU-UV*.



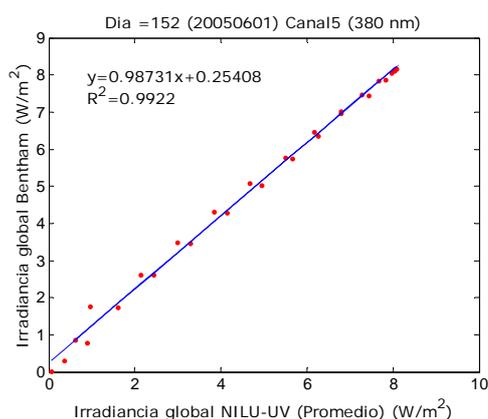


Figura 7.5.- Comparación de la irradiancia medida experimentalmente con el espectrorradiómetro *Bentham* y la obtenida con el radiómetro *NILU-UV* aplicando los coeficientes absolutos obtenidos con el modelo *UVSpec/LibRadtran* para el día 01-06-2005 (Tabla 7.4)

Como podemos observar en la Figura 7.5, la correlación en cada uno de los canales es superior a 0.99. A la vista de los gráficos queda claro que el canal centrado en 305 nm es el que tiene mayor desviación, tal y como muestra la pendiente de la recta de regresión, 0.91. El resto de canales tienen pendientes próximas a la unidad. El canal centrado en 380 nm tiene un desplazamiento evidente como se desprende del término independiente de la recta de regresión, 0.25, bastante alejado del origen de coordenadas. Además se observa una *doble* línea de puntos a un lado y otro de la recta de regresión, correspondientes a los valores de la mañana y los de la tarde.

7.3.-Dependencia de los coeficientes absolutos con el ángulo cenital solar y el contenido total de ozono.

Tal y como mostramos en la Figura 7.3, los coeficientes absolutos muestran una dependencia clara con el ángulo cenital. Además también van a depender del contenido total de ozono [Díaz et al., 2005], del espesor óptico de aerosoles (AOD) y del albedo superficie de la tierra, en particular en este trabajo, solamente nos vamos a centrar en la dependencia con el SZA y el ozono, ya que el día de estudio que estamos considerando, como hemos visto en el Capítulo 5, es un día bajo en aerosoles, por lo que se puede considerar limpio.

Los coeficientes de calibración dependen de lo diferente que sean las condiciones en el momento de la medida respecto a las condiciones que había en el momento de la calibración.

Por todo lo anterior nos planteamos estudiar cuan diferentes son los coeficientes absolutos si nos encontramos en unas condiciones muy alejadas de las que se tenían en el momento de la calibración. Para ello simulamos la irradiancia de cada canal para diversas condiciones de ángulo cenital y ozono y calculamos el coeficiente absoluto que le corresponde para esas condiciones.

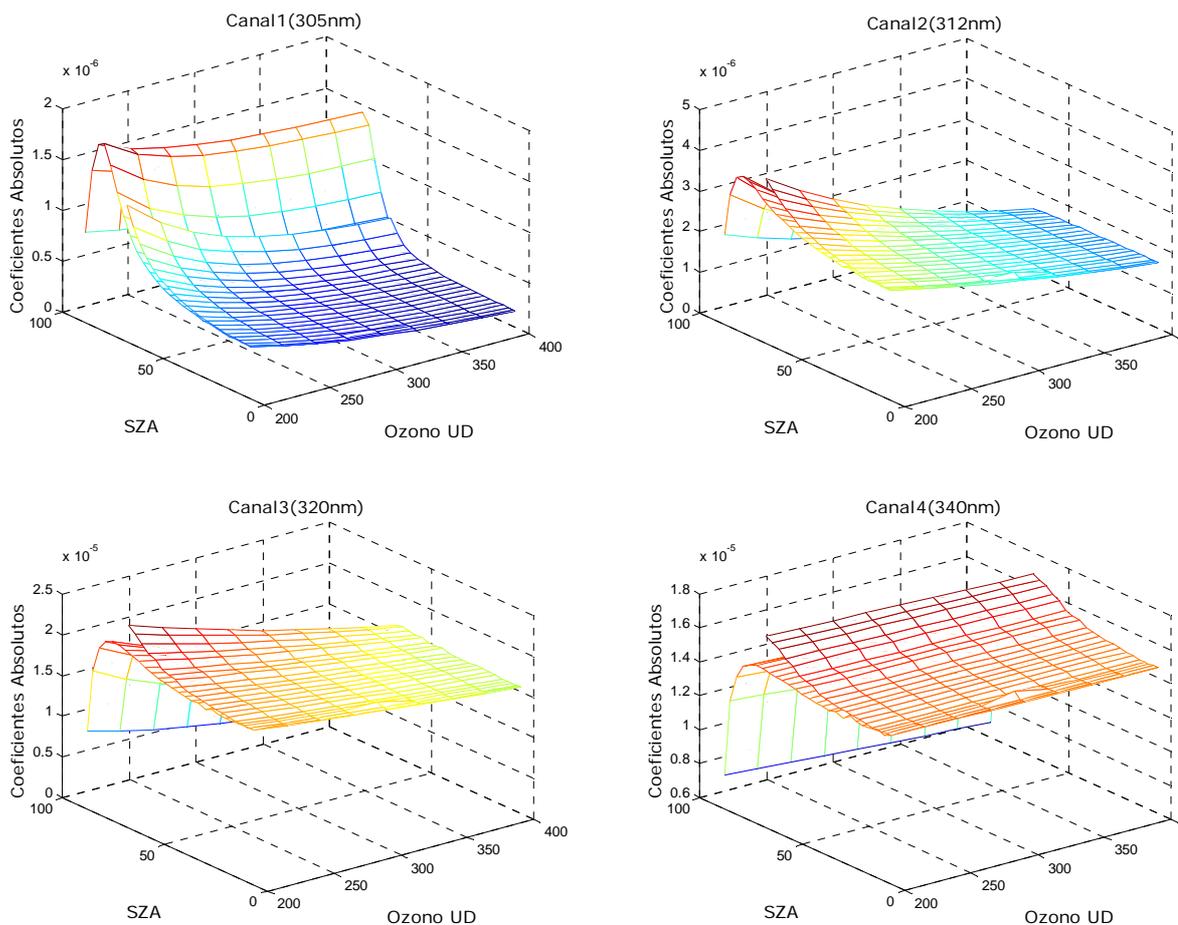
En este caso se ha simulado la irradiancia para valores de ozono comprendidos entre 200 y 400 UD, con un intervalo de variación de 25 UD y para el ángulo cenital

hemos utilizado los valores de ángulo cenital del día 01-06-2005 en intervalos de 15 minutos, comenzando con el ángulo cenital de las 08:00 (67.83°) y terminando a las 20:00 (91.25°). Hemos seguido este proceso, para comprobar la validez del modelo, como primera aproximación. En un futuro, se realizará una matriz genérica no referenciada a un día concreto.

Una vez calculadas las irradiancias para los distintos pares de variables I (SZA , O_3), seguimos el mismo procedimiento que aplicamos en el apartado anterior, es decir, dividimos esta irradiancia entre las cuentas que registró el radiómetro multicanal simultáneamente con el espectrorradiómetro de referencia, y así de este modo obtenemos el coeficiente absoluto, $C_i(SZA, O_3)$ correspondiente.

Estos coeficientes se pueden ordenar en una matriz para cada canal i , de tal manera que para una pareja dada de ozono y ángulo cenital podremos realizar una interpolación y calcular el coeficiente que le corresponde. Los valores numéricos de estas matrices se pueden consultar en el anexo C.

En la Figura 7.6 representamos las matrices de coeficientes para cada canal.



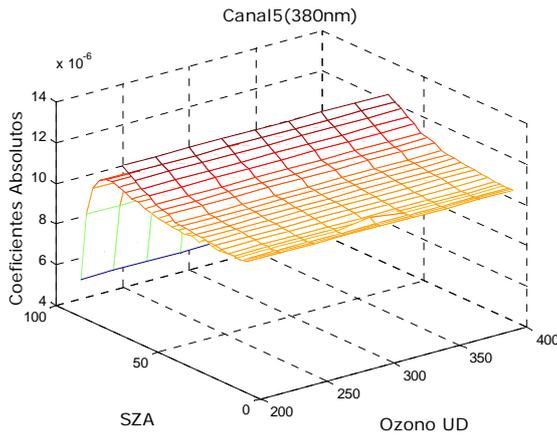


Figura 7.6.- Matrices de coeficientes absolutos variando SZA y Ozono para cada uno de los canales.

Si nos fijamos en la Figura anterior podemos ver que en todos los canales se aprecia la dependencia de los coeficientes absolutos con el ángulo cenital. La tendencia es la misma en todos los casos, a primeras horas de la mañana los coeficientes absolutos tienden a ser mayores que en el mediodía solar. Esto se ve reflejado en el *ala* superior de los gráficos. Por el contrario a últimas horas del día los coeficientes absolutos disminuyen ostensiblemente, configurando el *ala* inferior de los gráficos. Esta asimetría es debida a la modelización de un día concreto que hizo que los ángulos límites tomados no estuvieran equiespaciados frente al ángulo cenital del mediodía solar.

En la Figura 7.7 observamos el ratio entre los espectros experimentales tomados a las 17:00 y a las 13:00. A las 17:00 el ángulo cenital es de 53.42° y a las 13:00 es de 6.66°. De la misma observamos que la irradiancia a 300 nm a las 17:00 es un 10% de la que tenemos a las 13:00. A partir de 330 nm la irradiancia a las 17:00 es un 50% aproximadamente de la que tenemos a las 13:00.

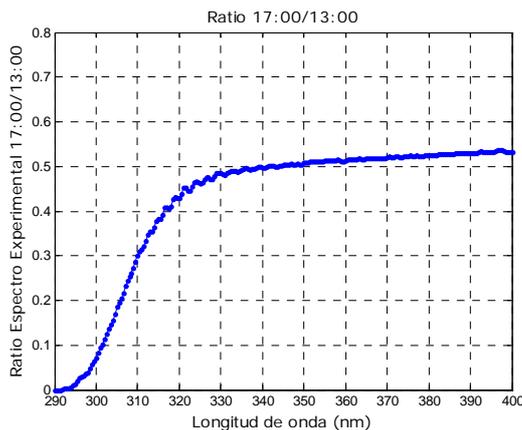


Figura 7.7.- Ratio entre los espectros experimentales medidos con el Bentham a las 13:00 (SZA 6.66°) y a las 17:00 (53.42°).

Estos resultados nos permite tomar un modelo de transferencia radiativa para calibrar de forma absoluta los radiómetros multicanal. La calibración de un instrumento no puede depender de cuando las condiciones atmosféricas sean las óptimas para calibrar o no, por lo que con este método, solventaríamos este problema, y en todo momento seríamos capaces de corregir los posible cambios que aparecen en la respuesta del instrumento.

El canal más afectado por la variación del ángulo cenital es el canal centrado en 305 nm, como se puede ver en la Figura 7.6.

En la tabla 7.6 se muestran los valores de los coeficientes que se han obtenido para el canal 1, apreciándose la variabilidad de los coeficientes para algunos valores del ángulo cenital. Esta variación puede llegar a un factor 7.12 entre el valor del coeficiente a un SZA de 67.83° y ozono de 200 UD y a un SZA de 8.95° y ozono de 400 UD Mientras que para un SZA de 67.83° el cociente entre el coeficiente a un valor de ozono de 200 y un valor de 400 el ratio es 2.47.

	200 UD	225 UD	250 UD	275 UD	300 UD	325 UD	350 UD	375 UD	400 UD
67.83°	7,83E-03	6,34E-04	5,32E-03	4,61E-03	4,11E-03	3,75E-03	3,49E-03	3,30E-03	3,17E-03
61.38°	6,45E-04	5,18E-03	4,27E-03	3,60E-03	3,10E-03	2,74E-03	2,46E-03	2,25E-03	2,09E-03
54.88°	5,42E-03	4,38E-03	3,60E-03	3,01E-03	2,57E-03	2,22E-03	1,96E-03	1,75E-03	1,59E-03
10.03°	3,47E-03	2,94E-03	2,51E-04	2,16E-03	1,86E-03	1,62E-03	1,42E-03	1,25E-03	1,11E-03
6.66°	3,31E-03	2,80E-03	2,39E-03	2,06E-03	1,78E-03	1,55E-03	1,36E-03	1,20E-03	1,06E-03
8.95°	3,42E-03	2,90E-03	2,47E-03	2,13E-03	1,84E-03	1,60E-03	1,40E-03	1,24E-04	1,10E-03

Tabla 7.6.- Valores representativos correspondientes a la matriz de los coeficientes absolutos del canal 1 (305 nm). La primera fila corresponde a los valores de ozono (200 – 400 UD) y la primera columna a los diferentes SZA.

En los tres primeros canales (305, 312, 320 nm) se aprecia de manera muy clara la evolución de los coeficientes con el contenido total de ozono, disminuyendo el valor del coeficiente con los incrementos del contenido de ozono. Para los otros dos canales (340 y 380 nm) esta variación es despreciable, no existiendo dependencia con el contenido de ozono, como era de esperar.

Al igual que hicimos con los coeficientes de calibración calculados con el promedio en torno al mediodía solar determinamos la irradiancia medida con el NILU-UV, utilizando en este caso como k_i el valor del coeficiente obtenido por interpolación en la matriz de cada canal, según los valores de SZA y ozono que estemos considerando en cada momento del día (Figura 7.7). En este caso, y como vimos en el capítulo 5, el contenido total de ozono lo vamos a considerar constante a lo largo del día, tomando un valor de 294 UD dado por el espectrorradiómetro Brewer situado en la estación de Izaña.

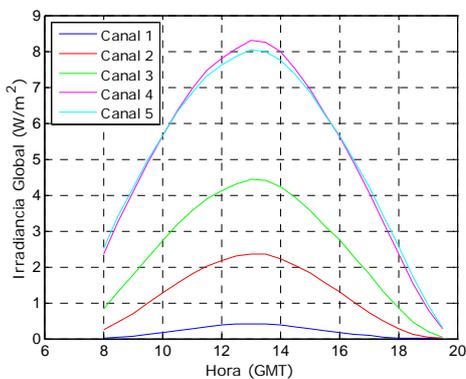


Figura 7.8.- Irradiancia UV medida con el radiómetro NILU-UV considerando la matriz de los coeficientes en función del SZA y del contenido total de ozono el día 01-06-2005.

Mostramos, como hicimos anteriormente, en la Figura 7.9 la correlación que existe entre las irradiancias que han medido, simultáneamente, el espectrorradiómetro *Bentham* y el radiómetro *NILU-UV* utilizando los coeficientes absolutos obtenidos con la matriz. En el eje x tenemos representado la irradiancia del espectrorradiómetro *Bentham* calculada con la ecuación 7.6, y en el eje y tenemos la irradiancia del *NILU-UV*.

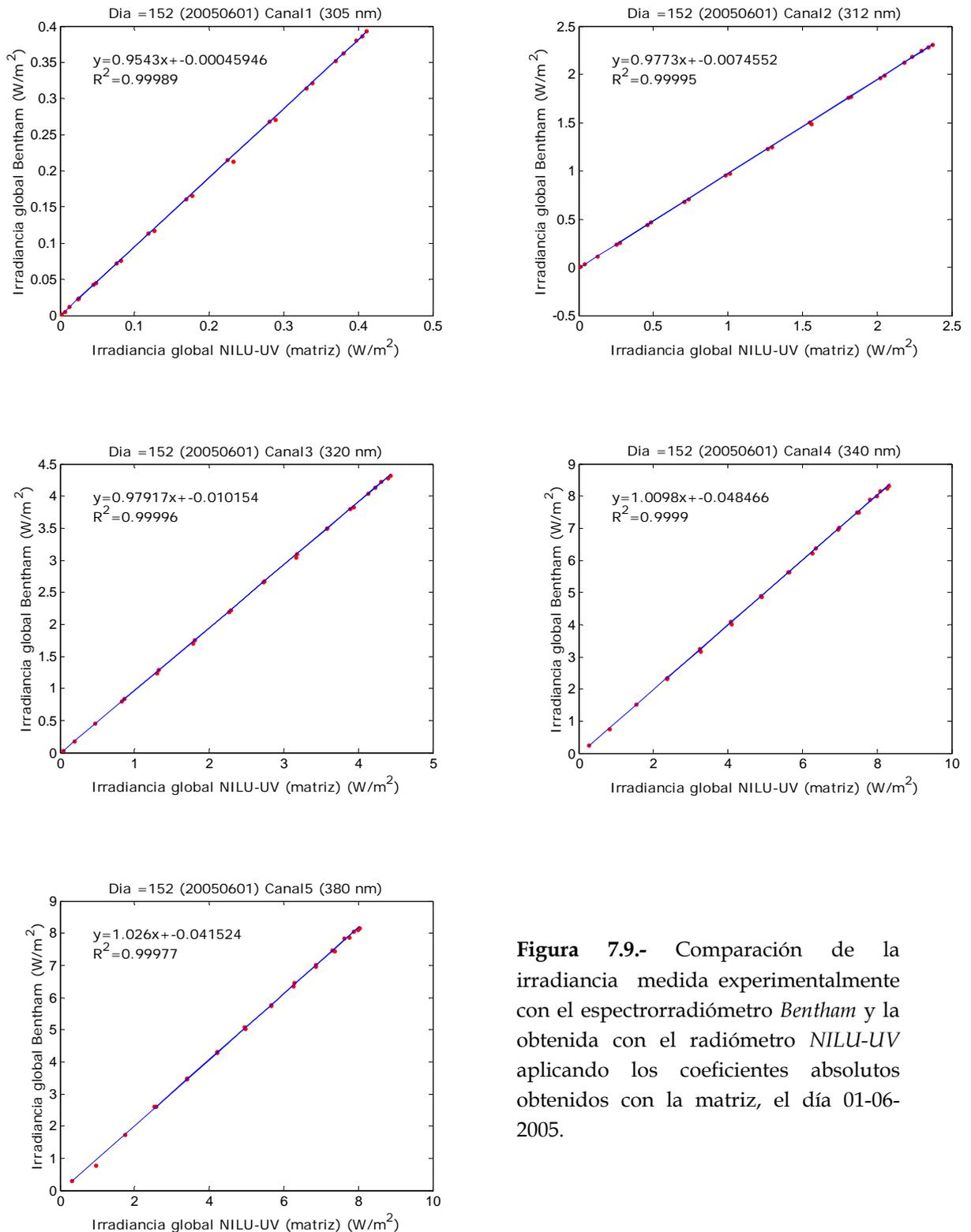


Figura 7.9.- Comparación de la irradiancia medida experimentalmente con el espectrorradiómetro *Bentham* y la obtenida con el radiómetro *NILU-UV* aplicando los coeficientes absolutos obtenidos con la matriz, el día 01-06-2005.

En la Figura anterior se aprecia la mejora de los ajustes, respecto a la correlación obtenida cuando sólo considerábamos el promedio de los coeficientes en torno al mediodía solar, esta mejora se ve principalmente en los términos independientes de las rectas de ajuste, siendo estos en todos los casos menores que en el caso de las irradiancias calculadas con promedio. Para el canal 4 (340 nm) el término pasa de 0.12 a 0.048, y para el canal 5 (380 nm) este término pasa de valer 0.25 a 0.041.

Las pendientes se aproximan a la unidad, apreciando una mejora considerable en el canal 1 (305 nm) que pasa de tener una pendiente de 0.91 a 0.95. Los coeficientes de regresión siguen siendo todos prácticamente la unidad y positivos. Además desaparece el efecto de doble línea que aparecía en las irradiancias calculadas con el promedio, situándose todos los valores más próximos a la recta de regresión debido a que hemos homogenizado las condiciones de la atmósfera con este método.

7.4.-Diferencias existentes entre las irradiancias calculadas utilizando el promedio de los coeficientes en torno al mediodía solar y utilizando la matriz de los coeficientes.

A modo de resumen presentamos a continuación las diferencias más relevantes que hemos encontrado al comparar las irradiancias experimentales con el espectrorradiómetro *Bentham* y las irradiancias medidas con el radiómetro *NILU-UV* utilizando el promedio de los coeficientes en torno al mediodía solar y la matriz de los coeficientes absolutos.

El canal en el que hemos encontrado una mayor diferencia, entre estos dos métodos, como hemos visto hasta ahora, es el correspondiente al de menor longitud de onda (305 nm).

SZA(°)	Canal 1 (305 nm)		Canal 2 (312 nm)		Canal 3 (320 nm)		Canal 4 (340 nm)		Canal 5 (380 nm)	
	Prom	Mat	Prom	Mat	Prom	Mat	Prom	Mat	Prom	Mat
67.83	58.03	-0.30	12.29	-2.74	10.82	-3.39	11.93	-1.69	19.32	4.12
54.88	23.85	-3.72	5.66	-4.02	4.51	-4.17	6.85	-1.65	11.40	2.66
41.75	7.13	-4.50	1.21	-3.21	0.86	-2.74	2.86	-0.05	4.95	2.37
28.59	-0.46	-4.26	-0.46	-2.46	-0.60	-2.20	1.81	0.61	3.47	2.33
15.76	-5.51	-4.54	-2.43	-2.37	-2.30	-2.04	0.79	1.20	2.19	2.76
6.66	-7.38	-4.31	-3.07	-2.43	-2.72	-2.37	0.08	0.14	1.09	1.54
14.41	-7.58	-4.40	-3.59	-2.14	-3.13	-2.14	-0.45	0.15	0.53	1.34
27.13	-4.41	-5.89	-2.45	-2.73	-1.96	-2.16	0.95	0.52	2.64	1.74
40.28	-0.42	-6.67	-3.79	-3.49	-3.15	-2.23	-0.52	0.43	1.29	1.52
53.43	11.81	-6.17	-2.86	-3.69	-2.10	-2.12	0.91	0.36	3.48	1.51
66.40	42.43	-3.30	-4.09	-4.55	-1.73	-2.66	1.71	-0.32	6.84	1.38

Tabla 7.7.- Diferencias relativas en %100 entre la irradiancia experimental medida con el *Bentham* y la obtenida con el radiómetro *NILU-UV* considerando el promedio de los coeficientes absolutos en torno al mediodía solar (Prom) y la matriz de los coeficientes (Mat)

correspondiente a cada uno de los canales para el día 01-06-2005. (Hemos tomado de referencia la irradiancia experimental).

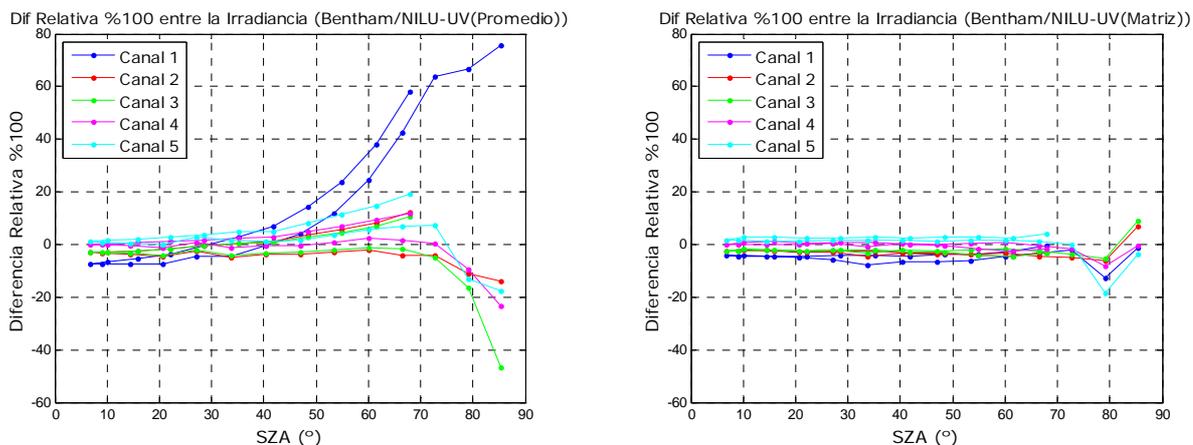


Figura 7.10.- En la gráfica de la izquierda tenemos las diferencias relativas entre los irradiancia obtenida experimentalmente con el *Bentham* y la obtenida con el NILU-UV considerando el promedio de los coeficientes absolutos en torno al mediodía solar. Y a la derecha tenemos las diferencias relativas entre los irradiancia obtenida experimentalmente con el *Bentham* y la obtenida con el NILU-UV considerando el matriz de los coeficientes absolutos.

Si comparamos las dos gráficas que tenemos en la Figura 7.10, podemos concluir que las diferencias relativas entre las irradiancias medidas experimentalmente y las medidas con el radiómetro *NILU-UV* utilizando la matriz de los coeficientes absolutos, presentan una menor diferencia relativa con el SZA. En cambio, si utilizamos el promedio de los coeficientes en torno al mediodía solar, las diferencias siguen la misma tendencia hasta un ángulo cenital de 40°, a partir de estos valores, las diferencias relativas se alejan significativamente del comportamiento ideal. Para el canal centrado en 305 nm se alcanza casi un 80% de diferencia y el resto de canales alcanzan diferencias máximas de un 60%.

Esta diferencia se debe principalmente al efecto coseno del radiómetro. El error coseno de un instrumento se define como la desviación que presentan sus medidas debida a la diferencia existente entre la respuesta angular del equipo y la respuesta angular ideal. Dicha respuesta está basada en la Ley del Coseno, que establece que la irradiancia directa medida en una superficie es igual a la irradiancia en la dirección perpendicular a la superficie multiplicada por el coseno del ángulo que forma la dirección de propagación con la dirección normal a la superficie. En la práctica, los instrumentos de medida no siguen exactamente esta ley, desviándose, por tanto, de la respuesta angular ideal. El error coseno asociado a la radiación directa depende exclusivamente del ángulo cenital solar (SZA).

En el caso de las irradiancias calculadas con la matriz de los coeficientes el comportamiento es claramente más estable. Las diferencias alcanzan valores menores al 10%. La máxima diferencia es del 20%, alcanzándose este valor para un SZA mayor de 80° y más concretamente para el canal centrado en 380 nm.

CONCLUSIONES Y LÍNEAS FUTURAS

A continuación se resumen los principales resultados y conclusiones obtenidos en este trabajo.

1. Se han simulado los espectros experimentales medidos en el Observatorio de Izaña el 1 de Junio de 2005, utilizando el modelo de transferencia radiativa el *UVSpec/LibRadtran* en 1 dimensión, obteniéndose unos errores máximos del 5-6% para ángulos cenitales grandes (50-60°) y longitudes de onda pequeñas (por debajo de 320 nm), corroborando los resultados de otros autores.

Línea Futura

Utilización de un modelo de transferencia radiativa en 3 dimensiones, para estudiar esta simulación más fidedigna a las condiciones de la estación de Izaña, al ser ésta una estación de alta montaña y de características muy peculiares.

2. A la hora de simular una de las principales conclusiones de este trabajo es que la evolución de la irradiancia global en la estación de Izaña requiere obligatoriamente de un estudio detallado de las condiciones del mar de nubes y sus efectos en la irradiancia, ya que es uno de los parámetros de entrada al modelo, con mayor dificultad de contrastar con datos experimentales.

Línea Futura

Buscar diferentes parámetros, técnicas y fuentes meteorológicas que nos permitan el estudio del mar de nubes. Una de ellas, sería estudiar este efecto, desde imágenes de satélite. La Universidad de La Laguna, más concretamente, el Departamento de Física Fundamental y Experimental, Electrónica y Sistemas ha realizado estudios sobre la extracción de parámetros de estratocúmulos a partir de imágenes de satélite, por lo que una línea futura sería la colaboración con este departamento y así definir correctamente estos parámetros, tan importantes a la hora de simular la irradiancia en la estación de Izaña.

Realizar una simulación correcta de la bidireccional de la reflectancia del suelo-nubes.

3. Se ha constatado que el fenómeno del mar de nubes sufre una variación a lo largo del día, por lo que a la hora de simular la irradiancia, no se pueden considerar unas condiciones constantes a lo largo del día. Principalmente, en lo que al área cubierta por el mar de nubes se refiere.
4. Se ha propuesto, como alternativa, a la simulación del mar de nubes, utilizar un valor de albedo de la superficie de la tierra superior al valor real de la del área que define el entorno de nuestra estación. Valores alrededor de 0.2-2.25 representan bastante bien el efecto conjunto de la reflectancia nubes-suelo. Se

ha verificado que la diferencia entre simular el mar de nubes o utilizar un albedo efectivo representa una muy buena aproximación, siempre y cuando se utilice un valor de albedo diferente para cada momento del día.

Línea Futura

Otra alternativa al estudio del mar de nubes con la parametrización que utiliza el modelo UVSpec o a través del albedo efectivo de forma simple como se ha hecho ahora, es estudiar o definir directamente un albedo representativo de la zona de estudio. Se precisa por un lado de una amplia área de la isla de Tenerife o escala grande y otro de la zona de la estación a mayor resolución o escala más pequeña, que tenga también en cuenta la orografía de la zona, bastante complicada. Estudios de este tipo ya se han realizado sobre zonas de montaña con nieve, en vez de mar de nubes, como elemento o efecto básico a tener en cuenta en la modelización.

Existen métodos desarrollado por numerosos autores que obtienen el albedo a partir de las medidas de irradiancia global y directa medidas con radiómetros [Kylling, 2000], es decir visto el problema desde la perspectiva inversa. Otra opción sería la instalación de una albedómetro en la estación de medida.

5. También se ha utilizado otro modelo de transferencia radiativa, el UVA-GOA, más simple y manejable que el anterior, obteniéndose con él unas diferencias máximas del orden del 10% para SZA en torno al mediodía solar y del 30% para SZA grandes. Se observa en todos los casos una infraestimación con respecto a las medidas experimentales y al modelo UVSpec. Creemos en principio que es debido a la modelización del scattering *Rayleigh* con la altura.

Línea Futura

Adaptación del modelo UVA-GOA a las condiciones de una estación de alta montaña, como es el caso de la estación de Izaña. La versatilidad en cuanto al uso práctico y su modificación que nos permite el modelo UVA-GOA frente al modelo UVSpec lo colocan en una situación preferente en lo que respecta a su uso para el control de calidad de las medidas.

6. Otra conclusión importante en este trabajo ha sido el resultado obtenido en la calibración absoluta del radiómetro NILU-UV, a partir de las medidas experimentales del espectrorradiómetro y las obtenidas a partir del modelo de transferencia radiativa UVSpec/LibRadtran. Las diferencias obtenidas se encuentran por debajo del 5% respecto a los coeficientes calculados experimentalmente, siendo además inferior al 0.5% en el canal centrado en 340 nm de longitud de onda.

Línea Futura

Utilizar el modelo UVSpec/LibRadtran para calibrar de forma absoluta los radiómetros NILU-UV, es una herramienta que nos permite estudiar el comportamiento de los instrumentos en cortos períodos de tiempo, sin la

necesidad de esperar a una campaña de intercomparación. Esto a su vez nos permite llevar un control más exhaustivo de los instrumentos así como desarrollar un protocolo de calibración en aquellos radiómetros instalados en lugares de difícil acceso.

7. Respecto a la calibración absoluta se ha estudiado el comportamiento de los coeficientes absolutos en función del contenido total de ozono y el ángulo cenital solar, obteniéndose así una matriz que nos permite dar con una mayor exactitud el valor del coeficiente en un momento dado del día. Este método presenta un mejor ajuste que cuando sólo se considera un promedio de los coeficientes absolutos en torno al mediodía solar.

Línea Futura

Una vez testeado el método, la idea futura es crear una matriz genérica, no referenciada a un día en particular, en función del ángulo cenital solar y el contenido total de ozono. También pretendemos analizar como afecta el espesor óptico de aerosoles por cuanto la frecuencia de intrusiones de polvo o aerosol desértico africano eleva los espesores a niveles lo suficientemente altos para analizar su efecto, y por último estudiar la dependencia con el albedo de la superficie de la tierra, que como hemos visto a lo largo de este trabajo va a ser un parámetro fundamental en la simulación de espectros en la estación de Izaña.

Un trabajo futuro es estudiar si existe alguna dependencia de la matriz de los coeficientes de calibración con el tiempo. Estudiar el comportamiento de los coeficientes de calibración a largo plazo, en contraste con la estabilidad del instrumento y la propia metodología utilizada, incluso poniendo en cuestión ésta.

8. Como conclusión final, podemos decir que este trabajo es el primer paso de un estudio más exhaustivo de las condiciones y factores que afectan a la irradiancia global en el Observatorio de Izaña y de la puesta en marcha de un control de calidad en las medidas de los radiómetros NILU-UV, así como de cualquier otro radiómetro con similares características.

REFERENCIAS

[Bais et al., 2005] Bais, A., M.Blumthaler, A. Webb, G. Seckmeyer, S. Thiel, S. Kazadzis, A: Redondas, R. Kift, N. Kouremeti, B. Schallhart, R. Schmitt, D. Pisulla, J.P Díaz, O. García, A.M Días Rodríguez and A. Smedley, 2005, "Intercomparison of solar UV direct irradiance spectral measurements at Izaña in June 2005", Proceedings of SPIE, The International Society for Optical Engineering 5886, Art. N° 588609, pp. 1-10.

[Bass & Paur, 1985] Bass, A. M. and Paur, R. J. , 1985, "The ultraviolet cross-section of ozone, I, The measurements", Atmospheric Ozone: Proceedings of the Quadrennial Ozone Symposium, edited by: Zerefos, C. S. and Ghazi, A., D. Reidel, Norwell, Mass., 601-606.

[Bernhard & Seckmeyer, 1999] Bernhard, G. and Seckmeyer, G., 1999, "Uncertainty of measurements of spectral solar UV irradiance", J. Geophys. Res., 104, 14 321-14 345.

[Booth et al., 1994] C. R. Booth, T. Mestechina, and J. H. Morrow, 1994, "Errors in the reporting of solar spectral irradiance using moderate bandwidth radiometers and experimental investigation", in Ocean Optics XII, J. S. Jaffe, ed. Proc. SPIE 2258,654-663.

[Cachorro et al., 2000] V. Cachorro, R. Vergaz y A.M.de Frutos, 2000, "Características del modelo de radiación en el rango visible-cercano infrarrojo y ultravioleta UVA_GOA". Informe técnico del GOA-UVA al INM. Report interno.

[Cachorro et al., 2002a] V.E Cachorro, R. Vergaz, J.M. Vilaplana, A.M.De Frutos y B.De la Morena, 2002, "Comparación precisa entre la irradiancia global espectral en el UV dada por el espectrorradiómetro Brewer#150 y el modelo UVA-GOA en la estación del "El Arenosillo"(INTA)", 3ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Valencia 2002.

[Cachorro et al., 2002b] V.E.Cachorro, M.Sorribas, J.M.Vilaplana, M.P.Correa, R. Vergaz, C.Toledano y A.M de Frutos, 2002, "Comparación entre medidas experimentales de la irradiancia eritémica (o el índice ultravioleta UVI) y el modelo UVA-GOA", 3ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Proceeding Tomo II, 1229-33 (S13). Valencia 2002. ISBN: 84-9705-299-4.

[Cachorro et al., 2002c] V. E. Cachorro, R. Vergaz, M. Sorribas y A.M de Frutos, 2002, "Descripción y estudio de sensibilidad del modelo de radiación ultravioleta "UVA-GOA", 3ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Proceeding Tomo II, 1219-23 (S13). Valencia 2002. ISBN: 84-9705-299-4.

[Cess, 2005] Cess R., 2005, "Water vapor feedback in climate models", Science, 310, 795-796.

- [Cuevas ,1995] Cuevas, E., 1995, "Estudio del comportamiento del ozono troposférico en la estación de Izaña (Tenerife) y la relación con la dinámica atmosférica". Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid.
- [Dahlback & Stamnes, 1991] Dahlback, A., and Stamnes, K., 1991, "A new spherical model for computing the radiation field available for photolysis and heating at twilight", *Planet, Space Sci.*, 39, 671-683.
- [Darias, 2001] Darias, J.C, 2001, "Extracción de parámetros característicos de estratocúmulos marinos a partir de las imágenes nocturnas del sensor NOAA-AVHRR". Tesis Doctoral, Universidad de La Laguna.
- [De Backer et al., 2001] Hugo De Backer, Peter Koepke, Alkiviadis Bais, Xavier de Cabo, Thomas Frei, Didier Gillotay, Christine Haite, Anu Heikkilä, Andreas Kazantzidis, Tapani Koskela, Esko Kyrö, Bozena Lapeta, Jeronimo Lorente, Kaisa Masson, Bernhard Mayer, Hans Plets, Alberto Redondas, Anne Renaud, Gunther Schauburger, Alois Schmalwieser, Harry Schwander and Karel Vanicek., 2001, "Comparison of measured and modelled uv indices for the assessment of health risks", *Meteorol. Appl.* 8, 267-277.
- [Díaz et al., 2005] Susana Díaz, Charles R. Booth, Roy Armstrong, Claudio Brunat, Sergio Cabrera, Carolina Camilion, Claudio Casiccia, Guillermo DEFerrari, Humberto Fuenzalida, Charlotte Lovengreen, Alejandro Paladini, Jorge Pedroni, Alejandro Rosales, Horacio Zagarese and Maria Vernet, 2005, "Multichannel radiometer calibration: a new approach", *Applied Optics*, Vol. 44, N° 26.
- [Durán, 1997] Durán, P., 1997, "Medidas espectrorradiométricas para la determinación de componentes atmosféricos (ozono, vapor de agua y aerosoles) y modelización del intercambio radiativo en la atmósfera", Tesis Doctoral, Universidad de Valladolid.
- [Font, 1956] Font, I., 1956, "El Tiempo Atmosférico de las Islas Canarias", Servicio Meteorológico Nacional (INM), Serie A. N° 26.
- [Gröbner et al., 2006] Gröber, J., Blumthaler, M., Kazadzis, S., Bais, A., Webb, A., Schreder, J., G., S., and Rembges, D, 2006, "Quality assurance of spectral solar UV measurements: result from 25 UV monitoring sites in Europe, 2002 to 2004". *Metrologia*, 43, S66-S71.
- [Gröbner & Sperfeld, 2005] Gröbner, J. and Sperfeld, P. (2005), "Direct traceability of the portable QASUME irradiance scale to the primary irradiance standard of the PTB", *Metrología*, 42, 134-139.
- [Holben et al., 1998] Holben, B.N., T.F. Eck, I. Slutsker, J.P. Buis, A. Setzer, E. Vermote, J.A. Reagan, Y. Kaufman, T. Nakajima, F. Lavenu, I. Jankowiak and A. Smirnov, 1998. "AERONET—a federated instrument network and data archive for aerosol Characterization", *Remote Sens. Environ.*, 66, 1-16.

- [**Hu & Stamnes, 1993**] Hu, Y. X. and Stamnes, K.,1993, "An accurate parameterization of the radiative properties of water clouds suitable for use in climate models", *J. Climate*, 6, 728–742.
- [**Iqbal, 1983**] Iqbal, M., 1983. "An introduction to solar radiation", *Academic Press*, San Diego,CA, EE.UU.
- [**Kasten & Young, 1989**] Kasten, F. and M. Young, 1989, "Revised optical air mass tables and approximation formula", *Appl. Opt.* 28, 4735–4738.
- [**Kylling et al., 2000a**] A. Kylling, T. Persen, B. Mayer and T. Svenoe,2000, "Determination of an effective spectral surface albedo from ground-based global and direct UV irradiance measurements", *Journal of Geophysical Research*, Vol 105, N° D4, Pages 4949-4959.
- [**Kylling et al., 2000b**] A. Kylling, A. Dahlback and B. Mayer, 2000, "The effect of clouds and surface albedo on UV irradiances at a high latitude site", *Geophysical Research Letters*, Vol 27, N°9, Pages 1411-1414.
- [**Kurucz, 1992**] Kurucz, R., 1992, "Synthetic infrared spectra, in *Proceedings of the 154th Symposium of the International Astronomical Union (IAU)*", Tucson, Arizona, March 2–6, 1992, Kluwer, Acad., Norwell, MA.
- [**Madronich et al., 1998**] Madronich, S.,McKenzie,R.,Bjorn, and Caldwell, M. (1998)."Changes in biologically active ultraviolet radiation reaching the Earth's surface". *J.Photochem. Photobiol. B-Biol*, 46:5-19.
- [**Malicet et al., 1995**] Malicet, J., Daumont, D., Charbonnier, J., Parisse, C., Chakir, A.,and Brion, J., , 1995, "Ozone UV spectroscopy, II. Absorption crosssections and temperature dependence", *J. Atmos. Chem.*, 21, 263–273.
- [**Mayer et al., 2006**] Mayer, B., Kylling, A. and Hamann, U.,2006, "Library for radiative transfer calculations". Edition 1.0 for libRadtran version 1.2.
- [**Mayer & Killing, 2005**] Mayer, B. y Killing, A., 2005, "Technical note: The LibRadtran software package for radiative transfer calculations – description and examples of use", *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 1855–1877.
- [**Mayer et al., 1997**] Mayer, B.,Seckmeyer, G. and Kylling,A., 1997, "Systematic long-term comparison of spectral UV measurements and UVSPEC modeling results". *Journal of Geophysical Research*, 102(D7):8755-8767.
- [**Mayer & Seckmeyer, 1996**] Mayer, B., G. Seckmeyer, 1996. "All weather comparison between spectral and broadband (Robertson-Berger) UV measurements", *Photochemistry and Photobiology*, 64, 792-799.
- [**McArthur, 2004**] McArthur L.B.J, 2004, "Baseline Surface Radiation Network (BSRN)". Operations Manual. WMO/TD-N° 879, WCRP/WMO.

- [**Molina & Molina, 1986**] Molina, L. T. and Molina, M. J. , 1986, "*Absolute absorption cross sections of ozone in the 185- to 350-nm wavelength range*", J. Geophys. Res., 91, 14 501-14 508.
- [**Norsang 2004**] Norsang Gelson, 2004, "*Studies on Solar Ultraviolet Radiation and Ozone over the Tibetan Plateau*", Thesis, Department of Physics and Tecnology, University of Bergen, Norway.
- [**Paltridge, 1974**] Paltridge, G. W., 1974, "*Infrared emissivity, short-wave albedo and the microphysics of stratiform water clouds*", J. Geophysics Res., 79, 4053-4058.
- [**Pyle, 2008**] John Pyle, 2008, "*Links Between ozone and climate*", Co-Chair, SAP, Report of the Seventh Meeting of the Ozone Research Managers of the Parties to the Viena Convention for the Protection of the Ozone Layer. Genova, Switzerland, 18-21 May 2008.
- [**Romero & Cuevas, 2001**] Pedro M. Romero y Emilio Cuevas, 2002, "*Variación diurna del espesor óptico de aerosoles: ¿ficción o realidad?*". 3ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Proceeding Tomo II, 1219-23 (S13). Valencia 2002.
- [**Schwander et al., 1997**] Schwander, H., Koepke, P., and Ruggaber, A., 1997, "*Uncertainties in modeled UV irradiances due to limited accuracy and availability of input data*", J. Geophys. Res., 102, 9419-9429, 1997.
- [**Shettle, 1989**] 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.
- [**Slingo, 1989**] Slingo, A, 1989, "*A GCM parameterization for the shortwave Radiative properties of water coluds*", J. Atmos. Sci., 46, 1419-1427.
- [**Stamnes et al., 2000**] Stamnes, K., Tsay, S.-C., Wiscombe, W., and Laszlo, I, 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, 1979**] Stephens, G. L., 1979, "*Optical properties of eight water clouds types*". Aust. Div. Atmos. Phys. Tech. Pap, 36, 35 pp.
- [**Sobolev, 1963**] Sobolev, 1963, "*A Treatise on Radiative Transfer*", D. Van Nostrand Company, Inc.
- [**Torres et al., 2002a**] C. Torres, E. Cuevas y J.C. Guerra, 2002, "*Caracterización de la capa de mezcla marítima y de la troposfera libre en la región subtropical sobre Canarias*", 3ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Valencia 2002.

[Torres et al., 2002b] C. Torres, A. Redondas, E. Cuevas, M. Yela, K. Lakkala, 2002, "Utilización del radiómetro multicanal de ancho de banda moderada NILU-UV6 en la red antártica del proyecto MAR", 3ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Valencia 2002.

[U.S Standard Atmosphere, 1976], *U.S Standard Atmosphere*, 1976. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Aeronautic and Space Administration, U.S. Air Force (GPO, Washington, D.C, 1976).

[Van der Leun ,2008] Jan van der Leun, 2008, "Influences of ozone layer depletion and climate change on UV-radiation and its impacts on human health and the environment", Co-Chair, EEAP, Report of the Seventh Meeting of the Ozone Research Managers of the Parties to the Viena Convention for the Protection of the Ozone Layer. Genova, Switzerland, 18-21 May 2008.

[Vilaplana ,2004] Vilaplana, J.M, 2004, "Medida y análisis del ozono y de la radiación solar ultravioleta en "El Arenosillo-INTA",Huelva", Tesis Doctoral, Universidad de Valladolid.

[Vergaz et al., 2002] Vergaz.R. ,V.E.Cachorro, A.M.Frutos, J.M Vilaplana y B. de la Morena, 2002. "Clasificación de los diferentes tipos de aerosoles en el área del Golfo de Cádiz, basada en su comportamiento espectral y valores del espesor óptico", 3ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Valencia 2002

[Walker et al.,1987] J. H. Walker, R. D. Saunders, J. K. Jackson, and D. A. Mc-Sparron, 1987, "Spectral Irradiance Calibration", Natl. Bur. Stand. Special Pub 230-20 (U.S Department of Commerce, Washington, D.C.

[Weihs & Webb, 1997] Weihs, P. and Webb, A. R.,1997," Accuracy of spectral UV model calculations, Consideration of uncertainties in input parameters", J.Geophys. Res., 102, 1541-1550.

[Woods et al., 1996] Woods, T. N., Prinz, D. K., Rottmann, G. J., London, J., Crane, P. C., Cebula, R. P., Hilsenrath, E., Brueckner, G. E., Andrews, M. D., White, O. R., VanHoosier, M. E., Floyd, L. E., Herring, L. C., Knapp, B. G., Pankrantz, C. K., and Reiser, P. A., 1996, "Validation of the UARS solar ultraviolet irradiances: Comparison with the Atlas 1 and 2 measurements", J. Geophys. Res., 101, 9541-9569.

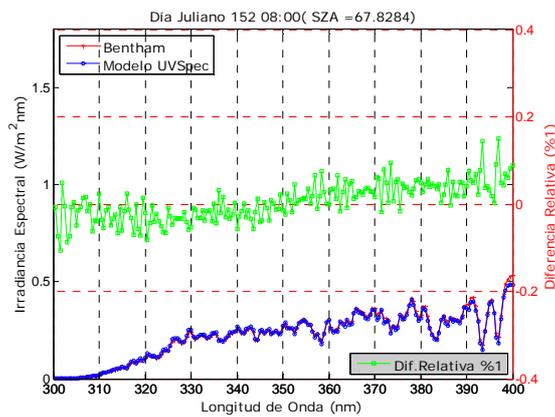
[WMO ,1996] WMO-UMAP workshop on broad-band UV radiometers. Technical Report N° 120, WMO/Global Atmosphere Watch.

[WMO,1999] Report of the LAP/COST/WMO intercomparison of erythemal radiometers. Technical Report N° 141, WMO/Global Atmosphere Watch.

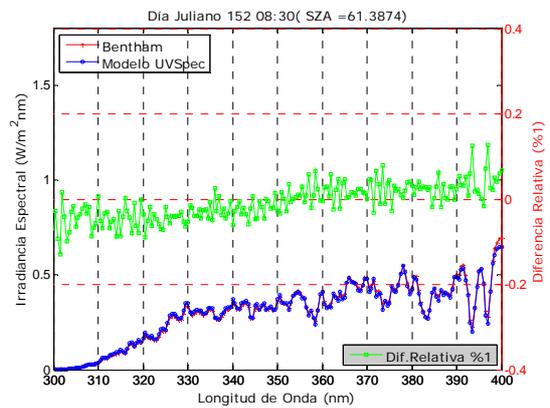
[WMO, 2008] Report of the Seventh Meeting of the Ozone Research Managers of the Parties to the Viena Convention for the Protection of the Ozone Layer. Genova, Switzerland, 18-21 May 2008. WMO Global Ozone Research and Monitoring Project Report n° 51.

ANEXOS

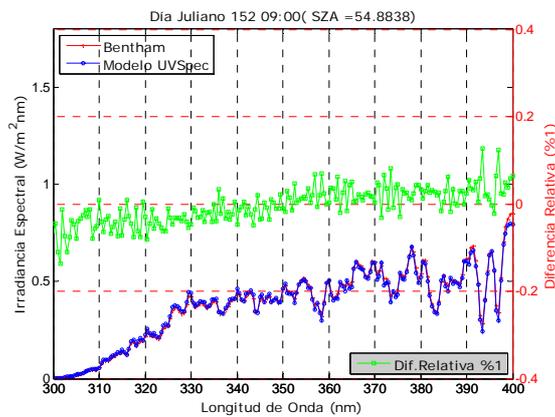
ANEXO A.- Comparación entre los espectros experimentales medidos con el Bentham y los simulados con el modelo *UVSpec/LibRadtran*, a diferentes SZA a lo largo del día 01-06-2005.



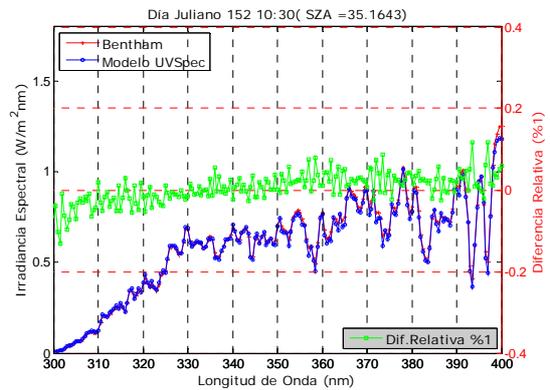
08: 00 SZA 67.83°
Ozono 294.4 UD AOD 0.022 Albedo 0.35



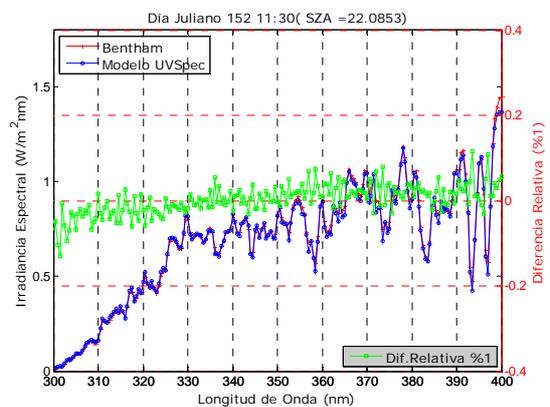
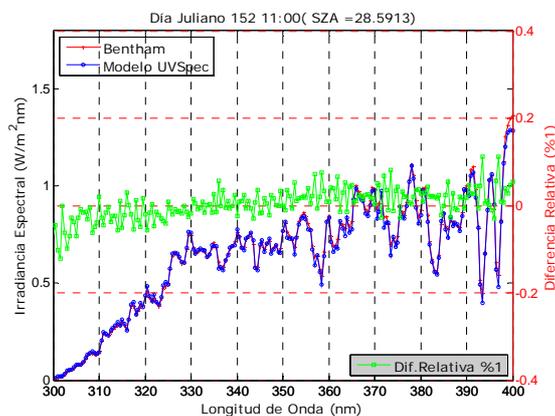
08: 30 SZA 61.38°
Ozono 294.4 UD AOD 0.023 Albedo 0.32



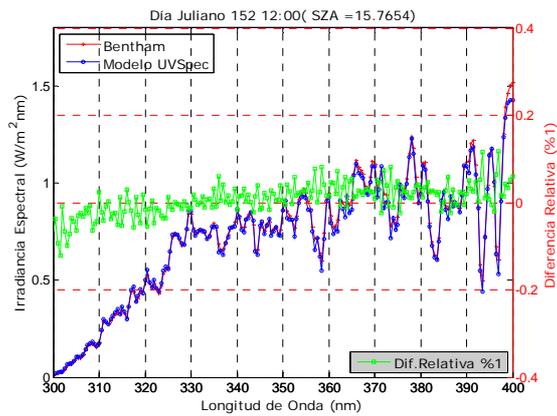
09: 00 SZA 54.88°
Ozono 294.4 UD AOD 0.024 Albedo 0.25



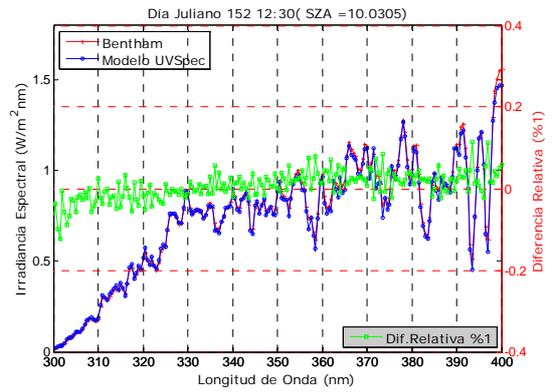
10:30 SZA 35.16°
Ozono 294.4 UD AOD 0.026 Albedo 0.18



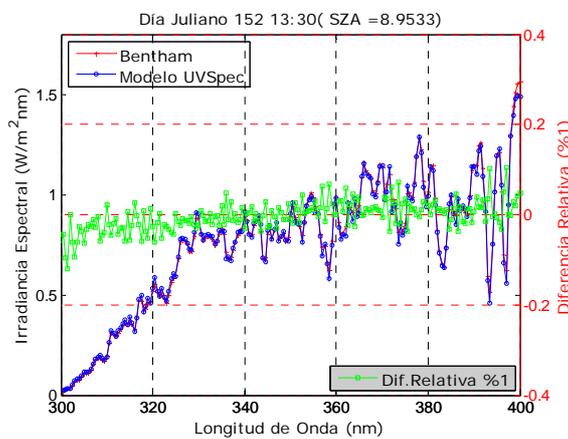
11:00 SZA 28.59°
Ozono 294.4 UD AOD 0.029 Albedo 0.20



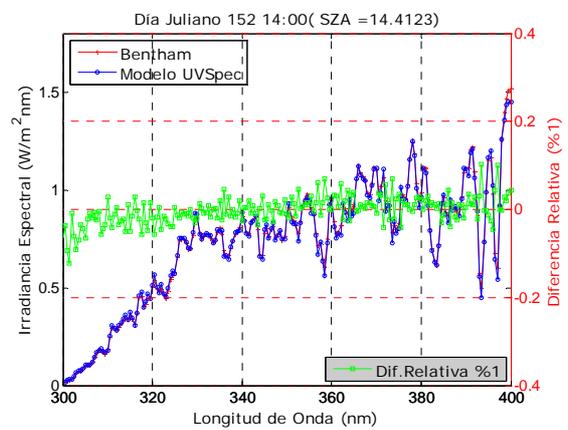
11:30 SZA 22.08°
Ozono 294.4 UD AOD 0.032 Albedo 0.20



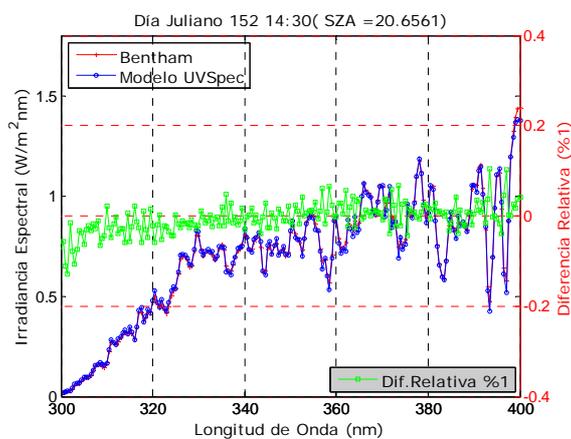
12:00 SZA 15.76°
Ozono 294.4 UD AOD 0.029 Albedo 0.20



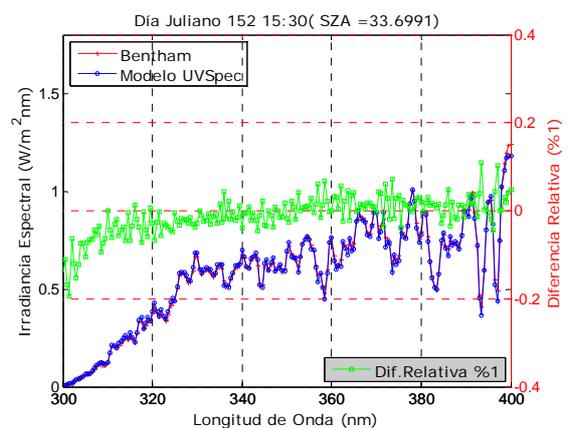
12:30 SZA 10.03°
Ozono 294.4 UD AOD 0.032 Albedo 0.22



13:30 SZA 8.95°
Ozono 294.4 UD AOD 0.036 Albedo 0.28

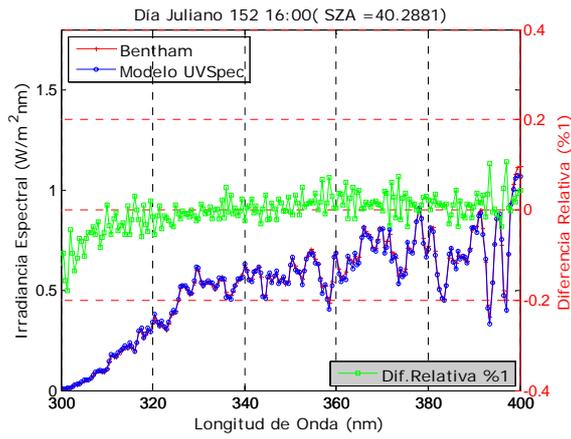


14:00 SZA 14.41°
Ozono 294.4 UD AOD 0.046 Albedo 0.25

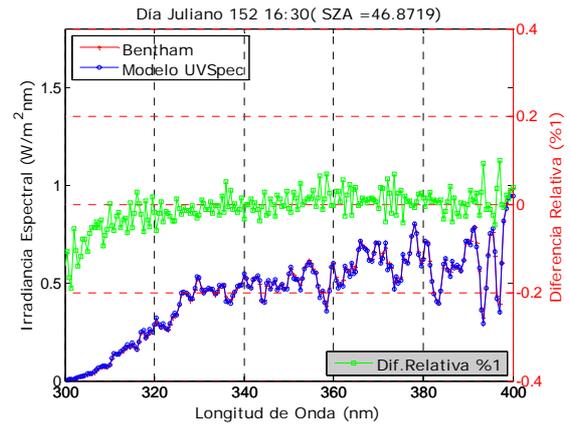


14:30 SZA 20.66°
Ozono 294.4 UD AOD 0.044 Albedo 0.18

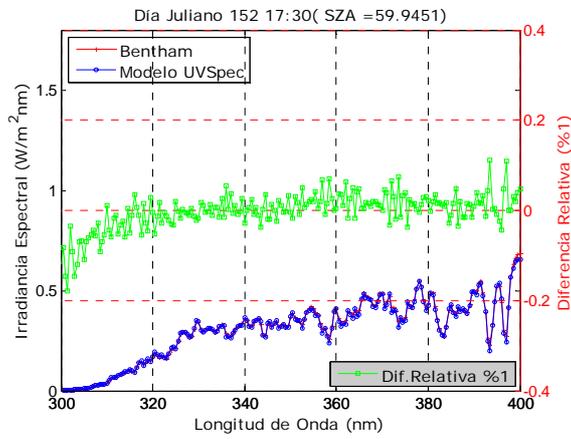
15:30 SZA 33.69°
Ozono 294.4 UD AOD 0.039 Albedo 0.05



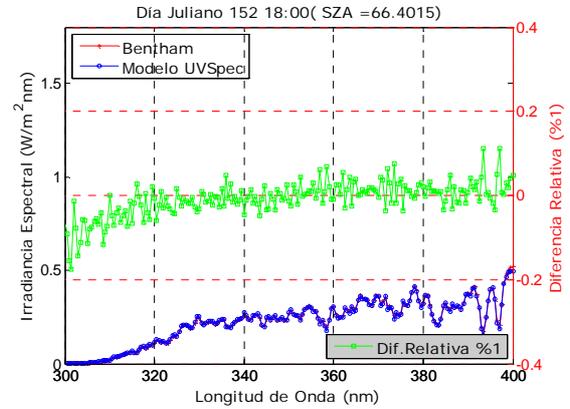
16:00 SZA 40.28°
Ozono 294.4 UD AOD 0.032 Albedo 0.05



16:30 SZA 46.87°
Ozono 294.4 UD AOD 0.035 Albedo 0.05

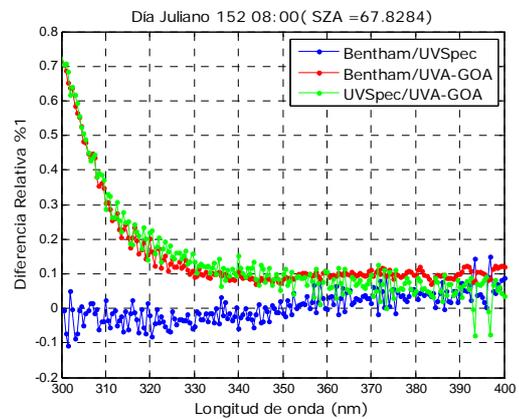
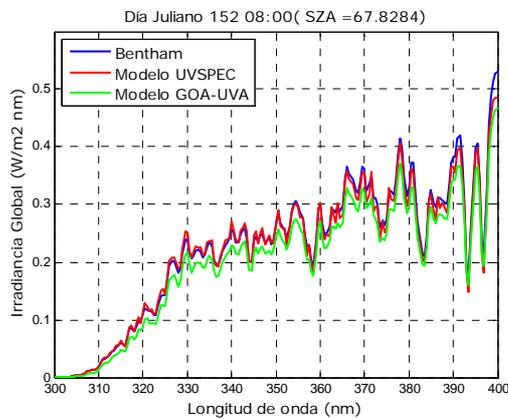


17:30 SZA 59.94°
Ozono 294.4 UD AOD 0.030 Albedo 0.05



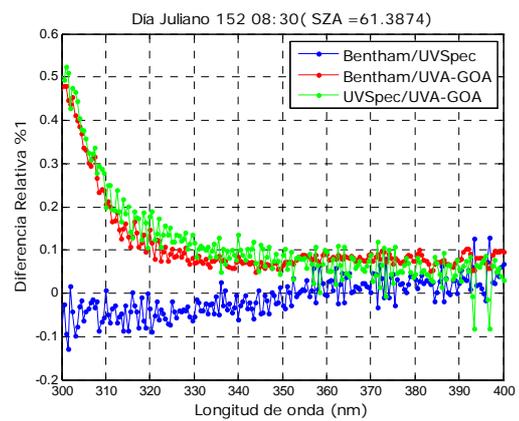
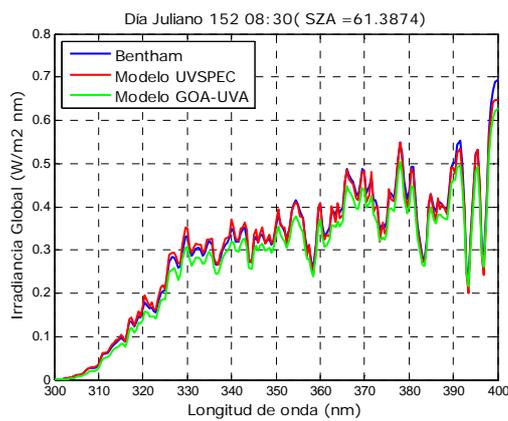
18:00 SZA 66.40°
Ozono 294.4 UD AOD 0.024 Albedo 0.05

ANEXO B.- Comparación entre los espectros experimentales medidos con el Bentham y los simulados con el modelo UVA-GOA y los simulados con el modelo UVSpec/LibRadtran a diferentes SZA a lo largo del día 01-06-2005.



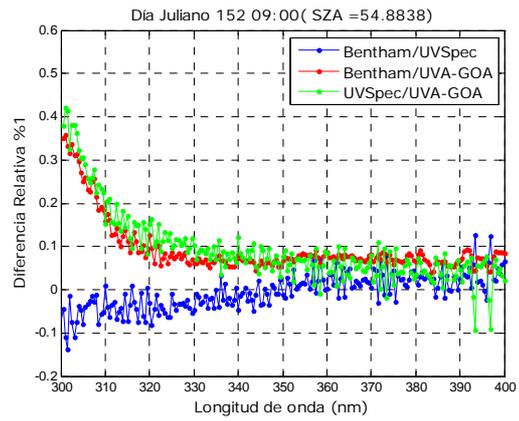
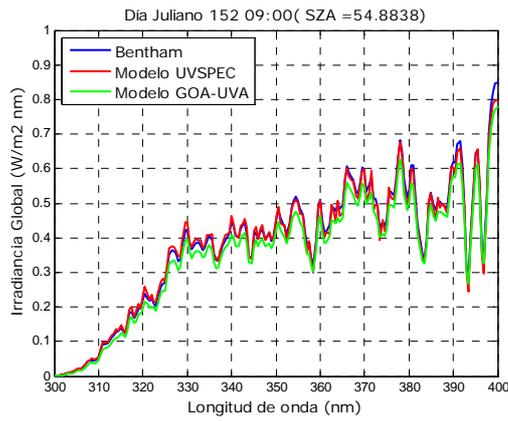
08: 00 SZA 67.83°

Ozono 294.4 UD AOD 0.022 Albedo 0.35

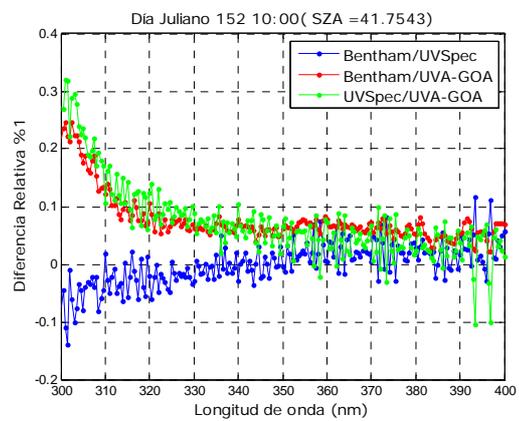
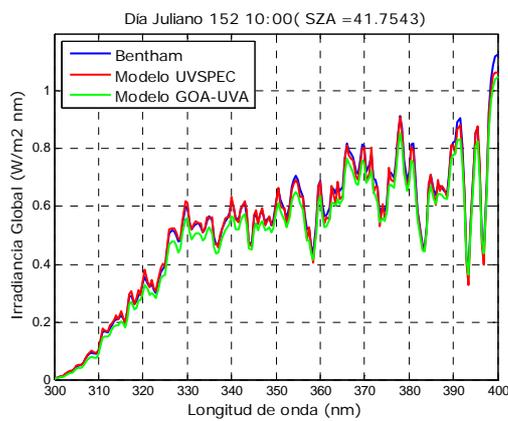


08: 30 SZA 61.38°

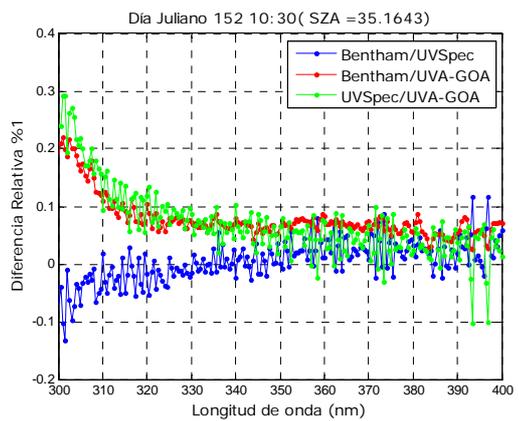
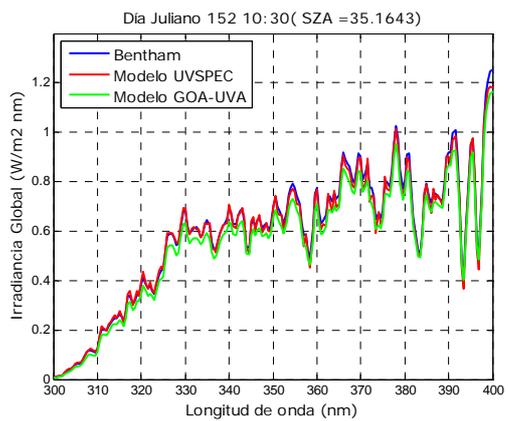
Ozono 294.4 UD AOD 0.023 Albedo 0.32



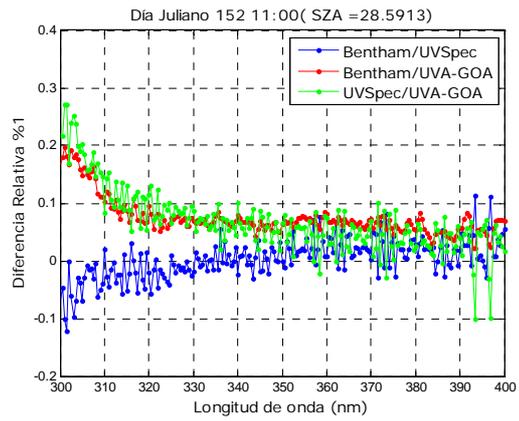
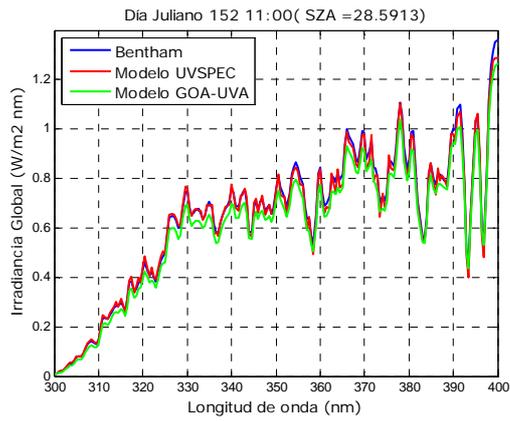
09:00 SZA 54.88°
 Ozono 294.4 UD AOD 0.024 Albedo 0.25



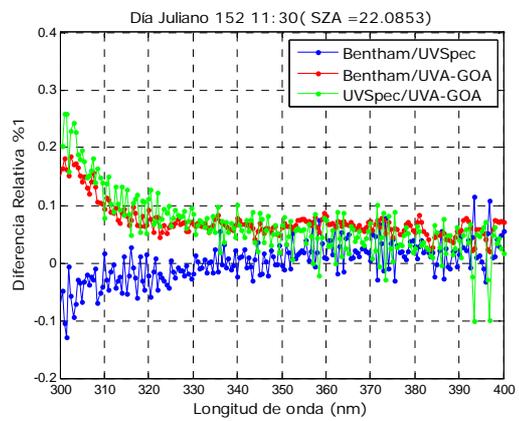
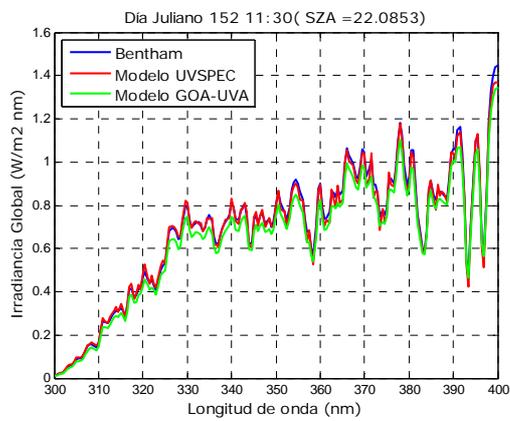
10: 00 SZA 35.16°
 Ozono 294.4 UD AOD 0.026 Albedo 0.18



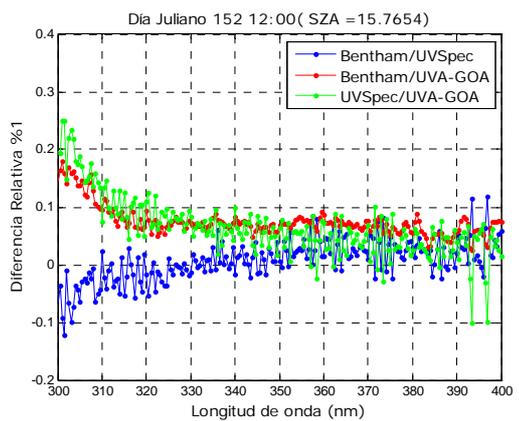
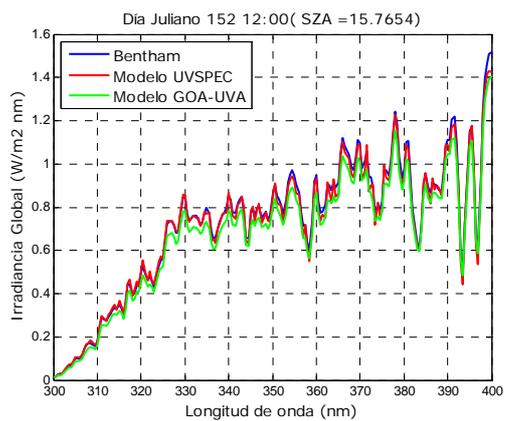
10: 30 SZA 35.16°
 Ozono 294.4 UD AOD 0.031 Albedo 0.18



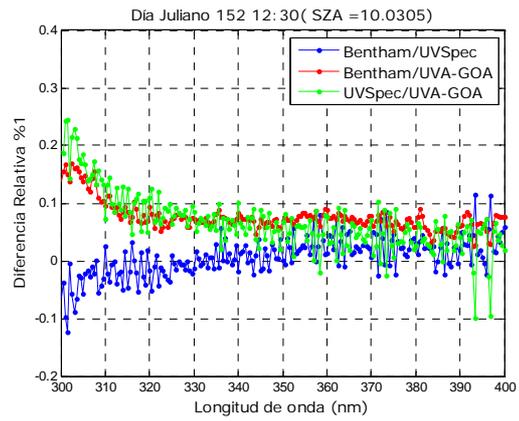
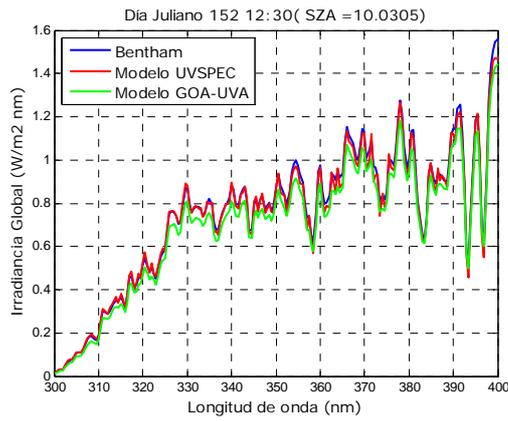
11:00 SZA 28.59°
Ozono 294.4 UD AOD 0.029 Albedo 0.20



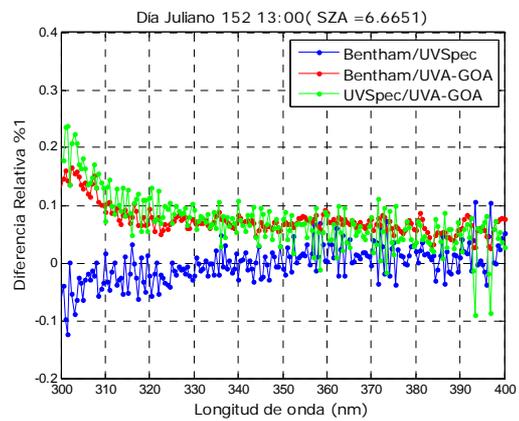
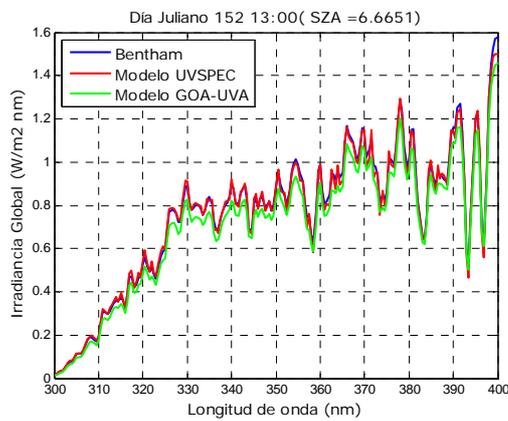
11:30 SZA 22.08°
Ozono 294.4 UD AOD 0.032 Albedo 0.20



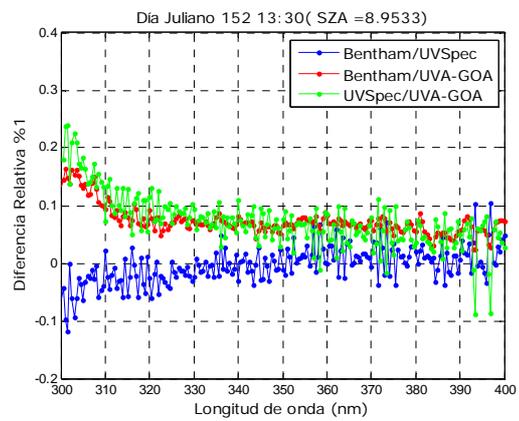
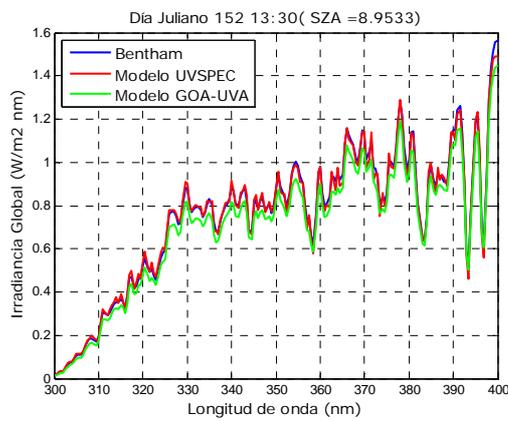
12:00 SZA 15.76°
Ozono 294.4 UD AOD 0.029 Albedo 0.20



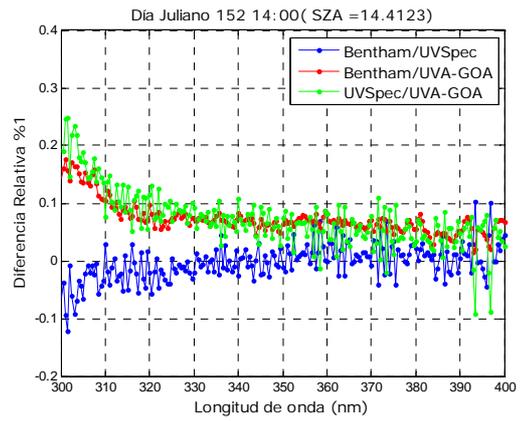
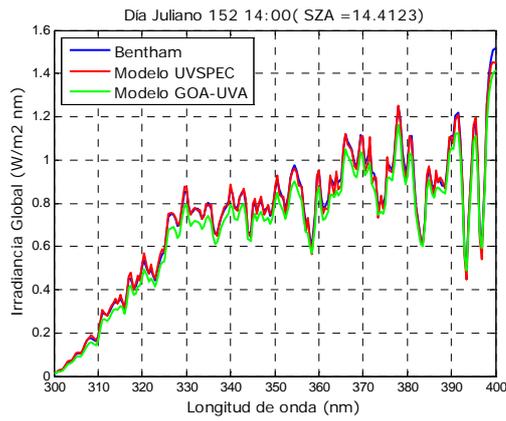
12:30 SAZ 10.03°
 Ozono 294.4 UD AOD 0.032 Albedo 0.22



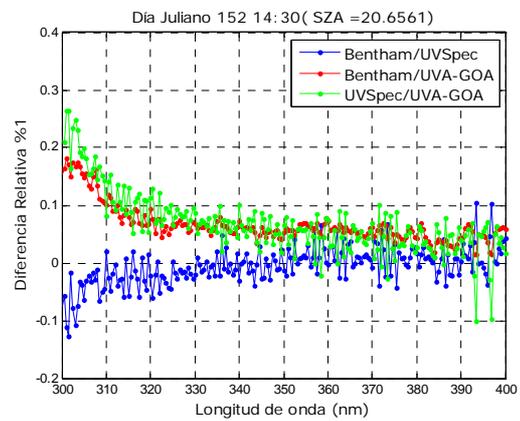
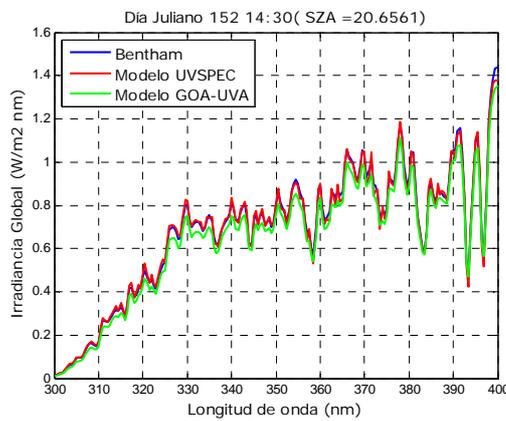
13:00 SAZ 6.66°
 Ozono 294.4 UD AOD 0.036 Albedo 0.28



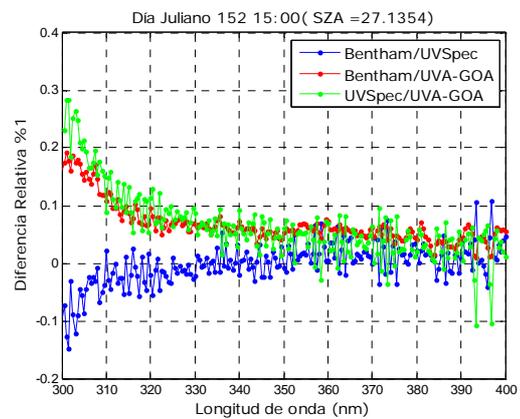
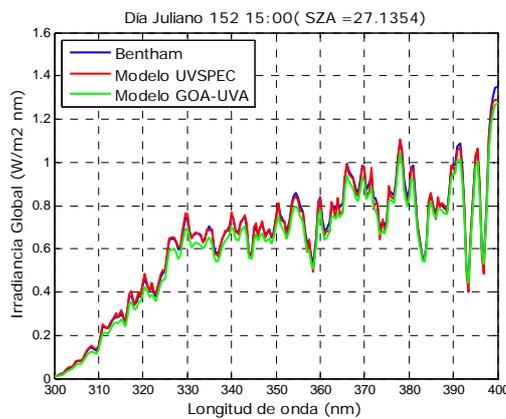
13:30 SAZ 8.95°
 Ozono 294.4 UD AOD 0.036 Albedo 0.28



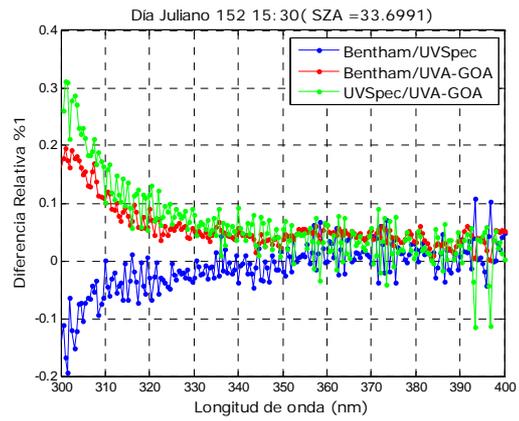
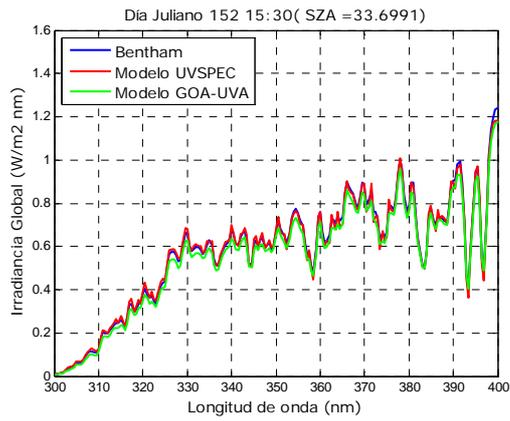
14:00 SZA 14.41°
Ozono 294.4 UD AOD 0.046 Albedo 0.25



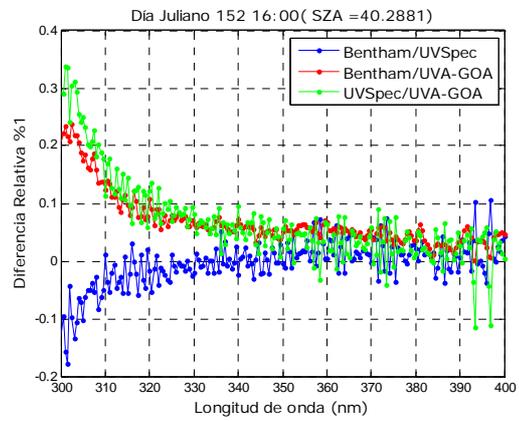
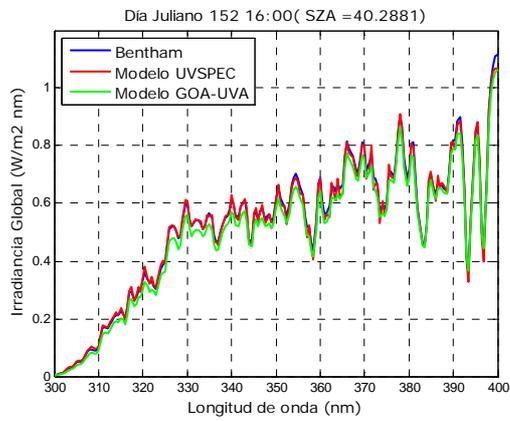
14:30 SZA 20.66°
Ozono 294.4 UD AOD 0.044 Albedo 0.18



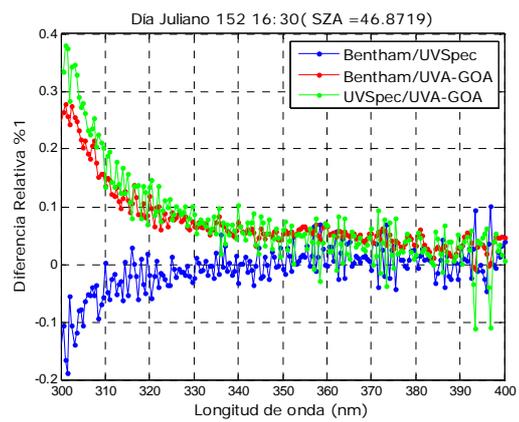
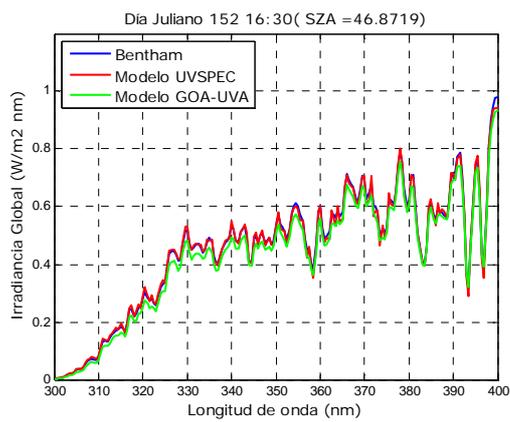
15:00 SZA 27.13°
Ozono 294.4 UD AOD 0.039 Albedo 0.12



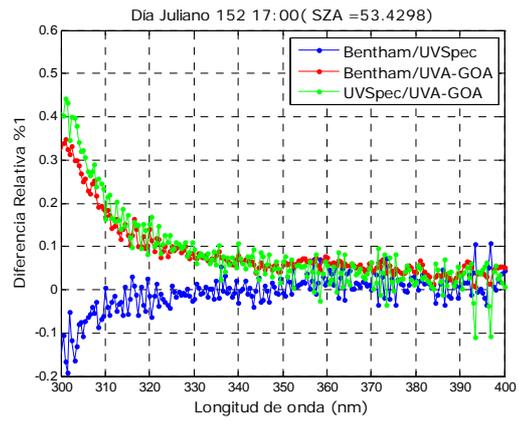
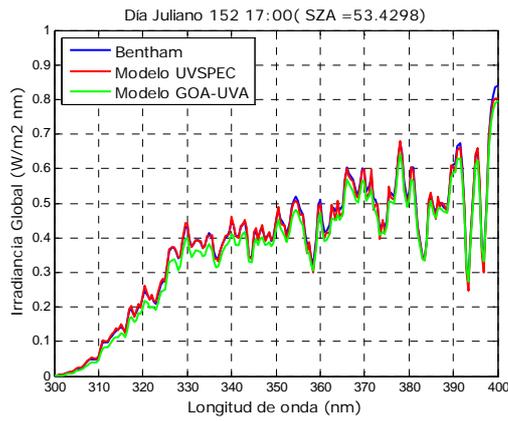
15:30 SZA 33.69°
Ozono 294.4 UD AOD 0.039 Albedo 0.05



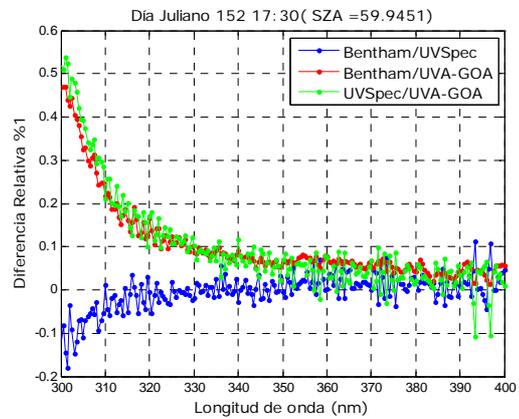
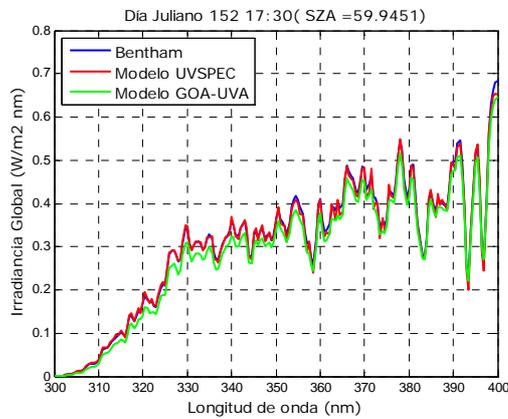
16:00 SZA 40.28°
Ozono 294.4 UD AOD 0.032 Albedo 0.05



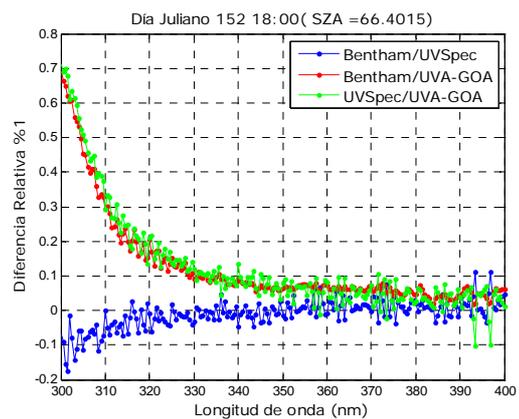
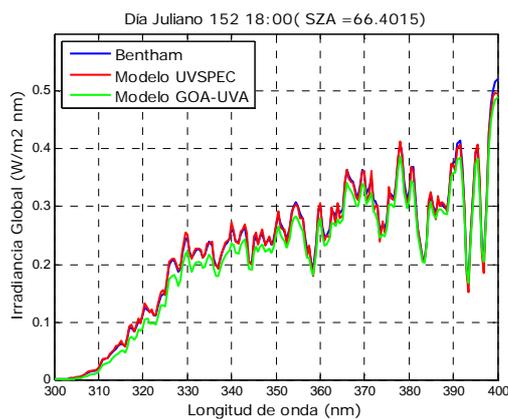
16:30 SZA 14.41°
Ozono 294.4 UD AOD 0.035 Albedo 0.05



17:00 SZA 53.42°
Ozono 294.4 UD AOD 0.035 Albedo 0.05



17:30 SZA 54.94°
Ozono 294.4 UD AOD 0.030 Albedo 0.05



18:00 SZA 66.40°
Ozono 294.4 UD AOD 0.024 Albedo 0.05

ANEXO C.- Matrices de coeficientes absolutos obtenidas variando el ángulo cenital solar y el contenido total de ozono para las 5 longitudes de onda en las que mide el radiómetro NILU-UV.

Canal 1 (305 nm)

	200	225	250	275	300	325	350	375	400
67.83	1,35E-03	1,09E-03	9,08E-04	7,81E-04	6,91E-04	6,27E-04	5,80E-04	5,46E-04	5,21E-04
64.62	1,17E-03	9,36E-04	7,71E-04	6,52E-04	5,66E-04	5,02E-04	4,56E-04	4,21E-04	3,95E-04
61.39	1,02E-03	8,19E-04	6,71E-04	5,62E-04	4,82E-04	4,21E-04	3,76E-04	3,42E-04	3,15E-04
58.14	9,16E-04	7,36E-04	6,03E-04	5,03E-04	4,28E-04	3,70E-04	3,27E-04	2,93E-04	2,67E-04
54.88	8,40E-04	6,78E-04	5,56E-04	4,64E-04	3,93E-04	3,39E-04	2,96E-04	2,63E-04	2,37E-04
51.61	7,70E-04	6,25E-04	5,15E-04	4,30E-04	3,64E-04	3,13E-04	2,72E-04	2,40E-04	2,15E-04
48.33	7,26E-04	5,93E-04	4,90E-04	4,10E-04	3,48E-04	2,98E-04	2,59E-04	2,28E-04	2,03E-04
45.05	6,90E-04	5,66E-04	4,70E-04	3,95E-04	3,35E-04	2,88E-04	2,50E-04	2,19E-04	1,94E-04
41.75	6,53E-04	5,40E-04	4,50E-04	3,79E-04	3,23E-04	2,77E-04	2,41E-04	2,11E-04	1,86E-04
38.46	6,29E-04	5,22E-04	4,37E-04	3,69E-04	3,15E-04	2,71E-04	2,35E-04	2,06E-04	1,82E-04
35.16	6,05E-04	5,04E-04	4,24E-04	3,60E-04	3,07E-04	2,65E-04	2,30E-04	2,02E-04	1,78E-04
31.87	5,86E-04	4,90E-04	4,13E-04	3,52E-04	3,01E-04	2,60E-04	2,26E-04	1,98E-04	1,75E-04
28.59	5,71E-04	4,80E-04	4,06E-04	3,46E-04	2,97E-04	2,57E-04	2,24E-04	1,96E-04	1,74E-04
25.33	5,58E-04	4,69E-04	3,98E-04	3,40E-04	2,93E-04	2,54E-04	2,21E-04	1,94E-04	1,72E-04
22.09	5,45E-04	4,60E-04	3,91E-04	3,35E-04	2,88E-04	2,50E-04	2,19E-04	1,92E-04	1,70E-04
18.89	5,38E-04	4,55E-04	3,88E-04	3,33E-04	2,87E-04	2,49E-04	2,18E-04	1,92E-04	1,70E-04
15.77	5,28E-04	4,48E-04	3,82E-04	3,28E-04	2,84E-04	2,47E-04	2,16E-04	1,90E-04	1,68E-04
12.77	5,28E-04	4,48E-04	3,83E-04	3,29E-04	2,85E-04	2,48E-04	2,17E-04	1,91E-04	1,69E-04
10.03	5,17E-04	4,39E-04	3,75E-04	3,23E-04	2,80E-04	2,44E-04	2,13E-04	1,88E-04	1,67E-04
7.81	5,15E-04	4,38E-04	3,74E-04	3,22E-04	2,79E-04	2,43E-04	2,13E-04	1,88E-04	1,66E-04
6.67	5,13E-04	4,35E-04	3,73E-04	3,21E-04	2,78E-04	2,42E-04	2,12E-04	1,87E-04	1,66E-04
7.13	5,13E-04	4,36E-04	3,73E-04	3,21E-04	2,78E-04	2,42E-04	2,12E-04	1,87E-04	1,66E-04
8.95	5,14E-04	4,36E-04	3,73E-04	3,21E-04	2,78E-04	2,42E-04	2,12E-04	1,87E-04	1,65E-04
11.51	5,15E-04	4,37E-04	3,74E-04	3,21E-04	2,95E-04	2,42E-04	2,12E-04	1,87E-04	1,65E-04
14.41	5,16E-04	4,38E-04	3,74E-04	3,21E-04	2,78E-04	2,41E-04	2,11E-04	1,86E-04	1,65E-04
17.49	5,19E-04	4,39E-04	3,74E-04	3,21E-04	2,78E-04	2,41E-04	2,11E-04	1,86E-04	1,64E-04
20.66	5,26E-04	4,45E-04	3,78E-04	3,24E-04	2,80E-04	2,43E-04	2,12E-04	1,87E-04	1,65E-04
23.88	5,37E-04	4,52E-04	3,84E-04	3,29E-04	2,83E-04	2,46E-04	2,14E-04	1,88E-04	1,67E-04
27.14	5,55E-04	4,66E-04	3,95E-04	3,37E-04	2,90E-04	2,51E-04	2,19E-04	1,92E-04	1,70E-04
30.41	5,54E-04	4,65E-04	3,93E-04	3,34E-04	2,87E-04	2,48E-04	2,16E-04	1,90E-04	1,67E-04
33.70	5,77E-04	4,82E-04	4,06E-04	3,45E-04	2,96E-04	2,55E-04	2,22E-04	1,95E-04	1,72E-04
36.99	5,91E-04	4,92E-04	4,14E-04	3,50E-04	2,99E-04	2,57E-04	2,24E-04	1,96E-04	1,73E-04
40.29	6,11E-04	5,06E-04	4,23E-04	3,57E-04	3,04E-04	2,62E-04	2,27E-04	1,99E-04	1,76E-04
43.58	6,30E-04	5,19E-04	4,32E-04	3,64E-04	3,09E-04	2,66E-04	2,31E-04	2,02E-04	1,79E-04
46.87	6,61E-04	5,42E-04	4,49E-04	3,77E-04	3,20E-04	2,74E-04	2,38E-04	2,09E-04	1,86E-04
50.16	6,95E-04	5,66E-04	4,67E-04	3,91E-04	3,31E-04	2,84E-04	2,47E-04	2,18E-04	1,94E-04
53.43	7,37E-04	5,97E-04	4,91E-04	4,10E-04	3,47E-04	2,99E-04	2,61E-04	2,31E-04	2,07E-04
56.69	7,88E-04	6,35E-04	5,21E-04	4,34E-04	3,69E-04	3,19E-04	2,80E-04	2,49E-04	2,26E-04
59.95	8,55E-04	6,86E-04	5,62E-04	4,70E-04	4,01E-04	3,49E-04	3,10E-04	2,79E-04	2,56E-04
63.18	9,36E-04	7,49E-04	6,15E-04	5,18E-04	4,46E-04	3,94E-04	3,54E-04	3,24E-04	3,02E-04
66.40	1,07E-03	8,56E-04	7,09E-04	6,04E-04	5,29E-04	4,75E-04	4,35E-04	4,06E-04	3,84E-04
69.60	1,22E-03	9,91E-04	8,35E-04	7,27E-04	6,52E-04	5,98E-04	5,60E-04	5,33E-04	5,13E-04
72.78	1,43E-03	1,19E-03	1,03E-03	9,21E-04	8,49E-04	7,99E-04	7,64E-04	7,40E-04	7,22E-04
75.94	1,67E-03	1,44E-03	1,29E-03	1,19E-03	1,13E-03	1,09E-03	1,06E-03	1,04E-03	1,02E-03
79.07	1,85E-03	1,66E-03	1,55E-03	1,47E-03	1,42E-03	1,39E-03	1,36E-03	1,34E-03	1,33E-03
82.17	1,81E-03	1,69E-03	1,60E-03	1,55E-03	1,51E-03	1,48E-03	1,46E-03	1,44E-03	1,43E-03
85.23	1,53E-03	1,43E-03	1,37E-03	1,32E-03	1,28E-03	1,26E-03	1,24E-03	1,22E-03	1,21E-03
88.26	8,99E-04	8,29E-04	7,78E-04	7,41E-04	7,13E-04	6,92E-04	6,76E-04	6,63E-04	6,53E-04

Canal 2 (312 nm)

	200	225	250	275	300	325	350	375	400
67.83	4,04E-03	3,53E-03	3,09E-03	2,73E-03	2,41E-03	2,14E-03	1,91E-03	1,71E-03	1,54E-03
64.62	3,84E-03	3,39E-03	3,00E-03	2,67E-03	2,38E-03	2,13E-03	1,92E-03	1,73E-03	1,56E-03
61.39	3,69E-03	3,28E-03	2,93E-03	2,62E-03	2,36E-03	2,13E-03	1,92E-03	1,74E-03	1,59E-03
58.14	3,52E-03	3,15E-03	2,83E-03	2,56E-03	2,31E-03	2,10E-03	1,91E-03	1,74E-03	1,59E-03
54.88	3,40E-03	3,06E-03	2,77E-03	2,51E-03	2,29E-03	2,08E-03	1,90E-03	1,74E-03	1,60E-03
51.61	3,24E-03	2,94E-03	2,68E-03	2,44E-03	2,23E-03	2,04E-03	1,88E-03	1,73E-03	1,59E-03
48.33	3,17E-03	2,89E-03	2,64E-03	2,41E-03	2,22E-03	2,04E-03	1,88E-03	1,73E-03	1,60E-03
45.05	3,10E-03	2,84E-03	2,60E-03	2,39E-03	2,20E-03	2,03E-03	1,88E-03	1,74E-03	1,61E-03
41.75	3,01E-03	2,77E-03	2,54E-03	2,35E-03	2,17E-03	2,01E-03	1,86E-03	1,73E-03	1,61E-03
38.46	2,96E-03	2,72E-03	2,51E-03	2,32E-03	2,15E-03	2,00E-03	1,86E-03	1,73E-03	1,61E-03
35.16	2,91E-03	2,69E-03	2,49E-03	2,30E-03	2,14E-03	1,99E-03	1,85E-03	1,73E-03	1,61E-03
31.87	2,87E-03	2,65E-03	2,46E-03	2,28E-03	2,12E-03	1,98E-03	1,84E-03	1,73E-03	1,61E-03
28.59	2,84E-03	2,63E-03	2,44E-03	2,27E-03	2,12E-03	1,98E-03	1,85E-03	1,73E-03	1,62E-03
25.33	2,81E-03	2,61E-03	2,43E-03	2,26E-03	2,11E-03	1,97E-03	1,85E-03	1,73E-03	1,62E-03
22.09	2,78E-03	2,58E-03	2,41E-03	2,24E-03	2,10E-03	1,96E-03	1,84E-03	1,73E-03	1,62E-03
18.89	2,76E-03	2,57E-03	2,40E-03	2,24E-03	2,10E-03	1,96E-03	1,84E-03	1,73E-03	1,63E-03
15.77	2,73E-03	2,54E-03	2,37E-03	2,22E-03	2,08E-03	1,95E-03	1,83E-03	1,72E-03	1,62E-03
12.77	2,74E-03	2,55E-03	2,39E-03	2,23E-03	2,09E-03	1,96E-03	1,84E-03	1,73E-03	1,63E-03
10.03	2,69E-03	2,51E-03	2,35E-03	2,20E-03	2,06E-03	1,93E-03	1,82E-03	1,71E-03	1,61E-03
7.81	2,70E-03	2,52E-03	2,36E-03	2,21E-03	2,07E-03	1,94E-03	1,82E-03	1,72E-03	1,62E-03
6.67	2,70E-03	2,52E-03	2,35E-03	2,20E-03	2,07E-03	1,94E-03	1,82E-03	1,71E-03	1,61E-03
7.13	2,70E-03	2,52E-03	2,35E-03	2,20E-03	2,06E-03	1,94E-03	1,82E-03	1,71E-03	1,61E-03
8.95	2,70E-03	2,52E-03	2,35E-03	2,20E-03	2,06E-03	1,93E-03	1,82E-03	1,71E-03	1,61E-03
11.51	2,70E-03	2,51E-03	2,35E-03	2,20E-03	2,14E-03	1,93E-03	1,81E-03	1,70E-03	1,60E-03
14.41	2,69E-03	2,51E-03	2,34E-03	2,19E-03	2,05E-03	1,92E-03	1,80E-03	1,70E-03	1,59E-03
17.49	2,68E-03	2,50E-03	2,33E-03	2,18E-03	2,04E-03	1,91E-03	1,79E-03	1,68E-03	1,58E-03
20.66	2,70E-03	2,51E-03	2,34E-03	2,19E-03	2,04E-03	1,91E-03	1,79E-03	1,68E-03	1,58E-03
23.88	2,72E-03	2,53E-03	2,36E-03	2,20E-03	2,05E-03	1,92E-03	1,80E-03	1,69E-03	1,58E-03
27.14	2,78E-03	2,58E-03	2,40E-03	2,23E-03	2,08E-03	1,95E-03	1,82E-03	1,70E-03	1,60E-03
30.41	2,73E-03	2,53E-03	2,35E-03	2,19E-03	2,04E-03	1,90E-03	1,78E-03	1,66E-03	1,56E-03
33.70	2,80E-03	2,59E-03	2,40E-03	2,23E-03	2,07E-03	1,93E-03	1,80E-03	1,68E-03	1,57E-03
36.99	2,81E-03	2,59E-03	2,40E-03	2,22E-03	2,06E-03	1,91E-03	1,78E-03	1,66E-03	1,55E-03
40.29	2,85E-03	2,62E-03	2,42E-03	2,23E-03	2,07E-03	1,92E-03	1,78E-03	1,65E-03	1,54E-03
43.58	2,88E-03	2,64E-03	2,43E-03	2,23E-03	2,06E-03	1,91E-03	1,77E-03	1,64E-03	1,52E-03
46.87	2,94E-03	2,68E-03	2,46E-03	2,25E-03	2,07E-03	1,91E-03	1,76E-03	1,63E-03	1,51E-03
50.16	2,99E-03	2,72E-03	2,48E-03	2,27E-03	2,08E-03	1,91E-03	1,75E-03	1,62E-03	1,49E-03
53.43	3,06E-03	2,76E-03	2,51E-03	2,28E-03	2,08E-03	1,90E-03	1,75E-03	1,60E-03	1,47E-03
56.69	3,12E-03	2,81E-03	2,53E-03	2,29E-03	2,08E-03	1,90E-03	1,73E-03	1,58E-03	1,45E-03
59.95	3,21E-03	2,87E-03	2,57E-03	2,32E-03	2,09E-03	1,89E-03	1,72E-03	1,56E-03	1,42E-03
63.18	3,28E-03	2,91E-03	2,59E-03	2,31E-03	2,07E-03	1,86E-03	1,68E-03	1,52E-03	1,38E-03
66.40	3,38E-03	2,97E-03	2,62E-03	2,32E-03	2,06E-03	1,84E-03	1,65E-03	1,48E-03	1,34E-03
69.60	3,49E-03	3,03E-03	2,65E-03	2,33E-03	2,05E-03	1,81E-03	1,61E-03	1,44E-03	1,29E-03
72.78	3,67E-03	3,15E-03	2,72E-03	2,36E-03	2,06E-03	1,80E-03	1,59E-03	1,41E-03	1,25E-03
75.94	3,78E-03	3,19E-03	2,72E-03	2,33E-03	2,01E-03	1,74E-03	1,52E-03	1,34E-03	1,18E-03
79.07	3,84E-03	3,19E-03	2,67E-03	2,26E-03	1,93E-03	1,66E-03	1,44E-03	1,26E-03	1,11E-03
82.17	3,73E-03	3,05E-03	2,54E-03	2,13E-03	1,82E-03	1,57E-03	1,37E-03	1,20E-03	1,07E-03
85.23	3,24E-03	2,68E-03	2,26E-03	1,94E-03	1,69E-03	1,49E-03	1,33E-03	1,20E-03	1,09E-03
88.26	2,19E-03	1,89E-03	1,66E-03	1,46E-03	1,31E-03	1,18E-03	1,07E-03	9,83E-04	9,06E-04

Canal 3 (320 nm)

	200	225	250	275	300	325	350	375	400
67.83	2,49E-02	2,35E-02	2,22E-02	2,10E-02	1,99E-02	1,88E-02	1,78E-02	1,69E-02	1,61E-02
64.62	2,42E-02	2,30E-02	2,18E-02	2,07E-02	1,97E-02	1,87E-02	1,79E-02	1,70E-02	1,62E-02
61.39	2,33E-02	2,22E-02	2,12E-02	2,02E-02	1,93E-02	1,84E-02	1,76E-02	1,68E-02	1,61E-02
58.14	2,26E-02	2,16E-02	2,06E-02	1,98E-02	1,89E-02	1,81E-02	1,74E-02	1,67E-02	1,60E-02
54.88	2,21E-02	2,12E-02	2,03E-02	1,95E-02	1,87E-02	1,80E-02	1,73E-02	1,67E-02	1,60E-02
51.61	2,13E-02	2,05E-02	1,97E-02	1,90E-02	1,83E-02	1,76E-02	1,70E-02	1,64E-02	1,58E-02
48.33	2,10E-02	2,02E-02	1,95E-02	1,88E-02	1,82E-02	1,75E-02	1,69E-02	1,64E-02	1,58E-02
45.05	2,08E-02	2,01E-02	1,94E-02	1,87E-02	1,81E-02	1,75E-02	1,69E-02	1,64E-02	1,59E-02
41.75	2,03E-02	1,96E-02	1,90E-02	1,83E-02	1,78E-02	1,72E-02	1,67E-02	1,62E-02	1,57E-02
38.46	2,01E-02	1,94E-02	1,88E-02	1,82E-02	1,77E-02	1,71E-02	1,66E-02	1,61E-02	1,56E-02
35.16	1,99E-02	1,92E-02	1,87E-02	1,81E-02	1,76E-02	1,70E-02	1,65E-02	1,61E-02	1,56E-02
31.87	1,97E-02	1,91E-02	1,85E-02	1,80E-02	1,74E-02	1,69E-02	1,65E-02	1,60E-02	1,56E-02
28.59	1,96E-02	1,90E-02	1,84E-02	1,79E-02	1,74E-02	1,69E-02	1,65E-02	1,60E-02	1,56E-02
25.33	1,95E-02	1,89E-02	1,84E-02	1,79E-02	1,74E-02	1,69E-02	1,64E-02	1,60E-02	1,56E-02
22.09	1,93E-02	1,88E-02	1,83E-02	1,78E-02	1,73E-02	1,68E-02	1,64E-02	1,60E-02	1,55E-02
18.89	1,92E-02	1,87E-02	1,82E-02	1,77E-02	1,73E-02	1,68E-02	1,64E-02	1,60E-02	1,56E-02
15.77	1,90E-02	1,85E-02	1,80E-02	1,76E-02	1,71E-02	1,67E-02	1,62E-02	1,58E-02	1,54E-02
12.77	1,91E-02	1,86E-02	1,81E-02	1,76E-02	1,72E-02	1,67E-02	1,63E-02	1,59E-02	1,55E-02
10.03	1,89E-02	1,84E-02	1,79E-02	1,74E-02	1,70E-02	1,65E-02	1,61E-02	1,57E-02	1,53E-02
7.81	1,90E-02	1,85E-02	1,80E-02	1,75E-02	1,71E-02	1,67E-02	1,62E-02	1,58E-02	1,55E-02
6.67	1,90E-02	1,85E-02	1,80E-02	1,75E-02	1,71E-02	1,67E-02	1,62E-02	1,58E-02	1,55E-02
7.13	1,90E-02	1,85E-02	1,80E-02	1,75E-02	1,71E-02	1,67E-02	1,63E-02	1,58E-02	1,55E-02
8.95	1,90E-02	1,85E-02	1,80E-02	1,75E-02	1,71E-02	1,66E-02	1,62E-02	1,58E-02	1,54E-02
11.51	1,89E-02	1,84E-02	1,80E-02	1,75E-02	1,76E-02	1,66E-02	1,62E-02	1,58E-02	1,54E-02
14.41	1,89E-02	1,84E-02	1,79E-02	1,74E-02	1,70E-02	1,65E-02	1,61E-02	1,57E-02	1,53E-02
17.49	1,88E-02	1,83E-02	1,78E-02	1,73E-02	1,69E-02	1,64E-02	1,60E-02	1,56E-02	1,52E-02
20.66	1,89E-02	1,84E-02	1,79E-02	1,74E-02	1,69E-02	1,65E-02	1,60E-02	1,56E-02	1,52E-02
23.88	1,89E-02	1,84E-02	1,79E-02	1,74E-02	1,69E-02	1,65E-02	1,61E-02	1,56E-02	1,52E-02
27.14	1,92E-02	1,87E-02	1,82E-02	1,77E-02	1,72E-02	1,67E-02	1,63E-02	1,58E-02	1,54E-02
30.41	1,89E-02	1,83E-02	1,78E-02	1,73E-02	1,68E-02	1,63E-02	1,59E-02	1,54E-02	1,50E-02
33.70	1,92E-02	1,86E-02	1,81E-02	1,75E-02	1,70E-02	1,65E-02	1,61E-02	1,56E-02	1,52E-02
36.99	1,91E-02	1,85E-02	1,80E-02	1,74E-02	1,69E-02	1,64E-02	1,59E-02	1,55E-02	1,50E-02
40.29	1,93E-02	1,87E-02	1,81E-02	1,75E-02	1,70E-02	1,64E-02	1,60E-02	1,55E-02	1,50E-02
43.58	1,94E-02	1,87E-02	1,81E-02	1,75E-02	1,69E-02	1,64E-02	1,59E-02	1,54E-02	1,49E-02
46.87	1,96E-02	1,89E-02	1,82E-02	1,76E-02	1,70E-02	1,64E-02	1,59E-02	1,54E-02	1,49E-02
50.16	1,98E-02	1,91E-02	1,84E-02	1,77E-02	1,71E-02	1,65E-02	1,59E-02	1,53E-02	1,48E-02
53.43	2,00E-02	1,92E-02	1,85E-02	1,78E-02	1,71E-02	1,65E-02	1,59E-02	1,53E-02	1,47E-02
56.69	2,02E-02	1,94E-02	1,86E-02	1,78E-02	1,71E-02	1,64E-02	1,58E-02	1,52E-02	1,46E-02
59.95	2,06E-02	1,96E-02	1,88E-02	1,79E-02	1,72E-02	1,64E-02	1,57E-02	1,51E-02	1,45E-02
63.18	2,10E-02	2,00E-02	1,90E-02	1,81E-02	1,73E-02	1,65E-02	1,57E-02	1,50E-02	1,44E-02
66.40	2,13E-02	2,02E-02	1,91E-02	1,81E-02	1,72E-02	1,63E-02	1,55E-02	1,48E-02	1,41E-02
69.60	2,16E-02	2,03E-02	1,92E-02	1,81E-02	1,71E-02	1,61E-02	1,53E-02	1,45E-02	1,37E-02
72.78	2,19E-02	2,04E-02	1,91E-02	1,79E-02	1,68E-02	1,58E-02	1,48E-02	1,40E-02	1,32E-02
75.94	2,19E-02	2,03E-02	1,88E-02	1,75E-02	1,62E-02	1,51E-02	1,41E-02	1,32E-02	1,24E-02
79.07	2,16E-02	1,97E-02	1,81E-02	1,66E-02	1,53E-02	1,41E-02	1,30E-02	1,21E-02	1,12E-02
82.17	2,04E-02	1,84E-02	1,66E-02	1,50E-02	1,36E-02	1,24E-02	1,14E-02	1,04E-02	9,56E-03
85.23	1,72E-02	1,52E-02	1,35E-02	1,20E-02	1,08E-02	9,72E-03	8,79E-03	7,99E-03	7,28E-03
88.26	9,51E-03	8,41E-03	7,51E-03	6,75E-03	6,11E-03	5,56E-03	5,09E-03	4,68E-03	4,32E-03

Canal 4 (340 nm)

	200	225	250	275	300	325	350	375	400
67.83	1,73E-02	1,72E-02	1,72E-02	1,71E-02	1,70E-02	1,69E-02	1,69E-02	1,68E-02	1,67E-02
64.62	1,71E-02	1,70E-02	1,69E-02	1,69E-02	1,68E-02	1,67E-02	1,67E-02	1,66E-02	1,66E-02
61.39	1,69E-02	1,68E-02	1,67E-02	1,67E-02	1,66E-02	1,66E-02	1,65E-02	1,65E-02	1,64E-02
58.14	1,65E-02	1,64E-02	1,64E-02	1,63E-02	1,63E-02	1,62E-02	1,62E-02	1,61E-02	1,61E-02
54.88	1,63E-02	1,62E-02	1,62E-02	1,61E-02	1,61E-02	1,60E-02	1,60E-02	1,59E-02	1,59E-02
51.61	1,58E-02	1,58E-02	1,57E-02	1,57E-02	1,56E-02	1,56E-02	1,56E-02	1,55E-02	1,55E-02
48.33	1,57E-02	1,56E-02	1,56E-02	1,56E-02	1,55E-02	1,55E-02	1,54E-02	1,54E-02	1,54E-02
45.05	1,56E-02	1,56E-02	1,55E-02	1,55E-02	1,55E-02	1,54E-02	1,54E-02	1,53E-02	1,53E-02
41.75	1,53E-02	1,52E-02	1,52E-02	1,52E-02	1,51E-02	1,51E-02	1,51E-02	1,50E-02	1,50E-02
38.46	1,52E-02	1,52E-02	1,51E-02	1,51E-02	1,51E-02	1,50E-02	1,50E-02	1,50E-02	1,49E-02
35.16	1,51E-02	1,51E-02	1,51E-02	1,50E-02	1,50E-02	1,50E-02	1,49E-02	1,49E-02	1,49E-02
31.87	1,50E-02	1,50E-02	1,50E-02	1,49E-02	1,49E-02	1,49E-02	1,48E-02	1,48E-02	1,48E-02
28.59	1,50E-02	1,50E-02	1,49E-02	1,49E-02	1,49E-02	1,48E-02	1,48E-02	1,48E-02	1,48E-02
25.33	1,50E-02	1,49E-02	1,49E-02	1,49E-02	1,48E-02	1,48E-02	1,48E-02	1,48E-02	1,47E-02
22.09	1,49E-02	1,49E-02	1,48E-02	1,48E-02	1,48E-02	1,47E-02	1,47E-02	1,47E-02	1,47E-02
18.89	1,49E-02	1,48E-02	1,48E-02	1,48E-02	1,47E-02	1,47E-02	1,47E-02	1,47E-02	1,46E-02
15.77	1,48E-02	1,47E-02	1,47E-02	1,47E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,45E-02
12.77	1,48E-02	1,48E-02	1,47E-02	1,47E-02	1,47E-02	1,47E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,46E-02
10.03	1,46E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,45E-02	1,45E-02	1,45E-02	1,45E-02	1,44E-02
7.81	1,48E-02	1,48E-02	1,47E-02	1,47E-02	1,47E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,46E-02
6.67	1,48E-02	1,48E-02	1,47E-02	1,47E-02	1,47E-02	1,47E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,46E-02
7.13	1,48E-02	1,48E-02	1,47E-02	1,47E-02	1,47E-02	1,47E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,46E-02
8.95	1,48E-02	1,48E-02	1,47E-02	1,47E-02	1,47E-02	1,47E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,46E-02
11.51	1,48E-02	1,47E-02	1,47E-02	1,47E-02	1,50E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,45E-02
14.41	1,47E-02	1,47E-02	1,47E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,45E-02	1,45E-02
17.49	1,46E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,45E-02	1,45E-02	1,45E-02	1,45E-02	1,44E-02
20.66	1,46E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,45E-02	1,45E-02	1,45E-02	1,45E-02	1,44E-02
23.88	1,47E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,45E-02	1,45E-02	1,45E-02	1,44E-02
27.14	1,49E-02	1,49E-02	1,48E-02	1,48E-02	1,48E-02	1,47E-02	1,46E-02	1,47E-02	1,47E-02
30.41	1,45E-02	1,45E-02	1,45E-02	1,44E-02	1,44E-02	1,44E-02	1,43E-02	1,43E-02	1,43E-02
33.70	1,47E-02	1,47E-02	1,47E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,45E-02	1,45E-02
36.99	1,46E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,45E-02	1,45E-02	1,45E-02	1,44E-02	1,44E-02	1,44E-02
40.29	1,47E-02	1,47E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,45E-02	1,45E-02	1,45E-02	1,44E-02
43.58	1,47E-02	1,47E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,45E-02	1,45E-02	1,45E-02	1,44E-02
46.87	1,48E-02	1,47E-02	1,47E-02	1,47E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,45E-02	1,45E-02
50.16	1,49E-02	1,48E-02	1,48E-02	1,47E-02	1,47E-02	1,47E-02	1,46E-02	1,46E-02	1,45E-02
53.43	1,49E-02	1,49E-02	1,49E-02	1,48E-02	1,48E-02	1,47E-02	1,47E-02	1,47E-02	1,46E-02
56.69	1,50E-02	1,50E-02	1,49E-02	1,49E-02	1,48E-02	1,48E-02	1,48E-02	1,47E-02	1,47E-02
59.95	1,51E-02	1,51E-02	1,50E-02	1,50E-02	1,49E-02	1,49E-02	1,49E-02	1,48E-02	1,48E-02
63.18	1,51E-02	1,51E-02	1,50E-02	1,50E-02	1,49E-02	1,49E-02	1,48E-02	1,48E-02	1,47E-02
66.40	1,52E-02	1,52E-02	1,51E-02	1,51E-02	1,50E-02	1,49E-02	1,49E-02	1,48E-02	1,48E-02
69.60	1,53E-02	1,52E-02	1,52E-02	1,51E-02	1,50E-02	1,50E-02	1,49E-02	1,48E-02	1,48E-02
72.78	1,53E-02	1,52E-02	1,52E-02	1,51E-02	1,50E-02	1,49E-02	1,49E-02	1,48E-02	1,47E-02
75.94	1,51E-02	1,50E-02	1,50E-02	1,49E-02	1,48E-02	1,47E-02	1,46E-02	1,45E-02	1,44E-02
79.07	1,49E-02	1,48E-02	1,47E-02	1,46E-02	1,45E-02	1,44E-02	1,43E-02	1,42E-02	1,41E-02
82.17	1,41E-02	1,40E-02	1,38E-02	1,37E-02	1,36E-02	1,35E-02	1,33E-02	1,32E-02	1,31E-02
85.23	1,25E-02	1,24E-02	1,22E-02	1,21E-02	1,19E-02	1,18E-02	1,16E-02	1,15E-02	1,14E-02
88.26	7,98E-03	7,82E-03	7,67E-03	7,52E-03	7,38E-03	7,25E-03	7,12E-03	6,99E-03	6,88E-03

Canal 5 (380 nm)

	200	225	250	275	300	325	350	375	400
67.83	1,23E-02								
64.62	1,21E-02								
61.39	1,19E-02								
58.14	1,17E-02								
54.88	1,15E-02								
51.61	1,12E-02								
48.33	1,11E-02								
45.05	1,10E-02								
41.75	1,07E-02								
38.46	1,07E-02								
35.16	1,07E-02								
31.87	1,06E-02								
28.59	1,06E-02								
25.33	1,06E-02								
22.09	1,05E-02								
18.89	1,05E-02								
15.77	1,04E-02								
12.77	1,04E-02								
10.03	1,04E-02								
7.81	1,04E-02								
6.67	1,04E-02								
7.13	1,04E-02								
8.95	1,04E-02								
11.51	1,04E-02	1,04E-02	1,04E-02	1,04E-02	1,06E-02	1,04E-02	1,04E-02	1,04E-02	1,04E-02
14.41	1,04E-02								
17.49	1,03E-02								
20.66	1,04E-02								
23.88	1,04E-02								
27.14	1,06E-02								
30.41	1,03E-02								
33.70	1,05E-02								
36.99	1,04E-02								
40.29	1,04E-02								
43.58	1,04E-02								
46.87	1,05E-02								
50.16	1,06E-02								
53.43	1,07E-02								
56.69	1,08E-02								
59.95	1,09E-02								
63.18	1,09E-02								
66.40	1,11E-02								
69.60	1,12E-02								
72.78	1,13E-02								
75.94	1,13E-02								
79.07	1,11E-02								
82.17	1,06E-02								
85.23	9,17E-03								
88.26	5,82E-03								