Aplicación de modelos de transferencia radiativa para el control operativo del programa BSRN (Baseline Surface Radiation Network) del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña

Nota técnica 8 de AEMET

TESIS DOCTORAL
Universidad de Valladolid, 16 de diciembre de 2011

Autora:

Rosa Delia García Cabrera
Centro de Investigación Atmosférica de Izaña (AEMET)
Universidad de Valladolid (Grupo de Óptica Atmosférica)

Directores:

Dra. Victoria Eugenia Cachorro Revilla
Grupo de Óptica Atmosférica (Universidad de Valladolid)

Dr. Emilio Cuevas Agulló
Centro de Investigación Atmosférica de Izaña (AEMET)

GOBIERNO DE ESPAÑA
MINISTERIO DE AGRICULTURA, ALIMENTACIÓN Y MEDIO AMBIENTE
AEMet Agencia Estatal de Meteorología

Aviso Legal: los contenidos de esta publicación podrán ser reutilizados, citando la fuente y la fecha, en su caso, de la última actualización

© Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente
Agencia Estatal de Meteorología
Madrid, 2012

Catálogo de Publicaciones de la Administración General del Estado:
https://cpage.mpr.gob.es/

NIPO: 281-12-015-6
https://doi.org/10.31978/281-12-015-6

Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)
C/ Leonardo Prieto Castro, 8
28040 Madrid
http://www.aemet.es/

@Aemet_Esp

https://www.facebook.com/AgenciaEstataldeMeteorologia

Prólogo

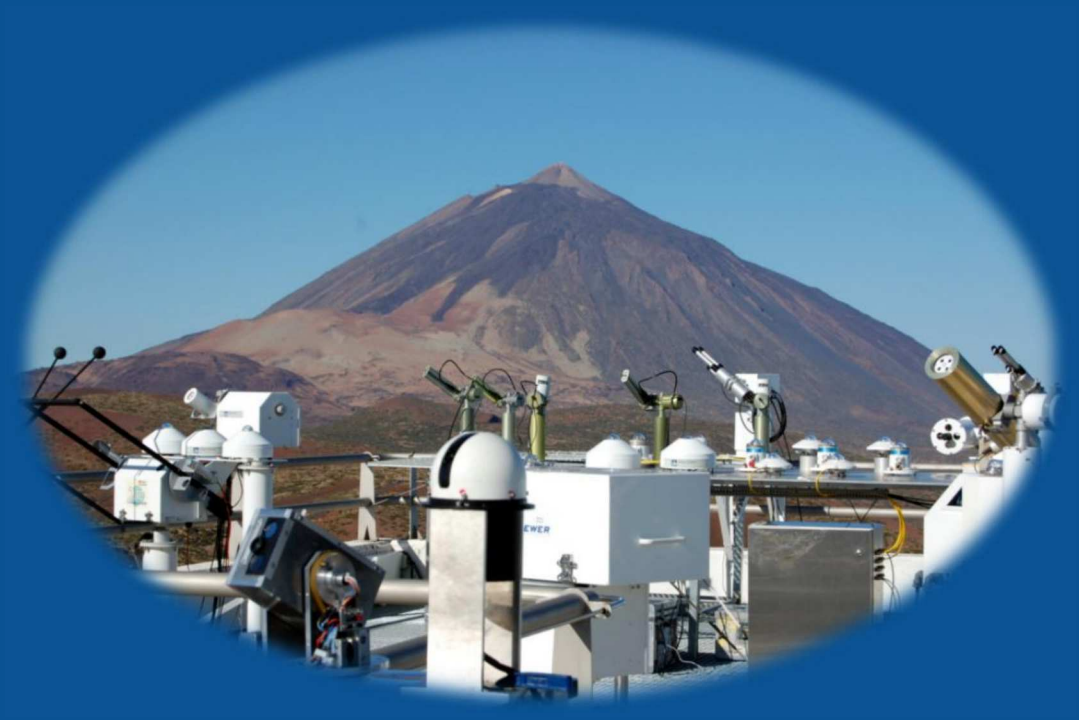
La siguiente Nota Técnica Digital corresponde a la Tesis Doctoral titulada "*Aplicación de modelos de transferencia radiativa para el control operativo del programa BSRN (Baseline Surface Radiation Network) del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña*" defendida por la Dra. Rosa Delia García Cabrera el 16 de Diciembre de 2011 en la Universidad de Valladolid, obteniendo la máxima calificación de "Sobresaliente Cum Laude". Esta tesis ha sido dirigida por la Dra. Victoria Eugenia Cachorro Revilla, Catedrática del Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Valladolid y el Dr. Emilio Cuevas Agulló, Director del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña (AEMET). Esta tesis se ha desarrollado en el marco del Programa de doctorado de Métodos Avanzados en Física Moderna y los miembros que han formado parte del tribunal de esta tesis han sido:

Presidente: Dr. Santiago Mar Sardaña, Catedrático de la Universidad de Valladolid
Secretario: Dr. Carlos Toledano Olmeda, Ramón y Cajal de la Universidad de Valladolid
Vocal 1: Dra. Omaira Elena García Rodríguez, Centro de Investigación Atmosférica de Izaña
Vocal 2: Dra. María del Pilar Utrillas Esteban, Catedrático de Universidad de Valencia
Vocal 3: Dr. Lucas Alados Arboledas, Catedrático de Universidad de Granada

Este trabajo es el resultado de parte de las actividades realizadas en el Convenio de Colaboración entre la Agencia Estatal de Meteorología y la Universidad de Valladolid para el "Establecimiento de metodologías y sistema de control de calidad para los programas de fotometría, radiometría, ozono y aerosoles atmosféricos en el marco del programa de vigilancia atmosférica global de la Organización Meteorológica Mundial".

Universidad de Valladolid
Departamento de Física Teórica, Atómica y Óptica

Agencia Estatal de Meteorología
Centro de Investigación Atmosférica de Izaña



Aplicación de modelos de transferencia radiativa para el control operativo del programa BSRN (Baseline Surface Radiation Network) del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña

Tesis Doctoral

ROSA DELIA GARCÍA CABRERA

Valladolid, Octubre 2011

Universidad de Valladolid
Departamento de Física Teórica,
Atómica y Óptica

Agencia Estatal de Meteorología
Centro de Investigación
Atmosférica de Izaña

TESIS DOCTORAL:

Aplicación de modelos de transferencia radiativa para el control operativo del programa BSRN (*Baseline Surface Radiation Network*) del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña

ROSA DELIA GARCÍA CABRERA

Octubre 2011

Esta tesis doctoral ha sido realizada en el marco del Convenio de Colaboración entre la Universidad de Valladolid y la Agencia Estatal de Meteorología para el "Establecimiento de metodologías y sistemas de control de calidad para los programas de fotometría, radiometría, ozono y aerosoles atmosféricos en el marco del programa de vigilancia atmosférica global de la Organización Meteorológica Mundial"

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado dentro del Convenio específico de colaboración entre la Agencia Estatal de Meteorología y la Universidad de Valladolid para el establecimiento de metodologías y sistemas de control de calidad para los programas de fotometría, radiometría, ozono y aerosoles atmosféricos en el marco del programa de vigilancia atmosférica global de la Organización Meteorológica Mundial.

Este trabajo no hubiera sido posible sin la aportación de muchas personas e instituciones. En especial, quiero dar las gracias por su apoyo y colaboración al Centro de Investigación Atmosférico de Izaña (Agencia Estatal de Meteorología) y al Grupo de Óptica Atmosférica de la Universidad de Valladolid y de forma muy especial, mi más sincero agradecimiento a los directores de este trabajo por todos los conocimientos aportados, la Dra. Victoria Cachorro Revilla y el Dr. Emilio Cuevas Agulló, por haberme dado la oportunidad de realizar esta tesis doctoral, pues sin su dedicación y disposición de colaboración no hubiese sido posible realizar el trabajo que aquí se presenta. Los dos han demostrado a lo largo de estos años su experiencia científica en este mundo de la investigación.

INDICE GENERAL

Lista de Figuras I

Lista de Tablas XIII

Lista de Acrónimos XVII

Resumen XIX

Abstract XX

Introducción, objetivos y estructura del trabajo 1

Capítulo 1.- El Observatorio Atmosférico de Izaña en la Red de Referencia de Radiación en Superficie: *BASELINE SURFACE RADIATION NETWORK (BSRN).*

1.1.- Introducción: Estaciones BSRN 9

1.1.1.- Objetivos de la Red BSRN 10

1.1.2.- Requisitos que ha de cumplir una estación BSRN 10

1.1.3.- Medidas básicas de radiación que forman parte de una estación BSRN 11

1.2.- Observatorio Atmosférico de Izaña 12

1.2.1.- Climatología y características generales del Observatorio Atmosférico de Izaña 14

1.3.- Integración de la estación de Izaña en la Red BSRN 21

1.4.- Magnitudes radiométricas e instrumentos de medida que forman la estación BSRN de Izaña 22

1.4.1.- Piranómetro CM-21 (Kipp & Zonen): Medida de radiación global y difusa 23

1.4.2.- Pirheliómetro CH-1 (Kipp & Zonen): Medida de radiación directa 25

1.4.3.- Pirgeómetro CG-4 (Kipp & Zonen): Medida de radiación de onda larga 26

1.4.4.- Piranómetro Yankee UVB-1 (YES): Medida de radiación UV-B 28

1.4.5.- Instrumentos Auxiliares 29

1.5.- Sistema de adquisición de datos 30

1.6.- Medidas enviadas a la BSRN desde la estación de Izaña 31

1.7.- Resumen y Conclusiones 35

Capítulo 2.- Control de calidad de las medidas experimentales tomadas en la estación BSRN de Izaña.

Introducción 39

2.1.- Correcciones diarias aplicadas al coeficiente de calibración de los instrumentos de medida en la estación BSRN de Izaña 39

2.1.1.- Aplicación de las correcciones diarias al coeficiente de calibración de las medidas de radiación global, directa y difusa 40
2.1.1.1.- Radiación Global 40
2.1.1.2.- Radiación Directa 44
2.1.1.3.- Radiación Difusa 46
2.2.- Corrección debida al efecto de corriente de oscuridad de los instrumentos 49
2.3.- Criterios de calidad aplicados a las medidas experimentales tomadas en la estación de Izaña 51
2.4.- Definición de los controles de calidad dados por la Red BSRN que se deben aplicar a las medidas de radiación 55
2.4.1.- Aplicación de los límites dados por la BSRN a las medidas experimentales en la estación de Izaña 58
2.5.- Resumen y Conclusiones 63

Capítulo 3.- Estudio de la sensibilidad espectral e integrada del modelo *LibRadtran* a los diferentes factores atmosféricos.
Introducción 67
3.1.- Características básicas del modelo de transferencia radiativa *LibRadtran* 67
3.1.1.- Magnitudes radiométricas 68
3.1.2.- Ecuación de transferencia radiativa 69
3.1.3.- Ecuación de transferencia radiativa en el modelo *LibRadtran* 70
3.2.- Parámetros de entrada del modelo *LibRadtran* 75
3.2.1.- Parámetros generales 75
3.2.2.- Variables de entrada 79
3.3.- Sensibilidad espectral e integrada del modelo *LibRadtran* a los diferentes efectos atmosféricos 84
3.3.1.- Introducción 84
3.3.2.- Sensibilidad al ángulo cenital solar (SZA) 85
3.3.3.- Sensibilidad a la altitud 87
3.3.4.- Sensibilidad al contenido total de ozono 89
3.3.5.- Sensibilidad al albedo de la superficie 91
3.3.6.- Sensibilidad al espesor óptico de aerosoles (AOD) 94
3.3.7.- Sensibilidad a los parámetros de Ångström (α y β) 97
3.3.8.- Sensibilidad al albedo de scattering simple (ω_o) y al parámetro de asimetría (g) 98
3.3.9.- Sensibilidad al agua precipitable 101
3.4.- Resumen y Conclusiones 103

Capítulo 4.- Comparación entre medidas experimentales y simuladas con el modelo *LibRadtran* para diferentes condiciones atmosféricas en la estación Izaña: Casos de Estudio.

Introducción 107

4.1.- Parámetros generales del modelo *LibRadtran* 107

4.1.1.- Perfil vertical de la atmósfera 108

4.2.- Incertidumbres asociadas a las medidas 109

4.3.- Casos de Estudio: Días despejados con presencia de mar de nubes 112

4.3.1.- Día de estudio de cielo despejado: 20 de Abril de 2009 115

4.3.1.1.- Comparación de la radiación global, directa y difusa medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo *LibRadtran* el 20 de Abril de 2009 119

4.3.1.2.- Comparación entre índice ultravioleta (UVI) medido experimentalmente y la simulada con el modelo *LibRadtran* el 20 de Abril de 2009 123

4.3.2.- Día de estudio de cielo despejado: 16 de Mayo de 2010 126

4.3.2.1.- Comparación de la radiación global, directa y difusa medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo *LibRadtran* el 16 de Mayo de 2010 127

4.3.2.2.- Comparación del índice ultravioleta (UVI) medido experimentalmente y simulado con el modelo *LibRadtran* el 16 de Mayo de 2010 130

4.4. Casos de Estudio: Días con intrusión sahariana 133

4.4.1.- Día de estudio con intrusión sahariana: 10 de Julio de 2009 134

4.4.2.- Día de estudio con intrusión sahariana: 3 de Agosto de 2010 139

4.5.- Influencia del espesor óptico de aerosoles, parámetro de Ångström (α) y contenido total de vapor de agua en los días de estudio considerados 144

4.6.- Casos de Estudio: Días despejados con presencia de nubes altas (Cirros) 145

4.6.1.- Aproximación a la modelización de nubes altas (Cirrus) en la estación de Izaña 145

4.6.2.- Día de estudio con presencia de Cirros: 1 de Noviembre de 2009 150

4.7.- Resumen y Conclusiones 158

Capítulo 5.- Estudio de las series de radiación global, directa y difusa en la estación BSRN de Izaña.

Introducción 163

5.1.- Análisis de las series de radiación global, directa y difusa de la estación BSRN de Izaña en el período 2009-2010 163

5.1.2.- Análisis de los valores diarios y de los promedios mensuales 165

5.2.- Estudio de la serie de radiación global, directa y difusa utilizando el modelo de transferencia radiativa *LibRadtran* durante 2009 y 2010 167

5.2.1.- Criterio de selección de días despejados 167

5.2.2.- Comparación entre los valores diarios experimentales y los simulados con el modelo *LibRadtran* para los días despejados entre 2009 y 2010 173

5.3.- Reevaluación y reconstrucción de la serie de radiación global medida en la estación de Izaña entre 1992 y 2010 utilizando las medidas experimentales de radiación global, medidas de insolación y el modelo de transferencia radiativa *LibRadtran* 176

5.3.1.- Metodología 177

5.3.2.- Resultados 183

5.3.3.- Análisis de la serie de radiación global medida experimentalmente en la estación de Izaña entre 1992 y 2010 189

5.3.3.1.- Tendencia de la serie de radiación global medida experimentalmente en la estación de Izaña entre 1992 y 2010 192

5.4.- Resumen y Conclusiones 200

Capítulo 6.- Forzamiento radiativo en la estación de Izaña durante 2009 y 2010.

Introducción 205

6.1.- Análisis del espesor óptico de aerosoles y parámetro de Ångström (α) en la estación de Izaña durante 2009 y 2010 207

6.2.- Forzamiento radiativo y eficiencia del forzamiento radiativo en la estación de Izaña durante 2009 y 2010 212

6.2.1.- Forzamiento y eficiencia del forzamiento radiativo de la radiación global 214

6.2.1.1.- Comparación con la Red AERONET 220

6.2.2.- Forzamiento y eficiencia del forzamiento radiativo de la radiación directa 225

6.2.3.- Forzamiento y eficiencia del forzamiento radiativo de la radiación difusa 228

6.3.- Resumen y Conclusiones 232

Conclusiones y Futuras líneas de investigación 237

ANEXOS 247

ANEXO I 249

ANEXO II 255

Bibliografía 261

LISTA DE FIGURAS

Introducción

Figura 1.- Balance anual de energía del sistema Tierra-atmósfera desarrollado por Trenberth, Fasullo y Kiehl (Trenberth et al., 2009) de la NCAR (National Center for Atmospheric Research) en 2008. Actualización de su trabajo publicado en 1997 (Kiehl y Trenberth, 1997).

Capítulo 1

Figura 1.1.- Mapa global de todas las estaciones que forman la *Baseline Surface Radiation Network* (BSRN) a fecha de noviembre de 2010 (Fuente: *http://www.bsrn.awi.de*).

Figura 1.2.- Localización del OAI (Mapas: Google Earth, *http://earth.google.es* , Fotografía: Emilio Cuevas Agulló).

Figura 1.3.- Instalaciones de la estación de Santa Cruz de Tenerife del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña (AEMET).

Figura 1.4.- Mar de nubes sobre la costa norte de la isla de Tenerife con el Teide (3.718 m s.n.m.) en el fondo de la fotografía.

Figura 1.5(a).- Frecuencia mensual de la inversión del alisio a las 00 TMG (Torres et al., 2002). La barra blanca representa la presencia de inversión, mientras que la zona azul representa las inversiones con una diferencia de humedad relativa entre la base y la cima superior al 20%.

Figura 1.5(b).- Altura media mensual de la inversión del alisio a las 00 TMG y 12 TMG con los datos medidos en los sondeos realizados entre 1986-1997 en SCO (Torres et al., 2002).

Figura 1.6.- Frecuencia estacional de los días de precipitación y los días de nieve en el OAI para el período 1971-2000 (Bustos y Delgado, 2000).

Figura 1.7.- Estadística de la precipitación mensual en el OAI durante 1971-2000 (Bustos y Delgado, 2000).

Figura 1.8.- Climograma de precipitación y temperatura en el OAI durante 1971-2000 (Bustos y Delgado, 2000).

Figura 1.9.- Rosa de los Vientos en el OAI durante el período de 1975-1990 (Fuente: Juanjo José Bustos, CIAI).

Figura 1.10.- En la figura de la izquierda tenemos el jardín meteorológico del OAI en un día despejado y en la figura de la derecha tenemos la misma fotografía pero en un día con un episodio bastante intenso de intrusión sahariana ocurrido en Julio de 2002.

Figura 1.11.- Vista panorámica de la isla de Tenerife donde se aprecia la situación de la estación de Izaña (Troposfera libre) y la estación de SCO (Nivel del mar). Fotografía: Emilio Cuevas Agulló.

Figura 1.12(a).- Piranómetro *Kipp & Zonen* Modelo CM-21 para la medida de radiación global instalado en la estación BSRN de Izaña.

Figura 1.12(b).- Piranómetro *Kipp & Zonen* Modelo CM-21 para la medida de radiación difusa con un dispositivo de sombreado instalado en la estación BSRN de Izaña.

Figura 1.13.- Pirheliómetro *Kipp & Zonen* modelo CH-1 para la medida de la radiación directa instalado en la estación BSRN de Izaña.

Figura 1.14.- Pirgeómetro *Kipp & Zonen* modelo CG-4 para la medida de la radiación de onda larga instalado en la estación BSRN de Izaña.

Figura 1.15.- (a) Piranómetro Yankee UVB-1 instalado en la estación BSRN de Izaña. **(b)** Respuesta espectral relativa del piranómetro Yankee YES UVB-1 y el espectro de acción eritemática de la CIE (Fuente: Manual Yankee YES).

Figura 1.16.- Imágenes de cielo tomadas con SONA (*Sistema Automático de Observación de Nubes*) por el día (Izqda.) y por la noche (Dcha.) en el Observatorio Atmosférico de Izaña.

Figura 1.17.- Sistema de adquisición de datos Campbell CR-5000 (Fuente: *http://www.campbellsci.com/cr5000*).

Figura 1.18.- Esquema de los pasos que se siguen en la estación de Izaña desde que se toman las medidas hasta que son enviadas a la BSRN y son visualizadas mediante la página web.

Figura 1.19.- Detalle de la información que hay que facilitar de los instrumentos de radiación en el fichero que se envía mensualmente a la BSRN. En ella se especifica el instrumento, marca, n° de serie, fecha de adquisición, persona encargada de su calibración, ciudad donde se calibró, constante de calibración del instrumento,...

Figura 1.20(a).- Salida del programa *PlanPlot,* donde se puede visualizar algunas de las diferentes variables incluidas en el fichero mensual. En este caso en particular, podemos ver la media, desviación estándar, mínimo y máximo de la radiación global UV-B durante los primeros quince días de mayo de 2009.

Figura 1.20(b).- Salida del programa *Ocean Data View (http://odv.awi.de),* donde se puede visualizar el perfil de la temperatura del aire (°C) en función de la altitud (km) para un mes determinado de medidas obtenidas a partir de los radiosondeos.

Figura 1.21.- Página principal de la Web BSRN de Izaña: "*Baseline Surface Radiation Network: Izaña Station"* (*http://www.aemet.izana.org/bsrn_iza*).

Capítulo 2

Figura 2.1.- Desviación porcentual del coeficiente de calibración del piranómetro CM-21 (#080034) en función de la temperatura facilitado por el fabricante (CM-21 *Kipp & Zonen, 2006*).

Figura 2.2. - Desviación porcentual del coeficiente de calibración en función del SZA. La línea azul representa la orientación *Sur*. La línea roja representa la orientación *Norte*. La línea verde representa la orientación *Este* y la línea magenta representa la orientación *Oeste*.

Figura 2.3.- Sensibilidad relativa del coeficiente de calibración en función de la irradiancia para el instrumento CM-21 (#080034) facilitado en el manual del instrumento (CM-21 *Kipp & Zonen*, 2006).

Figura 2.4.- Variación del coeficiente de calibración en función del tiempo el 23 de octubre de 2010 para el piranómetro CM-21 (#080034). La línea azul representa el coeficiente de calibración corregido por efecto de la temperatura, error direccional y nivel de irradiancia. La línea roja representa el coeficiente de calibración dado por el fabricante y la línea verde representa el promedio del coeficiente de calibración corregido.

Figura 2.5.- Desviación porcentual del coeficiente de calibración en función de la temperatura (°C) del pirheliómetro CH-1 (#080050) facilitado por el fabricante (CH-1 *Kipp & Zonen, 2001*).

Figura 2.6.- Sensibilidad relativa del coeficiente de calibración en función de la irradiancia para el instrumento CH-1 (#080050) facilitado en el manual del instrumento (CH-1 *Kipp & Zonen*, 2001).

Figura 2.7.- Variación del coeficiente de calibración en función del tiempo el día 23 de octubre de 2010 para el pirheliómetro CH-1 (#080050). La línea azul representa el coeficiente de calibración corregido por efecto de la temperatura y nivel de irradiancia. La línea roja representa el coeficiente de calibración dado por el fabricante en el certificado de calibración y la línea verde representa el promedio del coeficiente de calibración corregido.

Figura 2.8.- Desviación porcentual del coeficiente de calibración en función de la temperatura del piranómetro CM-21 (#080032) facilitado por el fabricante (CM-21 *Kipp & Zonen, 2006*).

Figura 2.9.- Desviación porcentual del coeficiente de calibración en función del SZA. La línea azul representa la orientación *Sur*. La línea roja representa la orientación *Norte.* La línea verde representa la orientación *Este* y la línea magenta representa la orientación *Oeste*.

Figura 2.10.- Variación del coeficiente de calibración en función del tiempo el 23 de octubre de 2010 para el piranómetro CM-21 (#080032). La línea azul representa el coeficiente de calibración corregido por efecto de la temperatura, error direccional y nivel de irradiancia. La línea roja representa el coeficiente de calibración dado por el fabricante y la línea verde representa el promedio del coeficiente de calibración corregido.

Figura 2.11.- Variación de la corriente de oscuridad (W/m^2) de las medidas de radiación global, directa y difusa medidas experimentalmente en la estación de Izaña durante 2010.

Figura 2.12.- Radiación **(a)** global y **(b)** directa medidas experimentalmente ("*Raw*") en la estación de Izaña el 9 de octubre de 2009. El círculo rojo indica la detección de una sombra debida a la limpieza del domo del instrumento. En la Figura inferior tenemos la radiación global y directa, respectivamente una vez eliminados los minutos correspondientes al sombreado producido por la limpieza del domo del instrumento.

Figura 2.13.- Estudio de la simetría de la radiación global (línea azul discontinua) y la radiación directa (línea verde) medida experimentalmente en la estación de Izaña el 13 de julio de 2009. La línea roja discontinua representa el mediodía solar (13:10 horas TMG, SZA 6.4°).

Figura 2.14.- Cociente entre la radiación global observada y la radiación global derivada, calculada a partir de la ecuación 2.14, para el 13 de julio de 2009 en la estación de Izaña. Las líneas rojas representan los límites definidos para la estación BSRN de Izaña.

Figura 2.15.- Aplicación de los limites físicamente posibles y extremadamente raros recomendados por la BSRN a las medidas de radiación **(a)** global , **(b)** directa y **(c)** difusa en la estación de Izaña el 13 de julio de 2009. Los mínimos físicamente posibles y extremadamente raros son -4 W/m^2 y -2 W/m^2, respectivamente, por lo que es difícil distinguirlos en las figuras debido a la escala del eje Y.

Figura 2.16.- En la Figura de la izquierda se muestra el ajuste lineal de la radiación global simulada (Eje Y) frente a la radiación global observada (Eje X). En la Figura de la derecha se muestra el cociente entre la radiación global observada y la radiación global simulada. Las líneas rojas representan los umbrales definidos para este cociente (3%). Las medidas corresponden al 13 de julio de 2009 en la estación de Izaña.

Figura 2.17.- En la Figura de la izquierda se muestra el ajuste lineal de la radiación directa simulada (Eje Y) frente a la radiación directa observada (Eje X). En la Figura de la derecha se muestra el cociente entre la radiación directa observada y la radiación directa simulada. Las líneas rojas representan los umbrales definidos para este cociente (3%). Las medidas corresponden al 13 de julio de 2009 en la estación de Izaña.

Capítulo 3

Figura 3.1.- Geometría del campo de radiación.

Figura 3.2.- Estructura del modelo *LibRadtran (*Adaptado de Mayer y Kylling, 2005).

Figura 3.3.- Esquema de un medio multicapa.

Figura 3.4.- Cálculo de la irradiancia espectral en el rango espectral ultravioleta mediante el modelo *LibRadtran*. Figura superior izquierda: Transmitancia de baja resolución para una atmósfera estándar a un ángulo cenital solar de 0°. Figura superior derecha: Flujo solar de alta resolución utilizando promedios en intervalos de 0.1 nm proporcionado por Kurucz (1992). Figura inferior: Irradiancia espectral en el rango UV calculada con el modelo *LibRadtran* (Mayer y Kylling, 2005).

Figura 3.5.- Espectro de radiación solar extraterrestre "*Kurucz*" (Kurucz, 1992).

Figura 3.6.- En la figura de la izquierda tenemos el perfil de temperatura y en la figura de la derecha tenemos el perfil de la densidad de moléculas de ozono para una atmósfera de latitudes medias (U.S. Standard Atmosphere, 1976).

Figura 3.7.- Sección eficaz del ozono "*Bass and Paur*" (Bass y Paur, 1985).

Figura 3.8.- Coeficiente de extinción en función de la altitud para los diferentes tipos de aerosoles que considera el parámetro de entrada del modelo *aerosol_vulcal* (Fuente: Bernhard Mayer, *http://www.bmayer.de*).

Figura 3.9.- Ejemplo de un fichero de entrada al modelo con los parámetros de aerosoles.

Figura 3.10.- Ejemplo de un fichero de entrada al modelo *LibRadtran*.

Figura 3.11.- Variación de la radiación espectral global con la longitud de onda (300 nm-2600 nm) para diferentes valores de SZA. La línea naranja representa el espectro solar extraterrestre utilizado en la simulación (Kurucz, 1992).

Figura 3.12.- (a) Radiación integrada en el rango 300nm-2600 nm de la componente global, difusa y directa en función del SZA. **(b)** Cociente entre la radiación difusa y la global en función del SZA.

Figura 3.13.- Variación de la radiación espectral global con la longitud de onda (300 nm-2600 nm) para diferentes valores de altitud a un SZA 25°. La línea naranja representa el espectro solar extraterrestre utilizado en la simulación (Kurucz, 1992).

Figura 3.14(a).- Radiación integrada en el rango 300 nm-2600 nm de las componentes global, difusa y directa en función de la altitud para los SZA de 25° y 60°.

Figura 3.14(b).- Variación de la radiación integrada en tanto por ciento en el rango espectral 300 nm-2600 nm de las componentes global, difusa y directa en función de la altitud para los SZA de 25° y 60° (Tomando como referencia una altitud de 0 km).

Figura 3.15.- Variación de la densidad de partículas en cada nivel de la atmósfera, representativa de una atmósfera de latitudes medidas.

Figura 3.16.- Cociente entre la radiación difusa y la global en función de la altitud para los SZA de 25° y 60°.

Figura 3.17.- Variación de la radiación espectral global con la longitud de onda (300 nm-2600 nm) para diferentes valores de la columna total de ozono a SZA de 25° y 60°.

Figura 3.18.- Diferencia relativa (%) entre la radiación espectral evaluada para un contenido total de ozono de 300 U.D. y 400 U.D. para los SZA de 25° y 60° (Tomando como referencia la radiación de 300 U.D.).

Figura 3.19.- Variación de la radiación integrada en el rango 300 nm-2600 nm de las componentes global, difusa y directa en función del contenido total de ozono para diferentes SZA.

Figura 3.20.- Variación de la radiación espectral global con la longitud de onda (300 nm-2600 nm) para diferentes valores de albedo de la superficie a un SZA de 25°.

Figura 3.21.- Diferencia relativa (%) entre la radiación espectral evaluada para un albedo de 0.10 y 0.60 para ángulos de 25° y 60° en el rango comprendido entre 400 nm y 700 nm (Tomando como referencia la radiación para un albedo de 0.10).

Figura 3.22.- (a) Variación de la radiación integrada de las componentes global y directa en función del albedo de la superficie. **(b)** Variación de la radiación integrada de la componente difusa en función del albedo de la superficie. **(c)** Cociente entre las componentes difusa y global de la radiación integrada. La radiación está integrada entre 300 nm y 2600 nm para los SZA de 25° y 60°.

Figura 3.23.- Variación de la radiación integrada (%) entre 300 nm y 2600 nm de las componentes global y difusa en función del albedo de superficie para los SZA de 25° y 60° (Tomando de referencia un albedo de 0.10).

Figura 3.24.- Variación de la radiación espectral global con la longitud de onda (300 nm-2600 nm) para diferentes valores de AOD a una longitud de onda de 500 nm a un SZA de 25°.

Figura 3.25.- (a) Variación de la radiación integrada entre 300 nm y 2600 nm de las componentes global y directa en función del AOD para los SZA de 25° y 60°. **(b)** Variación de la radiación integrada para las componentes global, directa y difusa en función del AOD para un SZA de 25°. **(c)** Cociente entre las componentes difusa y global de la radiación integrada entre 300 nm y 2600 nm para los SZA de 25° y 60°.

Figura 3.26.- Variación de la radiación integrada (%) en el rango 300 nm-2600 nm de las componentes global, difusa y directa en función del AOD para los SZA de 25° y 60° (Tomando de referencia una atmósfera sin AOD, es decir, una atmósfera *Rayleigh*).

Figura 3.27.- Radiación integrada de **(a)** la componente global, **(b)** la componente directa y **(c)** la componente difusa en función del AOD considerando diferentes valores del parámetro de Ångström. La radiación está integrada entre 300 nm y 2600 nm para el SZA de 25°.

Figura 3.28.- Variación de la radiación espectral global para diferentes valores del **(a)** albedo de *scattering* simple y **(b)** del parámetro de asimetría. El rango espectral está comprendido entre 300 nm y 2600 nm para un SZA de 25°.

Figura 3.29.- Variación de la radiación integrada de las componentes global y difusa para los diferentes valores **(a)** del albedo de *scattering* simple y **(b)** del parámetro de asimetría. La radiación está integrada entre 300 nm y 2600 nm para los SZA de 25° y 60°.

Figura 3.30.- Cociente entre las componentes difusa y global de la radiación integrada en función **(a)** del albedo de *scattering* simple y **(b)** del parámetro de asimetría. La radiación está integrada entre 300 nm y 2600 nm para los SZA de 25° y 60°.

Figura 3.31.- Variación de la radiación integrada (%) de las componentes global y difusa en función **(a)** del albedo de scattering simple (Tomando de referencia un valor de albedo de *scattering* simple igual a la unidad), y **(b)** del parámetro de asimetría (Tomando de referencia un valor del parámetro de asimetría igual a 0.7). La radiación está integrada entre 300 nm y 2600 nm para los SZA de 25° y 60°.

Figura 3.32.- Variación de la radiación espectral global con la longitud de onda (300 nm y 2600 nm) para diferentes valores de contenido total de vapor de agua (mm) a un SZA de 25°.

Figura 3.33.- Variación de la radiación integrada en el rango 300 nm y 2600 nm de las componentes global, directa y difusa en función del agua precipitable para los SZA de 25° y 60°.

Figura 3.34.- Variación de la radiación (%) en el rango 300 nm-2600 nm de las componentes global, directa y difusa en función del agua precipitable para los SZA de 25° y 60° (Tomando como referencia un valor de agua precipitable de 0 mm).

Capítulo 4

Figura 4.1.- Perfiles de los promedios mensuales de presión [mb], temperatura [k] y densidad de moléculas de ozono [cm^{-3}], obtenidos a partir de los ozonosondeos que se han realizado en Santa Cruz de Tenerife en el período comprendido entre 1992 y 2007.

Figura 4.2.- En la figura de la izquierda tenemos los fotómetros CIMEL de las redes PHOTONS/RIMA/*AERONET* instalados en el OAI. En la figura de la derecha tenemos la serie de AOD a 500 nm medida en la estación de Izaña durante el período 2006-2010.

Figura 4.3.- En la figura de la izquierda tenemos el mar de nubes sobre la isla de Tenerife formado en las laderas de sotavento y en la figura de la derecha tenemos el mar de nubes formado en las laderas de barlovento.

Figura 4.4.- Imágenes tomadas en la estación de Izaña para diferentes momentos del 15 de julio de 2010: **(a)** Imagen nocturna tomada por la cámara SONA a las 05:00 horas en la estación de Izaña. **(b)** Imagen IR tomada por el satélite MSG en la región de Canarias a las 05:00 horas. **(c)** Imagen diurna tomada por la cámara SONA a las 13:00 horas en la estación de Izaña. **(d)** Imagen HRV tomada por el satélite MSG en la región de Canarias a las 13:00 horas.

Figura 4.5.- Imagen del LIDAR micropulsado MPL: MPL-3 instalado en la estación de SCO (Fuente: INTA).

Figura 4.6.- Imágenes de la Cámara SONA en la estación de Izaña el 20 de abril de 2009 a diferentes horas del día.

Figura 4.7(a).- Variación del parámetro de Ångström (α) y del AOD a 500 nm en el OAI el 20 de abril de 2009. La línea azul representa los datos del parámetro α y la línea roja representa los datos de AOD a 500 nm. Ambas medidas han sido tomadas con un fotómetro solar CIMEL (Fuente: Red *AERONET, Versión 2.0*).

Figura 4.7(b).- Variación del contenido de vapor de agua en columna en el OAI el 20 de abril de 2009. La medida ha sido tomada con un fotómetro solar CIMEL (Fuente: Red *AERONET, Versión 2.0*).

Figura 4.7(c).- Variación del contenido total de ozono y del albedo en la superficie en el OAI el 20 de abril de 2009. La línea roja representa los datos de albedo de la superficie medidos con un albedómetro y la línea azul representa los datos del contenido total de ozono medidos con el espectrorradiómetro Brewer #157 (Fuente: *http://www.iberonesia.net*).

Figura 4.8.- Evolución temporal de la señal corregida en rango a una longitud de onda de 523 nm medida con el LIDAR entre las 08:00 horas y las 24:00 horas del 20 de abril de 2009 desde superficie en la estación de SCO (Fuente: Yballa Hernández, CIAI). La línea negra representa la altitud a la que se encuentra la estación de Izaña.

Figura 4.9.- Comparación entre la radiación **(a)** global, **(b)** directa y **(c)** difusa medidas experimentalmente y simuladas con el modelo *LibRadtran* a lo largo del 20 de abril de 2009. La línea roja representa las medidas experimentales, la línea azul la radiación obtenida con el modelo y la línea verde la diferencia relativa entre ambas medidas.

Figura 4.10.- Imágenes HRV tomadas por el satélite MSG sobre Tenerife y alrededores el día 20 de abril de 2009 a diferentes horas del día. El punto amarillo indica la situación de la estación de Izaña.

Figura 4.11(a).- Comparación entre el UVI medido experimentalmente y el simulado con el modelo *LibRadtran* a lo largo del 20 de abril de 2009. La línea roja representa el UVI medido experimentalmente, la línea azul el índice simulado con el modelo *LibRadtran* y la línea verde la diferencia relativa entre ambas medidas.

Figura 4.11(b).- Diferencia relativa obtenida al comparar el UVI medido experimentalmente y el simulado con el modelo en función del SZA el 20 de abril de 2009. La línea azul corresponde a las medidas de la mañana (AM) y la línea roja corresponde a las medidas de la tarde (PM).

Figura 4.12.- Imágenes de la cámara SONA en la estación de Izaña el 16 de mayo de 2010 a diferentes horas del día.

Figura 4.13.- Comparación entre la radiación **(a)** global, **(b)** directa y **(c)** difusa medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo *LibRadtran* a lo largo del 16 de mayo de 2010. La línea roja representa las medidas experimentales, la línea azul la radiación obtenida con el modelo y la línea verde la diferencia relativa entre ambas medidas.

Figura 4.14.- Imágenes HRV tomadas por el satélite MSG en la región de Tenerife el 16 de mayo de 2010 a diferentes horas del día. El punto amarillo señala la situación de la estación de Izaña.

Figura 4.15(a).- Comparación entre el UVI medido experimentalmente y el simulado con el modelo *LibRadtran* a lo largo del 16 de mayo de 2010. La línea roja representa el índice experimental, la línea azul el índice simulado y la línea verde la diferencia relativa entre ambas medidas.

Figura 4.15(b).- Diferencia relativa obtenida al comparar el UVI medido experimentalmente y el simulado con el modelo en función del SZA el 16 de mayo de 2010. La línea azul corresponde a las medidas de la mañana (AM) y la línea roja corresponde a las medidas de la tarde (PM).

Figura 4.16.- Comparación de dos imágenes de satélite HRV tomadas por el satélite MSG el 20 de abril de 2009 y el 16 de mayo de 2010 a las 15:15 horas ambas imágenes, sobre la región de Canarias. El cuadro rojo indica la situación de la isla de Tenerife y el punto amarillo indica la situación del OAI.

Figura 4.17.- Imágenes tomadas por el transbordador espacial *Atlantis*, perteneciente a la NASA, mientras realizaba su acoplamiento a la ISS sobre las Islas Canarias el día 16 de mayo de 2010. El círculo rojo indica la situación de la isla de Tenerife. (Fuente: *http://www.nasa.gov/mission_pages/station/main/index.html*)

Figura 4.18.- Imágenes tomadas por la cámara SONA en la estación de Izaña el 10 de julio de 2009 a diferentes horas del día.

Figura 4.19.- Variación del parámetro de Ångström (α) y del AOD a 500 nm en la estación de Izaña el 10 de julio de 2009. La línea azul representa los datos del parámetro α y la línea roja representa los datos de AOD a 500 nm. Ambas medidas han sido tomadas con un fotómetro solar CIMEL (Fuente: Red *AERONET, Versión 2.0*).

Figura 4.20.- Evolución temporal de la señal corregida en rango a una longitud de onda de 523 nm registrada con el LIDAR entre las 00:00 horas y las 24:00 horas del 10 de julio de 2009 (Fuente: Yballa Hernández, CIAI). La línea negra representa la altitud a la que se encuentra la estación de Izaña.

Figura 4.21.- Comparación entre la radiación **(a)** global, **(b)** directa y **(c)** difusa medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo *LibRadtran* a lo largo del 10 de julio de 2010. La línea roja representa las medidas experimentales, la línea azul la radiación obtenida con el modelo y la línea verde la diferencia relativa entre ambas medidas.

Figura 4.22.- En la parte superior de la figura tenemos diferentes imágenes tomadas por la cámara SONA en la estación de Izaña a diferentes horas del día. En la figura derecha tenemos una imagen *MODIS* para el 3 de Agosto de 2010. (Fuente*: http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov/subsets/*)

Figura 4.23.- Variación del parámetro de Ångström (α) y del AOD a 500 nm en la estación de Izaña el 3 de agosto de 2010. La línea azul representa los datos del parámetro α y la línea roja representa los datos de AOD a 500 nm. Ambas medidas han sido tomadas con un fotómetro solar CIMEL (Fuente: Red *AERONET, Versión 1.5).*

Figura 4.24.- Comparación entre la radiación **(a)** global, **(b)** directa y **(c)** difusa medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo *LibRadtran* a lo largo del 3 de agosto de 2010. La línea roja representa las medidas experimentales, la línea azul la radiación obtenida con el modelo y la línea verde la diferencia relativa entre ambas medidas.

Figura 4.25.- Variación del **(a)** AOD a 500 nm, **(b)** parámetro de Ångström (α) y **(c)** contenido total de vapor de agua en la estación de Izaña para los diferentes casos de estudio. La línea azul y la línea roja representan los días despejados, el 20 de abril de 2009 y el 16 de mayo de 2010, respectivamente. La línea verde y la línea magenta representan los días afectados por intrusión sahariana, el 10 de julio de 2009 y el 3 de agosto de 2010, respectivamente.

Figura 4.26.- Clasificación de nubes según su altitud: Nubes Altas: Cirros (Ci), Cirrocúmulos (Cc), Cirrostratus (Cs); Nubes Medias: Altocúmulos (Ac) y Altostratus (As); Nubes Bajas: Stratocúmulos (Sc), Stratus (St) y Cúmulos (Cu); Nubes de Desarrollo Vertical: Nimboestratos (Ns) y Cumulonimbos (Cb) (Fuente: http://es.wikipedia.org/wiki/Nube).

Figura 4.27.- Variación de la radiación directa y difusa en función del contenido de hielo (IWC, gr/m^3), manteniendo constante el radio efectivo a 30 µm y la altitud a la que se encuentra la base de la nube a 11.8 km y la cima

de la nube a 12.7 km. La figura superior es a un SZA de 55.9° y la figura inferior a un SZA de 10°. La línea roja y la línea magenta representan la diferencia relativa de la radiación directa y difusa, respectivamente, tomando como referencia la simulación obtenida para un valor de IWC de 0.0001 gr/m^3, la línea azul representa la radiación directa y la línea verde la radiación difusa.

Figura 4.28.- Variación de la radiación directa y difusa en función del radio efectivo (D_e, µm), manteniendo constante el contenido de hielo por unidad de volumen a 0.0025 gr/m^3 y la altitud de la base de la nube a 11.8 km y la cima a 12.7 km, para el 1 de noviembre de 2009 a las 10:20 (SZA 55.9°). La línea roja y la línea magenta representan la diferencia relativa de las componentes directa y difusa, respectivamente, tomando como referencia la simulación obtenida para un valor de radio efectivo de 20 µm, la línea azul representa la radiación directa y la línea verde la difusa.

Figura 4.29.- Imágenes de la cámara SONA en la estación de Izaña el 1 de noviembre de 2009 a diferentes horas del día.

Figura 4.30.- Variación de la radiación global, directa y difusa medidas experimentalmente en la estación BSRN de Izaña el 1 de noviembre de 2009. En el círculo rojo se resalta la disminución de la radiación global y directa, y el aumento de la radiación difusa.

Figura 4.31.- Evolución temporal de la señal corregida en rango a una longitud de onda de 523 nm medida con el LIDAR en la estación de Santa Cruz de Tenerife el 1 de noviembre de 2009. La figura superior corresponde a la evolución entre las 00:00 horas y las 24:00 horas (Los círculos rojos señalan los momentos del día con presencia de nubes altas) y la figura inferior corresponde a la evolución entre las 10:00 horas y las 11:00 horas (Fuente: Yballa Hernández, CIAI).

Figura 4.32.- Variación del parámetro de Ångström (α) y del AOD a 500 nm en la estación de Izaña el 1 de noviembre de 2009. La línea azul representa los datos del parámetro α y la línea roja representa los datos de AOD a 500 nm. Ambas medidas han sido tomadas con un fotómetro solar CIMEL (Fuente: Red *AERONET, Versión 1.0*).

Figura 4.33.- Comparación entre la radiación **(a)** global, **(b)** directa y **(c)** difusa medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo *LibRadtran* a lo largo del 1 de noviembre de 2009. La línea roja representa las medidas experimentales, la línea azul la radiación obtenida con el modelo y la línea verde la diferencia relativa entre ambas medidas.

Figura 4.34.- Perfiles verticales minutales del *backscattering* ratio (R) en función de la altitud medidos en la estación de Santa Cruz de Tenerife el 1 de noviembre de 2009 con el LIDAR. Cada color representa intervalos de 10 minutos entre las 10:00 horas y las 10:59 horas (TMG) (Datos facilitados por Carmen Córdoba, INTA).

Figura 4.35.- Variación de la radiación global, directa y difusa para el 1 de noviembre de 2009 entre las 10:00 horas y las 11:00 horas en función del tamaño efectivo medio (radio efectivo en µm) de los cristales de hielo, considerando que la base de la nube se encuentra a 11.8 km, la cima de la nube se sitúa a 12.7 km y que el contenido de hielo es de 0.0025 gr/m^3. La línea negra representa las medidas experimentales de cada una de las componentes.

Capítulo 5

Figura 5.1.- Evolución temporal de los valores diarios de la radiación **(a)** global, **(b)** directa y **(c)** difusa en unidades de 10 KJ/m^2 medidos experimentalmente en la estación de Izaña entre 2009 y 2010.

Figura 5.2.- Promedio mensual de la radiación **(a)** global, **(b)** directa y **(c)** difusa en la estación de Izaña durante 2009 y 2010. Las barras de error indican la desviación estándar de las medidas.

Figura 5.3.- Número de días despejados en la estación de Izaña entre 2009 y 2010 detectados de forma visual analizando las gráficas diarias de la radiación global, directa y difusa.

Figura 5.4.- Variación del Índice de claridad (K_t) durante 2010. Las líneas rojas representan los límites de K_t definidos en Liu y Jordan, (1960) (Tabla 5.3).

Figura 5.5.- En la figura de la izquierda tenemos la variación de la radiación global y directa medidas experimentalmente en la estación de Izaña el 18 de Julio de 2009. En las figuras de la parte superior tenemos dos imágenes tomadas por la cámara SONA en la estación de Izaña el 18 de Julio de 2009 a las 12:00 horas y las 14:00 horas, respectivamente.

Figura 5.6.- Comparación entre la radiación global experimental medida en la estación de Izaña los días 11 de julio de 2009 y 27 de diciembre de 2010, respectivamente, y la radiación global simulada determinada a partir de la ecuación 5.3. Los puntos rojos representan la radiación experimental y los puntos azules representan la radiación global simulada.

Figura 5.7.- Valor diario de la radiación **(a)** global, **(b)** directa y **(c)** difusa simulados con el modelo *LibRadtran* frente a los valores diarios medidos en la estación de Izaña experimentalmente para los días despejados entre 2009 y 2010 (263 días).

Figura 5.8.- Diferencia relativa entre los valores diarios de la radiación global, directa y difusa medidos experimentalmente y los simulado con el modelo *LibRadtran* los días despejados, frente al promedio diario de AOD a 500 nm facilitado por la Red *AERONET* durante 2009 y 2010 en la estación de Izaña.

Figura 5.9.- Heliógrafo *Campbell-Stockes* instalado en la estación de Izaña.

Figura 5.10.- Promedio mensual del vapor de agua en columna entre 1994 y 2010 medido a partir de los sondeos meteorológicos.

Figura 5.11.- Promedio mensual de insolación total (número de horas de sol) durante el período comprendido entre 1992 y 2010 en la estación de Izaña. La insolación viene expresada en décimas de hora.

Figura 5.12.- Radiación global diaria determinada a partir de las medidas de insolación frente a la radiación global diaria medida experimentalmente entre 2009 y 2010. Solamente hemos considerado aquellos días en los que la insolación diaria es superior a una hora (518 días).

Figura 5.13.- Variación de la radiación global diaria medida experimentalmente en la estación de Izaña durante 1992 y 1993 (puntos azules, 642 días) y la simulada con el modelo *LibRadtran* (puntos magenta "x", 85 días). La línea negra representa la radiación teórica considerando una atmósfera *Rayleigh* determinada con el modelo *LibRadtran*.

Figura 5.14.- Variación de la radiación global diaria medida experimentalmente en la estación de Izaña durante los diferentes períodos en los que tenemos medidas registradas con piranómetros (puntos azules). La línea negra representa la radiación teórica considerando una atmósfera *Rayleigh* determinada con el modelo *LibRadtran*.

Figura 5.15(a).- Variación de la constante de calibración del piranómetro CM-5 (#828434) entre mayo de 1994 y junio de 1999. La línea roja representa el valor de la constante de calibración facilitada por el fabricante (10.48 $\mu V/W/m^2$ = 95.42 $W/m^2/mV$).

Figura 5.15(b).- Variación de la constante de calibración del piranómetro CM-11 (#955736) entre julio de 1999 y diciembre de 2000. La línea roja representa el valor de la constante de calibración facilitada por el fabricante (4.97 $\mu V/W/m^2$ = 201.16 $W/m^2/mV$).

Figura 5.15(c).- Variación de la constante de calibración del piranómetro CM-11 (#955736) entre agosto de 2002 y agosto de 2003. La línea roja representa el valor de la constante de calibración facilitada por el fabricante (4.97 $\mu V/W/m^2$ = 201.16 $W/m^2/mV$).

Figura 5.15(d).- Variación de la constante de calibración del piranómetro CM-21 (#61711) entre agosto de 2005 y diciembre de 2008. La línea roja representa el valor de la constante de calibración facilitada por el fabricante (10.42 $\mu V/W/m^2$ = 95.97 $W/m^2/mV$).

Figura 5.16.- Reevaluación de la serie de radiación global diaria medida experimentalmente con diferentes piranómetros en la estación de Izaña entre 1994 y 2010 (puntos azules). La línea negra representa la radiación teórica para una atmósfera *Rayleigh* determinada con el modelo *LibRadtran*.

Figura 5.17.- Variación de la radiación global diaria obtenidas a partir de las medidas de insolación (puntos cian). Los puntos rojos representan la radiación global diaria simulada con el modelo *LibRadtran*. La línea negra representa la radiación teórica considerando una atmósfera *Rayleigh* determinada con el modelo *LibRadtran*.

Figura 5.18.- Reevaluación y reconstrucción de la serie de radiación global diaria medida experimentalmente en la estación de Izaña entre 1992 y 2010. Los puntos azules representan los valores diarios de la radiación global medidos experimentalmente con diferentes piranómetros. Los puntos cian representan los valores diarios de la radiación global obtenidos a partir de las medidas de insolación, y los puntos rojos representan los valores diarios simulados con el modelo *LibRadtran*. La línea negra representa la radiación teórica para una atmósfera *Rayleigh* determinada con el modelo *LibRadtran*.

Figura 5.19.- "*Box Plot*" de la evolución mensual de la serie de radiación global diaria medida experimentalmente en la estación de Izaña entre 1992 y 2010. El color rojo indica la mediana, los extremos de la caja muestran el primer y el último cuartil, y los segmentos indican el rango de los datos (No se han considerado los años 2001 y 2002).

Figura 5.20.- "*Box plot*" de la evolución temporal de promedios anuales de la radiación global medida experimentalmente en la estación de Izaña entre 1992 y 2010 obtenida a partir de los promedios mensuales. El color rojo indica la mediana, los extremos de la caja muestran el primer y el último cuartil, y los segmentos indican el rango de los datos.

Figura 5.21.- Variación anual de la radiación global medida experimentalmente en la estación de Izaña en agosto entre 1992 y 2010. Las barras de error indican la desviación estándar de las medidas.

Figura 5.22.- Variación anual de la radiación global medida experimentalmente en la estación de Izaña en septiembre entre 1992 y 2010. Las barras de error indican la desviación estándar de las medidas.

Figura 5.23.- Serie desestacionalizada de la radiación global diaria en la estación de Izaña entre 1992 y 2010. La línea de puntos azules representa la componente estacional obtenida a partir de las medias mensuales biponderadas y la línea roja representa el ajuste determinado a partir de las medianas, método aplicado en Lanzante (1996).

Figura 5.24.- Serie desestacionalizada de la insolación (expresada en décimas de hora) en la estación de Izaña entre 1994 y 2010. La línea roja representa el ajuste obtenido a partir de un modelo de regresión lineal ($y = 0.06017x - 5.596$).

Figura 5.25.- Serie desestacionalizada de la constante solar entre 1992 y 2009. La línea roja representa el ajuste obtenido a partir de un modelo de regresión lineal ($y = -8.09 \cdot 10^{-5}x + 59.16$).

Capítulo 6

Figura 6.1.- Promedio mundial del ΔF a escala global de los diferentes agentes atmosféricos. Fuente: (IPCC, 2007b).

Figura 6.2.- Promedio mensual del AOD a 500 nm durante 2009 y 2010 en la estación de Izaña (Total 597 días). Las barras de error indican la desviación estándar. Fuente: Red *AERONET*.

Figura 6.3.- Promedio mensual del parámetro Ångström (α) (440-870 nm) durante 2009 y 2010 en la estación de Izaña (Total 597 días). Las barras de error indican la desviación estándar. Fuente: Red *AERONET*.

Figura 6.4(a).- Frecuencias absolutas del AOD a 500 nm durante 2009 y 2010 en la estación de Izaña. Fuente: Red *AERONET*.

Figura 6.4(b).- Frecuencias absolutas del parámetro α (440-870 nm) durante 2009 y 2010 en la estación de Izaña. Fuente: Red *AERONET*.

Figura 6.5.- Variación del parámetro α (440-870 nm) frente al AOD a 500 nm durante 2009 y 2010 en la estación de Izaña en los períodos: **(a)** julio a septiembre, **(b)** marzo y abril, y **(c)** el resto de los meses. Fuente: Red *AERONET*.

Figura 6.6.- En la figura superior tenemos la variación del AOD a 500 nm y en la figura inferior tenemos la variación del parámetro α en la estación de Izaña durante un episodio de intrusión sahariana durante los días 17-18-19 y 20 de julio de 2010. Fuente: Red *AERONET*.

Figura 6.7.- Número de medidas instantáneas de AOD de la versión 1.5 y 2.0 disponibles en la Red *AERONET* con AOD (500 nm) ≥ 0.05 en la estación de Izaña durante 2009 y 2010 para los SZA de 15°, 30°, 45° y 60°.

Figura 6.8.- Evolución mensual del **(a)** ΔF^{Glob} de la radiación global, **(b)** $\Delta F^{eff-Glob}$ de la radiación global, **(c)** AOD a 500 nm y **(d)** parámetro de Ångström (α) durante 2009 y 2010 en la estación de Izaña a diferentes SZA. Las barras de error indican la desviación estándar.

Figura 6.9.- Promedio mensual del ΔF^{Glob} (W/m^2) en función del SZA (°) para los meses de mayo, junio, julio y agosto de 2009 y 2010 en la estación de Izaña.

Figura 6.10.- ΔF^{Glob} de la radiación global frente al AOD a 500 nm para la estación de Izaña durante el período entre 2009 y 2010 a diferentes SZA. La línea roja representa el ajuste lineal entre el ΔF^{Glob} y el AOD a 500 nm.

Figura 6.11.- (a) Evolución mensual del ΔF de la radiación global durante 2009 y 2010 en la estación de Izaña a un SZA de 60°. Las barras rojas representan el ΔF de *AERONET* y las barras azules representan el ΔF determinado a partir de las medidas de la BSRN. **(b)** Cociente entre el ΔF obtenido a partir de las medidas de la BSRN y el facilitado por *AERONET.* Las barras de error indican la desviación estándar.

Figura 6.12.- (a) Evolución mensual de la ΔF^{eff} de la radiación global durante 2009 y 2010 en la estación de Izaña a un SZA de 60°. Las barras rojas representan la ΔF^{eff} facilitado por la Red *AERONET* y las barras azules representan la ΔF^{eff} determinado a partir de las medidas de la BSRN. **(b)** Cociente entre la ΔF^{eff} obtenida a partir de las medidas de la BSRN y la facilitada por *AERONET.* Las barras de error indican la desviación estándar.

Figura 6.13.- ΔF^{Glob} determinado a partir de las medidas de la BSRN y las simuladas en ausencia de aerosoles en función del AOD a 500 nm (puntos azules), y el ΔF^{Glob} facilitado por la Red AERONET en función del AOD a 550 nm (rombos rojos). La línea verde y la línea cian representan el ajuste lineal ΔF^{Glob} de la BSRN y de AERONET, respectivamente. Ambas pendientes representan la $\Delta F^{eff-Glob}$.

Figura 6.14.- Evolución mensual del **(a)** ΔF^{Dir} de la radiación directa, **(b)** $\Delta F^{eff-Dir}$ de la radiación directa durante 2009 y 2010 en la estación de Izaña a diferentes SZA. Las barras de error indican la desviación estándar.

Figura 6.15.- ΔF^{Dir} de la radiación directa frente al AOD a 500 nm para la estación de Izaña durante el período entre 2009 y 2010 a diferentes SZA. La línea roja representa el ajuste lineal entre el ΔF^{Dir} y el AOD a 500 nm.

Figura 6.16.- Evolución mensual del **(a)** ΔF^{Dif} de la radiación difusa, **(b)** $\Delta F^{eff-Dif}$ de la radiación difusa durante 2009 y 2010 en la estación de Izaña a diferentes SZA. Las barras de error indican la desviación estándar.

Figura 6.17.- ΔF^{Dif} de la radiación difusa frente al AOD a 500 nm para la estación de Izaña entre 2009 y 2010 a diferentes SZA. La línea roja representa el ajuste lineal entre el ΔF^{Dif} y el AOD a 500 nm.

LISTA DE TABLAS

Capítulo 1

Tabla 1.1.- Diferentes categorías en las que se dividen las medidas de radiación dentro de la Red BSRN.

Tabla 1.2.- Media del número de días de precipitación en forma de lluvia y nieve en el Observatorio de Izaña para el período 1971-2000.

Tabla 1.3.- Media, máximo, mínimo y percentiles (20, 40, 60 y 80) de la precipitación mensual en unidades de mm en el OAI.

Tabla 1.4.- Media, máximo y mínimo de la temperatura mensual en el OAI y precipitación media mensual durante 1971-2000.

Tabla 1.5.- Relación de instrumentos meteorológicos para medir la radiación (Fuente: WMO, N°8).

Tabla 1.6.- Piranómetros CM-21 instalados en la estación BSRN de Izaña.

Tabla 1.7.- Características específicas del piranómetro *Kipp & Zonen* CM-21.

Tabla 1.8.- Pirheliómetro CH-1 instalado en la estación BSRN de Izaña.

Tabla 1.9.- Características específicas del pirheliómetro *Kipp & Zonen* CH-1.

Tabla 1.10.- Pirgeómetro CG-4 instalado en la estación BSRN de Izaña.

Tabla 1.11.- Características específicas del pirgeómetro *Kipp & Zonen* CG-4.

Tabla 1.12.- Piranómetro Yankee UVB instalado en la estación BSRN de Izaña.

Tabla 1.13.- Instrumentos y medidas auxiliares que forman la estación BSRN de Izaña.

Capítulo 2

Tabla 2.1.- Piranómetro CM-21 (#080034) instalado en la estación de Izaña desde Septiembre de 2008.

Tabla 2.2.- Características del pirheliómetro CH-1 (#080050) instalado en la estación de Izaña.

Tabla 2.3.- Características del piranómetro CM-21 (#080032) instalado en la estación de Izaña.

Tabla 2.4.- Promedio mensual y desviación estándar de la corriente de oscuridad de la radiación global, directa y difusa determinada durante 2010 en la estación BSRN de Izaña. La corriente de oscuridad viene expresada en W/m^2.

Tabla 2.5.- Límites físicamente posibles y extremadamente raros recomendados por la BSRN (Long y Dutton, 2002).

Tabla 2.6.- Número de medidas que han incumplido los límites físicamente posibles y extremadamente raros recomendados por la BSRN (Long y Dutton, 2002) en la estación de Izaña durante 2009 y 2010. En total se han considerado 552281 medidas con un SZA≤80°.

Tabla 2.7.- Número de medidas que incumplen los criterios definidos por la BSRN respecto al cociente entre la radiación global observada y la radiación global derivada durante el período 2009 y 2010 en la estación de Izaña. En total se han considerado 410373 medidas con SZA<93° y valores de radiación > 50 W/m^2.

Capítulo 3

Tabla 3.1.- Soluciones de la ecuación de transferencia radiativa (ETR) implementadas en el modelo *LibRadtran*. [PP: plano paralelo, PS: plano pseudoesférico, 1-D: 1 dimensión, 3-D: 3 dimensiones, E: Irradiancia, F: Flujo Actínico, L: Radiancia, L (TOA): Radiancia en la cima de la atmósfera] (Adaptado de Mayer y Kylling, 2005).

Tabla 3.2.- Espectros extraterrestres incluidos en el modelo *LibRadtran* (Adaptado de Mayer y Kylling, 2005).

Tabla 3.3.- Parámetros de entrada generales que se le dan de entrada al modelo.

Tabla 3.4.- Parámetros generales y variables de entrada del modelo *LibRadtran*. Los valores de las diferentes variables de entrada son los valores fijos que se van a considerar cuando se está estudiando la sensibilidad de otro parámetro.

Capítulo 4

Tabla 4.1.- Parámetros de entrada generales que se le dan de entrada al modelo *LibRadtran*.

Tabla 4.2.- Datos meteorológicos medidos experimentalmente en la estación de Izaña el día 20 de abril de 2009.

Tabla 4.3.- Variación de las diferentes variables de entrada al modelo *LibRadtran* el 20 de abril de 2009 en la estación de Izaña. Los valores de las variables son pequeños por lo que vamos a considerar a lo largo de todo el presente capítulo las variables con tres cifras significativas, excepto los valores del contenido total de ozono y del albedo de la superficie.

Tabla 4.4.- Fichero de entrada que se le ha dado al modelo *LibRadtran* para obtener la simulación de la radiación el 20 de abril de 2009 en la estación de Izaña a las 18:35 horas (SZA 78.3°).

Tabla 4.5.- Diferencias relativas obtenidas al comparar la radiación global, directa y difusa medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo *LibRadtran* a diferentes horas del 20 de abril de 2009. Se han tomado de referencia las medidas experimentales.

Tabla 4.6.- Comparación de la radiación global, directa y difusa medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo *LibRadtran,* el 20 de abril de 2009. El coeficiente "a" indica la pendiente de la recta de ajuste, "Δa" el error asociado a dicha pendiente, "b" el origen de la recta de regresión, "Δb" el error asociado del coeficiente b, "R^2" el coeficiente de correlación y "RMSE" el error cuadrático medio.

Tabla 4.7.- Comparación del UVI medido experimentalmente y el simulado con el modelo *LibRadtran,* el 20 de abril de 2009. El coeficiente "a" indica la pendiente de la recta de ajuste, "Δa" el error asociado a dicha pendiente, "b" el origen de la recta de regresión, "Δb" el error asociado del coeficiente b, "R^2" el coeficiente de correlación y "RMSE" el error cuadrático medio.

Tabla 4.8.- Datos meteorológicos medidos *in situ* en la estación de Izaña el 16 de mayo de 2010.

Tabla 4.9.- Variación de las diferentes variables atmosféricas el 16 de mayo de 2010 en la estación de Izaña.

Tabla 4.10.- Diferencias relativas obtenidas al comparar la radiación global, directa y difusa medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo *LibRadtran* a diferentes horas del 16 de mayo de 2010. Se ha tomado de referencia las medidas experimentales.

Tabla 4.11.- Comparación de la radiación global, directa y difusa medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo *LibRadtran*, el 16 de mayo de 2010. El coeficiente "a" indica la pendiente de la recta de ajuste, "Δa" el error asociado a dicha pendiente, "b" el origen de la recta de regresión, "Δb" el error asociado del coeficiente b, "R^2" el coeficiente de correlación y "RMSE" el error cuadrático medio.

Tabla 4.12.- Comparación del UVI medido experimentalmente y el simulado con el modelo *LibRadtran,* el 16 de mayo de 2010. El coeficiente "a" indica la pendiente de la recta de ajuste, "Δa" el error asociado a dicha pendiente, "b" el origen de la recta de regresión, "Δb" el error asociado del coeficiente b, "R^2" el coeficiente de correlación y "RMSE" el error cuadrático medio.

Tabla 4.13.- Datos meteorológicos medidos *in situ* en la estación de Izaña el 10 de julio de 2009.

Tabla 4.14.- Variación de las diferentes variables atmosféricas el 10 de julio de 2009 en la estación de Izaña.

Tabla 4.15.- Diferencias relativas obtenidas al comparar la radiación global, directa y difusa medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo *LibRadtran* a diferentes horas del 10 de julio de 2009. Se han tomado de referencia las medidas experimentales.

Tabla 4.16.- Comparación de la radiación global, directa y difusa medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo *LibRadtran*, el 10 de julio de 2009. El coeficiente "a" indica la pendiente de la recta de ajuste, "Δa" el error asociado a dicha pendiente, "b" el origen de la recta de regresión, "Δb" el error asociado del coeficiente b, "R^2" el coeficiente de correlación y "RMSE" el error cuadrático medio.

Tabla 4.17.- Datos meteorológicos medidos *in situ* en la estación de Izaña el 3 de agosto de 2010.

Tabla 4.18.- Variación de las diferentes variables atmosféricas el 3 de agosto de 2010 en Izaña.

Tabla 4.19.- Diferencias relativas obtenidas al comparar la radiación global, directa y difusa medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo *LibRadtran* a diferentes horas del 3 de agosto de 2010. Se ha tomado de referencia las medidas experimentales.

Tabla 4.20.- Comparación de la radiación global, directa y difusa medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo *LibRadtran,* el 3 de agosto de 2010. El coeficiente "a" indica la pendiente de la recta de ajuste, "Δa" el error asociado a dicha pendiente, "b" el origen de la recta de regresión, "Δb" el error asociado del coeficiente b, "R^2" el coeficiente de correlación y "RMSE" el error cuadrático medio.

Tabla 4.21.- Variación de las diferentes variables de entrada al modelo *LibRadtran* el 1 de noviembre de 2009 en la estación de Izaña.

Tabla 4.22.- Diferencia relativa entre la radiación directa y difusa medidas experimentalmente, y las simuladas con el modelo *LibRadtran* a las 10:20 horas del 1 de noviembre de 2009, manteniendo constantes la base y la cima de la nube, el radio efectivo, y variando el contenido de hielo por unidad de volumen (IWC).

Tabla 4.23.- Diferencia relativa entre la radiación directa y difusa medidas experimentalmente, y las simuladas con el modelo *LibRadtran* a las 10:20 horas del 1 de noviembre de 2009, manteniendo constantes el radio efectivo, el contenido de hielo por unidad de volumen y la base de la nube, y variando el grosor de la nube a través de la altura a la que situamos la base de la nube.

Capítulo 5

Tabla 5.1.- Promedios y desviación estándar de los valores interanuales de la radiación global, directa y difusa durante el período comprendido entre 2009 y 2010 en la estación de Izaña.

Tabla 5.2.- Tanto por ciento de días despejados al mes durante 2009 y 2010 en la estación de Izaña.

Tabla 5.3.- Criterios para seleccionar las condiciones del cielo en función de los valores del índice de claridad K_t (Liu y Jordan, 1960).

Tabla 5.4.- Diferentes límites del índice de claridad K_t para el caso de días de cielo claro aplicados a las medidas experimentales de la estación de Izaña.

Tabla 5.5.- Resultados obtenidos al aplicar los diferentes criterios detallados anteriormente para detectar días despejados en la estación de Izaña durante el período comprendido entre 2009 y 2010.

Tabla 5.6.- Parámetros constantes de entrada que se le han dado al modelo LibRadtran para realizar las simulaciones diarias de los días despejados durante 2009 y 2010 en la estación de Izaña.

Tabla 5.7.- Índices estadísticos obtenido al comparar los valores diarios de la radiación global, directa y difusa medidos experimentalmente y los simulados con el modelo *LibRadtran* para los días despejados entre 2009 y 2010 (263 días) en la estación de Izaña. RMSE es el error cuadrático medio, MBE es el error medio y MABE es el error medio absoluto.

Tabla 5.8.- Especificaciones técnicas más importante de los piranómetros *Kipp & Zonen* CM-5, CM-11 y CM-21.

Tabla 5.9.- Número de días al año en los que tenemos medidas experimentales de radiación global en la estación de Izaña registradas con un piranómetro. Con una "x" indicamos aquellos años en los que no disponemos de medidas experimentales.

Tabla 5.10.- Número de días despejados representativos entre 1992 y 2010 en la estación de Izaña que vamos a utilizar para simular la radiación con el modelo *LibRadtran*.

Tabla 5.11.- Parámetros constantes de entrada que se le han dado al modelo *LibRadtran* para realizar las simulaciones de la radiación global durante el período comprendido entre 1992 y 2008.

Tabla 5.12.- Resumen de los diferentes períodos de tiempo en los que se va a dividir el estudio de la serie de radiación global entre 1992 y 2010.

Tabla 5.13.- Valores medios, desviación estándar, mediana, moda y rango de valores máximo y mínimo de la serie de radiación global medida experimentalmente en la estación de Izaña entre 1992 y 2010.

Capítulo 6

Tabla 6.1.- Diferencia relativa entre las medidas experimentales y las medidas simuladas para los cuatro SZA de estudio con AOD (500 nm) ≤ 0.05 durante 2009 y 2010 en la estación de Izaña, tomando como referencia las medidas experimentales.

Tabla 6.2.- $\Delta F^{eff-Glob}$ de la radiación global. El coeficiente "a" indica la pendiente de la recta de ajuste, "Δa" es el error asociado a dicha pendiente; "b" el origen de la recta de regresión; "Δb" el error asociado del coeficiente; "R" el coeficiente de correlación del ajuste lineal; y finalmente tenemos el número de medidas y el número de días utilizado en cada SZA para estudiar la $\Delta F^{eff-Glob}$.

Tabla 6.3.- Promedio de la $\Delta F^{eff-Glob}$ de la radiación global instantánea y la obtenida a partir del método de la pendiente en la estación de Izaña entre 2009 y 2010.

Tabla 6.4.- Resumen de los resultados obtenidos al estudiar el ΔF^{Glob} y la $\Delta F^{eff-Glob}$ en la estación de Izaña entre 2009 y 2010 (mayo a septiembre) con los datos de la BSRN y los facilitados por la Red *AERONET*.

Tabla 6.5.- $\Delta F^{eff-Dir}$ de la radiación directa. El coeficiente "a" indica la pendiente de la recta de ajuste, "Δa" es el error asociado a dicha pendiente; "b" el origen de la recta de regresión; "Δb" el error sistemático del coeficiente; "R" el coeficiente de correlación del ajuste lineal; y finalmente tenemos el número de medidas y el número de días utilizado en cada SZA para estudiar el ΔF^{Dir}.

Tabla 6.6.- Promedio de la $\Delta F^{eff-Dir}$ de la radiación directa instantánea y la obtenida a partir del método de la pendiente en la estación de Izaña entre 2009 y 2010.

Tabla 6.7.- $\Delta F^{eff-Dif}$ de la radiación difusa. El coeficiente "a" indica la pendiente de la recta de ajuste; "Δa" es el error asociado a dicha pendiente; "b" el origen de la recta de regresión; "Δb" el error sistemático del coeficiente; "R" el coeficiente de correlación del ajuste lineal y finalmente tenemos el número de medidas; y el número de días utilizado en cada SZA para estudiar el ΔF^{Dif}.

Tabla 6.8.- Promedio de la $\Delta F^{eff-Dif}$ de la radiación difusa instantánea y la obtenida a partir del método de la pendiente en la estación de Izaña entre 2009 y 2010.

LISTA DE ACRÓNIMOS

AEMET: Agencia **E**statal de **MET**eorología

AEROCAN: *"The Canadian Sunphotometer Network"*

AERONET: "*AE*rosol *RO*botic *NET*work"

AOD: "***A**erosol **O**ptical **D**epth*" - Espesor Óptico de Aerosoles

BAPMoN: "***B**ackground **A**ir **P**ollution **Mo**nitoring **N**etwork*"

BOA: "***B**ottom **O**f **A**tmosphere"*

BSRN: "***B**aseline **S**urface **R**adiation **N**etwork*"

CIAI: **C**entro de **I**nvestigación **A**tmosférica de **I**zaña

CIE: "*Commission **I**nternationale de l'**É**clairage***"

CRN: Centro **R**adiométrico **N**acional

DISORT2: "***DIS**crete **O**rdinates **R**adiative **T**ransfer 2.0*"

ETR: **E**cuación de **T**ransferencia **R**adiativa

GAME: "***G**lobal **A**tmospheric **M**odel"*

GAW-VAG : "***G**lobal **A**tmospheric **W**atch"* - Vigilancia Atmosférica Mundial

GEWEX: "***G**lobal **E**nergy and **W**ater Cycle **EX**periment*"

GOA-UVA: Grupo de **Ó**ptica **A**tmosférica de la **U**niversidad de **VA**lladolid

GSFC: "***G**oddard **S**pace **F**light **C**enter*"

HRV: "*High **R**esolution **V**isible"*** - Visible de Alta Resolución

IGBP: *"**I**nternational **G**eosphere **B**iosphere **P**rogramme"*

INTA: Instituto **N**acional de **T**écnica **A**eroespacial

IQR: "***I**nter**Q**uartile **R**ange"*

ISS: "***I**nternational **S**pace **S**tation*"

IWC: "***I**ce **W**ater **C**ontent*"

LIDAR: "***L**igth **D**etection **A**nd **R**anging"*

LWC: "***L**iquid **W**ater **C**ontent*"

MBE: "***M**ean **B**ias **E**rror*" - Error Medio

MFRSR: "***M**ulti**F**ilter **R**otating **S**hadowband **R**adiometer"*

MPLNET: "***M**icro **P**ulse **L**idar **NET**work"*

MSG: "***M**eteosat **S**egunda **G**eneración"*

NASA: *"**N**ational **A**eronautics and **S**pace **A**dministration*"

NDACC: "***N**etwork for the **D**etection of the **A**tmospheric **C**omposition **C**hange"*

NIWA: "***N**ational **I**nstitute of **W**ater and **A**tmospheric Research*"

OAI: **O**bservatorio **A**tmosférico de **I**zaña

PANGEA: "*Publishing Network for Geoscientific & Environmental Data"*

PFR: "***P**recision **F**ilter **R**adiometer*"

PHOTONS: "***PHO**tométrie pour le **T**raitement **O**pérationnel de **N**ormalisation **S**atellitaire"*

RBCC-E: "***R**egional **B**rewer **C**alibration **C**enter for **E**urope"*

RCS: Señal Corregida de Rango

RIMA: *Red **I**bérica de **M**edida fotométrica de **A**erosoles*

RMSE: "***R**oot **M**ean **S**quare **E**rror"* - Error cuadrático Medio

SBDART: "***S**anta **B**arbara **D**ISORT **A**tmospheric **R**adiative **T**ransfer*"

SMARTS2: "***S**imple **M**odel of the **A**tmospheric **R**adiative **T**ransfer of **S**unshine*"

SolRad-Net: "***Sol**ar **Rad**iation **Net**work*"

SCO: Santa Cruz de Tenerife

STAR: "*System for a **T**ransfer of **A**tmospheric **R**adiation***"

SONA: Sistema de Observación Automático de Nubes

SPALINET: "***S**panish and **P**ortuguese **A**erosol **LI**dar **NET**work"*

SZA: Ángulo Cenital Solar

TMG: Tiempo **M**eridiano de **G**reenwich

TOA: "***T**op **O**f **A**tmosphere"*

TOMS: "***T**otal **O**zone **M**apping **S**pectrometer"*

TSP: "***T**otal **S**uspended **P**articles"*

UVI: Index Ultraviolat – Índice Ultravioleta

WCRP: "***W**orld **C**limate **R**esearch **P**rogramme"*

WMO – OMM: "*World **M**eteorological **O**rganization"*** – Organización Meteorológica Mundial

WRMC: "***W**orld **R**adiation **M**onitoring **C**enter*"

YES: "*Yankee **E**nvironmental **S**ystems"***

RESUMEN

En 1984 el Observatorio Atmosférico de Izaña se incorpora a la Red de Vigilancia de la Contaminación de Fondo (BAPMoN, ***B**ackground **A**ir **P**ollution **Mo**nitoring **N**etwork*). En 1989 forma parte del programa de Vigilancia Atmosférica Global (VAG, GAW, ***G**lobal **A**tmospheric **W**atch*), y en 2009 la estación de Izaña es aceptada en la Red BSRN (***B**aseline **S**urface **R**adiation **N**etwork*). Esta red es un proyecto del Observatorio de Radiación perteneciente al GEWEX (***G**lobal **E**nergy and **W**ater Cycle **E**xperiment)* en el marco del WCRP (***W**orld **C**limate **R**esearch **P**rogram*). El objetivo de la BSRN es proporcionar observaciones de muy alta calidad, de radiación de onda corta y onda larga, con muy pequeños intervalos de muestreo (uno a tres minutos), con el fin de caracterizar la radiación solar a nivel mundial y detectar tendencias a largo plazo.

En este trabajo de tesis doctoral abordamos el análisis de las tres componentes de la radiación solar (global, directa y difusa) medidas experimentalmente en la estación BSRN de Izaña. En primer lugar nos centraremos en la puesta a punto de las diferentes metodologías, algoritmos y técnicas de la BSRN, así como en la aplicación de los diferentes controles de calidad de las medidas.

Uno de los objetivos principales de este trabajo es estudiar la capacidad y potencialidad del modelo de transferencia radiativa *LibRadtran* para simular la radiación solar, para su posterior aplicación en la implantación de controles de calidad, y en la reconstrucción de series temporales de radiación. Por este motivo, y como primer punto de partida, se ha llevado a cabo un estudio de sensibilidad del modelo para evaluar el comportamiento de la radiación simulada frente a variaciones de los principales parámetros atmosféricos. Posteriormente se ha realizado un estudio comparativo de las medidas experimentales frente a las simuladas en condiciones atmosféricas típicas en la estación de Izaña en días despejados durante 2009 y 2010. Asimismo se ha llevado a cabo una reconstrucción de la serie de radiación global en Izaña desde 1992, utilizando también registros de insolación. Una vez obtenida la serie temporal reconstruida de radiación global, se ha realizado un análisis de tendencia con la correspondiente valoración científica.

Por último se ha llevado a cabo un análisis del forzamiento radiativo y de la eficiencia del forzamiento radiativo de los aerosoles atmosféricos en el espectro solar de la radiación global, directa y difusa en la estación BSRN de Izaña durante 2009 y 2010. Posteriormente se ha comparado con el forzamiento y la eficiencia facilitados por la Red *AERONET* (***AE**rosol **RO**botic **NET**work*) para la radiación global a un ángulo cenital solar de 60°.

Los algoritmos, técnicas y metodologías desarrolladas en este trabajo se podrían implementar en cualquier estación de medida radiométrica que quiera formar parte de la Red BSRN.

ABSTRACT

In 1984 the Izaña Atmospheric Research was incorporated into the **B**ackground **A**ir **P**ollution **Mo**nitoring **N**etwork (BAPMoN) and in 1989 it became part of the **G**lobal **A**tmospheric **W**atch programme (GAW). In 2009 the Izaña Station was accepted as a member of the **B**aseline **S**urface **R**adiation **N**etwork (BSRN). This network is a project of the Radiation Panel from the **G**lobal **E**nergy and **W**ater Cycle **E**xperiment (GEWEX) under the umbrella of the **W**orld **C**limate **R**esearch **P**rogram (WRCP). The objective of BSRN is to provide high quality observations of shortwave and longwave surface radiation, fluxes, with high temporal resolution (one to three minutes), to characterize the Earth's radiation field and detect long-term trends.

In this work we analyze the solar radiation components, global, direct and diffuse, measured at the Izaña Station. Firstly we focus on the main BSRN methodologies, algorithms and techniques, as well as the application of quality controls to the measurements.

One of the main objectives of this work is to study the capabilities of the *LibRadtran* radiative transfer package for modeling the solar radiation field, in order to apply it in the quality control protocol and the solar radiation series reconstruction. A sensitivity study for the *LibRadtran* model was conducted, the performance of simulated radiation versus changes in the atmospheric parameters was evaluated. After that a comparison between measured and simulated radiation for cloud-free sky days with typical atmospheric conditions at the Izaña station was carried out for 2009 and 2010. A reconstruction of the Izaña global solar radiation series since 1992 was made using insolation measurements for the lost periods. Subsequently a trend analysis for the reconstructed global radiation series was performed.

Finally a study of the aerosol forcing and the aerosol forcing efficiency in the global, direct and diffuse radiation at the Izaña station during 2009 and 2010 was conducted. We compared the obtained aerosol forcing and the aerosol forcing efficiency with values provided from the AERONET network (***AE**rosol **RO**botic **NET**work*) for global radiation at a solar zenith angle of 60°.

We want to remark that all the algorithms, techniques and methodologies developed in this work may be implemented in any station that wants to be part of the BSRN network.

Introducción, objetivos y estructura del trabajo

Introducción

La radiación solar es el factor natural fundamental que rige el clima terrestre, siendo por tanto de vital importancia para el desarrollo de la vida en la Tierra. El conocimiento de las características de la radiación solar es importante en una amplia gama de aplicaciones como son la meteorología, la ingeniería, las ciencias agrícolas, el sector de la salud y es requerida en la investigación de numerosos campos de las ciencias naturales.

El Sol es la principal fuente de energía para todos los procesos en el sistema Tierra-atmósfera-océano, principalmente en el rango de longitud de onda corta entre 0.3 µm y 3 µm. Más del 99.9% de la energía que este sistema recibe proviene del Sol, irradiando energía en longitudes de onda cortas, predominantemente en la parte visible. Esta energía es redistribuida por las circulaciones atmosférica y oceánica, y aproximadamente una tercera parte de ella es irradiada nuevamente al espacio en longitudes de onda más largas (espectro infrarrojo). Las dos restantes terceras partes son absorbidas por la superficie y, en menor magnitud, por la atmósfera. Para equilibrar la energía entrante absorbida, la Tierra debe, como promedio, irradiar la misma cantidad de energía al espacio que recibe. La Tierra, como todo cuerpo caliente, emite radiación, pero al ser su temperatura mucho menor que la solar, emite radiación infrarroja que interacciona con los gases de efecto invernadero de la atmósfera.

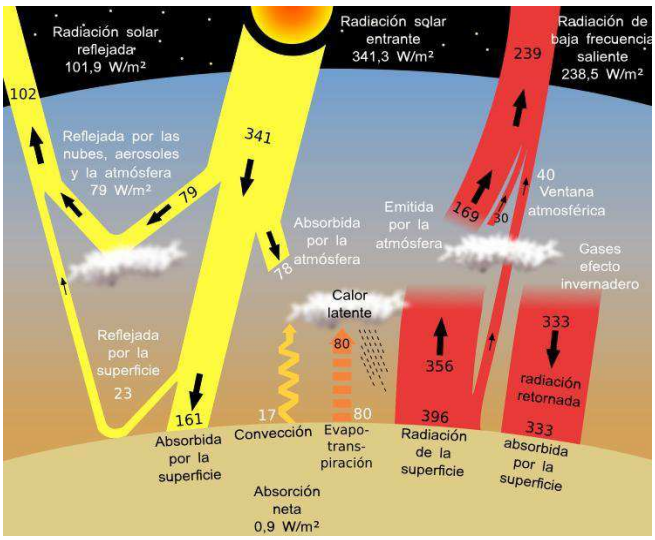


Figura 1.- Balance anual de energía del sistema Tierra-atmósfera desarrollado por Trenberth, Fasullo y Kiehl (Trenberth et al., 2009) de la NCAR (*National Center for Atmospheric Research*) en 2008. Actualización de su trabajo publicado en 1997 (Kiehl y Trenberth, 1997).

En la Figura 1 se muestra el esquema de los procesos radiativos y no radiativos involucrados en el balance radiativo global de la tierra y la atmósfera.

Este balance de radiación no se distribuye por igual a lo largo del planeta, de tal manera que en las latitudes situadas entre 40°N y 40°S se emite al espacio menos radiación de la que se absorbe y en las zonas polares se emite al espacio más radiación de la que se absorbe. Esta diferencia produce un gradiente de temperaturas en el planeta, que es la base de la circulación general de la atmósfera. Esta circulación produce el desplazamiento de grandes masas de aire que transportan el calor de latitudes bajas a latitudes altas, para compensar el déficit de radiación que reciben los polos.

Existen tres vías fundamentalmente para poder cambiar el equilibrio de radiación de la Tierra: 1) una modificación de la radiación solar incidente, por ejemplo, mediante cambios en la órbita terrestre o en las emisiones del propio Sol, 2) un cambio en la fracción de la radiación solar reflejada, por ejemplo, mediante cambios en la cobertura nubosa, en la concentración de partículas atmosféricas en el uso de la tierra o la vegetación y 3) una modificación de la radiación emitida de onda larga desde la Tierra hacia el espacio mediante un incremento en las concentraciones de gases de efecto invernadero, como está sucediendo actualmente con el denominado "calentamiento global". En la Figura 1 se muestra el esquema de los procesos radiativos y no radiativos involucrados en el balance radiativo global de la tierra y la atmósfera. Alrededor del 30% de la luz solar que alcanza la parte superior de la atmósfera se refleja nuevamente al espacio, y aproximadamente las dos terceras partes de esta reflectividad son debidas a las nubes y a los aerosoles (IPCC, 2007a).

El estudio del clima y sus cambios requiere del uso de modelos numéricos en los que se deben tener en cuenta los factores que influyen en el mismo. La radiación solar y su interacción con los demás componentes del sistema Tierra-Atmósfera constituyen un elemento fundamental en estos modelos. Para ello la medida a gran escala de la radiación solar que llega a la Tierra es fundamental para alimentar los modelos climáticos, para lo cual se utilizan tanto redes de medida de radiación solar repartidas por el planeta, como medidas realizadas desde satélites.

Esta tesis doctoral se ha desarrollado en el marco del convenio de colaboración entre la Agencia Estatal de Meteorología y la Universidad de Valladolid para el establecimiento de metodologías y sistemas de control de calidad para los programas de fotometría, radiometría, ozono y aerosoles atmosféricos en el marco del programa de Vigilancia Atmosférica Global de la Organización Meteorológica Mundial. Uno de los objetivos de este convenio es el desarrollo de las metodologías y las aplicaciones informáticas para el establecimiento de una estación BSRN (***B**aseline **S**urface **R**adiation **N**etwork*), tomando como estación piloto para llevar a cabo este desarrollo el Observatorio Atmosférico de Izaña, y diseñar un sistema de control de calidad de medidas de radiación solar del programa BSRN, basándonos en las comparaciones automáticas con medidas redundantes, con radiómetros similares y/o espectrorradiómetros de otras redes, y con modelos de transferencia radiativa.

Objetivos

En esta tesis doctoral se han perseguido los siguientes objetivos:

a) Desarrollar los algoritmos y las metodologías necesarias para el establecimiento de una estación BSRN, considerando los requerimientos y limitaciones impuestos por la propia Red, así como el desarrollo y aplicación de diferentes controles de calidad de las medidas experimentales comprobando que cumplen los requisitos definidos por la BSRN.

b) Conocer en detalle y con precisión las características y el comportamiento del modelo de transferencia radiativa *LibRadtran* frente a cambios de los diferentes parámetros atmosféricos, indagando qué factores influyen de manera más significativa en el rango espectral entre 300 nm y 2600 nm en una estación situada a nivel del mar.

c) Comparar las medidas experimentales de radiación global, directa y difusa con las simulaciones realizadas con el modelo *LibRadtran* para diferentes condiciones atmosféricas, tanto de medidas minutales como de valores diarios de la radiación. Esto nos permite comprobar si el modelo puede ser utilizado como una herramienta de control de calidad y para la recuperación de lagunas de datos en la estación de medida.

d) Reevaluar y reconstruir la serie de radiación global medida en la estación de Izaña entre 1992 y 2010. Analizar y estudiar la tendencia de la serie.

e) Analizar el forzamiento y la eficiencia del forzamiento radiativo de los aerosoles atmosféricos en la radiación global, directa y difusa en la estación de Izaña entre 2009 y 2010. Comparar el forzamiento y la eficiencia del forzamiento radiativo obtenido experimentalmente y el facilitado por la Red *AERONET*.

Estructura del trabajo

Este trabajo está dividido básicamente en tres bloques fundamentales. El primero está basado en el conocimiento de la Red BSRN, y en particular en la estación BSRN de Izaña y los diferentes controles de calidad que se aplican a las medidas de radiación. El segundo consiste en estudiar la capacidad que presenta el modelo de transferencia radiativa *LibRadtran* para estimar y evaluar la radiación solar, y así poder utilizarlo, no solo como herramienta en la realización de controles de calidad, sino también para reconstruir y reevaluar las series de medidas de radiación solar existentes en Izaña desde 1992. Y por último, en un tercer bloque se engloban los estudios sobre el forzamiento radiativo y la eficiencia del forzamiento radiativo en la estación de Izaña. Estos tres bloques se han estructurado en 6 capítulos que se detallan a continuación:

En el capítulo 1 se describen las características principales de la Red BSRN: Objetivos, programa de medidas y requisitos de control de calidad. También quedan reflejadas en este capítulo las características básicas del Observatorio Atmosférico de Izaña, incluyendo una climatología resumida de

la estación, y la descripción de los pasos seguidos para que la estación de Izaña se integrara a la Red BSRN.

En el capítulo 2 se muestran los diferentes controles de calidad que se aplican de forma rutinaria a las medidas de radiación global, directa y difusa tomadas experimentalmente en la estación BSRN de Izaña, así como las recomendadas por la propia Red BSRN.

En el capítulo 3 se exponen las características principales del modelo *LibRadtran* y se estudia la sensibilidad espectral e integrada del modelo a los diferentes factores atmosféricos, tales como ángulo cenital solar, altitud, contenido total de ozono, albedo de la superficie, espesor óptico de aerosoles, parámetros de Ångström (α y β), albedo de *scattering* simple (ω_o), parámetro de asimetría (g) y agua precipitable en una estación situada a nivel del mar.

En el capítulo 4 comparamos las medidas experimentales de radiación global, directa y difusa tomadas en la estación de Izaña con las simuladas con el modelo *LibRadtran* para diferentes condiciones atmosféricas. Se han seleccionado aquellos episodios atmosféricos que son más frecuentes en esta estación, como son días despejados con presencia de mar de nubes y con baja turbiedad en la atmósfera, días afectados por la intrusiones de masas de aire procedentes del Sahara, y días con presencia de cirros. Los buenos resultados obtenidos en estas comparaciones permiten asegurar la utilización de este modelo como herramienta de evaluación y estimación precisa de la radiación solar en Izaña.

En el capítulo 5 se realiza un análisis de las series de radiación global, directa y difusa de la estación BSRN de Izaña entre 2009 y 2010. A continuación se aplican diferentes criterios para discriminar los días despejados, para su utilización en la comparación con los valores diarios simulados por el modelo durante el período comprendido entre 2009 y 2010. Los resultados de estas comparaciones con las simulaciones efectuadas con *LibRadtran* se utilizan, junto con la incorporación de medidas auxiliares (insolación), para la reevaluación y reconstrucción de la serie de radiación global de la estación de Izaña en el período comprendido entre 1992 y 2010. Asimismo se realiza un estudio preliminar de la tendencia observada en la serie de radiación global de Izaña, analizando las posibles causas que podrían explicar la tendencia positiva detectada.

Por último, en el capítulo 6 se analiza la influencia que tiene el espesor óptico de aerosoles sobre la radiación global, directa y difusa a través del análisis del forzamiento y de la eficiencia del forzamiento radiativo en la estación de Izaña durante el período comprendido entre 2009 y 2010. También se hace una comparación entre el forzamiento y la eficiencia del forzamiento radiativo obtenidos a partir de las medidas BSRN con los facilitados por la Red *AERONET.*

CAPÍTULO 1

El Observatorio Atmosférico de Izaña en la Red de Referencia de Radiación en Superficie: Baseline Surface Radiation Network (BSRN)

1.1.- Introducción: Estaciones BSRN.

1.1.1.- Objetivos de la Red BSRN.

1.1.2.- Requisitos que ha de cumplir una estación BSRN.

1.1.3.- Medidas básicas de radiación que forman parte de una estación BSRN.

1.2.- El Observatorio Atmosférico de Izaña.

1.2.1.- Climatología y características fundamentales del Observatorio Atmosférico de Izaña.

1.3.- Integración de la estación de Izaña en la Red BSRN.

1.4.- Magnitudes radiométricas e instrumentos de medida que forman la estación BSRN de Izaña.

1.4.1.- Piranómetro CM-21 (Kipp & Zonen): Medida de radiación global y difusa.

1.4.2.- Pirheliómetro CH-1 (Kipp & Zonen): Medida de radiación directa.

1.4.3.- Pirgeómetro CG-4 (Kipp & Zonen): Medida de radiación de onda larga.

1.4.4.- Piranómetro Yankee UVB-1 (YES): Medida de radiación UV-B.

1.4.5.- Instrumentos Auxiliares.

1.5.- Sistema de adquisición de datos.

1.6.- Medidas enviadas a la BSRN desde la estación de Izaña.

1.7.- Resumen y Conclusiones.

1.1.- Introducción: Estaciones BSRN.

La principal fuente de energía que alimenta al clima de nuestro planeta es la radiación solar. La mayoría de los cambios que tienen lugar en el clima se encuentran relacionados, en mayor o menor medida, con cambios en la radiación que llega a la superficie de la Tierra. El conocimiento de la interacción entre la radiación y los componentes de la atmósfera, tales como las nubes, los aerosoles, los gases, etc., es crucial para una correcta comprensión del clima. Por ello, se hace necesario disponer de medidas de radiación en la superficie, para tener una mayor fiabilidad a la hora de utilizar modelos climáticos.

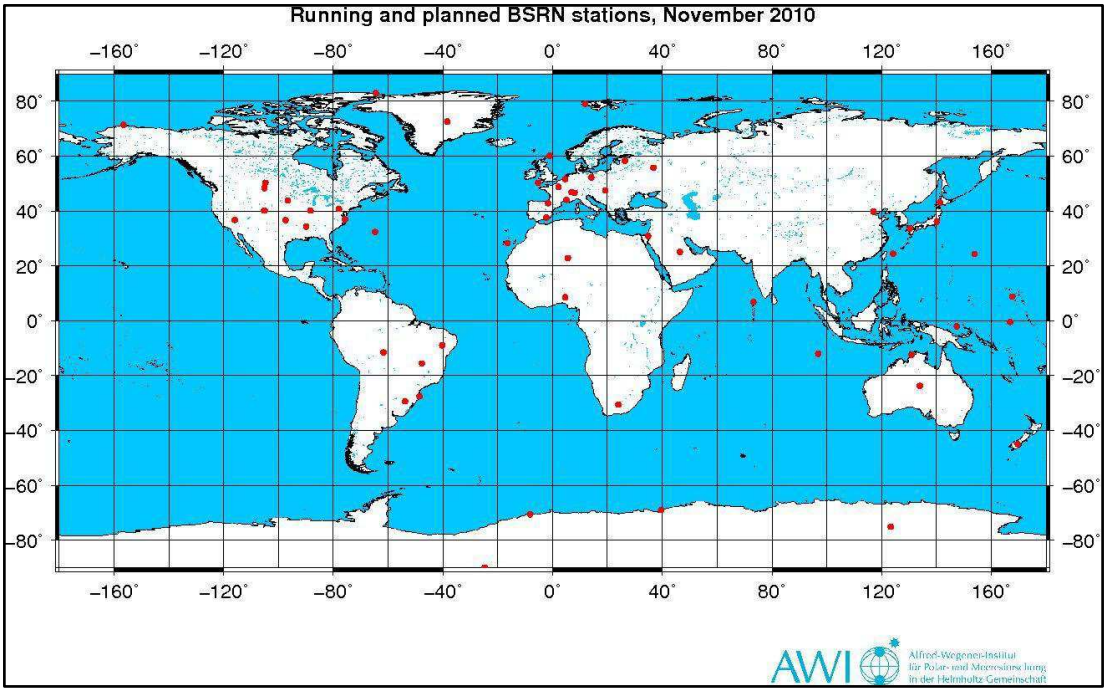


Figura 1.1.- Mapa global de todas las estaciones que forman la *Baseline Surface Radiation Network* (BSRN) a fecha de noviembre de 2010 (Fuente: *http://www.bsrn.awi.de*).

Las redes radiométricas tradicionales no han sido capaces de alcanzar los objetivos requeridos para la investigación del clima (Heimo et al., 1993), (Gilben et al., 1995). De hecho nuestra actual comprensión de la distribución de la radiación no es suficiente para comprender el clima que existe en la actualidad. La simulación de los cambios climáticos tanto en el pasado como en el futuro, debidos a los cambios de la radiación, es todavía muy incierta. Esta fue una de las causas por las que el Programa Mundial de Investigación del Clima (***W**orld **C**limate **R**esearch **P**rogramme,* WCRP) se planteara en 1988 crear una red radiométrica, BSRN (***B**aseline **S**urface **R**adiation **N**etwork*), aunque realmente no es hasta 1992 cuando comenzará a funcionar esta red desde el Centro Mundial de Vigilancia de la Radiación (***W**orld **R**adiation **M**onitoring **C**enter*, WRMC) en el Instituto Federal de Tecnología (ETH) en Zürich (Suiza). A partir del 1 de julio de 2008 y hasta la actualidad esta red pasa a depender del Instituto Para Estudio Polares y Marinos,

Alfred Wegener (*The Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research*) situado en Bremerhaven (Alemania). En un primer momento se propuso que la red estuviera únicamente formada por 20 estaciones localizadas en las principales zonas climáticas pero en la actualidad esta red está formada por algo más de 50 estaciones distribuidas a lo largo de todo el planeta (Figura 1.1) (McArthur, 2004).

1.1.1.- Objetivos de la Red BSRN.

El objetivo fundamental de la Red BSRN es proporcionar observaciones con la mayor calidad posible usando un alto nivel de muestreo. Estas observaciones incluyen radiación de longitud de onda corta y larga, siendo complementadas con datos meteorológicos y otras observaciones atmosféricas.

Las medidas obtenidas se utilizan para:

- Monitorizar los componentes básicos de la radiación, menos influenciados por la acción del ser humano, y sus cambios con los mejores métodos disponibles.
- Proporcionar datos para la validación y evaluación de las medidas de satélite.
- Proporcionar datos observacionales de altísima calidad, para contrastarlos con los modelos climáticos globales y locales.

La BSRN está gestionada por el WRMC, ubicado actualmente en el Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, en Bremerhaven (Alemania). El WRMC mantiene la base de datos de la BSRN y sus tareas son las siguientes:

- Recibir los datos de las diferentes estaciones que forman la Red BSRN, los cuales tras ser revisados se insertan en su propia base de datos (*http://www.pangaea.de*).
- Advertir a las estaciones de posibles datos dudosos y dar soporte a las preguntas de las estaciones.
- Actualizar, mantener y guardar los datos en la base de datos.
- Distribuir los datos via ftp.
- Mantener las páginas web del proyecto (*http://www.bsrn.awi.de*), y la red Publishing Network for Geoscientific & Environmental Data, "PANGAEA", a través de la cual las estaciones BSRN tienen acceso a los datos de la base de datos.

1.1.2.- Requisitos que ha de cumplir una estación BSRN.

Las estaciones que forman la Red BSRN (Figura 1.1) se encuentran situadas en zonas que presentan climas muy diversos, lo cual permite conocer los diferentes factores que afectan a la radiación.

Originalmente se pensó que con 20 estaciones era suficiente para estudiar las variaciones del clima. Estas estaciones se seleccionaron de forma que cumplieran unos requisitos básicos, uno de ellos era que el entorno de la estación cumpliera unas condiciones básicas que permitiera el estudio de la radiación que llega a la superficie de la tierra, ya que es muy importante que tanto la estación como sus alrededores estén libres de contaminación. Otro aspecto que se tuvo en cuenta a la hora de seleccionar las estaciones fue su situación, ya que es importante que abarcaran la mayor diversidad de condiciones desde un punto de vista de las operaciones de los satélites.

La Red BSRN tal como se planteó inicialmente, no era capaz de alcanzar los objetivos requeridos para la investigación del clima, por lo que se hizo necesario ampliar el número de estaciones pertenecientes a dicha red. Hoy en día, se requieren estaciones situadas cerca de los océanos, zonas desérticas y de alta montaña, ya que esto permite monitorizar la radiación bajo diferentes entornos medioambientales y diferentes climas.

En general, las estaciones BSRN no deben encontrarse cerca de carreteras, aeropuertos, zonas afectadas por la fauna y el hombre, áreas que afecten negativamente a las mediciones de la radiación como es el caso de fuentes de contaminación local, áreas de reflectancia antinatural, etc. Los lugares ideales para medir la radiación solar y terrestre para fines meteorológicos, son lugares donde el horizonte sea completamente plano. La ***W**orld **M**eteorological **O**rganization* (WMO) (WMO, N°8) recomienda que si es posible no exista ningún obstáculo sobre el horizonte, en particular durante la salida y la puesta del sol.

Otro de los requisitos recomendados por la BSRN es que la estación tenga un programa continuo de medidas de radiación de gran calidad y fiabilidad. Para ello la estación debe estar provista de personal cualificado, ya que la red requiere de un mantenimiento frecuente y un control de calidad de sus medidas.

1.1.3.- Medidas básicas de radiación que forman parte de una estación BSRN.

Las medidas tomadas por las estaciones BSRN deben garantizar un alto nivel de calidad. Estas medidas deben satisfacer con una alta precisión las necesidades de los satélites, por ello se requiere una alta frecuencia de muestreo (1 *Hz*) y un corto intervalo de archivo (1 minuto) (Ohmura et al., 1998).

Las observaciones de la Red BSRN se dividen en tres grandes categorías: medidas básicas, medidas extendidas y otras medidas auxiliares. Estas categorías quedan reflejadas en la Tabla 1.1.

Las medidas básicas de radiación de la BSRN son la radiación global en todo el espectro solar, la radiación directa, la radiación difusa y la radiación de onda larga descendente. La radiación global está considerada como un pilar fundamental dentro de esta red.

Las estaciones con medidas extendidas (Categoría II) proporcionan medidas espectrales de radiación solar directa, radiación UV tanto en el rango comprendido entre 280 nm-320 nm (UV-B) como en el rango 320 nm-400 nm (UV-A) y observaciones meteorológicas sinópticas. Estas medidas sirven para mejorar los algoritmos de los satélites. A partir de los estudios realizados se ha demostrado que las medidas pertenecientes a esta categoría son muy útiles para llevar a cabo un control exhaustivo de calidad de las medidas básicas de radiación (Categoría I).

Tabla 1.1.- Diferentes categorías en las que se dividen las medidas de radiación dentro de la Red BSRN.

Medidas Básicas (Categoría I)	• Radiación Solar Directa: 200 nm-4000 nm • Radiación Solar Difusa : 310 nm–2800 nm • Radiación de Onda Larga : 4.5 µm–42 µm • Radiación Solar Global : 310 nm–2800 nm
Medidas Extendidas (Categoría II)	• Radiación solar espectral directa • Tipo y clasificación de la nube • Distribución vertical de temperatura y vapor de agua • Altura de la base de la nube • Aerosoles • Agua precipitable
Otras Medidas Auxiliares (Categoría III)	• Radiación de onda corta y larga ascendente medida desde una cierta altura • Radiación de onda larga espectral • Radiación de onda corta espectral • Otras medidas que permitan mejorar el conocimiento de la radiación que llega a la superficie de la tierra

La Red BSRN anima a las diferentes estaciones que forman la red a realizar medidas adicionales incluidas en la categoría III, ya que estas medidas permiten avanzar en la investigación atmosférica de la radiación. Estas medidas proporcionan información detallada de los efectos que provoca la radiación sobre el sistema climático y contribuyen a una mejor parametrización de los modelos climáticos.

1.2.- El Observatorio Atmosférico de Izaña.

El Observatorio Atmosférico de Izaña (en adelante, OAI) pertenece a la Agencia Estatal de Meteorología (en adelante, AEMET), y es gestionado por el Centro de Investigación Atmosférica de Izaña (en adelante, CIAI). Esta estación forma parte de la red de estaciones de Vigilancia Atmosférica Mundial (***G**lobal **A**tmospheric **W**atch*, VAG-GAW). Este programa tiene establecida una red de estaciones de importancia global situadas en lugares remotos del planeta tratando de cubrir las diferentes regiones de la Tierra.

Figura 1.2.- Localización del OAI (Mapas: Google Earth *http://earth.google.es*, Fotografía: Emilio Cuevas Agulló).

La estación de Izaña se encuentra geográficamente a 28.31° N, 16.5° W, a una altitud de 2367 metros sobre el nivel del mar, situada en la isla de Tenerife (Islas Canarias). El Observatorio está situado sobre una meseta en la cima de una montaña en zona de pre-parque nacional (Parque Nacional del Teide, patrimonio de la humanidad) por lo que está protegida medioambientalmente por la Ley del cielo, además se encuentra situada en la cresta dorsal que atraviesa la isla, completamente abierta a la influencia de los vientos dominantes del NW procedentes del Atlántico Norte**.** Se sitúa a unos 1300 km del continente europeo y a 350 km del continente africano (Figura 1.2).

Figura 1.3.- Instalaciones de la estación de Santa Cruz de Tenerife del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña (AEMET).

El CIAI posee además una estación complementaria en Santa Cruz de Tenerife (en adelante, SCO), situada a 28.47° N, 16.24°W, a una altitud de 52 metros sobre el nivel del mar y a unos 34 km en línea recta del OAI (Figura 1.3). En esta estación se desarrolla también un importante programa de observación científica de gases reactivos, aerosoles y ozono estratosférico, tanto *in situ* como en columna.

El CIAI tiene como misión fundamental detectar y vigilar a largo plazo los cambios que se observan en la composición de la atmósfera, así como investigar las causas de estos posibles cambios. Las líneas de investigación del CIAI son: (1) el estudio de gases de efecto invernadero, (2) el estudio de los aerosoles,

ambas líneas íntimamente relacionadas con procesos de calentamiento y enfriamiento en la atmósfera, (3) el estudio del seguimiento de la capa de ozono y de los compuestos que la destruyen y (4) el estudio de la calidad del aire, incluyendo el transporte de contaminación intercontinental.

El CIAI desarrolla sus actividades en el marco de programas internacionales entre los que caben destacar el VAG y el programa de la Red NDACC (***N****etwork for the* ***D****etection of the* ***A****tmospheric* ***C****omposition* ***C****hange*; http://www.ndsc.ncep.noaa.gov). El primer programa se basa tanto en medidas *in situ* como en la utilización de técnicas de teledetección, mientras que el programa NDACC utiliza exclusivamente técnicas de teledetección, ya que prioriza el estudio de la alta troposfera y la estratosfera, y además tiene como segundo objetivo proporcionar un sistema de calibración independiente de los sensores atmosféricos a bordo de satélites. El CIAI también forma parte de otras redes científicas, mantenidas por otras instituciones, y asociadas al programa VAG (*AERONET (****AE****rosol* ***RO****botic* ***NET****work), PHOTONS (****PHO****tométrie pour le* ***T****raitement* ***O****pérationnel de* ***N****ormalisation* ***S****atellitaire), MPLNET (****M****icro* ***P****ulse* ***L****idar* ***NET****work)* , etc.). Más información de la estación en la web: http://www.aemet.izana.org.

1.2.1.- Climatología y características fundamentales del Observatorio Atmosférico de Izaña.

Las Islas Canarias se encuentran situadas al norte del Trópico de Cáncer, por lo que están afectadas prácticamente durante todo el año por el cinturón de altas presiones subtropicales, y en concreto, por el flanco sur del Anticiclón de las Azores. La estación de Izaña está situada a 2.400 metros sobre el nivel del mar, en la troposfera libre, por encima de la capa de inversión cuasi-permanente debida a la subsidencia asociada al anticiclón. La inversión separa la capa límite húmeda marina de la troposfera libre y produce el típico mar de nubes (Figura 1.4), que puede verse en las costas de las islas (normalmente del norte). Las características climatológicas típicas de esta zona de la isla de Tenerife vienen dadas principalmente por el factor de la altitud.

Figura 1.4.- Mar de nubes sobre la costa norte de la isla de Tenerife con el Teide (3.718 m s.n.m.) en el fondo de la fotografía.

La posición normal del anticiclón, al NW de las Islas, 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 m y 2000 m s.n.m. Esta capa 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 islas.

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 catabáticos[1] no son lo suficientemente fuertes como para hacer desaparecer el mar de nubes, 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 (Font, 1943).

La Figura 1.5 muestra la frecuencia mensual y la altura media mensual de la inversión del alisio. Estos datos han sido tomados de los sondeos realizados desde el Centro Meteorológico de Canarias Occidental situado en Santa Cruz de Tenerife entre 1986 y 1997, para las 00 TMG y 12 TMG (Tiempo Meridiano de Greenwich) (Torres et al., 2002).

Como se puede observar en la Figura 1.5 (a) 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 mantiene separadas dos capas de aire bien diferenciadas, siendo la más baja relativamente fría y húmeda, alcanzando entre un 50-60% de humedad asociada fundamentalmente a los vientos alisios, y la superior mucho más seca con una humedad que en ocasiones no alcanza el 20%.

En la Figura 1.5 (b) se observa que la altura de la base y de la cima del mar de nubes, al igual que su espesor, tienen una variación estacional. En julio y agosto la inversión se sitúa en niveles bajos (entre 770 m y 1380 m), coincidiendo con un mayor espesor promedio (563 m), mientras que en octubre y enero, la inversión se eleva (entre 1360 m y 1850 m) y el espesor promedio disminuye (358 m) (Torres et al., 2002).

En cuanto a la variación diurna cabe destacar el hecho que la altura del mar de nubes es siempre mínima a las 06:00 horas, debido a los vientos locales descendentes 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 de un manto de nubes, alcanzando el máximo hacia las 12:00 horas (Font, 1956).

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

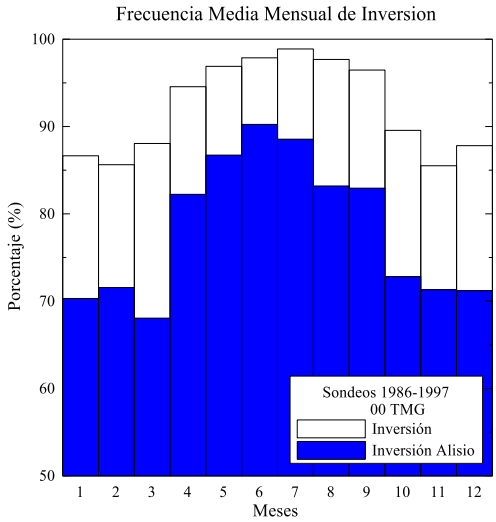


Figura 1.5(a).- Frecuencia mensual de la inversión del alisio a las 00 TMG (Torres et al., 2002). La barra blanca representa la presencia de inversión, mientras que la zona azul representa las inversiones con una diferencia de humedad relativa entre la base y la cima superior al 20%.

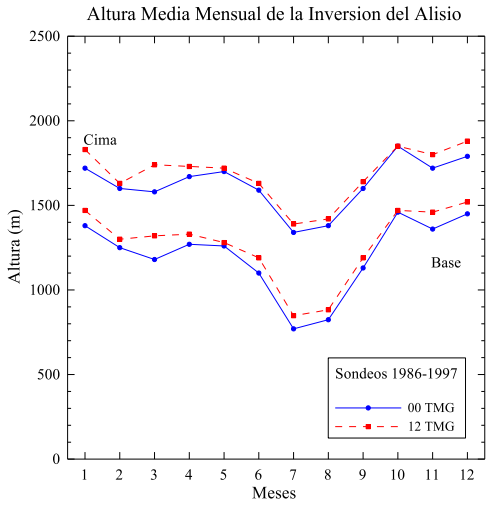


Figura 1.5(b).- Altura media mensual de la inversión del alisio a las 00 TMG y 12 TMG con los datos medidos en los sondeos realizados entre 1986-1997 en SCO (Torres et al., 2002).

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 procesos atmosféricos que se producen en la estación de Izaña. La inversión actúa como una tapadera que evita de una forma muy eficiente la llegada a la estación de masas de aire procedentes de niveles bajos, potencialmente contaminadas por la actividad humana.

Como consecuencia de la existencia de esta inversión, el clima en el OAI es bastante seco prácticamente el 90% de los días del año. Esto, unido a la limpieza del aire procedente de las capas altas de la troposfera, hace que el OAI sea un lugar idóneo para la observación de la radiación. En los días en los que el tiempo es muy seco, la insolación es muy alta, especialmente durante el verano, con el consiguiente calentamiento diurno, mientras que en las noches de invierno se produce un considerable enfriamiento térmico, lo que da lugar a una gran oscilación térmica diurna durante todo el año. Es remarcable que el OAI registre el dato más alto de insolación anual media de toda España con 3448.5 horas al año, aproximadamente un 80% de la máxima teórica.

El único aporte pluviométrico de esta zona se produce en un reducido número de días de invierno en el que tienen lugar temporales producidos por borrascas atlánticas que descolgadas de la circulación general de latitudes medias llegan a afectar a las Islas Canarias. En los días en los que ocurre este fenómeno el panorama meteorológico cambia radicalmente, con aparición de nieblas, vientos y precipitaciones, que durante los meses más fríos del año se producen en forma de nieve y en algunas ocasiones van acompañadas de tormentas. La Figura 1.6 muestra la frecuencia estacional de los días de precipitación y nieve ocurridos en el OAI durante el período 1971-2000. La media anual del número de días con precipitación durante este período fue de 55 días, 44 en forma de lluvia y 11 en forma de nieve. Estos últimos se concentran entre los meses de noviembre y abril, y con menos frecuencia entre mayo y octubre (Tabla 1.2).

Tabla 1.2.- Media del número de días de precipitación en forma de lluvia y nieve en el Observatorio de Izaña para el período 1971-2000.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Media Lluvia	3.1	2.1	2.3	2.4	1.8	0.6	0.4	0.9	2.8	5.2	5.5	5.4
Media Nieve	3.1	2.1	2.1	0.8	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.6	2.4

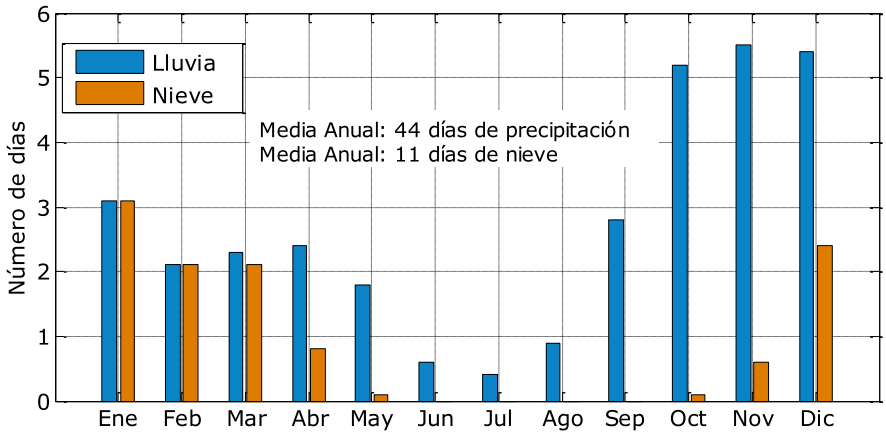


Figura 1.6.- Frecuencia estacional de los días de precipitación y los días de nieve en el OAI para el período 1971-2000 (Bustos y Delgado, 2000).

En la Figura 1.7 se puede apreciar que la mayor contribución a la lluvia tiene lugar durante varios días de invierno debido a las tormentas que afectan a las Islas Canarias, lo que provoca un régimen pluviométrico muy irregular.

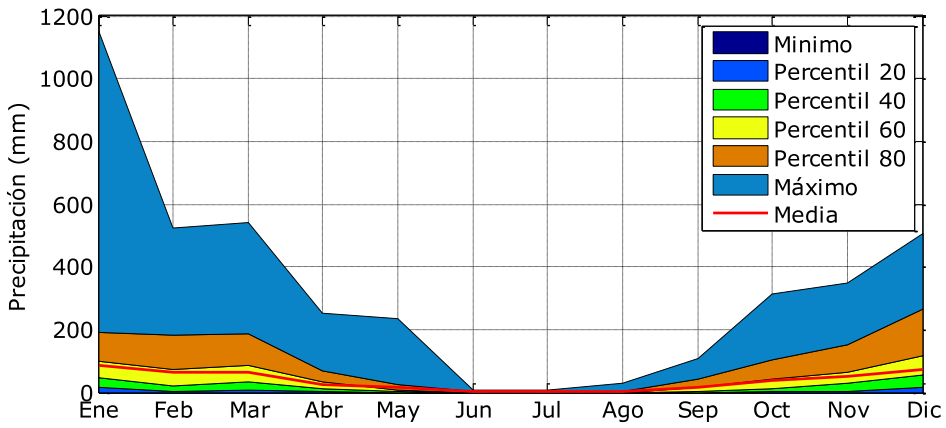


Figura 1.7.- Estadística de la precipitación mensual en el OAI durante 1971-2000 (Bustos y Delgado, 2000).

Aunque lo normal es que en esta zona llueva muy poco, debe haber una cierta periodicidad de abundantes precipitaciones para mantener el régimen pluviométrico normal. En los meses de invierno la contribución de las precipitaciones es mayor que en el resto del año, en los que prácticamente las precipitaciones son despreciables, tal y como se puede observar en la Figura 1.7.

Tabla 1.3.- Media, máximo, mínimo y percentiles (20, 40, 60 y 80) de la precipitación mensual en unidades de mm en el OAI.

	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.
Media	86.6	64.3	65.0	25.6	13.7	0.5	0.4	2.4	14.8	36.0	50.0	73.4
Mínimo Abs.	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Percentil 20	15.7	1.9	8.5	1.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.0	4.1	15.7
Percentil 40	31.6	18.3	25.8	9.3	0.1	0.0	0.0	0.0	3.4	7.8	22.9	39.2
Percentil 60	50.2	51.0	52.8	21.3	5.3	0.0	0.0	0.0	13.4	31.1	37.5	60.9
Percentil 80	94.9	109.8	101.0	36.2	16.9	0.5	0.0	2.7	25.6	62.7	88.6	148.1
Máximo Abs.	957.4	342.4	354.9	185.0	213.4	6.5	8.4	24.4	65.9	211.7	193.1	241.6

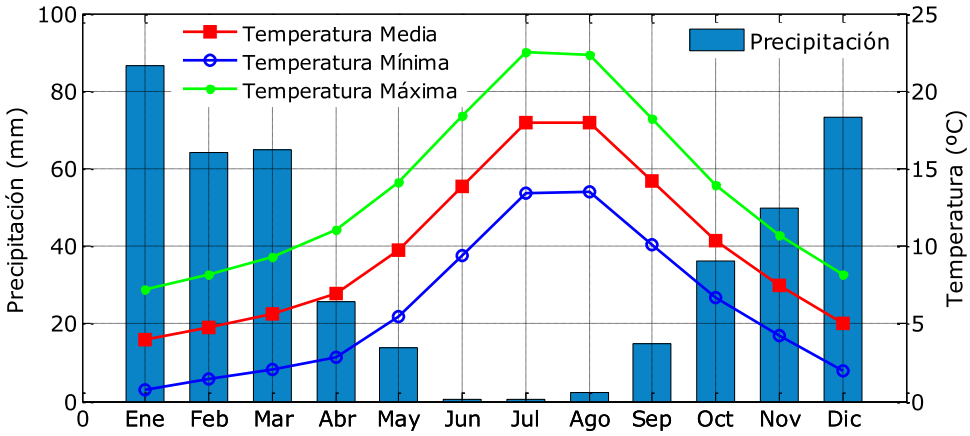


Figura 1.8.- Climograma de precipitación y temperatura en el OAI durante 1971-2000 (Bustos y Delgado, 2000).

En el climograma de precipitación y temperatura (Figura 1.8) podemos observar cómo la precipitación significativa se distribuye a lo largo de seis meses, de octubre a marzo, con un máximo absoluto entre diciembre y enero, y otro relativo en marzo, mientras que desde abril hasta septiembre la contribución es prácticamente nula. La temperatura máxima se registra entre julio y agosto, mientras que la mínima se registra en enero. La oscilación térmica diaria se observa en la diferencia entre las medias de las temperaturas máximas y mínimas siendo del orden de 9°C.

Tabla 1.4.- Media, máximo y mínimo de la temperatura mensual en el OAI y precipitación media mensual durante 1971-2000.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Media Temp(°C)	4.0	4.8	5.7	7.0	9.7	13.9	18.0	18.0	14.2	10.3	7.5	5.0
Máxima Temp(°C)	7.2	8.2	9.3	11.0	14.1	18.4	22.5	22.4	18.2	14.0	10.7	8.2
Mínima Temp(°C)	0.8	1.4	2.0	2.9	5.4	9.4	13.4	13.5	10.1	6.7	4.2	1.9
Precipitación (mm)	86.6	64.3	65.0	25.6	13.7	0.5	0.4	2.4	14.8	36.0	50.0	73.4

La circulación atmosférica en Canarias es la correspondiente al sistema de anticiclón en superficie y dorsal en niveles altos, con flujo del NE en niveles bajos (alisio) y girando con la altura en sentido antihorario hasta quedar en zonas altas del NW, asociado al flujo subsidente, como podemos ver en la Figura 1.9. Además de esta contribución mayoritaria, cabe destacar otras dos minoritarias principales: los flujos de componente W (principalmente SW) que acompañan a las perturbaciones atlánticas en los episodios de precipitación, y los de componente S (SE en invierno y SW en verano) que producen las invasiones de aire sahariano. Destacar también que los vientos del SW, aunque minoritarios, destacan en valores de velocidad media alta en esa dirección, como corresponde a los episodios de temporales producidos por perturbaciones atlánticas.

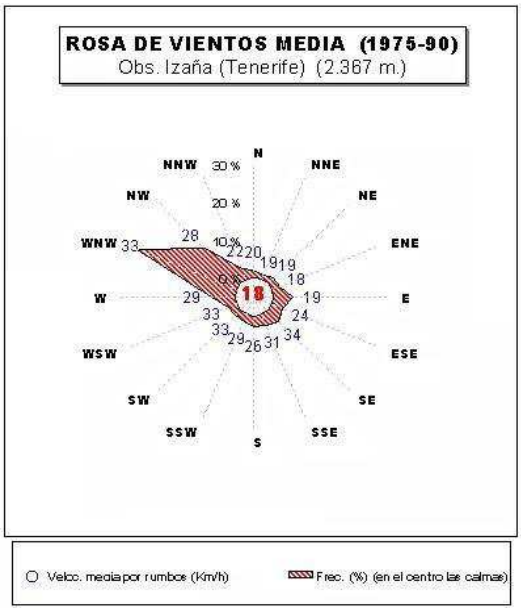


Figura 1.9.- Rosa de los Vientos en el OAI durante el período de 1975-1990 (Fuente: Juanjo José Bustos, CIAI).

Otro factor importante de influencia en el clima de toda la región de Canarias es su proximidad al continente africano; en un número apreciable de días del año se producen invasiones de aire procedentes del Desierto del Sahara (Figura 1.10), con un máximo absoluto en verano y un máximo relativo en los meses de marzo y abril, según un estudio realizado a partir de la información de trayectorias de masas de aires (Cuevas, 1995; Bustos et al., 1998; Torres et al., 2002 y Alonso-Pérez,2007). Durante estos episodios se produce una notable disminución en la visibilidad, que en condiciones normales es excelente. Este fenómeno llega a producir en verano fuertes episodios de calor.

Figura 1.10.- En la figura de la izquierda tenemos el jardín meteorológico del OAI en un día despejado y en la figura de la derecha tenemos la misma fotografía pero en un día con un episodio bastante intenso de intrusión sahariana ocurrido en Julio de 2002.

En resumen, la característica principal que determina las óptimas condiciones de la estación de Izaña para el estudio de la radiación es su altitud, ya que se encuentra en una zona que sobrepasa la capa límite, y esto unido a la insularidad, permite considerarla como dinámicamente aislada de influencias orográficas ajenas a la propia isla. Esto resulta en un cielo y un entorno casi representativo de la atmósfera libre. Por otro lado, esta pureza atmosférica permite realizar toda una serie de calibraciones a instrumentos que miden parámetros relacionados con la radiación. Esto hace que la estación de Izaña sea un lugar ideal para realizar intercomparaciones internacionales de instrumentos. Todas estas condiciones permiten realizar diferentes investigaciones, como análisis y clasificación de invasiones de polvo, estudios relacionados con la altura del mar de nubes, influencia sobre la radiación del polvo sahariano, etc.

Las estaciones VAG-GAW de representación mundial, como la estación de Izaña, están situadas en lugares remotos representativos de grandes áreas geográficas, con niveles de contaminación de fondo muy bajos. En estas estaciones se miden numerosos parámetros atmosféricos de forma continúa durante décadas y además se encuentran, la mayor parte de su tiempo, libres de efectos de contaminación local o regional. Los datos que se obtienen en estas estaciones son utilizados en modelos y programas de investigación sobre cambio climático.

En definitiva, el OAI se encuentra situado en un lugar privilegiado, por su ubicación geográfica en la región subtropical, de enorme interés tanto a nivel estratosférico como troposférico, y por contar con un amplio programa de medidas de diferentes componentes atmosféricos a 2.400 m sobre el nivel del mar.

A lo expuesto anteriormente hay que añadir la posibilidad, casi única a nivel mundial, de poder disponer a escasa distancia, apenas a 34 km, de una estación complementaria a nivel del mar. Esta estación es la de SCO situada a 52 m sobre el nivel del mar (Figura 1.3). Esto nos permite hacer una comparación entre la capa de mezcla marina y la troposfera libre (Figura 1.11).

Figura 1.11.- Vista panorámica de la isla de Tenerife donde se aprecia la situación de la estación de Izaña (Troposfera libre) y la estación de SCO (Nivel del mar). Fotografía: Emilio Cuevas Agulló.

1.3.- Integración de la estación de Izaña en la Red BSRN.

A comienzos de 2008 se realizó un estudio previo de la instrumentación de radiación que hacía falta para incorporarse a la Red BSRN, y se identificó, la instrumentación que ya existía en el OAI, y la que había que adquirir para completarla. En octubre del mismo año la estación de Izaña disponía de toda la instrumentación necesaria para formar parte de la red BSRN. Coincidiendo con la campaña de POLAR-AOD celebrada en la estación de Izaña durante los días comprendidos entre el 6 y el 17 de Octubre de 2008, visitó la estación D. Robert Stone de la NOAA/GMD (Boulder-Colorado, EEUU). Aprovechando su relación con la Red BSRN, revisó personalmente, durante su estancia, los avances realizados para que el OAI albergase una estación BSRN. A continuación se elaboró un informe requerido por la propia organización de la BSRN, donde quedaban reflejadas algunas de las características fundamentales de la estación de Izaña. Este informe fue enviado a los responsables de la red a comienzos de enero de 2009, ya que era una condición indispensable para que el OAI fuese aceptado como candidato a pertenecer a la Red BSRN. En marzo de 2009 la estación de Izaña se convierte en una estación candidata a formar

parte de dicha red, por lo que comenzamos a enviar datos a partir de la segunda quincena del mes de marzo, y a partir de abril del mismo año la estación de Izaña se convierte en una estación BSRN.

La estación de Izaña fue presentada como estación BSRN en el "*10th BSRN Meeting*" que se celebró en Nueva Zelanda entre el 13 y el 16 de abril de 2009 en la ciudad de Queenstown. Esta reunión fue organizada por el Dr. Richard McKenzie con el apoyo de *Graeme Strang of the **N**ational **I**nstitute of **W**ater and **A**tmospheric Research* (NIWA, http://www.niwa.co.nz). El director del proyecto, Dr. Ellsworth Dutton, fue el encargado de dirigir esta reunión que congregó a numerosos científicos. El objetivo fundamental de esta reunión fue examinar el estado actual de la red, considerar la nueva incorporación de estaciones, revisar el archivo de los datos, etc. En general, dar a conocer los diferentes trabajos de investigación que utilizan datos de la Red BSRN. De entre los logros conseguidos cabe destacar:

- Comparación y validación de productos de satélites.
- Mejora de las observaciones (instrumentos, técnicas y patrones de referencia)
- Comparación entre los modelos de transferencia radiativa y el clima.
- Climatología de la radiación local/regional
- Gestión y almacenamiento de las medidas.
- Proporcionar un foro único y productivo para los diferentes científicos que se dedican a la radiación.

1.4.- Magnitudes radiométricas e instrumentos de medida que forman la estación BSRN de Izaña.

La información más completa tanto de las magnitudes radiométricas como de sus instrumentos de medida queda recogida en la Guía de Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos, publicada por la Organización Meteorológica Mundial (OMM) en 1996. En esta guía se recoge información muy útil sobre las mediciones de la radiación y el funcionamiento y diseño de redes de estaciones radiométricas, así como una descripción de los principios científicos en los que se basan las mediciones, e indicaciones sobre el control de calidad, que es un elemento fundamental en las mediciones de la radiación.

Los radiómetros meteorológicos se pueden clasificar según varios criterios: el tipo de variable que se pretenda medir, el campo de visión, la respuesta espectral del instrumento, el empleo principal al que se destina, etc. La clasificación más aceptada figura en la Tabla 1.5.

Tabla 1.5.- Relación de instrumentos meteorológicos para medir la radiación (Fuente: WMO, N°8).

Clasificación del Instrumento	Parámetro que se desea medir	Uso principal	Ángulo de Visión (estereorradianes)
Pirheliómetro absoluto	Radiación Solar Directa	Patrón Primario	$5x10^{-3}$
Pirheliómetro	Radiación Solar Directa	Patrón Secundario para calibraciones Red	$5x10^{-3}$ a $2.5x10^{-2}$
Pirheliómetro espectral	Radiación Solar Directa en bandas espectrales anchas	Red	$5x10^{-3}$ a $2.5x10^{-2}$
Fotómetro Solar	Radiación Solar Directa en bandas espectrales estrechas	Patrón Red	$1x10^{-3}$ a $1x10^{-2}$
Piranómetro	Radiación Global Radiación Difusa Radiación Solar Reflejada	Patrón de Trabajo Red	2π
Piranómetro Espectral	Radiación global en intervalos espectrales de banda ancha	Red	2π
Piranómetro Diferencial	Radiación Global Neta	Patrón de Trabajo Red	4π
Pirgeómetro	Radiación de Onda Larga Radiación de Onda Larga descendente	Red	2π
Pirradiómetro	Radiación Total	Patrón de Trabajo	2π
Pirradiómetro Diferencial	Radiación Total Neta	Red	2π

1.4.1.- Piranómetro CM-21 (Kipp & Zonen): Medida de radiación global y difusa.

La radiación global se define como la radiación solar recibida en un ángulo sólido de 2π estereorradianes sobre una superficie horizontal. Esta radiación incluye la radiación recibida directamente del ángulo sólido del disco solar y la radiación celeste difusa que se dispersa al atravesar la atmósfera.

El instrumento necesario para medir la radiación solar en una superficie plana en el intervalo espectral comprendido entre 300 nm y 3000 nm es el piranómetro. Éste también se puede utilizar para medir la radiación solar incidente sobre superficies inclinadas con respecto a la horizontal, o si se sitúa en posición invertida se puede medir la radiación global reflejada (Manual CMP-CMA *Kipp & Zonen*, 2006).

Las características de los piranómetros instalados en la estación BSRN de Izaña quedan reflejadas en la Tabla 1.6 y en la Tabla 1.7:

Tabla 1.6.- Piranómetros CM-21 instalados en la estación BSRN de Izaña.

Instrumentos	Medida	Nº Serie	Constante
Piranómetro *Kipp & Zonen* CM-21	Rad. Global	080034	8.86 $\mu V/W/m^2$
Piranómetro *Kipp & Zonen* CM-21	Rad. Difusa	080032	8.63 $\mu V/W/m^2$

Los piranómetros *Kipp & Zonen*, tipo CM-21, son instrumentos destinados a la medida de radiación global y radiación difusa cuando están equipados con un sombreador (Figura 1.12).

El piranómetro CM-21 es un instrumento adecuado para la medida de radiación solar, con el mayor nivel de precisión, teniendo la clasificación de patrón secundario. Está formado por una pila termoeléctrica constituida por una serie de termopares colocados horizontalmente, cuyos extremos están soldados con unas barras de cobre verticales sujetas a una placa de latón maciza. El conjunto está pintado con un barniz negro, para absorber la radiación. El flujo de calor originado por la radiación se transmite a la termopila, generándose una tensión eléctrica proporcional a la diferencia de temperatura entre los metales de los termopares. Las características específicas pueden ser consultadas en la Tabla 1.7.

El valor de la radiación global, ($E_{Solar\ Global}$), se determina dividiendo la señal de salida del sensor, (U_{emf}), por la constante de calibración del instrumento:

$$E_{Solar\ Global} = \frac{U_{emf}}{S} \qquad \text{(Ec 1.1)}$$

$E_{Solar\ Global}$: Radiación global (W/m^2)

U_{emf} : Voltaje de salida del piranómetro (µV)

S : Constante de calibración del piranómetro (µV/W/m^2).

Figura 1.12(a).- Piranómetro *Kipp & Zonen* Modelo CM-21 para la medida de radiación global instalado en la estación BSRN de Izaña.

Figura 1.12(b).- Piranómetro *Kipp & Zonen* Modelo CM-21 para la medida de radiación difusa con un dispositivo de sombreado instalado en la estación BSRN de Izaña.

Para asegurar que los datos sean de gran calidad, debe realizarse un mantenimiento adecuado de los piranómetros, ya que una vez tomada la medida, nada se puede hacer para mejorar a posteriori la calidad de la misma.

Tabla 1.7.- Características específicas del piranómetro *Kipp & Zonen* CM-21.

Rango Espectral	310 nm-2800 nm (50% puntos)
Sensibilidad	7-14 µV/W/m^2
Rango Operativo de Temperatura	< ± 1 % (-20 °C a 50 °C)
Tiempo de respuesta	5 seg. al 95% - 1.7 seg. al 63%
Sensibilidad espectral	± 2 %
Ángulo de visión	180° (2π sr.)
Offset del cero	< 7 W/m^2 a 200 W/m^2
Offset de la temperatura	< 2 W/m^2 a 5 k/h.Temp
Error de inclinación	< ± 2 %
Irradiancia Máxima	0–4000 W/m^2
Respuesta coseno	< 5 W/m^2 a 80° de SZA con 1000 W/m^2 de irradiancia

1.4.2.- Pirheliómetro CH-1 (Kipp & Zonen): Medida de radiación directa.

La radiación solar directa se mide con un pirheliómetro cuyas superficies receptoras se disponen normalmente en la dirección de los rayos incidentes. Gracias al empleo de aberturas, sólo se mide la radiación procedente del Sol y de una región anular estrecha del cielo muy próximo al astro. Los instrumentos de los que se dispone actualmente interceptan esta región en un semiángulo de unos 2.5° a partir del centro del disco solar. El soporte del pirheliómetro debe permitir un ajuste rápido y gradual del azimut y de los ángulos de elevación. Generalmente, el instrumento está dotado de un visor en el que un pequeño punto luminoso coincide con una marca situada en el centro del objetivo cuando la superficie receptora se halla en posición exactamente normal respecto del haz solar directo. Para realizar registros continuos se aconseja utilizar equipos de seguimiento automático del Sol (Manual CH1 *Kipp & Zonen*, 2001).

Los pirheliómetros *Kipp & Zonen*, tipo CH-1, son instrumentos destinados a la medida de la radiación solar directa emitida por el disco solar (Figura 1.13). Las características del pirheliómetro instalado en la estación BSRN de Izaña se muestran en la Tabla 1.8 y en la Tabla 1.9.

Una de las principales características de este instrumento es que ha sido fabricado ajustándose a las especificaciones de la norma ISO 9060 para pirheliómetros de primera clase, así mismo se ha dotado al instrumento de un ángulo de inclinación y apertura acorde con las recomendaciones de la WMO (Tabla 1.9).

Tabla 1.8.- Pirheliómetro CH-1 instalado en la estación BSRN de Izaña.

Instrumento	Medida	Nº Serie	Constante
Pirheliómetro *Kipp & Zonen* CH-1	Rad. Directa	080050	9.98 µV/W/m^2

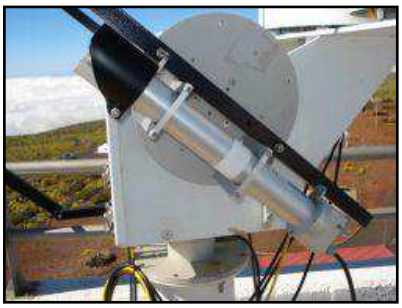


Figura 1.13.- Pirheliómetro *Kipp & Zonen* modelo CH-1 para la medida de la radiación directa instalado en la estación BSRN de Izaña.

El instrumento dispone de un cartucho deshidratado fácilmente sustituible durante operaciones de mantenimiento. Esto impide la condensación en la ventana del instrumento, haciendo del CH-1, un instrumento absolutamente indicado para su operación en condiciones de intemperie ya que dispone de protección contra la lluvia, polvo y nieve.

Tabla 1.9.- Características específicas del pirheliómetro *Kipp & Zonen* CH-1.

Rango Espectral	200 nm–4000 nm (50% puntos)
No-linealidad	< 0.5 % a cualquier inclinación
Tiempo de respuesta	7 seg. (95%) - 10 seg. (99%)
Desplazamiento del cero	3 W/m^2
Sensibilidad dependiente de la temperatura	< 1% (-20 a +50 °C)
Irradiancia	0-4000 W/m^2
Temperatura de trabajo	- 40 °C a 80 °C
Sensibilidad	7-15 µV/ W/m^2
Impedancia	50 Ω–70 Ω
Ángulo total de apertura	5° ± 0.2° (Según WMO)
Ángulo de inclinación	1° ± 0.2° (Según WMO)
Precisión ideal de seguimiento	± 0.5°

El valor de la radiación directa, ($E_{Solar\ Directa}$), se determina dividiendo la señal de salida del sensor, (U_{emf}), por la sensibilidad del instrumento:

$$E_{Solar\ Directa} = \frac{U_{emf}}{S} \qquad \text{(Ec 1.2)}$$

$E_{Solar\ Directa}$: Radiación directa (W/m^{-2})

U_{emf} : Voltaje de salida del pirheliómetro (µV)

S : Factor de calibración del pirheliómetro (µV/W/m^2)

1.4.3.- Pirgeómetro CG-4 (Kipp & Zonen): Medida de radiación de onda larga.

El pirgeómetro CG-4 ha sido diseñado para realizar la medida de radiación de onda larga (radiación infrarroja (IR)), entre 4.5 µm y 42 µm. (Tabla 1.10). El pirgeómetro instalado en la estación BSRN de Izaña se muestra en la Figura 1.14.

Figura 1.14.- Pirgeómetro *Kipp & Zonen* modelo CG-4 para la medida de la radiación de onda larga instalado en la estación BSRN de Izaña.

Tabla 1.10.- Pirgeómetro CG-4 instalado en la estación BSRN de Izaña.

Instrumento	Medida	Nº Serie	Constante
Pirgeómetro *Kipp & Zonen* CG4	Radiación onda larga	050783	9.77 µV/W/m^2

El CG-4 utiliza una única cúpula de silicio ciega de forma elipsoidal, que ofrece un campo de visión completo de 180°, con una buena respuesta coseno del instrumento (Tabla 1.11). La cúpula está recubierta de carbón endurecido para proteger su superficie contra la oxidación y los arañazos. El anillo de la cúpula ha sido especialmente diseñado para conseguir un acoplamiento térmico óptimo entre la cúpula, el anillo de montaje y el cuerpo del instrumento. El excelente acople térmico entre el cuerpo y la cúpula del instrumento elimina la necesidad de los termistores convencionales en la cúpula y cálculos de *offset* de temperatura cúpula/cuerpo, incluso bajo condiciones de radiación solar directa. El CG-4 está equipado de un termistor simple en el cuerpo, adicional a la termopila, como elemento sensor del instrumento (Manual CGR4 *Kipp & Zonen*, 2006).

Para determinar la radiación de onda larga incidente del cielo o emitida por la superficie, en W/m^2, es necesario conocer la señal de salida de voltaje del elemento sensor del CG-4, la temperatura del cuerpo y el coeficiente de calibración que es suministrado por el propio fabricante (Ecuación 1.3).

La radiación de onda larga incidente (radiación infrarroja) se puede determinar a partir de la siguiente fórmula:

$$L_d = \frac{U_{emf}}{S} + 5.67x10^{-08}\, {T_b}^4 \qquad \text{(Ec 1.3)}$$

L_d : Radiación descendente de onda larga (radiación infrarroja) (W/m^2)

$\frac{U_{emf}}{S}$: Radiación neta, es decir, la diferencia entre la radiación de onda larga descendente (procedente de la atmósfera) y la radiación ascendente que alcanza al detector del pirgéometro.

U_{emf} : Voltaje de salida del sensor (µV)

S : Factor de calibración del pirgeómetro (µV/W/m^2).

El término $5.67x10^{-08}\,T_b{}^4$ es la radiación ascendente, donde T_b es la temperatura del detector del instrumento (K). El término $U_{emf}\,/S$ es, en la mayoría de las ocasiones, negativo, por lo que la radiación de onda larga descendente es mayor que la radiación ascendente.

Tabla 1.11.- Características específicas del pirgeómetro *Kipp & Zonen* CG-4.

Rango Espectral	4.5 µm-42 µm (50% puntos)
Sensibilidad (nominal)	5 a 10 µV/W/m^2
Offset de calentamiento de la ventana	< 4 Wm^{-2} para 0-1000 W/m^2
Tiempo de respuesta	< 6 seg. (63%)
Cero Offset por cambio de temperatura	< ± 2 W/m^2 (5K/h de cambio de temperatura)
Rango de salida de la termopila	- 250 a 250 W/m^2
Campo visual (FOV)	180°
Temperatura dependiente de la sensibilidad	< ± 1 % (- 20 a + 50 ℃)
Temperatura de trabajo	- 40℃ a 80 ℃

1.4.4.- Piranómetro Yankee UVB-1 (YES): Medida de radiación UV-B.

El piranómetro YES (*Yankee Environmental Systems*) (Figura 1.15 (a)) es un instrumento de banda ancha cuyo intervalo espectral abarca el UVB (280 nm-315 nm). Estos detectores están diseñados para tener una sensibilidad espectral próxima al espectro de acción eritemático (CIE, *Commission Internationale de l'Éclairage*). La técnica de medida empleada consiste en utilizar filtros de vidrio coloreado para no dejar pasar la luz visible del sol y hacerla incidir sobre un fósforo sensible a la radiación UVB, que la convierte en luz visible en la longitud de onda verde. La luz resultante es medida por un fotodetector de estado sólido. El piranómetro UVB-1 está diseñado para ser estable durante largos períodos y para trabajos de campo sin vigilancia (Manual Yankee UVB-1, 2008).

Tabla 1.12.- Piranómetro Yankee UVB instalado en la estación BSRN de Izaña.

Instrumento	Medida	Nº Serie	Constante
UVB-1 Yankee	Rad. UV-B	970839	0.12 W/m^2/V

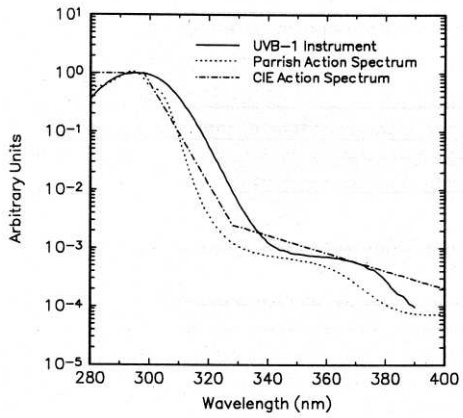


Figura 1.15.- (a) Piranómetro Yankee UVB-1 instalado en la estación BSRN de Izaña. (b) Respuesta espectral relativa del piranómetro Yankee YES UVB-1 y el espectro de acción eritemática de la CIE (Fuente: Manual Yankee YES).

La salida del instrumento es una señal analógica en voltios y para convertirla en radiación hay que aplicar unos factores de conversión. El factor de conversión se define como el cociente entre la energía con una respuesta coseno y espectral ideal, y la energía medida por el sensor. En la práctica, este factor es determinado por el cociente entre la radiación total UVB y el valor de la señal de salida del instrumento UVB-1, en el tiempo de la medida. Dado que la respuesta espectral del instrumento es ligeramente diferente al espectro de acción eritemática y no es uniforme en la región UVB (Figura 1.15 (b)), estos factores de conversión dependen al menos del ángulo cenital solar (en adelante, SZA) y del intervalo espectral, aunque otros autores también consideran la dependencia con la columna total de ozono (Schreder, 2006).

La respuesta espectral del instrumento puede cambiar con el tiempo, variando la transmitancia del filtro, por lo que es necesario recalcular los factores de conversión mediante calibraciones periódicas.

1.4.5.- Instrumentos Auxiliares.

Los instrumentos y las medidas de radiación descritos anteriormente corresponden a las medidas definidas por la Red BSRN como medidas básicas (Tabla 1.1), pero además de estos instrumentos la estación dispone de una serie de instrumentos auxiliares cuyas medidas experimentales se engloban tanto en las medidas de ampliación, como en las medidas auxiliares (Tabla 1.13).

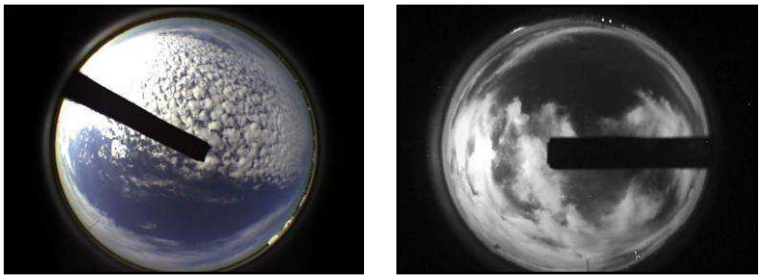


Figura 1.16.- Imágenes de cielo tomadas con SONA (*Sistema Automático de Observación de Nubes*) por el día (Izqda.) y por la noche (Dcha.) en el Observatorio Atmosférico de Izaña.

Tabla 1.13.- Instrumentos y medidas auxiliares que forman la estación BSRN de Izaña.

Instrumentos	Medida
UV-A *Kipp & Zonen* UV-A-S-T	Radiación UV-A
Radiómetro NETA *Kipp & Zonen* CNR1	Rad. Neta
	Rad. solar de onda larga reflejada ascendente
	Rad. solar de onda corta reflejada ascendente
Radiosondeo Vaisala (RS92)	Altura (m)
	Presión (hPa)
	Temperatura (°C) - Temperatura del punto de rocío (°C)
	Humedad (%)
	Velocidad (m/s) y dirección del viento (°) en columna
Brewer 157 K&Z	Contenido total de ozono (UD) y radiación UV espectral
Sensor de Presión *Setra*	Presión (hPa)
Sensor meteorológico de humedad *Rotronic*	Humedad (%)
Cámara de todo cielo SONA	Estado general del cielo (Figura 1.16)
Albedómetro	Albedo de la superficie

1.5.- Sistema de adquisición de datos.

Un sistema de adquisición de datos (*datalogger*) se define como un dispositivo electrónico y autónomo cuya función es el control y el registro de una o varias variables en un proceso de medida de datos. Este sistema permite almacenar los valores de las variables medidas, pudiendo seleccionar el período de registro en intervalos fijos. A su vez permite el posterior envío de los datos a un ordenador situado en el mismo lugar de la medida o a equipos remotos.

En la BSRN de Izaña los equipos de adquisición utilizados son del tipo CR-5000 Campbell Scientific (Figura 1.17). El CR-5000 es un *datalogger* robusto que puede conectarse directamente a la mayoría de sensores, comunicar vía modem, integrar datos, controlar dispositivos externos, y almacenar tanto datos como programas en la memoria Flash no-volátil o la SRAM salvaguardada por pila interna. Es muy importante que el sistema de adquisición sea capaz de mostrar gráficas en tiempo real con una frecuencia de al menos 1 minuto de todas las medidas que se están adquiriendo, ya sean convertidas a magnitudes físicas o directamente la salida de señal de los instrumentos.

Figura 1.17.- Sistema de adquisición de datos Campbell CR-5000 (Fuente: *http://www.campbellsci.com/cr5000*).

1.6.- Medidas enviadas a la BSRN desde la estación de Izaña.

Cada mes se hace un control de calidad previo tanto de las medidas de radiación como de las medidas auxiliares que van a ser enviadas, así como del estado de los instrumentos. Este estudio consiste principalmente en verificar que las medidas cumplen un exhaustivo control de calidad que será explicado con mayor detalle en el Capítulo 2. El proceso que van a seguir los datos queda reflejado en el esquema de la Figura 1.18.

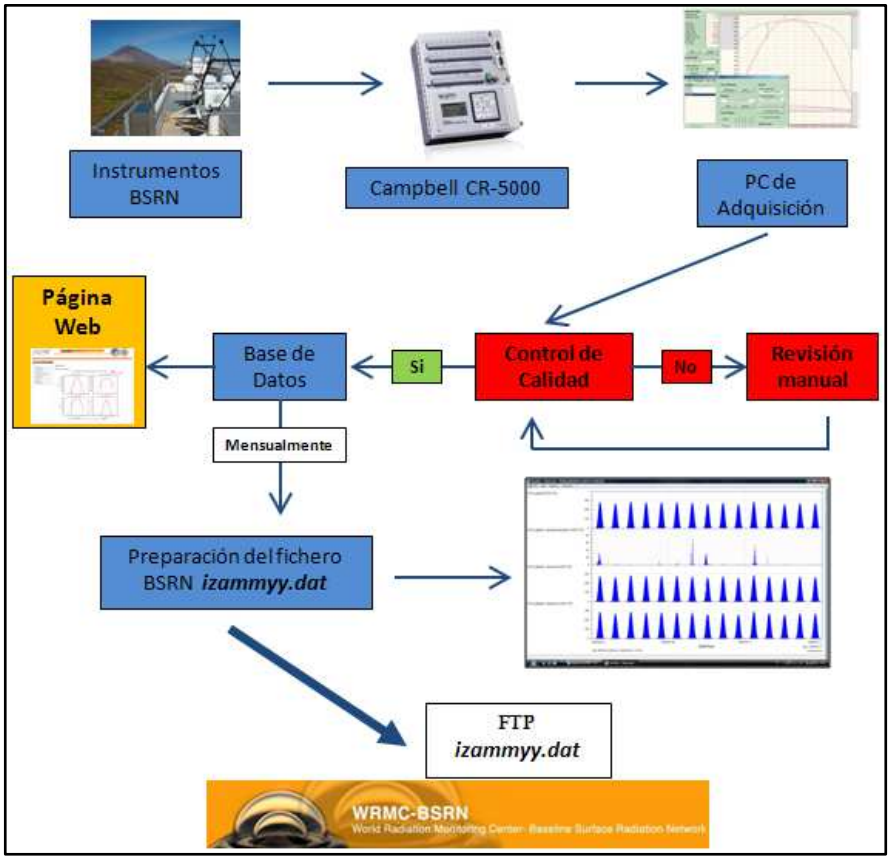


Figura 1.18.- Esquema de los pasos que se siguen en la estación de Izaña desde que se toman las medidas hasta que son enviadas a la BSRN y son visualizadas mediante la página web.

Una vez que se ha comprobado que los datos cumplen con los requisitos de calidad se comienza a trabajar en el fichero que hay que enviar mensualmente a la BSRN. Este fichero está dividido fundamentalmente en dos partes. La primera parte está formada por 9 tablas en las cuales se especifican los metadatos de la estación (Figura 1.19), mientras que la segunda parte del fichero contiene las medidas experimentales (Hegner et al., 1998). En particular, para el caso de la estación de Izaña el fichero enviado mensualmente puede contener en torno a 400.000 líneas, ocupando ≈ 25 MB.

```
*U0008
 -1 -1 -1 Y
Kipp & Zonen                    CM21            080034            01/01/08 61001
XXX
 -1 -1  -1.000  -1.000  -1.000  -1.000  -1.000  -1.000 -1 -1
Delft Holland                   F. de Wit
03/27/08 03/27/08 -1       8.8600      -1.0000
XXX      XXX      -1      -1.0000      -1.0000
XXX      XXX      -1      -1.0000      -1.0000
Calibration units: 10E-06 V/W/m2
Ventilation CV-2 Kipp & Zonen
 -1 -1 -1 Y
```

Figura 1.19.- Detalle de la información que hay que facilitar de los instrumentos de radiación en el fichero que se envía mensualmente a la BSRN. En ella se especifica el instrumento, marca, n° de serie, fecha de adquisición, persona encargada de su calibración, ciudad donde se calibró, constante de calibración del instrumento,...

En particular, la estación de Izaña envía mensualmente a la BSRN las siguientes medidas:

<u>Tabla 0100: Medidas Básicas</u> (Promedios minutales)

- Radiación solar global [W/m^2]
- Radiación solar difusa [W/m^2]
- Radiación solar directa [W/m^2]
- Radiación de onda larga [W/m^2]
- Temperatura del aire [°C]
- Presión [hPa]
- Humedad relativa [%]

<u>Tabla 0300: Medidas de Ampliación</u> (Promedios minutales)

- Radiación solar de onda larga reflejada ascendente [W/m^2]
- Radiación solar de onda corta reflejada ascendente [W/m^2]
- Radiación neta [W/m^2]

<u>Tabla 0500: Medidas radiación UV</u> (Promedios minutales)

- Radiación UV-A global [W/m^2]
- Radiación UV-B global [W/m^2]

Tabla 1100: Medidas radiosondeos

Diariamente se lanzan dos radiosondeos en la estación de Güimar (OMM, Código 60018) situada a 110 metros sobre el nivel del mar y a 10 km en línea recta aproximadamente de la estación de Izaña.

- Presión [hPa]
- Altura [m]
- Temperatura [°C]
- Temperatura del punto de rocío [°C]
- Dirección del viento [°]
- Velocidad del viento [m/s]

Tabla 1200: Medidas de Ozono (Promedios horarios)

- Contenido total de ozono [Unidades Dobson, UD]

Una vez conseguido el formato, se comprueba mediante un programa facilitado por la BSRN (*BRSN Toolbox*) que efectivamente los datos cumplen la estructura exigida por la BSRN y por último son examinados visualmente mediante programas facilitados por la BSRN: *PanPlot, Pan2Applic* y ODV (*Ocean Data View)* (Figura 1.20 (a), (b)). Finalmente estos ficheros son enviados mensualmente vía ftp a la BSRN, y están disponibles para las diferentes estaciones que forman la red, pero no de libre acceso, ya que es necesario tener acceso autorizado. En caso de que cualquier usuario quiera acceder a estos datos debe ponerse en contacto con la persona responsable de la Red BSRN.

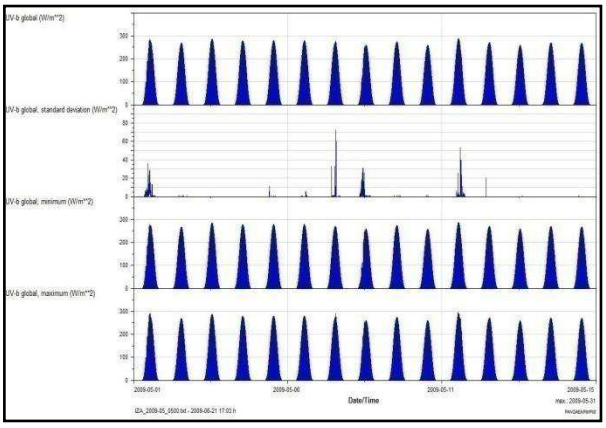


Figura 1.20(a).- Salida del programa *PanPlot,* donde se puede visualizar algunas de las diferentes variables incluidas en el fichero mensual. En este caso en particular, podemos ver la media, desviación estándar, mínimo y máximo de la radiación global UV-B durante los primeros quince días de mayo de 2009.

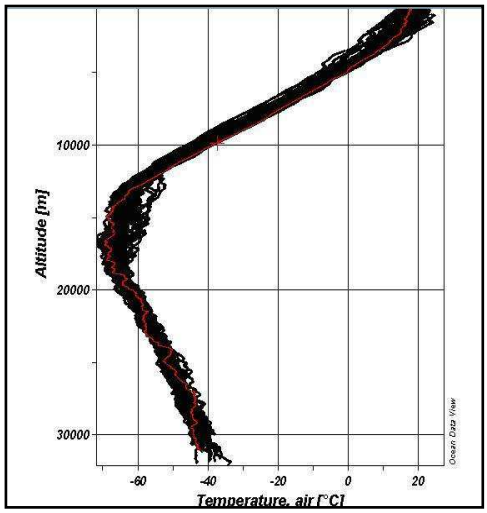


Figura 1.20(b).- Salida del programa *Ocean Data View (http://odv.awi.de),* donde se puede visualizar el perfil de la temperatura del aire (°C) en función de la altitud (km) para un mes determinado de medidas obtenidas a partir de los radiosondeos.

En la estación de Izaña, se ha desarrollado una herramienta muy útil a la hora de detectar alguna anomalía en las medidas experimentales que son enviadas a la Red BSRN. Esta herramienta consiste en una base de datos que no sólo gestiona de forma ordenada y sistemática el gran volumen de datos que tenemos procedentes de los diferentes instrumentos que forman la BSRN, sino que además permite obtener en tiempo real todas las medidas y llevar a cabo un exhaustivo control de calidad de las medidas. Aparte de esta herramienta se ha diseñado una página web que permite la difusión en tiempo real de las diferentes medidas (Figura 1.21). En esta web se ha implementado la base de datos, reseñada anteriormente, y se ha diseñado con los siguientes objetivos:

- El objetivo fundamental de esta herramienta no es sólo gestionar, de forma ordenada y sistemática el amplio volumen de información que se genera dentro de la Estación BSRN de Izaña, sino obtener en tiempo real todos los productos que se derivan de las medidas experimentales tomadas por los diferentes instrumentos que forman la Red. A estas medidas se les ha aplicado previamente y de forma automática varios controles de calidad, lo que permite la difusión de datos de alta calidad.

- Presentar en tiempo cuasi-real la comparación de las medidas con un modelo de transferencia radiativa *LibRadtran*, lo que permite a su vez, como veremos a lo largo de este trabajo, dada la fiabilidad demostrada por parte del modelo, un control más exhaustivo de las medidas.

- Aplicación diaria a las medidas de los diferentes controles de calidad dados por la Red BSRN.

- Los operadores de la estación pueden introducir diariamente los chequeos realizados a cada equipo y la información de interés que vaya surgiendo en cada momento de cada instrumento y de cada medida experimental. Esto permite tener un historial de las medidas y del comportamiento de cada radiómetro.

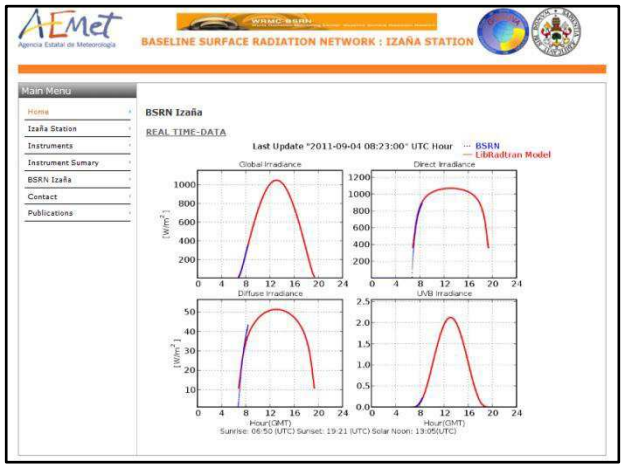


Figura 1.21.- Página principal de la Web BSRN de Izaña: "*Baseline Surface Radiation Network: Izaña Station*" (*http://www.aemet.izana.org/bsrn_iza*).

En el Anexo I se incluye el trabajo titulado "*Status of the Izaña BSRN station"*, presentado en el 37th Annual European Meeting on Atmospheric Studies by Optical Methods (Valladolid-España), 23-27 de Agosto de 2010 y que será publicado próximamente en la Revista de Óptica Pura y Aplicada (OPA).

En el Anexo II se expone de forma más detallada toda la información proporcionada en la web de la BSRN de Izaña (*http://www.aemet.izana.org/bsrn_iza*).

1.7.- Resumen y Conclusiones.

El pilar fundamental de esta tesis era el disponer de medidas de radiación de muy alta calidad. Por ello se propuso implementar el programa BSRN en el Observatorio Atmosférico de Izaña (OAI). Por tanto, el punto de partida fue realizar un estudio técnico de la instrumentación que era necesaria para incorporarse a la Red BSRN, y elaborar un informe con información técnica y geográfica que se exigía para presentar la candidatura como miembro a la BSRN. Una vez que el OAI se adhiere a la red BSRN se desarrolló e implantó toda la metodología necesaria para la evaluación de las medidas experimentales y para asegurar el control de calidad de las mismas. El desarrollo del software para alimentar la base de datos y el envío rutinario de éstos a la BSRN de forma periódica, de acuerdo a los estándares establecidos por esta red, constituyó otra parte importante del trabajo técnico previo al estudio científico propiamente dicho.

CAPÍTULO 2

Control de calidad de las medidas experimentales tomadas en la estación BSRN de Izaña

Introducción.

2.1.- Correcciones diarias aplicadas al coeficiente de calibración de los instrumentos de medida de la estación BSRN de Izaña.

2.1.1- Aplicación de las correcciones diarias al coeficiente de calibración de las medidas de radiación global, directa y difusa.

2.1.1.1.- Radiación Global.

2.1.1.2.- Radiación Directa.

2.1.1.3.- Radiación Difusa.

2.2.- Corrección debida al efecto de corriente de oscuridad de los instrumentos.

2.3.- Criterios de calidad aplicados a las medidas experimentales tomadas en la estación de Izaña.

2.4.- Definición de los controles de calidad dados por la Red BSRN que se le deben aplicar a las medidas de radiación.

2.4.1.- Aplicación de los límites dados por la BSRN a las medidas experimentales de la estación de Izaña.

2.5.- Resumen y Conclusiones.

Introducción.

El objetivo de este capítulo es exponer los diferentes controles de calidad que se le aplican de forma rutinaria a las medidas de radiación tomadas experimentalmente en la estación BSRN de Izaña (Estación N°61, http://www.bsrn.awi.de). Como vimos en el Capítulo 1, mensualmente se envía un fichero con todas las medidas experimentales expuestas en el Apartado 1.6 a la Red BSRN. Antes de la elaboración de este fichero se lleva a cabo un control de calidad exhaustivo de dichas medidas, ya que tanto la validación como el control de calidad de las medidas son tan importantes como los mismos procesos de medida (Hay, 1993).

En este capítulo, nos vamos a centrar en las medidas de radiación solar global y difusa tomadas con los piranómetros CM-21 (*Kipp & Zonen*) #080034 y #080032, respectivamente, en el rango comprendido entre 310 nm y 2800 nm (Capítulo 1, Apartado 1.4.1), y en la radiación directa medida con el pirheliómetro CH-1 (*Kipp & Zonen*) #080050 en el rango espectral comprendido entre 200 nm y 4000 nm (Capítulo 1, Apartado 1.4.2). Estos instrumentos pertenecen a la estación BSRN de Izaña, y están instalados en la estación desde septiembre de 2008.

Las medidas registradas por los diferentes instrumentos son adquiridas cada segundo y posteriormente el propio sistema de adquisición de datos (*datalogger*) CR-5000 *Campbell Scientific* (Capítulo 1, Apartado 1.5) es el encargado de calcular los valores promedios en cada minuto de cada una de las medidas que registra. El *datalogger* va a almacenar el valor medio, la desviación estándar, el valor mínimo y el valor máximo calculado en el minuto de medidas.

2.1.- Correcciones diarias aplicadas al coeficiente de calibración de los instrumentos de medida en la estación BSRN de Izaña.

Para conseguir medidas lo más precisas posibles con los diferentes instrumentos es necesario tener en cuenta una serie de consideraciones como son la linealidad, efecto direccional, coeficiente de calibración, variación en la respuesta debida a cambios en la temperatura, etc. De estos factores, el coeficiente de calibración es fundamental a la hora de llevar un control de calidad de las medidas.

Los piranómetros y los pirheliómetros miden directamente voltaje, por lo que para obtener la radiación global, directa y difusa se multiplica el voltaje medido experimentalmente por el coeficiente de calibración de cada instrumento en particular. El coeficiente de calibración de los instrumentos de radiación, tanto para un piranómetro o un pirheliómetro, va a depender de la temperatura, del nivel de irradiancia y del error direccional del instrumento en función del SZA. Este coeficiente es facilitado por el fabricante en el certificado de calibración que se adjunta. Además del coeficiente de calibración, en el

certificado se facilita información adicional del instrumento así como las características fundamentales del mismo.

La dependencia del coeficiente con la temperatura depende de cada instrumento. Esta dependencia se expresa como un porcentaje de desviación del coeficiente de calibración y es suministrada por el fabricante, al igual que el error direccional de cada instrumento. Este error es la suma del error azimutal y cenital y se expresa como la desviación porcentual del coeficiente de calibración en función del SZA para la dirección azimutal que maximiza dicha desviación. Esta corrección únicamente será aplicada a los piranómetros. La corrección según el nivel de irradiancia está relacionada con el error de no linealidad que presentan los instrumentos. La no linealidad de un radiómetro se define como la desviación relativa en la calibración a lo largo del rango de irradiancia de 0 W/m^2 a 1000 W/m^2, comparado con la calibración de la irradiancia a 500 W/m^2. El efecto de la no linealidad se debe principalmente a las pérdidas de calor por convección.

2.1.1- Aplicación de las correcciones diarias al coeficiente de calibración de las medidas de radiación global, directa y difusa.

2.1.1.1.- Radiación Global.

La radiación global se mide experimentalmente en la estación BSRN de Izaña con un piranómetro *Kipp & Zonen* CM-21 (#080034) (Capítulo 1, Apartado 1.4.1). En la Tabla 2.1 podemos ver las características fundamentales de este piranómetro. En la última columna tenemos el valor del coeficiente de calibración dado por el fabricante en el certificado de calibración y la fecha en la que tuvo lugar la calibración.

Tabla 2.1.- Piranómetro CM-21 (#080034) instalado en la estación de Izaña desde Septiembre de 2008.

Instrumento	Medida	N° Serie	Rango Espectral (50%)	Coeficiente de Calibración Fecha: 27/03/2008
Piranómetro *Kipp & Zonen* CM-21	Rad. Global	080034	310 nm -2800 nm	8.86 $\mu V/W/m^2$

A continuación iremos detallando las diferentes correcciones que se le hacen diariamente al coeficiente de calibración del instrumento CM-21 (#080034), citadas en el apartado anterior.

En primer lugar estudiaremos la dependencia del coeficiente de calibración en función de la temperatura. Esta desviación porcentual del coeficiente es facilitada por el fabricante. En la Figura 2.1 se muestra la desviación porcentual del coeficiente de calibración en función de la temperatura para este

instrumento en particular, a medida que aumenta la temperatura aumenta la desviación (%). Entre una temperatura de 20°C y 30°C se produce un aumento de 0.18%.

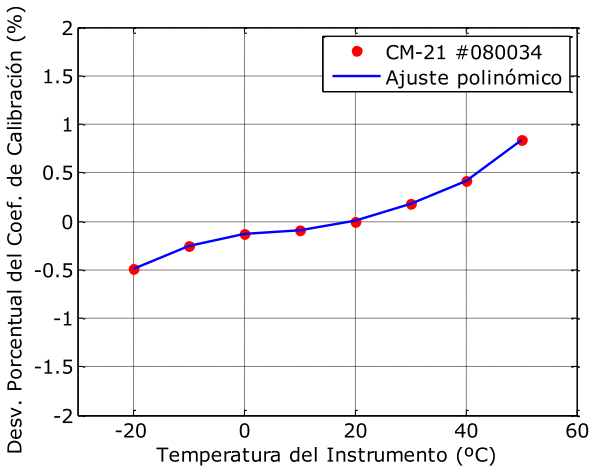


Figura 2.1.- Desviación porcentual del coeficiente de calibración del piranómetro CM-21 (#080034) en función de la temperatura facilitado por el fabricante (CM-21 *Kipp & Zonen*, 2006).

Con los datos proporcionados por el fabricante (Figura 2.1), realizamos un ajuste polinómico entre la desviación porcentual del coeficiente de calibración y la temperatura. El ajuste viene dado por la ecuación 2.1, esta ecuación es única para cada instrumento y nos va a permitir obtener el porcentaje de desviación que posteriormente se le aplicará al coeficiente de calibración.

$$Desv.Temp(\%) = \boldsymbol{A}\,Temp^{6} + \boldsymbol{B}\,Temp^{5} + \boldsymbol{C}\,Temp^{4} + \boldsymbol{D}\,Temp^{3} + \boldsymbol{E}\,Temp^{2} + \boldsymbol{F}\,Temp + \boldsymbol{G} \qquad \text{(Ec 2.1)}$$

$$\boldsymbol{A} = 3.125x10^{-10}(\%\,°C^{-6}) \quad \boldsymbol{B} = -2.572x10^{-8}\,(\%\,°C^{-5}) \quad \boldsymbol{C} = 2.468x10^{-7}(\%\,°C^{-4})$$

$$\boldsymbol{D} = 2.7128x10^{-5}\,(\%\,°C^{-3}) \quad \boldsymbol{E} = -4.364x10^{-4}\,(\%\,°C^{-2}) \quad \boldsymbol{F} = 5.551x10^{-3}\,(\%\,°C^{-1}) \quad \boldsymbol{G} = -0.129\,(\%)$$

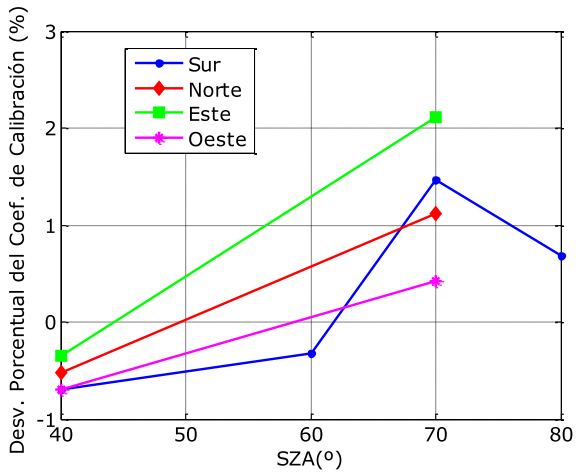


Figura 2.2.- Desviación porcentual del coeficiente de calibración en función del SZA. La línea azul representa la orientación *Sur*. La línea roja representa la orientación *Norte*. La línea verde representa la orientación *Este* y la línea magenta representa la orientación *Oeste*.

Una vez determinada la corrección por temperatura, nos centramos en la corrección del error direccional. Al igual que la corrección anterior, la desviación del coeficiente de calibración es facilitada

por el propio fabricante. En la Figura 2.2 se muestra la desviación porcentual del coeficiente en función del SZA.

Realizamos un ajuste lineal entre la desviación porcentual del coeficiente de calibración y el SZA. En este caso, los valores aportados por el certificado de calibración que presentan una mayor desviación entre un SZA de 40° y 70° son los que corresponden a la orientación azimutal "*Este*", por lo que para calcular la desviación direccional del coeficiente de calibración utilizaremos un ajuste sobre los valores de la orientación "*Este*" frente al SZA (Figura 2.2).

Realizando un ajuste lineal obtenemos la ecuación 2.2.

$$Desv.SZA(\%) = \boldsymbol{A}\, SZA + \boldsymbol{B} \qquad \text{(Ec 2.2)}$$

$$\boldsymbol{A} = 0.082\ (\%\ ^{\circ -1}) \qquad \boldsymbol{B} = -3.63\ (\%)$$

Y por último, aplicaremos la corrección según el nivel de irradiancia, es decir, el error de no linealidad que presenta el instrumento. Esta corrección no es única de cada instrumento, sino que es característica del modelo del piranómetro (Manual CM-21 *Kipp & Zonen*, 2006). En la Figura 2.3 se muestra la calibración relativa en función de la irradiancia, cuyo ajuste lineal queda expresado en la ecuación 2.3.

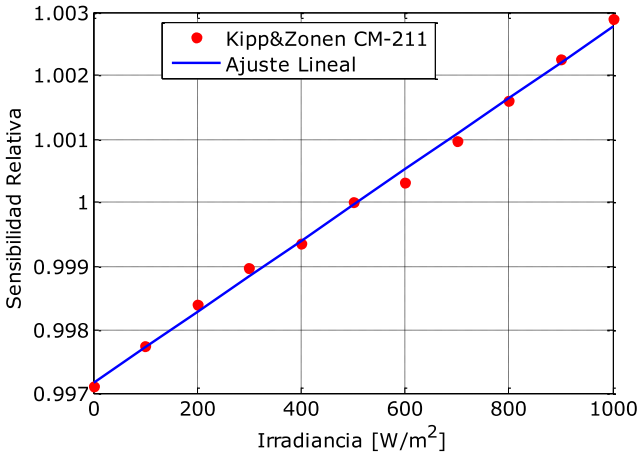


Figura 2.3.- Sensibilidad relativa del coeficiente de calibración en función de la irradiancia para el instrumento CM-21 (#080034) facilitado en el manual del instrumento (CM-21 *Kipp & Zonen*, 2006).

$$Desv.Irrad = \boldsymbol{A}\, Irrad + \boldsymbol{B} \qquad \text{(Ec 2.3)}$$

$$\boldsymbol{A} = 5.613x10^{-6}(W/m^2)^{-1} \qquad \boldsymbol{B} = 0.9972\ (W/m^2)$$

Aplicando las ecuaciones 2.1, 2.2 y 2.3, obtenemos que la desviación porcentual que debemos aplicar al coeficiente de calibración dado por el fabricante para determinar la radiación global medida experimentalmente con el piranómetro CM-21 viene dada por la ecuación 2.4. Esta ecuación se aplicará a todas las medidas experimentales entre el orto y el ocaso.

$$Desv_{CM-21\ \#080034} = (Desv.Temp/100) + (Desv.\ SZA/100) + (1 - Desv.Irrad) \qquad \text{(Ec 2.4)}$$

Por lo que el coeficiente de calibración queda de la siguiente forma:

$$Coef.Sens_{CM-21\ \#080034} = Coef.Fab_{CM-21\ \#080034}\ (1 + Desv_{CM-21\ \#080034}) \qquad \text{(Ec 2.5)}$$

Si aplicamos los resultados obtenido a un día en particular, 23 de octubre de 2009, para analizar la variación que presenta el coeficiente de calibración aplicando las correcciones citadas anteriormente, entre el orto y el ocaso (Figura 2.4) podemos concluir que entre el coeficiente de calibración facilitado por el fabricante y el promedio del coeficiente obtenido al aplicar las correcciones citadas anteriormente, existe una diferencia relativa del 1.1%. Si consideramos tres momentos del día, obtenemos que entre las 09:00 y las 13:00 existe una diferencia relativa del 2.6% del coeficiente de calibración aplicando las correcciones citadas anteriormente, mientras que entre las 13:00 y las 18:00 existe una diferencia relativa del 3.9%. Si comparamos la diferencia entre el coeficiente de calibración corregido y el promedio diario del mismo obtenemos que a las 09:00 existe una diferencia relativa del 0.9%, a las 13:00 una diferencia del 1.7% y a las 18:00 una diferencia del 2.3%.

El valor diario de la radiación global, para este día en particular, aplicando la constante dada por el fabricante (Tabla 2.1) es de 2145 (10 KJ/m^2), mientras que si la calculamos aplicando el coeficiente con las correcciones anteriores, entre el orto y el ocaso, obtenemos un valor diario de 2154 (10 KJ/m^2). La diferencia relativa entre ambos valores es del 0.4%.

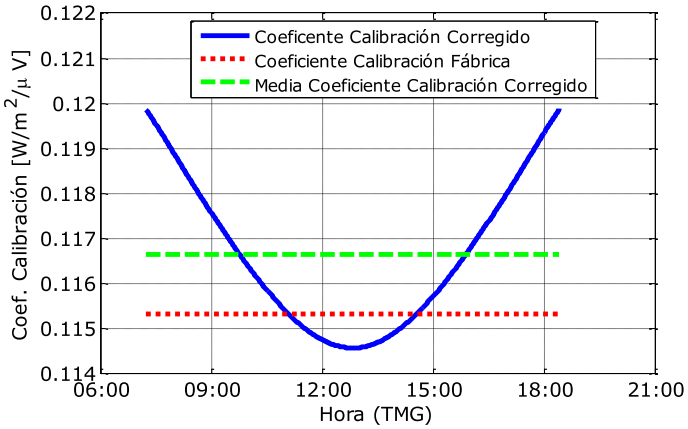


Figura 2.4.- Variación del coeficiente de calibración en función del tiempo el 23 de octubre de 2010 para el piranómetro CM-21 (#080034). La línea azul representa el coeficiente de calibración corregido por efecto de la temperatura, error direccional y nivel de irradiancia. La línea roja representa el coeficiente de calibración dado por el fabricante y la línea verde representa el promedio del coeficiente de calibración corregido.

2.1.1.2.- Radiación Directa.

La radiación directa se mide en la estación BSRN de Izaña con un pirheliómetro *Kipp & Zonen* CH-1 #080050 (Capítulo 1, Apartado 1.4.2). En la Tabla 2.2 podemos ver las características fundamentales de este pirheliómetro. En la última columna tenemos el valor del coeficiente de calibración dado por el fabricante y la fecha en la que tuvo lugar la calibración.

Tabla 2.2.- Características del pirheliómetro CH-1 (#080050) instalado en la estación de Izaña.

Instrumento	Medida	N° Serie	Rango Espectral (50%)	Coeficiente de calibración Fecha : 18/06/2008
Pirheliómetro *Kipp & Zonen* CH-1	Rad. Directa	080050	200 nm - 4000 nm	9.98 µV/W/m^2

A continuación iremos aplicando las diferentes correcciones, citadas en el Apartado 2.1, al coeficiente de calibración del instrumento CH-1 (#080050), excepto la corrección debida al error direccional, que en este tipo de instrumentos no se realiza, ya que el instrumento está enfocado continuamente al Sol.

La primera corrección que vamos a estudiar es la dependencia del coeficiente de calibración en función de la temperatura. Esta desviación porcentual del coeficiente es facilitada por el fabricante. En la Figura 2.5 se muestra la desviación porcentual del coeficiente de calibración para este instrumento en función de la temperatura.

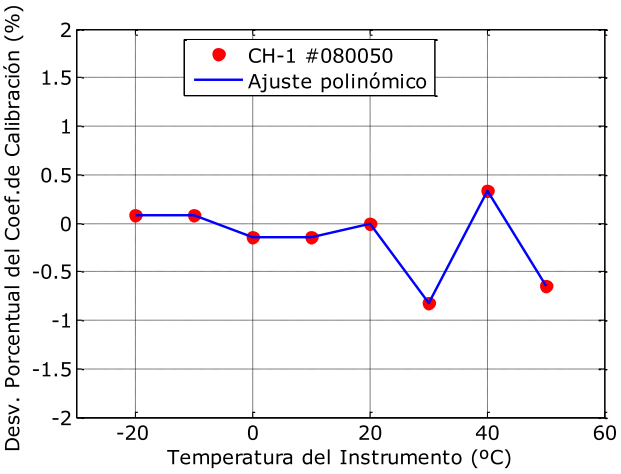


Figura 2.5.- Desviación porcentual del coeficiente de calibración en función de la temperatura (°C) del pirheliómetro CH-1 (#080050) facilitado por el fabricante (CH-1 *Kipp & Zonen*, 2001).

El ajuste polinómico de la Figura 2.5 entre la desviación porcentual del coeficiente de calibración y la temperatura viene dado por la ecuación siguiente:

$$Desv.Temp(\%) = \boldsymbol{A}\,Temp^{7} + \boldsymbol{B}\,Temp^{6} + \boldsymbol{C}\,Temp^{5} + \boldsymbol{D}\,Temp^{4} + \boldsymbol{E}\,Temp^{3} + \boldsymbol{F}\,Temp^{2} + \boldsymbol{G}\,Temp + H$$

(Ec 2.6)

$$\boldsymbol{A} = -4.365x10^{-10}\ (\%\ °C^{-7}) \quad \boldsymbol{B} = 3.856x10^{-8}\ (\%\ °C^{-6}) \quad \boldsymbol{C} = -5.963x10^{-7}(\%\ °C^{-5})$$

$$\boldsymbol{D} = -2.128x10^{-5}\ (\%\ °C^{-4}) \quad \boldsymbol{E} = 4.211x10^{-4}\ (\%\ °C^{-3}) \quad \boldsymbol{F} = 2.792x10^{-3}(\%\ °C^{-2})$$

$$\boldsymbol{G} = -4.721x10^{-2}\ (\%\ °C^{-1}) \quad \boldsymbol{H} = -0.145(\%)$$

Aplicando el ajuste anterior obtenemos la corrección que le debemos aplicar al coeficiente de calibración del pirheliómetro CH-1 (#080050) en función de la temperatura.

La corrección debida al nivel de irradiancia, o más conocido por la no linealidad del instrumento es única del modelo del instrumento y la podemos encontrar en el propio manual del pirheliómetro (Manual CH-1 *Kipp & Zonen*, 2001).

En la Figura 2.6 se muestra la sensibilidad relativa en función de la irradiancia, cuyo ajuste lineal queda expresado en la ecuación 2.7.

$$Desv.Irrad = \boldsymbol{A}\ Irrad + \boldsymbol{B} \qquad \text{(Ec 2.7)}$$

$$\boldsymbol{A} = 5.863x10^{-6}\ (W/m^2)^{-1} \qquad \boldsymbol{B} = 0.9971(W/m^2)$$

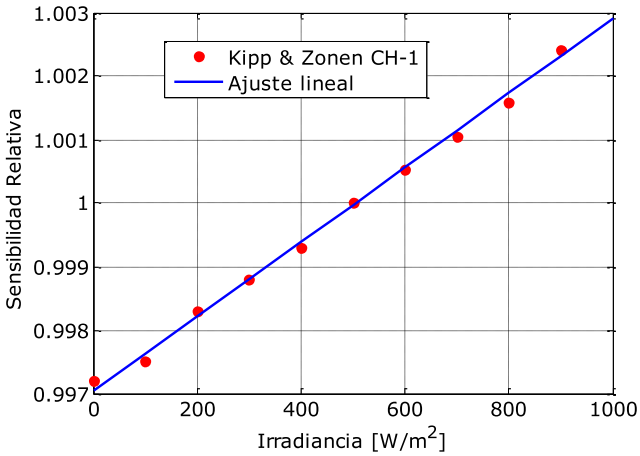


Figura 2.6.- Sensibilidad relativa del coeficiente de calibración en función de la irradiancia para el instrumento CH-1 (#080050) facilitado en el manual del instrumento (CH-1 *Kipp & Zonen*, 2001).

Considerando las ecuaciones 2.6 y 2.7, obtenemos la desviación porcentual que debemos aplicar al coeficiente de calibración dado por el fabricante para el pirheliómetro CH-1 (#080050):

$$Desv_{CH-1\ \#080050} = (Desv.Temp/100) + (1 - Desv.Irrad) \qquad \text{(Ec 2.8)}$$

Por lo que el coeficiente de calibración queda de la siguiente forma:

$$Coef.Sens_{CH-1\ \#080050} = Coef.Fab_{CH-1\ \#080050}\ (1 + Desv_{CH-1\ \#\ 080050}) \qquad \text{(Ec 2.9)}$$

En la Figura 2.7 se muestra que entre el coeficiente de calibración facilitado por el fabricante y el promedio del coeficiente obtenido al aplicar las correcciones de temperatura e irradiancia para el 23 de octubre de 2010 existe una diferencia relativa del 0.2%. Si consideramos tres momentos del día, obtenemos que entre las 09:00 y las 13:00 existe una diferencia relativa del 0.02% del coeficiente de calibración aplicando las correcciones citadas anteriormente, mientras que entre las 13:00 y las 18:00 existe una diferencia relativa del 0.3%. Si comparamos la diferencia entre el coeficiente de calibración corregido y el promedio diario del mismo obtenemos que a las 09:00 existe una diferencia relativa del 0.05%, a las 13:00 una diferencia del 0.07% y a las 18:00 una diferencia del 0.2%. Las diferencias relativas obtenidas son menores que en el caso de la radiación global.

El valor diario de la radiación directa para el 23 de octubre de 2009, aplicando la constante dada por el fabricante en el certificado de calibración (Tabla 2.4) es de 3737 (10 KJ/m^2), mientras que si aplicamos la variación del coeficiente aplicando las correcciones anteriores, entre el orto y el ocaso, obtenemos un valor diario de 3728 (10 KJ/m^2). La diferencia relativa entre ambas medidas es del 0.2%.

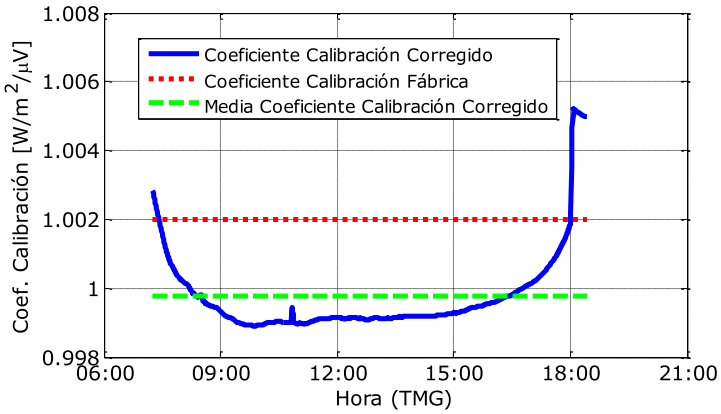


Figura 2.7.- Variación del coeficiente de calibración en función del tiempo el día 23 de octubre de 2010 para el pirheliómetro CH-1 (#080050). La línea azul representa el coeficiente de calibración corregido por efecto de la temperatura y nivel de irradiancia. La línea roja representa el coeficiente de calibración dado por el fabricante en el certificado de calibración y la línea verde representa el promedio del coeficiente de calibración corregido.

2.1.1.3.- Radiación Difusa.

La radiación difusa se mide experimentalmente en la estación BSRN de Izaña con un piranómetro *Kipp & Zonen* CM-21 (#080032) (Capítulo 1, Apartado 1.4.1). En la Tabla 2.3 podemos ver las características fundamentales de este piranómetro. En la última columna tenemos el valor del coeficiente de calibración dado por el fabricante en el certificado de calibración y la fecha en la que tuvo lugar la calibración.

Tabla 2.3.- Características del piranómetro CM-21 (#080032) instalado en la estación de Izaña.

Instrumento	Medida	N Serie	Rango Espectral (50%)	Coeficiente de calibración Fecha : 27/03/2008
Piranómetro *Kipp & Zonen* CM-21	Rad. Difusa	080032	310 nm - 2800 nm	8.63 µV/W/m^2

A continuación iremos aplicando las diferentes correcciones, citadas en la Apartado 2.1, al coeficiente de calibración dado por el fabricante del instrumento CM-21 (#080032). Como mencionamos anteriormente, la corrección debida al error direccional afecta al modelo del instrumento, por lo que no lo vamos a hacer en este apartado, por haberla desarrollado en el Apartado 2.2.1, y coincidir el modelo de los instrumentos que miden radiación global y difusa.

La primera corrección que vamos a estudiar es la dependencia del coeficiente de calibración en función de la temperatura. Esta desviación porcentual del coeficiente de calibración es facilitada por el fabricante. En la Figura 2.8 se muestra la representación gráfica de la desviación para este instrumento.

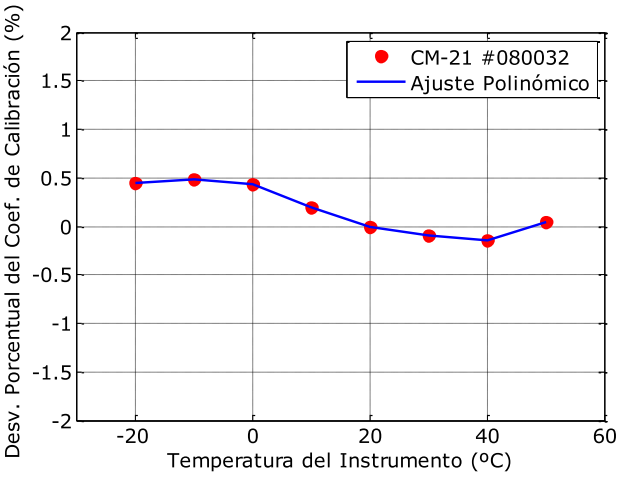


Figura 2.8.- Desviación porcentual del coeficiente de calibración en función de la temperatura del piranómetro CM-21 (#080032) facilitado por el fabricante (CM-21 *Kipp & Zonen*, 2006).

El ajuste polinómico obtenido entre la desviación porcentual del coeficiente de calibración y la temperatura lo podemos ver en la ecuación 2.10.

$$Desv.Temp\ (\%) = \mathbf{A}\ Temp^6 + \mathbf{B}\ Temp^5 + \mathbf{C}\ Temp^4 + \boldsymbol{D}\ Temp^3 + \boldsymbol{E}\ Temp^2 + \boldsymbol{F}\ Temp + \boldsymbol{G} \qquad \text{(Ec 2.10)}$$

$$\boldsymbol{A} = 5.694\ x10^{-10}(\%\ °C^{-6}) \quad \boldsymbol{B} = -5.228x10^{-8}(\%\ °C^{-5}) \quad \boldsymbol{C} = 9.589x10^{-7}\ (\%\ °C^{-7})$$

$$\boldsymbol{D} = 3.504x10^{-5}\ (\%\ °C^{-3}) \quad \boldsymbol{E} = 9.869x10^{-4}\ (\%\ °C^{-2}) \quad \boldsymbol{F} = -1.693x10^{-2}\ (\%\ °C^{-1}) \quad \boldsymbol{G} = 0.429(\%)$$

Aplicando el polinomio dado por la ecuación 2.10 obtenemos la corrección en función de la temperatura que le debemos aplicar al coeficiente de calibración dado por el fabricante para el piranómetro CM-21 (#080032).

A continuación aplicaremos la corrección del error direccional. Esta corrección es única de cada instrumento. En la Tabla 2.8 se muestra la desviación en función del SZA dada en el certificado de calibración del instrumento.

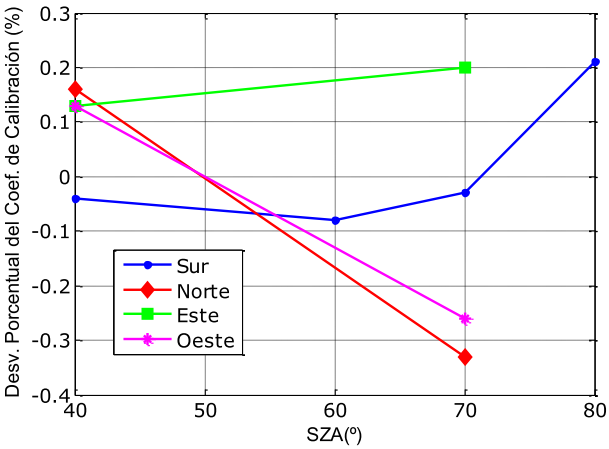


Figura 2.9. - Desviación porcentual del coeficiente de calibración en función del SZA. La línea azul representa la orientación *Sur*. La línea roja representa la orientación *Norte*. La línea verde representa la orientación *Este* y la línea magenta representa la orientación *Oeste*.

Realizamos un ajuste polinómico entre la desviación porcentual del coeficiente y el SZA. Los valores aportados por el certificado de calibración que presentan una mayor desviación son los que corresponden a la orientación azimutal "*Norte*". El ajuste lo determinamos a partir de los valores de la orientación "*Norte*" (Figura 2.9).

$$Desv\ SZA\ (\%) = \boldsymbol{A}\ SZA + \boldsymbol{B} \qquad \text{(Ec 2.11)}$$

$$\boldsymbol{A} = -0.0163\ (\%\ ^{\circ -1})\ \ \boldsymbol{B} = 0.8133\ (\%)$$

La ecuación 2.11 nos permite obtener el porcentaje de desviación respecto al SZA, que posteriormente aplicaremos al coeficiente de calibración.

Aplicando las ecuaciones 2.4, 2.10 y 2.11, obtenemos que la desviación porcentual que debemos aplicar al coeficiente de calibración dado por el fabricante para el piranómetro CM21 (#080032) viene dada por la ecuación 2.12 y por lo tanto el coeficiente de calibración viene dado por la ecuación 2.13.

$$Desv_{CM-21\ \#080032} = (Desv.Temp/100) + (Desv.SZA/100) + (1 - Desv.Irrad) \qquad \text{(Ec 2.12)}$$

Por lo que el coeficiente de calibración queda de la siguiente forma:

$$Coef.Sens_{CM-21\ \#080032} = Coef.Fab_{CM-21\ \#080032}\ (1 + Desv_{CM-21\ \#080032}\ ) \qquad \text{(Ec 2.13)}$$

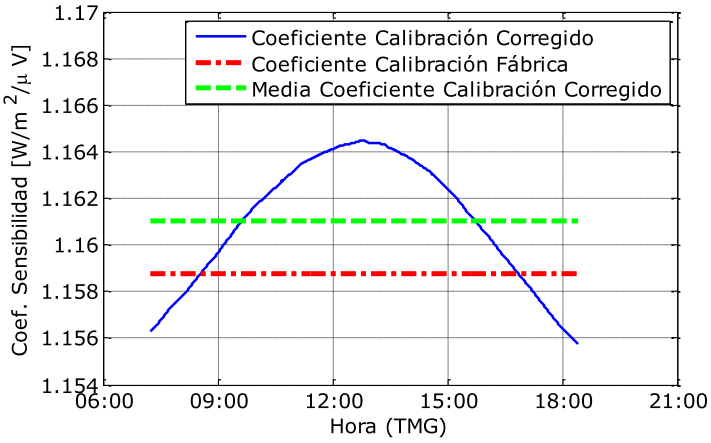


Figura 2.10.- Variación del coeficiente de calibración en función del tiempo el 23 de octubre de 2010 para el piranómetro CM-21 (#080032). La línea azul representa el coeficiente de calibración corregido por efecto de la temperatura, error direccional y nivel de irradiancia. La línea roja representa el coeficiente de calibración dado por el fabricante y la línea verde representa el promedio del coeficiente de calibración corregido.

En la Figura 2.10 se muestra la variación del coeficiente de calibración para las medidas de radiación difusa, entre el orto y el ocaso, para el 23 de octubre de 2009. En ella podemos ver que entre el coeficiente de calibración facilitado por el fabricante y el promedio del coeficiente obtenido al aplicar las correcciones de temperatura e irradiancia existe una diferencia relativa del 0.2%. Si consideramos tres momentos del día, obtenemos que entre las 09:00 y las 13:00 existe una diferencia relativa del 0.4% del coeficiente de calibración aplicando las correcciones citadas anteriormente, mientras que entre las 13:00 y las 18:00 existe una diferencia relativa del 0.7%. Si comparamos la diferencia entre el coeficiente de calibración corregido y el promedio diario del mismo obtenemos que a las 09:00 existe una diferencia relativa del 0.1%, a las 13:00 una diferencia del 0.3% y a las 18:00 una diferencia del 0.4%.

El valor diario de la radiación difusa para el 23 de Octubre de 2009, aplicando la constante dada por el fabricante (Tabla 2.4) es de 179 (10 KJ/m^2), mientras que si aplicamos la variación del coeficiente aplicando las correcciones anteriores, entre el orto y el ocaso, obtenemos un valor diario de 180 (10 KJ/m^2). La diferencia relativa entre ambas medidas es del 0.3%.

2.2.- Corrección debida al efecto de corriente de oscuridad de los instrumentos.

La corrección debida a la corriente de oscuridad, que se le aplica a las medidas experimentales, se define como la señal medida por el instrumento en virtud de la diferencia de temperatura existente entre el detector y la carcasa del instrumento. La carcasa intercambia calor con la atmósfera terrestre, de tal manera que durante las horas diurnas, en general, el radiómetro tiende a emitir radiación hacia la atmósfera más fría, pues en general la temperatura del instrumento suele ser mayor que la temperatura

de la atmósfera. Para minimizar este efecto los piranómetros tienen una cúpula interior a la cubierta externa, que permiten amortiguar este intercambio de calor, reduciendo por tanto esta señal de corriente de oscuridad (McArthur, 2004).

Para evaluar este efecto se considera para cada día el valor promedio de la señal que registra el instrumento en el período comprendido entre el ocaso y el orto (mV) multiplicado por la constante de calibración. La corriente de oscuridad, definida de esta forma se expresa en W/m^2.

A continuación, aplicamos esta corrección, restando a las medidas experimentales registradas durante el día, el valor promedio diario de la corriente de oscuridad.

Tabla 2.4.- Promedio mensual y desviación estándar de la corriente de oscuridad de la radiación global, directa y difusa determinada durante 2010 en la estación BSRN de Izaña. La corriente de oscuridad viene expresada en W/m^2.

	Radiación Global [W/m^2]		Radiación Directa [W/m^2]		Radiación Difusa [W/m^2]	
	Media	Desv.	Media	Desv.	Media	Desv.
Enero	-2.83	0.59	-0.16	0.13	-1.56	0.66
Febrero	-2.66	0.70	-0.16	0.10	-1.34	0.70
Marzo	-2.99	0.50	-0.19	0.10	-1.80	0.60
Abril	-2.90	0.40	-0.17	0.10	-1.85	0.50
Mayo	-3.17	0.27	-0.20	0.10	-2.05	0.59
Junio	-3.28	0.20	-0.20	0.10	-2.21	0.30
Julio	-3.45	0.30	-0.21	0.10	-2.30	0.40
Agosto	-3.21	0.30	-0.20	0.10	-2.02	0.40
Septiembre	-2.97	0.50	-0.17	0.10	-1.65	0.50
Octubre	-2.90	0.30	-0.16	0.10	-1.76	0.50
Noviembre	-2.85	0.39	-0.19	0.08	-1.76	0.52
Diciembre	-2.95	0.40	-0.14	0.10	-1.67	0.50
Promedio	**-3.01**	**0.14**	**-0.18**	**0.01**	**-1.83**	**0.11**

En la Tabla 2.4 se muestra el promedio mensual de la corriente de oscuridad de la radiación global, directa y difusa medida durante 2010 en la estación BSRN de Izaña. El valor promedio en el intervalo de tiempo considerado para la componente global (Piranómetro CM-21 #080034) fue de -3.01 ± 0.14 W/m^2, para la componente directa (Pirheliómetro CH-1 # 080050) fue de -0.18 ± 0.01 W/m^2 y para la componente difusa (Piranómetro CM-21 #080032) fue de -1.83 ± 0.11 W/m^2. Los valores medios de corriente de oscuridad en comparación con los valores de radiación medidos experimentalmente durante el día son bastante bajos, por ejemplo, si tenemos una medida de radiación global de 1000 W/m^2, la corriente de oscuridad representa el 0.3%, para una medida de radiación directa de 1000 W/m^2 representa el 0.02% y para una medida de radiación difusa de 60 W/m^2 representa el 3.1%. Los valores negativos de corriente de oscuridad representan una mayor diferencia de temperatura entre el detector y la carcasa del instrumento. No hay que olvidar que la estación de Izaña se encuentra a 2.400 m s.n.m. por lo que durante la noche se produce un descenso considerable de la temperatura.

La componente menos afectada por este efecto de la corriente de oscuridad es la radiación directa (Tabla 2.4) con una diferencia entre el valor máximo y el mínimo, en términos absolutos, de 0.07 W/m^2. Los meses de verano presentan un pequeño aumento, en valor absoluto, de la corriente de oscuridad tanto en la radiación global como en la radiación difusa.

En la Figura 2.11 se muestra la variación de la corriente de oscuridad a lo largo de 2010 para las tres componentes de la radiación. Los mayores valores de corriente de oscuridad se dan en la radiación global y los menores valores en la radiación directa.

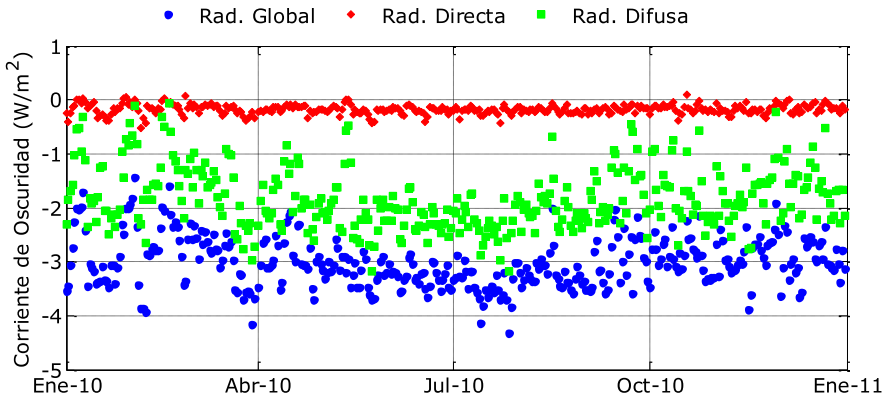


Figura 2.11.- Variación de la corriente de oscuridad (W/m^2) de las medidas de radiación global, directa y difusa medidas experimentalmente en la estación de Izaña durante 2010.

2.3.- Criterios de calidad aplicados a las medidas experimentales tomadas en la estación de Izaña.

El control de calidad se define como un conjunto de técnicas y procedimientos operacionales que se utilizan para satisfacer unos requerimientos de calidad. El objetivo de aplicar diferentes controles de calidad a las medidas observacionales es detectar la pérdida de medidas, detectar posibles errores en las medidas y corregir posibles errores con el fin de asegurarnos un mayor nivel de precisión para un uso óptimo de las medidas por todos los posibles usuarios. Para asegurarnos este objetivo es de vital importancia disponer de un sistema de control de calidad bien diseñado y ajustado a las medidas experimentales (WMO, 2004).

Cada medida experimental de radiación solar, en la estación de Izaña, es sometida a un exhaustivo control de calidad cada día. En este apartado vamos a describir los diferentes controles que se le aplican a las medidas de radiación global, directa y difusa en la estación de Izaña.

Una vez que el *datalogger* registra las medidas, el primer paso de este control de calidad consiste en comprobar dichas medidas. Esta comprobación detecta si existe alguna anomalía en el fichero que

contiene los datos, por ejemplo, si tenemos en un mismo instante de tiempo medidas duplicadas, si el fichero diario no contiene el total de las medidas minutales (1440 medidas por día), si existen medidas de diferentes días en un mismo fichero, si existen en el fichero valores no numéricos, por ejemplo, "*NaN*", etc.

Una vez que nos hemos asegurado que el fichero de medidas es correcto, el siguiente paso es detectar si se ha producido algún sombreado en los instrumentos. Estos sombreados normalmente son ocasionados por las labores de mantenimiento de los instrumentos de la BSRN, recomendadas por la WMO, principalmente la limpieza de los domos. Esta tarea se realiza diariamente, aunque es el operador de la estación quién decide si el domo del instrumento requiere ser limpiado o no. Este proceso conlleva la pérdida de medidas, aunque no suele sobrepasar los 5 minutos. En la estación de Izaña esta operación está acotada en un intervalo horario comprendido entre las 10:30 a.m. y las 11:30 a.m., porque así tenemos acotado el período de tiempo en el que se produce esta operación y resulta más fácil detectar el período de sombreado a la hora de depurar los datos. Si existe alguna duda sobre alguna sombra utilizamos las imágenes de la cámara de todo cielo SONA (Capítulo 1, Apartado 1.4.5), que nos proporciona imágenes cada 5 minutos y nos permite descartar si las medidas están afectadas por nubes o por sombras. Los minutos en los que se ha realizado la limpieza de los domos son eliminados del fichero de medidas, aunque siempre se guarda una copia de seguridad del fichero original de las medidas.

En la Figura 2.12 se muestra el resultado de aplicar el algoritmo desarrollado para la eliminación de los minutos que se han empleado en la limpieza de los domos, tanto del piranómetro como del pirheliómetro. Por ejemplo, para el 9 de octubre de 2009 se han empleado 4 minutos (10:50 horas hasta 10:53 horas) para esta tarea, indicado en las figuras por un círculo rojo. Este algoritmo discrimina entre sombras y nubes, como podemos ver en las figuras inferiores 2.12. El efecto observado que nos permite identificar una distorsión en la radiación debido a una sombra es que los parámetros afectados son el valor mínimo y la desviación estándar de la radiación. El valor promedio sobre un minuto puede no alterarse significativamente si está afectado por una sombra, mientras que para el caso de una nube se ven afectados el valor medio, la desviación estándar, el mínimo y el máximo. Esto queda reflejado en ambas figuras, pues en el caso de la sombra (círculo rojo) vemos que tanto en la figura (a) como en la (b) únicamente se produce una variación en el valor mínimo (línea roja) y la desviación estándar (línea azul) sobre el minuto afectado. En cambio, si nos fijamos en la disminución de la radiación en los otros momentos del día, que están afectados por nubes, vemos que se produce una variación en el valor mínimo (línea roja), máximo (línea verde), medio (línea negra) y desviación estándar (línea azul) sobre el minuto afectado.

A continuación, y una vez eliminados los minutos correspondientes, siempre guardando una copia de seguridad del fichero de medidas original, corregimos las medidas de corriente de oscuridad (Apartado 2.2).

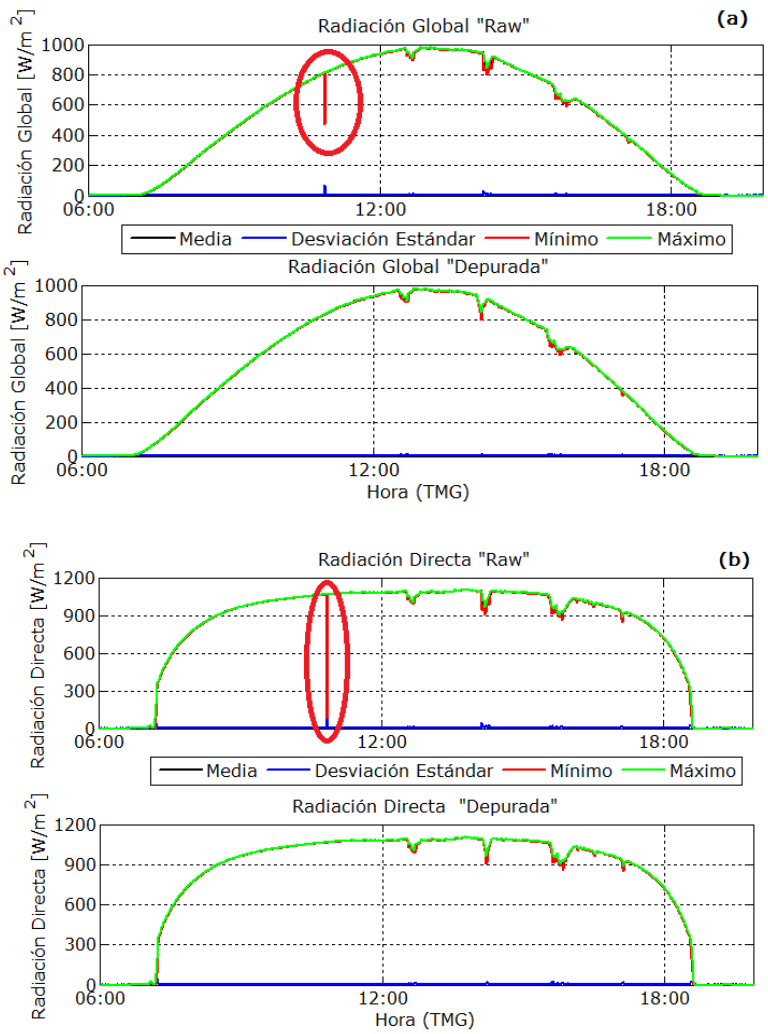


Figura 2.12.- Radiación (a) global y (b) directa medidas experimentalmente ("*Raw*") en la estación de Izaña el 9 de octubre de 2009. El círculo rojo indica la detección de una sombra debida a la limpieza del domo del instrumento. En la Figura inferior tenemos la radiación global y directa, respectivamente una vez eliminados los minutos correspondientes al sombreado producido por la limpieza del domo del instrumento.

Los días con ausencia de nubes podemos comprobar la simetría de la radiación global y directa respecto al mediodía solar, esto nos sirve para asegurarnos que tanto el piranómetro que mide radiación global como el pirheliómetro que mide radiación directa están bien nivelados. Además nos permite comprobar que el apuntamiento del seguidor solar donde se encuentra instalado el pirheliómetro es el correcto. Para estudiar esta simetría lo que hacemos es estudiar el cociente entre el área bajo la curva de las medidas comprendidas entre el orto y el mediodía solar, y las medidas entre el mediodía solar y el ocaso, de la radiación global y de la radiación directa por separado. En la Figura 2.13 se muestra la variación de la radiación global y la radiación directa un día despejado (13 de julio de 2009). Si estudiamos el área a ambos lados del mediodía solar (línea roja) obtenemos, que para el caso de la radiación global existe una diferencia del 1.52% entre el área comprendida entre el orto y el mediodía

solar, y entre el mediodía solar y el ocaso, mientras que para la radiación directa existe una diferencia del 1.01%. En la estación de Izaña, hemos definido que nuestros instrumentos están bien nivelados, y que el apuntamiento del seguidor solar es el correcto, cuando la diferencia entre estas dos áreas es menor del 2%, en caso contrario hay que revisar el estado de los instrumentos.

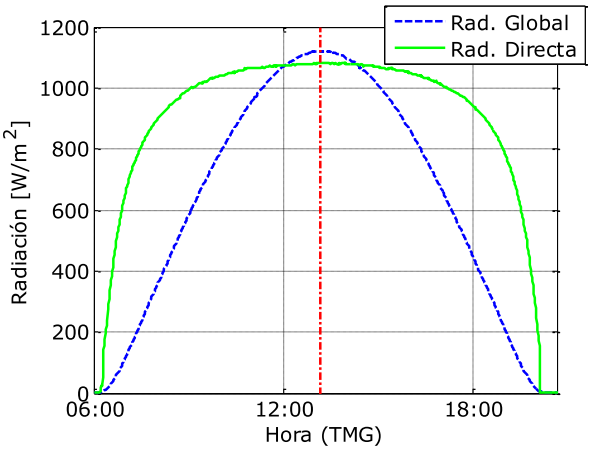


Figura 2.13.- Estudio de la simetría de la radiación global (línea azul discontinua) y la radiación directa (línea verde) medida experimentalmente en la estación de Izaña el 13 de julio de 2009. La línea roja discontinua representa el mediodía solar (13:10 horas TMG, SZA 6.4°).

Estas dos simetrías se pueden unir conjuntamente, estudiando el cociente entre la radiación directa y la radiación global en función del SZA. Este cociente también nos permite controlar el estado de los dos instrumentos, así como detectar si el día es despejado o no, tal y como veremos en el Capítulo 5, Apartado 5.2.1.

El siguiente criterio aplicado es el cálculo de la radiación global utilizando la radiación directa y la radiación difusa a través de la siguiente expresión:

$$Rad.Global = Rad.Directa \cdot \cos(SZA) + Rad.Difusa \qquad \text{(Ec 2.14)}$$

Esta ecuación es bastante usada en el campo de la radiación, ya que no sólo permite llevar a cabo un control de las medidas, sino que también permite estimar alguna medida de radiación de la cual no se disponga de instrumentos. Por ejemplo, si no disponemos de medidas de radiación directa, podemos determinarlas a partir de las medidas de radiación global y difusa.

A partir de la ecuación 2.14 se realiza una comparación entre la radiación global medida experimentalmente y la radiación global determinada a partir de la radiación directa y de la radiación difusa. En la Figura 2.14 se muestra el cociente entre la radiación global observada y la radiación global determinada a partir de la ecuación 2.14. De aquí en adelante consideraremos que esta radiación se llama radiación global derivada. Si hacemos un ajuste lineal entre las dos variables obtenemos que tanto el coeficiente de correlación (R^2 = 0.99) como la pendiente del ajuste lineal (1.01) son prácticamente la unidad. Si calculamos el valor promedio del cociente entre ambas medidas entre el orto y el ocaso obtenemos que, para este día, vale 0.99. Al igual que hicimos en el caso del estudio de la simetría, hemos definido para esta estación un grado de calidad alto de las medidas cuando el valor medio del

cociente entre el orto y el ocaso se encuentra dentro del intervalo comprendido entre 0.98 y 1.02, es decir, una desviación menor del 2% (líneas rojas de la Figura 2.14). Este umbral lo demos definido, basándonos en el error instrumental (Myers et al., 2004).

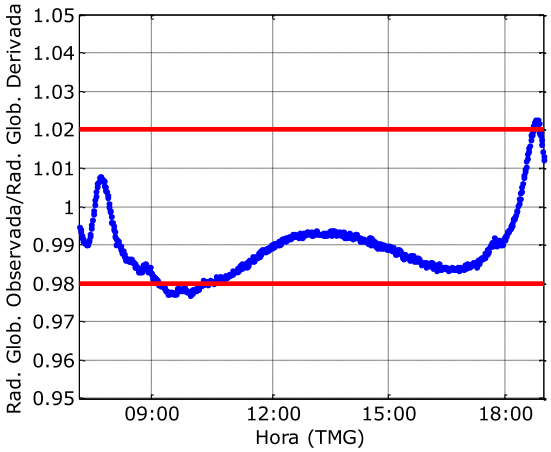


Figura 2.14.- Cociente entre la radiación global observada y la radiación global derivada, calculada a partir de la ecuación 2.14, para el 13 de julio de 2009 en la estación de Izaña. Las líneas rojas representan los límites definidos para la estación BSRN de Izaña.

Este criterio, al igual que el estudio de las simetrías, nos permite detectar posibles anomalías en los instrumentos ya que estamos comparando medidas realizadas con diferentes instrumentos como es el mal funcionamiento del seguidor solar, un valor erróneo de la constante de calibración, mal sombreado del piranómetro que mide radiación difusa, diferencia considerable en el tiempo de respuesta en alguno de los instrumentos bajo condiciones de nubosidad, mal nivelado de los piranómetros, etc.

Junto con los controles citados anteriormente, también se realizan comparaciones automáticas de medidas redundantes con radiómetros similares instalados en la estación de Izaña. En particular, se compararan las medidas experimentales de radiación global, directa y difusa con las registradas por los instrumentos pertenecientes al CRN (Centro Radiométrico Nacional – AEMET).

2.4.- Definición de los controles de calidad dados por la Red BSRN que se le deben aplicar a las medidas de radiación.

Antes de definir los límites de radiación exigidos por la BSRN (Shi y Long, 2003; Long y Shi, 2006; y Long et al., 2008), vamos a definir una serie de variables y constantes que vamos a utilizar a la hora de definir estos límites.

- SZA: Ángulo cenital solar
- μ_o: cos (SZA)
- Si SZA> 90° → μ_o es 0.0
- S_o : Constante Solar 1368 W/m^2

- ΔU : Distancia entre el Sol y la Tierra en Unidades Astronómicas

  La unidad astronómica (ΔU) es una unidad de distancia que es aproximadamente igual a la distancia media entre la Tierra y el Sol (r_o), es decir, 1.496x10^8 km. La distancia Tierra-Sol se suele expresar mediante una fórmula matemática formada por un conjunto de términos de series de Fourier con un número determinado de coeficientes. Con un error máximo de 0.0001, Spencer (1971) desarrolló la ecuación 2.15 para determinar el recíproco del cuadrado del radio vector de la Tierra, denominado factor de corrección de la distancia Tierra-Sol. La distancia Tierra-Sol un día cualquiera del año viene dada por la siguiente ecuación:

$$E_0 = 1.00011 + 0.034221\cos(\eta) + 0.001280 sen(\eta) + 0.000719\cos(2\eta) + 0.000077 sen(2\eta)$$

(Ec 2.15)

  o bien

$$E_0 = 1 + 0.033\cos(2n\pi/365)$$ (Ec 2.16)

  donde

$$E_0 = (r_o/r)^2$$ (Ec 2.17)

  siendo r la distancia Tierra-Sol el día n del año, r_o la distancia media Tierra-Sol, igual a 1 ΔU (definida anteriormente) y

$$\eta = 2\pi\ (d_n - 1)/365$$ (Ec 2.18)

  es el ángulo del día, en radianes y d_n es el día de año que estemos considerando.

- S_a : Constante solar ajustada a la distancia entre la Tierra y el Sol

  $$S_a = S_o/\Delta U$$ (Ec 2.19)

- σ : Constante de Stephan-Boltzman $5.67x10^{-8}$ W/m^{2}K^4
- Radiación Global Derivada: $Radiación\ Directa \cdot \cos(SZA) + Radiación\ Difusa$

Los procedimientos de control de calidad sobre las medidas recomendados por la Red BSRN (Long y Dutton, 2002) son los siguientes:

- Límites físicamente posibles.
- Límites extremadamente raros.
- Cociente entre medidas de radiación.
- Comparación con modelos de transferencia radiativa.

Los límites físicamente posibles detectan errores en las medidas experimentales causados por diversas razones, como son fallo del instrumento, desconexión del instrumento, fallo en el sistema de adquisición de las medidas, etc. Además estos límites nos van a permitir identificar errores aleatorios

introducidos al realizar una nueva calibración del instrumento y posterior aplicación de la nueva constante de calibración a las medidas. Una vez aplicados los límites físicamente posibles se aplican los límites extremadamente raros. Estos límites detectan medidas erróneas que no se hayan detectado al estudiar los límites físicamente posibles, y se suelen presentar en un período corto de tiempo y bajo situaciones anómalas ocurridas en la estación de medida.

Tabla 2.5.- Límites físicamente posibles y extremadamente raros recomendados por la BSRN (Long y Dutton, 2002).

		Radiación Global (W/m^2)	Radiación Difusa (W/m^2)	Radiación Directa (W/m^2)
Límites Físicamente posibles	**Min**	- 4	- 4	- 4
	Max	$1.5\ S_a\ \mu_o^{1.2} + 100$	$0.95\ S_a\ \mu_o^{1.2} + 50$	S_a
Límites Extremadamente raros	**Min**	-2	-2	-2
	Max	$1.2\ S_a\ \mu_o^{1.2} + 50$	$0.75\ S_a\ \mu_o^{1.2} + 30$	$0.95\ S_a\ \mu_o^{0.2} + 10$

En la Tabla 2.5 podemos ver tanto los límites físicamente posibles como los extremadamente raros recomendados por la Red BSRN (Long y Dutton, 2002). Estos límites fueron desarrollados en Gilgen et al., (1995). Los límites físicamente posibles están basados en parámetros físicos y parámetros astronómicos relacionados con la posición relativa de la Tierra y el Sol y son aplicables a cualquier valor de radiación independientemente de la región geográfica, estación del año o momento del día. Los límites extremadamente raros están basados en valores extremos determinados a partir de las observaciones en diferentes estaciones de medida. Estos últimos límites, están ajustados a situaciones físicamente improbables aunque no imposibles, tales como, albedos superiores a 0.95, coeficientes de transmisión superiores a 0.90, altitudes de la estación por encima de los 3.000 m y valores de vapor de agua precipitable inferiores a 1 cm.

Además de los límites definidos en la Tabla 2.5, la BSRN recomienda realizar una comparación entre diferentes medidas experimentales. Como vimos en el apartado anterior, las tres componentes de la radiación se relacionan mediante el SZA a partir de la ecuación 2.14. La BSRN recomienda tener muy presente esta relación a la hora de realizar el control de calidad de las medidas, ya que debe cumplirse para todos los valores en el tiempo. A partir de la ecuación 2.14, la BSRN define las siguientes comparaciones:

1. <u>Cociente entre la Radiación Global y la Radiación Global Derivada</u>
    - <u>SZA < 75°</u>: 0.92 ≤ Cociente ≤ 1.08 y Rad. Global Derivada > 50 W/m^2.
    - <u>75° < SZA < 93°</u>: 0.85 ≤ Cociente ≤ 1.15 y Rad. Global Derivada > 50 W/m^2.
    - Rad. Global Derivada < 50 W/m^2: Test no posibles.

2. <u>Cociente de la Radiación Difusa y la Radiación Global</u>

- SZA < 75°: Cociente ≤ 1.05 y Radiación Global > 50 W/m^2.
- 75° < SZA < 93°: Cociente ≤ 1.10 y Radiación Global > 50 W/m^2.
- Rad. Global < 50 W/m^2: Test no posibles.

Por último, la BSRN recomienda comparar las medidas experimentales de días despejados con modelos de transferencia radiativa que simulan la radiación bajo las mismas condiciones de cielo despejado. La Red BSRN no define los umbrales en los que deben de encontrarse estas comparaciones, ni qué tipo de comparaciones se debe realizar entre las medidas experimentales y las medidas simuladas. Esta comparación la desarrollaremos en el apartado siguiente.

2.4.1.- Aplicación de los límites dados por la BSRN a las medidas experimentales de la estación de Izaña.

En este apartado aplicaremos los límites exigidos en la Tabla 2.5 a las medidas experimentales de la radiación global, directa y difusa en la estación BSRN de Izaña.

- **Límites físicamente posibles y extremadamente raros.**

En la Figura 2.15 se muestra un ejemplo de la aplicación de estos límites para las medidas experimentales de las tres componentes de la radiación tomadas el 13 de julio de 2009 en la estación de Izaña. En las figuras podemos ver que los valores de las tres componentes se encuentran dentro de los límites definidos por la Red BSRN.

Tabla 2.6.- Número de medidas que han incumplido los límites físicamente posibles y extremadamente raros recomendados por la BSRN (Long y Dutton, 2002) en la estación de Izaña durante 2009 y 2010. En total se han considerado 552281 medidas con un SZA≤80°.

		Radiación Global	Radiación Directa	Radiación Difusa
Límites Físicamente posibles	Min	0	3	0
	Max	3	0	417
Límites Extremadamente raros	Min	0	17	0
	Max	372	175	5213

Si analizamos los resultados obtenidos considerando las medidas experimentales entre 2009 y 2010, obtenemos que de un total de 552281 medidas con un SZA≤80° (Tabla 2.6), para la radiación global no existen medidas menores ni de los mínimos físicamente posibles, ni de los extremadamente raros. En cambio tenemos 3 medidas experimentales que sobrepasan el límite máximo físicamente posible y 372 medidas (0.07%) que superan los máximos extremadamente raros. Para la radiación directa obtenemos que no existen medidas que sobrepasen los máximos físicamente posibles, pero sí existen 175 medidas (0.03%) que sobrepasan los máximos extremadamente raros. Los mínimos físicamente posibles son

incumplidos por 3 medidas y por 17 los mínimos extremadamente raros. Por otro lado para la radiación difusa existen 417 medidas (0.08%) que sobrepasan los máximos físicamente posibles y 5213 medidas (0.94%) que sobrepasan los máximos extremadamente raros. Hay que recordar que estos límites están definidos por la red BSRN de forma general, independientemente de las características y situación geográfica de cada estación de medida.

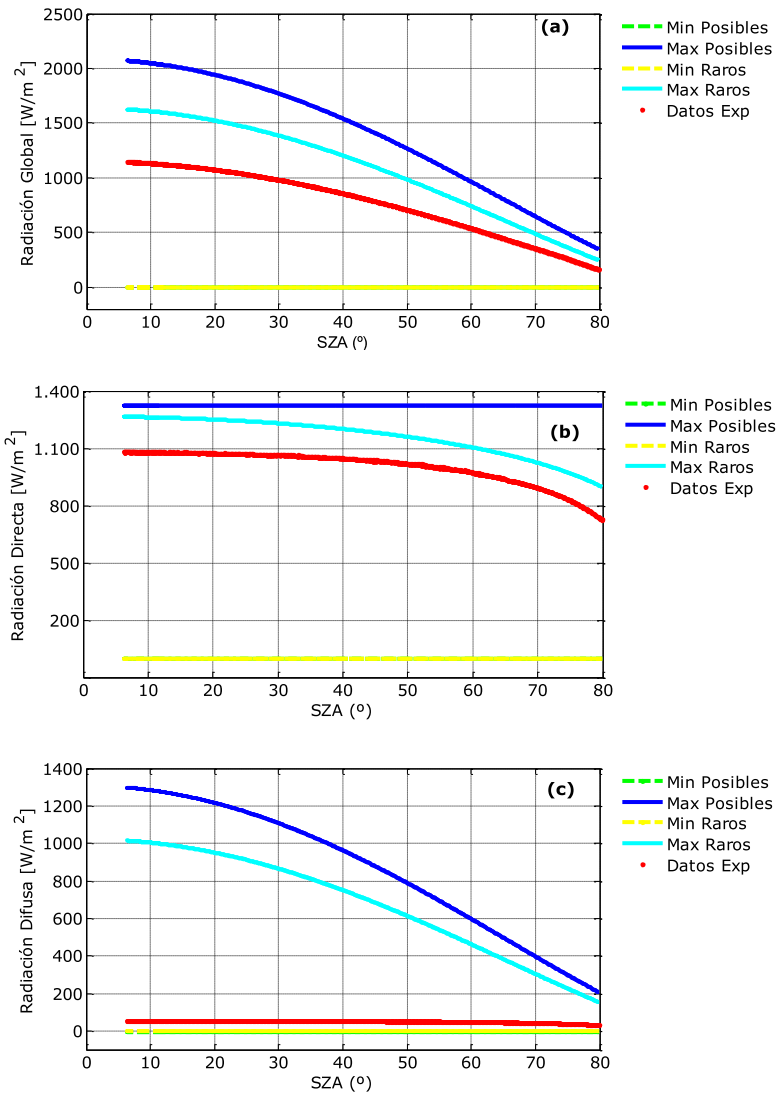


Figura 2.15.- Aplicación de los limites físicamente posibles y extremadamente raros recomendados por la BSRN a las medidas de radiación (a) global , (b) directa y (c) difusa en la estación de Izaña el 13 de julio de 2009. Los mínimos físicamente posibles y extremadamente raros son -4 W/m^2 y -2 W/m^2, respectivamente, por lo que es difícil distinguirlos en las figuras debido a la escala del eje Y.

- **Cocientes entre medidas de radiación.**

Aparte de los límites definidos anteriormente, la Red BSRN recomienda realizar una comparación entre las medidas experimentales, estudiando el cociente entre la radiación global y la radiación global derivada y entre la radiación difusa y la radiación global para determinados SZA (Apartado 2.6).

En la Tabla 2.7 se muestra el número de medidas que incumplen los criterios definidos por la Red BSRN respecto al cociente entre la radiación global observada y la radiación global derivada para el período 2009 y 2010. Para un SZA<75° y radiación global derivada mayor de 50 W/m^2, tenemos que un 0.91% del total de las medidas presentan un cociente menor de 0.92 y un 0.67% del total tiene un cociente mayor de 1.08, mientras que para SZA comprendidos entre los 75° y los 93° tenemos que el 0.64% del total de las medidas tienen un cociente menor de 0.85 y el 1.11% presentan un cociente mayor de 1.15. Para los diferentes casos, el tanto por ciento de medidas que incumplen los criterios se encuentran por debajo del 1.5%.

Tabla 2.7.- Número de medidas que incumplen los criterios definidos por la BSRN respecto al cociente entre la radiación global observada y la radiación global derivada durante el período 2009 y 2010 en la estación de Izaña. En total se han considerado 410373 medidas con SZA<93° y valores de radiación > 50 W/m^2.

		N° Medidas Totales	Cociente	N° Medidas	% Total
Rad.Glob.Observada / Rad.Glob.Derivada	SZA<75° Rad. Glob. Derivada > 50 W/m^2	379426	< 0.92	3468	0.91%
			> 1.08	2529	0.67%
	75°<SZA<93° Rad. Glob. Derivada > 50 W/m^2	30947	<0.85	197	0.64%
			> 1.15	344	1.11%

Igual estudio hemos realizado con el cociente entre la radiación difusa y la global obteniendo que para SZA<75° y radiación global mayor de 50 W/m^2, tenemos que un 0.16% del total de medidas tienen un cociente mayor de 1.05 y para SZA comprendidos entre los 75° y los 93° tenemos que el 0.08% del total de las medidas tienen un cociente mayor de 1.10. El porcentaje de medidas que incumplen los criterios es menor del 0.5%.

- **Comparación con modelo de transferencia radiativa.**

Como mencionamos en el apartado anterior, dentro de los controles de calidad definidos por la BSRN, ésta recomienda comparar las medidas experimentales con las medidas simuladas con un modelo de transferencia radiativa bajo condiciones de cielo despejado (Ohmura et al., 1998).

Para llevar a cabo esta comparación utilizaremos el modelo de transferencia radiativa *LibRadtran* (Mayer y Kylling, 2005). En los capítulos 3 y 4 del presente trabajo, se detallarán las características

fundamentales de este modelo. Las simulaciones las realizaremos considerando SZA ≤ 70°, dado que el modelo presenta mayor incertidumbre en sus simulaciones a SZA mayores de este valor (Dahlback y Stamnes, 1991).

Antes de hacer la comparación, entre las medidas experimentales y las medidas simuladas, debemos conocer *a priori* si se trata de un día despejado o no. Como mencionamos anteriormente, la BSRN recomienda que este control de calidad se realice aquellos días que presentan ausencia de nubes. Para ello aplicaremos unos criterios que nos permiten detectar de forma automatizada si un día está afectado o no por las nubes.

La detección de días despejados la haremos aplicando el criterio desarrollado por Long y Ackerman (2000). Estos autores han desarrollado un método para identificar aquellos días libres de nubosidad, el cual se explica con detalle en el Capítulo 5 (Apartado 5.2.1).

Una vez que tenemos detectado si el día es despejado o no, simulamos la radiación con el modelo *LibRadtran*. Los diferentes parámetros que se le dan al modelo de entrada son el espesor óptico de aerosoles (en adelante, AOD) medido a una longitud de onda de 500 nm, los parámetros de Ångström (α y β), el parámetro de asimetría (g), el albedo de *scattering* simple y el contenido de vapor de agua en columna. Estos parámetros han sido facilitados por la Red *AERONET*. Además de los parámetros anteriores vamos a tener en cuenta el contenido total de ozono y el albedo de la superficie. Estos parámetros pueden ser consultados con más detalle en el Capítulo 4.

El siguiente paso consiste en realizar comparaciones entre las medidas experimentales y las simuladas. La Red BSRN recomienda realizar esta comparación con la radiación global, sin embargo, en este trabajo extenderemos las comparaciones a la radiación global y directa.

En primer lugar, calculamos la diferencia relativa entre las medidas experimentales de radiación global y directa y las simuladas, de tal manera que cuando esta diferencia es superior al ±3% para algunas de las medidas simuladas se genera una señal de alarma para revisar de forma visual las medidas. Se asume que las medidas experimentales presentan una incertidumbre del ±2% (Myers et al., 2004) y las simulaciones un ±1%, considerando así la incertidumbre propia de los diferentes parámetros de entrada al modelo. Además de este control, realizaremos un ajuste lineal entre las medidas experimentales y las simuladas, considerando que existe una buena correlación de las medidas cuando la pendiente del ajuste lineal oscila entre 0.9 y 1.1 y el valor del coeficiente de correlación R^2 es superior a 0.9. En caso contrario, se genera una señal de alarma para revisar de forma visual las medidas.

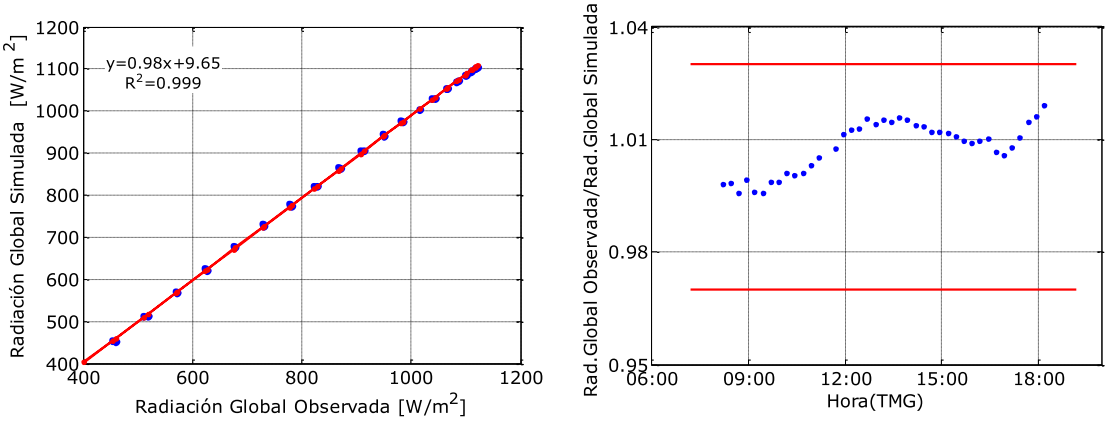


Figura 2.16.- En la Figura de la izquierda se muestra el ajuste lineal de la radiación global simulada (Eje Y) frente a la radiación global observada (Eje X). En la Figura de la derecha se muestra el cociente entre la radiación global observada y la radiación global simulada. Las líneas rojas representan los umbrales definidos para este cociente (3%). Las medidas corresponden al 13 de julio de 2009 en la estación de Izaña.

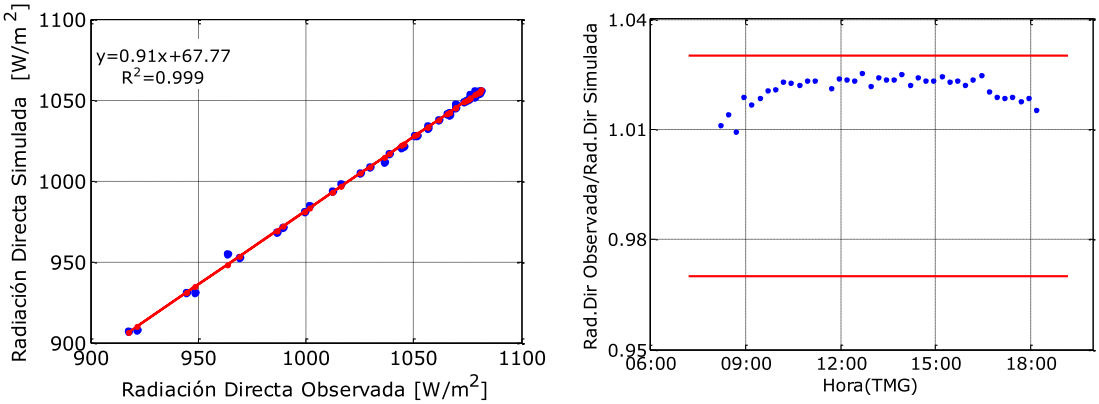


Figura 2.17.- En la Figura de la izquierda se muestra el ajuste lineal de la radiación directa simulada (Eje Y) frente a la radiación directa observada (Eje X). En la Figura de la derecha se muestra el cociente entre la radiación directa observada y la radiación directa simulada. Las líneas rojas representan los umbrales definidos para este cociente (3%). Las medidas corresponden al 13 de julio de 2009 en la estación de Izaña.

Para el caso de la radiación difusa, no tenemos definido unos umbrales, dado que esta componente de la radiación presenta grandes incertidumbres a la hora de ser simulada.

En las Figuras 2.16 y 2.17 se muestran un caso particular de lo mencionado anteriormente. En concreto, hemos comparado para el 13 de julio de 2009 la radiación global y la radiación directa medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo. En las diferentes figuras podemos ver que se cumplen los umbrales definidos anteriormente.

Si analizamos los resultados obtenidos tras la comparación entre las medidas experimentales y las simuladas entre 2009 y 2010, obtenemos que de un total de 6919 medidas con SZA≤70°, distribuidas en 182 días despejados, el cociente entre la radiación global observada y la simulada oscila en el intervalo comprendido entre el ±3% en 6331 medidas (92%). El resto de medidas, 588 medidas (8.5%), se encuentran fuera de este intervalo. Para el cociente entre la radiación directa observada y la simulada obtenemos que 5757 medidas (83%) se encuentran dentro del intervalo ±3%.

La pendiente del ajuste lineal entre la radiación global observada y la simulada, entre 2009 y 2010, se encuentra dentro del intervalo entre 0.93 y 1.04, y el coeficiente de correlación de dicho ajuste es siempre mayor de 0.98. Para la radiación directa los valores de la pendiente, también se encuentran entre 0.93 y 1.04, en cambio, el coeficiente de correlación toma valores menores de 0.9 para 205 medidas (3%), el resto es mayor de 0.98.

Con estos resultados, podemos concluir que las simulaciones de la radiación global y directa con el modelo de transferencia radiativa nos van a permitir realizar una comparación con las medidas experimentales dentro de los límites que hemos definido, para el caso particular de la estación de Izaña. Además nos permitirá complementar a los criterios de calidad anteriormente definidos a la hora de detectar los posibles fallos de los instrumentos o en el proceso de adquisición de las medidas.

2.5.- Resumen y Conclusiones.

La determinación de buenos coeficientes de calibración en los instrumentos de radiación es esencial para la obtención de medidas radiométricas de calidad. A estos coeficientes se les aplican correcciones de temperatura, de nivel de irradiancia y de error direccional del instrumento. De nuestro análisis, hemos concluido que la corrección que más afecta al coeficiente de calibración es el efecto direccional del instrumento en función del SZA, aunque esta corrección apenas supone una modificación de un 0.5% en las medidas de radiación global y difusa y de un 0.2% en las medidas de la componente directa.

Si analizamos los resultados obtenidos al aplicar los controles de calidad exigidos por la BSRN a las medidas de radiación en la estación de Izaña durante 2009 y 2010 podemos concluir que:

- La componente de la radiación cuyas medidas han incumplido un mayor número de veces, tanto los límites físicamente posibles como los extremadamente raros establecidos por la BSRN, son los valores máximos de la radiación difusa, con 417 medidas (0.08%) que superan los límites físicamente posibles, y 5213 medidas (0.94%) que superan los límites extremadamente raros de un total de 552281 medidas.

- Del análisis del cociente entre la radiación global observada y la derivada se obtiene que para un SZA <75°un 0.91% de las medidas presentan un cociente menor de 0.92, y un 0.67% presenta un

cociente mayor de 1.08, por lo que, más del 99% de las medidas cumplen los límites definidos por la BSRN. Para SZA comprendidos entre 75°≤SZA≤93°, el 0.64% de las medidas presentan un cociente menor de 0.85 y un 1.11% mayor de 1.15. En este caso, más del 98% de las medidas cumplen los límites.

- Estudiando el cociente entre la radiación difusa y la global para un SZA<75° obtenemos que el 0.16% de las medidas presentan un cociente mayor de 1.05, y para 75°≤SZA≤93° el cociente es mayor de 1.10 para el 0.08% del total de las medidas. El 0.5% de las medidas incumplen los criterios recomendados por la BSRN.

- El cociente entre las medidas experimentales y las simuladas con el modelo *LibRadtran* muestran que del total de 6919 medidas (182 días despejados entre 2009 y 2010, SZA≤70°), el cociente de la radiación global se encuentra dentro del intervalo ±3% para un 92% de las medidas, mientras que el cociente de la radiación directa presenta un 83% dentro del mismo intervalo.

CAPÍTULO 3

Estudio de la sensibilidad espectral e integrada del modelo LibRadtran a los diferentes parámetros atmosféricos

Introducción.

3.1.- Características básicas del modelo de transferencia radiativa LibRadtran.

3.1.1.- Magnitudes radiométricas.

3.1.2.- Ecuación de transferencia radiativa.

3.1.3.- Ecuación de transferencia radiativa en el modelo LibRadtran.

3.2.- Parámetros de entrada del modelo LibRadtran.

3.2.1.- Parámetros generales.

3.2.2.- Variables de entrada.

3.3.- Sensibilidad espectral e integrada del modelo LibRadtran a los diferentes efectos atmosféricos.

3.3.1.- Introducción.

3.3.2.- Sensibilidad al ángulo cenital solar (SZA).

3.3.3.- Sensibilidad a la altitud.

3.3.4.- Sensibilidad al contenido total de ozono.

3.3.5.- Sensibilidad al albedo de la superficie.

3.3.6.- Sensibilidad al espesor óptico de aerosoles (AOD).

3.3.7.- Sensibilidad a los parámetros de Ångström (α y β).

3.3.8.- Sensibilidad al albedo de scattering simple (ω_o) y al parámetro de asimetría (g).

3.3.9.- Sensibilidad al agua precipitable.

3.4.- Resumen y Conclusiones.

Introducción.

Los modelos de transferencia radiativa permiten calcular la radiación solar que llega a la superficie de la tierra, simulando los procesos que sufre esta radiación a través de la atmósfera. Uno de los motivos principales por los que se utilizan estos modelos es que permiten llevar a cabo un control de calidad de las medidas experimentales, lo que facilita comprender mejor los fenómenos que afectan a la radiación al atravesar la atmósfera, y a su vez también permite estimar los valores de la radiación donde no es posible disponer de datos experimentales. En este trabajo se va a utilizar el modelo *LibRadtran*, que hoy en día es uno de los modelos más complejos y completos que hay disponible.

3.1.- Características básicas del modelo de transferencia radiativa LibRadtran.

El modelo de transferencia radiativa utilizado en este trabajo es el *LibRadtran*, es un modelo de libre distribución disponible en la página web *http://www.libradtran.org* que fue diseñado por Bernhard Mayer[1], Arve Kylling[2] y Ulrich Hamman[3], aunque algunas de sus aplicaciones están disponibles gracias a la contribución de numerosos autores.

El modelo *LibRadtran* se puede considerar como un conjunto de herramientas que permite realizar cálculos de transferencia radiativa en la atmósfera terrestre. Este modelo se puede considerar como un conjunto de modelos, ya que es un conjunto de librerías que ofrecen diferentes opciones para combinarlas y así formar diferentes modelos adaptados al problema que se quiera resolver. Las características básicas que utilizaremos en este trabajo serán las siguientes:

- Atmósfera multicapa con estructura plano-paralela.
- Atmósfera compuesta por moléculas (O_3, NO_2, BrO, H_2O, O_2, CO_2, CH_4...) y aerosoles.
- Modelo de *scattering* múltiple.
- La absorción molecular es tratada a través de una adaptación del modelo de bandas *LOWTRAN-7.*
- La solución de la ecuación de transferencia radiativa se lleva a cabo por medio del método de ordenadas discretas.

[1] Deutsches Zentrum für Luft – und Raumfahrt (DLR), Institute für Physik der Atmosphäre (Germany)

[2] St. Olavs Hospital, Trondheim University Hospital, Norway)

[3] Norwegian Institute for Air Research (NILU), Kjeller, Norway)

El modelo de dispersión múltiple *LibRadtran*, fue originalmente diseñado para el cálculo de la radiación espectral en el ultravioleta y parte del visible; originalmente se denominaba *UVSPEC*, y fue reescrito en 1997 cambiando el nombre a *LibRadtran*. El cambio más significativo fue la extensión hasta el rango térmico incluyendo algunas librerías que permiten hacer cálculos auxiliares tales como la posición del Sol o determinar algunas propiedades de aerosoles o de las nubes. Este modelo realiza cálculos de transferencia radiativa a partir de un fichero de entrada donde se especifican 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 simulación, ya que el modelo admite más de 200 variables susceptibles de ser modificadas.

El modelo *LibRadtran* es una herramienta muy versátil y flexible, que permite realizar desde los cálculos más sencillos hasta los más complicados, cubriendo un gran abanico de problemas a resolver. Además tiene un alto nivel de libertad a la hora de definir las variables de entrada, los perfiles, las variables de salida y los efectos a incluir en los cálculos. Permite obtener radiancias, irradiancias y flujos actínicos, en el rango ultravioleta, visible e infrarrojo térmico. Aunque este modelo es excesivamente complejo y poco ágil para determinadas aplicaciones operacionales, como pueden ser, por ejemplo, las predicciones de índice UV (UVI), que requieren cálculos diarios en numerosas localizaciones geográficas, lo cual exigiría una gran capacidad de cálculo, sin embargo, es excelente para el control de calidad de las medidas radiométricas realizadas en una única estación. Un servidor suficientemente potente es capaz, en estos momentos, de realizar de forma diaria las simulaciones y las integraciones correspondientes sin mayores problemas. Por otro lado se trata de un modelo de altas prestaciones y de garantizada fiabilidad como lo demuestra su uso por parte de la comunidad científica, que ha certificado que es, hoy por hoy, el modelo más completo en su gama. Además es un modelo de código abierto y accesible para cualquier usuario. Por todas estas razones se ha decidido utilizar en este trabajo este modelo tan complejo.

3.1.1.- Magnitudes radiométricas.

Las principales magnitudes radiométricas son la radiancia y la irradiancia. La radiancia viene definida por la siguiente ecuación:

$$I_\lambda = \frac{dE_\lambda}{\cos\theta \; d\Omega \; d\lambda \; dt \; dA} \qquad \text{(Ec 3.1)}$$

donde dE_λ es la cantidad de energía que incide sobre la superficie dA en un intervalo de tiempo dt en el intervalo de longitudes de onda [λ, λ+$d\lambda$]. La energía incidente se concentra en una dirección definida por un ángulo sólido $d\Omega$, la cual se orienta con un ángulo θ con respecto a la normal a la superficie dA (Figura 3.1). Las unidades de la radiancia son W/m^2nmsr^{-1}.

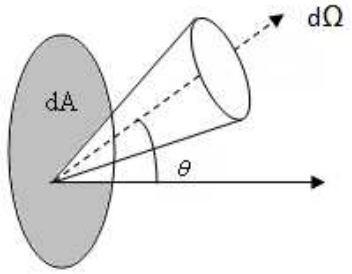


Figura 3.1.- Geometría del campo de radiación.

A partir de la radiancia definimos la irradiancia, como la componente normal de I_λ integrada sobre el ángulo sólido Ω. Las unidades de la irradiancia espectral son W/m^{2}nm:

$$F_\lambda = \int_\Omega I_\lambda \cos\theta \, d\Omega \qquad \text{(Ec 3.2)}$$

A la irradiancia se le suele denominar componente global del espectro solar y a la radiancia componente directa. La diferencia entre ambas magnitudes radiométricas es la radiación difusa, es decir, la cantidad total de energía que incide sobre la superficie dA por unidad de tiempo dt, procedente de cualquier otra dirección exceptuando la procedente del ángulo sólido $d\Omega$ centrado en el Sol.

En la bibliografía es habitual considerar la irradiancia separada en dos componentes, la componente solar ascendente (↑) y la componente solar descendente (↓).

Teniendo en cuenta que $d\Omega = sen\,\theta\, d\theta\, d\emptyset$, siendo θ y $\emptyset$ los ángulos cenital y acimutal respectivamente, y que $\mu = cos\theta$, la ecuación 3.2 la podemos poner de la siguiente manera:

$$F^{\downarrow} = \int_0^{2\pi} \int_{-1}^{0} I_\lambda\,(\mu)\,\mu\, d\mu\, d\emptyset \quad ; \quad F^{\uparrow} = \int_0^{2\pi} \int_0^{1} I_\lambda\,(\mu)\,\mu\, d\mu\, d\emptyset \qquad \text{(Ec 3.3)}$$

En la atmósfera, la irradiancia descendente $F^{\downarrow}$ es la suma de la componente directa y la componente difusa descendente, mientras que la componente ascendente $F^{\uparrow}$ coincide con la componente difusa ascendente:

$$F^{\downarrow} = F^{\downarrow}_{dir} + F^{\downarrow}_{dif} \quad ; \quad F^{\uparrow} = F^{\uparrow}_{dif} \qquad \text{(Ec 3.4)}$$

3.1.2.- Ecuación de transferencia radiativa.

La ecuación de transferencia radiativa (en adelante, ETR), según Chandrasekhar (1960), viene dada por la siguiente expresión:

$$\frac{I_\nu}{k_\nu\, \rho\, ds} = -I_\nu + J_\nu \qquad \text{(Ec 3.5)}$$

donde I_ν viene dada por la ecuación 3.1, k_ν es el coeficiente de extinción para la radiación a la frecuencia ν, que cuantifica la atenuación de la radiación incidente debida a su interacción con la materia y ρ es la densidad de masa del medio material. De forma general, a la hora de calcular el coeficiente k_ν , se debe distinguir entre el coeficiente de *scattering* y el coeficiente de absorción.

J_ν es la función fuente, que viene dada, para una atmósfera *scattering,* por la siguiente expresión:

$$J_\nu\,(\theta,\varphi) = \frac{1}{4\pi}\int_0^{\pi}\int_0^{2\pi} P(\theta,\varphi\,;\,\theta',\varphi')\, I_\nu\,(\theta',\varphi')sen\,\theta'\,d\theta'\,d\varphi' \qquad \text{(Ec 3.6)}$$

$P(\theta,\varphi\,;\,\theta',\varphi')$ es la función de fase que cuantifica la redistribución espacial de la radiación, siendo los argumentos de la misma los ángulos θ y φ , que indican las direcciones de incidencia y dispersión en el proceso de *scattering* o dispersión de la radiación, respectivamente. Para una atmósfera en equilibrio termodinámico la función fuente coincide con la función de Planck a la temperatura T:

$$J_\nu = B_\nu\,(T) = \frac{2h\nu^3}{c^2}\,\frac{1}{e^{h\nu/_{KT}-1}} \qquad \text{(Ec 3.7)}$$

La solución de la ETR (Ec 3.5), requiere el conocimiento del coeficiente de extinción k_ν y de la función fuente J_ν , además de las características del medio de propagación. Para un medio de absorción, en el que se den procesos de *scattering*, la solución requiere de la aplicación de técnicas numéricas a la ecuación 3.5, para calcular la intensidad específica I_ν, así pues se suele resolver primero la ETR en un medio solo dispersivo, para pasar después a usar otras técnicas que tengan en cuenta el fenómeno de absorción selectiva de los gases absorbentes.

3.1.3.- Ecuación de transferencia radiativa en el modelo LibRadtran.

El modelo *LibRadtran* es un modelo multicapa que calcula el campo de radiación en la atmósfera terrestre resolviendo la *ETR* por diversos métodos. En la Figura 3.2 se muestra el esquema básico de cálculo del modelo *LibRadtran*.

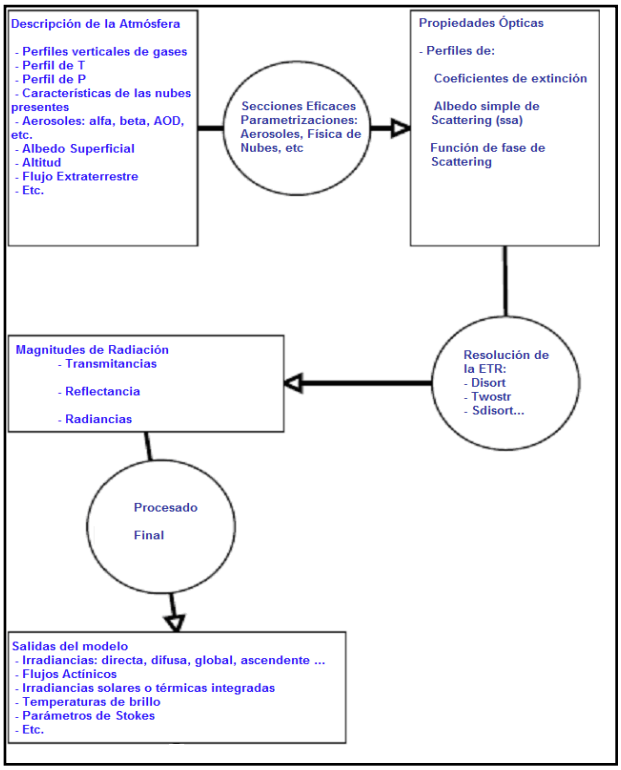


Figura 3.2.- Estructura del modelo *LibRadtran* (Adaptado de Mayer y Kylling, 2005).

La base del modelo es la solución de la ETR, la cual para un medio dispersivo y no absorbente viene dada por la ecuación 3.5.

A diferencia de la mayoría de los modelos de transferencia radiativa, el *LibRadtran* no se basa en un único algoritmo para resolver esta ecuación, sino que incluye 7 métodos de resolución en su versión libre para una dimensión (Tabla 3.1).

Tabla 3.1.- Soluciones de la ecuación de transferencia radiativa (ETR) implementadas en el modelo *LibRadtran*. [PP: plano paralelo, PS: plano pseudoesférico, 1-D: 1 dimensión, 3-D: 3 dimensiones, E: Irradiancia, F: Flujo Actínico, L: Radiancia, L (TOA): Radiancia en la cima de la atmósfera] (Adaptado de Mayer y Kylling, 2005).

Solución ETR	Geometría	Magnitudes de radiación	Referencias
Disort 1.3	1-D, PP	E, F, L	Stamnes et al.(1988)
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)
Twostrpp	1-D, PP	E, F	Kylling et al. (1995)
Sdisort	1-D, PS	E, F, L	Dahlback y Stamnes(1991)
Spsdisort	1-D, PS	E, F, L	Dahlback y Stamnes(1991)
Mystic	3-D, PP	E, F, L	Mayer (1999 ; 2000)

Dependiendo del problema que se necesite resolver, el modelo permite elegir el método más adecuado para sus fines. En la mayoría de los casos se considera una geometría plano paralela, es decir, se elude la curvatura de la Tierra y se considera la atmósfera como un conjunto de capas plano paralelas homogéneas (PP en la Tabla 3.1). Esto es una buena aproximación siempre y cuando se consideren ángulos cenitales solares menores de 70° (Dahlback y Stamnes, 1991), a partir de los cuales se recomienda utilizar geometría esférica. El *LibRadtran* también permite realizar cálculos con correcciones esféricas para tener en cuenta la curvatura de la Tierra. Estos algoritmos son los que en la tabla están designados con la característica PS. En estos algoritmos se realiza la resolución de la ETR en coordenadas esféricas, considerando atmósferas multicapa formadas por capas de forma esférica.

Existe la posibilidad de realizar cálculos en 3 dimensiones a través de un algoritmo de *Monte-Carlo*, conocido como *Mystic*, pero esta opción no está incluida en la versión libre del *LibRadtran*.

En este trabajo el método de resolución utilizado es el denominado *Disort2 (**DIS**crete **O**rdinates **R**adiative **T**ransfer 2.0)*, abreviatura del algoritmo de resolución de la ETR por el método de ordenadas discretas (Chandrasekhar, 1960 y Stamnes et al., 2000). Este es un algoritmo avanzado diseñado para ser el código más general posible en el rango espectral que va del ultravioleta a las frecuencias de radar. Las características fundamentales del algoritmo son las siguientes:

- Geometría unidimensional (1D).
- Estructura plano-paralela para la atmósfera.
- Utiliza el concepto de capas para resolver la ETR.
- Medio inhomogéneo y no isotérmico.

El *Disort2* resuelve el problema de la transferencia de radiación en un medio plano-paralelo absorbente, emisor y en el que se producen procesos de *scattering*, con una reflectividad bidireccional en la capa límite inferior. Según Stamnes et al. (2000) la ecuación básica a resolver es la siguiente:

$$\mu \frac{du_\nu\,(\tau_\nu, \mu, \phi)}{d\tau} = u_\nu\,(\tau_\nu, \mu, \phi) - S_\nu\,(\tau_\nu, \mu, \phi) \qquad \text{(Ec 3.8)}$$

$u_\nu\,(\tau_\nu, \mu, \phi)$ es la intensidad de radiación medida en la dirección dada por el ángulo azimutal a un espesor óptico τ perpendicular a la superficie del medio y $S_\nu\,(\tau_\nu, \mu, \phi)$ es la función fuente dada por la siguiente expresión:

$$S_\nu\,(\tau_\nu, \mu, \phi) = \frac{\omega_\nu\,(\tau_\nu)}{4\pi} \int_0^{2\pi} d\,\phi' \int_{-1}^{1} d\mu'\; P_\nu\,(\tau_\nu, \mu, \phi\,;\, \mu', \phi')u_\nu\,(\tau_\nu, \mu', \phi') + Q_\nu\,(\tau_\nu, \mu, \phi\,) \qquad \text{(Ec 3.9)}$$

$\omega_\nu\ (\tau_\nu)$ es el albedo de *scattering* simple y $P_\nu\ (\tau_\nu, \mu, \phi\ ;\ \mu', \phi')$ es la función de fase. Si existe equilibrio termodinámico local (LTE), el término $Q_\nu\ (\tau_\nu, \mu, \phi\ )$ viene dado por la siguiente expresión:

$$Q_\nu^{(thermal\ )}\ (\tau_\nu) = \ [1 - \ \omega_\nu(\tau_\nu)]B_\nu[T\ (\tau_\nu)] \qquad \text{(Ec 3.10)}$$

$B_\nu[T\ (\tau_\nu)]$ es la función de Planck a la temperatura *T* y frecuencia ν. El cálculo de la irradiancia incidente se divide en el cálculo de las componentes directa y difusa. Las ecuaciones 3.8 y 3.9 describen la irradiancia difusa únicamente, así que para un haz paralelo incidente (como el de la radiación solar) en la dirección ϕ_0, μ_0 en un medio no emisor (eliminamos el término Q_ν) la función fuente será:

$$Q_\nu^{(beam\ )}\ (\tau_\nu, \mu, \phi) = \frac{\omega_\nu(\tau_\nu)\ I_o}{4\pi}\ P_\nu\ (\tau_\nu, \mu, \phi\ ;\ -\mu_o, \phi_o)\ e^{-\tau_\nu/\mu_o} \qquad \text{(Ec 3.11)}$$

donde $\mu_o I_o$ es el flujo incidente. El algoritmo *Disort2* tiene en cuenta los dos términos definidos anteriormente para definir el término Q_ν. De las ecuaciones 3.10 y 3.11 el coeficiente Q_ν queda de la siguiente manera:

$$Q_\nu(\tau_\nu, \mu, \phi) = \ Q_\nu^{(thermal\ )}\ (\tau_\nu) + \ Q_\nu^{(beam\ )}\ (\tau_\nu, \mu, \phi) \qquad \text{(Ec 3.12)}$$

La idea central del método de ordenadas discretas es la expansión de la función de fase, P_ν, en *2N* polinomios de *Legendre* y la intensidad *I* en una serie en cosenos de Fourier de *2N* términos. *N* es el número de capas en las que se divide la atmósfera.

$$u(\tau, \mu, \phi) = \sum u^m(\tau, \mu) \cos m(\phi_o - \ \phi) \qquad \text{(Ec 3.13)}$$

Con estas manipulaciones la ecuación 3.8 se convierte en un conjunto de *2N* ecuaciones independientes. Estas *2N* ecuaciones se pueden expresar en forma matricial, llevando a un sistema de *2N* ecuaciones diferenciales acopladas y lineales.

En este algoritmo se considera que el medio está formado por *N* capas homogéneas adyacentes en las cuales el albedo de *scattering* simple y la función de fase se consideran constantes en la capa, pero con la posibilidad de variar de una capa a otra, tal y como se muestra en la Figura 3.3.

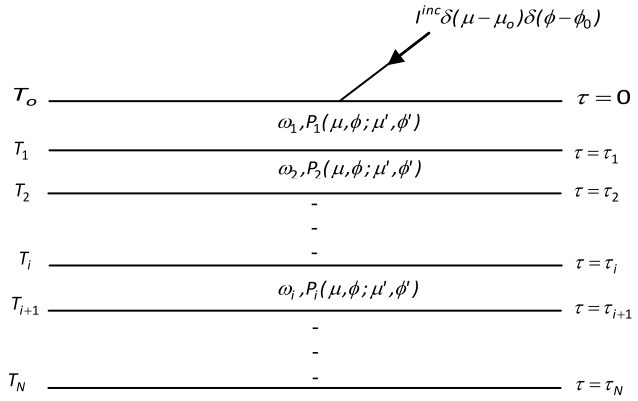


Figura 3.3.- Esquema de un medio multicapa.

Las condiciones de frontera adecuadas normalmente vienen dadas por la intensidad en las capas superior e inferior de la atmósfera:

$$u(\tau = 0, -\mu, \phi\ ) = u_\infty\ (\mu, \phi) \qquad \text{(Ec 3.14)}$$
$$u(\tau = \tau_L, +\mu, \phi) = u_S\ (\mu, \phi)$$

u_∞ es la intensidad en el límite superior de la atmósfera, u_S es la intensidad en la superficie donde incide la irradiancia y τ_L es el espesor óptico total. En el método de ordenadas discretas se hace la suposición de que el medio se encuentra iluminado por una radiación difusa conocida y que en el límite inferior se conoce la reflectividad, siendo ésta dependiente únicamente del ángulo existente entre la irradiancia incidente y la irradiancia reflejada por la superficie. Por tanto para una atmósfera de espesor óptico τ_L la solución de la ecuación 3.8 viene dada por:

$$u(\tau, +\mu) = u(\tau_L\ , +\mu)e^{-\frac{(\tau_L - \tau)}{\mu}} + \int_{\tau}^{\tau_L} S(t, +\mu)e^{-\frac{t-\tau}{\mu}}\ \frac{dt}{\mu} \qquad \text{(Ec 3.15)}$$
$$u(\tau, -\mu) = u(0\ , -\mu)e^{-\frac{\tau}{\mu}} + \int_{0}^{\tau} S(t, -\mu)e^{-\frac{-\tau-t}{\mu}}\ \frac{dt}{\mu}$$

$u(\tau, +\mu)$ y $u(\tau, -\mu)$ son las intensidades emergente e incidente respectivamente. Así, conocida la función fuente S_υ, integrándola podremos conocer la intensidad. Para un detalle más exhaustivo de los cálculos y métodos aplicados se puede consultar Stamnes et al. (2000).

Una vez que se ha resuelto la ETR, el modelo *LibRadtran* ofrece la posibilidad de realizar los cálculos para la transmitancia de la absorción selectiva o molecular de los gases atmosféricos absorbentes de varias formas según las necesidades del problema a tratar. Por un lado existe el método de cálculo línea a línea (*line-by-line*), el denominado "*espectral resuelto*" basado en la metodología de "modelos de bandas" de alta resolución espectral, y por otro lado dispone de un método menos exacto que utiliza la parametrización de tipo k-correlación y los cálculos pseudoespectrales, equivalente al método espectral

pero con un modelo de banda de baja resolución. El primer método requiere un tiempo de computación mayor, mientras que el segundo permite un mejor compromiso entre la precisión y el tiempo de cálculo, aunque conceptualmente la separación entre la espectral y pseudoespectral no es tan evidente. En la Figura 3.4 se muestra un esquema de este resultado en el rango ultravioleta.

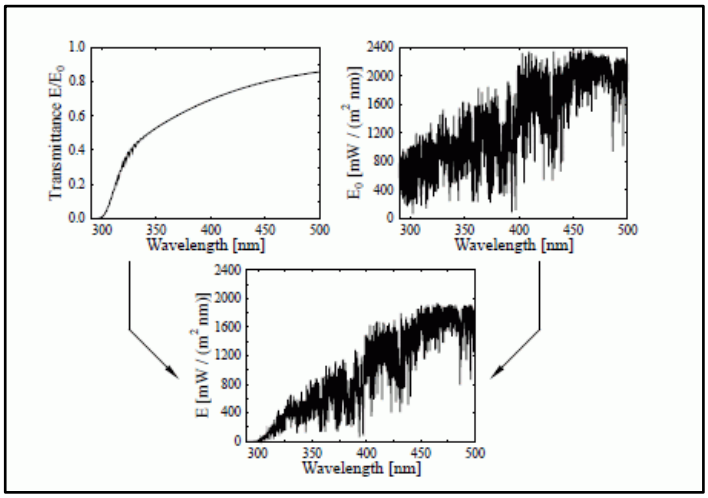


Figura 3.4.- Cálculo de la irradiancia espectral en el rango espectral ultravioleta mediante el modelo *LibRadtran*. Figura superior izquierda: Transmitancia de baja resolución para una atmósfera estándar a un ángulo cenital solar de 0°. Figura superior derecha: Flujo solar de alta resolución utilizando promedios en intervalos de 0.1 nm proporcionado por Kurucz (1992). Figura inferior: Irradiancia espectral en el rango UV calculada con el modelo *LibRadtran* (Mayer y Kylling, 2005).

Al estudiar tanto las irradiancias espectrales como las integradas, debemos tener en cuenta que el perfil de la atmósfera es determinante en el resultado de la modelización. En este modelo en concreto tenemos la posibilidad de definir nuestra propia atmósfera. Además permite incluir variables como la altitud del lugar, los aerosoles, las nubes, vapor de agua, el perfil vertical de la atmósfera, etc.

3.2.- Parámetros de entrada del modelo LibRadtran.

3.2.1.- Parámetros generales.

Los parámetros generales con los que se ha alimentado el modelo *LibRadtran* quedan resumidos a continuación.

rte_solver: ***Ecuación de transferencia radiativa (ETR)***

El modelo permite resolver la ecuación de transferencia radiativa mediante diferentes algoritmos, como vimos anteriormente (Tabla 3.1). En particular, en este trabajo la resolveremos mediante el método de

ordenadas discretas. En concreto utilizaremos el algoritmo planteado por Stamnes (2000), el cual es conocido como *Disort2* en la nomenclatura del modelo.

solar_file: ***Flujo solar extraterrestre***

El flujo solar 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. Es conveniente elegir espectros extraterrestres con igual resolución espectral que los espectros medidos experimentalmente, por lo tanto el espectro solar debe convolucionarse con la función rendija del instrumento de medida. El modelo tiene implementada esta función, de tal manera que si le damos de entrada la función rendija del instrumento que estamos considerando, él nos da directamente como salida la convolución del espectro solar, ajustando por tanto la resolución del espectro obtenido a la resolución del espectro medido. El modelo tiene disponible diferentes espectros extraterrestres que quedan reflejados en la siguiente tabla:

Tabla 3.2.- Espectros extraterrestres incluidos en el modelo *LibRadtran* (Adaptado de Mayer y Kylling, 2005).

Espectro Extraterrestre	Rango Longitud de Onda (nm)	Resolución (nm)	Referencia
Atlas 2	200 - 420	0.05	Woods et al.(1996)
Atlas 3	200 - 407	0.05	Woods et al.(1996)
Kurucz	250 - 10.000	0.1/1.0	Kurucz (1992)
Gueymard	0.5 - 10^6	Variable	Gueymard (2003)

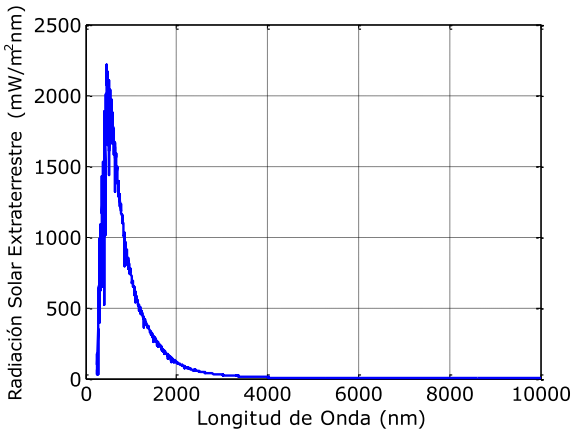


Figura 3.5.- Espectro de radiación solar extraterrestre "*Kurucz*" (Kurucz, 1992).

Para este trabajo, en particular, se ha elegido el espectro extraterrestre Kurucz (1992), ya que si nos fijamos en la tabla anterior, este espectro es el que abarca el rango espectral en el que estamos interesados, 300 nm y 2600 nm (Figura 3.5). Este rango es en el que nuestros instrumentos miden experimentalmente.

atmosphere_file: ***Perfil vertical de la atmósfera***

El modelo ofrece la posibilidad de elegir entre diferentes tipos de atmósferas, dadas por el propio modelo: atmósfera tropical (*afglt*), atmósfera de latitudes medias en verano (*afglms*) y en invierno (*afglmw*), atmósfera subártica en verano (*afglss*) y en invierno (*afglsw*), y atmósfera estándar (*afglus*). Además de estos perfiles, el modelo permite introducir perfiles verticales medidos experimentalmente en el lugar de la medida. Las variables que forman este perfil son las siguientes:

- Altura (km)
- Presión (hPa)
- Temperatura (°K)
- Densidad del aire (moléculas/cm^3)
- Densidad de moléculas de O_3, O_2, H_2O, CO_2 y NO_2 (moléculas/cm^3).

No es necesario introducir la densidad de todas las moléculas expuestas anteriormente.

En particular para este estudio de sensibilidad se ha utilizado el perfil de atmósfera de latitudes medias (U. S. Standard Atmosphere, 1976), dada la situación geográfica de la estación de estudio. En la Figura 3.6 se muestra el perfil de temperatura y el perfil de la densidad de moléculas de ozono con la altura para este tipo de atmósfera.

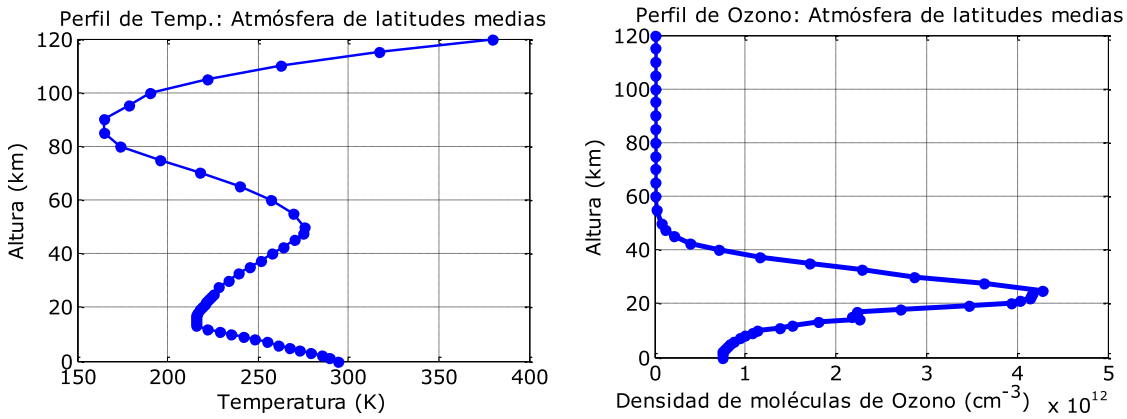


Figura 3.6.- En la figura de la izquierda tenemos el perfil de temperatura y en la figura de la derecha tenemos el perfil de la densidad de moléculas de ozono para una atmósfera de latitudes medias (U.S. Standard Atmosphere, 1976).

o3_crs: ***Sección Eficaz del Ozono***

El modelo incluye varias secciones eficaces de absorción para diferentes elementos o componentes atmosféricos absorbentes, en el caso concreto del ozono, están incluidas la de Bass and Paur (Bass y Paur, 1985), Malicet (Malicet et al., 1995) y Molina (Molina y Molina, 1986). En la Figura 3.7 se muestra la sección eficaz del ozono de Bass and Paur que es la que vamos a utilizar en este trabajo, ya que es la

sección recomendada por la OMM como referencia para los espectrorradiómetros Brewer, instrumento que nos va a proporcionar el valor de la columna total de ozono.

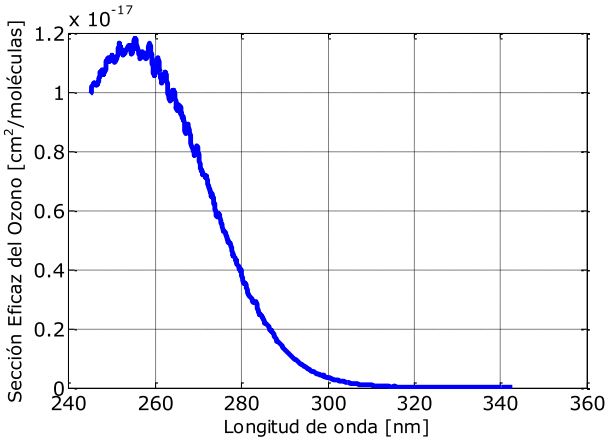


Figura 3.7.- Sección eficaz del ozono "*Bass and Paur*" (Bass y Paur, 1985).

correlated_k: ***Tratamiento espectral de la absorción selectiva de las Bandas Moleculares***

Como vimos anteriormente el modelo permite determinar la transmitancia de la absorción selectiva o molecular de diferentes gases atmosféricos absorbentes de varias formas, dependiendo de las necesidades del problema que queramos resolver. En este trabajo nos vamos a centrar en el método llamado "*modelo de bandas*" de moderada-baja resolución como el que se desarrolló en el código del modelo *LOWTRAN 7*, (Pierluissi y Peng, 1985). Este modelo de bandas se encuentra implementado en el *LibRadtran*, a través de una adaptación del código del modelo *SBDART (**S**anta **B**arbara **D**isort **A**tmospheric **R**adiative **T**ransfer*), (Ricchiazzi et al., 1998).

wavelength: ***Rango espectral***

El rango espectral considerado en este estudio está comprendido entre 300 nm y 2600 nm. Se ha seleccionado éste ya que uno de los objetivos de esta tesis es estudiar la radiación global, directa y difusa medidas con los instrumentos señalados en el Capítulo 1 (Apartado 1.4).

En resumen, los parámetros de entrada generales que se le van a introducir al modelo, quedan reflejados en la siguiente tabla:

Tabla 3.3.- Parámetros de entrada generales que se le dan de entrada al modelo.

Ecuación Transferencia Radiativa	*Disort2* (Stamnes et al., 2000)
Perfil de Atmósfera	Atmósfera Latitudes Medias
Flujo Solar Extraterrestre	Kurucz (Kurucz,1992)
Sección Eficaz del Ozono	Bass and Paur (Bass y Paur,1985)
Bandas Moleculares	Pseudoespectral
Rango Espectral	300 nm - 2600 nm

3.2.2.- Variables de entrada.

Antes de empezar a enumerar las variables de entrada que vamos a utilizar en el modelo, nos vamos a centrar en uno de los parámetros más importantes de los que depende la radiación solar y una de las variables de las que el modelo da más opciones a la hora de definir sus propiedades. Este parámetro son los aerosoles.

Los aerosoles pueden influir sobre el clima en una gran cantidad de procesos, ya que producen calentamiento al absorber radiación o pueden provocar enfriamiento al reflejar parte de la radiación que incide en la atmósfera, por lo tanto es un parámetro fundamental a la hora de estudiar la radiación. A continuación definimos los parámetros fundamentales que definen los aerosoles.

- ***Espesor Óptico de Aerosoles* (AOD, Aerosol Optical Depth)**

  El AOD constituye el parámetro fundamental y primario en el estudio de las propiedades de los aerosoles. 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 tamaño de las partículas.

- ***Parámetros de Ångström* (α y β)**

  La dependencia espectral del *scattering* está relacionada con el tamaño de las partículas, en concreto por la relación entre el tamaño de la partícula y la longitud de onda de la radiación incidente. Por lo tanto, el análisis de la forma espectral del AOD es fundamental para la caracterización de los aerosoles. Para describir la forma espectral del AOD se utiliza el parámetro debido a Ångström (1964). Este autor, propuso la siguiente expresión parametrizada, válida para un cierto rango espectral:

  $$\tau = \beta \lambda^{-\propto} \qquad \text{(Ec 3.16)}$$

  α es el parámetro o exponente de Ångström relacionado con el tamaño del aerosol. El parámetro α toma valores entre 0 y 4. Los valores más bajos están asociados a partículas grandes, en las que la extinción no tiene dependencia espectral. Para los aerosoles lo habitual es que el parámetro α varíe entre 0 y 2.5. El parámetro β es una constante que coincide con el espesor óptico correspondiente a 1 μm y λ es la longitud de onda en μm .

- ***Parámetro de Asimetría* (g)**

  El parámetro de asimetría está definido como el primer momento de la función de fase:

$$g(\lambda) = \frac{\int_0^\infty \int_0^\infty \pi\, r^2\, n(r,z) g\,(r,\lambda) Q_s\,(r,\lambda) dr\, dz}{\int_0^\infty \pi\, r^2\, Q_s(r,\lambda) dr} \qquad \text{(Ec 3.17)}$$

$n(r,z)$ es la distribución de partículas, $g\,(r,\lambda)$ es el parámetro de asimetría para una partícula y $Q_s\,(r,\lambda)$ es el factor de dispersión. Este parámetro da una medida simple de la direccionalidad de la dispersión. Así valores de g igual a la unidad implica una dispersión hacia delante, un valor menos uno hacia atrás y un valor cero implica dispersión isotrópica *Rayleigh*. Para partículas con radio efectivo entre 3 μm - 30 μm, los valores de g están entre 0.8 y 0.9, mientras que para partículas de aerosoles, en los que el radio típico es $\approx 1\ \mu m$ se aplican valores de g menores entre 0.5 y 0.7 (Van de Hulst, 1957).

- ***Albedo de scattering simple*** **(ω_o)**

  El AOD es una magnitud adimensional que nos indica el poder que poseen las partículas de aerosol para atenuar la radiación a una cierta longitud de onda. El cociente entre el coeficiente volúmico de *scattering* y el de extinción de los aerosoles define el albedo de *scattering* simple, ω_o, que nos da la fracción de luz dispersada con respecto a la luz total extinguida del haz incidente al interactuar con las partículas.

$$\omega(\lambda) = \frac{\int_0^\infty \int_0^\infty \pi\, r^2\, Q_s(r,\lambda) n(r,z) dr\, dz}{\int_0^\infty \int_0^\infty \pi\ r^2\, Q_e(r,\lambda) n(r,z) dr\, dz} \qquad \text{(Ec 3.18)}$$

  $Q_s(r,\lambda)$ es el factor de dispersión, $n(r,z)$ es la distribución de partículas y $Q_e(r,\lambda)$ es el coeficiente de extinción (Bohren y Huffman,1983; Cachorro y Salcedo,1991).

  Esta magnitud se usa frecuentemente en la teoría de transferencia radiativa y se interpreta como la probabilidad que un fotón interactuando con una partícula sea dispersado en lugar de ser absorbido. Si el albedo de *scattering* simple es igual a la unidad significa que no hay absorción y tenemos el llamado *scattering* puro.

Una vez definidos estos parámetros, vamos a ver cómo se introducen los aerosoles en el modelo *LibRadtran*. Como mencionamos anteriormente, este modelo permite introducir un gran número de parámetros relacionados con esta variable. A continuación definimos los que utilizaremos nosotros en nuestro trabajo.

aerosol_set_tau: ***Espesor Óptico de Aerosoles*** **(AOD)**

AOD para todas las longitudes de onda y altura a un valor constante, desde la altitud definida por el usuario hasta el límite superior de la atmósfera.

Considerar el AOD constante sin dependencia con la longitud de onda no es muy realista aunque es una opción muy útil a la hora de analizar rangos espectrales pequeños, por ejemplo si sólo se considerar el rango UV o sólo el rango visible.

aerosol_angstrom: ***Parámetros de Ångström*** ***(α y β)***

Escala el AOD utilizando la fórmula de Ångström (Ecuación 3.13). Se especifican los parámetros de Ångström α y β. El espesor óptico definido aquí es la integral desde la altitud definida por el usuario hasta el límite superior de la atmósfera.

Llegados a este punto, es importante remarcar que si le damos de entrada al modelo, simultáneamente, el valor conjunto de AOD (*aerosol_set_tau*) y los parámetros de Ångström α y β (*aerosol_angstrom*), el modelo le dará prioridad a los parámetros α y β, y el valor de AOD definido por el parámetro *aerosol_set_tau* será ignorado, con lo que el modelo va a determinar el AOD a partir de la ecuación 3.16. Por ejemplo, si introducimos al modelo como variable *aerosol_set_tau* 0.20 y a su vez *aerosol_angstrom* 1.1 0.2, el modelo no va a considerar como valor de AOD 0.20, sino que el propio modelo calculará mediante la fórmula de Ångström el valor del AOD a cada longitud de onda, teniendo en cuenta que α vale 1.1 y β vale 0.2, en este caso en particular.

aerosol_set_gg: ***Parámetro de asimetría (g)***

Parámetro de asimetría para todas las longitudes de onda y altitudes. Es un parámetro constante entre -1 y 1.

aerosol_set_ssa: ***Albedo de scattering simple*** ***(ω_o)***

Albedo de *scattering* simple para todas las longitudes de onda y altitudes. Es un parámetro constante entre 0 y 1.

aerosol_default

Establece por defecto los parámetros de los aerosoles en función de los modelos de aerosoles establecidos por Shettle (1989). Estos parámetros son:

- *aerosol_haze:* Indica el tipo de aerosoles que existen en los primeros 2 km de la atmósfera (1: Aerosoles tipo rural; 4: Aerosoles tipo marítimo; 5: Aerosoles tipo urbano; 6: Aerosoles tipo troposférico).
- *aerosol_season:* Estación del año (1: Perfil Primavera-Verano ; 2: Perfil Otoño-Invierno).
- *aerosol_vulcan*: Indica la distribución de los aerosoles de origen volcánico en las capas situadas por encima de los 2 km de atmósfera (1: Aerosoles de fondo; 2: Aerosoles volcánicos moderados; 3: Aerosoles volcánicos altos; 4: Aerosoles volcánicos extremos) (Figura 3.8).
- *aerosol_visibility*: visibilidad en km.

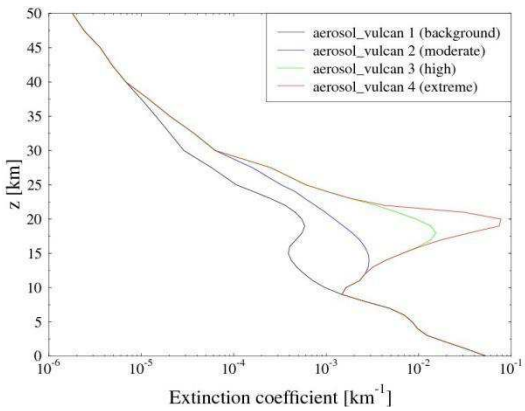


Figura 3.8.- Coeficiente de extinción en función de la altitud para los diferentes tipos de aerosoles que considera el parámetro de entrada del modelo *aerosol_vulcal* (Fuente: Bernhard Mayer, *http://www.bmayer.de*).

Si le introducimos al modelo la variable *aerosol_default*, las variables anteriores serán definidas con las siguientes propiedades: aerosoles tipo rural para la capa límite, aerosoles de fondo por encima de los 2 km, condiciones de primavera-verano y una visibilidad de 50 km en horizontal. Sin embargo, es posible definir la variable *aerosol_default*, y variar alguna de estas cuatro variables (*aerosol_haze, aerosol_season, aerosol_vulcan* y *aerosol_visibility*).

Un ejemplo del fichero de entrada con los parámetros especificados anteriormente, lo tenemos a continuación (Figura 3.9). En este caso, estamos suponiendo las siguientes condiciones: Aerosoles de fondo por encima de los 2km de la atmósfera, aerosoles tipo troposférico en los dos primeros kilómetros de la atmósfera, condiciones de primavera-verano, una visibilidad de 20 km, parámetros de de Ångström α = 1.1 y β = 0.2, albedo de *scattering* simple de 0.85 y parámetro de asimetría de 0.70.

```
aerosol_vulcan 1                # Aerosol type above 2 km
aerosol_haze 6                  # Aerosol type below 2 km
aerosol_season 1                # Summer season
aerosol_visibility 20           # Visibility
aerosol_angstrom 1.1 0.2        # Scale aerosol optical depth
                                # using Ansgtrom alpha and beta coefficients
aerosol_scale_ssa 0.85          # Scale the single scattering albedo for
                                # all wavelengths
aerosol_set_gg 0.70             # Set the asymmetry factor
```

Figura 3.9.- Ejemplo de un fichero de entrada al modelo con los parámetros de aerosoles.

Una vez definidos los parámetros relacionados con los aerosoles, pasaremos a enumerar el resto de variables que consideraremos en el modelo.

ozone_column: ***Columna total de ozono***

Columna total de ozono integrada entre la altitud definida por el usuario y el límite de la atmósfera. Las unidades son *Unidades Dobson* (U.D.).

albedo: ***Albedo de la superficie***

Albedo integrado constante para todas las longitudes de onda. El modelo *LibRadtran* permite introducir el albedo de varias formas. Por un lado, ofrece la posibilidad de introducir un valor integrado de dicha variable, que se define como la relación que existe entre la radiación solar reflejada por una superficie, integrada en todas las longitudes de onda del espectro solar, y la radiación solar incidente sobre esa misma superficie, también integrada sobre todas las longitudes de ondas. Este parámetro es una magnitud adimensional que varía entre 0 a 1. También permite introducir la variación espectral del albedo a partir de un fichero, y además se puede elegir entre un conjunto de librerías de albedos espectrales basadas en los 20 tipos definidos por el IGBP (***I****nternational* ***G****eosphere* ***B****iosphere* ***P****rogramme*) (Belward y Loveland, 1996), ofreciendo asimismo la posibilidad de que el usuario cree sus propias librerías.

h2o_precip: ***Contenido total de vapor de agua***

Agua precipitable en kg/m^2 (Equivale aproximadamente a un 1 mm de espesor). El contenido total de agua se introduce en el modelo como una magnitud integrada desde la altitud definida por el usuario hasta el límite superior de la atmósfera.

El conocimiento de la cantidad de vapor de agua contenida en el aire atmosférico, es de vital importancia por el papel que esta variable desempeña en el clima, actuando como vehículo energético que almacena energía en forma de calor latente, para luego liberarla en los procesos de condensación. Su estudio es fundamental, no sólo para la predicción meteorológica a corto o muy corto plazo, sino también, al ser el principal gas de efecto invernadero, para la comprensión de los fenómenos involucrados en el proceso del cambio climático.

La mayor parte del agua en la atmósfera se encuentra en forma de vapor de agua. Éste juega un papel crítico en procesos claves en los ciclos hidrológicos y energéticos. La abundancia y la distribución vertical de vapor de agua en la atmósfera, interactúa fuertemente con los procesos convectivos y la nubosidad, influyendo de forma decisiva sobre el albedo del planeta así como sobre la opacidad infrarroja de la atmósfera. Las proyecciones del calentamiento de hasta 5°C en los próximos 100 años, se basan de una manera importante en la retroalimentación positiva del vapor de agua en la atmósfera (Cubasch et al., 2001).

La mitad del vapor de agua precipitable se encuentra en los dos primeros kilómetros de la atmósfera y por encima de los 8-10 km el vapor de agua es prácticamente nulo. La cantidad total de vapor de agua en una atmósfera seca suele ser del orden de los 3 mm y a veces ronda el mm. La razón de mezcla

media es alta en los 2 km, luego decrece hasta los 16 km y luego vuelve a crecer levemente. La cantidad de vapor de agua presente en la atmósfera es variable con las estaciones del año, en verano hay más agua precipitable en la columna atmosférica que en invierno. En resumen, un ejemplo del fichero de entrada al modelo *LibRadtran* queda reflejado a continuación:

```
aerosol_angstrom 1.2 0.1
aerosol_default
aerosol_season 2
aerosol_set_gg 0.85
aerosol_set_ssa 0.90
albedo 0.10
atmosphere_file afglms.dat
correlated_k SBDART
h2o_precip 1.7
o3_crs Bass_and_Paur
rte_solver disort2
solar_file kurucz
ozone_column 300
sza 45
wavelength 330 2600
```

Figura 3.10.- Ejemplo de un fichero de entrada al modelo *LibRadtran*.

3.3.- Sensibilidad espectral e integrada del modelo a los diferentes efectos atmosféricos.

3.3.1.- Introducción.

El objetivo del estudio de la sensibilidad tiene dos finalidades. Por un lado, conocer en detalle y precisión las características y comportamiento del modelo frente a diferentes cambios en los parámetros de entrada, y por otro, obtener a partir de él los niveles de radiación con los cuales debemos ir familiarizándonos tanto a nivel espectral como a nivel integrado.

Una vez definidos, en el apartado anterior, los parámetros de entrada, vamos a estudiar la sensibilidad del modelo a los diferentes parámetros de los que depende la radiación. Este estudio va a estar centrado en una estación que se encuentra a nivel del mar (0 m s.n.m.) y geográficamente situada a latitudes medias. En la Tabla 3.4 tenemos los diferentes parámetros generales y variables de entrada que se le van a dar al modelo para estudiar la sensibilidad.

Tabla 3.4.- Parámetros generales y variables de entrada del modelo *LibRadtran*. Los valores de las diferentes variables de entrada son los valores fijos que se van a considerar cuando se está estudiando la sensibilidad de otro parámetro.

PARÁMETROS GENERALES	
Ecuación Transferencia Radiativa	*Disort2* (Stamnes et al., 2000)
Perfil de Atmósfera	Atmósfera Latitudes Medias
Flujo Solar Extraterrestre	Kurucz (Kurucz,1992)
Sección Eficaz del Ozono	Bass and Paur (Bass y Paur,1985)
Bandas Moleculares	Pseudoespectral
VARIABLES DE ENTRADA	
Rango Espectral	300 nm-2600 nm
Albedo de la Superficie	0.20
Columna Total de Ozono	300 U.D.
Agua Precipitable	15 mm
Parámetros de Ångström (α y β) **ó** **Espesor Óptico de Aerosoles (AOD)**	α = 1.3 β = 0.1 ó AOD(500 nm) = 0.20
Parámetro de Asimetría(g)	0.85
Albedo de scattering simple (ω_o)	0.90
SZA	25° y 60°
Altitud	0 m s.n.m.

3.3.2.- Sensibilidad al ángulo cenital solar (SZA).

Este parámetro de entrada no se puede considerar como un parámetro atmosférico, en sentido estricto, ya que la radiación es función intrínseca del mismo, y para un valor dado del mismo se puede variar el resto de parámetros atmosféricos. Su inclusión como parte del análisis del estudio de sensibilidad es obvia. La variación de la radiación frente al ángulo cenital solar es muy fuerte por lo que debemos cuantificar y analizar esta variación. Para estudiar esta sensibilidad se ha variado el SZA desde 0° a 80° en intervalos de 10°, asignando al resto de parámetros los valores reflejados en la Tabla 3.4.

En la Figura 3.11 se muestra cómo la radiación espectral global va disminuyendo a medida que va aumentando el SZA. Así mismo, se puede observar que la radiación va disminuyendo a medida que va aumentando la longitud de onda, siendo prácticamente despreciable su variación a longitudes de onda grandes. El máximo se produce en torno a 500 nm para los diferentes SZA considerados. Además hemos representado el flujo solar extraterrestre con el que hemos realizado la simulación *Kurucz* (1992).

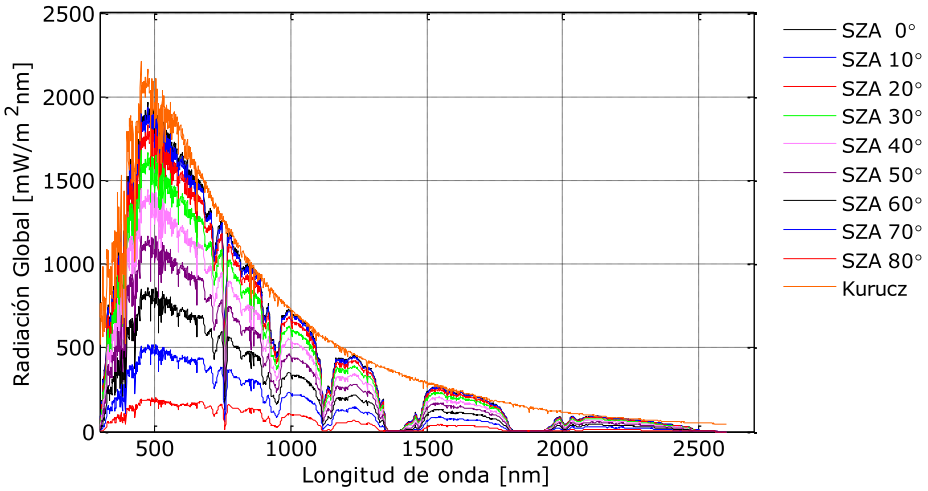


Figura 3.11.- Variación de la radiación espectral global con la longitud de onda (300 nm-2600 nm) para diferentes valores de SZA. La línea naranja representa el espectro solar extraterrestre utilizado en la simulación (Kurucz, 1992).

En la Figura 3.12(a) se muestra la radiación integrada de las componentes global, directa y difusa en función del SZA, las tres componentes disminuyen al aumentar el SZA, esta disminución no es tan pronunciada en el caso de la componente difusa, la cual es prácticamente constante hasta un SZA de 30°. Tanto la radiación global como la directa disminuyen en torno a 500 W/m^2 cuando el SZA aumenta de 10° a 60°, mientras que la difusa disminuye 55 W/m^2.

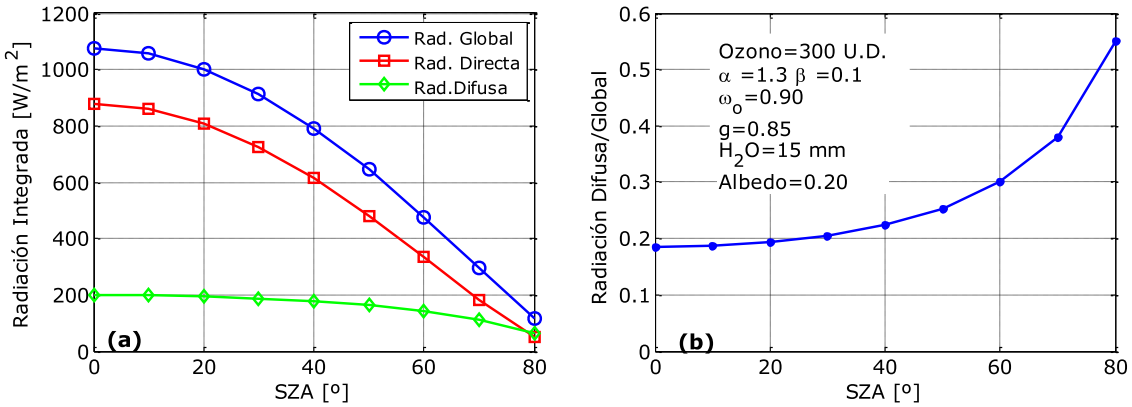


Figura 3.12.- (a) Radiación integrada en el rango 300 nm-2600 nm de la componente global, difusa y directa en función del SZA. (b) Cociente entre la radiación difusa y la global en función del SZA.

Si observamos el cociente entre la componente difusa y la global (Figura 3.12(b)), se puede ver como la componente difusa aumenta a medida que aumenta el SZA, sobre todo a ángulos cenitales grandes. Cuando el SZA es 10° el cociente entre las dos componentes es del 18% mientras que para un SZA de 80° la diferencia es del 55%. Todos estos resultados son obviamente bien conocidos para el caso de

simulación a nivel del mar y en este caso particular los parámetros atmosféricos elegidos nos sitúan prácticamente a los niveles de una atmósfera *Rayleigh*, pues tanto el vapor de agua como el AOD son extremadamente bajos.

3.3.3.- Sensibilidad a la altitud.

La influencia de la altitud en la radiación tanto espectral como integrada fue estudiada variando ésta entre 0 km y 3 km en intervalos de 200 metros.

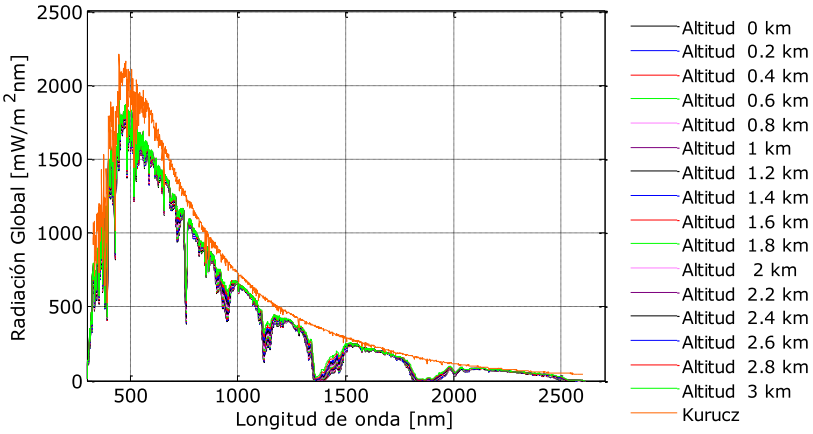


Figura 3.13.- Variación de la radiación espectral global con la longitud de onda (300 nm-2600 nm) para diferentes valores de altitud a un SZA 25°. La línea naranja representa el espectro solar extraterrestre utilizado en la simulación (Kurucz, 1992).

Constatamos como es bien sabido, que la radiación espectral global va aumentando a medida que va aumentando la altitud (Figura 3.13), pero puede ser de gran utilidad evaluar los porcentajes de variación con la altitud, la cual es también mayor para longitudes de onda corta que largas de acuerdo a la atenuación *Rayleigh*, como es conocido.

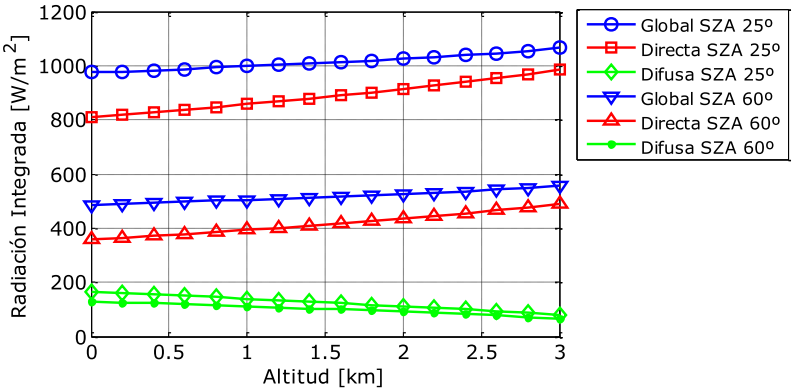


Figura 3.14(a).- Radiación integrada en el rango 300 nm-2600 nm de las componentes global, difusa y directa en función de la altitud para los SZA de 25° y 60°.

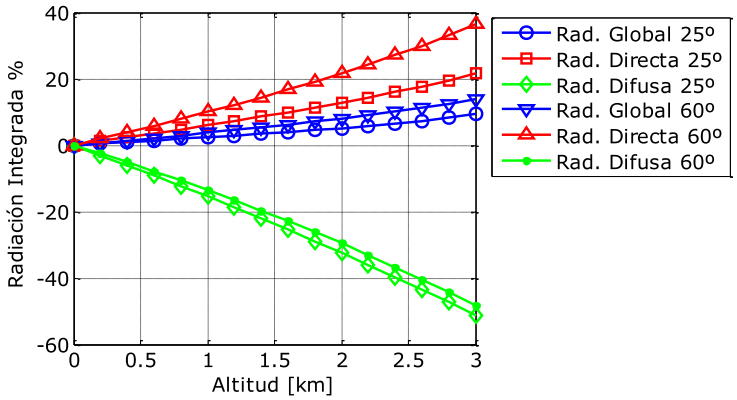


Figura 3.14(b).- Variación de la radiación integrada en tanto por ciento en el rango espectral 300 nm-2600 nm de las componentes global, difusa y directa en función de la altitud para los SZA de 25° y 60° (Tomando como referencia una altitud de 0 km).

En la Figura 3.14(a) se muestra la variación de la radiación integrada de las tres componentes de la radiación para diferentes valores de altitud. Tanto la componente global como la directa aumentan de forma lineal a medida que nos vamos alejando del nivel del mar, mientras que la radiación difusa disminuye.

En la Figura 3.14(b) se muestra la variación de la radiación integrada, en tanto por ciento, de las tres componentes de la radiación, tomando como referencia una estación situada a nivel del mar. Para un SZA de 25° la componente global aumenta un 5.2% y la directa un 12.9% cuando pasamos de medir la radiación en una estación a nivel del mar (0 km) a una estación situada a 2 km, en cambio, para la misma situación la difusa disminuye un 32.5%. Es decir, según vamos aumentado en altitud la componente global y directa tienden a aumentar, y la difusa tiende a disminuir de una forma más o menos exponencial y significativa.

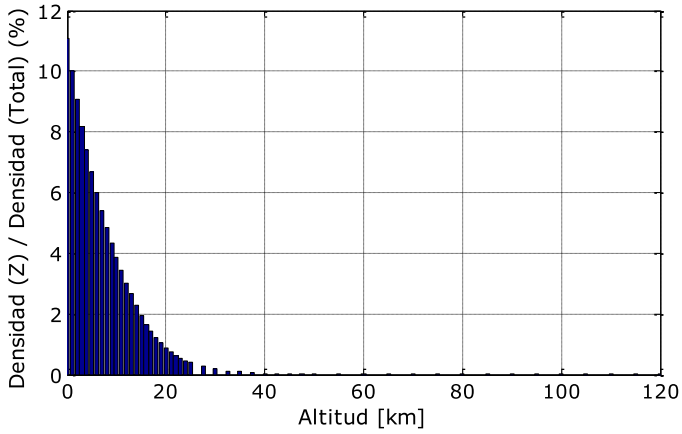


Figura 3.15.- Variación de la densidad de partículas en cada nivel de la atmósfera, representativa de una atmósfera de latitudes medidas.

Este comportamiento de la radiación difusa con la altitud es la esperada debido a los procesos de *scattering* debidos a las moléculas de aire y de aerosoles. Por tanto la radiación difusa será mayor en aquellos niveles de la atmósfera donde exista una mayor concentración de partículas, es decir en las capas bajas de la atmósfera.

En la Figura 3.15 se muestra el porcentaje sobre la densidad total de partículas que representa la densidad que tenemos en cada nivel de la atmósfera. Así a nivel del mar se concentra el 11.1% de la densidad de partículas, en los tres primeros kilómetros de la atmósfera se concentra el 30.2%, mientras que en los seis primeros kilómetros de la atmósfera se encuentra el 52.5%. Por tanto el modelo está reflejando el hecho que la mayor parte de procesos que dan lugar a la radiación difusa se producen en las capas inferiores de la atmósfera. Sin embargo esta distribución es muy genérica y poco realista para analizar lugares como SCO (Latitud 16° 14' 50.5" y Longitud 28° 28' 21.1") o Izaña (Latitud 16° 29' 57.78" y Longitud 28° 18' 32.34"). De ahí la necesidad de conocer la distribución de los aerosoles con la altura, generalmente muy variable, y más si estos lugares están sometidos a episodios de intrusión sahariana.

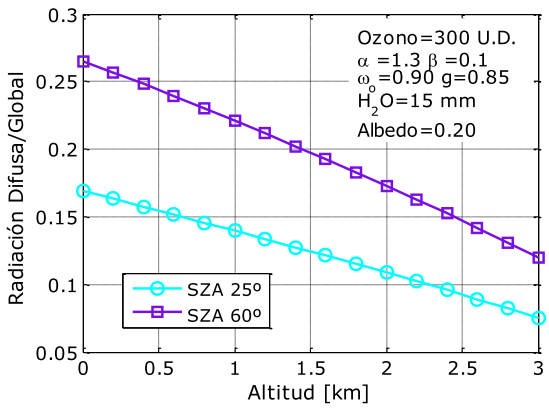


Figura 3.16.- Cociente entre la radiación difusa y la global en función de la altitud para los SZA de 25° y 60°.

Al estudiar el cociente entre las componentes difusa y global (Figura 3.16) se confirma lo expuesto anteriormente. El cociente entre la radiación difusa y la global se puede parametrizar fácilmente dado que exhibe un comportamiento lineal como ya vimos antes, pero si la distribución de los aerosoles no es homogénea y presenta capas bien diferenciadas, la variación que presenta este cociente ya no tendrá esa forma lineal.

3.3.4.- Sensibilidad al contenido total de ozono.

En este apartado estudiaremos la sensibilidad del modelo al contenido total de ozono variando éste de 200 U.D. a 400 U.D. en intervalos de 50 U.D. para los SZA de 25° y 60°. El resto de parámetros de entrada quedan reflejados en la Tabla 3.4.

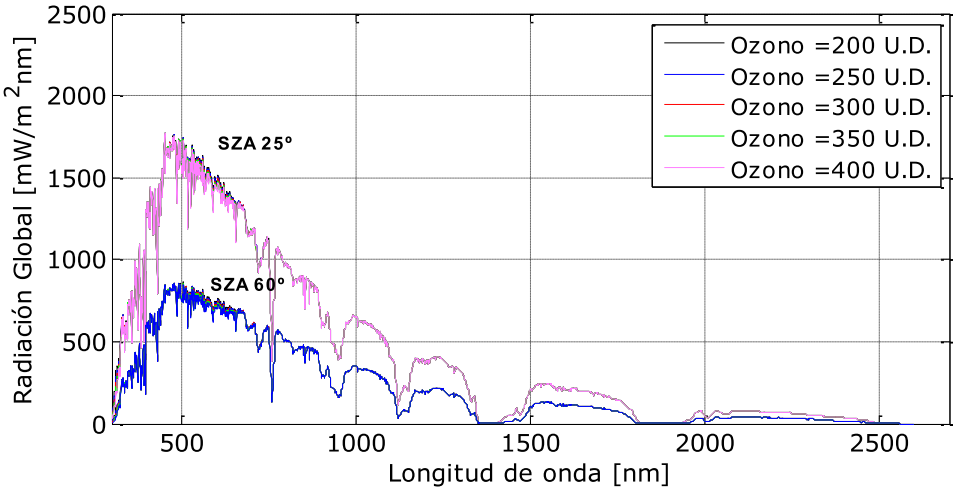


Figura 3.17.- Variación de la radiación espectral global con la longitud de onda (300 nm-2600 nm) para diferentes valores de la columna total de ozono a SZA de 25° y 60°.

La variación de la radiación solar global en función de la longitud de onda para diferentes valores de la columna de ozono, es inapreciable en todo el rango espectral comprendido entre 300 nm y 2600 nm, pues solamente vamos a apreciar una variación de la radiación si nos restringimos al rango espectral del UV-B.

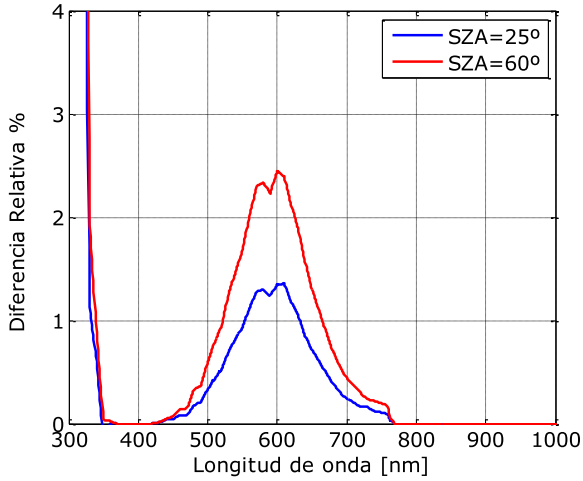


Figura 3.18.- Diferencia relativa (%) entre la radiación espectral evaluada para un contenido total de ozono de 300 U.D. y 400 U.D. para los SZA de 25° y 60° (Tomando como referencia la radiación de 300 U.D.).

La Figura 3.18 muestra la variación relativa en tanto por ciento de la radiación espectral entre los valores de 300 U.D. y 400 U.D. (tomando como referencia la columna total de ozono de 300 U.D.). La diferencia porcentual entre las simulaciones bien a un SZA de 25° o a un SZA de 60° no son superiores al 1.3% y 2.5% respectivamente a 600 nm, y para el resto de las longitudes de onda esta diferencia es menor, siendo prácticamente cero para longitudes de onda mayores de 770 nm. Un hecho destacable de la figura es la pequeña contribución porcentual de la absorción de ozono que se observa al considerar todo el rango espectral aunque se cuente a partir de 300 nm y se tenga en cuenta también la absorción en el rango visible de la banda de Chappuis (Cachorro et al., 1996). Esta banda de absorción es la más importante del ozono en el rango visible, y presenta un máximo en torno a los 600 nm.

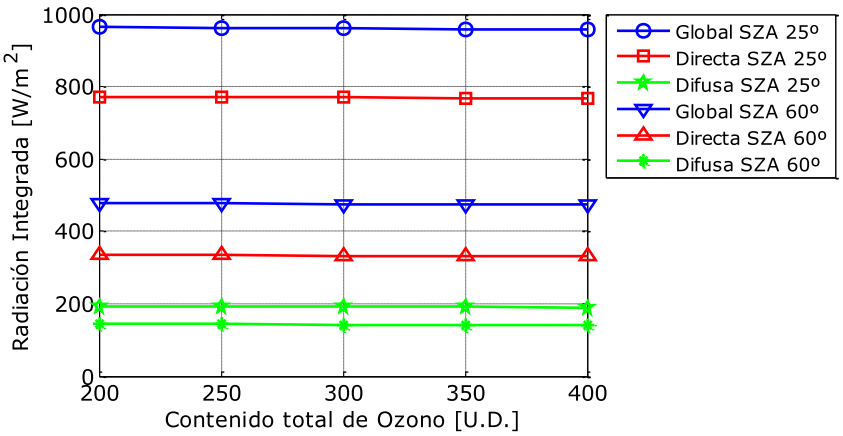


Figura 3.19.- Variación de la radiación integrada en el rango 300 nm-2600 nm de las componentes global, difusa y directa en función del contenido total de ozono para diferentes SZA.

Así la variación de las tres componentes de la radiación es prácticamente plana para los diferentes valores de ozono e igualmente para los diferentes ángulos cenitales en el rango comprendido entre 300 nm y 2600 nm (Figura 3.19).

3.3.5.- Sensibilidad al albedo de la superficie.

En este apartado vamos a estudiar la sensibilidad del modelo al albedo de la superficie variando éste de 0 a 1 en intervalos de 0.1 para los SZA de 25° y 60°. Lo consideramos constante sin dependencia espectral, lo cual es una buena aproximación para evaluar valores integrados de la radiación. El resto de parámetros de entrada son los reflejados en la Tabla 3.4.

En la Figura 3.20 se muestra la variación de la radiación espectral con la longitud de onda para diferentes valores de albedo. Como se puede observar la radiación presenta una variación pequeña pero no despreciable para los diferentes valores del albedo. El rango espectral más afectado es el que corresponde a longitudes de onda menores de 700 nm.

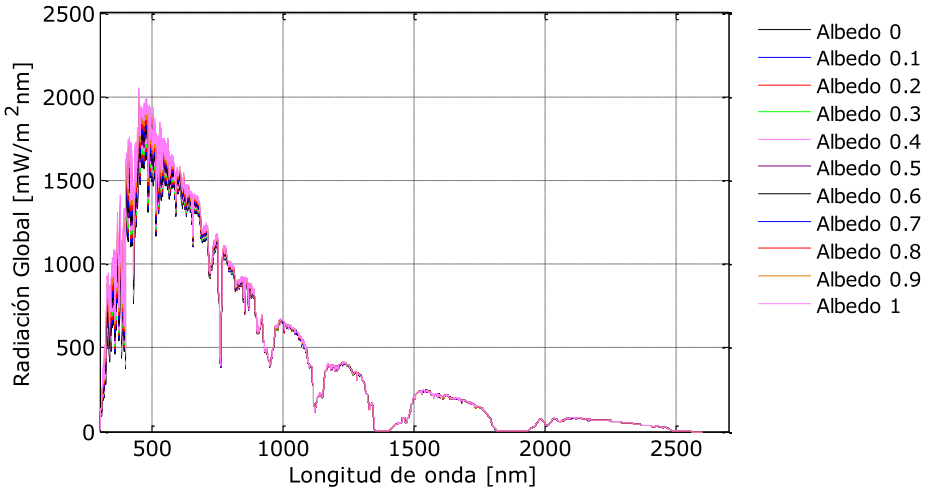


Figura 3.20.- Variación de la radiación espectral global con la longitud de onda (300 nm-2600 nm) para diferentes valores de albedo de la superficie a un SZA de 25°.

Para valorar esta diferencia hemos estudiado la diferencia relativa de la radiación espectral para dos valores de albedo 0.10 y 0.60 para los ángulos de 25° y 60°, tomando como referencia el valor de albedo 0.10. A partir de la Figura 3.21 se puede concluir que la mayor diferencia la vamos a encontrar en las longitudes de onda menores, alcanzado a 400 nm un 13.4%; en cambio según va aumentado ésta la diferencia va disminuyendo significativamente, siendo de tan sólo un 2.4% a 700 nm. La diferencia relativa entre los dos SZA es igual en todo el rango espectral considerado en este estudio.

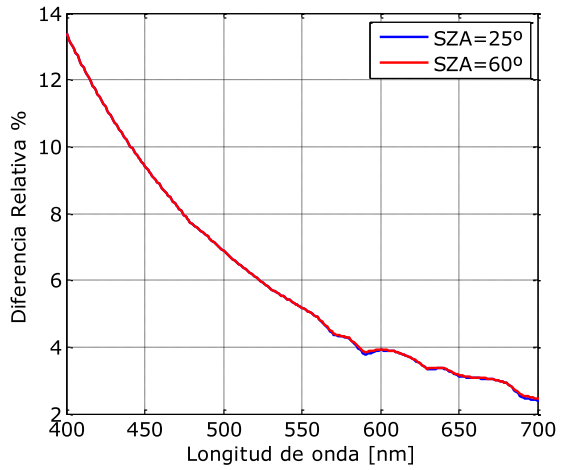


Figura 3.21.- Diferencia relativa (%) entre la radiación espectral evaluada para un albedo de 0.10 y 0.60 para ángulos de 25° y 60° en el rango comprendido entre 400 nm y 700 nm (Tomando como referencia la radiación para un albedo de 0.10).

La variación de la radiación integrada en el rango comprendido entre 300 nm y 2600 nm en función del albedo de la superficie es relativamente pequeña y casi lineal para la componente global, y constante para la radiación directa como es obvio (Figura 3.22(a)). La diferencia de la radiación global integrada entre un albedo de 0.10 y un albedo de 0.60 es de 42 W/m^2 para un SZA de 25°, y de 20 W/m^2 para un SZA de 60°, por lo que la diferencia es prácticamente el doble entre los dos SZA. En cambio, como era de esperar la radiación directa permanece constante en todo el intervalo de estudio, por lo que la

diferencia de la radiación difusa integrada coincide con la global, es decir, el cambio de la componente global se debe a la variación que induce el albedo en la componente difusa (Figura 3.22(b)).

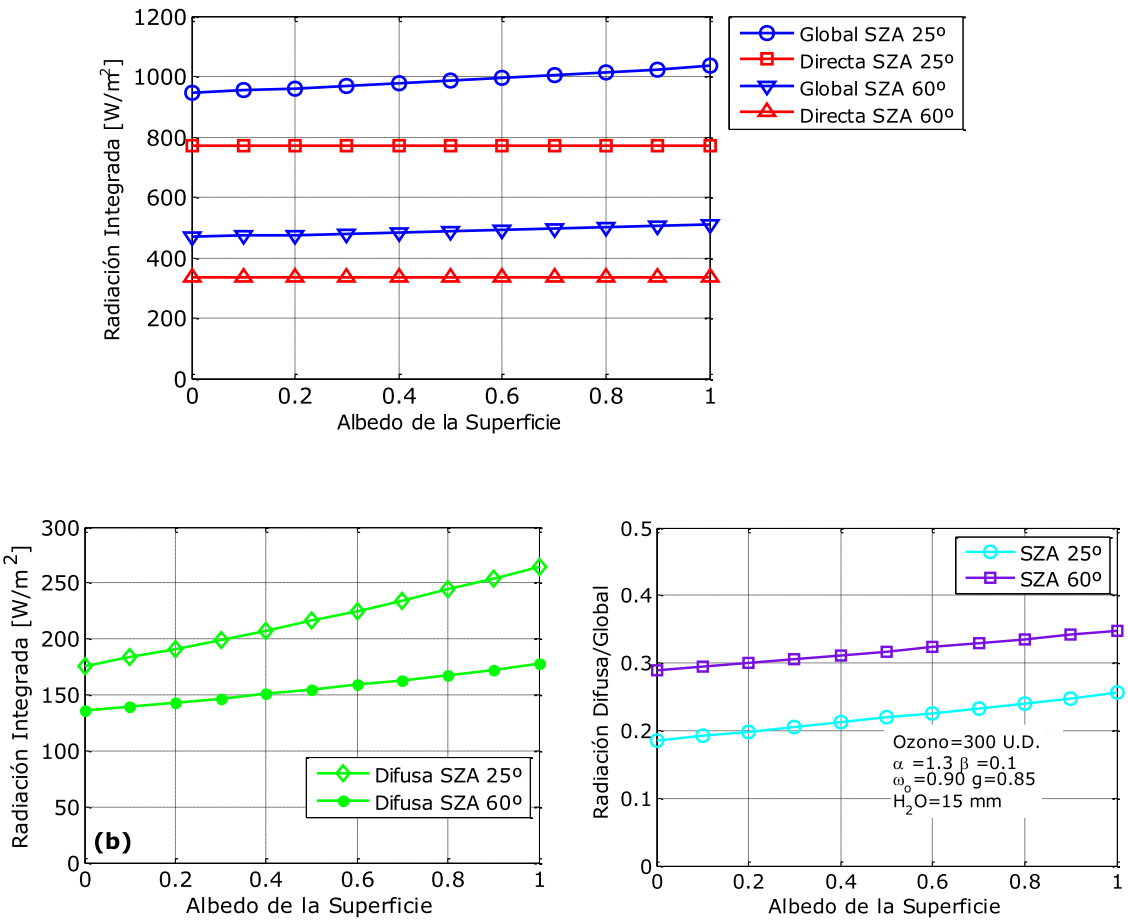


Figura 3.22.- (a) Variación de la radiación integrada de las componentes global y directa en función del albedo de la superficie. (b) Variación de la radiación integrada de la componente difusa en función del albedo de la superficie. (c) Cociente entre las componentes difusa y global de la radiación integrada. La radiación está integrada entre 300 nm y 2600 nm para los SZA de 25° y 60°.

El cociente entre las componentes difusa y global (Figura 3.22(c)) aumenta a la par para los dos SZA de forma casi lineal, a medida que aumenta el albedo, sin embargo, este aumento no es significativo ya que no alcanza más de un 5%.

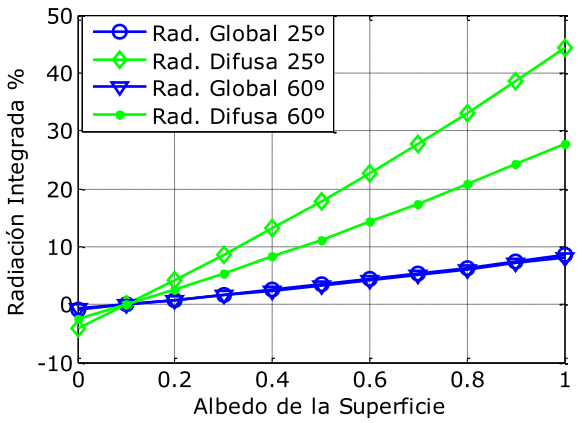


Figura 3.23.- Variación de la radiación integrada (%) entre 300 nm y 2600 nm de las componentes global y difusa en función del albedo de superficie para los SZA de 25° y 60° (Tomando de referencia un albedo de 0.10).

En la Figura 3.23 se muestra la variación relativa de la componente global y difusa en función del albedo para un SZA de 25° y 60°, tomando como referencia un albedo de 0.10. A un SZA de 25° la componente difusa aumenta un 4.4% cuando el albedo pasa de valer 0.20 a 0.30, y un 28.9% de 0.20 a 0.80. En cambio la variación de la componente global no es tan significativa, la diferencia es de sólo un 0.8% cuando el albedo aumenta de 0.20 a 0.30, y de un 5.6% cuando el albedo aumenta de 0.20 a 0.80.

3.3.6.- Sensibilidad al espesor óptico de aerosoles (AOD).

El estudio de la sensibilidad del modelo a los aerosoles es muy amplio, debido a que hay que analizar la influencia de diferentes parámetros. En este trabajo, en particular, estudiaremos la sensibilidad de los siguientes parámetros: AOD, parámetros de Ångström (α y β), parámetro de asimetría (g) y albedo de *scattering* simple (ω_o). Además dependiendo del rango espectral que estemos considerando esta sensibilidad es relativamente diferente.

En la Figura 3.24 se muestra la variación espectral de la radiación global en el rango espectral entre 300 nm y 2600 nm en función del AOD variando éste de 0.01 a 1.5 en intervalos de 0.1 para los SZA de 25° y 60°. Como podemos observar en la figura la radiación global va disminuyendo a medida que aumenta el AOD. Para un valor de AOD de 0.05 tenemos una radiación global de 1626 mW/m^{2}nm a 500 nm, mientras que para un valor de AOD de 1.0 la radiación ha disminuido hasta 1379 mW/m^{2}nm, sin embargo, a partir de este valor de AOD la disminución va siendo cada vez menor.

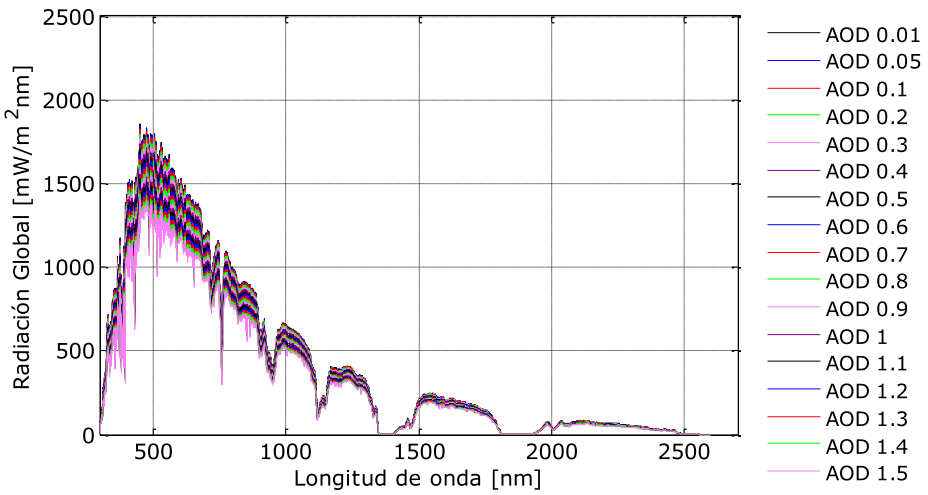
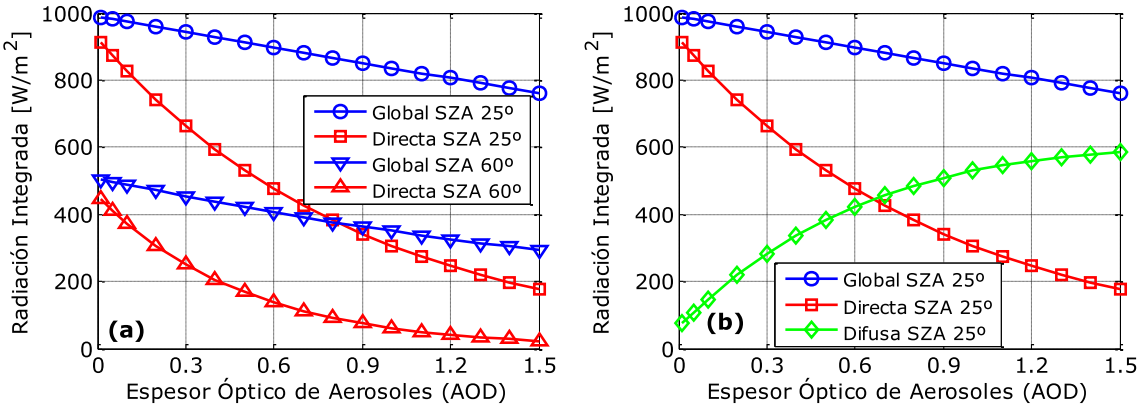


Figura 3.24.- Variación de la radiación espectral global con la longitud de onda (300 nm-2600 nm) para diferentes valores de AOD a una longitud de onda de 500 nm a un SZA de 25°.

En la Figura 3.25(a) se muestra la radiación integrada global y directa en función del AOD para los ángulos cenitales 25° y 60°. La componente global y la directa disminuyen al aumentar el AOD, aunque esta disminución va a ser más importante en la componente directa ya que existe una diferencia de 445 W/m^2 entre un valor de AOD de 0.1 y 0.8 para un SZA de 25°, y de tan sólo 107 W/m^2 en la componente global. En cambio, si nos fijamos en la Figura 3.25(b) vemos como en el caso de la radiación difusa la tendencia es contraria, es decir, esta componente aumenta al aumentar el AOD. La radiación difusa y directa se cruzan a un AOD de 0.7 para un SZA de 25°, y a un AOD de 0.4 para un SZA de 60°, a partir de este punto la radiación difusa supera a la directa. Este comportamiento inverso de la componente directa y difusa hace que la variación de la componente global sea casi lineal, dentro de estos rangos evaluados.

El cociente entre la componente difusa y global (Figura 3.25(c)), como era de esperar, aumenta a medida que aumenta el AOD, siendo este aumento más pronunciado para los ángulos cenitales mayores. Para un SZA de 60° y un AOD de 1.5 las dos componentes tienden a igualarse ya que el ratio entre ambas componentes es de 0.92, es decir, existe una diferencia entre ellas del 8%.



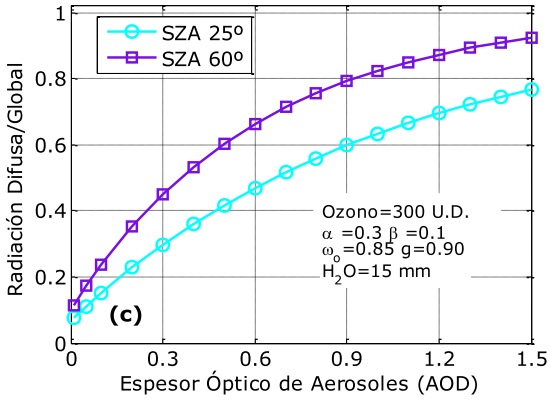


Figura 3.25.- (a) Variación de la radiación integrada entre 300 nm y 2600 nm de las componentes global y directa en función del AOD para los SZA de 25° y 60°. (b) Variación de la radiación integrada para las componentes global, directa y difusa en función del AOD para un SZA de 25°. (c) Cociente entre las componentes difusa y global de la radiación integrada entre 300 nm y 2600 nm para los SZA de 25° y 60°.

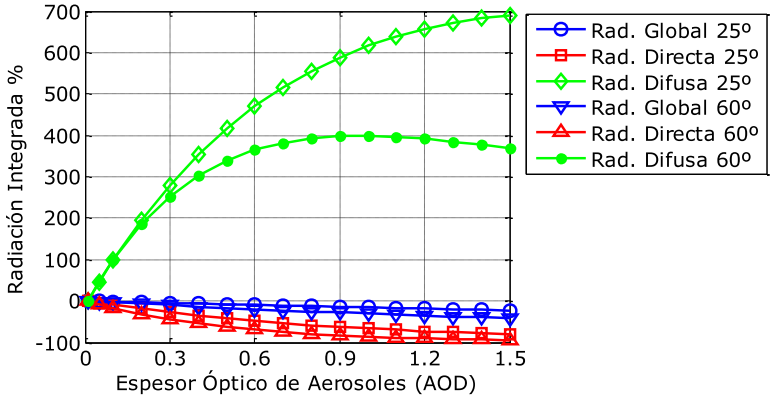


Figura 3.26.- Variación de la radiación integrada (%) en el rango 300 nm-2600 nm de las componentes global, directa y difusa en función del AOD para los SZA de 25° y 60° (Tomando de referencia una atmósfera sin AOD, es decir, una atmósfera *Rayleigh*).

En la Figura 3.26 se muestra la variación de la radiación integrada en tanto por ciento de las tres componentes en función del AOD para un SZA de 25° (Tomando de referencia una atmósfera sin AOD, atmósfera *Rayleigh*). En ella se puede observar como la componente difusa aumenta a medida que aumenta el AOD, este aumento es más pronunciado para valores menores de AOD, a medida que aumenta el AOD este aumento va siendo menor. En cambio a la componente directa le ocurre lo

contrario, es decir, va disminuyendo a medida que va aumentando el AOD. En este caso la variación es mayor, cuanto mayor es el valor del AOD. Si a un SZA de 25° el AOD aumenta de 0 a 0.4 la componente global disminuye un 5.9%, la componente directa disminuye un 35.1%, mientras que la componente difusa aumenta un 352.6%, en cambio si el AOD aumenta de 0 a 1 la componente difusa aumenta un 616.7% y la directa disminuye un 66.5%.

3.3.7.- Sensibilidad a los parámetros de Ångström (α y β).

La sensibilidad del modelo a los parámetros de Ångström (α y β) se realiza sólo para el parámetro α. En este trabajo hemos considerado tres valores fijos de α (0.5, 1.3 y 2), variando el AOD entre 0 y 1 a una longitud de onda de 500 nm, el parámetro β lo determinamos a partir de la ecuación 3.13. El resto de parámetros de entrada dados al modelo quedan reflejados en la Tabla 3.4.

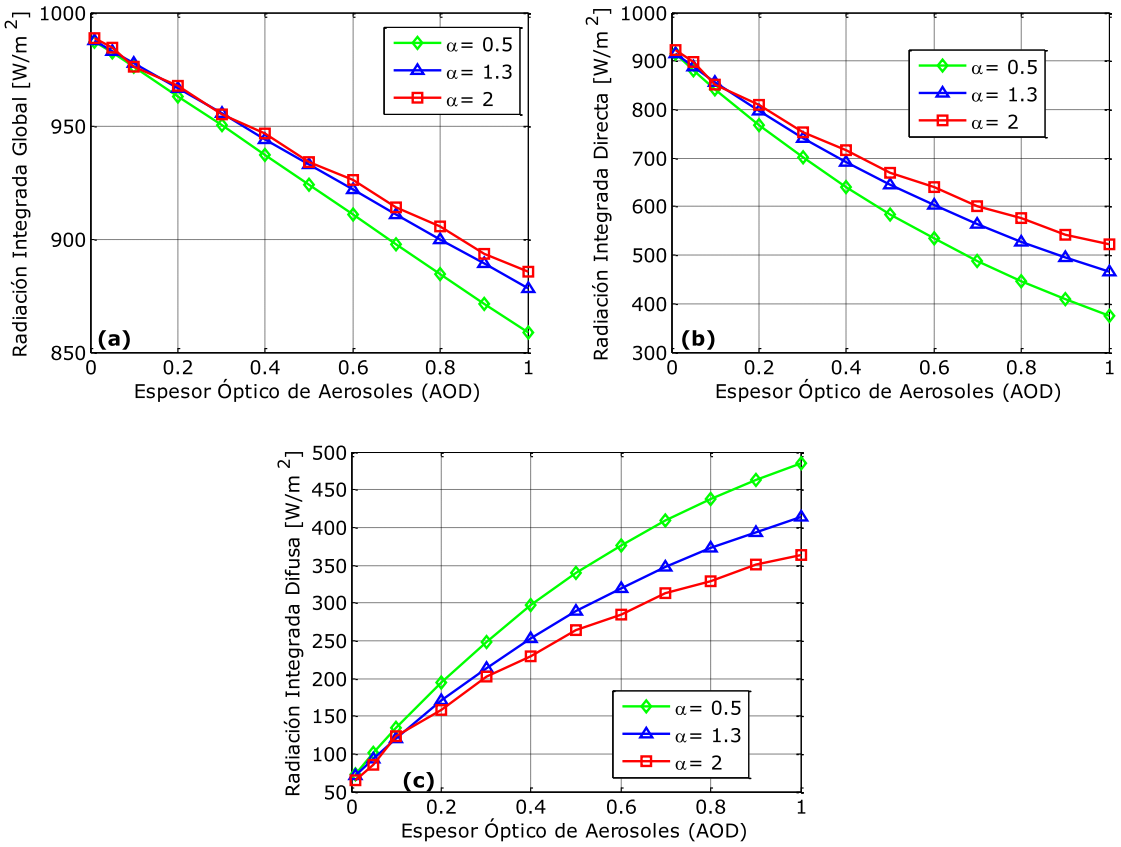


Figura 3.27.- Radiación integrada para (a) la componente global, (b) la componente directa y (c) la componente difusa en función del AOD considerando diferentes valores del parámetro de Ångström. La radiación está integrada entre 300 nm y 2600 nm para el SZA de 25°.

En las Figuras 3.27(a), (b) y (c) se muestra la variación de la radiación para las tres componentes de la radiación en función del AOD, considerando valores fijos del parámetro α. Si nos fijamos en la Figura

3.27(a) y 3.27(b) podemos ver que tanto la radiación global como la directa disminuyen a medida que aumenta el AOD y disminuye el parámetro α , esta disminución va a ser mayor para valores de AOD mayores de 0.2, ya que para valores de AOD menores de 0.2 la disminución es prácticamente la misma para los diferentes valores del parámetro α. En cambio, si nos fijamos en la Figura 3.27(c) podemos ver el efecto contrario, es decir, la radiación difusa aumenta a medida que aumenta el AOD, siendo este aumento mayor para los valores menores del parámetro α que hemos considerado.

3.3.8.- Sensibilidad al albedo de scattering simple (ω_o) y al parámetro de asimetría (g).

En la evolución de la transmitancia global debida al *scattering* o dispersión de aerosoles también influyen otros parámetros como son el albedo de scattering simple (ω_o) y el parámetro de asimetría (g), aunque la dependencia de estos dos parámetros es mucho menor que la del AOD, por lo que en este apartado vamos a estudiar cómo afecta la variación de estos dos parámetros a los niveles de radiación.

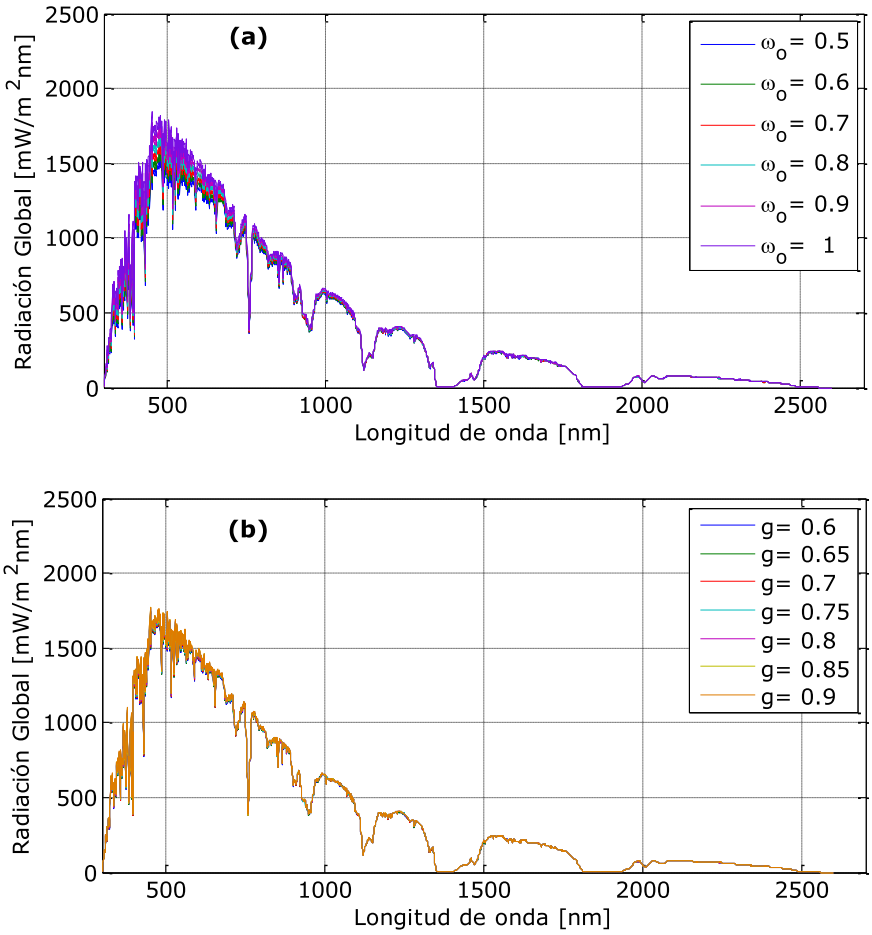


Figura 3.28.- Variación de la radiación espectral global para diferentes valores del (a) albedo de *scattering* simple y (b) del parámetro de asimetría. El rango espectral está comprendido entre 300 nm y 2600 nm para un SZA de 25°.

La sensibilidad del modelo al albedo de *scattering* simple (ω_o) la hemos estudiado variando éste entre 0.5 y 1, en intervalos de 0.1, y la del parámetro de asimetría entre 0.6 y 0.9, en intervalos de 0.05, para los SZA de 25° y 60°. El resto de parámetros de entrada utilizados en el modelo se pueden ver en la Tabla 3.4.

En la Figura 3.28(a) se muestra la variación de la radiación espectral global para diferentes valores del albedo de *scattering* simple a un SZA de 25°, como podemos observar la radiación va disminuyendo a medida que disminuye el valor de ω_o, siendo esta variación más importante a longitudes de onda menores, según va aumentando la longitud de onda la diferencia va siendo cada vez menor. En cambio, si nos fijamos en la Figura 3.28(b), donde tenemos la variación de la radiación espectral en función del parámetro de asimetría, podemos decir que la variación de este parámetro afecta en menor medida a los valores de la radiación a lo largo del rango espectral considerado, es decir, no se aprecia gran variación en la radiación para valores de *g* de 0.6 y de 0.9.

En la Figura 3.29(a) y (b) se muestra la radiación integrada global y difusa en función del albedo de *scattering* simple y del parámetro de asimetría, respectivamente, para los SZA de 25° y 60°. Como podemos ver las componentes global y difusa aumentan en la misma proporción en función de ω_o. En cambio si nos fijamos en la variación de la radiación de las dos componentes al estudiar la sensibilidad al parámetro de asimetría podemos ver que la variación es constante para los diferentes valores de *g*.

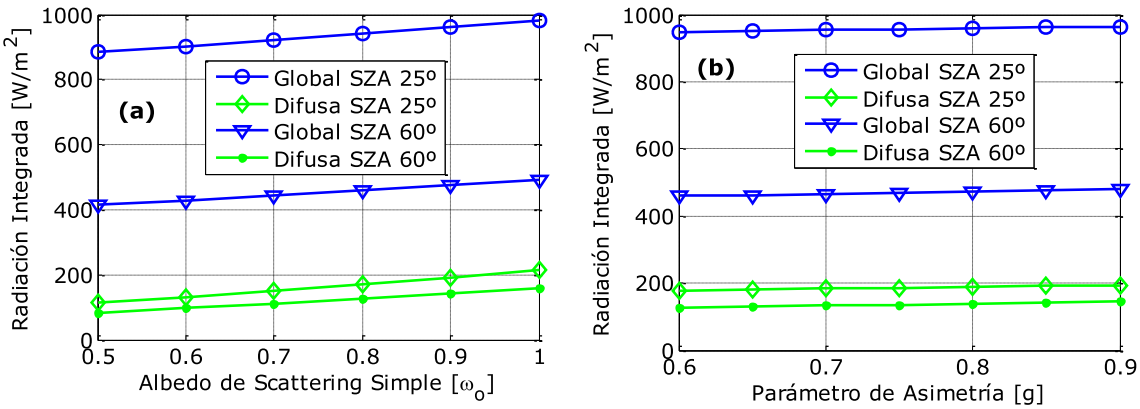


Figura 3.29.- Variación de la radiación integrada de las componentes global y difusa para los diferentes valores (a) del albedo de *scattering* simple y (b) del parámetro de asimetría. La radiación está integrada entre 300 nm y 2600 nm para los SZA de 25° y 60°.

Si estudiamos el cociente entre la componente global y difusa para los SZA de 25° y 60° en función del albedo de *scattering* simple vemos en la Figura 3.30 (a) como este cociente aumenta a medida que va aumentando el valor de ω_o , diciéndonos que cuando ω_o toma un valor de 0.5, el 20% de la radiación es difusa y un 30 % para un valor de ω_o de 0.9 a un SZA de 60°. Esta tendencia es similar si estudiamos el cociente en función del parámetro de asimetría (Figura 3.30 (b)), aunque más suave que en el caso

anterior. Para un SZA de 60°, cuando el parámetro de asimetría vale 0.6, el 27% de la radiación corresponde a la componente difusa, mientras que para un valor de 0.9, es el 31% de la radiación, por lo que el aumento no es tan significativo como en el caso del albedo de *scattering* simple.

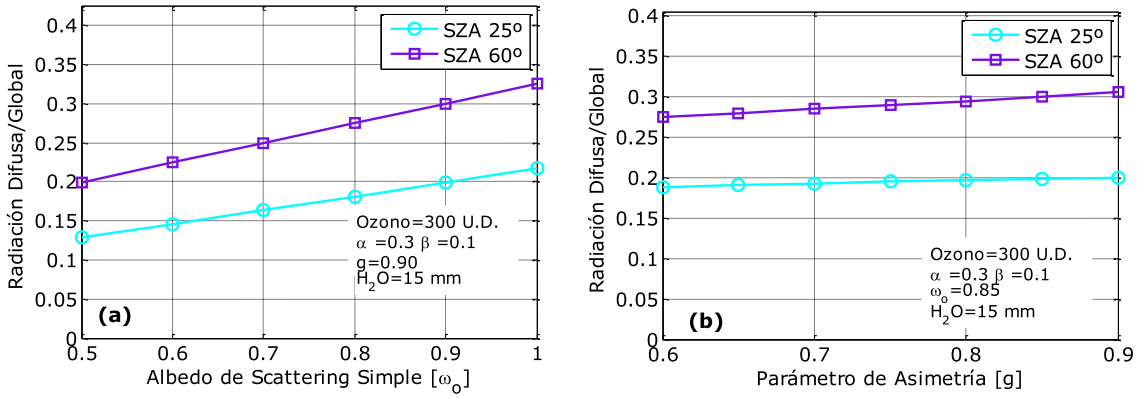


Figura 3.30.- Cociente entre las componentes difusa y global de la radiación integrada en función (a) del albedo de *scattering* simple y (b) del parámetro de asimetría. La radiación está integrada entre 300 nm y 2600 nm para los SZA de 25° y 60°.

En la Figura 3.31(a) se muestra la variación de la radiación integrada en tanto por ciento de la componente global y difusa en función del albedo de *scattering* simple (ω_o) para los SZA de 25° y 60°, tomando como referencia un valor de ω_o igual a la unidad. Como podemos observar la mayor diferencia la vamos a encontrar en la componente difusa y a menores valores de ω_o, disminuyendo esta diferencia a medida que va aumentado el valor de dicho parámetro. En el caso de la global tenemos el mismo comportamiento pero no tan pronunciado. Por ejemplo, para un SZA de 25° un aumento de ω_o de 0.5 a 1 se observa que la componente difusa ha aumentado un 46.3%, en cambio la componente global presenta un aumento del 10%.

En la Figura 3.31(b) se muestra la variación en tanto por ciento de la radiación integrada en función del parámetro de asimetría (g), tomando como referencia un valor de g igual a 0.7. En ella podemos observar que existe una mayor diferencia en la componente difusa, aumentando ésta a medida que aumenta el parámetro g. Cuando el SZA es de 25° y aumentamos el parámetro de 0.7 a 0.9 hay un aumento de la componente difusa de aproximadamente el 4.9%, en cambio en la componente global este aumento es de tan sólo un 0.9%, por lo que podemos concluir, tanto en la Figura 3.31(a) como en la Figura 3.31(b) que la componente que presenta una mayor dependencia de estos parámetros es la difusa.

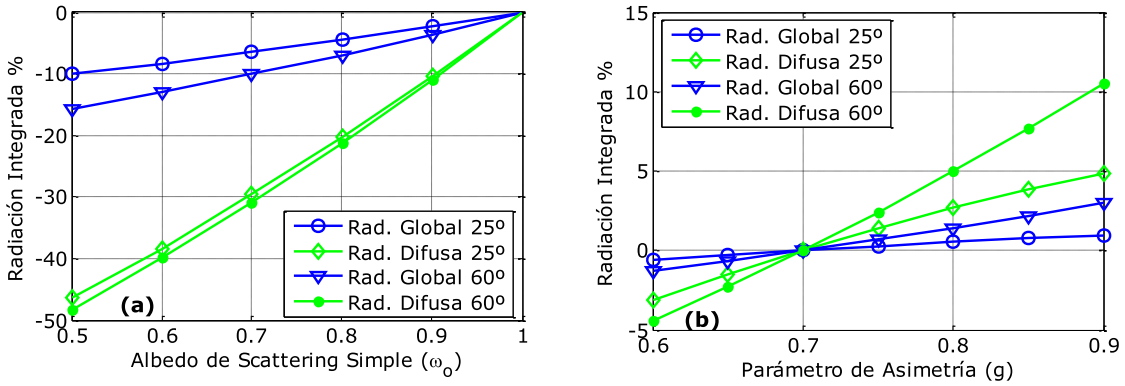


Figura 3.31.- Variación de la radiación integrada (%) de las componentes global y difusa en función (a) del albedo de scattering simple (Tomando de referencia un valor de albedo de *scattering* simple igual a la unidad), y (b) del parámetro de asimetría (Tomando de referencia un valor del parámetro de asimetría igual a 0.7). La radiación está integrada entre 300 nm y 2600 nm para los SZA de 25° y 60°.

3.3.9.- Sensibilidad al agua precipitable.

La sensibilidad del modelo al agua precipitable la hemos estudiado variando ésta entre 0 mm y 30 mm para los SZA de 25° y 60°. El resto de parámetros de entrada quedan reflejados en la Tabla 3.4.

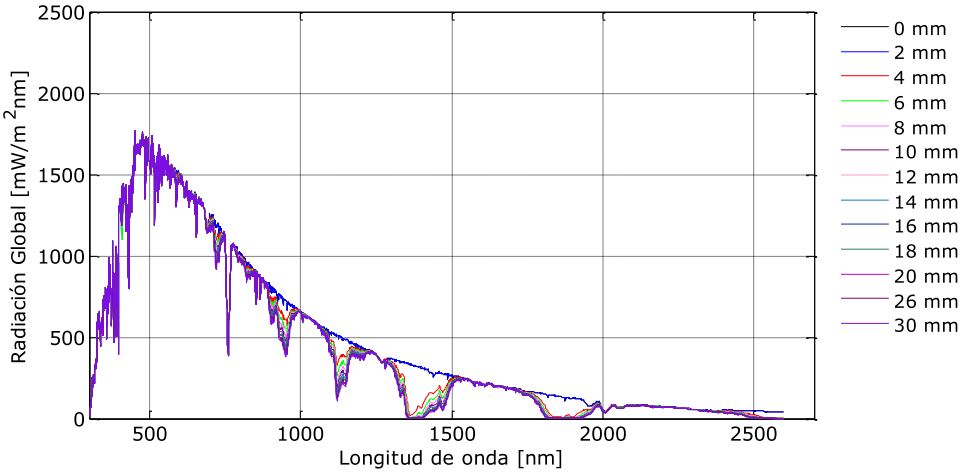


Figura 3.32.- Variación de la radiación espectral global con la longitud de onda (300 nm y 2600 nm) para diferentes valores de contenido total de vapor de agua (mm) a un SZA de 25°.

En la Figura 3.32 se muestra la variación de la radiación espectral global para diferentes valores de agua precipitable a un SZA de 25°. La radiación global va disminuyendo a medida que va aumentando la cantidad total de vapor de agua. Esta variación va a ser más significativa justo donde se observan las

líneas de absorción del vapor de agua, como es obvio, principalmente en la zona a partir de los 800 nm. Sin embargo, observamos que hay pequeñas bandas de absorción en el visible e infrarrojo cercano.

Las tres componentes disminuyen a medida que va aumentando la cantidad de vapor de agua existente en la atmósfera (Figura 3.33), aunque esta disminución, es bastante suave. La mayor disminución va a tener lugar cuando el vapor de agua aumenta de 0 mm a 2 mm, debido a que hay que formar la banda de absorción.

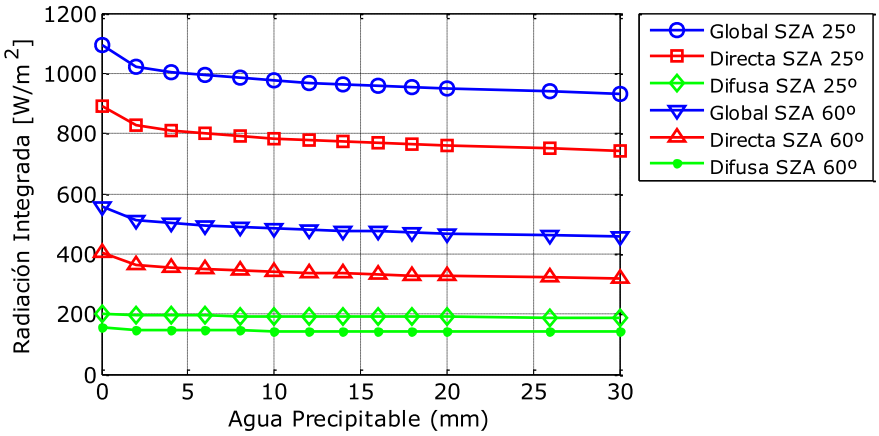


Figura 3.33.- Variación de la radiación integrada en el rango 300 nm y 2600 nm de las componentes global, directa y difusa en función del agua precipitable para los SZA de 25° y 60°.

La radiación global disminuye 46 W/m^2, la radiación directa 42 W/m^2 y la difusa apenas 3 W/m^2 para un SZA de 25° cuando el agua precipitable aumenta de 2 mm a 10 mm. Con esto podemos concluir que la componente menos afectada por las variaciones de contenido total de agua precipitable en la atmósfera es la radiación integrada difusa y la más afectada es la componente directa.

En la Figura 3.34 se aprecia que para un SZA de 25° las componentes que presentan una mayor variación a los cambios de agua precipitable en la atmósfera son las componentes global y directa Esta última disminuye un 7.2% cuando el vapor de agua pasa de 0 mm a 2 mm, y un 14.7% de 0 mm a 30 mm. Las variaciones de la componente difusa no son tan significativas, la diferencia es de sólo un 2.6% cuando el vapor de agua aumenta de 0 mm a 2 mm, y de un 6.7% cuando aumenta de 0 mm a 30 mm. Para las tres componentes queda reflejado que la disminución porcentual de la radiación es importante a medida que va aumentando el contenido de agua precipitable en la atmósfera y que es un parámetro a tener en cuenta en las simulaciones.

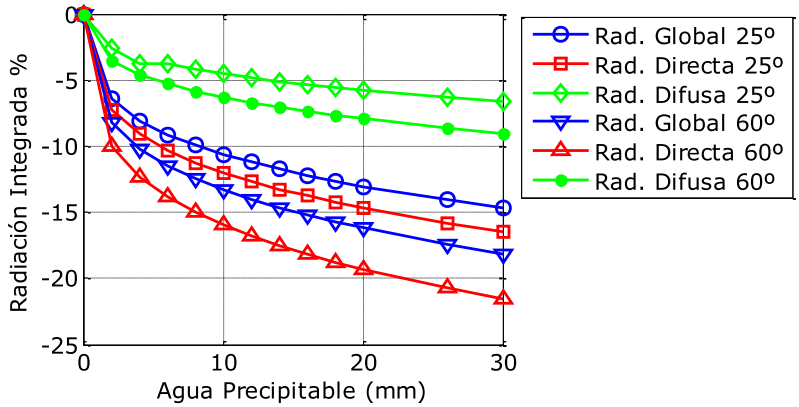


Figura 3.34.- Variación de la radiación (%) en el rango 300 nm-2600 nm de las componentes global, directa y difusa en función del agua precipitable para los SZA de 25° y 60° (Tomando como referencia un valor de agua precipitable de 0 mm).

3.4.- Resumen y Conclusiones.

Del análisis de la sensibilidad integrada del modelo *LibRadtran* a los diferentes factores atmosféricos se han obtenido los siguientes resultados, en una estación situada a nivel del mar:

- El estudio de la sensibilidad con la altitud nos dice que tanto la componente global como la componente directa aumentan de forma lineal a medida que aumenta la altitud. Entre una altitud de 0 km y 2 km, para un SZA de 25°, la radiación global aumenta un 5% y la radiación directa un 13%. El comportamiento de la radiación difusa es contrario: según aumenta la altitud se produce una disminución de la misma. En el caso citado anteriormente se produce una disminución del 33% en la radiación difusa. Este comportamiento es muy importante a tener en cuenta en este trabajo dada la altitud a la que se encuentra la estación de Izaña (2.400 m s.n.m.).

- El albedo de la superficie únicamente va a influir sobre la radiación espectral en longitudes de onda menores de 700 nm. Las diferencias relativas de la irradiancia espectral para valores de albedo de 0.1 y 0.6 a SZA de 25° y 60°, muestran que a longitudes de onda menores de 400 nm esta diferencia es del 13.4%, mientras que a 700 nm es de tan sólo el 2.4%.

- Los aerosoles constituye el parámetro que ejerce un mayor efecto sobre la radiación en este estudio de sensibilidad del modelo, en el rango espectral entre 300 nm y 2600 nm. Analizando el cociente entre la radiación difusa y la global se observa que para una atmósfera con ausencia de aerosoles, la radiación difusa apenas llega a ser el 10% de la radiación global. Sin embargo, a medida que aumenta la carga de aerosoles la componente difusa aumenta de forma considerable, alcanzando valores de más del 75% cuando el AOD vale 1.5 y el SZA es de 25. La radiación directa disminuye a

medida que aumenta el valor de AOD. Por ejemplo, a un SZA de 25° la radiación directa disminuye un 35.1% cuando el AOD aumenta de 0 a 0.4 y un 66.5% cuando el AOD aumenta de 0 a 1. La variación más significativa la encontramos en la radiación difusa, ésta aumenta un 352.6% cuando el AOD aumenta de 0 a 0.4 y un 616.7% cuando el AOD aumenta de 0 a 1.

Si en lugar de las variaciones de AOD, estudiamos las variaciones del parámetro de Ångström (α), obtenemos que las variaciones se pueden considerar significativas para valores de AOD mayores de 0.2. Si trasladamos estos resultados a la estación de Izaña, donde la mayor parte de los días el valor promedio de AOD a 500 nm es menor de 0.05, podemos considerar que el parámetro α no influye en las simulaciones que realicemos, salvo en los casos en los que el AOD alcance un valor mayor de 0.1. Por tanto, el conocimiento del AOD es muy importante a la hora de simular la radiación. Respecto al albedo de scattering simple (ω_o) y el parámetro de asimetría (g) podemos decir que en la radiación integrada un aumento de ω_o, provoca un aumento en la radiación global y difusa en la misma proporción, dado que la variación de este parámetro no afecta a la radiación directa. Las variaciones de g no afectan a ninguna de las componentes de la radiación en este rango espectral.

- Las tres componentes de la radiación disminuyen a medida que aumenta la cantidad de vapor agua en la atmósfera, aunque hay que destacar que la componente más sensible a la variación de este parámetro es la radiación directa, y la menos sensible es la radiación difusa. Este comportamiento obliga a disponer de medidas precisas de vapor de agua para simular la radiación con un alto grado de exactitud, al igual que ocurría con los aerosoles. A un SZA de 25° la radiación directa disminuye un 14.7% y la radiación difusa un 6.7% cuando el vapor de agua aumenta de 0 mm a 30 mm.

CAPÍTULO 4

Comparación entre medidas experimentales y simuladas con el modelo LibRadtran para diferentes condiciones atmosféricas en la estación de Izaña: Casos de Estudio

Introducción.

4.1.- Parámetros generales del modelo LibRadtran.

4.1.1.- Perfil vertical de la atmósfera.

4.2.- Incertidumbres asociadas a las medidas.

4.3.- Casos de Estudio: Días despejados con presencia de mar de nubes.

4.3.1.- Día de estudio de cielo despejado: 20 de Abril de 2009.

4.3.1.1.- Comparación de la radiación global, directa y difusa medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo LibRadtran el 20 de Abril de 2009.

4.3.1.2.- Comparación entre el índice ultravioleta (UVI) medido experimentalmente y el simulado con el modelo LibRadtran el 20 de Abril de 2009.

4.3.2.- Día de estudio de cielo despejado: 16 de Mayo de 2010.

4.3.2.1.- Comparación de la radiación global, directa y difusa medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo LibRadtran el 16 de Mayo de 2010.

4.3.2.2.- Comparación del índice ultravioleta (UVI) medido experimentalmente y simulado con el modelo LibRadtran el 16 de Mayo de 2010.

4.4.- Casos de Estudio: Días con intrusión sahariana.

4.4.1.- Día de estudio con intrusión sahariana: 10 de Julio de 2009.

4.4.2.- Día de estudio con intrusión sahariana: 3 de Agosto de 2010.

4.5.- Influencia del espesor óptico de aerosoles, parámetro de Ångström (α) y contenido total de vapor de agua en los días de estudio considerados.

4.6.- Casos de Estudio: Días despejados con presencia de nubes altas (Cirros).

4.6.1.- Aproximación a la modelización de nubes altas (Cirros) en la estación de Izaña.

4.6.2.- Día de estudio con presencia de cirros: 1 de Noviembre de 2009.

4.7.- Resumen y Conclusiones.

Introducción.

En este capítulo vamos a comparar las medidas experimentales tomadas en el OAI con las simulaciones obtenidas con el modelo de transferencia radiativa *LibRadtran* para diferentes condiciones atmosféricas. Esto permite evaluar la capacidad y potencialidad del modelo en casos reales.

Las medidas que vamos a comparar son la radiación global y difusa medidas con dos piranómetros CM-21 (*Kipp & Zonen*) en el rango espectral comprendido entre 300 nm y 2600 nm, la radiación directa medida experimentalmente con un pirheliómetro CH-1 (*Kipp & Zonen*) en el rango espectral entre 200 nm y 4000 nm, y el índice ultravioleta (UVI) medido con un piranómetro UVB-1 YES. Este instrumento integra la radiación en el rango espectral comprendido entre 280 nm y 400 nm, a partir de esta medida se obtienen los valores de UV-B en el rango entre 280 nm y 315 nm.

Para realizar las comparaciones se han seleccionado aquellos episodios atmosféricos que son más frecuentes en la estación de Izaña, como son los días despejados con presencia de mar de nubes, días con intrusión sahariana y días con nubes altas (Cirros), que afecten de forma diferente a la radiación. Además hemos añadido un caso especial en el que la presencia del mar de nubes con unas ciertas características afecta considerablemente a los valores registrados del índice ultravioleta en la estación de Izaña.

4.1.- Parámetros generales del modelo LibRadtran.

En el Capítulo anterior hemos visto las características fundamentales del modelo de transferencia radiativa *LibRadtran*, desde la ETR hasta los parámetros y variables de entrada que le tenemos que dar al modelo para simular la radiación global, directa y difusa.

Las condiciones para simular las diferentes componentes de la radiación dependen tanto de la situación geográfica como de las condiciones atmosféricas que se den en un momento determinado en la estación que estemos considerando. Los parámetros generales con los que hemos alimentado el modelo *LibRadtran* han sido estudiados con mayor detalle en el Capítulo 3 (Apartado 3.2.1). Mostramos un resumen de estos parámetros en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1.- Parámetros de entrada generales que se le dan de entrada al modelo *LibRadtran*.

Solución de la Ecuación Transferencia Radiativa (ETR)	SZA $\leq$ 70°: Disort2 (Stamnes et al., 2000) SZA > 70°: SDisort (Dahlback y Stamnes, 1991)
Flujo Solar Extraterrestre	Kurucz (Kurucz, 1992)
Sección Eficaz del Ozono	Bass and Paur (Bass y Paur, 1985)
Bandas Moleculares	Pseudoespectral
Rango Espectral	330 nm-2600 nm

Si comparamos esta tabla con la tabla 3.3 del Capítulo 3, vemos que existen dos diferencias fundamentales: la primera es que en estas simulaciones en particular vamos a utilizar dos algoritmos diferentes para resolver la ETR según el valor del SZA. Para los SZA $\leq$ 70° resolveremos la ETR mediante el algoritmo *Disort2* planteado por Stamnes et al. (2000) y para los SZA >70° utilizaremos el algoritmo *SDISORT* desarrollado por Dahlback y Stamnes (1991). Esta elección, como se comentó en el Capítulo 3, es recomendada por los autores anteriores, ya que para SZA>70° hay que tener en cuenta la curvatura de la Tierra aspecto que no tiene en cuenta el algoritmo *Disort2*.

El otro parámetro que no hemos mencionado en esta tabla es el perfil de la atmósfera. Como ya mencionamos en el capítulo anterior, el modelo *LibRadtran* permite introducir perfiles verticales medidos experimentalmente en el lugar de la medida. Para las simulaciones que vamos a realizar utilizaremos perfiles de atmósfera experimentales.

4.1.1.- Perfil vertical de la atmósfera.

A partir de Noviembre de 1992, en el OAI se inició un programa de ozonosondeos como parte del programa de medidas de la estación GAW, formando parte dichas medidas de la red para la detección del cambio en la composición atmosférica NDACC. El objetivo principal era llevar a cabo la vigilancia de la capa de ozono así como investigaciones del contenido total de ozono en la troposfera libre (Cuevas et al., 1993). Este programa de medidas consiste en un ozonosondeo semanal, generalmente los miércoles, independientemente de las condiciones meteorológicas que existan en cada momento, y una o dos campañas intensivas a lo largo del año en las que se puede llegar a lanzar más de 20 ozonosondeos por mes, el cual ha permitido conocer la distribución vertical del ozono, las variaciones estacionales experimentadas por la denominada *capa de ozono,* y su evolución a lo largo de los años. El lanzamiento de estos ozonosondeos se realiza desde la estación de radiosondeos situada en el Centro Meteorológico de Santa Cruz de Tenerife (36 m s.n.m.), a unos 34 km en línea recta del OAI.

Los ozonosondeos permiten medir *in situ* los perfiles de humedad, presión, temperatura y densidad de ozono, por lo que podemos considerar que los perfiles verticales son representativos de la condiciones atmosféricas registradas en la región de la Islas Canarias para cada época del año (Cuevas, 1995).

En la Figura 4.1 se muestran los perfiles de presión, temperatura y la variación de la densidad de moléculas de ozono con la altura que han sido obtenidos a partir de los promedios mensuales de toda la serie de ozonosondeos que se lleva realizando en SCO en el período comprendido entre 1992 y 2007. Del perfil de ozono podemos decir que el contenido de ozono es prácticamente constante en la troposfera y que va aumentando con la altura hasta un máximo en la estratosfera que depende de la latitud y de la estación del año que estemos considerando. Por encima de este máximo la cantidad de ozono decrece casi de forma exponencial con la altura.

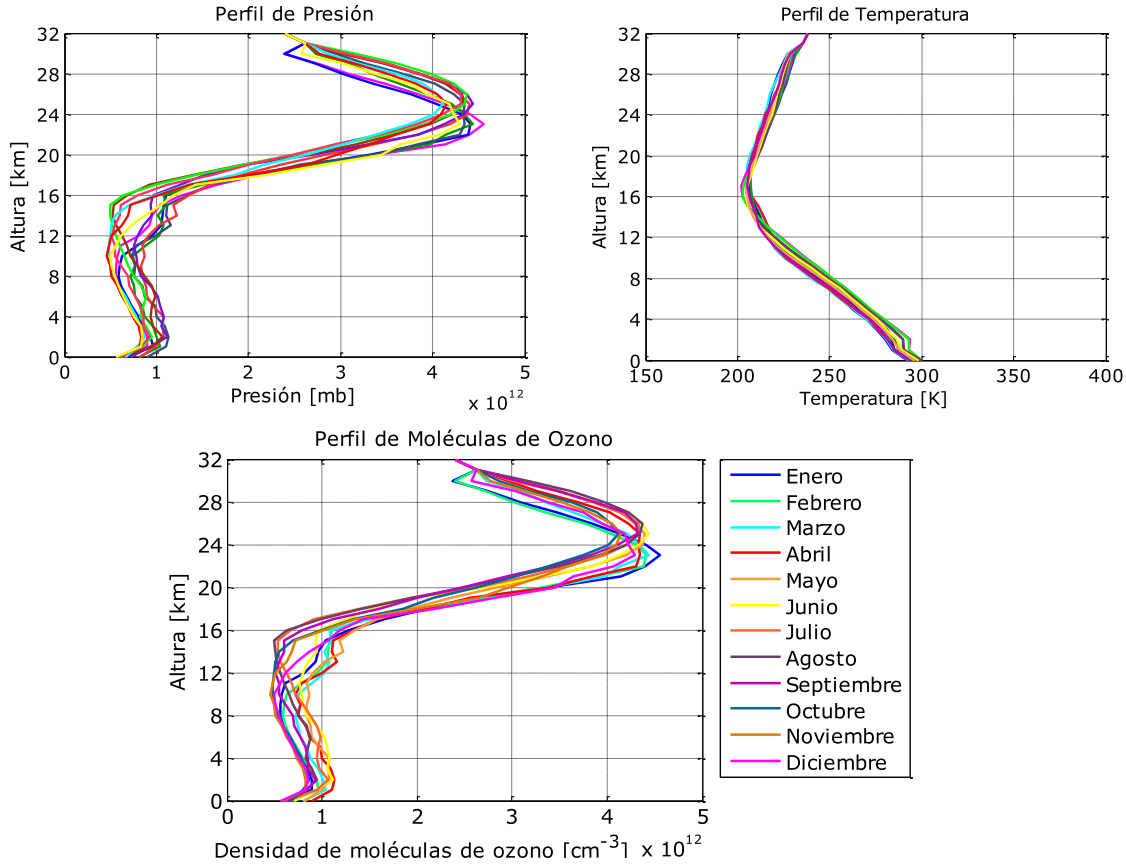


Figura 4.1.- Perfiles de los promedios mensuales de presión [mb], temperatura [k] y densidad de moléculas de ozono [cm^{-3}], obtenidos a partir de los ozonosondeos que se han realizado en Santa Cruz de Tenerife en el período comprendido entre 1992 y 2007.

El resto de perfiles de la atmósfera O_2, H_20, CO_2 y NO_2 han sido tomados de la atmósfera de latitudes medias, facilitada por el propio modelo, porque es la atmósfera que más se asemeja a las condiciones de la estación de Izaña.

4.2.- Incertidumbres de las variables de entrada al modelo.

En este apartado vamos a estudiar las diferentes incertidumbres asociadas a cada una de las variables que le vamos a dar de entrada al modelo *LibRadtran.* Estas incertidumbres se propagan en mayor o menor medida a las simulaciones realizadas con el modelo.

El factor determinante a la hora de simular la radiación es el método utilizado para resolver la ETR tal y como se discutió en el Capítulo 3 (Apartado 3.1.2) y anteriormente en este Capítulo (Apartado 4.1).

Algunas de estas incertidumbres tendrán su origen en el hecho de considerar para el momento de la simulación un valor promedio sobre una serie previamente analizada, tal es el caso del perfil de la atmósfera utilizada. Este perfil, como hemos visto, es un promedio mensual de una serie de datos comprendida entre 1992 y 2007. Evidentemente, este perfil atmosférico promedio no tiene por qué reflejar el perfil en el momento de la simulación.

Otra posible incertidumbre es considerar el promedio diario entre el orto y el ocaso de alguna de las variables de entrada al modelo. Las variables que consideraremos constantes a lo largo del día son la columna total de ozono, el parámetro de asimetría (g), el albedo de *scattering* simple (ω_o) y el albedo de la superficie. En cualquier caso, para estas variables, tomar el valor medio diario no introduce una gran incertidumbre, pues no se aprecia una variación importante de estos parámetros a lo largo del día.

El contenido total de ozono no presenta una variación significativa a lo largo del día y como vimos en el Capítulo 3 (Apartado 3.3.4) apenas influye en las tres componentes de la radiación para el rango espectral comprendido entre 330 nm y 2600 nm. Esta variable ha sido medida experimentalmente con un espectrorradiómetro Brewer (#157) instalado en el OAI, cuya incertidumbre es del 1%. En el año 2003 el OAI se convierte en el Centro de Calibración Brewer para Europa (*http://www.iberonesia.net*) (RBCC-E, *Regional Brewer Calibration Center for Europe*), según recomendación de la OMM de crear un centro de calibración regional de espectrorradiómetros Brewer para Europa (región IV de la OMM).

El albedo de la superficie no introduce un gran efecto en la radiación simulada (Capítulo 3, Apartado 3.3.5). Este parámetro ha sido medido con un albedómetro instalado en la estación de Izaña. Este instrumento está formado por dos piranómetros *Kipp & Zonen*, modelo CM-11, cuya incertidumbre según el manual del propio instrumento es del 2%. Esto implica que la incertidumbre asociada a las medidas de albedo es del 4%.

Los parámetros relacionados con los aerosoles se han obtenido de la red *AERONET* (Holben et al., 1998). Esta Red es una federación de redes de fotométros (*AERONET* norteamericana, *PHOTONS* de Francia, *AEROCAN (The Canadian Sunphotometer Network),* de Canadá y *RIMA (**R**ed **I**bérica de **M**edida fotométrica de **A**erosoles),* de la Península Ibérica), para la medida de aerosoles cuyo objetivo es estudiar las propiedades ópticas y validar las medidas de satélite respecto de los aerosoles (Holben et al., 1998). La red se creó en 1998 y actualmente cuenta con más de 200 estaciones repartidas por todo el planeta. La base de datos proporciona información sobre el AOD a diferentes longitudes de onda,

vapor de agua, y diversos parámetros radiativos y microfísicos obtenidos mediante algoritmos de inversión en estaciones con diferentes condiciones y regímenes de aerosoles. Los datos son procesados en el ***G**oddard **S**pace **F**light **C**enter* (GSFC) de NASA (***N**ational **A**eronautics and **S**pace **A**dministration*). Los datos de AOD se clasifican en tres niveles de calidad. El nivel 1.0 está formado por los datos brutos. El nivel 1.5 son las medidas en las que se han eliminado los datos afectados por la nubosidad, mediante un algoritmo automático (Smirnov et al., 2000) desarrollado por la propia red y conocido por "*cloud scattering*". El nivel 2.0 son las medidas definitivas a las que se le han aplicado la "*pre*" y la "*post*" calibración. Los datos de cada uno de los tres niveles son archivados y distribuidos desde el GSFC, y están disponibles a través de la página web (*http://aeronet.gsfc.nasa.gov*) (Holben et al., 1998).

Como vimos en el Capítulo 3, Apartado 3.3.8, la radiación global, directa y difusa no van a depender sustancialmente del albedo de *scattering* simple y del parámetro de asimetría en el rango espectral de estudio. Las medidas de estos dos parámetros han sido registradas con un fotómetro solar CIMEL instalado en la estación de Izaña y lo datos facilitados por la Red *AERONET.*

Por último, vamos a considerar la variación diaria del AOD a 500 nm, de los parámetros de Ångström (α y β) y del contenido total de vapor de agua. Estos parámetros, como vimos en el Capítulo 3 (Apartado 3.3.7 y Apartado 3.3.9), son los que afectan en mayor medida a las diferentes componentes de la radiación. Estas medidas, al igual que el albedo de *scattering* simple y el parámetro de asimetría, se miden con un fotómetro solar CIMEL instalado en la estación de Izaña y los datos facilitados por la Red *AERONET.* Según Holben et al. (1998) la incertidumbre total asociada a estos instrumentos para días despejados y longitudes de onda mayores de 440 nm es ± 0.005 para el AOD medido con instrumentos patrón y de ± 0.01 para instrumentos de campo. Las medidas de vapor de agua en columna tienen una incertidumbre de un 10%.

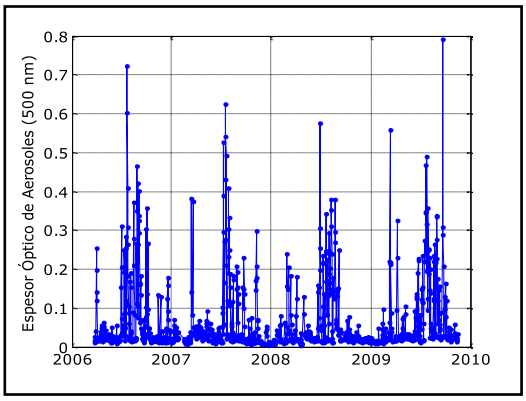


Figura 4.2.- En la figura de la izquierda tenemos los fotómetros CIMEL de las redes PHOTONS/RIMA/*AERONET* instalados en el OAI. En la figura de la derecha tenemos la serie de AOD a 500 nm medida en la estación de Izaña durante el período 2006-2010.

El OAI, en particular, cuenta con numerosos fotómetros solares patrones instalados de forma continuada en la estación (Figura 4.2-Izqda.). Esta estación pertenece a la Red *AERONET* desde el año 2003 y existen datos de forma continuada desde ese año hasta la actualidad. En una primera observación de los datos de AOD podemos distinguir entre días con intrusión y días sin intrusión sahariana. Analizando la serie de AOD medido en esta estación (Figura 4.2-Dcha.) y la climatología facilitada por la propia Red *AERONET* podemos concluir que el promedio mensual del AOD a 500 nm se encuentra dentro del rango comprendido entre 0.01 y 0.03. Estos valores son extremadamente bajos, encontrándose dentro del orden de la precisión o error del fotómetro de campo que se sitúa en torno a 0.01 para las medidas de AOD. Debemos mencionar que estos valores de AOD representan los niveles de fondo de la estación y que dichos valores son muy frecuentes. Sin embargo, existe una excepción en los meses de verano, en los que los valores de AOD se elevan a niveles de hasta 1, debido a las intrusiones saharianas. Por lo tanto, vamos a considerar como días de baja turbiedad aquellos días en los que el promedio del AOD a 500 nm se encuentra en torno a 0.05 o incluso menor que este valor. El análisis del AOD en la estación de Izaña se amplía en el Capítulo 6, Apartado 6.1.

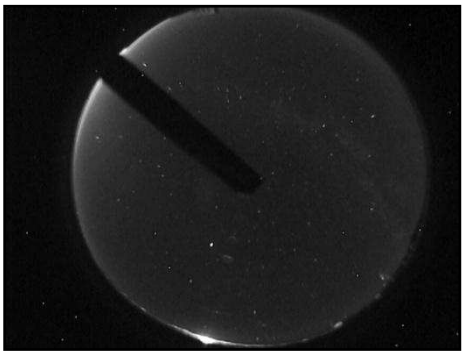
4.3.- Casos de estudio: Días despejados con presencia de mar de nubes.

Como vimos en el Capítulo 1 (Apartado 1.2), las características climatológicas típicas de la zona en la que se encuentra la estación de Izaña vienen dadas principalmente por el factor de la altitud. La estación se encuentra situada a 2.400 metros sobre el nivel del mar, por lo que se sitúa en la troposfera libre, por encima de la capa de inversión cuasi-permanente debida a la subsidencia asociada al anticiclón de las Azores. Esta inversión separa la capa límite húmeda marina de la troposfera libre y produce el denominado "*mar de nubes*" que puede verse en las costas de las islas más montañosas, normalmente en las laderas situadas a barlovento. En la Isla de Tenerife hay un gran número de días al año en los que puede apreciarse tanto en la vertiente norte como en la vertiente sur (Figura 4.3). El mar de nubes se define como una acumulación horizontal de estratocúmulos a baja altura (con bases entre 500 m y 700 m, y topes sobre los 900 m y 1500 m), causada por la ascendencia de aire húmedo hasta la inversión de temperatura. Dada su altura, estas nubes no cubren los puntos más elevados de las islas más montañosas, por ello es normal que se registren temperaturas más altas por encima de la cota de los 1.500 m que en el tramo inferior cubierto por el mar de nubes.

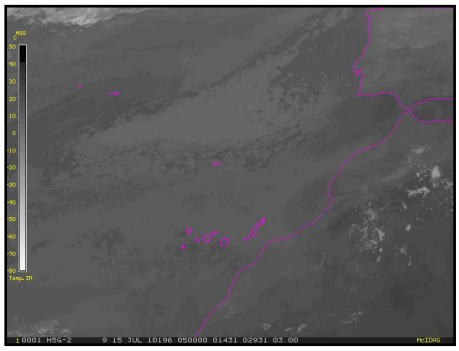
Figura 4.3.- En la figura de la izquierda tenemos el mar de nubes sobre la isla de Tenerife formado en las laderas de sotavento y en la figura de la derecha tenemos el mar de nubes formado en las laderas de barlovento.

En estos primeros casos nos concentraremos en días despejados, por tanto, para seleccionar los días despejados objeto de estudio hemos utilizado una serie de herramientas que detallamos a continuación.

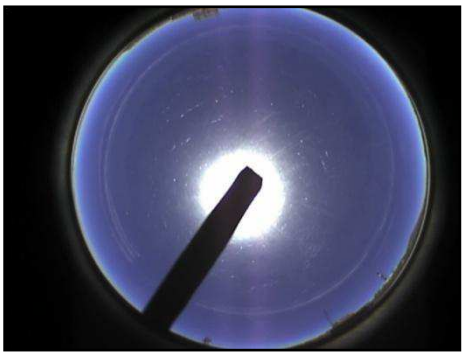
El criterio de selección de días despejados que se ha tenido en cuenta a la hora de seleccionar los días de estudio lo desarrollaremos en el Capítulo 5 (Apartado 5.2.1). El OAI dispone de imágenes HRV (*Visible de Alta Resolución*) e IR (*Infrarroja de Alta Resolución*) tomadas por el satélite MSG (***M**eteosat **S**egunda **G**eneración*) cada 15 minutos, y de una cámara SONA, caracterizada por ser una cámara robusta y completamente automatizada, capaz de tomar imágenes en los rangos visible e infrarrojo siguiendo un cronograma con intervalos programados cada 5 minutos. Una de las grandes ventajas que presenta esta cámara es la posibilidad de tomar imágenes de alta resolución durante períodos diurnos (a color) y nocturnos (en blanco y negro) (Figura 4.3). Estas dos herramientas permiten detectar de forma visual si un día es despejado o no y por lo tanto comprobar los resultados obtenidos a la hora de aplicar el criterio de selección mencionado anteriormente.



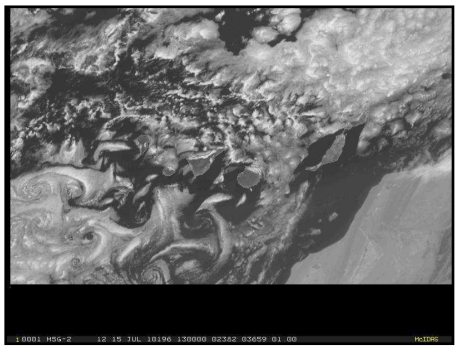
(a) 15/07/2010 (05:00)



(b) 15/07/2010 (05:00)



(c) 15/07/2010 (13:00)



(d) 15/07/2010 (13:00)

Figura 4.4.- Imágenes tomadas en la estación de Izaña para diferentes momentos del 15 de julio de 2010: (a) Imagen nocturna tomada por la cámara SONA a las 05:00 horas en la estación de Izaña. (b) Imagen IR tomada por el satélite MSG en la región de Canarias a las 05:00 horas. (c) Imagen diurna tomada por la cámara SONA a las 13:00 horas en la estación de Izaña. (d) Imagen HRV tomada por el satélite MSG en la región de Canarias a las 13:00 horas.

Una vez aplicadas las herramientas anteriores y seleccionados los días, hemos comprobado que no se trata únicamente de días despejados con ausencia de nubes altas, sino que además se trata de días con baja turbiedad en la atmósfera. Por ello, hemos analizado la variación diurna del AOD para los días seleccionados, parámetro que nos va a dar el grado de turbiedad que presenta la atmósfera a lo largo del día.

Además de las diferentes herramientas expuestas anteriormente, el CIAI además de tener el OAI tiene otro observatorio en Santa Cruz de Tenerife, a 52 metros sobre el nivel del mar. En este observatorio se dispone de un LIDAR (***L**igth **D**etection **A**nd **R**anging*) instalado de forma continuada desde Julio de 2002 (Figura 4.5). Este instrumento nos va a ayudar a caracterizar los aerosoles (partículas en suspensión y nubes), sirviendo como herramienta auxiliar para corroborar los días seleccionados.

EL LIDAR pertenece al Área de Instrumentación e Investigación Atmosférica del INTA (***I**nstituto **N**acional de **T**écnica **A**eroespacial*) y opera en SCO en colaboración con AEMET. Es un sistema desarrollado por la NASA con el objetivo de poder construir una red robusta global, llamada MPLNET, que permite tanto la validación de instrumentos orbitales que emplean esta técnica, como para estudios climáticos de aerosoles. Este LiDAR forma parte de la red MPLNET siguiendo su protocolo de medidas, operando de modo continuo (24 horas/día, 365 días/año) excepto en el solsticio de verano al mediodía. Actualmente forma parte de la red SPALINET (***S**panish and **P**ortuguese **A**erosol **L**idar **Net**work*) (Córdoba y Gil., 2008).

El LIDAR es un instrumento de teledetección activa que se utiliza para la caracterización de las partículas atmosféricas en suspensión. Puede operar desde diversas plataformas: satélites, aviones y estaciones en superficie. La técnica de medida de este instrumento consiste en emitir luz láser monocromática a la atmósfera que es dispersada por las partículas que encuentra en su recorrido. Parte de la radiación

dispersada lo hace hacia atrás en dirección hacia el instrumento (retrodifusión o difusión en 180°) donde es registrada de forma continua desde el momento de la emisión del pulso del láser (Córdoba y Gil., 2008).

Figura 4.5.- Imagen del LIDAR micropulsado MPL: MPL-3 instalado en la estación de SCO (Fuente: INTA).

4.3.1.- Día de estudio de cielo despejado: 20 de Abril de 2009.

El 20 de Abril de 2009 (Juliano 110) es un día de baja turbiedad, ya que según los datos de *AERONET* el promedio de AOD a 500 nm es 0.029, y con ausencia de nubes como se puede observar en las imágenes facilitadas por la cámara SONA (Figura 4.6). Por tanto, es un día adecuado para estudiar la comparación entre las medidas experimentales y las simuladas con el modelo *LibRadtran*. Para este día, el Sol sale a las 06:40 horas y se pone a las 19:29 horas, alcanzando su punto más próximo al cenit a las 13:05 horas (SZA de 17.1°).

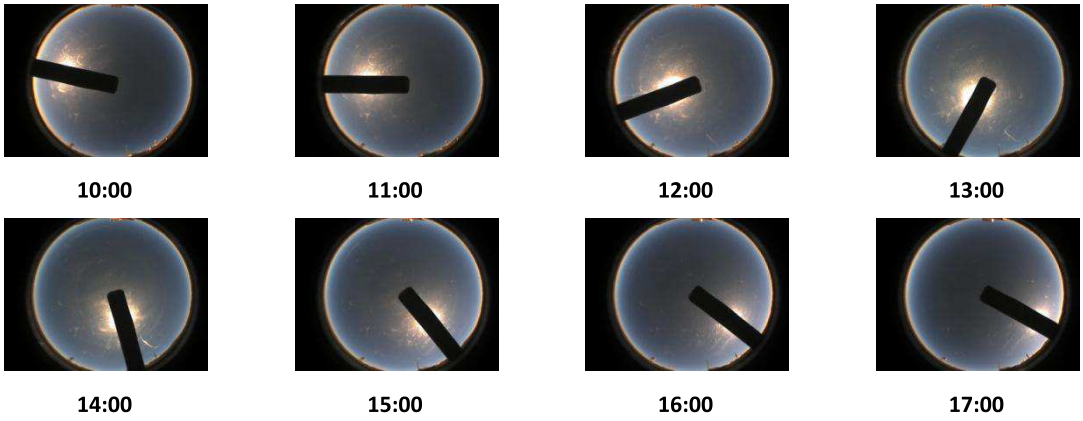


Figura 4.6.- Imágenes de la Cámara SONA en la estación de Izaña el 20 de abril de 2009 a diferentes horas del día.

En la Tabla 4.2 se muestran los diferentes valores que toman algunas de las variables meteorológicas medidas *in situ* en el OAI, como son la temperatura, la presión y la humedad relativa.

La temperatura máxima medida el 20 de abril fue de 13.6°C alcanzada a las 20:57 horas, mientras que los valores mínimos fueron tomados durante el mediodía, alcanzando un valor de 6.2°C. La presión no presenta una variación importante a lo largo del día, pues apenas existe una diferencia de 2.1 hPa entre el valor máximo y el valor mínimo registrados. En cambio, una variable que varía bastante a lo largo del día es la humedad relativa, ya que entre el valor máximo y mínimo registrado existe una diferencia del 48%. Tanto el valor mínimo como el valor máximo fueron tomados a últimas horas del día.

Tabla 4.2.- Datos meteorológicos medidos experimentalmente en la estación de Izaña el día 20 de abril de 2009.

Datos Meteorológicos: 20 de abril de 2009				
	Promedio	**σ**	**Máximo**	**Mínimo**
Temperatura (°C)	9.9	1.8	13.6	6.2
Presión (hPa)	772.8	0.5	773.8	771.7
Humedad Relativa (%)	30	8	57	9

A continuación estudiaremos los diferentes parámetros que le vamos a dar de entrada al modelo *LibRadtran* para estudiar la comparación entre las medidas experimentales y las simuladas. En el Capítulo 3 (Apartado 3.2) hemos visto las principales variables que vamos a tener en cuenta: el AOD medido a una longitud de onda de 500 nm, los parámetros de Ångström (α y β), el parámetro de asimetría, el albedo de *scattering* simple, y el contenido de vapor de agua en columna. Estos parámetros han sido facilitados por la Red *AERONET.* Además de los parámetros mencionados anteriormente vamos a tener en cuenta el contenido total de ozono y el albedo de la superficie. En la Figura 4.7 y Tabla 4.3 se muestra la variación del AOD a 500 nm, parámetro α, vapor de agua, ozono y albedo a lo largo del 20 de abril de 2009.

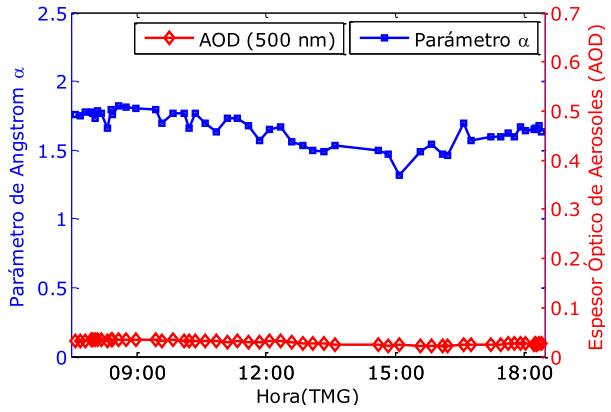


Figura 4.7(a).- Variación del parámetro de Ångström (α) y del AOD a 500 nm en el OAI el 20 de abril de 2009. La línea azul representa los datos del parámetro α y la línea roja representa los datos de AOD a 500 nm. Ambas medidas han sido tomadas con un fotómetro solar CIMEL (Fuente: Red *AERONET, Versión 2.0*).

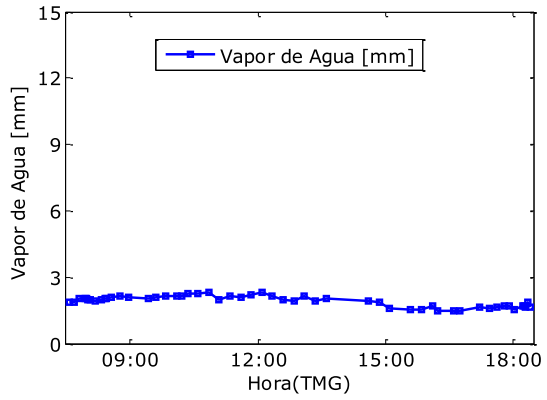


Figura 4.7(b).- Variación del contenido de vapor de agua en columna en el OAI el 20 de abril de 2009. La medida ha sido tomada con un fotómetro solar CIMEL (Fuente: Red *AERONET, Versión 2.0*).

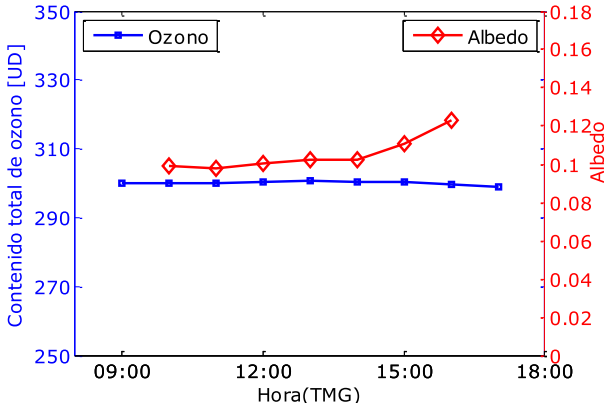


Figura 4.7(c).- Variación del contenido total de ozono y del albedo en la superficie en el OAI el 20 de abril de 2009. La línea roja representa los datos de albedo de la superficie medidos con un albedómetro y la línea azul representa los datos del contenido total de ozono medidos con el espectrorradiómetro Brewer #157 (Fuente: *http://www.iberonesia.net*).

Tabla 4.3.- Variación de las diferentes variables de entrada al modelo *LibRadtran* el 20 de abril de 2009 en la estación de Izaña. Los valores de las variables son pequeños por lo que vamos a considerar a lo largo de todo el presente capítulo las variables con tres cifras significativas, excepto los valores del contenido total de ozono y del albedo de la superficie.

20 de abril de 2009 (Juliano 110)				
	Promedio	**σ**	**Máximo**	**Mínimo**
Espesor Óptico de Aerosoles (AOD, 500 nm)	0.029	0.004	0.035	0.022
Parámetro de Ångström (α)	1.655	0.115	1.818	1.318
Parámetro de asimetría (g, 675 nm)	0.552	0.021	0.577	0.521
Albedo de *Scattering* Simple (ω_o, 675 nm)	0.995	0.002	0.996	0.991
Vapor de Agua (mm)	1.912	0.238	2.306	1.456
Contenido total de Ozono (U.D.)	300	1	300	299
Albedo de la superficie	0.11	0.01	0.12	0.10

Si estudiamos la variación diaria del parámetro de Ångström (α) medido con el fotómetro solar CIMEL (Figura 4.7(a)), vemos que este parámetro va disminuyendo a lo largo de la mañana hasta aproximadamente las 15:00 horas. A partir de esta hora empieza a aumentar y se mantiene constante a últimas horas del día. Como vimos en el Capítulo 3 (Apartado 3.2.2) el parámetro α está relacionado con el tamaño del aerosol y en este caso al tomar α un valor promedio superior a 1.6 se trata de aerosoles formados en su mayor parte por partículas pequeñas. El valor promedio para el vapor de agua entre el orto y el ocaso es de 1.912 mm.

El contenido total de ozono es facilitado por el espectrorradiómetro Brewer #157 a través de la web *http://www.iberonesia.net*. Esta variable es prácticamente constante a lo largo del día y solamente podemos observar una leve disminución al final del día (Figura 4.7(c)). El valor promedio es de 300 U.D. con una desviación estándar de 1 U.D., lo que indica una gran estabilidad de la masa de aire a nivel atmosférico a lo largo de todo el día.

El albedo de la superficie ha sido medido con un albedómetro instalado en el OAI. Este parámetro permanece constante a lo largo del día aunque se aprecia un aumento al final del día. El promedio entre el orto y el ocaso fue de 0.11 (Figura 4.7(c)).

A continuación estudiamos la información que facilita el LIDAR para este día en particular. La Figura 4.8 muestra la evolución temporal de la señal corregida de rango (RCS) a una longitud de onda de 523 nm obtenida con el LIDAR instalado en SCO. Este tipo de representación permite evaluar la estabilidad atmosférica sobre la estación de medida en el transcurso del tiempo. La escala de color representa la intensidad de la señal retrodispersada detectada por el LIDAR en función de la altura. Este parámetro proporciona información sobre la concentración de partículas en la atmósfera y su evolución permite detectar la entrada de partículas en la columna atmosférica situada sobre el sistema LIDAR y detectar la presencia de nubes.

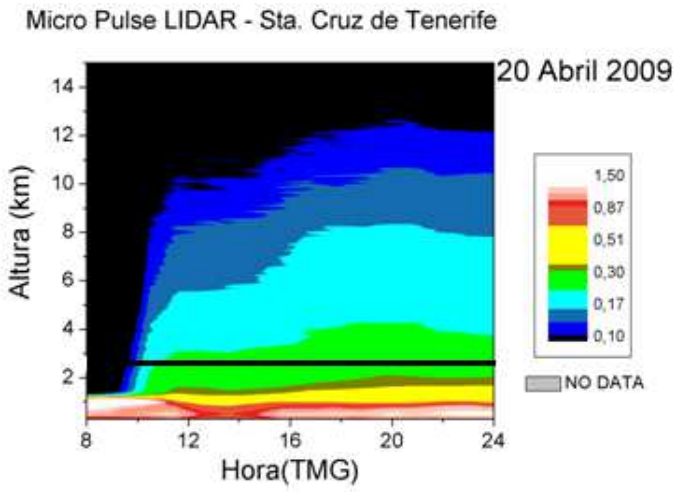


Figura 4.8.- Evolución temporal de la señal corregida en rango a una longitud de onda de 523 nm medida con el LIDAR entre las 08:00 horas y las 24:00 horas del 20 de abril de 2009 desde superficie en la estación de SCO (Fuente: Yballa Hernández, *CIAI*). La línea negra representa la altitud a la que se encuentra la estación de Izaña.

Basándonos en que menores valores de señal retrodispersada indican menor concentración de partículas en la atmósfera (Figura 4.8), establecemos el siguiente criterio de valores. Los diferentes colores azules y verdes (menor que 0.30) representan niveles con baja turbiedad en la atmósfera, el color amarillo (entre 0.30 y 0.50) representan niveles con turbiedad moderada en la atmósfera y los colores rojizos (mayor de 0.51) representan nubes.

Siguiendo el criterio mencionado anteriormente, podemos decir, que a 2.400 m de altitud a la que se encuentra el OAI, predomina una atmósfera con baja turbiedad y se puede apreciar que no existen nubes a esta altitud ni en las capas de la atmósfera situadas por encima de la estación (Línea negra de la Figura 4.8). Esto refuerza la hipótesis de considerar el 20 de abril de 2009 un día con baja turbiedad y sin nubes. La franja de colores rojizos que se aprecia por debajo de 1 km corresponde al mar de nubes.

4.3.1.1.- Comparación de la radiación global, directa y difusa medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo LibRadtran el 20 de Abril de 2009.

A continuación vamos a comparar los datos experimentales de radiación global, directa y difusa en el rango espectral comprendido entre 330 nm-2600 nm con las obtenidas con el modelo de transferencia radiativa *LibRadtran.*

Como vimos en el Capítulo 3, el modelo *LibRadtran* permite introducir una gran variedad de parámetros relacionados con los aerosoles. En este caso, vamos a considerar la variación diaria de los parámetros de Ångström (α y β), el AOD a 500 nm, el promedio diario del parámetro de asimetría y del albedo de *scattering* simple, ambos a 675 nm, y el perfil de aerosoles definido por Shettle (1989), aunque con alguna variación dada la situación geográfica de la estación. Consideramos aerosoles de tipo marítimo en la capa límite y además especificamos la estación del año que estamos considerando. El resto de parámetros permanecen con sus valores por defecto, es decir, aerosoles de fondo por encima de los 2 km de la atmósfera y visibilidad de 50 km en horizontal.

Tabla 4.4.- Fichero de entrada que se le ha dado al modelo *LibRadtran* para obtener la simulación de la radiación el 20 de abril de 2009 en la estación de Izaña a las 18:35 horas (SZA 78.3°).

```
aerosol_angstrom 1.606284 0.008092842
aerosol_default
aerosol_haze 4
aerosol_season 1
aerosol_set_gg 0.85
aerosol_set_ssa 0.9
aerosol_vulcan 1
albedo 0.11049
altitude 2.4
atmosphere_file ../data/atmmod/izana/atmod-izo-04.dat
correlated_k SBDART
day_of_year 110
deltam on
h2o_precip 1.68628
nstr 10
o3_crs Bass_and_Paur
output_user lambda edir edn eup eglo enet esum
ozone_column 300.049
pressure 772.7791
rte_solver sdisort
solar_file ../data/solar_flux/kurudz_1.0nm.dat
sza 78.316247637
transmittance_wl_file paso10.0nm.txt
wavelength 330.0 2600.0
quiet
```

El fichero de entrada que le vamos a dar al modelo para este día, por ejemplo para las 18:35 (SZA 78.3°), queda reflejado en la Tabla 4.4. Durante este día el fotómetro solar midió entre las 07:35 horas y las 18:35 horas, con un total de 55 medidas.

En la Figura 4.9 podemos ver la comparación de las tres componentes de la radiación medidas experimentalmente en la estación de Izaña y las simuladas con el modelo *LibRadtran,* así como las diferencias relativas, d_r , entre ellas y que vienen dadas por la siguiente ecuación:

$$d_r(\%) = \frac{Radiación_{exp} - Radiación_{modelo}}{Radiación_{exp}} \; x \; 100 \qquad \text{(Ec 4.1)}$$

La radiación global medida experimentalmente se ajusta bastante a las medidas simuladas con el modelo, como podemos ver en la Figura 4.9(a). La mayor diferencia relativa la vamos a encontrar en las medidas próximas al orto y al ocaso, aunque en ningún momento la diferencia relativa va a alcanzar el 6.5%. Por ejemplo a un SZA de 75.5° tenemos una diferencia del 6.18%, en cambio para SZA menores esta diferencia no supera el 3% (Tabla 4.5). Estas diferencias pueden ser debidas al incremento de la incertidumbre del modelo al simular a estos SZA (Dahlback y Stamnes, 1991). La incertidumbre asociada a la resolución de la ETR con el algoritmo *Disort2* se incrementa para valores de SZA mayores de 70°, las diferencias disminuyen significativamente si sólo observamos las simulaciones a SZA menores de 70°. Esta diferencia la podemos situar dentro de la incertidumbre experimental del instrumento de medida, que para el piranómetro CM-21 es del 2%, tanto de la radiación global como de los parámetros de entrada al modelo. Si consideramos solamente las medidas registradas a SZA menores de 70° la diferencia relativa se encuentra dentro del intervalo comprendido entre el 1.03% y el 2.18% para las medidas de la mañana, y entre el 1.18% y el 3.47% para las medidas de la tarde. En todos los momentos del día las medidas simuladas con el modelo subestiman las medidas experimentales.

En la Figura 4.9(b) se muestra la comparación de la radiación directa, al igual que le ocurría a la global existe una buena correlación entre las medidas experimentales y la simulación. Al contrario de lo que ocurría con la radiación global, las mayores diferencias relativas las vamos a tener en las horas centrales del día, aunque en ningún momento del día se supera el 3% y las diferencias menores las vamos a encontrar en las horas próximas al orto (Tabla 4.5). Si solamente tenemos en cuenta las medidas realizadas a SZA menores de 70° la diferencia relativa se encuentra dentro del intervalo comprendido entre el 1.15% y el 2.85% en las medidas de la mañana, y entre el 1.71% y el 2.92% en las medidas de la tarde. Las medidas simuladas con el modelo subestiman las medidas experimentales.

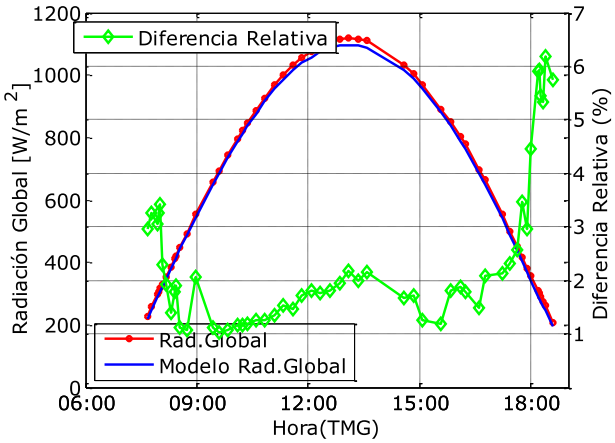
La componente que presenta una mayor diferencia entre las medidas experimentales y las simuladas es la componente difusa (Figura 4.9(c)). La mayor diferencia la vamos a encontrar a lo largo de la mañana y en horas puntuales de la tarde, alcanzando una diferencia máxima en torno al 10%. Si solamente tenemos en cuenta las medidas realizadas a SZA menores de 70° la diferencia relativa se encuentra

dentro del intervalo comprendido entre el 3.83% y el 10% en las medidas de la mañana, y entre el 2.95% y el 7.94% en las medidas de la tarde. Las medidas simuladas con el modelo subestiman las medidas experimentales. Este comportamiento ha sido observado en diferentes intercomparaciones que se han realizado entre medidas experimentales y simuladas con diferentes modelos (Fouquart et al., 1991) y (Halthore et al., 1997, Halthore et al., 2005). Normalmente estas discrepancias son mayores cuando nos encontramos en regiones de latitudes medias (Halthore et al., 2005).

En la Figura 4.9(c) se muestra la radiación difusa derivada (ecuación 4.2). La radiación difusa derivada resulta ser de gran importancia ya que se emplea como parámetro de entrada en diversos modelos para el cálculo de la radiación en planos inclinados. Si estudiamos el comportamiento de estas medidas, podemos ver que en las horas próximas al orto y al ocaso la radiación difusa derivada es mayor que la obtenida experimentalmente, y durante las horas centrales del día el comportamiento es contrario.

$$Radiación_{Difusa} = Radiación_{Global} - Radiación_{Directa} \cdot \cos(\theta) \qquad \text{(Ec 4.2)}$$

Como vimos en el Capítulo 3, tanto la radiación directa como la difusa dependen de los parámetros de aerosoles y del contenido total de vapor de agua. Cuanto más pequeño es el AOD, más incertidumbre presenta la medida del fotómetro solar CIMEL, hecho que es fundamental para este caso de estudio, ya que para un AOD de 0.02, el instrumento presenta un error relativo de hasta el 25% (Holben et al., 1998). Otro factor importante a tener en cuenta es el contenido de vapor de agua en columna, ya que el fotómetro solar CIMEL tiende a medir menor cantidad de agua de lo esperado en atmósferas secas (Romero et al., 2009).



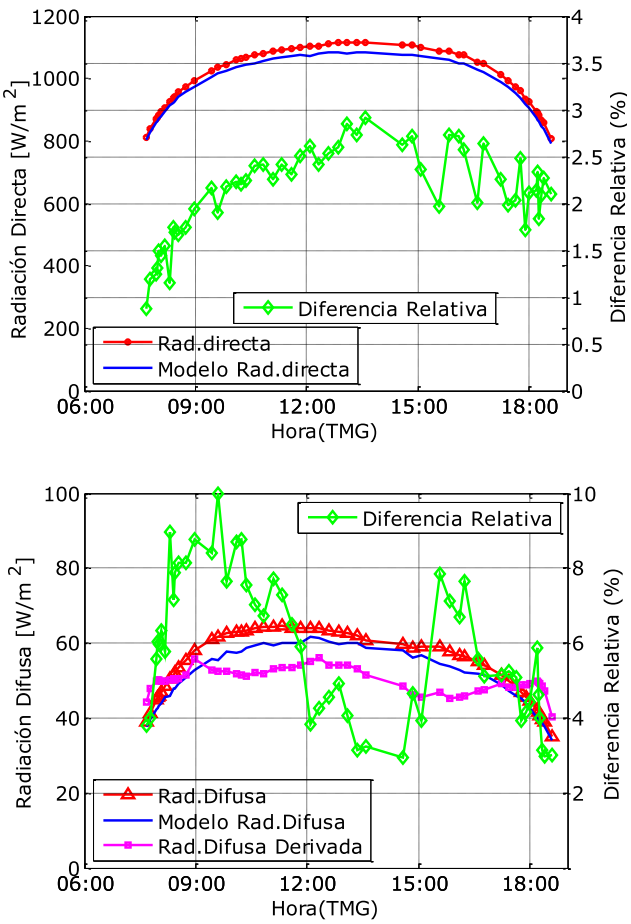


Figura 4.9.- Comparación entre la radiación (a) global, (b) directa y (c) difusa medidas experimentalmente y simuladas con el modelo *LibRadtran* a lo largo del 20 de abril de 2009. La línea roja representa las medidas experimentales, la línea azul la radiación obtenida con el modelo y la línea verde la diferencia relativa entre ambas medidas.

Tabla 4.5.- Diferencias relativas obtenidas al comparar la radiación global, directa y difusa medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo *LibRadtran* a diferentes horas del 20 de abril de 2009. Se han tomado de referencia las medidas experimentales.

Caso de estudio: 20 de Abril de 2009 (Juliano 110)				
Hora	SZA (°)	Rad. Global (%)	Rad. Directa (%)	Rad. Difusa (%)
09:00	57.1	2.06	1.94	8.77
11:00	31.7	1.35	2.26	7.71
13:00	17.1	2.18	2.85	4.07
15:00	34.1	1.25	2.36	3.93
17:00	59.7	2.12	2.26	5.15

Para cada una de las tres componentes hemos realizado un ajuste lineal (Tabla 4.6), tomando en el eje X las medidas experimentales y en el eje Y las medidas simuladas con el modelo. En los tres casos la pendiente de la recta (a) es prácticamente la unidad y además los errores, tanto de la pendiente (Δa) como de la ordenada en el eje Y (Δb), reflejan un alto grado de correlación entre las medidas

experimentales y las simuladas, esto lo podemos corroborar con los valores de los coeficientes de correlación (R^2), que en los tres casos son muy próximos a la unidad. Los errores cuadráticos medios, en tanto por ciento, presentan un comportamiento similar a lo expresado anteriormente, con valores menores al 3% para la componente global y directa, y menor del 6.5% para componente la difusa.

Tabla 4.6.- Comparación de la radiación global, directa y difusa medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo *LibRadtran,* el 20 de abril de 2009. El coeficiente "a" indica la pendiente de la recta de ajuste, "Δa" el error asociado a dicha pendiente, "b" el origen de la recta de regresión, "Δb" el error asociado del coeficiente b, "R^2" el coeficiente de correlación y "RMSE" el error cuadrático medio.

Caso de estudio: 20 de Abril de 2009 (Juliano 110) $I_{modelo} = a\, I_{exp} + b$				
	$a \pm \Delta a$	$b \pm \Delta b$	R^2	RMSE
Rad. Global	0.991 ± 0.002	-7.159 ± 1.355	1.000	13.83 (2.76%)
Rad. Directa	0.942 ± 0.001	36.600 ± 4.329	0.999	22.53 (2.18%)
Rad. Difusa	0.903 ± 0.016	2.036 ± 0.874	0.984	3.49 (6.14%)

4.3.1.2.- Comparación entre el índice ultravioleta (UVI) medido experimentalmente y el simulado con el modelo LibRadtran el 20 de Abril de 2009.

El UVI se define según el "*Global Solar UV Index*" (WHO, 2002) como una medida sencilla de la intensidad de la radiación UV en la superficie terrestre. Dicho índice es una medida de la radiación UV en una superficie horizontal, es adimensional y se define mediante la siguiente fórmula:

$$UVI = k_{er} \int_{250\ nm}^{400\ nm} E_\lambda \cdot S_{er}(\lambda)\, d\lambda \qquad \text{(Ec 4.3)}$$

donde E_λ es la radiación espectral solar expresada en W/m^{2}nm a la longitud de onda λ, $S_{er}(\lambda)$ es el espectro de acción de referencia para el eritema y k_{er} es una constante igual a 40 W/m^2.

EL UVI se puede determinar mediante mediciones o cálculos basados en modelos. Existen dos posibles enfoques basados en mediciones, el primero consiste en utilizar un espectrorradiómetro y calcular el UVI mediante la Ecuación (4.3) y el segundo consiste en utilizar un detector de banda ancha calibrado y preparado para proporcionar el UVI directamente. Para la predicción del UVI se utiliza un modelo de transferencia radiativa (WMO, 2002).

En este apartado vamos a comparar las medidas del índice ultravioleta (UVI) medido experimentalmente en el OAI con un piranómetro de banda ancha YES (Capítulo 1, Apartado 1.4.4) y el obtenido con el modelo de transferencia radiativa *LibRadtran.*

Los parámetros generales con los que hemos alimentado el modelo *LibRadtran* quedan reflejados en la Tabla 4.1. La única diferencia respecto a esta tabla es que en este caso vamos a utilizar como sección eficaz del ozono la de Molina and Molina (Molina y Molina, 1986), ya que es la que recomienda la OMM para el estudio del UVI y el rango espectral será entre 280 nm y 315 nm. El resto de variables de entrada para este día las podemos consultar en la Tabla 4.3 y podemos ver su variación diaria en las diferentes Figuras 4.7.

El UVI va a depender de muchos factores atmosféricos, pero entre ellos los más destacados son el SZA, la nubosidad, el contenido total de ozono, el AOD y el albedo de la superficie. Este último parámetro es muy importante en la estación de Izaña debido a la presencia del mar de nubes y como se ha visto en García (2008a), afecta de una manera bastante importante en este intervalo del rango espectral (Kylling et al., 2000a). En la Figura 4.10 se observa la ubicación del mar de nubes respecto a la situación del OAI. En ellas podemos ver que el mar de nubes que va a afectar a la radiación medida experimentalmente en la estación de Izaña es el originado en las laderas de barlovento, mientras que no se aprecia formación del mar de nubes en las laderas de sotavento.

15:15 **16:30** **17:15** **17:45**

Figura 4.10.- Imágenes HRV tomadas por el satélite MSG sobre Tenerife y alrededores el día 20 de abril de 2009 a diferentes horas del día. El punto amarillo indica la situación de la estación de Izaña.

A continuación se muestra la comparación entre el UVI medido experimentalmente y el simulado con el modelo *LibRadtran*, así como las diferencias relativas encontradas entre ambas medidas.

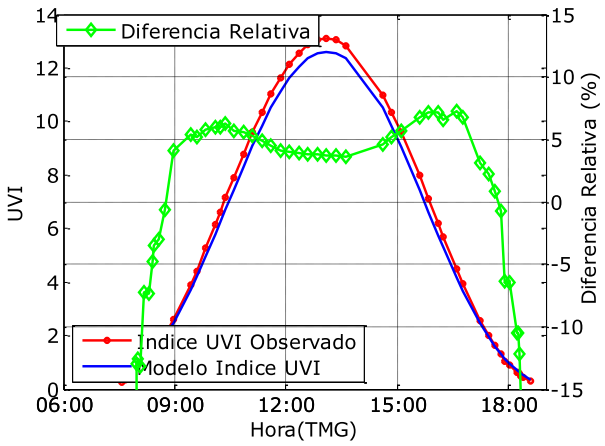


Figura 4.11(a).- Comparación entre el UVI medido experimentalmente y el simulado con el modelo *LibRadtran* a lo largo del 20 de abril de 2009. La línea roja representa el UVI medido experimentalmente, la línea azul el índice simulado con el modelo *LibRadtran* y la línea verde la diferencia relativa entre ambas medidas.

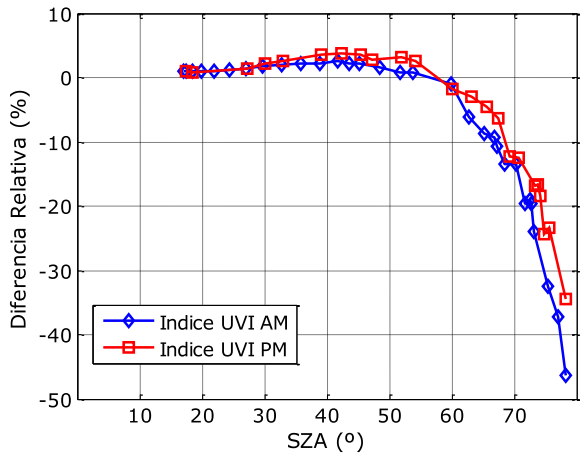


Figura 4.11(b).- Diferencia relativa obtenida al comparar el UVI medido experimentalmente y el simulado con el modelo en función del SZA el 20 de abril de 2009. La línea azul corresponde a las medidas de la mañana (AM) y la línea roja corresponde a las medidas de la tarde (PM).

En la Figura 4.11(a) podemos ver la comparación entre el UVI medido experimentalmente con el piranómetro Yankee UV-B y el UVI simulado con el modelo. La mayor diferencia relativa, en valor absoluto, la vamos a tener a SZA grandes, donde esta diferencia alcanza por la mañana un 39% y por la tarde el 28%. A SZA > 65° el modelo subestima el valor del UVI y para SZA<65° ocurre lo contrario. En cambio durante el transcurso del día esta diferencia disminuye significativamente, pues entre las 09:00 de la mañana y las 17:00 de la tarde la diferencia no supera el 6%. Esto también queda reflejado en la Figura 4.11(b), donde se puede apreciar que para SZA menores de 60° la diferencia es menor del 6% tanto para las medidas tomadas durante la mañana como las tomadas durante la tarde.

Tabla 4.7.- Comparación del UVI medido experimentalmente y el simulado con el modelo *LibRadtran,* el 20 de abril de 2009. El coeficiente "a" indica la pendiente de la recta de ajuste, "Δa" el error asociado a dicha pendiente, "b" el origen de la recta de regresión, "Δb" el error asociado del coeficiente b, "R^2" el coeficiente de correlación y "RMSE" el error cuadrático medio.

Caso de estudio: 20 de abril de 2009 (Juliano 110) $I_{modelo} = a\, I_{exp} + b$				
	$a \pm \Delta a$	$b \pm \Delta b$	R^2	RMSE
Índice UVI	0.947 ± 0.003	0.068 ± 0.019	0.999	0.33 (11.11%)

Si realizamos un ajuste lineal entre las medidas experimentales y las simuladas con el modelo, obtenemos los resultados expuestos en la Tabla 4.7, donde podemos reafirmar la buena concordancia que existe entre ambas medidas.

Habitualmente se presenta el valor máximo diario del índice UVI, definido como el valor promedio de la radiación en torno a 30 minutos del mediodía solar (WMO, 2002). Para este día según las medidas experimentales el valor máximo de UVI es 13.1 y según el modelo *LibRadtran* es 12.6, por lo que existe una diferencia relativa del 3.82%, tomando como referencia el UVI experimental.

El valor de UVI de mayor interés es el registrado al mediodía solar, coincidiendo con el valor máximo registrado, por lo que si se obtienen estos buenos resultados para una serie considerable de días despejados con características similares a las expuestas durante este caso de estudio, condiciones típicas que se suelen dar con mayor frecuencia en el OAI, el modelo *LibRadtran* va a ser una herramienta muy útil a la hora de predecir el índice ultravioleta con una alta precisión (WMO, 2002).

4.3.2.- Día de estudio de cielo despejado: 16 de Mayo de 2010.

Un caso de estudio similar al anterior es el 16 de mayo de 2010 (Juliano 136), se trata de un día de baja turbiedad ya que según los datos de *AERONET* el promedio de AOD a 500 nm es 0.027 y con ausencia de nubes, como se aprecia en la Figura 4.12. Para este día, el Sol sale a las 06:20 horas de la mañana y se pone a las 19:44 horas, alcanzando su punto más próximo al cenit a las 13:02 horas (SZA de 9.5°).

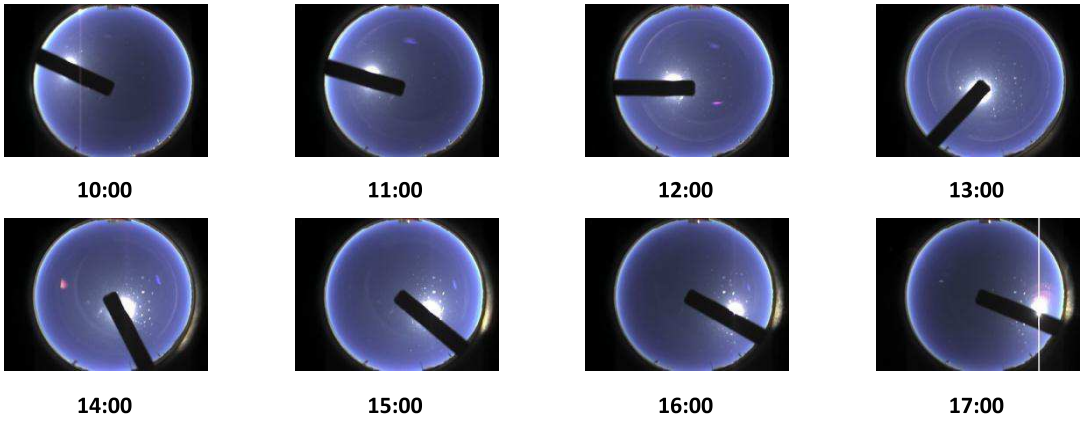


Figura 4.12.- Imágenes de la cámara SONA en la estación de Izaña el 16 de mayo de 2010 a diferentes horas del día.

La temperatura máxima medida este día fue de 9.5°C. El valor promedio diario fue de 6.7°C con una desviación de 2.4°C. La presión no varía significativamente a lo largo del día, pues entre el valor máximo y mínimo alcanzado existe una diferencia de 3.2 hPa. La humedad relativa presente en la atmósfera varía a lo largo del día. Tanto el valor máximo como el mínimo de humedad se van a registrar durante la noche, alcanzando incluso el valor máximo de 100%. La media diaria de humedad relativa para este día es de 39% (Tabla 4.8).

Tabla 4.8.- Datos meteorológicos medidos *in situ* en la estación de Izaña el 16 de mayo de 2010.

Datos Meteorológicos: 16 de mayo de 2010 (Juliano 136)				
	Promedio	**σ**	**Máximo**	**Mínimo**
Temperatura (°C)	6.7	2.4	9.5	0.6
Presión (hPa)	767.5	0.9	769.1	765.9
Humedad Relativa (%)	39	28	100	3

A continuación estudiaremos la variación de los diferentes parámetros que intervienen en el modelo a lo largo del 16 de mayo de 2010 en el OAI. Al igual que hicimos en el caso anterior vamos a estudiar las variaciones del AOD a 500 nm, parámetro de Ångström (α), el contenido total de vapor de agua, el contenido total de ozono y el albedo de la superficie.

Tabla 4.9.- Variación de las diferentes variables atmosféricas el 16 de mayo de 2010 en la estación de Izaña.

16 de mayo de 2010 (Juliano 136)				
	Promedio	**σ**	**Máximo**	**Mínimo**
Espesor Óptico de Aerosoles (AOD, 500 nm)	0.027	0.002	0.030	0.023
Parámetro de Ångström (α)	1.227	0.058	1.347	1.085
Parámetro de Asimetría (g, 675 nm)	0.582	0.028	0.629	0.539
Albedo de *Scattering* Simple (ω_o, 675 nm)	0.928	0.118	0.996	0.681
Vapor de Agua (mm)	1.133	0.143	1.386	0.861
Contenido total de Ozono (U.D.)	340	5	350	334
Albedo de la superficie	0.12	0.01	0.15	0.11

El contenido total de ozono, en este caso presenta una variación mayor que en el caso de estudio anterior, entre el valor máximo y el mínimo registrado existe una diferencia de 16 U.D. El promedio de ozono, entre las 09:00 horas y las 16:00 horas, es de 340 U.D con una desviación estándar de 5 U.D.

4.3.2.1.- Comparación de la radiación global, directa y difusa medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo LibRadtran el 16 de Mayo de 2010.

A continuación vamos a comparar las medidas de radiación global, directa y difusa medidas experimentalmente en el rango espectral comprendido entre 330 nm-2600 nm, y las simuladas con el modelo de transferencia radiativa *LibRadtran* para el 16 de mayo de 2010.

Respecto a los parámetros correspondientes a los aerosoles, vamos a introducir en el modelo *LibRadtran* la variación diaria de los parámetros de Ångström (α), el AOD a 500 nm a las diferentes horas que proporciona datos el fotómetro CIMEL (en concreto, 62 medidas), el promedio diario del parámetro de asimetría y del albedo de *scattering* simple (Tabla 4.9), ambos a 675 nm, y el perfil de aerosoles definido por Shettle (1989), considerando las mismas variaciones que en el caso de estudio anterior, Apartado 4.3.1.1. Para el resto de variables vamos a considerar la variación diaria del contenido de vapor de agua en columna y el promedio diario del contenido total de ozono y del albedo de la superficie.

En la Figura 4.14 se muestra la comparación de la radiación global, directa y difusa medidas experimentalmente y simuladas con el modelo.

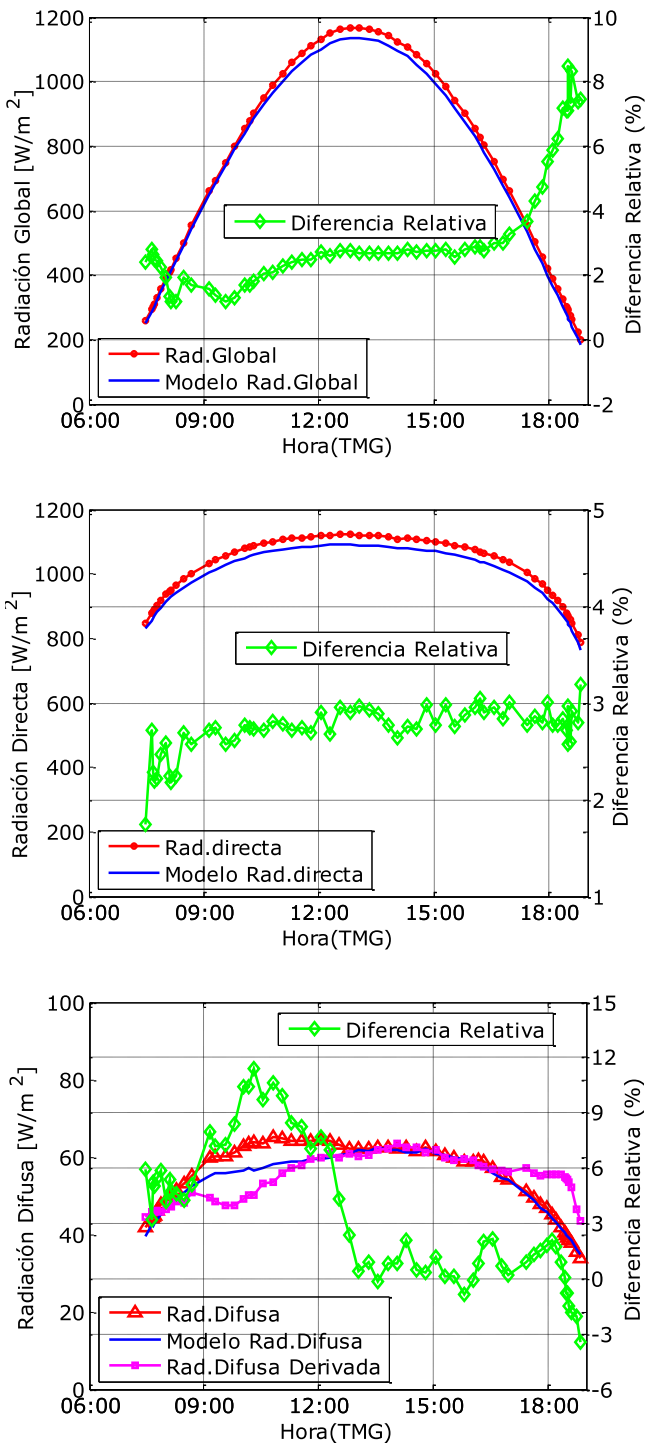


Figura 4.13.- Comparación entre la radiación (a) global, (b) directa y (c) difusa medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo *LibRadtran* a lo largo del 16 de mayo de 2010. La línea roja representa las medidas experimentales, la línea azul la radiación obtenida con el modelo y la línea verde la diferencia relativa entre ambas medidas.

En la Figura 4.13(a) se muestra la comparación entre la radiación global medida experimentalmente y la simulada con el modelo. La mayor diferencia relativa la vamos a tener a últimas horas de la tarde, alcanzando un valor máximo del 8.47% a un SZA de 74.3°, en cambio, en las horas centrales del día esta

diferencia no supera el 3% (Tabla 4.10). Si analizamos por separado las diferencias relativas entre las medidas de la mañana y las de la tarde, considerando SZA menores de 70°, vemos que existe una mejor correlación entre las medidas de la mañana, con una diferencia entre el 1.18% y el 2.78%, y entre el 2.58% y el 8.47% para las medidas de la tarde.

En la Figura 4.13(b) se muestra la comparación de la radiación directa medida experimentalmente y la simulada con el modelo. La diferencia relativa es bastante constante a lo largo del día (Tabla 4.10), las diferencias relativas durante la mañana oscilan entre el 1.74% y el 2.96%, mientras que las de la tarde oscilan entre el 2.57% y el 3.19%, considerando en ambos casos todos los SZA.

Tabla 4.10.- Diferencias relativas obtenidas al comparar la radiación global, directa y difusa medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo *LibRadtran* a diferentes horas del 16 de mayo de 2010. Se ha tomado de referencia las medidas experimentales.

Caso de estudio: 16 de mayo de 2010 (Juliano 136)				
Hora	**SZA (°)**	**Rad. Global (%)**	**Rad. Directa (%)**	**Rad. Difusa (%)**
09:00	53.7	1.59	2.71	7.94
11:00	28.8	2.29	2.78	9.93
13:00	9.4	2.66	2.96	0.43
15:00	29.2	2.75	2.76	1.19
17:00	54.1	3.00	3.00	0.21

El comportamiento de la componente difusa es diferente al de las otras dos componentes (Figura 4.13(c)), ya que existe una mayor diferencia entre ambas medidas. La mayor diferencia relativa la vamos a encontrar durante la mañana, alcanzando un valor máximo del 11.37%. A partir del mediodía solar la diferencia va disminuyendo considerablemente, alcanzado en las medidas en torno al mediodía solar una diferencia relativa menor del 1% (Tabla 4.10). Las menores diferencias van a tener lugar a lo largo de la tarde. Si nos fijamos en la figura podemos ver que después del mediodía solar la radiación difusa medida experimentalmente y la simulada coinciden. Al final de la tarde se produce una subestimación de la radiación difusa simulada. En cuanto al comportamiento de la radiación difusa derivada podemos decir que después del mediodía solar se igualan las tres medidas de la radiación difusa, y en las horas próximas al ocaso se produce un aumento de la radiación difusa derivada respecto de la radiación difusa medida experimentalmente y la simulada con el modelo *LibRadtran.*

Según los valores de la Tabla 4.11, la pendiente de la recta de ajuste (a) de la radiación global, entre las medidas experimentales y las simuladas, se ajusta más a la unidad, existiendo una mayor desviación en el caso de las otras dos componentes. En cambio, si nos fijamos tanto en los coeficientes de correlación (R^2) como en los errores cuadráticos medios (RMSE), podemos decir que existe una buena correlación entre las medidas experimentales de la radiación global y directa con las medidas simuladas, ya que los valores de R^2 se aproximan bastante a la unidad y los RMSE(%) son relativamente bajos, pues no

superan en ninguno de los dos casos el 4%, en cambio, para el caso de la radiación difusa el RMSE supera ligeramente el 5%.

Tabla 4.11.- Comparación de la radiación global, directa y difusa medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo *LibRadtran*, el 16 de mayo de 2010. El coeficiente "a" indica la pendiente de la recta de ajuste, "Δa" el error asociado a dicha pendiente, "b" el origen de la recta de regresión, "Δb" el error asociado del coeficiente b, "R^2" el coeficiente de correlación y "RMSE" el error cuadrático medio.

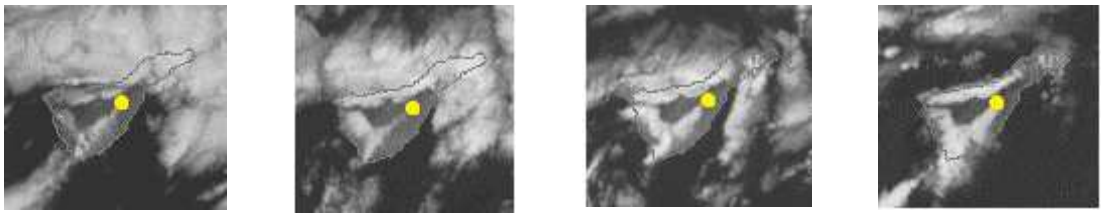
Caso de estudio: 16 de mayo de 2010 (Juliano 136) $I_{modelo} = a\, I_{exp} + b$				
	$a \pm \Delta a$	$b \pm \Delta b$	R^2	RMSE
Rad. Global	0.982 ± 0.002	-7.789 ± 1.897	0.999	21.71 (3.81%)
Rad. Directa	0.934 ± 0.003	9.039 ± 2.908	0.999	38.03 (2.74%)
Rad. Difusa	0.869 ± 0.028	5.101 ± 1.521	0.944	3.06 (5.07%)

4.3.2.2.- Comparación del índice ultravioleta (UVI) medido experimentalmente y simulado con el modelo LibRadtran el 16 de Mayo de 2010.

En este apartado vamos a comparar el UVI medido experimentalmente en la estación de Izaña con el instrumento YES y el simulado con el modelo *LibRadtran* el 16 de mayo de 2010.

Los parámetros generales que se la han dado de entrada al modelo *LibRadtran* quedan reflejados en la Tabla 4.1, excepto, como vimos en el Apartado 4.3.1.2, la sección eficaz del ozono, que vamos a considerar Molina and Molina y el rango espectral que va desde 280 nm a 315 nm, el resto de variables de entrada las podemos consultar en la Tabla 4.9.

En la Figura 4.14 se muestran diferentes imágenes del satélite MSG a diferentes horas del día. En éstas se aprecia una gran diferencia respecto a la Figura 4.10, y es que en este día, la radiación que llega a la estación de Izaña se va a ver afectada tanto por el mar de nubes originado en las laderas de barlovento como el originado en las laderas de sotavento.



09:30 **10:30** **11:30** **14:30**

Figura 4.14.- Imágenes HRV tomadas por el satélite MSG en la región de Tenerife el 16 de mayo de 2010 a diferentes horas del día. El punto amarillo señala la situación de la estación de Izaña.

En la Figura 4.15(a) podemos ver la comparación entre el UVI medido experimentalmente y el simulado con el modelo *LibRadtran*, así como las diferencias relativas encontradas entre ambas medidas. En ella podemos ver que existe una mayor diferencia a lo largo del día que el obtenido para el 20 de abril de 2009. Entre las 09:00 horas de la mañana y las 17:00 horas de la tarde las diferencias relativas, en valor absoluto, se encuentran entre el 14% y el 17%. Esta diferencia como podemos ver queda reflejada en la Figura 4.15(b), es prácticamente constante tanto en las medidas de la mañana como en las de la tarde.

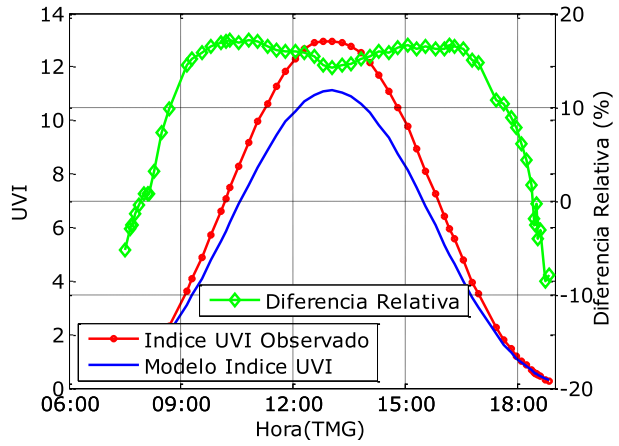


Figura 4.15(a).- Comparación entre el UVI medido experimentalmente y el simulado con el modelo *LibRadtran* a lo largo del 16 de mayo de 2010. La línea roja representa el índice experimental, la línea azul el índice simulado y la línea verde la diferencia relativa entre ambas medidas.

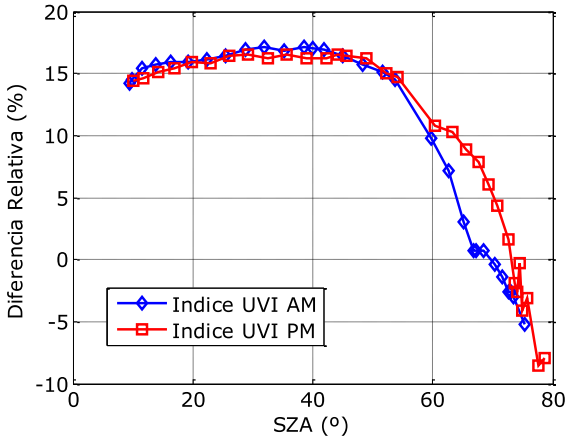


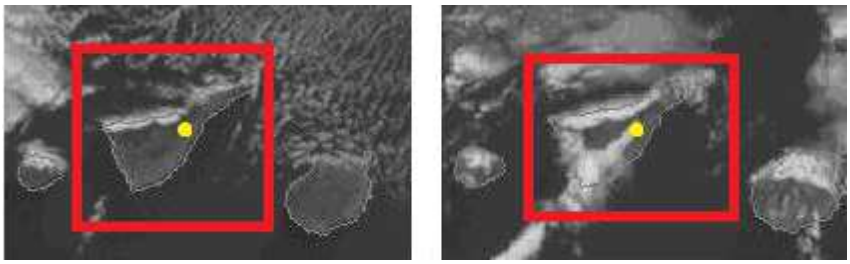
Figura 4.15(b).- Diferencia relativa obtenida al comparar el UVI medido experimentalmente y el simulado con el modelo en función del SZA el 16 de mayo de 2010. La línea azul corresponde a las medidas de la mañana (AM) y la línea roja corresponde a las medidas de la tarde (PM).

Tabla 4.12.- Comparación del UVI medido experimentalmente y el simulado con el modelo *LibRadtran,* el 16 de mayo de 2010. El coeficiente "a" indica la pendiente de la recta de ajuste, "Δa" el error asociado a dicha pendiente, "b" el origen de la recta de regresión, "Δb" el error asociado del coeficiente b, "R^2" el coeficiente de correlación y "RMSE" el error cuadrático medio.

Caso de estudio: 16 de Mayo de 2010 (Juliano 136) $I_{modelo} = a\, I_{exp} + b$				
	$a \pm \Delta a$	$b \pm \Delta b$	R^2	RMSE
Índice UVI	0.834 ±0.002	0.092 ± 0.016	0.999	1.13 (12.59%)

Si realizamos un ajuste lineal entre las medidas experimentales y las simuladas con el modelo, obtenemos los resultados expuestos en la Tabla 4.12, donde podemos afirmar que en este día no existe la buena concordancia que existe entre ambas medidas en el caso de estudio anterior, 20 de abril de 2009, a pesar de que el valor obtenido del R^2 es prácticamente la unidad, pero esto se debe a la simetría de la Figura 4.15(a).

El valor máximo diario del índice UVI, definido como el valor promedio de la radiación en torno a 30 minutos del mediodía solar (WMO, 2002) según las medidas experimentales es de 12.9 y según el modelo *LibRadtran* 11.1, por lo que presenta una diferencia relativa del 13.95%, tomando como referencia el UVI medido experimentalmente.



(a) 20 de abril de 2009 (15:15) **(b) 16 de mayo de 2010 (15:15)**

Figura 4.16.- Comparación de dos imágenes de satélite HRV tomadas por el satélite MSG el 20 de abril de 2009 y el 16 de mayo de 2010 a las 15:15 horas ambas imágenes, sobre la región de Canarias. El cuadro rojo indica la situación de la isla de Tenerife y el punto amarillo indica la situación del OAI.

Si analizamos el por qué de estas diferencias encontradas entre dos días (20 de abril de 2009 y 16 de mayo de 2010) con características similares, concluimos que la gran diferencia que existe se debe a la diferente extensión del mar de nubes en las proximidades del OAI. Si comparamos dos imágenes tomadas por el satélite MSG a la misma hora (Figura 4.16), vemos que en la figura 4.16(a) existe un manto muy fino de nubes en la vertiente norte de la isla de Tenerife, mientras que en la Figura 4.16(b) este manto de nubes es más grueso y además se aprecia bastante nubosidad en torno al OAI. Estas nubes que se aprecian en ambas figuras son mantos de nubes situadas a altitudes comprendidas entre los 770 m y los 1850 m. Tal y como se discutió en el Capítulo 1 (Apartado 1.2) no se trata de nubes altas, sino que se trata de nubes situadas por debajo de la estación de Izaña.

La mayor diferencia es que el mar de nubes de la figura 4.16(b) se ha originado tanto en las laderas situadas a barlovento como a sotavento de la isla de Tenerife, mientras que en la figura 4.16(a) solamente se ha originado en las laderas situadas a barlovento. Como se concluyó en García (2008a) la radiación U-V medida experimentalmente en la estación de Izaña se ve muy afectada por la presencia del mar de nubes. Este efecto se traduce en un aumento considerable del albedo efectivo de la superficie, que es el parámetro de entrada al modelo más afectado por la reflectancia debida a las

nubes (Weihs et al., 1999), (Kylling et al., 2000b). Si analizamos los resultados obtenidos a lo largo de este caso de estudio, vemos como esta diferencia tan relevante no se aprecia en las comparaciones de la radiación global, directa y difusa estudiada, dado que son rangos espectrales diferentes.

A la vista de los resultados podemos concluir que la presencia del mar de nubes, y en particular, la extensión y la ubicación a la que se encuentre el mar de nubes en relación a la estación de Izaña, produce un aumento en el albedo efectivo de la superficie que afecta al rango UV, confirmando los resultados obtenidos en García (2008a).

Además de las imágenes expuestas anteriormente, este día disponemos de una serie de imágenes tomadas desde el transbordador espacial *Atlantis*, perteneciente a la NASA, mientras realizaba su acoplamiento a la ISS (*International Space Station*) sobre las Islas Canarias. Estas imágenes ilustran de forma atractiva la presencia del mar de nubes sobre la isla de Tenerife (Figura 4.17).

Figura 4.17.- Imágenes tomadas por el transbordador espacial *Atlantis*, perteneciente a la NASA, mientras realizaba su acoplamiento a la ISS sobre las Islas Canarias el día 16 de mayo de 2010. El círculo rojo indica la situación de la isla de Tenerife.
(Fuente: *http://www.nasa.gov/mission_pages/station/main/index.html*)

4.4.- Casos de Estudio: Días con intrusión sahariana.

Como vimos en el Capítulo 1 (Apartado 1.2), otro factor importante en el clima de la región de Canarias es su proximidad al continente africano. En un número apreciable de días del año se producen invasiones de aire procedentes del desierto del Sahara (Alonso-Pérez, 2007). En estos días se produce

una disminución considerable de la visibilidad, debido al polvo en suspensión que es arrastrado desde el desierto. Además presentan otra característica y es que son los días del año, aunque no los únicos, donde no se aprecia mar de nubes en la isla de Tenerife. Esto se debe a que en los días con intrusión la capa de inversión se sitúa por debajo del nivel de condensación (Dorta, 1996). Estas intrusiones se producen también en situaciones de inestabilidad atmosférica, observándose en ocasiones hidrometeoros como la lluvia, nieve o cencellada. Al estudiar la información dada por las trayectorias de las masas de aire, Bustos et al. (1998) y Alonso-Pérez et al. (2007), encontraron que el máximo absoluto de estas invasiones de aire procedentes del desierto del Sahara y que afectan al OAI tienen lugar en verano. El período en el que nos vamos a centrar para seleccionar los días de estudio con intrusión sahariana es el correspondiente a los meses de julio y agosto. El aumento de AOD durante estos meses queda reflejado en la serie dada por la Red *AERONET* (Figura 4.2-Dcha.)

4.4.1.- Día de estudio con intrusión sahariana: 10 de Julio de 2009.

El 10 de julio de 2009 (Juliano 191) es un día en el que el OAI está afectado por la intrusión sahariana. El promedio de AOD, según *AERONET*, fue de 0.235, por lo que es un valor elevado en comparación con el valor habitual que se mide en esta estación. Este efecto se puede apreciar en la Figura 4.18, donde tenemos, las imágenes tomadas a diferentes horas del día, por la cámara SONA en la estación de Izaña. En ellas se puede apreciar la turbiedad que existe en la atmósfera, ya que no se trata de imágenes claras como ocurría en la Figura 4.6 o en la Figura 4.12.

Para este día el Sol sale a las 06:21 horas y se pone a las 20:01 horas, pasando por el punto más próximo al cenit a las 13:11 horas (SZA 6.1°).

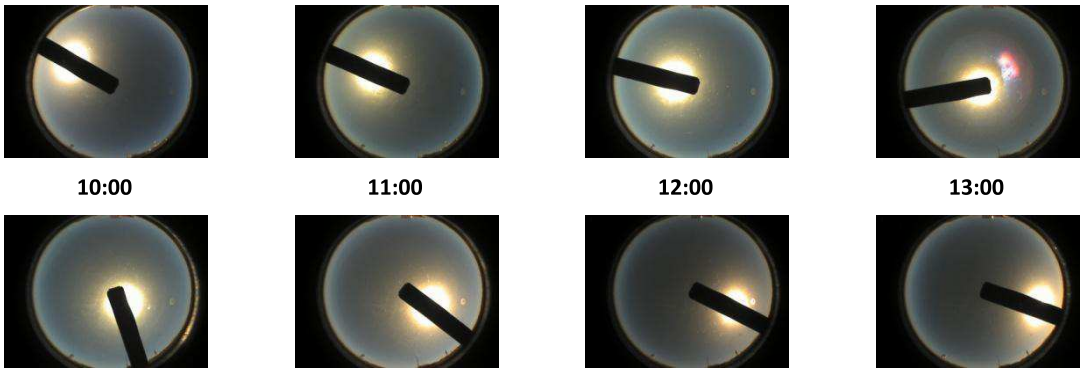


Figura 4.18.- Imágenes tomadas por la cámara SONA en la estación de Izaña el 10 de julio de 2009 a diferentes horas del día.

Según la Tabla 4.13, la temperatura máxima alcanzada el 10 de julio de 2009 en la estación de Izaña fue de 23.6°C, mientras que la mínima fue de 13.7°C alcanzada durante la noche, por lo que podemos decir, que se trata de un día bastante caluroso. La presión, como ocurría en los casos de estudio anteriores, apenas varía a lo largo del día, pues entre el valor máximo y mínimo alcanzado hay una diferencia de tan sólo 2 hPa.

Tabla 4.13.- Datos meteorológicos medidos *in situ* en la estación de Izaña el 10 de julio de 2009.

Datos Meteorológicos: 10 de Julio de 2009 (Juliano 191)				
	Promedio	**σ**	**Máximo**	**Mínimo**
Temperatura (°C)	18.7	1.7	23.6	13.7
Presión (hPa)	774.5	0.5	775.4	773.4
Humedad Relativa (%)	17	4	29	6

En los casos de estudios que vamos a considerar con intrusión sahariana tenemos que hacer hincapié sobre todo en los parámetros relacionados con los aerosoles que se van introducir en el modelo *LibRadtran*. Al igual que en los casos anteriores, vamos a tener en cuenta la variación diaria de los parámetros de Ångström (α), el AOD a 500 nm, el promedio diario del parámetro de asimetría y del albedo de *scattering* simple. En estos casos de estudio en particular, vamos a modificar las variables definidas por defecto en el perfil de aerosoles de Shettle (1989). Consideramos aerosoles de tipo marítimo en la capa límite (*aerosol_haze 4*) dada la situación geográfica de la estación al encontrarse en una isla, aerosoles de fondo por encima de la capa límite (*aerosol_vulcan 1*), y además le especificamos al modelo la estación del año que estemos considerando (*aerosol_season*).

A continuación estudiaremos la variación de los diferentes parámetros que intervienen en el modelo *LibRadtran* a lo largo del 10 de julio de 2009 en la estación de Izaña.

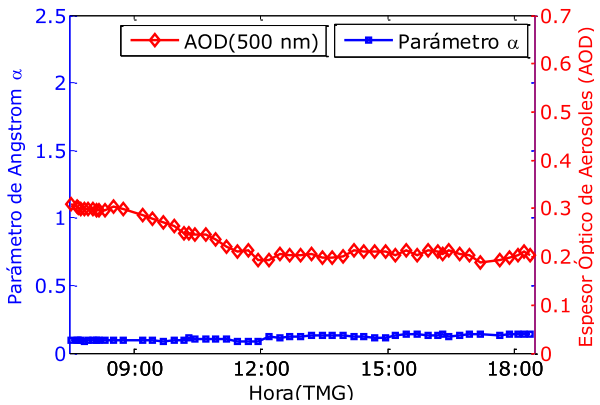


Figura 4.19.- Variación del parámetro de Ångström (α) y del AOD a 500 nm en la estación de Izaña el 10 de julio de 2009. La línea azul representa los datos del parámetro α y la línea roja representa los datos de AOD a 500 nm. Ambas medidas han sido tomadas con un fotómetro solar CIMEL (Fuente: Red *AERONET, Versión 2.0*).

El promedio del parámetro de Ångström, α, para este día con intrusión fue de 0.113 con una desviación estándar de 0.020 (Tabla 4.13). Este parámetro no presenta una variación muy importante a lo largo del día, ya que durante la mañana apenas se distingue variación en los valores alcanzados, es por la tarde cuando se aprecia un ligero aumento, alcanzando los máximos valores a últimas horas de la tarde. El contenido de vapor de agua en columna para este día va disminuyendo a lo largo de la mañana, y a partir del mediodía, permanece prácticamente constante. El promedio diario fue de 7.134 mm con una desviación estándar de 0.365 (Tabla 4.14).

Tabla 4.14.- Variación de las diferentes variables atmosféricas el 10 de julio de 2009 en la estación de Izaña.

10 de julio de 2009 (Juliano 191)				
	Promedio	**σ**	**Máximo**	**Mínimo**
Espesor Óptico de Aerosoles (AOD, 500 nm)	0.236	0.041	0.309	0.187
Parámetro de Ångström (α)	0.113	0.020	0.143	0.086
Parámetro de Asimetría (g, 675 nm)	0.727	0.006	0.740	0.721
Albedo de *Scattering* Simple (ω_o, 675 nm)	0.978	0.011	0.989	0.955
Vapor de Agua (mm)	7.134	0.365	7.799	6.633
Contenido total de Ozono (U.D.)	283	1	284	280
Albedo de la superficie	0.12	0.01	0.15	0.11

Analizamos los perfiles dados por el LIDAR (Figura 4.20) donde se presenta la evolución temporal de la señal corregida en rango a una longitud de onda de 523 nm. La escala de color representa la intensidad de la señal retrodispersada en función de la altura. Aplicando los criterios definidos en el Apartado 4.3.1, podemos apreciar que no existen nubes a lo largo del día y que a la altura de la estación de Izaña se aprecia turbiedad en la atmósfera, dado que la escala de color se encuentra entre 0.30 y 0.50. Esto confirma que se trata de un día con ausencia de nubes pero afectado por la intrusión sahariana.

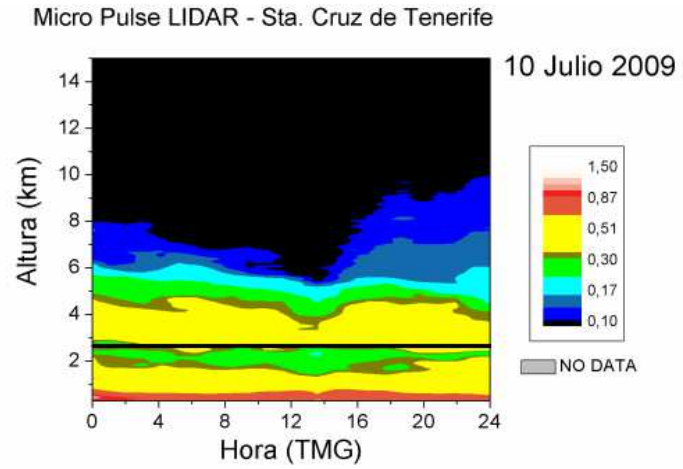


Figura 4.20.- Evolución temporal de la señal corregida en rango a una longitud de onda de 523 nm registrada con el LIDAR entre las 00:00 horas y las 24:00 horas del 10 de julio de 2009 (Fuente: Yballa Hernández, *CIAI*). La línea negra representa la altitud a la que se encuentra la estación de Izaña.

A la hora de simular la radiación vamos a considerar el valor promedio, entre el orto y el ocaso, de las diferentes variables definidas en la Tabla 4.14, excepto los valores de los parámetros de Ångström (α), el AOD a 500 nm y el contenido de vapor de agua en columna para los cuales consideraremos los valores que mide el fotómetro solar CIMEL a diferentes horas del día. En este día en particular, el CIMEL midió entre las 07:17 horas y las 19:06 horas (62 medidas).

En la Figura 4.21 se muestra la comparación de la radiación global, directa y difusa medidas experimentalmente y las obtenidas al simular la radiación con el modelo *LibRadtran*.

Por lo general, la radiación global simulada con el modelo *LibRadtran* sobreestima la radiación medida experimentalmente pero hay momentos puntuales del día en los que la radiación es subestimada (Figura 4.21(a)). La mayor diferencia relativa la vamos a tener a últimas horas de la tarde, alcanzado los valores máximos a SZA superiores a 70°, superior a un 5% (Tabla 4.15). Para SZA menores de 70°, la diferencia relativa, en valor absoluto, es inferior al 2.5% y en las horas cercanas al mediodía solar la diferencia no supera el 0.5%. Esta componente es la que muestra mejor acuerdo entre los datos experimentales y los simulados.

En la Figura 4.21(b) se muestra la comparación de la componente directa. En este caso la radiación directa simulada con el modelo subestima la radiación medida experimentalmente. Las mayores diferencias relativas las tenemos en la horas próximas al orto y al ocaso, alcanzando un valor máximo del 8.6%. Si estudiamos las diferencias relativas en función del SZA, vemos que no se aprecia una mejoría significativa entre las medidas tomadas durante la mañana y las tomadas durante la tarde, oscilando entre el 2% y el 5% (Tabla 4.15).

Tabla 4.15.- Diferencias relativas obtenidas al comparar la radiación global, directa y difusa medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo *LibRadtran* a diferentes horas del 10 de julio de 2009. Se han tomado de referencia las medidas experimentales.

Caso de estudio: 10 de julio de 2009 (Juliano 191)				
Hora	**SZA (°)**	**Rad. Global (%)**	**Rad. Directa (%)**	**Rad. Difusa (%)**
09:00	59.8	-1.48	4.18	-8.06
11:00	27.5	-0.96	2.91	-10.89
13:00	5.9	-0.27	1.90	-11.40
15:00	27.8	-0.49	2.61	-12.75
17:00	54.1	-0.73	3.12	-11.55

Según la Figura 4.21(c) la componente difusa simulada con el modelo sobreestima la medida experimentalmente. Al contrario de lo que ocurría con las otras dos componentes, ésta presenta una menor diferencia relativa a SZA mayores. Para SZA menores de 70° la diferencia, en valor absoluto, oscila entre el 3% y el 14%, alcanzando las máximas diferencias en torno al mediodía solar. La radiación

difusa derivada coincide prácticamente con la radiación medida experimental, aunque durante las horas de la mañana se aprecian algunas pequeñas diferencias entre ambas medidas.

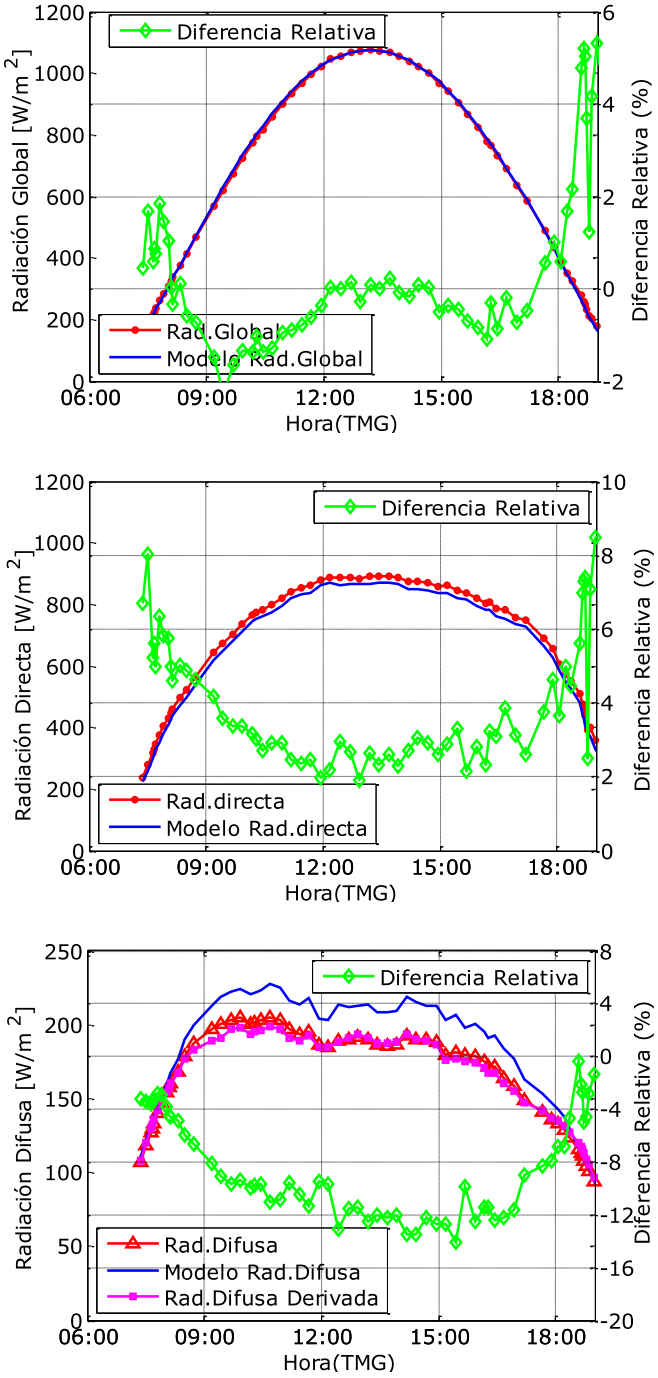


Figura 4.21.- Comparación entre la radiación (a) global, (b) directa y (c) difusa medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo *LibRadtran* a lo largo del 10 de julio de 2010. La línea roja representa las medidas experimentales, la línea azul la radiación obtenida con el modelo y la línea verde la diferencia relativa entre ambas medidas.

Según los valores de la Tabla 4.16 existe una buena correlación entre las medidas experimentales de las tres componentes de la radiación y las medidas simuladas. Las pendientes de las rectas de ajuste, entre

las medidas experimentales y las simuladas (a), en los tres casos, se aproximan a la unidad. Tanto los coeficientes de correlación como los errores cuadráticos medios obtenidos, en tanto por ciento, indican una buena correlación, el valor de R^2 es prácticamente la unidad en los tres casos y el RMSE (%) es relativamente bajo, el valor máximo alcanzado es del 9% correspondiente a la radiación difusa, inferior 2% en el caso de la global y superior al 4% en la directa.

Tabla 4.16.- Comparación de la radiación global, directa y difusa medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo *LibRadtran*, el 10 de julio de 2009. El coeficiente "a" indica la pendiente de la recta de ajuste, "Δa" el error asociado a dicha pendiente, "b" el origen de la recta de regresión, "Δb" el error asociado del coeficiente b, "R^2" el coeficiente de correlación y "RMSE" el error cuadrático medio.

Caso de estudio: 10 de julio de 2009 (Juliano 191) $I_{modelo} = a\, I_{exp} + b$				
	$a \pm \Delta a$	$b \pm \Delta b$	R^2	RMSE
Rad. Global	1.011 ±0.002	-6.004 ± 1.488	0.999	6.38 (1.82%)
Rad. Directa	1.002 ± 0.002	-24.734 ± 1.946	0.999	24.09 (4.41%)
Rad. Difusa	1.209 ± 0.015	-19.805 ± 2.491	0.991	16.59 (9.07%)

4.4.2.- Día de estudio con intrusión sahariana: 3 de Agosto de 2010.

Según *AERONET*, el promedio de AOD a una longitud de onda de 500 nm, para el 3 de agosto de 2010 fue de 0.377, por lo que se trata de un día afectado por la intrusión sahariana. En la Figura 4.22, se puede apreciar claramente la presencia de polvo en suspensión, por un lado tenemos las imágenes tomadas por la cámara SONA a diferentes horas del día en la estación de Izaña y por otro la imagen proporcionada por *MODIS* para este día.

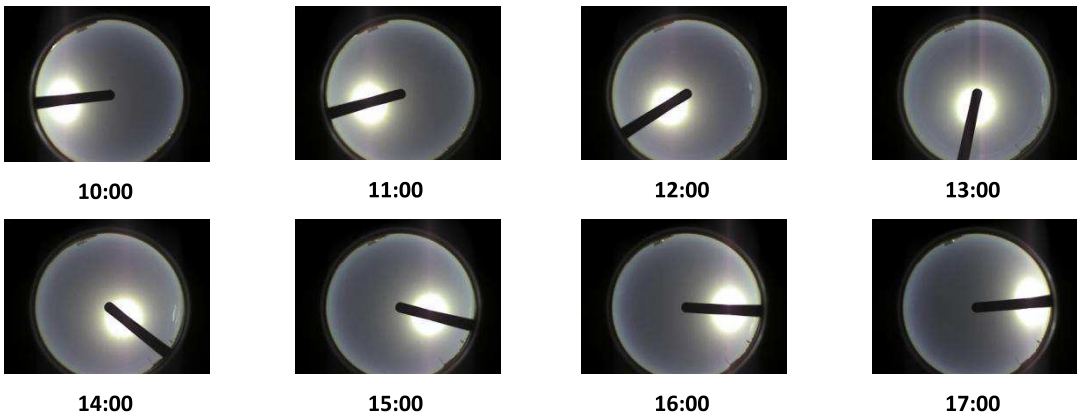


Figura 4.22.- En la parte superior de la figura tenemos diferentes imágenes tomadas por la cámara SONA en la estación de Izaña a diferentes horas del día. En la figura derecha tenemos una imagen *MODIS* para el 3 de Agosto de 2010.
(Fuente*: http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov/subsets*).

El Sol sale este día a las 06:34 horas y se pone a las 19:51 horas, pasando por el punto más próximo al cenit a las 13:12 horas (SZA 10.6°).

Como suele ocurrir en los casos en los que la estación de Izaña se encuentra afectada por la intrusión sahariana durante el período estival, se trata de un día bastante caluroso, ya que la temperatura máxima alcanzada supera los 30°C (Tabla 4.17).

Tabla 4.17.- Datos meteorológicos medidos *in situ* en la estación de Izaña el 3 de agosto de 2010.

Datos Meteorológicos: 3 de agosto de 2010 (Juliano 215)				
	Promedio	σ	Máximo	Mínimo
Temperatura (°C)	25.5	2.7	30.6	21.6
Presión (hPa)	772.8	0.6	773.8	771.7
Humedad Relativa (%)	21	3	28	14

A continuación estudiaremos la variación de los diferentes parámetros que intervienen en el modelo *LibRadtran* a lo largo del 3 de agosto de 2010 en la estación de Izaña.

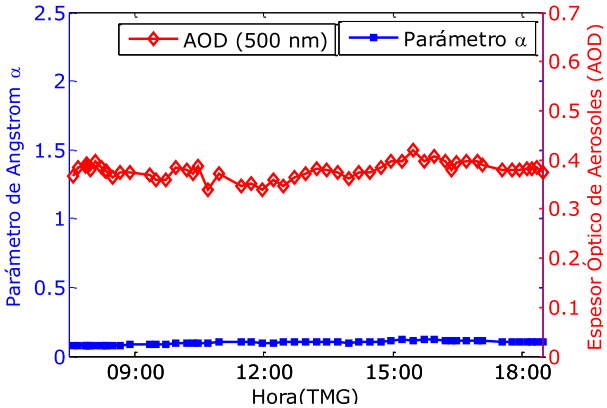


Figura 4.23.- Variación del parámetro de Ångström (α) y del AOD a 500 nm en la estación de Izaña el 3 de agosto de 2010. La línea azul representa los datos del parámetro α y la línea roja representa los datos de AOD a 500 nm. Ambas medidas han sido tomadas con un fotómetro solar CIMEL (Fuente: Red *AERONET, Versión 1.5).*

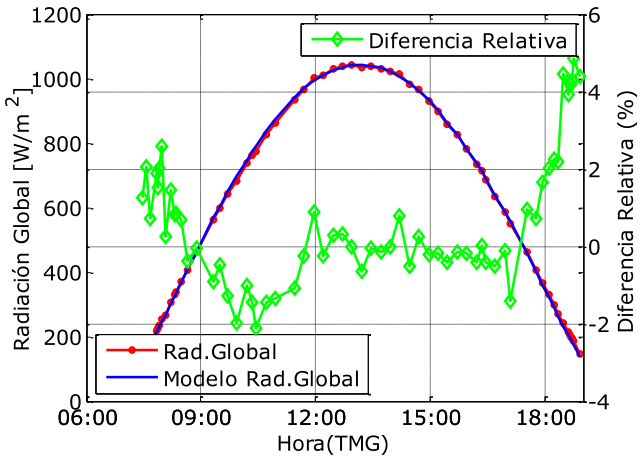
El parámetro de Ångström (α) varia a lo largo del día, sus valores oscilan entre 0.074 y 0.121, con un valor promedio de 0.097 (Tabla 4.18). La variación del contenido de vapor de agua en columna registra los valores máximos a primeras y a últimas horas de la tarde, superando en ambos casos los 9.5 mm. Los valores mínimos alcanzados han sido registrados al mediodía.

Al igual que en los casos de estudio anteriores, la radiación la vamos a simular considerando el promedio diario del parámetro de asimetría, albedo de *scattering* simple, contenido total de ozono y albedo de la superficie, dados en la Tabla 4.18. En cambio tanto los valores del contenido total de vapor de agua como los de los parámetros de Ångström (α y β) los vamos a considerar variables a lo largo del día, tomando las medidas registradas por el fotómetro *CIMEL* para este día entre las 07:28 horas y las 18:54 horas (61 medidas experimentales).

Tabla 4.18.- Variación de las diferentes variables atmosféricas el 3 de agosto de 2010 en Izaña.

3 de agosto de 2010 (Juliano 215)				
	Promedio	**σ**	**Máximo**	**Mínimo**
Espesor Óptico de Aerosoles (AOD, 500 nm)	0.377	0.015	0.418	0.339
Parámetro de Ångström (α)	0.097	0.013	0.121	0.074
Parámetro de Asimetría (g, 675 nm)	0.728	0.012	0.744	0.715
Albedo de *Scattering* Simple (ω_o, 675 nm)	0.989	0.001	0.990	0.988
Vapor de Agua (mm)	9.167	0.609	10.542	8.055
Contenido total de Ozono (U.D.)	294	1	296	292
Albedo de la superficie	0.14	0.01	0.16	0.13

En la Figura 4.24 se muestra la comparación de la radiación global, directa y difusa medidas experimentalmente y simuladas con el modelo *LibRadtran*. A primera vista, podemos decir que las componentes que mejor se ajustan, como ocurría en el otro caso de estudio con intrusión sahariana, son la componente global y la directa.



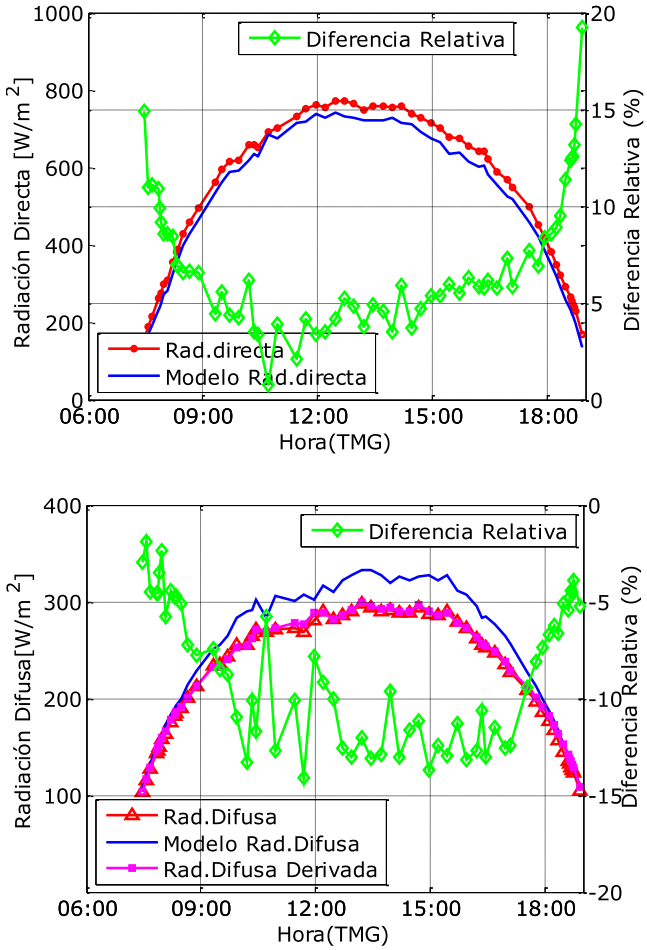


Figura 4.24.- Comparación entre la radiación (a) global, (b) directa y (c) difusa medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo *LibRadtran* a lo largo del 3 de agosto de 2010. La línea roja representa las medidas experimentales, la línea azul la radiación obtenida con el modelo y la línea verde la diferencia relativa entre ambas medidas.

De la Figura 4.24(a) podemos concluir que la mayor diferencia relativa en la componente global la vamos a encontrar en las horas en torno al orto y al ocaso, disminuyendo en la horas centrales del día, donde la diferencia relativa es menor del 1% en valor absoluto (Tabla 4.18). Considerando solamente SZA menores de 70° las diferencias relativas, en valor absoluto, oscilan entre el 0% y el 2%, por ejemplo, a un SZA de 14.7° tenemos una diferencia del 0.0028 %. Las medidas simuladas que mejor se ajustan a las medidas experimentales son las simuladas a lo largo de la tarde.

El resultado de la comparación entre la radiación directa medida experimentalmente y la simulada es similar a la radiación global, sin embargo, en la radiación directa encontramos una mayor diferencia relativa que en el caso de la componente global (Figura 4.24(b)). La radiación directa simulada es subestimada por el modelo respecto a la experimental. Si consideramos SZA menores de 70°, las diferencias relativas oscilan entre el 0% y el 9%. Al igual que ocurría en el caso de la radiación global, las

mayores diferencias las vamos a tener en las horas próximas al orto y al ocaso, alcanzando una diferencia máxima cercana al 20%.

El comportamiento de la radiación difusa es contrario (Figura 4.24(c)) al de las otras dos componentes, la radiación difusa simulada es sobreestimada respecto a la experimental y las menores diferencias relativas, en valor absoluto, las vamos a tener en las horas próximas al orto y al ocaso a SZA mayores de 70°. A SZA menores de 70° las diferencias relativas oscilan entre el 4% y el 14%. La radiación difusa derivada tiene la misma tendencia que la radiación difusa medida experimentalmente, pues en la Figura 4.24(c) podemos ver que ambas medidas van bastante a la par.

Tabla 4.19.- Diferencias relativas obtenidas al comparar la radiación global, directa y difusa medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo *LibRadtran* a diferentes horas del 3 de agosto de 2010. Se ha tomado de referencia las medidas experimentales.

Caso de estudio: 3 de agosto de 2010 (Juliano 215)				
Hora	**SZA (°)**	**Rad. Global (%)**	**Rad. Directa (%)**	**Rad. Difusa (%)**
09:00	58.4	-0.07	6.57	-7.76
11:00	32.1	-1.34	3.91	-12.68
13:00	10.9	-0.01	4.85	-13.01
15:00	26.9	-0.20	5.38	-13.71
17:00	52.9	-0.13	7.32	-12.58

Al hacer una comparación más exhaustiva entre las medidas experimentales y las simuladas, vemos en la Tabla 4.20 la buena relación que existe entre ellas. Tanto las pendientes de las rectas (a), como los coeficientes de correlación (R^2) obtenidos al realizar el ajuste lineal de los datos, son prácticamente la unidad, para las tres componentes. El error cuadrático medio (RMSE) de la global no supera el 2%, el de la directa es inferior al 8% y el de la difusa es inferior al 10%, por lo que podemos decir que existe una buena correlación entre las medidas experimentales y las simuladas con el modelo.

Tabla 4.20.- Comparación de la radiación global, directa y difusa medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo *LibRadtran,* el 3 de agosto de 2010. El coeficiente "a" indica la pendiente de la recta de ajuste, "Δa" el error asociado a dicha pendiente, "b" el origen de la recta de regresión, "Δb" el error asociado del coeficiente b, "R^2" el coeficiente de correlación y "RMSE" el error cuadrático medio.

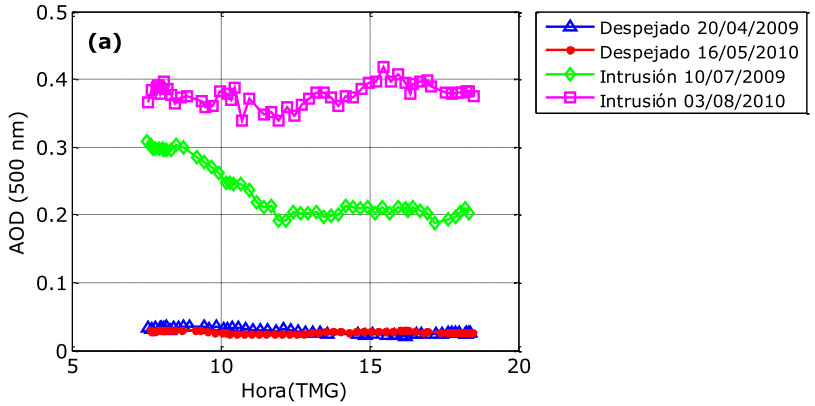
Caso de estudio: 3 de agosto de 2010 (Juliano 215) $I_{modelo} = a\, I_{exp} + b$				
	$a \pm \Delta a$	$b \pm \Delta b$	R^2	RMSE
Rad. Global	1.011 ± 0.002	-6.361 ± 1.519	0.999	6.24 (1.82%)
Rad. Directa	0.994 ± 0.004	-27.692 ± 2.497	0.999	31.71 (7.71%)
Rad. Difusa	1.187 ± 0.009	-20.329 ± 2.176	0.996	24.53 (9.43%)

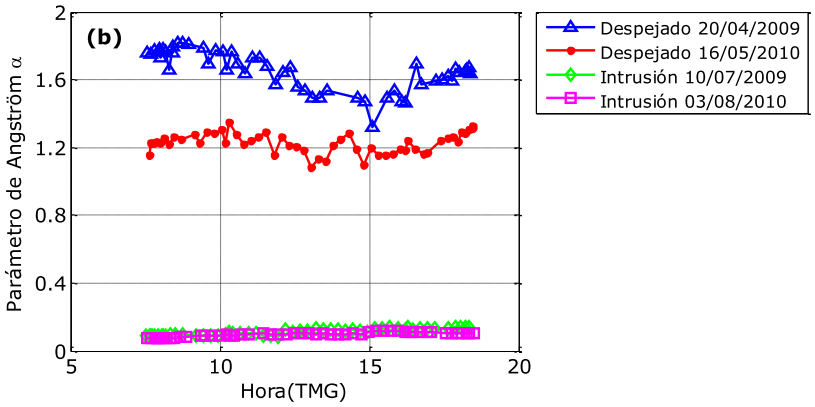
4.5.- Influencia del espesor óptico de aerosoles, parámetro de Ångström (α) y contenido total de vapor de agua en los días de estudio considerados.

Como se muestran en las Figuras 4.25(a), 4.25(b) y 4.25(c) se aprecia una clara diferencia en la evolución diaria de los parámetros de aerosoles y vapor de agua según consideremos un día despejado o un día con intrusión sahariana. Como era de esperar, para los días con intrusión sahariana los valores registrados de AOD son superiores a 0.10 y los valores del parámetro Ångström (α) son menores a 1. En Izaña a partir de un AOD de 0.10 ya se considera un día afectado por la presencia de polvo sahariano.

Según Prospero et al. (1995) y Basart et al. (2009) cuando tenemos valores de AOD mayores de 0.15 y valores de α menores de 0.25, como es nuestro caso, se trata de polvo sahariano.

Respecto a la columna total de vapor de agua (Figura 4.25(c)), podemos decir que en los días con intrusión sahariana este valor aumenta considerablemente respecto a los días despejados. Esto se debe fundamentalmente a que cuando tenemos episodios de intrusión sahariana, la no existencia de la capa de inversión (Capítulo 1, Apartado 1.2) permite la ascendencia de las masas de aire húmedas procedentes de las capas inferiores de la atmósfera. En cambio, en los días despejados, al estar presente la capa de inversión, ésta impide la ascendencia de las citadas masas, lo que provoca que la atmósfera a la altitud de la estación de Izaña se encuentre con una menor humedad relativa.





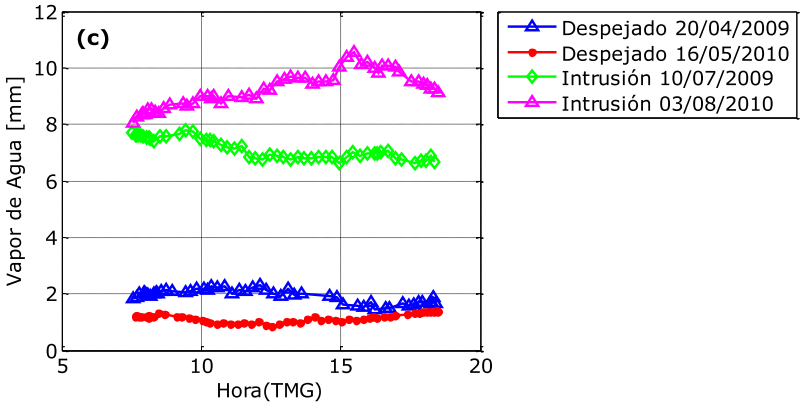


Figura 4.25.- Variación del (a) AOD a 500 nm, (b) parámetro de Ångström (α) y (c) contenido total de vapor de agua en la estación de Izaña para los diferentes casos de estudio. La línea azul y la línea roja representan los días despejados, el 20 de abril de 2009 y el 16 de mayo de 2010, respectivamente. La línea verde y la línea magenta representan los días afectados por intrusión sahariana, el 10 de julio de 2009 y el 3 de agosto de 2010, respectivamente.

4.6.- Casos de Estudio: Días despejados con presencia de nubes altas (Cirros).

4.6.1.- Aproximación a la modelización de nubes altas (Cirros) en la estación de Izaña.

Según el *Manual del Observador de Meteorología* (Jansa, 1985) una nube se define como "*una porción de aire enturbiada por el vapor de agua condensado en forma de gotitas líquidas pequeñas, muy numerosas, en cristalitos o agujas de hielo, o en esferitas congeladas, o mezclas de tales elementos; en otras palabras, una nube es una suspensión coloidal de agua en la atmósfera*".

El primer estudio científico de las nubes se remonta a 1803, cuando el meteorólogo británico Luke Howard ideó un método de clasificación de nubes. En 1887 se publica un sistema de clasificación que posteriormente sirvió como fundamento del conocido *Atlas Internacional de las Nubes* (1975, 1987). Este atlas se revisa y modifica regularmente, se usa en todo el mundo y en él las nubes suelen clasificarse por su aspecto y altitud. Éstas suelen dividirse en cuatro familias principales según su altura: nubes altas, nubes medias, nubes bajas y nubes de desarrollo vertical; estas últimas se pueden extender a lo largo de todas las alturas. Estas cuatro divisiones pueden subdividirse en género, especie y variedad, describiendo en detalle el aspecto y el modo de formación de las nubes (Figura 4.26). Se distinguen más de cien tipos de nubes diferentes.

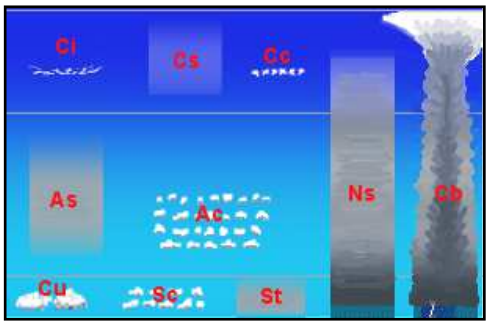


Figura 4.26.- Clasificación de nubes según su altitud: Nubes Altas: Cirros (Ci), Cirrocúmulos (Cc), Cirrostratus (Cs); Nubes Medias: Altocúmulos (Ac) y Altostratus (As); Nubes Bajas: Stratocúmulos (Sc), Stratus (St) y Cúmulos (Cu); Nubes de Desarrollo Vertical: Nimboestratos (Ns) y Cumulonimbos (Cb) (Fuente: http://es.wikipedia.org/wiki/Nube).

En este estudio únicamente vamos a considerar los *Cirros*. Los *Cirros* son nubes separadas en forma de filamentos blancos y delicados o de bancos, de aspecto fibroso o sedoso, o ambas cosas a la vez, y formadas por cristales de hielo, que le dan su peculiar aspecto (Cuadrat y Pita, 2000).

En este estudio lo que nos interesa de este tipo de nubes es su interacción con la radiación solar. Para ello, este efecto debe ser simulado a través de modelos de transferencia radiativa con el fin de evaluar cómo afecta a la radiación solar que llega a la superficie cuando el cielo está afectado de este tipo de nubes. Así pues el primer punto es conocer cómo simula este efecto el modelo *LibRadtran*. El modelo dispone de diferentes parametrizaciones para tratar tanto las nubes formadas por gotas de agua, como las formadas por cristales de hielo, como es nuestro caso en particular. Las nubes formadas por cristales de hielo se diferencian fundamentalmente de las formadas por gotas de agua por la forma no esférica que presentan los cristales de hielo.

La parametrización que se va a utilizar es la desarrollada por Fu y Liou (1992, 1993), y Fu (1996). Los parámetros que vamos a tener en cuenta a la hora de la caracterización de estas nubes son los siguientes:

- Altitud a la que se encuentran la cima y la base de las nubes, en km, que permite determinar el espesor geométrico de la nube Δz.
- Tamaño o anchura media efectiva de los cristales de hielo que forman las nubes, D_e, en µm. Análogo al radio efectivo definido en las nubes formadas por gotas de agua.
- Contenido de hielo por unidad de volumen de las nubes, IWC ($Ice\ Water\ Content$), en gr/m^3.

De la misma manera que se definen los parámetros microfísicos de los aerosoles, como el volumen total V, la masa total M, y el radio efectivo medio r_e para una distribución de tamaños de las partículas (Prats, 2009) consideradas como esferas, se define el contenido total de agua por unidad de volumen (LWC, *Liquid Water Content*) y el radio efectivo para la distribución de tamaños de las gotas que forman una nube de agua (Liou, 1992a, 1992b; Liou et al., 1990a, 1990b). Nosotros estamos interesados en las

nubes tipo cirro, por tanto en las nubes formadas por cristales de hielo se definen de forma equivalente estos parámetros.

El contenido de agua en forma de hielo IWC, equivalente al LWC

$$IWC = \rho_{ice} \int V\, n(L) dL \qquad \text{(Ec 4.4)}$$

D_e es la anchura media efectiva o tamaño, equivalente al radio efectivo

$$D_e = \int D\, L\, D\, n(L) dL \Big/ \int L\, D\, n(L) dL \qquad \text{(Ec 4.5)}$$

donde ρ_{ice} es la densidad del hielo; $n(L)$ es la distribución de tamaños de los cristales de hielo, D es la anchura de un cristal de hielo individual, L su longitud y V su volumen, $V = \left(3\sqrt{3}\, L\, D^2\right)/8$.

Para cristales en forma de prisma hexagonal orientados al azar y considerando el límite de la óptica geométrica, el espesor óptico de una nube, τ_{cloud} (suponemos la dimensión horizontal infinita), de espesor geométrico Δz (Liou, 1992a) viene dado por la siguiente ecuación:

$$\tau_{cloud} = \Delta z \int \sigma_{ext}\; n(L) dL \approx \Delta z\, IWC \left(a + {}^{b}/_{D_e}\right) \qquad \text{(Ec 4.6)}$$

donde σ_{ext} es el coeficiente de extinción volúmico de la teoría de *scattering* para un cristal individual de hielo, y es igual a $(3/2)\, D \left(D\frac{\sqrt{3}}{4} + L\right)$. Esta aproximación es posible ya que en las medidas experimentales de los tamaños de cristales de hielo se observa que L varía entre 20 µm y 2000 µm, con lo que D_e varía entre 20 µm y 120 µm (Knollenberg, 1970; Heymsfield y Platt, 1984).

Así pues es factible una parametrización del espesor óptico de la nube en función de dos parámetros que representan las propiedades de las nubes, como son el contenido de hielo, IWC ,y el radio efectivo D_e. En la ecuación 4.6, "a" y "b" son coeficientes empíricos que toman los siguientes valores: a = -6.656x10^{-6} y b = 3.686. Estos coeficientes son los mismos para los 5 rangos espectrales que fueron considerados en la parametrización de Fu y Liou (1992a), que abarcan un rango espectral de 0.2 µm hasta 4 µm, es decir todo el espectro solar. De esta manera con estos dos parámetros y el espesor geométrico de la nube determinado a partir de las medidas del LIDAR instalado en SCO podemos simular el efecto de los cirros sobre la radiación solar en la estación de Izaña, como veremos a continuación.

Igualmente Fu y Liou (1992) establecen las parametrizaciones para el albedo de *scattering* simple y el parámetro de asimetría que solo dependen del radio efectivo D_e, con unos coeficientes de la parametrización, a_i y b_i , que dependen del rango espectral considerado. Los valores de D_e a los que es aplicable la parametrización se encuentran comprendidos entre 20 µm y 120 µm, y para IWC de 0.0001 gr/m^3 a 1 gr/m^3.

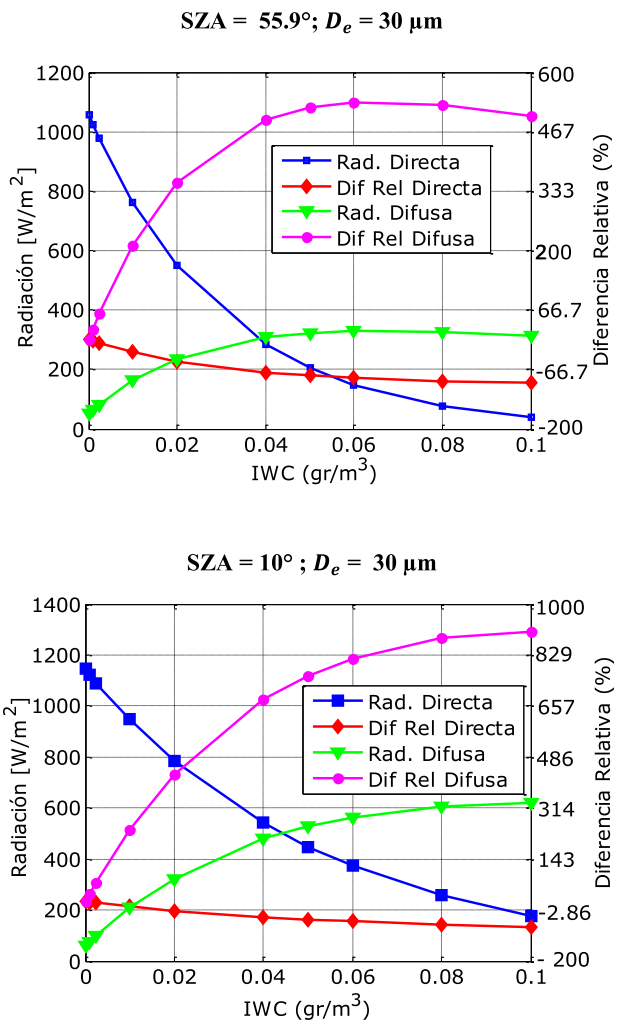


Figura 4.27.- Variación de la radiación directa y difusa en función del contenido de hielo (IWC, gr/m^3), manteniendo constante el radio efectivo a 30 µm y la altitud a la que se encuentra la base de la nube a 11.8 km y la cima de la nube a 12.7 km. La figura superior es a un SZA de 55.9° y la figura inferior a un SZA de 10°. La línea roja y la línea magenta representan la diferencia relativa de la radiación directa y difusa, respectivamente, tomando como referencia la simulación obtenida para un valor de IWC de 0.0001 gr/m^3, la línea azul representa la radiación directa y la línea verde la radiación difusa.

En la Figura 4.27 se muestra la variación de la radiación directa y difusa en función del contenido de agua en forma de hielo, IWC, para un valor fijo del radio efectivo D_e=30 µm, para dos ángulos cenitales solares, uno grande de 55.9° (coincidiendo con un valor medido experimentalmente) y otro menor y más próximo al mediodía solar de 10°. Estas gráficas se han realizado para observar cómo trabaja la parametrización. Se aprecia, como era de esperar, una gran influencia sobre la radiación difusa y menor sobre la componente directa, y de efectos opuestos, es decir atenúa a la componente directa e incrementa la radiación difusa, según aumenta el IWC. Así, en la radiación difusa tenemos que la

diferencia relativa alcanza un 500% y en la directa sólo se llega al 100% al variar el parámetro IWC. Esa diferencia relativa se ha calculado tomando como referencia los valores obtenidos para IWC = 0.0001 gr/m^3 (valor que prácticamente es equivalente a contenido cero). La dependencia con el SZA da lugar a diferencias relativas mayores para el ángulo de 10° en la difusa (sobre el 900%) y no llega al 100% en la directa, como en el ángulo de 55.9°. Así pues se observa una cierta influencia del SZA para este tipo de evaluaciones y en ambas es significativa la diferencia. Ni que decir tiene que todas estas variaciones analizadas se han hecho sobre un valor dado del espesor geométrico de la nube, factor extraordinariamente determinante, pero que en nuestro caso es un parámetro posible determinar. Aquí para la simulaciones anteriores se tomó para la cima del cirro una altura de 12.7 km y la base a 11.8 km, por tanto una anchura de 900 m.

Similarmente la Figura 4.28 muestra la variación de la radiación directa y difusa en función del tamaño efectivo, D_e, para un valor dado del contenido en hielo IWC de 0.0025 gr/m^3. Solo representamos el ángulo de 55.9° después de haber comprobado que su influencia era pequeña, respecto a las variaciones de los parámetros de la nube. Se observa que es la radiación directa la que aumenta al aumentar el D_e y la componente difusa la que disminuye, pero el efecto es bastante mayor sobre la difusa que sobre la directa. A diferencia del estudio anterior, las variaciones son considerablemente menores que con la variación del IWC.

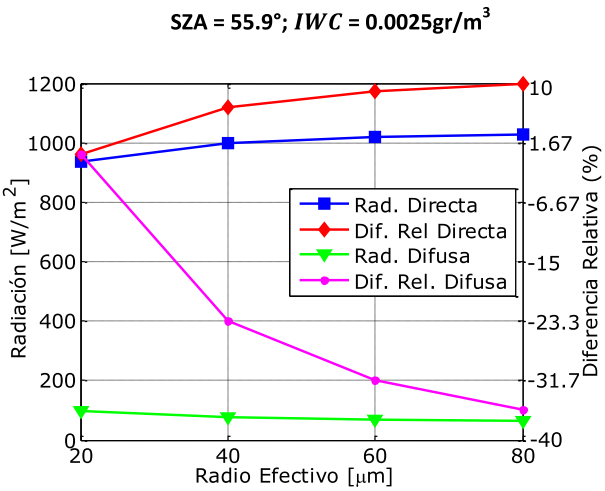


Figura 4.28.- Variación de la radiación directa y difusa en función del radio efectivo (D_e, µm), manteniendo constante el contenido de hielo por unidad de volumen a 0.0025 gr/m^3 y la altitud de la base de la nube a 11.8 km y la cima a 12.7 km, para el 1 de noviembre de 2009 a las 10:20 (SZA 55.9°). La línea roja y la línea magenta representan la diferencia relativa de las componentes directa y difusa, respectivamente, tomando como referencia la simulación obtenida para un valor de radio efectivo de 20 µm, la línea azul representa la radiación directa y la línea verde la difusa.

Queremos hacer notar aquí que incluso si no podemos evaluar el espesor geométrico de la nube con el LIDAR, teniendo en cuenta la expresión del espesor óptico de la nube, y que éste se puede también determinar de las medidas fotométricas de *AERONET*, junto con los valores de la radiación directa y difusa, estamos en condiciones de determinar los tres parámetros de la parametrización: el contenido en hielo IWC, el radio efectivo D_e y el espesor de la nube Δz. La influencia de la posición de la nube es también un elemento cuya influencia no se ha analizado, pero en principio no parece un factor limitante en la parametrización, al estar dichas nubes muy altas, aunque será un elemento a analizar en el futuro. Tampoco es objetivo de este capítulo esas determinaciones, lo cual llevaría a utilizar el modelo *LibRadtran* en un proceso de inversión, a priori nada simple pero factible. Lo que pretendemos aquí es mostrar esa posibilidad y modelizar la radiación solar bajo esa parametrización y suposiciones simples de los valores de esos parámetros para conocer cómo trabaja.

Sin embargo, debemos mencionar que hemos seleccionado para el tamaño efectivo, D_e, el rango que permite la parametrización de Fu (1996), el cual está comprendido entre 9.315 µm y 65.120 µm. Al no especificar el parámetro *ic_fu_reff* (Mayer y Kylling, 2005) en el fichero de entrada dado al modelo *LibRadtran*, éste considera la definición de radio efectivo dada- por las parametrizaciones de Key et al. (2002), Yang et al. (2000) y Baum et al. (2005), las cuales consideran una definición un poco diferente del mismo y permiten llegar a un radio efectivo 1.299 veces el definido en la parametrización de Fu et al., (1998), es decir, desde 12.1 µm hasta 84.59 µm. Por este motivo nuestra simulación no supera las 80 µm, dado que a radios efectivos superiores la parametrización utilizada en este trabajo no es aplicable ya que el modelo funcionaría con otra parametrización.

4.6.2.- Día de Estudio con presencia de Cirros: 1 de Noviembre de 2009.

El 1 de noviembre de 2009 (Juliano 305), según las imágenes tomadas por la cámara SONA (Figura 4.29), es por lo general despejado durante las primeras horas de la mañana, empezándose a apreciar nubes altas en las imágenes a partir de las 10:00 horas. Se trata de un día de baja turbiedad ya que según los datos de la Red *AERONET* en su versión 2.0, el promedio de AOD a 500 nm es 0.024.

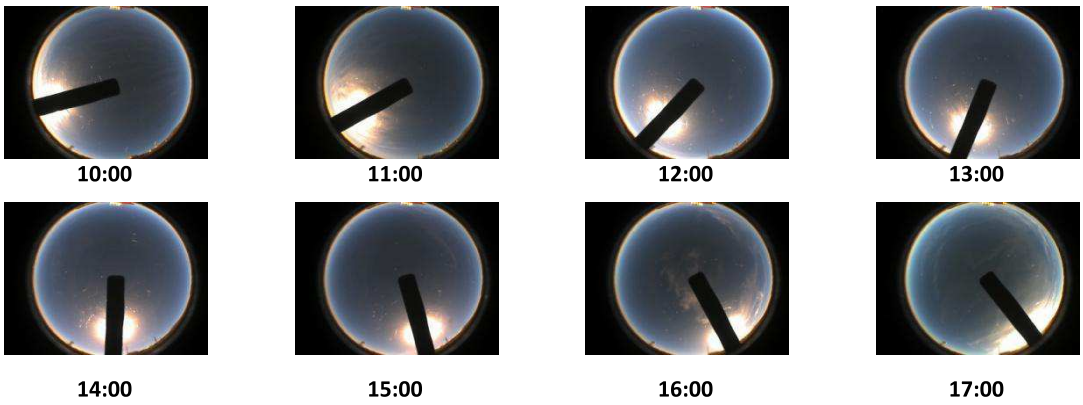


Figura 4.29.- Imágenes de la cámara SONA en la estación de Izaña el 1 de noviembre de 2009 a diferentes horas del día.

Si nos fijamos en la variación de la radiación global, directa y difusa medidas experimentalmente en la estación de Izaña el 1 de noviembre de 2009 (Figura 4.30), vemos que existen momentos a lo largo del día en los que se produce una variación en la radiación. Por ejemplo, entre las 10:00 horas y las 11:00 horas se produce una disminución de la radiación global y directa y un aumento de la radiación difusa. Ciertamente que la variación en la componente global es apenas perceptible, pero en la directa y la difusa sí se aprecian claramente estas variaciones.

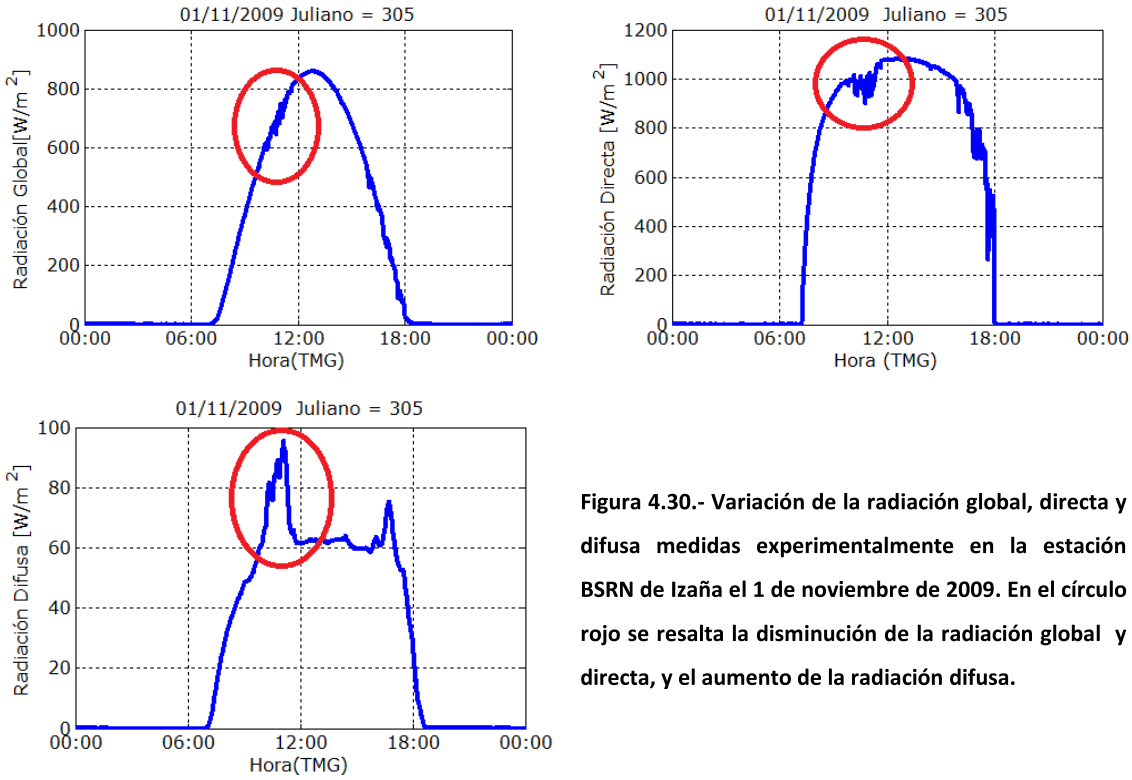


Figura 4.30.- Variación de la radiación global, directa y difusa medidas experimentalmente en la estación BSRN de Izaña el 1 de noviembre de 2009. En el círculo rojo se resalta la disminución de la radiación global y directa, y el aumento de la radiación difusa.

A primera vista, si nos fijamos en las imágenes tomadas por la cámara SONA (Figura 4.29) durante la mañana, se trata de un día aparentemente despejado. Por ello para detectar si la variación que observamos en la radiación (Figura 4.30) se debe a la presencia de nubes altas y poco perceptibles analizamos los mapas de color obtenidos con el LIDAR (Figura 4.31).

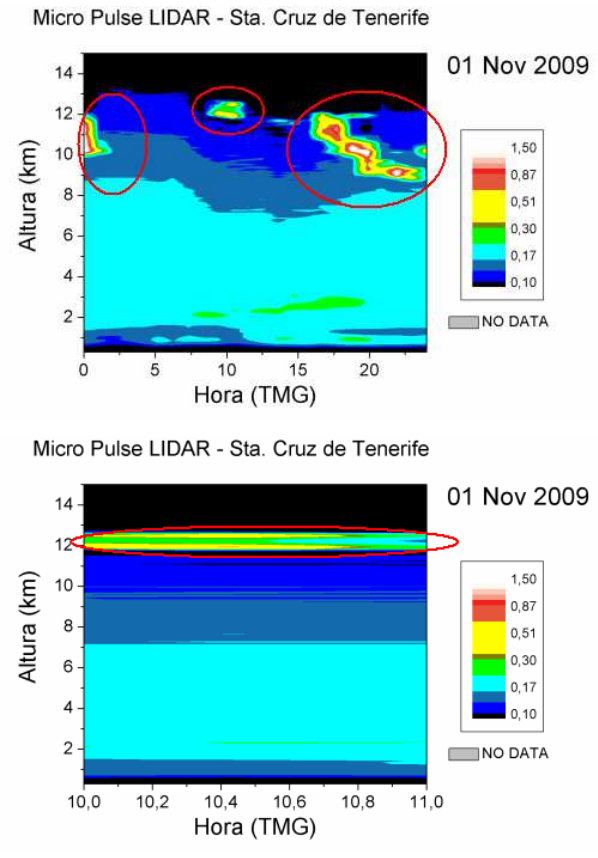


Figura 4.31.- Evolución temporal de la señal corregida en rango a una longitud de onda de 523 nm medida con el LIDAR en la estación de Santa Cruz de Tenerife el 1 de noviembre de 2009. La figura superior corresponde a la evolución entre las 00:00 horas y las 24:00 horas (Los círculos rojos señalan los momentos del día con presencia de nubes altas) y la figura inferior corresponde a la evolución entre las 10:00 horas y las 11:00 horas (Fuente: Yballa Hernández, CIAI).

Si nos fijamos en la Figura 4.31 se observa que en la figura superior aparecen nubes altas a diferentes horas del día (señaladas en la figura con un círculo rojo). Entre las 00:00 horas y la 00:30 horas de la noche aparecen nubes entre los 10 km y los 12 km, entre las 08:30 horas y las 11:30 horas, aproximadamente, aparecen nubes que podrían indicarnos que se trata de cirros bastante tenues y filamentosos por encima de los 12 km de altura y a partir de las 15:00 horas aparecen nubes localizadas entre los 8 km y 12 km. En la Figura 4.29 podemos ver, que a estas horas determinadas, no se aprecian nubes en las imágenes facilitadas por la Cámara SONA, por lo que se trata de nubes altas en la atmósfera que la propia SONA no es capaz de detectar, y sin embargo, como podemos ver en la Figura 4.30 van a afectar a las tres componentes de la radiación.

Una vez que sabemos cuál es el efecto atmosférico por el que se produce la disminución de la radiación global y directa y el aumento de la radiación difusa, vamos a estudiar ahora las diferentes variables de entrada que le vamos a dar al modelo *LibRadtran* para estudiar este caso en particular.

Para este día vamos a hacer dos simulaciones diferentes. En primer lugar vamos a simular considerando el espesor óptico de la nube, para ello tenemos en cuenta los datos de la Red *AERONET*, que como vimos en el Apartado 4.3, están disponibles en tres niveles. El nivel 1.0 está formado por datos brutos, mientras que los niveles 1.5 y 2.0 son medidas en las que se han eliminado los datos afectados por la nubosidad, con el algoritmo "*cloud screening*", por lo que en este caso conviene utilizar los datos del nivel 1.0, ya que realmente lo que nos interesa a nosotros es el espesor óptico de la nube.

Tabla 4.21.- Variación de las diferentes variables de entrada al modelo *LibRadtran* el 1 de noviembre de 2009 en la estación de Izaña.

1 de noviembre de 2009 (Juliano 305)				
	Promedio	**σ**	**Máximo**	**Mínimo**
Espesor Óptico de Aerosoles (AOD, 500 nm)	0.038	0.024	0.117	0.021
Parámetro de Ångström (α)	0.837	0.435	0.128	1.249
Parámetro de Asimetría (g, 675 nm)	0.636	0.036	0.679	0.584
Albedo de *Scattering* Simple (ω_o, 675 nm)	0.991	0.005	0.995	0.983
Vapor de Agua (mm)	3.711	0.605	2.534	4.734
Contenido total de Ozono (U.D.)	267	1	267	266
Albedo de la superficie	0.12	0.03	0.16	0.09

En la Figura 4.32 se muestra que durante la mañana tiene lugar un aumento del AOD y una disminución del parámetro de Ångström (α), que coincide con la hora en la que hemos detectado la variación tanto en la radiación directa como en la radiación difusa. En la Tabla 4.21 están las variables de entrada que vamos a introducir al modelo *LibRadtran*, tal como venimos haciendo a lo largo del capítulo, de forma que el espesor óptico de la nube lo vamos a simular como si fuera "*una nube de aerosol*", con la particularidad de que en este día, en una hora, solamente tenemos registrados 10 datos, ya que el fotómetro CIMEL se puso en funcionamiento con una resolución mayor a la habitual.

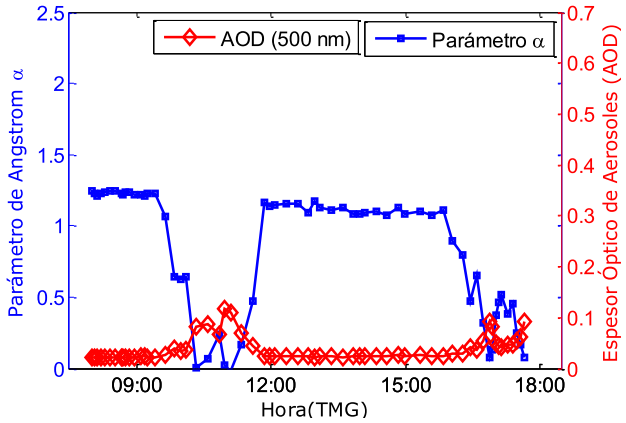


Figura 4.32.- Variación del parámetro de Ångström (α) y del AOD a 500 nm en la estación de Izaña el 1 de noviembre de 2009. La línea azul representa los datos del parámetro α y la línea roja representa los datos de AOD a 500 nm. Ambas medidas han sido tomadas con un fotómetro solar CIMEL (Fuente: Red *AERONET, Versión 1.0*).

En la Figura 4.33(a) y 4.33(b) se muestra la comparación entre las componentes global y directa medidas experimentalmente en la estación de Izaña el 1 de noviembre de 2009 y las simuladas con el modelo *LibRadtran*. Vemos que la componente directa simula perfectamente el efecto de atenuación del cirro, la componente difusa sobrevalora el efecto y la componente global presenta el efecto de compensación, y además, como el efecto es pequeño, se simula por debajo del error instrumental. A pesar de la existencia de estos cirros, la diferencia relativa a estas horas en la radiación global y directa no supera el 5%. En cambio, si nos fijamos en la Figura 4.33(c) vemos que el comportamiento de la radiación difusa es diferente a las dos anteriores, alcanzado incluso diferencias superiores al 30%, con el modelo sobreestimando el valor experimental.

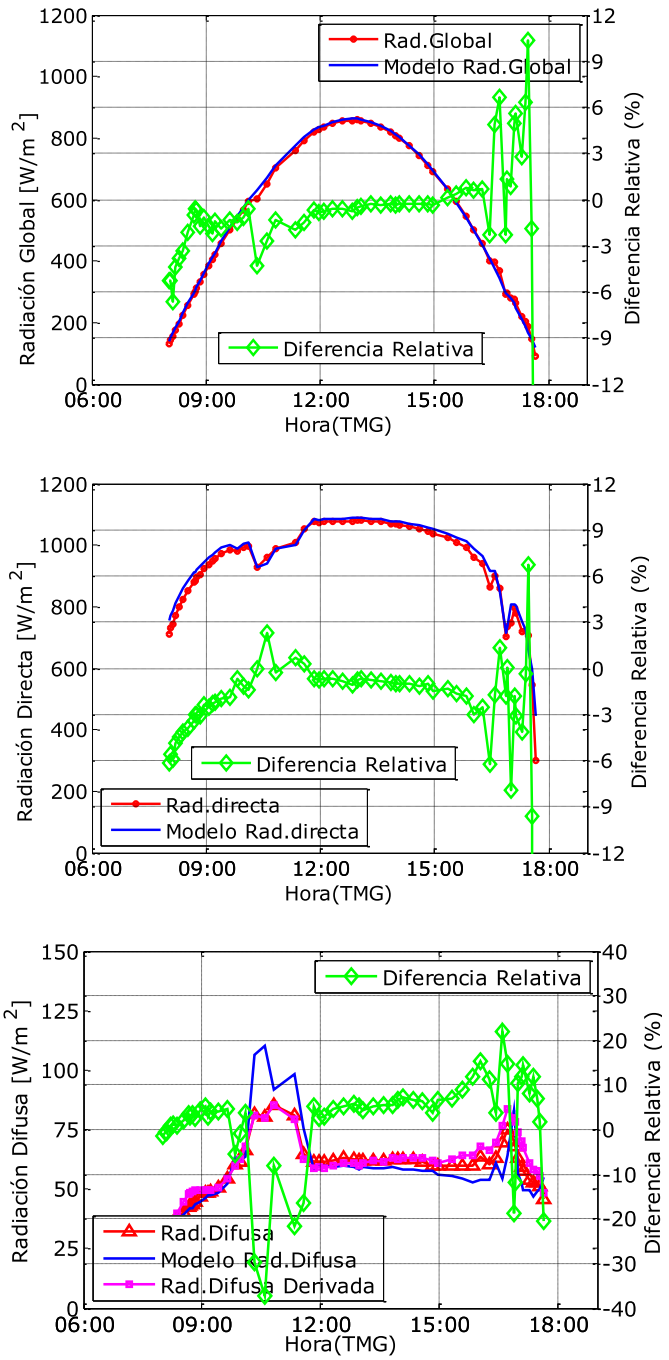


Figura 4.33.- Comparación entre la radiación (a) global, (b) directa y (c) difusa medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo *LibRadtran* a lo largo del 1 de noviembre de 2009. La línea roja representa las medidas experimentales, la línea azul la radiación obtenida con el modelo y la línea verde la diferencia relativa entre ambas medidas.

A continuación, vamos a considerar la segunda simulación introduciendo al modelo los diferentes parámetros correspondientes a las nubes definidos en el apartado 4.6.1.

De los parámetros definidos anteriormente, sólo disponemos de la altura a la que se sitúa la cima y la base de las nubes. Estos parámetros, como hemos visto anteriormente, son facilitados por el instrumento LIDAR. En la Figura 4.34 se muestran los perfiles del *backscattering ratio* frente a la altura, determinados a partir de las medidas del LIDAR en la estación de Santa Cruz de Tenerife para este día de estudio. En el eje X, tenemos la expresión con la que se determina el *backscattering ratio*, donde β_a representa el coeficiente de *backscattering* correspondiente a los aerosoles y β_R el correspondiente al coeficiente molecular, el eje Y representa la altitud entre los 11 km y 14.5 km. A la derecha de la figura podemos ver una escala que representa intervalos de 10 minutos entre las 10:00 horas y las 10:59 horas, señalado cada intervalo con un color diferente.

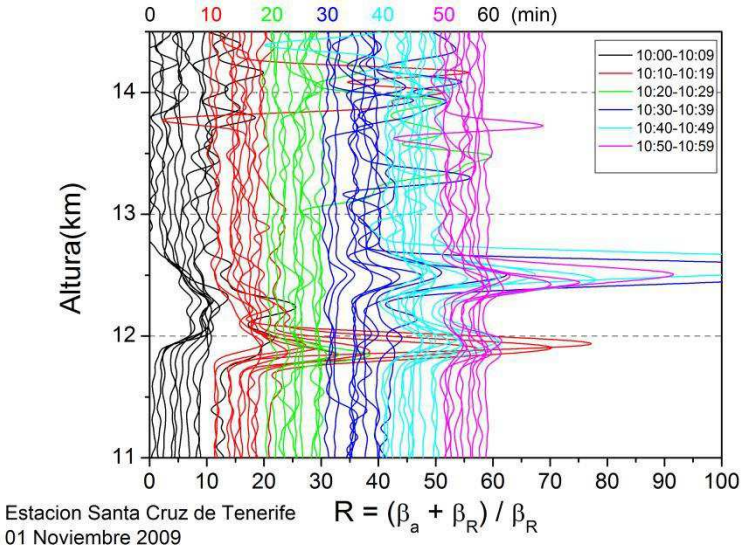


Figura 4.34.- Perfiles verticales minutales del *backscattering* ratio (R) en función de la altitud medidos en la estación de Santa Cruz de Tenerife el 1 de noviembre de 2009 con el LIDAR. Cada color representa intervalos de 10 minutos entre las 10:00 horas y las 10:59 horas (TMG) (Datos facilitados por Carmen Córdoba, INTA).

No se disponen de medidas experimentales en la estación de Izaña, ni del tamaño efectivo medio de los cristales de hielo, ni del contenido de hielo por unidad de volumen de las nubes. Según Liou et al. (2008) para atmósferas situadas a latitudes medias, el contenido de hielo puede variar en el intervalo entre 0.0001 gr/m^3 y 0.1 gr/m^3, y un valor muy probable a latitudes medias del contenido de hielo es 0.0025 gr/m^3.

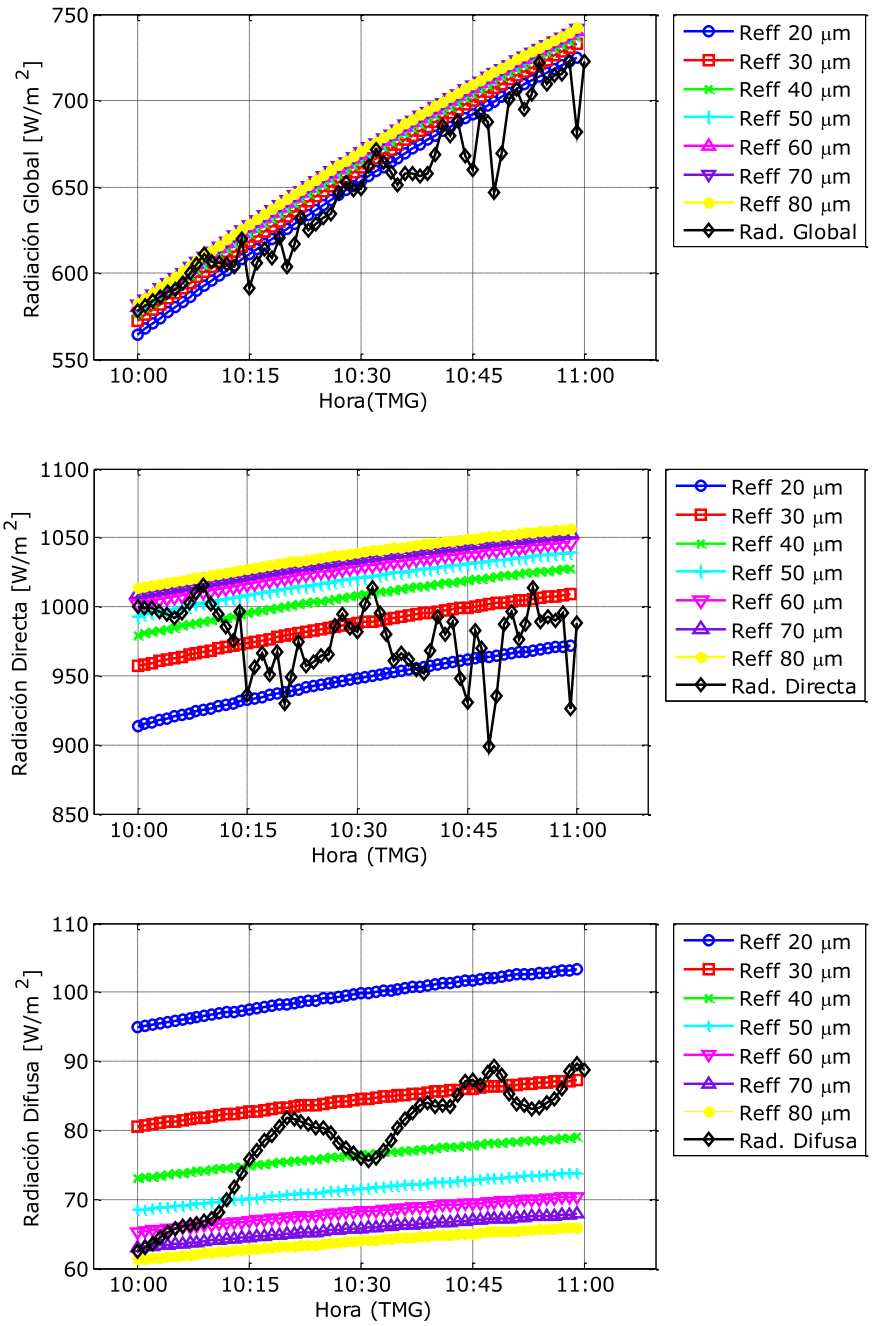


Figura 4.35.- Variación de la radiación global, directa y difusa para el 1 de noviembre de 2009 entre las 10:00 horas y las 11:00 horas en función del tamaño efectivo medio (radio efectivo en μm) de los cristales de hielo, considerando que la base de la nube se encuentra a 11.8 km, la cima de la nube se sitúa a 12.7 km y que el contenido de hielo es de 0.0025 gr/m^3. La línea negra representa las medidas experimentales de cada una de las componentes.

En las Figuras 4.35 se muestran las simulaciones y las medidas experimentales de la radiación global, directa y difusa entre las 10:00 horas y las 11:00 horas del 1 de noviembre de 2009, en función del radio efectivo de los cristales de hielo que forman los cirros, manteniendo constante la base de la nube a 11.8 km y la cima de la nube a 12.7 km, como ya se indicó, y el contenido de hielo por unidad de volumen a

0.0025 gr/m^3. Como podemos observar en la figura, tenemos durante esa hora pequeñas variaciones en en las 3 componentes de la radiación, pero que abarcan todo el rango de variación de D_e, si el IWC fuera el valor fijo que hemos supuesto, cosa que obviamente no sabemos en la realidad. Por este motivo y como indicamos antes, simular esta situación supondría una determinación exacta en cada instante de ambos parámetros, IWC y D_e.

Dado que el parámetro más influyente es IWC y que los valores absolutos obtenidos no parece que estén lejos de los valores reales, consideremos únicamente una medida puntual y analicemos el efecto que provocan estos parámetros sobre la componente directa y difusa de la radiación. En la Tabla 4.22 tenemos las diferencias relativas entre las medidas experimentales y las simuladas con el modelo (tomando como referencia las medidas experimentales) en función del contenido de hielo por unidad de volumen, manteniendo constante la posición y grosor de la nube, y el radio efectivo a 30 µm.

Tabla 4.22.- Diferencia relativa entre la radiación directa y difusa medidas experimentalmente, y las simuladas con el modelo *LibRadtran* a las 10:20 horas del 1 de noviembre de 2009, manteniendo constantes la base y la cima de la nube, el radio efectivo, y variando el contenido de hielo por unidad de volumen (IWC).

Hora 10:20 (SZA 55.9°)					
Base de la nube: 11.8 km **Cima de la nube**: 12.7 km **Radio Efectivo**: 30 µm	IWC, (gr/m^3)	Modelo LibRadtran (W/m^2)		Dif Rel Modelo/Med. Exp.(%)	
		Rad. Directa	Rad. Difusa	Rad. Directa	Rad. Difusa
Medidas Experimentales Rad. Directa 930W/m^2 Rad. Difusa 82 W/m^2	**0.1**	41	314	95.54	-283.56
	0.01	763	162	16.40	-98.31
	0.0025	976	83	-6.91	-1.58
	0.001	1026	64	-12.30	21.64
	0.0001	1056	52	-15.67	36.28

Como podemos ver en la Tabla 4.22, a medida que va disminuyendo el contenido de hielo la radiación directa va aumentando y la radiación difusa va disminuyendo. El contenido de hielo por unidad de volumen para el caso de los cirros debe ser pequeño, pues como podemos ver en las comparaciones para un valor del IWC de 0.1 gr/m^3, existe una diferencia entre las medidas simuladas y experimentales de más de un 200%, subestimando claramente la radiación difusa y de un 95% en la radiación directa, lo que indica que este valor de IWC se aleja bastante de la realidad. El valor de IWC que más se acerca a las medidas experimentales es el correspondiente a 0.0025 gr/m^3, donde como vemos en la tabla hay un cambio de signo en los valores porcentuales para las dos componentes en torno a este valor de IWC. A pesar de que no hemos hecho una simulación muy fina en la resolución de los valores de los parámetros, podemos considerar que en primera aproximación es suficiente.

Por la ecuación (4.6) el espesor geométrico de la nube es directamente proporcional al espesor óptico y por tanto varia exponencialmente con la radiación directa. Cómo le afecta a las medidas de radiación el grosor de la nube se refleja en la Tabla 4.23, manteniendo constante la altitud de la base a la que se encuentra la nube, el contenido de hielo y el radio efectivo, y variando el grosor con una resolución de 100 metros, desde 400 a 1000 metros. Según los resultados de la Tabla 4.23, a medida que aumenta el grosor de la nube, disminuye la radiación directa y aumenta la radiación difusa, obteniéndose unas diferencias relativas con respecto a las medidas experimentales cada vez menores al aumentar el grosor. Por otro lado, la componente directa va disminuyendo progresivamente, de tal manera que con un grosor para la nube de 1 km se alcanza un diferencia relativa del 5%, sin embargo el cambio de tendencia (de negativo a positivo) de la radiación difusa entre los grosores de 800 y 900 metros, dice que este último valor es el más próximo, tal como nos determinó la medida del LIDAR. Esto también nos dice que nuestra suposición inicial del contenido de agua en forma de hielo era bastante acertada. Por tanto concluimos de este pequeño estudio que utilizando unas tablas de simulación de radiación precalculadas de las componentes directa y difusa con una resolución moderada de estos parámetros, y un programa de minimización no demasiado sofisticado, estamos en condiciones de determinar estos parámetros de las nubes tipo cirro con bastante acierto. Utilizar un proceso de minimización que nos obligue a trabajar en directo con el programa *LibRadtran* no es aconsejable debido a la lentitud que el proceso en sí conllevaría.

Tabla 4.23.- Diferencia relativa entre la radiación directa y difusa medidas experimentalmente, y las simuladas con el modelo *LibRadtran* a las 10:20 horas del 1 de noviembre de 2009, manteniendo constantes el radio efectivo, el contenido de hielo por unidad de volumen y la base de la nube, y variando el grosor de la nube a través de la altura a la que situamos la base de la nube.

Hora 10:20 (SZA 55.9°)					
	Δh (m)	Modelo LibRadtran (W/m^2)		Dif. Rel. Modelo/Med. Exp. (%)	
		Rad. Directa	Rad. Difusa	Rad. Directa	Rad. Difusa
IWC: 0.0025 gr/m^3 **Radio Efectivo**: 30 µm **Base la nube**: 11.8 km **Medidas Experimentales** Rad. Directa 930W/m^2 Rad. Difusa 82 W/m^2	**400**	1022	66	10.63	-24.80
	500	1013	69	9.81	-18.31
	600	1003	73	8.99	-12.54
	700	994	76	8.15	-7.35
	800	985	80	7.31	-2.68
	900	976	83	6.47	1.56
	1000	967	86	5.61	5.42

4.7.- Resumen y Conclusiones.

De las comparaciones entre las medidas experimentales y las simuladas con el modelo *LibRadtran* para diferentes condiciones atmosféricas, en la estación de Izaña, podemos concluir lo siguiente:

- Al simular en condiciones de cielo despejado con presencia de mar de nubes, obtenemos que para las tres componentes de la radiación el modelo subestima las medidas experimentales. La radiación global presenta las máximas diferencias relativas a SZA≥70°, es decir, en las horas próximas al orto y al ocaso. En cambio en las horas próximas al mediodía solar la diferencia es menor del 3%. El comportamiento de la radiación directa es bastante constante a lo largo del día, con una diferencia, entre las medidas experimentales y el modelo, no superior al 3%. En cambio, la componente que presenta una mayor diferencia relativa es la difusa, para la que se puede alcanzar hasta un 9%. Estos resultados se encuentran dentro del error instrumental y de la incertidumbre inherente de los diferentes parámetros de entrada que alimentan al modelo. Repitiendo este estudio para el índice UVI, observamos que si la formación del mar de nubes se ha producido únicamente en las laderas situadas a barlovento de la isla de Tenerife, la diferencia relativa entre el UVI medido experimentalmente y el simulado con el modelo es del 3.8%. En cambio si la formación del mar de nubes se ha producido tanto a barlovento como a sotavento, la diferencia relativa es del 15%. En ambos casos se ha introducido en el modelo el albedo de la superficie medido con el albedómetro instalado en la estación.

- Si consideramos días afectados por intrusión sahariana, obtenemos que la radiación global simulada con el modelo es sobreestimada respecto a las medidas experimentales. Al igual que ocurría en el caso anterior, las mayores diferencias las tenemos a SZA≥70°, en cambio para el resto de SZA, las diferencias no superan el 2.5%, e incluso, en las horas próximas al mediodía solar no superan el 1%. La radiación directa es subestimada por el modelo respecto a las medidas experimentales, alcanzando las máximas diferencias a SZA≥70°. Por último, la componente difusa es sobreestimada por el modelo y al igual que pasaba en el caso de días despejados, es la componente que presenta una mayor diferencia, teniendo un comportamiento contrario al de las otras dos componentes.

- Estudiando los días despejados con presencia de nubes altas (Cirros), obtenemos que la simulación de la radiación afectada por la presencia de cirros en la atmósfera muestra unos mejores resultados en la componente global y directa si suponemos que el espesor óptico de la nube lo consideramos como una *"nube de aerosol*". Es decir, si simulamos la radiación considerando únicamente los datos d*e AERONET* de la versión 1.0 (en la que aún no se ha aplicado el filtro de nubes "*cloud screening*") e ignoramos los parámetros relacionados con las nubes, que el modelo LibRadtran permite dar de entrada, se obtiene una diferencia entre las medidas experimentales y simuladas menor al 5% en las horas con presencia de cirros para la radiación global y directa. Sin embargo, si realizamos la simulación incorporando los parámetros relacionados con las nubes (altitud de la cima y la base de la nube, tamaño o ancho medio de los cristales de hielo que forman las nubes y contenido de hielo

por unidad de volumen de las nubes), la diferencia es mayor, dado que existe una gran incertidumbre en algunos de estos parámetros y otros son totalmente desconocidos.

CAPÍTULO 5

Estudio de las series de radiación global, directa y difusa en la estación BSRN de Izaña

Introducción.

5.1.- Análisis de las series de radiación global, directa y difusa de la estación BSRN de Izaña en el período 2009-2010.

5.1.2.- Análisis de los valores diarios y los promedios mensuales.

5.2.- Estudio de la serie de radiación global, directa y difusa de la estación BSRN de Izaña utilizando el modelo de transferencia radiativa LibRadtran durante 2009 y 2010.

5.2.1.- Criterios de selección de días despejados.

5.2.2.- Comparación entre los valores diarios experimentales y los simulados con el modelo LibRadtran para los días despejados entre 2009 y 2010.

5.3.- Reevaluación y reconstrucción de la serie de radiación global medida en la estación de Izaña entre 1992 y 2010 utilizando las medidas experimentales de radiación global, medidas de insolación y el modelo de transferencia radiativa LibRadtran.

5.3.1.- Metodología.

5.3.2.- Resultados.

5.3.3.- Análisis de la serie de radiación global medida experimentalmente en la estación de Izaña entre 1992 y 2010.

5.3.3.1.- Tendencia de la serie de radiación global medida experimentalmente en la estación de Izaña entre 1992 y 2010.

5.4.- Resumen y Conclusiones.

Introducción.

El objetivo fundamental de este capítulo es analizar las series de radiación global, directa y difusa medidas en la estación de Izaña en los años 2009 y 2010. Nos centraremos en este intervalo de tiempo ya que es a partir de esta fecha cuando la estación de Izaña pertenece a la Red BSRN y sabemos de antemano que en este período las medidas cumplen unos determinados controles de calidad, por lo que las podemos considerar con un alto grado de fiabilidad. Una vez hecho este análisis identificaremos los días con ausencia de nubes, independientemente de la turbiedad que presente la atmósfera, para ello hemos utilizado varios criterios existentes en la bibliografía.

Posteriormente hemos comparado la serie de medidas de radiación de los valores diarios simulados con el modelo *LibRadtran*, durante este período de tiempo.

En el capítulo anterior ya comprobamos la fiabilidad del modelo para predecir o estimar los valores de la radiación bajo diferentes condiciones atmosféricas. En este caso vamos a simular un gran número de días, y así comprobar si el modelo nos va a servir como herramienta para hacer diferentes controles de calidad a las medidas experimentales, detectar qué factores afectan más o menos a la radiación y cuantificar mejor su efecto sobre ella, dependiendo del lugar donde estemos midiendo o evaluando la misma, pero sobre todo estimar los valores de la radiación en aquellos períodos de tiempo en los que no ha sido posible medir experimentalmente. En base a los valores de radiación obtenidos se realizará una reevaluación y reconstrucción de la serie de radiación global diaria medida en la estación de Izaña desde el año 1992. Para ello se utilizarán las medidas realizadas con piranómetros que, como vimos en el Capítulo 1, son los instrumentos que dan directamente la radiación global, así como las medidas de insolación tomadas con un heliógrafo *Campbell-Stokes*. Además utilizaremos el modelo *LibRadtran* como herramienta auxiliar que nos permite llevar a cabo un control de las medidas, así como para simular aquellas medidas de radiación global que por alguna razón no estén disponibles en la estación de Izaña.

5.1.- Análisis de las series de radiación global, directa y difusa de la estación BSRN de Izaña en el período 2009-2010.

El análisis de las series de radiación global, directa y difusa lo vamos a realizar analizando, durante un período de dos años (2009-2010), la variación diaria que presentan las tres componentes de la radiación en la estación de Izaña. Antes de empezar a hacer el análisis nos gustaría hacer notar el hecho de que el período de estudio considerado no es suficiente para llevar a cabo un exhaustivo análisis, por lo que no va a ser posible estudiar los períodos o estacionalidad de la serie. Sin embargo sí será posible realizar una estadística descriptiva de las series en este período.

La radiación que incide sobre una superficie horizontal a lo largo del día la vamos a determinar integrando entre el orto y el ocaso la curva de la radiación minutal medida experimentalmente en la estación de Izaña.

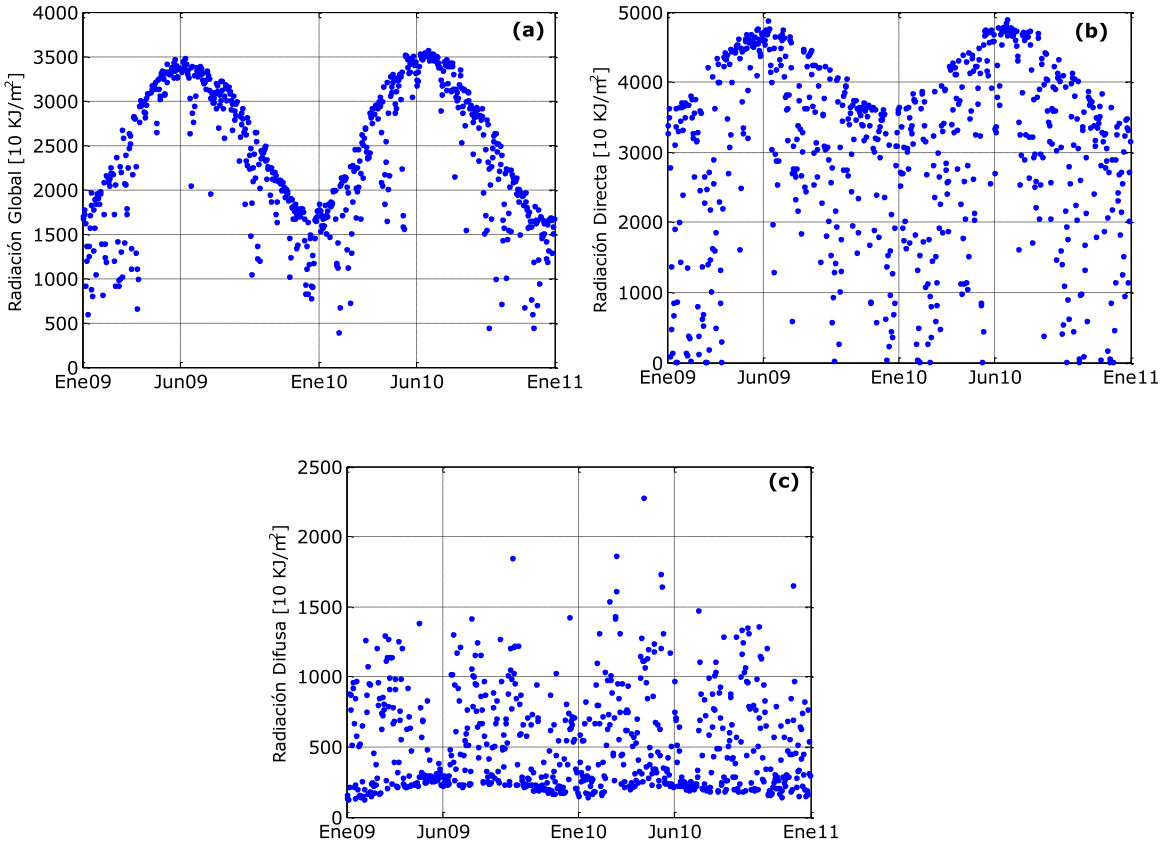


Figura 5.1.- Evolución temporal de los valores diarios de la radiación (a) global, (b) directa y (c) difusa en unidades de 10 KJ/m^2 medidos experimentalmente en la estación de Izaña entre 2009 y 2010.

En la Figura 5.1 se muestra la variación diaria de las tres componentes de la radiación medidas en la estación de Izaña durante los años 2009 y 2010. En total hemos considerado 715 días (352 días en 2009 y 363 días en 2010). El resto de días no considerados se deben, por un lado, a días con meteorología adversa en la estación de Izaña, durante los meses de invierno se producen nevadas que traen consigo la parada de los instrumentos. Igualmente existen épocas del año donde se producen vientos que superan los 100 Km/h y obliga a la parada de los instrumentos. Finalmente hay días en los que no tenemos medidas debido a las tareas de mantenimiento de los diferentes instrumentos. En todo caso no creemos que existan muchas estaciones de alta montaña en el mundo donde el número de días con medidas de radiación a lo largo del año alcancen los dados en la estación de Izaña.

La evolución de la radiación global (Figura 5.1(a)) presenta un comportamiento periódico de un año de acuerdo al movimiento del sol, que puede asimilarse a una forma sinusoidal con máximos durante los meses de verano y mínimos durante los meses de invierno. Este comportamiento se debe a la evolución

anual de la elevación solar. Cuanto mayor sea la altura a la que se encuentra el Sol, y menor sea, por tanto, el SZA, mayor será la radiación que llegue a la superficie de la tierra. Este comportamiento es similar en la componente directa (Figura 5.1(b)), aunque no presenta de forma tan clara la forma sinusoidal que se apreciaba en la componente global. En cambio, no podemos decir lo mismo de la componente difusa (Figura 5.1(c)) pues no presenta una tendencia clara y sólo permite distinguir a veces los meses en los que se producen los máximos y los mínimos, trazando la envolvente de las medidas con los valores más bajos. Mientras el año 2009 muestra una forma típica de ese comportamiento anual de la radiación, no ocurre así en el año 2010.

5.1.2- Análisis de los valores diarios y de los promedios mensuales.

Una vez que hemos analizado las series de los valores diarios de las tres componentes, calculamos los promedios mensuales, definidos como el valor promedio de la radiación mensual que incide sobre una superficie horizontal (Tabla 5.1).

Tabla 5.1.- Promedios y desviación estándar de los valores interanuales de la radiación global, directa y difusa durante el período comprendido entre 2009 y 2010 en la estación de Izaña.

	Rad. Global (10 KJ/m^2)	Rad. Directa (10 KJ/m^2)	Rad. Difusa (10 KJ/m^2)	Nº Días
Ene.	1603 ± 64	2460 ± 238	433 ± 17	62
Feb.	1758 ± 3	2042 ± 114	618 ± 94	55
Mar.	2276 ± 277	2629 ± 559	685 ± 75	61
Abr.	2861 ± 242	3448 ± 727	597 ± 247	56
May.	3192 ± 160	4096 ± 500	434 ± 156	62
Jun.	3304 ± 120	4255 ± 298	424 ± 135	59
Jul.	3158 ± 56	3655 ± 323	577 ± 127	62
Ago.	2964 ± 74	3523 ± 218	531 ± 45	57
Sep.	2357 ± 43	2622 ± 124	692 ± 81	60
Oct.	2078 ± 166	2847 ± 381	472 ± 93	60
Nov.	1736 ± 113	2797 ± 264	346 ± 21	60
Dic.	1470 ± 54	2274 ± 89	449 ± 2	61
Total	**2396 ± 114**	**3054 ± 320**	**522 ± 91**	**715**

En la Figura 5.2 se muestra el promedio mensual durante los dos años de estudio de las tres componentes de la radiación. La evolución de los datos coincide con los resultados obtenidos en la Figura 5.1. Se puede observar en la Figura 5.2(a) que los valores máximos de radiación global tuvieron lugar en mayo de 2009 y en junio de 2010, coincidiendo estos dos meses con los menores valores de desviación estándar de las medidas. En cambio los valores mínimos se detectaron en diciembre de ambos años. Los meses con los máximos valores de radiación directa coinciden con los meses que presentan mayor radiación global. Los valores mínimos de la radiación directa se dan en febrero de ambos años. La variación de la radiación difusa a lo largo de los dos años es bastante dispar si la comparamos con las otras dos componentes. Los valores máximos corresponden al mes de septiembre

de 2009 y al mes de abril de 2010, mientras que los valores mínimos coinciden con los meses en los que tenemos los máximos de radiación global y directa, mayo de 2009 y junio de 2010.

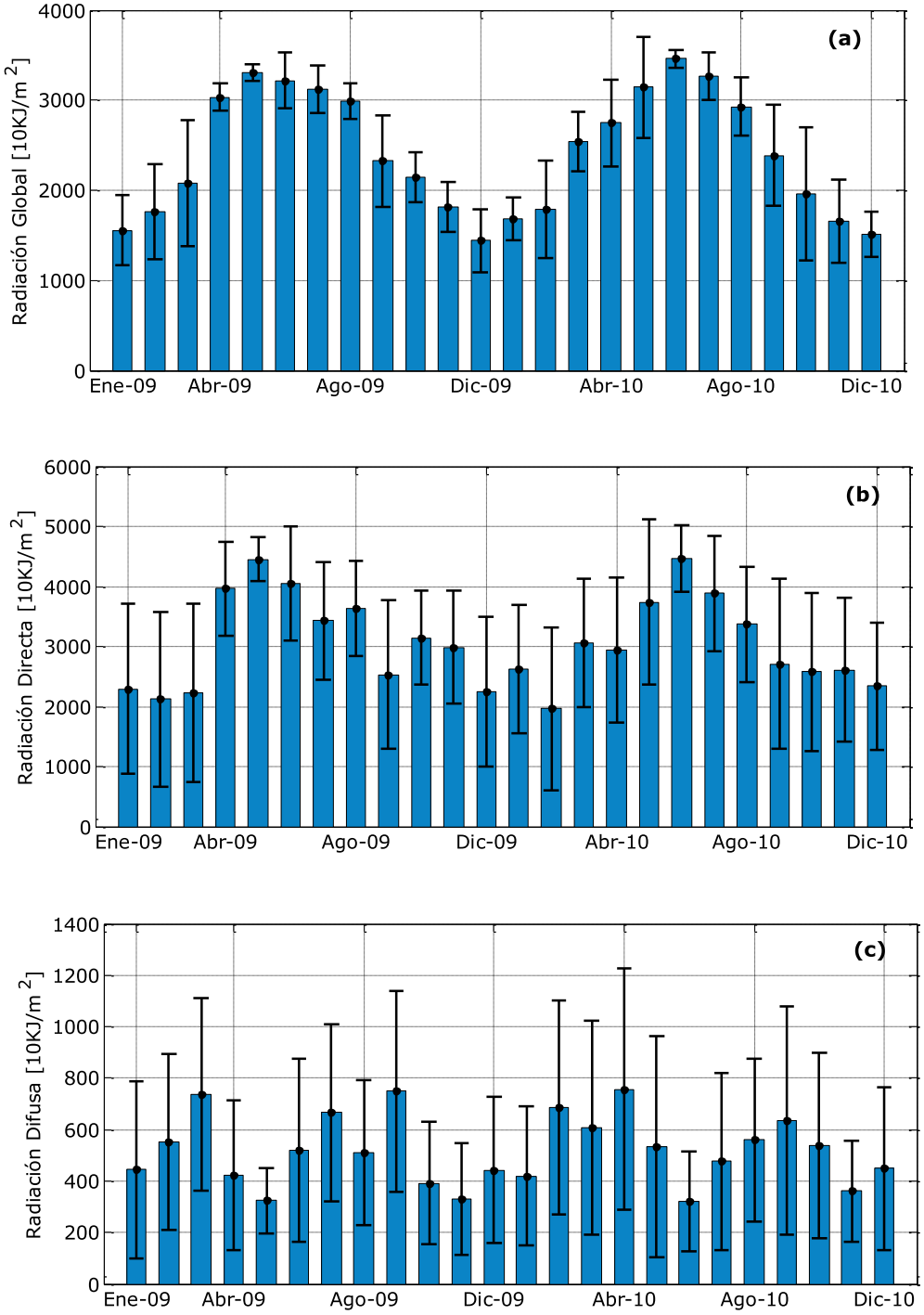


Figura 5.2.- Promedio mensual de la radiación (a) global, (b) directa y (c) difusa en la estación de Izaña durante 2009 y 2010. Las barras de error indican la desviación estándar de las medidas.

5.2.- Estudio de la serie de radiación global, directa y difusa utilizando el modelo de transferencia radiativa LibRadtran durante 2009 y 2010.

El objetivo de este apartado es comparar la radiación diaria simulada con el modelo *LibRadtran* y la radiación diaria medida experimentalmente en la estación de Izaña durante el período comprendido entre 2009 y 2010. Esta comparación la vamos a hacer únicamente en aquellos días que previamente hemos seleccionado como días despejados, es decir, aquellos días en los que no tenemos presencia de nubes, independientemente de la turbiedad que presente la atmósfera ese día.

5.2.1.- Criterios de selección de días despejados.

El objetivo de este apartado es encontrar criterios que permitan detectar de forma automatizada si un día está afectado o no por la presencia de nubes, independientemente de la turbiedad que presente la atmósfera.

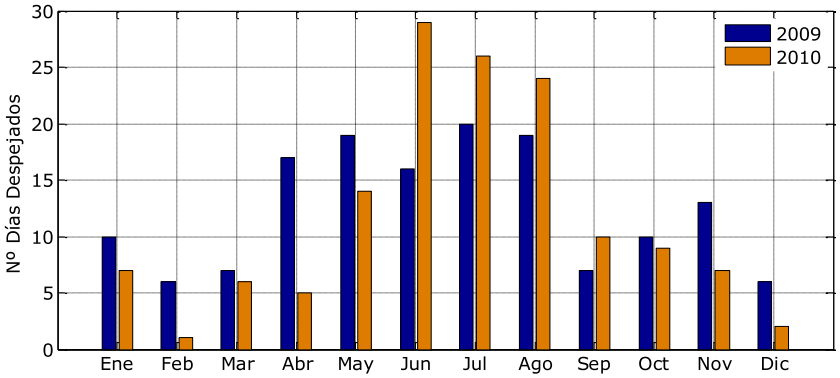


Figura 5.3.- Número de días despejados en la estación de Izaña entre 2009 y 2010 detectados de forma visual analizando las gráficas diarias de la radiación global, directa y difusa.

El primer paso que hemos realizado, ha sido seleccionar los días despejados entre 2009 y 2010. Para ello hemos analizado de forma visual las curvas de radiación global, directa y difusa medidas diariamente en la estación de Izaña. Hemos seleccionado como despejados aquellos días que cumplen las siguientes condiciones en las curvas de radiación diaria: 1) hemos comprobado que tanto la radiación global como la radiación directa no presentan distorsión en sus medidas a lo largo del día, 2) que la curva de ambas componentes definan claramente una función simétrica en torno al mediodía solar y 3) para la radiación difusa hemos analizado la curva teniendo en cuenta si se producía un aumento de la misma a lo largo del día, ya que de antemano sabemos que la presencia de nubes produce un aumento en la radiación difusa y una disminución en la radiación directa. Aplicando este método visual hemos detectado 144 días despejados durante 2009 y 119 días despejados durante 2010. En la Figura 5.3 se muestra la distribución del número de días a lo largo de los dos años de estudio. Si observamos el diagrama podemos ver que existe una gran disparidad interanual entre los dos años, pues no tenemos ningún mes

que presente una tendencia similar en los dos años, excepto en septiembre, donde hay una diferencia de un día entre 2009 y 2010. Con esto podemos decir que para 2009 el 41% de los días y para el 2010 el 33% de los días son despejados. En la Tabla 5.2 se muestra el tanto por ciento de días despejados a lo largo de 2009 y 2010. Como podemos ver en la tabla existe bastante diferencia en el número de días despejados al comparar los dos años, por ejemplo, el 21% de los días fue despejado en el mes de febrero de 2009 frente al 4% del mismo mes en el año 2010.

Tabla 5.2.- Tanto por ciento de días despejados al mes durante 2009 y 2010 en la estación de Izaña.

	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.
2009	32	21	26	65	61	48	55	69	23	29	40	16
2010	13	4	13	13	45	97	84	77	33	30	23	6

Una vez que sabemos cuáles son los días despejados aplicamos diferentes criterios de selección, con el objetivo de automatizar el proceso de detección, usando como base las medidas experimentales que tenemos disponibles.

Primero aplicaremos algunos de los criterios más utilizados en la bibliografía, para posteriormente comprobar la bondad de estos métodos frente a los días despejados que hemos detectado de forma visual.

1. ***Índice de claridad atmosférico*** $(\boldsymbol{K_t})$

En primer lugar empezaremos por aplicar a las medidas el índice de claridad atmosférico K_t (Liu y Jordan, 1960), como su nombre indica mide la transmitancia de la radiación global diaria, y se define como la relación entre la radiación solar global diaria medida en una superficie horizontal (H) y la radiación extraterrestre horizontal (H_o). Este índice permite conocer de forma global los procesos de atenuación debidos a la absorción y dispersión que sufre la radiación solar en su camino a través de la atmósfera.

$$K_t = {}^{H}/_{H_o} \qquad \text{(Ec 5.1)}$$

donde H_o viene dada por la siguiente ecuación:

$$H_o = \frac{24}{\pi} I_{sc} E_o \left[\omega_s \left(sen\, \delta\, sen\, \emptyset \right) + \left(\cos\delta \cos\emptyset\, sen\, \omega_s \right) \right] \qquad \text{(Ec 5.2)}$$

donde I_{sc} es la constante solar que vale 1367 W/m^2 (Fröhlich y Wehrli, 1981; Fröhlich y Brusa, 1981); E_o es el factor de corrección de la distancia Tierra-Sol (Capítulo 2, Ecuación 2.15); $\emptyset$ es la latitud

geográfica de la estación que estemos considerando; δ es la declinación solar (Ecuación 5.3) y ω_s es el ángulo horario en el que tiene lugar el orto (o el ocaso) (Ecuación 5.4).

$$\delta = 180\pi\ (0.006918 - 0.399912\ cos\eta + 0.70257 - 0.006758\ \cos 2\eta + 0.000907 \mathrm{sen} 2\eta + \\ +0.002697 \cos 3\eta + 0.00148\ \mathrm{sen} 3\eta) \qquad \text{(Ec 5.3)}$$

$$\omega_s = arcos\ (-\tan(\emptyset)\tan(\delta)) \qquad \text{(Ec 5.4)}$$

Liu y Jordan (1960) proponen utilizar unos criterios para seleccionar las condiciones del cielo a partir de los valores de K_t. Estos criterios van a permitir, dependiendo de su valor, clasificar el día de estudio como un día nuboso, un día parcialmente nuboso o un día de cielo claro (Tabla 5.3).

Tabla 5.3.- Criterios para seleccionar las condiciones del cielo en función de los valores del índice de claridad K_t (Liu y Jordan, 1960).

Índice de Claridad K_t	
Día nuboso	$0 < K_t < 0.3$
Día Parcialmente nuboso	$0.3 \leq K_t < 0.7$
Día de cielo claro	$K_t \geq 0.7$

Aplicando los criterios expuestos en la Tabla 5.3, hemos obtenido que para el año 2009 tenemos 3 días nubosos, 77 días parcialmente nubosos y 272 días de cielo claro, y para el año 2010 tenemos 7 días nubosos, 70 días parcialmente nubosos y 286 días de cielo claro. En la Figura 5.4 se muestra la variación del índice de claridad en función del día juliano para el año 2010. En ella podemos ver, que según este índice más del 78% de los días considerados durante 2010 los podemos considerar como días de cielo claro.

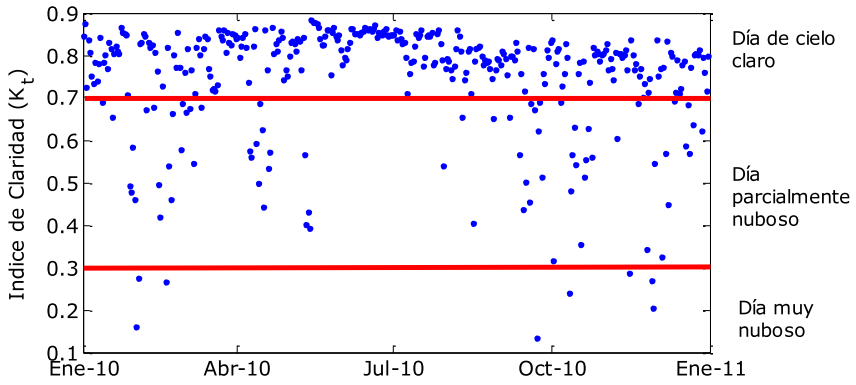
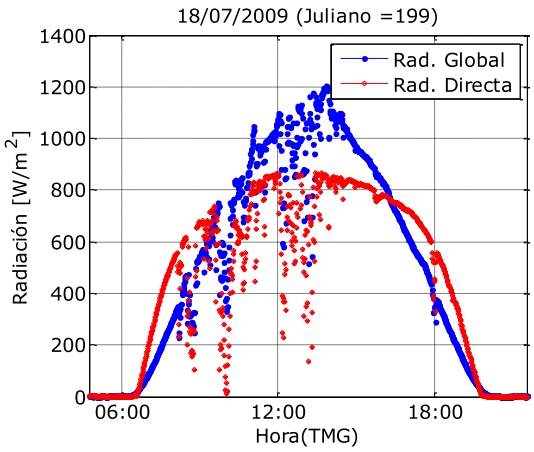
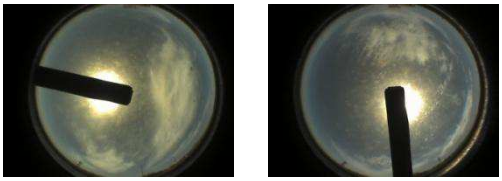


Figura 5.4.- Variación del Índice de claridad (K_t) durante 2010. Las líneas rojas representan los límites de K_t definidos en Liu y Jordan, (1960) (Tabla 5.3).

Si comparamos los resultados obtenidos al aplicar este criterio con los obtenidos al detectar los días despejados de forma visual, vemos que existe gran diferencia entre ambos resultados. Para el año 2009, de forma visual detectamos 144 días mientras que se cumple que K_t ≥0.7 para 272 días, es decir, este

criterio está detectando 128 días más. Para el año 2010 obtenemos unos resultados muy parecidos: de forma visual detectamos 119 días y mediante el índice de claridad detectamos 286 días, es decir, según los límites del índice de claridad (Tabla 5.2) tenemos más del doble de días despejados, de los que realmente son.





12:00 **14:00**

Figura 5.5.- En la figura de la izquierda tenemos la variación de la radiación global y directa medidas experimentalmente en la estación de Izaña el 18 de Julio de 2009. En las figuras de la parte superior tenemos dos imágenes tomadas por la cámara SONA en la estación de Izaña el 18 de Julio de 2009 a las 12:00 horas y las 14:00 horas, respectivamente.

En la Figura 5.5 se muestra un ejemplo de un día con un valor de K_t de 0.75, que según la Tabla 5.3 corresponde a un día de cielo claro y cómo podemos ver en la figura se trata de un día afectado por la presencia de nubes.

Tabla 5.4.- Diferentes límites del índice de claridad K_t para el caso de días de cielo claro aplicados a las medidas experimentales de la estación de Izaña.

Índice de Claridad K_t Día de cielo claro		
Límites de K_t	**Año 2009 (N° Días)**	**Año 2010 (N° Días)**
K_t **≥ 0.68**	279	295
K_t **≥ 0.70**	272	286
K_t **≥ 0.72**	264	275
K_t **≥ 0.74**	256	263
K_t **≥ 0.76**	241	244
K_t **≥ 0.78**	214	212
K_t **≥ 0.80**	169	173
K_t **≥ 0.82**	104	122

A partir de los resultados obtenidos, es evidente que este criterio, tal cual está definido en Liu y Jordan (1960) no es el criterio más conveniente para seleccionar los días despejados en la estación de Izaña, pues los resultados obtenidos se alejan bastante de la realidad. Por este motivo hemos realizado el

mismo estudio anterior pero variando el índice de claridad K_t en un entorno a 0.7, en particular, entre 0.68 y 0.82. Los resultados obtenidos se muestran en la Tabla 5.4.

Si nos fijamos en la Tabla 5.4 vemos que si aumentamos el límite de K_t para el caso de cielo claro hasta 0.8, obtenemos que el número de días que cumplen este criterio se reduce a 169 días para 2009 y 173 días para 2010. Si comparamos estos días con los que hemos detectado de forma visual, vemos que existe una mejor aproximación para este límite de K_t para el 2009, sin embargo el límite de K_t que más se aproxima en 2010 es el de 0.82. Estudiando el por qué de esta diferencia de días hemos comprobado que cuando el límite de K_t es 0.7 considera como despejados a los días con presencia de nubes altas (cirros) y a los días con alta turbiedad en la atmósfera. Al aumentar el valor del límite de K_t a 0.8 se excluyen de los días despejados los días con presencia de nubes altas, aunque si sigue considerando los días afectados por intrusión de polvo sahariano.

2. ***Método desarrollado por Long y Ackerman (2000).***

Como segundo criterio aplicaremos el desarrollado por Long y Ackerman (2000). Estos autores han desarrollado un método para identificar aquellos días libres de nubosidad. Este método está dividido en 9 criterios para establecer aquellos momentos del día que no se encuentran afectados por nubes. Nuestro interés radica únicamente en saber si un día ha estado afectado por nubes o no, sin entrar en detalle en qué períodos del día tenemos nubosidad. Por este motivo, aplicaremos únicamente los dos primeros criterios del método que serán detallados a continuación.

El principal factor que determina el ciclo diurno de la variación de la radiación global para el caso de días despejados es el SZA. Existen otros factores de menor importancia como el AOD, el albedo de la superficie y la columna total de vapor de agua que afectan a la radiación pero en menor medida que el SZA, sobre todo cuando el intervalo de tiempo considerado es de un día o de pocos días. El criterio desarrollado por los citados autores está basado en la relación que existe entre la radiación global y el coseno del ángulo cenital solar en ausencia de nubes (Ecuación 5.5). Esta ecuación nos dice que la radiación de onda corta medida experimentalmente en condiciones de cielo despejado, es decir, en ausencia de nubes, puede ser simulada a través de una función potencial en función del SZA.

$$H = a\,cos(\theta)^b \qquad \text{(Ec 5.5)}$$

donde H es la radiación global simulada experimentalmente, θ es el SZA, "*a*" es el valor de la radiación global que se espera medir cuando el SZA es 0°, e incluye los efectos producidos por el AOD, la columna total de vapor de agua, la distancia media entre la Tierra y el Sol, y la calibración del radiómetro. El coeficiente "*b*" determina la variación de la radiación global en función del SZA e incluye el efecto de la respuesta coseno del propio radiómetro. El valor de la constante "*b*" es, según Long y Ackerman (2000), cercano a 1.2, por lo que en este trabajo lo fijamos a este valor.

El primer paso es determinar el coeficiente "*a*". Este coeficiente lo determinamos por un proceso iterativo, en el cual le vamos dando valores hasta que el 80% de las medidas experimentales se encuentren dentro de la curva teórica determinada por la ecuación 5.9 (Xia et al. ,2007). Una vez determinada la constante "*a*", y fijando la constante "*b*" a 1.2, comparamos para cada día la radiación experimental y la simulada punto a punto, de forma que cuando la diferencia relativa entre ambas sea mayor del 20% consideraremos que dicho punto está afectado por el efecto de una nube. Una vez comparadas la radiación experimental y la curva teórica para todo el día solamente vamos a considerar despejados aquellos días que no presenten ningún punto afectado por nubes. En la Figura 5.6 se muestra la comparación entre la radiación experimental y la simulada para dos días en particular, de ellas podemos decir que al aplicar este criterio nos quedaríamos como día despejado con el día de la figura de la izquierda ya que la diferencia relativa en cada uno de sus puntos es menor del 20%, cosa que no ocurre con las medidas de la figura de la derecha, donde se aprecia claramente la diferencia entre las medidas experimentales y las simuladas con la ecuación 5.5.

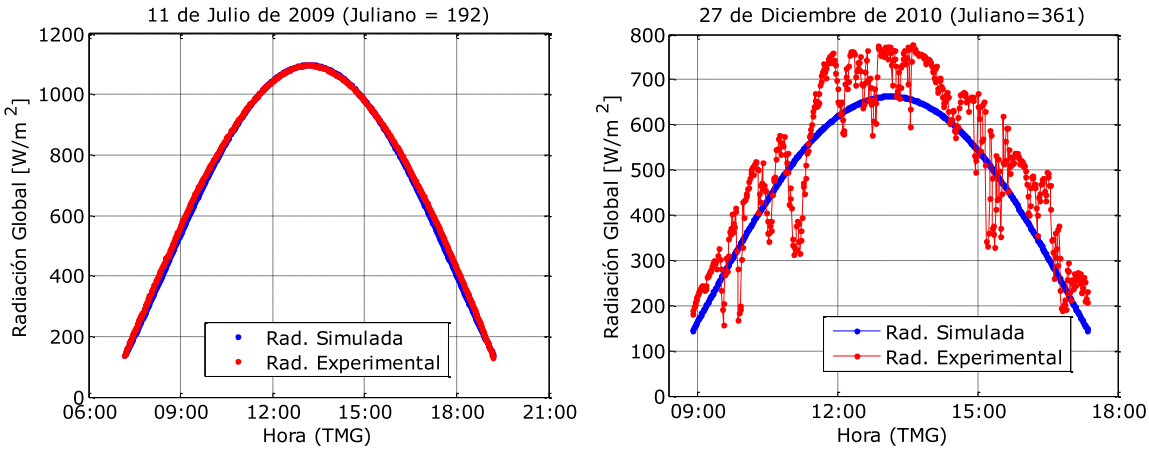


Figura 5.6.- Comparación entre la radiación global experimental medida en la estación de Izaña los días 11 de julio de 2009 y 27 de diciembre de 2010, respectivamente, y la radiación global simulada determinada a partir de la ecuación 5.3. Los puntos rojos representan la radiación experimental y los puntos azules representan la radiación global simulada.

Aparte del criterio anterior hemos aplicado un segundo criterio para obtener una mayor precisión en la selección de los días. Este criterio consiste en normalizar el cociente entre la radiación experimental y simulada y estudiar en ventanas de 30 minutos la desviación estándar de esta normalización. Cuando esta desviación es mayor que 0.02 (Xia et al., 2007), diremos que el intervalo de tiempo considerado está afectado por la presencia de nubes. Se considerará que el día es despejado si ninguna de las ventanas consideradas presenta afección por nubosidad. Aplicando este criterio de selección hemos obtenido que para el 2009 se detectaron 143 días despejados y para el 2010 se detectaron 124 días.

En la Tabla 5.5 podemos ver una comparación de los resultados obtenidos al aplicar los diferentes criterios que hemos desarrollado en este apartado. De esta tabla podemos concluir que el criterio que más se acerca a los días detectados como despejados de forma visual es el criterio definido por Long y Ackerman (2000). Para el 2009 existe una diferencia de un día y para el 2010 existe una diferencia de cinco días.

Tabla 5.5.- Resultados obtenidos al aplicar los diferentes criterios detallados anteriormente para detectar días despejados en la estación de Izaña durante el período comprendido entre 2009 y 2010.

	Año 2009 (N° Días)	Año 2010 (N° Días)
Detección de Forma Visual	144	119
Índice de Claridad (K_t ≥ 0.7)	272	286
Índice de Claridad (K_t ≥ 0.8)	169	173
Criterio Long y Ackerman, (2000)	143	124

5.2.2.- Comparación entre los valores diarios experimentales y los simulados con el modelo LibRadtran para el caso de días despejados entre 2009 y 2010.

Una vez que tenemos seleccionados los días despejados, entre 2009 y 2010, a continuación compararemos los valores diarios medidos experimentalmente de las tres componentes de la radiación con los valores diarios simulados con el modelo *LibRadtran.*

Los valores diarios simulados con el modelo *LibRadtran* los hemos obtenido a partir de la simulación realizada a lo largo del día, entre el orto y el ocaso. Al igual que hicimos en el Apartado 4.3.1.1 (Capítulo 4), vamos a considerar el valor promedio del albedo de la superficie entre el orto y el ocaso medido experimentalmente por el albedómetro instalado en la estación de Izaña, y los valores proporcionados por la Red *AERONET* a las diferentes horas del día, tanto de los parámetros de Ångström como del vapor de agua, además para estas simulaciones hemos considerado los parámetros que están reflejados en la Tabla 5.6 constantes para todos los días de estudio.

Tabla 5.6.- Parámetros constantes de entrada que se le han dado al modelo LibRadtran para realizar las simulaciones diarias de los días despejados durante 2009 y 2010 en la estación de Izaña.

Parámetro de Asimetría (g)	0.75
Albedo de *scattering* simple (ω_o)	0.97
Contenido total de Ozono (U.D.)	300
Altitud (km)	2.4

En la Figura 5.7 se muestran los valores diarios de las tres componentes de la radiación medidas experimentalmente en la estación de Izaña frente a los simulados con el modelo *LibRadtran* para los

días despejados entre 2009 y 2010 (263 días). En ella podemos observar que existe una buena correlación entre los valores diarios medidos experimentales y los simulados con el modelo para las tres componentes, pues para los tres casos $R^2 = 0.99$ y las pendientes de los ajustes se aproximan a la unidad.

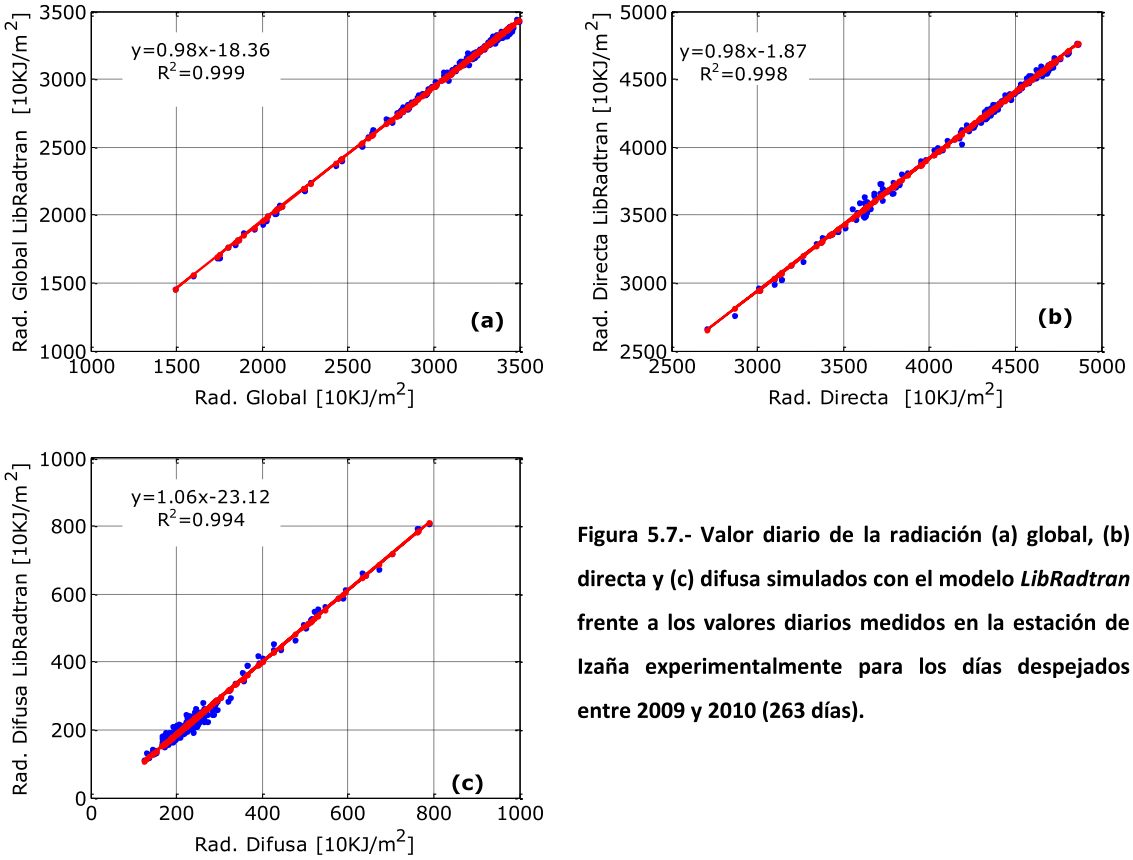


Figura 5.7.- Valor diario de la radiación (a) global, (b) directa y (c) difusa simulados con el modelo *LibRadtran* frente a los valores diarios medidos en la estación de Izaña experimentalmente para los días despejados entre 2009 y 2010 (263 días).

Tabla 5.7.- Índices estadísticos obtenido al comparar los valores diarios de la radiación global, directa y difusa medidos experimentalmente y los simulados con el modelo *LibRadtran* para los días despejados entre 2009 y 2010 (263 días) en la estación de Izaña. RMSE es el error cuadrático medio, MBE es el error medio y MABE es el error medio absoluto.

	Pendiente	Intercepción Y (10 KJ/m^2)	R^2	RMSE (10 KJ/m^2)	MBE (10 KJ/m^2)	MABE (10 KJ/m^2)
Rad. Global	0.98	-18.36	0.999	57.1 (1.9%)	-54.0 (-1.8%)	54.0 (1.8%)
Rad. Directa	0.98	-1.87	0.998	88.7 (2.1%)	-83.9 (-2.1%)	84.4 (2.1%)
Rad. Difusa	1.06	-23.12	0.994	18.1 (6.6%)	-7.4 (-2.7%)	14.7 (5.4%)

Para un análisis más exhaustivo de esta comparación hemos calculado los diferentes parámetros estadísticos que quedan reflejados en la Tabla 5.7. Las pendientes de las tres gráficas de la Figura 5.7 se aproximan a la unidad, apreciando una mejor aproximación para el caso de la radiación global y directa. Los índices RMSE y MABE (error medio absoluto) nos sirven para analizar cómo se ajustan las medidas simuladas a las medidas experimentales. Se observa que tanto el RMSE como el MABE son menores del 2.5% para la componente global y directa, y menor del 7% para la componente difusa. El signo del índice

MBE (error medio) nos muestra que las tres componentes de la radiación son subestimadas por el modelo respecto a las medidas experimentales.

Si analizamos las diferencias relativas tomando como referencia los valores diarios medidos experimentalmente, obtenemos que la diferencia relativa obtenida para la radiación global es menor del 4%, y del total de días (263 días) tenemos 211 días con una diferencia menor del 2%, es decir, más del 80% de los días despejados se han simulado obteniendo una diferencia relativa menor del 2%. Para la radiación directa los resultados son incluso mejores, más del 95% de los valores diarios que hemos comparado presentan una diferencia relativa menor del 2%, el resto está por debajo del 4%. Estos resultados muestran la buena concordancia que existe entre las medidas simuladas y las medidas experimentales de la radiación global y directa, estando la diferencia relativa dentro del error instrumental en la mayoría de los días de estudio para las dos componentes. En cambio no podemos decir lo mismo para la componente difusa, existe una mayor diferencia entre las medidas comparadas, alcanzado una diferencia máxima próxima al 17%. El 42% de los días presenta una diferencia menor del 5%, y el 63% menor del 10%.

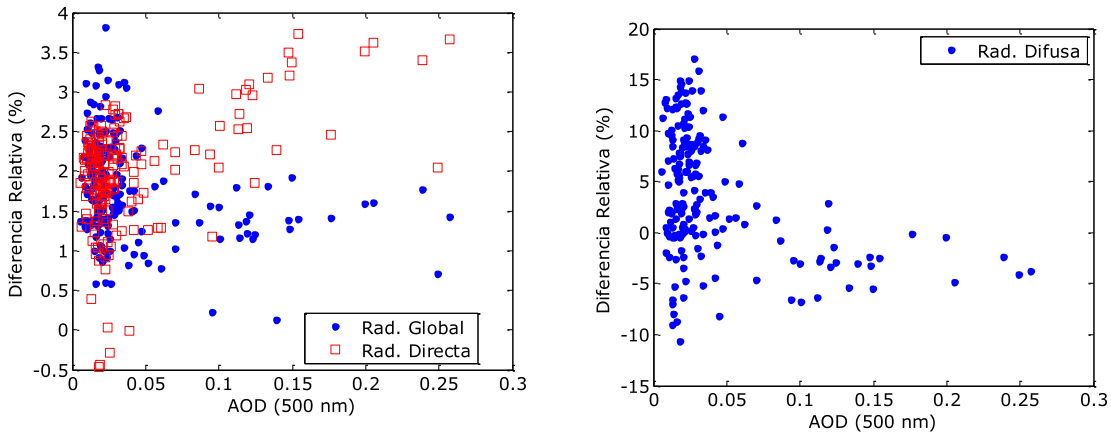


Figura 5.8.- Diferencia relativa entre los valores diarios de la radiación global, directa y difusa medidos experimentalmente y los simulado con el modelo *LibRadtran* los días despejados, frente al promedio diario de AOD a 500 nm facilitado por la Red *AERONET* durante 2009 y 2010 en la estación de Izaña.

Si estudiamos la variación de esta diferencia relativa en función del valor promedio diario del AOD a 500 nm (Figura 5.8), podemos ver que para el caso de la radiación global la mayor diferencia relativa la vamos a tener a AOD por debajo de 0.05, permaneciendo prácticamente constante para AOD mayores, la radiación directa presenta las mayores diferencias a AOD mayores de 0.1 y la radiación difusa presenta el mismo comportamiento que la componente global, es decir, las mayores diferencias las tenemos a AOD menores de 0.05 y a medida que aumenta el AOD está diferencia va siendo cada vez menor, incluso por debajo del 5%. Esto lo que nos viene a decir es que tenemos en el modelo *LibRadtran* bien caracterizado los procesos de *scattering*, no pudiendo decir lo mismo de los procesos de absorción.

5.3.- Reevaluación y reconstrucción de la serie de radiación global medida en la estación de Izaña entre 1992 y 2010 utilizando las medidas experimentales de radiación global, medidas de insolación y el modelo de transferencia radiativa LibRadtran.

La estación de Izaña dispone de una base de datos que se remonta a 1992. Sin embargo, existen períodos en los que no tenemos medidas experimentales o bien se desconoce el coeficiente de calibración de las medidas, debido a causas mayores, por lo que utilizaremos otras fuentes que permiten determinar la radiación global en estos períodos. En particular, para la reevaluación de la serie en los períodos que no disponemos de medidas de radiación global utilizaremos medidas de insolación tomadas con un heliógrafo, que nos va a permitir estimar la radiación global. Además utilizaremos el modelo *LibRadtran* como herramienta auxiliar que nos permite llevar a cabo un control de calidad de las medidas. También lo utilizaremos para simular aquellos períodos en los que no tenemos manera alguna de obtener medidas experimentales de radiación global.

Tabla 5.8.- Especificaciones técnicas más importante de los piranómetros *Kipp & Zonen* CM-5, CM-11 y CM-21.

	CM-5	**CM-11**	**CM-21**
Rango Espectral (nm)	310 a 2800	310 a 2800	310 a 2800
Sensibilidad ($\mu V/W/m^2$)	5 a 15	7 a 14	7 a 14
Impedancia (Ω)	20 a 200	10 a 100	10 a 100
Tiempo de Respuesta (95%) (s)	<18	<5	<5
Irradiancia Máxima (W/m^2)	2000	4000	4000
Error Direccional (W/m^2)	<20	<10	<10
Offset del cero (W/m^2)	<15	<7	<7

Las medidas de radiación global experimentales han sido medidas con diferentes piranómetros. Entre 1992 y 1999 las medidas han sido tomadas con un piranómetro *Kipp & Zonen* CM-5, entre 2000 y 2004 con un piranómetro *Kipp & Zonen* CM-11, y a partir de 2005 con un piranómetro *Kipp & Zonen* CM-21. Si analizamos las especificaciones técnicas de estos instrumentos vemos varias diferencias técnicas entre ellos, sobre todo entre el CM-5 y los otros dos instrumentos. En la Tabla 5.8 se muestran las diferencias más relevantes de estos instrumentos. Es importante tener en cuenta estas diferencias en las características de los instrumentos a la hora de comparar las medidas experimentales, pues la incertidumbre de los mismos disminuye a medida que mejoran las especificaciones técnicas de los diferentes instrumentos.

Las medidas de insolación fueron registradas con un heliógrafo *Campbell-Stockes* (Figura 5.9). Este instrumento mide la insolación diaria, es decir, cuenta las horas que ha lucido el Sol en un determinado lugar durante un día. Consiste básicamente en una bola de vidrio que, a modo de lente, concentra los rayos solares en un foco próximo a ella. A medida que el Sol se va moviendo en el cielo, este foco va recorriendo una banda o cartulina fijada en un marco metálico paralelo al vidrio.

Figura 5.9.- Heliógrafo *Campbell-Stockes* instalado en la estación de Izaña.

5.3.1.- Metodología.

A continuación, detallaremos el método que hemos empleado para reevaluar y reconstruir la serie de radiación global en la estación de Izaña entre 1992 y 2008. El período 2009-2010 no lo vamos a evaluar en este apartado, ya que a lo largo del presente capítulo lo hemos analizado en detalle.

1. <u>Medidas experimentales de radiación global registradas con piranómetros.</u>

En primer lugar, desarrollaremos la metodología que vamos a seguir cuando disponemos de medidas experimentales de radiación global.

Tabla 5.9.- Número de días al año en los que tenemos medidas experimentales de radiación global en la estación de Izaña registradas con un piranómetro. Con una "x" indicamos aquellos años en los que no disponemos de medidas experimentales.

1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001
315	328	335	360	335	347	345	329	176	x
2002	**2003**	**2004**	**2005**	**2006**	**2007**	**2008**	**2009**	**2010**	
133	219	x	131	311	355	358	358	363	

En la Tabla 5.9 se muestra el número de días que disponemos de medidas de radiación global registradas con un piranómetro, entre 1992 y 2010 en la estación de Izaña.

Hemos desarrollado una herramienta que detecta si existe alguna anomalía en las medidas experimentales que estamos considerando, por ejemplo, si los ficheros están completos o si por el contrario se trata de días que son incompletos (no tenemos medidas cada minuto, es decir, menos de

1440 medidas al día). Esta herramienta también permite visualizar si la radiación global define claramente una función simétrica en torno al mediodía solar, o si por el contrario se trata de días afectados por la presencia de nubes.

Tabla 5.10.- Número de días despejados representativos entre 1992 y 2010 en la estación de Izaña que vamos a utilizar para simular la radiación con el modelo *LibRadtran*.

1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001
41	44	48	64	58	73	68	56	37	X
2002	**2003**	**2004**	**2005**	**2006**	**2007**	**2008**	**2009**	**2010**	
23	53	61	20	74	88	81	144	119	

Una vez que tenemos seleccionados aquellos días que no presentan ninguna anomalía, el siguiente paso es seleccionar los días despejados, ya que todo nuestro estudio va a estar centrado únicamente en días despejados. Para ello aplicaremos el criterio del índice de claridad atmosférica K_t para aquellos años en los que únicamente disponemos de valores diarios, 1992 y 1993, y para el resto de años, en los que disponemos de medidas minutales aplicaremos el criterio de Long y Ackerman (2000). En el primer caso, como vimos en la Tabla 5.4, el valor de K_t que más se aproxima en los días despejados, que tienen lugar en la estación de Izaña, es el que corresponde a un K_t de 0.82, por lo que vamos a considerar como días despejados aquellos días en los que el valor de $K_t \geq 0.82$. De entre todos los días detectados como despejados, en el período de tiempo considerado, nos vamos a quedar con un número representativo de ellos para llevar a cabo este estudio.

En la Tabla 5.10 tenemos el número de días despejados que cumplen los criterios anteriores. Podemos ver que no hemos incluido el año 2001. Esto es debido a que en este año no disponemos de medidas experimentales debido a problemas técnicos que surgieron en el OAI.

Tabla 5.11.- Parámetros constantes de entrada que se le han dado al modelo *LibRadtran* para realizar las simulaciones de la radiación global durante el período comprendido entre 1992 y 2008.

Albedo de la superficie	0.10
Parámetro de Asimetría (g)	0.75
Albedo de *scattering* simple (ω_o)	0.97
Contenido total de Ozono (U.D.)	300

Una vez que tenemos detectados los días despejados (Tabla 5.10) simulamos la radiación global diaria con el modelo *LibRadtran*. Los parámetros constantes de entrada que se le van a dar al modelo se pueden consultar en la Tabla 5.11.

Los parámetros que vamos a ir variando, según el día de estudio que estemos considerando, son el AOD y el vapor de agua en columna. Estos dos parámetros han sido facilitados por Pedro Miguel Romero del CIAI (comunicación personal).

Entre 1994 y 1996 los valores de AOD han sido medidos experimentalmente con un fotómetro *PMOD/Rocket* diseñado y construido en el Centro Mundial de Radiación (Romero et al., 2002), entre 1996 y 2001 los valores de AOD han sido medidos con un radiómetro multicanal de sombra rotante (*MFRSR, **M**ultifilter **R**otating **S**hadowband **R**adiometer*) de *YES* (Romero et al., 2002), entre 2001 y 2004 se han obtenido con un radiómetro de filtro de precisión (PFR, ***P**recision **F**ilter **R**adiometer*) y por último entre 2005 y 2010 se han tomado de la Red *AERONET*.

El valor de la columna total de vapor de agua se ha determinado a partir de los sondeos meteorológicos (Romero et al., 2009). Los sondeos (PTU) son lanzados dos veces al día, a las 00:00 TMG y a las 12:00 TMG desde 1994 hasta 2005 desde la estación de SCO (28.46 N, 16.26 W, 36 m s.n.m.) y a partir de 2005 son lanzados desde la estación de Güímar (28.32N, 16.38 W, 105 m s.n.m., estación OMM N° 60018). El vapor de agua en columna se define como la masa total de vapor de agua por unidad de área en la columna atmosférica. El sondeo PTU nos da, para cada nivel, el valor de presión, el viento, la temperatura y la humedad relativa, por lo que a partir de este perfil se puede deducir la cantidad de vapor de agua que hay en la columna total atmosférica. El método para obtener la cantidad de vapor de agua a partir de los sondeos PTU puede ser consultado en Romero et al. (2009).

Los datos experimentales de AOD están disponibles a partir de enero de 1994 y el valor de la columna total de vapor de agua a partir de mayo de 1994.

Una vez simulada la radiación global, hacemos una distinción entre los años 1992 y 1993, y el resto de años, ya que como mencionamos anteriormente, en los dos primeros años disponemos únicamente de valores de la radiación global diarios, y en el resto de los años disponemos de medidas minutales, por lo que el tratamiento empleado es diferente.

Para 1992 y 1993, hacemos una comparación entre el valor diario de la radiación global experimental y el simulado con el modelo.

A la hora de simular la radiación, tenemos el inconveniente que durante estos dos años no disponemos de medidas experimentales de AOD ni de vapor de agua en columna. Por lo que para simular las medidas, lo que hemos hecho, respecto al vapor de agua en columna es estudiar su variación interanual entre 1994 y 2010 (Figura 5.10), y a partir de los resultados obtenidos, hemos introducido como parámetro de entrada al modelo un valor de vapor de agua en columna constante para cada uno de los meses. Respecto al AOD, y como vimos en el Capítulo 4 (Apartado 4.3), este parámetro no toma valores mayores de 0.03 en días despejados en la estación de Izaña, por lo que hemos simulado la radiación

considerando un AOD constante de 0.02. El resto de parámetros de entrada que se le han dado al modelo están reflejados en la Tabla 5.11.

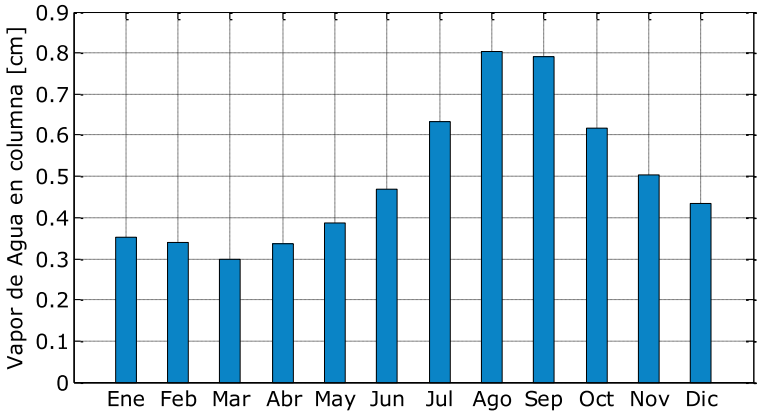


Figura 5.10.- Promedio mensual del vapor de agua en columna entre 1994 y 2010 medido a partir de los sondeos meteorológicos.

Para el resto de años (1994 a 2008, excepto 2001 y 2004), en los que disponemos de medidas minutales, en primer lugar hemos comparado la variación diaria de la radiación medida experimentalmente y la simulada con el modelo *LibRadtran*, para aquellos días que hemos detectado como despejados aplicando el criterio definido por Long y Ackerman (2000). A continuación, hemos calculando una nueva constante de calibración para este período de estudio, y así poder compararla con la facilitada por el fabricante a la hora de adquirir el instrumento. Esta nueva constante de calibración la hemos determinado calculando el promedio del cociente de los voltajes obtenidos de los instrumentos y la radiación global simulada con el modelo para el período comprendido en un entorno de una hora del mediodía solar (WMO, 2002). El voltaje se ha determinado a partir del producto entre la radiación global medida experimentalmente y la constante de calibración dada por el fabricante (Capítulo 1, Apartado 1.4.1, ecuación 1.1). Esto nos permite obtener una nueva constante de calibración, sí al compararla con la facilitada por el fabricante ambas difieren más de un 2%, las medidas de radiación global serán reevaluadas aplicando la nueva constante.

2. Medidas de Insolación (Heliógrafo Campbell- Stockes).

Existen períodos de medidas, en los que no disponemos de medidas experimentales de radiación global, pero si disponemos de medidas de insolación. En la Figura 5.11 se muestra el promedio mensual de la insolación entre 1992 y 2010 (expresada en décimas de hora). Podemos ver que el máximo se alcanza en los meses de junio y julio. El mínimo de horas de sol se registra en los meses de enero y diciembre.

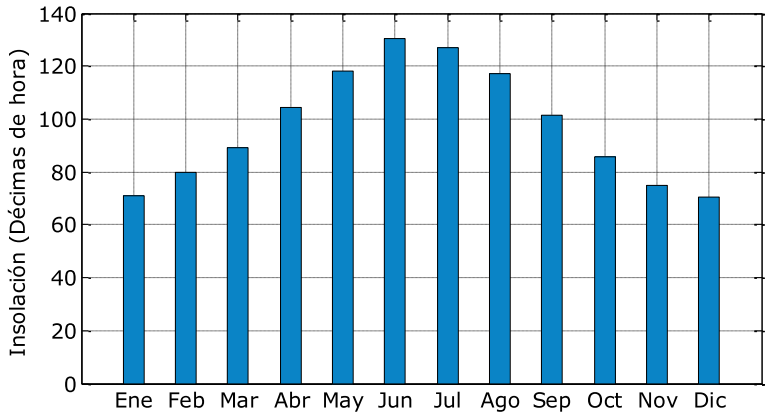


Figura 5.11.- Promedio mensual de insolación total (número de horas de sol) durante el período comprendido entre 1992 y 2010 en la estación de Izaña. La insolación viene expresada en décimas de hora.

A partir de la insolación diaria se puede determinar el valor diario de la radiación global a partir de la fórmula de Ångström-Prescott (Ångström, 1924, 1956; Prescott, 1940; Rietveld, 1978; Iqbal, 1983). Esta fórmula (Ecuación 5.6) se basa en la utilización del índice de transparencia atmosférico diario:

$$\frac{H}{H_0} = a\,\frac{n}{N_d} + b \qquad \text{(Ec 5.6)}$$

donde H es el valor diario de la radiación global, H_o es el valor diario de la radiación global extraterrestre que llega a la atmósfera terrestre, y viene dado por la ecuación 5.2, n es el número de horas de insolación y N_d es el número máximo de horas de insolación posibles, "a" y "b" son coeficientes de ajuste obtenidos a partir de mínimos cuadrados para un período en el cual tenemos, simultáneamente, medidas de H y n.

Para poder aplicar la ecuación 5.6 debemos determinar los coeficientes a y b. Estos coeficientes dependen de la situación geográfica de la estación que estemos considerando, así como de las condiciones climáticas de la misma. Para determinar estos coeficientes en la estación de Izaña hemos realizado una regresión lineal utilizando los datos de insolación y de radiación global experimentales disponibles entre 1994 y 2008 de manera simultánea. Hemos utilizado únicamente aquellos días que tienen una insolación diaria de una hora como mínimo. En total hemos considerado una muestra de 5381 días para determinar los coeficientes. De esta regresión lineal se ha obtenido que $a = 0.179$ y $b = 0.117$ con unos intervalos de confianza del 95% dados por los siguientes valores $\Delta a = [0.176, 0.182]$ y $\Delta b = [0.114, 0.119]$. Con estos valores la ecuación 5.6 nos permite determinar el valor de la radiación global diaria a partir de los valores de insolación aplicando la expresión siguiente:

$$H = \left(0.179\,\frac{n}{N_d} + 0.117\right) H_o \qquad \text{(Ec 5.7)}$$

A partir de la ecuación 5.7, hemos comparado la radiación global medida experimentalmente durante 2009 y 2010 con los valores de radiación global determinados a partir de la insolación, para ver la bondad de los coeficientes a y b.

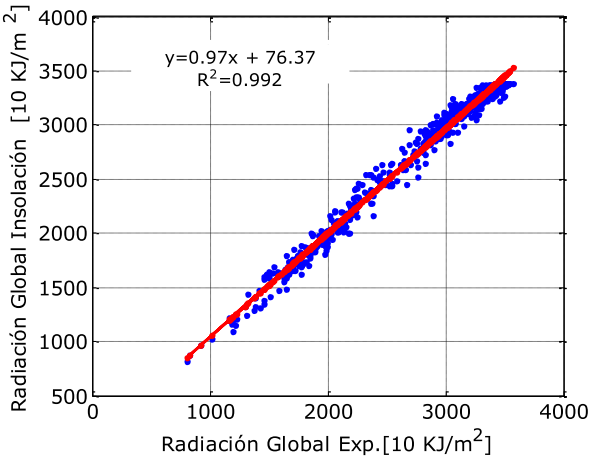


Figura 5.12.- Radiación global diaria determinada a partir de las medidas de insolación frente a la radiación global diaria medida experimentalmente entre 2009 y 2010. Solamente hemos considerado aquellos días en los que la insolación diaria es superior a una hora (518 días).

En la Figura 5.12 se muestra la buena concordancia que existe entre ambas medidas considerando aquellos días que tienen una insolación diaria mayor de una hora (Total de 518 días, 72%). Tanto el coeficiente de regresión como la pendiente de la recta se aproximan a la unidad. Si determinamos la diferencia relativa entre ambas medidas, tomando como referencia las medidas experimentales, obtenemos que la diferencia máxima es del 9%. Si nos quedamos únicamente con los días despejados (144 días en 2009 y 119 en 2010) obtenemos que la diferencia relativa máxima, entre ambas magnitudes, disminuye hasta el 4%.

Para seleccionar los días despejados en los períodos en los que no disponemos de medidas de radiación global, hemos determinado en primer lugar las décimas de hora que presentan los días despejados entre 2009 y 2010. Esto nos permite acotar los días despejados en el período que estemos considerando. Basándonos en este resultado hemos obtenido que los días despejados de 2009 y 2010 (144 días en 2009 y 119 en 2010) tienen como mínimo 105 décimas de hora, por lo que tomaremos este valor como límite para seleccionar los días despejados.

Una vez determinado el valor de la radiación global diaria a partir de las medidas de insolación seleccionamos los días despejados. Basándonos en lo expuesto en el párrafo anterior y además teniendo en cuenta que disponemos de medidas tanto de vapor de agua en columna como AOD medidos experimentalmente en la estación, simulamos los valores de radiación global diarios con el modelo *LibRadtran*.

En el período entre octubre de 2001 y julio de 2002 no se dispone de medidas experimentales de radiación global ni de medidas de insolación, por lo que utilizaremos el modelo *LibRadtran* para reconstruir este período de tiempo. Para ello hemos seleccionado 10 días al mes y los hemos simulado,

considerando el promedio del AOD y del vapor de agua en columna medidos experimentalmente los días considerados.

5.3.2.- Resultados.

Antes de exponer los resultados, mostramos en la Tabla 5.12 un resumen de los diferentes períodos de tiempo en los que vamos a dividir el estudio de la serie de radiación global. También se pueden consultar los diferentes instrumentos que han registrado las medidas experimentales en los diferentes períodos de estudio y la herramienta que hemos utilizado para determinar la radiación global en aquellos períodos en los que no disponemos de medidas experimentales.

Tabla 5.12.- Resumen de los diferentes períodos de tiempo en los que se va a dividir el estudio de la serie de radiación global entre 1992 y 2010.

Enero 1992- Junio 1999	Piranómetro CM-5 (#828434)
Julio 1999 – Abril 2000	Piranómetro CM-11 (#955736)
Mayo 2000 – Agosto 2000	Heliógrafo *Campbell-Stockes*
Septiembre 2000 – Diciembre 2000	Piranómetro CM-11 (#955736)
Enero 2001 – Septiembre 2001	Heliógrafo *Campbell-Stockes*
Octubre 2001 – Julio 2002	No disponemos de medidas experimentales
Agosto 2002 – Agosto 2003	Piranómetro CM-11 (#955736)
Septiembre 2003 – Julio 2005	Heliógrafo *Campbell-Stockes*
Agosto 2005 – Diciembre 2008	Piranómetro CM-21 (#61711)
Enero 2009 – Diciembre 2010 : Red BSRN	Piranómetro CM-21 (#080034)

Los resultados obtenidos los presentaremos basándonos en el siguiente orden:

1. Períodos en los que disponemos de medidas experimentales registradas a partir de piranómetros.
2. Períodos en los que hemos obtenido la radiación global diaria a partir de las medidas de insolación.
3. Períodos en los que no disponemos de medidas experimentales de radiación global.

En primer lugar, nos centraremos en los períodos en los que disponemos de medidas experimentales de radiación global. Separaremos el período 1992 y 1993 del resto, porque como ya dijimos anteriormente, únicamente disponemos de valores diarios y el tratamiento es diferente al resto del período, ya que en este caso no estudiaremos la evolución del coeficiente de calibración.

En la Figura 5.13 vemos que el comportamiento entre el valor diario de la radiación global experimental y el simulado es bastante similar, aunque por lo general el modelo subestima las medidas experimentales. Para el año 1992, la máxima diferencia relativa, tomando como referencia las medidas experimentales, es en términos absolutos, del 9% durante los meses de otoño e invierno y del 4% en los meses de primavera y verano, y para el año 1993 la diferencia máxima, en término absolutos, es del 11% durante los meses de otoño e invierno y del 3% en los meses de primavera y verano.

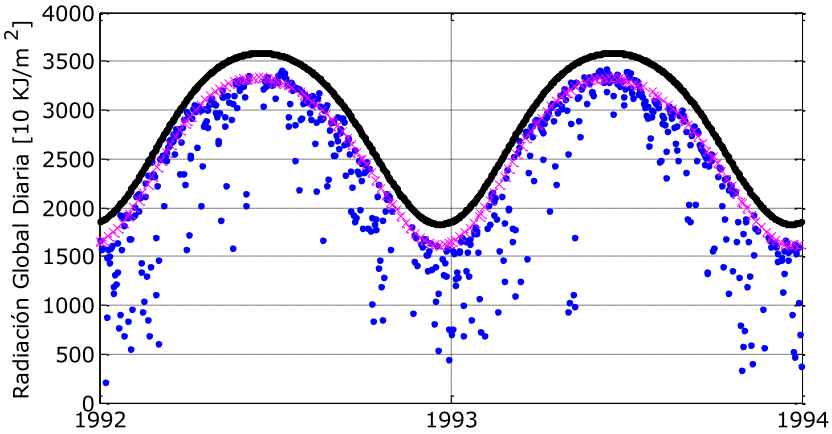


Figura 5.13.- Variación de la radiación global diaria medida experimentalmente en la estación de Izaña durante 1992 y 1993 (puntos azules, 642 días) y la simulada con el modelo *LibRadtran* (puntos magenta "x", 85 días). La línea negra representa la radiación teórica considerando una atmósfera *Rayleigh* determinada con el modelo *LibRadtran*.

En el resto de períodos (enero 1994 – junio 1999, julio 1999 – abril 2000, septiembre - diciembre 2000, agosto 2002 – agosto 2003, agosto 2005 – diciembre 2008, enero 2009 – diciembre 2010), disponemos de medidas minutales de la radiación global (Figura 5.14) registradas con diferentes piranómetros (Tabla 5.12).

Si analizamos la Figura 5.14 podemos ver, que si comparamos la radiación teórica determinada bajo condiciones *Rayleigh* (línea negra) con la radiación global diaria medida experimentalmente, existen períodos donde los valores diarios superan el umbral de la radiación teórica. En 1994 existen 3 días que superan el umbral, en 1996 existe únicamente un día, entre 1997 y 1998 se produce un aumento considerable de la radiación diaria respecto a la teórica y en 2000, al igual que ocurría en 1996, existe únicamente un día que se aleja de la radiación teórica. Por este motivo vamos a estudiar cómo ha variado el coeficiente de calibración de los diferentes instrumentos a lo largo de los años donde se aprecia este aumento de la radiación.

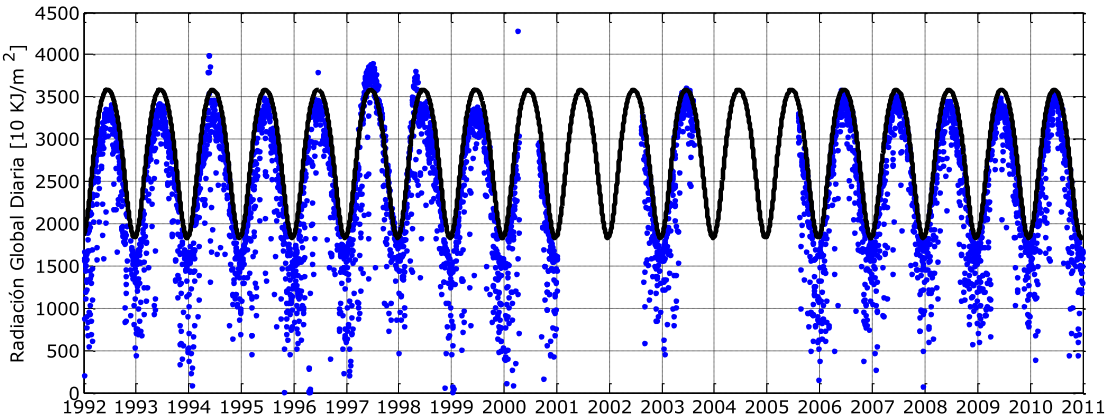


Figura 5.14.- Variación de la radiación global diaria medida experimentalmente en la estación de Izaña durante los diferentes períodos en los que tenemos medidas registradas con piranómetros (puntos azules). La línea negra representa la radiación teórica considerando una atmósfera *Rayleigh* determinada con el modelo *LibRadtran*.

En las Figuras 5.15 se muestra la variación de la constante de calibración para los diferentes instrumentos. La constante la hemos determinado siguiendo las pautas que se han mencionado en el apartado correspondiente a la metodología.

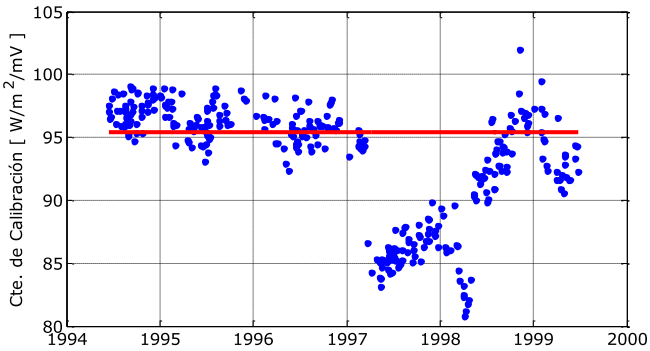


Figura 5.15(a).- Variación de la constante de calibración del piranómetro CM-5 (#828434) entre mayo de 1994 y junio de 1999. La línea roja representa el valor de la constante de calibración facilitada por el fabricante (10.48 µV/W/m^2 = 95.42 W/m^2/mV).

En la Figura 5.15(a) se muestra la variación de la constante de calibración entre mayo de 1994 y junio de 1999. Si estudiamos la diferencia relativa entre la constante de calibración dada por el fabricante y la calculada a partir de la comparación entre medidas experimentales y simuladas (tomando como referencia la constante dada por el fabricante), obtenemos que entre mayo de 1994 y marzo de 1997 la diferencia relativa no supera, en términos absolutos, el 4%. Entre abril de 1997 y agosto de 1998 la constante de calibración disminuye más del 15%, respecto a la constante de calibración dada por el fabricante. A partir de esta fecha hasta junio de 2000 se produce de nuevo una estabilidad del coeficiente, alcanzado nuevamente una diferencia menor, en términos absolutos, del 4%. Estos resultados nos indican que se ha producido una deriva en el coeficiente de calibración. Por este motivo,

lo que hemos hecho es volver a reevaluar la serie experimental de radiación global diaria, aplicando a cada mes de medida una nueva constante de calibración. Esta nueva constante la hemos determinado calculando el promedio mensual del cociente entre las medidas experimentales y las simuladas en torno a una hora del mediodía solar. Por último, esta nueva constante se la hemos aplicado a las medidas experimentales y el resultado lo podemos ver en la Figura 5.16)

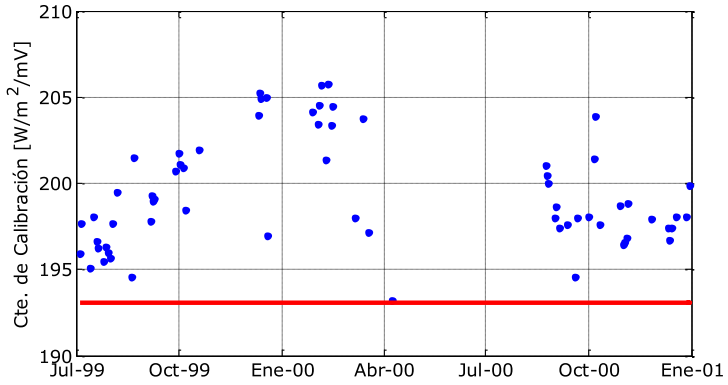


Figura 5.15(b).- Variación de la constante de calibración del piranómetro CM-11 (#955736) entre julio de 1999 y diciembre de 2000. La línea roja representa el valor de la constante de calibración facilitada por el fabricante (4.97 µV/W/m^2 = 201.16 W/m^2/mV).

En la Figura 5.15(b) se observa que la mayor variación de la constante de calibración se ha producido a partir de diciembre de 2000, aún así, la diferencia relativa (tomando como referencia la constante de calibración dada por el fabricante) es menor del 7%, en términos absolutos.

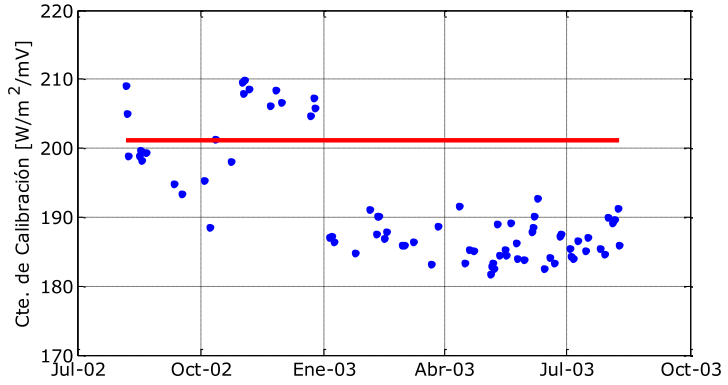


Figura 5.15(c).- Variación de la constante de calibración del piranómetro CM-11 (#955736) entre agosto de 2002 y agosto de 2003. La línea roja representa el valor de la constante de calibración facilitada por el fabricante (4.97 µV/W/m^2 = 201.16 W/m^2/mV).

Si estudiamos la evolución de la constante entre agosto de 2002 y enero de 2003 la diferencia relativa (Figura 5.15(c)), oscila, en términos absolutos, entre el 0% y el 5%. Y a partir de este mes varía entre el 5% y el 10%, por lo que durante el año 2003 se produce una mayor deriva de la constante de calibración.

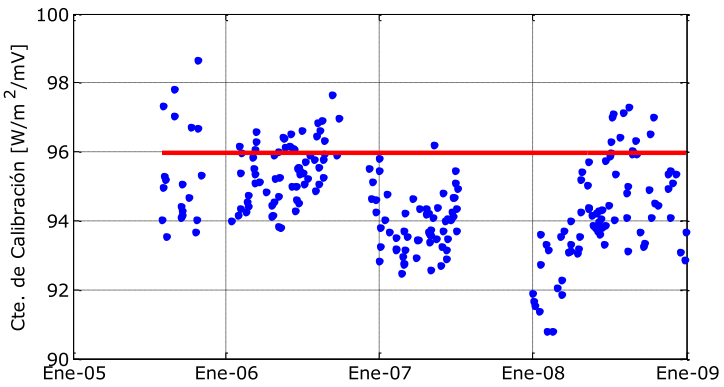


Figura 5.15(d).- Variación de la constante de calibración del piranómetro CM-21 (#61711) entre agosto de 2005 y diciembre de 2008. La línea roja representa el valor de la constante de calibración facilitada por el fabricante (10.42 µV/W/m^2 = 95.97 W/m^2/mV).

En la Figura 5.15(d) se muestra la evolución de la constante de calibración entre agosto de 2005 y diciembre de 2008. El período donde más deriva se observa en la constante de calibración es en los primeros meses de 2008, disminuyendo un 5.4% respecto a la constante de calibración dada por el fabricante. En el resto del período las diferencias relativas oscilan, en términos absolutos, entre el 0% y el 3% (tomando como referencia la constante de calibración facilitada por el fabricante). Esto viene a explicar los días al comienzo de 2008 que superan el umbral dado por la radiación teórica (Figura 5.14).

Aplicando los nuevos coeficientes de calibración, reevaluamos la serie de radiación global diaria entre 1994 y 2010, obteniendo la serie que se muestra en la Figura 5.16. En ella se muestra que los valores diarios máximos se encuentran bajo el umbral definido por la radiación teórica.

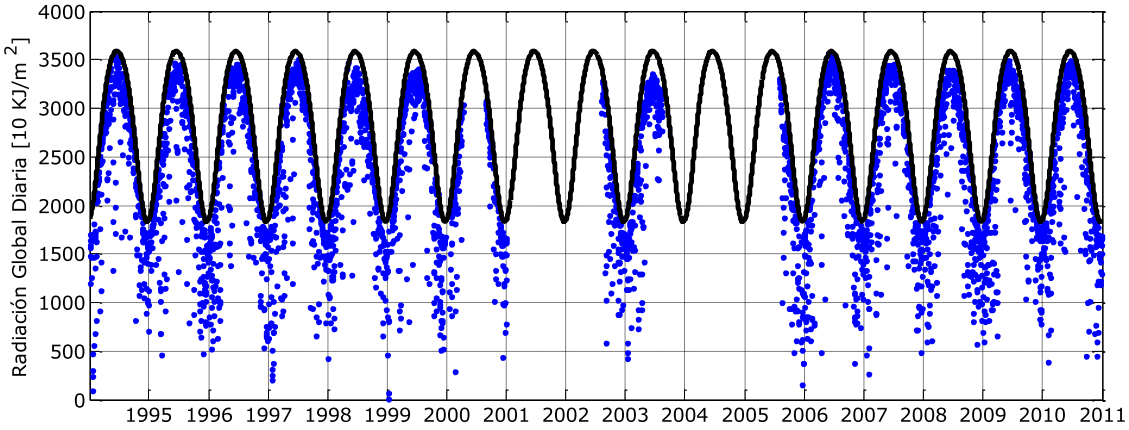


Figura 5.16.- Reevaluación de la serie de radiación global diaria medida experimentalmente con diferentes piranómetros en la estación de Izaña entre 1994 y 2010 (puntos azules). La línea negra representa la radiación teórica para una atmósfera *Rayleigh* determinada con el modelo *LibRadtran*.

En segundo lugar presentaremos los resultados obtenidos en aquellos períodos en los que determinamos el valor diario de la radiación global a partir de la insolación. En la Figura 5.17 se muestra la variación de la radiación global diaria en los períodos comprendidos entre mayo y agosto de 2000, enero y septiembre de 2001, y entre septiembre de 2003 y julio de 2005. El valor de la radiación global diaria lo hemos obtenido a partir de la ecuación 5.7.

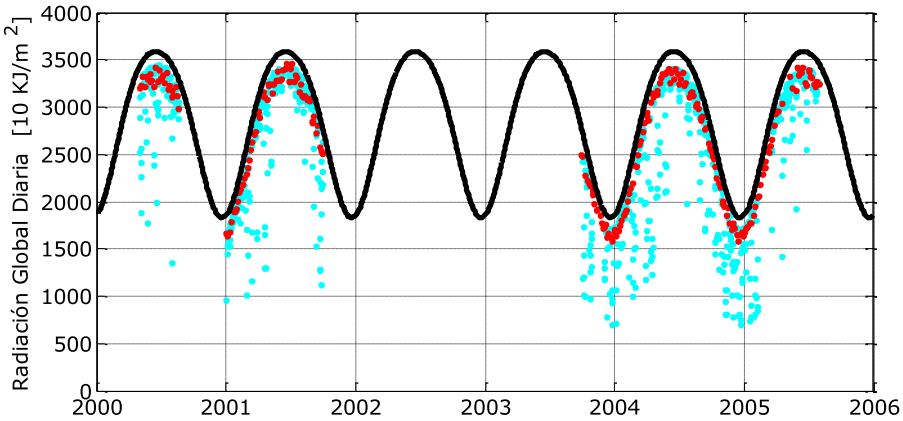


Figura 5.17.- Variación de la radiación global diaria obtenidas a partir de las medidas de insolación (puntos cian). Los puntos rojos representan la radiación global diaria simulada con el modelo *LibRadtran*. La línea negra representa la radiación teórica considerando una atmósfera *Rayleigh* determinada con el modelo *LibRadtran*.

Si comparamos las medidas de radiación global diarias obtenidas a partir de las medidas de insolación y las obtenidas con el modelo, obtenemos que la radiación global diaria simulada con el modelo es sobreestimada, respecto a las medidas de radiación obtenidas a partir de la insolación. La diferencia relativa, tomando como referencia la radiación obtenida a partir de la insolación, en términos absolutos, oscila entre el 0% y el 6% entre mayo y agosto de 2000, y es menor del 4% entre septiembre de 2003 y julio de 2005. Estos resultados demuestran la buena concordancia que existe entre las medidas de radiación global diarias obtenidas a partir de la insolación y las simuladas, por lo que las medidas de insolación permiten, con un alto grado de fiabilidad, obtener los valores diarios de radiación global.

Agrupando todos los resultados, obtenemos la serie de radiación global de la Figura 5.18. Hemos añadido las medidas simuladas de radiación global diarias con el modelo *LibRadtran* entre octubre de 2001 y julio de 2002, porque en este período no disponemos ni de medidas experimentales con piranómetros ni medidas de insolación, y las medidas experimentales realizadas entre 2009 y 2010 en la estación de Izaña y que a lo largo de este capítulo hemos analizado en detalle.

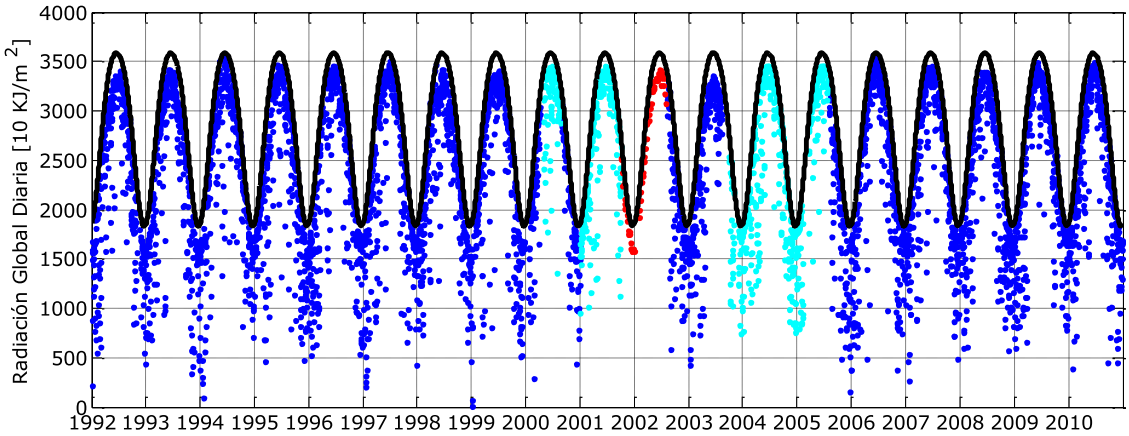


Figura 5.18.- Reevaluación y reconstrucción de la serie de radiación global diaria medida experimentalmente en la estación de Izaña entre 1992 y 2010. Los puntos azules representan los valores diarios de la radiación global medidos experimentalmente con diferentes piranómetros. Los puntos cian representan los valores diarios de la radiación global obtenidos a partir de las medidas de insolación, y los puntos rojos representan los valores diarios simulados con el modelo *LibRadtran*. La línea negra representa la radiación teórica para una atmósfera *Rayleigh* determinada con el modelo *LibRadtran*.

5.3.3.- Análisis de la serie de radiación global medida experimentalmente en la estación de Izaña entre 1992 y 2010.

En este apartado vamos a hacer un análisis de la serie de datos diarios de la radiación global medida experimentalmente en la estación de Izaña entre 1992 y 2010 (Figura 5.18). En particular, vamos a hacer el estudio sobre los datos que hemos reevaluado en el apartado anterior, es decir, únicamente vamos a considerar las medidas tomadas con los piranómetros y las medidas de radiación global obtenidas a partir de la insolación. Por lo tanto, no se tendrán en cuenta los años 2001 y 2002 a la hora de hacer la estadística debido a que no están completos.

La evolución anual se ha obtenido a partir de los promedios mensuales (Figura 5.18). En la Figura 5.19 se observa que los máximos tienen lugar en los meses de junio y julio, alrededor de 3400 (10KJ/m^2), mientras que los mínimos se observan en los meses de enero y diciembre, alrededor de 1100 (10KJ/m^2). Los meses que presentan una mayor dispersión son marzo y noviembre. Tenemos dos valores atípicos, uno en el mes de febrero de 2005 y otro en julio de 2009.

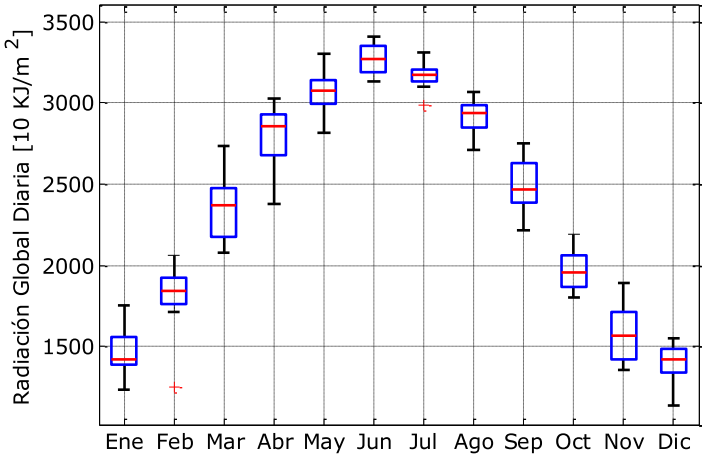


Figura 5.19.- "*Box Plot*" de la evolución mensual de la serie de radiación global diaria medida experimentalmente en la estación de Izaña entre 1992 y 2010. El color rojo indica la mediana, los extremos de la caja muestran el primer y el último cuartil, y los segmentos indican el rango de los datos (No se han considerado los años 2001 y 2002).

En la Figura 5.20 y en la Tabla 5.13 se muestra la evolución anual promedio de la radiación global diaria obtenida a partir de los promedios mensuales. A simple vista no se aprecia una variación significativa a lo largo de los años. El promedio anual de la serie oscila entre 2294 y 2419 (10 KJ/m^2), es decir, una diferencia de 125 (10 KJ/m^2) entre el máximo y el mínimo anual. El año que presenta una mayor dispersión es 2005, en el que la desviación estándar promedio fue de 827 (10 KJ/m^2). El valor máximo de la radiación global se registró en junio de 2006, alcanzando un valor de 3413 (10KJ/m^2), y el mínimo registrado fue en diciembre de 2005 con un valor de 1135 (10KJ/m^2). Los años 1998 y 2003 tienen el mismo promedio anual, 2354 (10KJ/m^2).

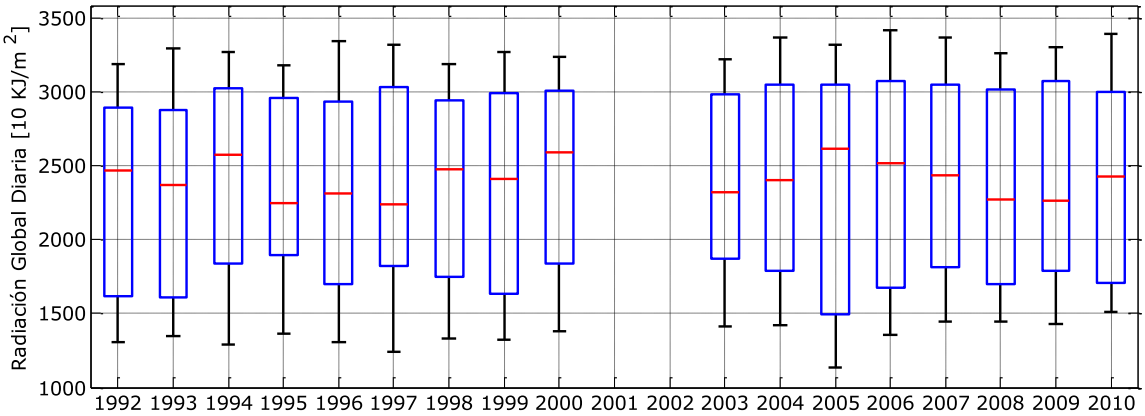


Figura 5.20.- "*Box plot*" de la evolución temporal de promedios anuales de la radiación global medida experimentalmente en la estación de Izaña entre 1992 y 2010 obtenida a partir de los promedios mensuales. El color rojo indica la mediana, los extremos de la caja muestran el primer y el último cuartil, y los segmentos indican el rango de los datos.

Tabla 5.13.- Valores medios, desviación estándar, mediana, moda y rango de valores máximo y mínimo de la serie de radiación global medida experimentalmente en la estación de Izaña entre 1992 y 2010.

Año	Promedio (10KJ/m^2)	Desv. Estándar (10KJ/m^2)	Mediana (10KJ/m^2)	Moda (10KJ/m^2)	Máximo (10KJ/m^2)	Mínimo (10KJ/m^2)	Rango (10KJ/m^2)
1992	2309	708	2470	1307	3191	1307	1884
1993	2294	721	2371	1349	3293	1349	1944
1994	2402	691	2576	1287	3268	1287	1981
1995	2332	653	2247	1362	3177	1362	1815
1996	2337	715	2315	1310	3344	1310	2034
1997	2337	705	2238	1238	3315	1238	2077
1998	2354	655	2472	1329	3191	1329	1862
1999	2344	728	2410	1323	3267	1323	1944
2000	2419	687	2593	1380	3238	1380	1858
2001	-	-	-	-	-	-	-
2002	-	-	-	-	-	-	-
2003	2354	651	2321	1416	3220	1416	1804
2004	2389	681	2402	1419	3364	1419	1945
2005	2329	827	2618	1135	3314	1135	2179
2006	2390	747	2513	1359	3413	1359	2054
2007	2418	686	2435	1443	3366	1443	1923
2008	2346	691	2274	1444	3258	1444	1814
2009	2405	696	2261	1432	3305	1432	1873
2010	2388	670	2429	1508	3388	1508	1880
Promedio	**2362**	**701**	**2409**	**1355**	**3289**	**1355**	**1934**
Des. Estánd.	**38**	**42**	**122**	**89**	**72**	**89**	**104**

Como se observa en la Figura 5.18, existen períodos de tiempo en los que no disponemos de medidas experimentales, sin embargo durante los meses de agosto y septiembre disponemos de las medidas para los 19 años de estudio. Por este motivo, hemos analizado por separado estos dos meses (Figura 5.21 y Figura 5.22). En la Figura 5.21 podemos ver que no ha habido una variación significativa a lo largo de los años, entre el valor máximo y el mínimo existe una diferencia de 358 (10 KJ/m^2). El año en el que se registró mayor radiación global durante el mes de agosto fue en 2007, mientras que el mínimo tuvo lugar en 2005. Según las barras de error, los años que presentaron una mayor dispersión en las medidas fueron los años 2002 y 2005, la desviación estándar superó en estos dos años los 600 (10 KJ/m^2).

En la Figura 5.22 se muestra la variación anual de la radiación global durante el mes de septiembre a lo largo de los 19 años de estudio. En ella podemos apreciar una mayor variación que la que presentaba el mes de agosto. El año que presenta el valor máximo es 2003, y el valor mínimo 2008. Entre 2002 y 2003 se produce un aumento de 490 (10 KJ/m^2), y una disminución entre 2007 y 2008 de 423 (10 KJ/m^2). Los años que presentan una mayor dispersión son 2001 y 2008.

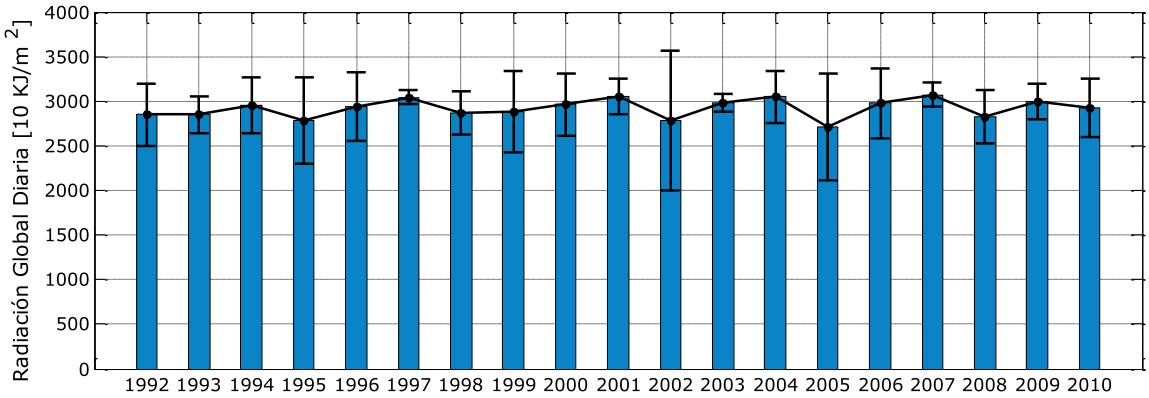


Figura 5.21.- Variación anual de la radiación global medida experimentalmente en la estación de Izaña en agosto entre 1992 y 2010. Las barras de error indican la desviación estándar de las medidas.

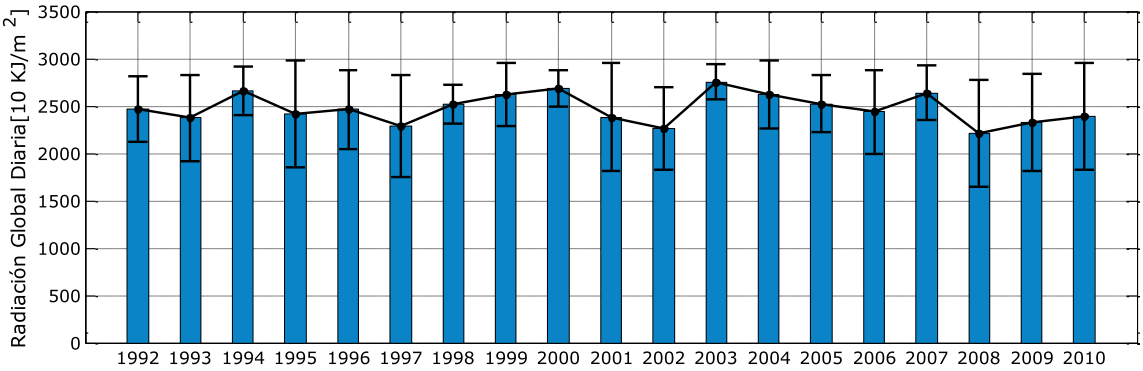


Figura 5.22.- Variación anual de la radiación global medida experimentalmente en la estación de Izaña en septiembre entre 1992 y 2010. Las barras de error indican la desviación estándar de las medidas.

5.3.3.1.- Tendencia de la serie de radiación global medida experimentalmente en la estación de Izaña entre 1992 y 2010.

El objetivo de este apartado es estudiar si la serie temporal de radiación global medida experimentalmente en la estación de Izaña presenta alguna tendencia significativa entre 1992 y 2010. Debido a que no disponemos de medidas experimentales en los años 2001 y 2002, no hemos tenido en cuenta estos años para estudiar la tendencia. Por lo tanto, en total tenemos 17 años para llevar a cabo este estudio.

El procedimiento que vamos a seguir en este estudio es el desarrollado en Lanzante (1996) y posteriormente aplicado por Romero et al. (2011).

En primer lugar identificaremos qué tipo de test de constrastes de hipótesis vamos a aplicar a la serie de medidas, ya que dependiendo de si el tipo de distribución al que se ajustan las medidas es normal o no, estaremos en condiciones de aplicar índices y técnicas estadísticas paramétricas o no paramétricas.

Para comprobar el tipo de distribución al que se ajusta la distribución de frecuencias de los valores diarios de la radiación global aplicaremos un criterio basado en el rango intercuartílico (IQR, *Interquartile Range*) y en la desviación estándar (σ) de la muestra de medidas (Lanzante, 1996). El IQR se define como la diferencia entre el cuartil superior (Cuartil 0.75) y el cuartil inferior (Cuartil 0.25). Para el caso de una distribución normal se cumple que el IQR es aproximadamente igual a 1.349·σ.

Al calcular el valor del cociente entre IQR y la σ, hemos obtenido un valor de 1.755, por lo que podemos asegurar que la distribución de medidas no se ajusta a una distribución normal. Por lo tanto, para analizar nuestra serie tenemos que usar tests estadísticos no paramétricos.

A continuación estudiaremos si nuestra serie presenta datos anómalos. Estos datos no tienen porqué ser datos erróneos, sino datos extremos que se encuentran fuera de la distribución. El procedimiento que vamos a seguir está desarrollado en Lanzante (1996). En concreto, utilizaremos los estadísticos no paramétricos de media biponderada y desviación estándar biponderada, ya que son estadísticos que no se ven afectados por la presencia de datos anómalos.

La ponderación se define como la asignación de un peso a cada medida en función de la distancia de esta medida al centro de la distribución, de forma que las medidas más alejadas tendrán un peso menor que las más próximas al centro de la distribución. El peso, la media y la desviación estándar biponderadas vienen dadas por las siguientes ecuaciones (Lanzante, 1996):

$$u_i = \frac{X_i - M}{c\,.MAD} \qquad \text{(Ec 5.8)}$$

$$X_{bi} = M + \left\{\frac{\sum_{i=1}^{n}(X_i - M)(1-u_i^2)^2}{\sum_{i=1}^{n}(1-u_i^2)^2}\right\} \qquad \text{(Ec 5.9)}$$

$$S_{bi} = \frac{[n\ \sum_{i=1}^{n}(X_i - M)^2\ (1 - u_i^2)^4]^{0.5}}{\left|\sum_{i=1}^{n}(1-u_i^2)(1-5u_i^2)\right|} \qquad \text{(Ec 5.10)}$$

donde u_i son los pesos asociados a los valores de X_i, los cuales son los valores diarios de la radiación global, M es la mediana, MAD es la mediana de las desviaciones absolutas, c es una constante que puede tomar valores entre 6 y 9 dependiendo de la distancia de los valores absolutos de las desviaciones de X_i respecto a la mediana. En este trabajo, y siguiendo las pautas de Lanzante (1996) utilizaremos un valor de 7.5, lo cual se traduce en un límite de 5 veces la desviación estándar respecto de la mediana a la hora de considerar un dato como anómalo. Por último, X_{bi} representa la media biponderada y S_{bi} representa la desviación estándar biponderada.

Siguiendo a Lanzante (1996), se tomarán como anómalas todas aquellas medidas cuyo valor se sitúe fuera del intervalo $[X_{bi} \pm 5\ S_{bi}]$. La serie de los valores diarios de radiación global no presenta ningún dato que se pueda considerar anómalo, dado que la muestra de medidas se encuentran dentro del intervalo $[X_{bi} \pm 2\ S_{bi}]$, muy por debajo del límite establecido en Lanzante (1996).

Como vimos en la Figura 5.18, la serie presenta una clara estacionalidad anual debido a la evolución anual de la posición relativa entre el Sol y la Tierra, por lo que debemos eliminar la componente estacional de la serie, para ello desestacionalizamos la serie.

La serie desestacionalizada la determinamos a partir de la diferencia entre las medias biponderadas mensuales y las medias biponderadas obtenidas para cada mes considerando todo el período de estudio, excepto 2001 y 2002:

$$Serie\ Desestacionalizada_i = \left[\overline{Rad.Global(j)}\right]_i - \overline{Rad.Global_j} \qquad \text{(Ec 5.11)}$$

donde i =1 ,.., 204 y j = 1,...,12

Antes de seguir con el estudio de la serie definimos el concepto de p_valor, que será utilizado posteriormente. El p_valor es el nivel de significación más pequeño para el que una muestra de medidas obtenida obligaría a rechazar una hipótesis nula (H_o, en adelante). El p_valor depende de la muestra de medidas. Si el valor de p_valor es menor que el nivel de confianza (en adelante, NC) prefijado, el apoyo a la H_o es escaso y por tanto debe rechazarse, en cambio si el p_valor es mayor, la H_o es suficiente y no debe ser rechazada. En nuestro caso de estudio, el NC lo tomaremos al 95%.

$$p_{valor} < 1 - \frac{NC}{100} \rightarrow Se\ debe\ rechazar\ la\ H_o \qquad \text{(Ec 5.12)}$$

$$p_{valor} > 1 - \frac{NC}{100} \rightarrow Se\ debe\ aceptar\ la\ H_o \qquad \text{(Ec 5.13)}$$

Al término $1 - \frac{NC}{100}$ se le conoce como nivel de significación y se designa por α.

El siguiente paso es comprobar que se trata de una serie homogénea. Para ello aplicaremos el test de Pettit. Este test es un test no paramétrico, que considera como H_o la homogeneidad de la serie y define el estadístico con la siguiente expresión:

$$x_k = 2\sum_{i=1}^{k} r_i - k\,(n-1); \quad k = 1, \dots, n \qquad \text{(Ec 5.14)}$$

donde r_i es el rango que se define como la posición del dato en la serie ordenada de menor a mayor. En caso de existir una discontinuidad en la posición k, el estadístico presentará un extremo cerca de esa posición.

Aplicando este criterio a la serie desestacionalizada (Figura 5.23), y considerando que la hipótesis nula que consideraremos es que la serie es homogénea, obtenemos que el p_valor es 0.283. Al ser mayor que el nivel de significación elegido α = 0.05 (NC del 95%), la H_o no la podemos rechazar, y en definitiva, nuestra serie de medidas es homogénea.

Complementando al test de Pettit, estudiamos si la serie presenta algún punto de ruptura. Un punto de ruptura se define como aquél a partir del cual los datos siguen un comportamiento diferente al que seguían las medidas anteriores. Para determinar los posibles puntos de ruptura utilizaremos un método basado en el test de Wilcoxon-Mann-Whitney (Lanzante, 1996). Este método localiza aquellos puntos donde se produce un cambio en la mediana. Un punto se considera de ruptura cuando el valor del estadístico z (Lanzante, 1996), supera el umbral prefijado a un cierto NC, que en nuestro caso hemos considerado del 95%. Este NC se corresponde con valores de z comprendidos entre -1.96 ≤ z ≤ 1.96. El estadístico z de un valor x de un conjunto de medidas, es la distancia a la que se encuentra por encima o por debajo de la media, medida en unidades de desviación estándar. Además el procedimiento establece un método para evaluar el grado de importancia de la discontinuidad o punto de ruptura, evaluado por medio del cálculo del cociente señal a ruido (R_{DN}) en el punto de discontinuidad. Al aplicar este test a nuestra serie, se detecta un punto de ruptura, en concreto en enero de 2000. Para este mes el estadístico z toma un valor de 2.93, superior al 1.96. Sin embargo, el valor de R_{DN} es 0.0405, por lo que al ser menor de 0.05 nos indica que el punto de ruptura tiene poca importancia.

Hay que destacar que el punto encontrado es el punto medio de la serie temporal. En este caso, y teniendo en cuenta la poca importancia del punto de ruptura, habrá que considerar la posibilidad de que el test esté identificando falsamente el punto de ruptuta. Cuando una serie temporal tiene tendencia, el test de Wilcoxon-Mann-Whitney siempre encontrará, al menos, un punto de ruptura coincidente con el punto central de la serie (Siegel and Castellan, 1988 ; Lanzante, 1996). Esto nos hace pensar que nuestra serie temporal puede tener alguna tendencia, lo cual estudiaremos a continuación.

Para estudiar la tendencia de la serie utilizaremos un test no paramétrico denominado coeficiente de correlación de Spearman. Este coeficiente, ρ, es una medida de la correlación entre dos variables aleatorias continuas con el mismo tamaño, n. Las variables son ordenadas separadamente en rangos. La diferencia entre los rangos por cada par de variables se denota por D:

$$\rho = 1 - \frac{6 \sum D^2}{n\,(n^2 - 1)} \qquad \text{(Ec 5.15)}$$

Para muestras mayores de 20 observaciones, se puede asumir que se distribuye como una distribución t de Student.

La H_o que consideraremos es que no hay tendencia en la serie. Al trabajar al 95% de NC tenemos que para una distribución t de Student, si el valor absoluto del estadístico supera la cantidad de 1.96, entonces rechazamos al 95% de confianza la H_o de que no hay tendencia (Romero et al., 2011).

Aplicando el test de Spearman a nuestra serie obtenemos un valor de 0.1907, con un p_valor de 0.0063, que al ser menor que el nivel de significación α = 0.05 se debe rechazar la H_o de que no existe tendencia en la serie. Por tanto, se puede asumir que la serie de radiación global presenta una tendencia lineal significativa al 95% de NC.

Una vez que hemos detectado la existencia de la tendencia, el último paso es estimar la ecuación que sigue dicha tendencia. Para ello utilizaremos un método aplicado en Lanzante (1996), que consiste en estudiar la regresión de las pendientes de las medianas de las medidas (Hoaglin et al., 1983). Para ello, estudiamos la pendiente entre cada par de datos posibles (y_i, y_j) y (x_i, x_j):

$$b_k = \frac{(y_i - y_j)}{(x_i - x_j)} \qquad \text{(Ec 5.16)}$$

El coeficiente b viene dado por la siguiente expresión:

$$b = mediana\ (b_k) \qquad \text{(Ec 5.17)}$$

Si n es el número de observaciones, entonces tendríamos en total $n\,(n-1)/2$ pendientes. La pendiente de la recta vendría dada por la ecuación 5.17. Usando la pendiente total tendríamos que los residuos de la serie para todos los puntos vendrían dados por la ecuación:

$$res_i = y_i - (b\ x_i) \qquad \text{(Ec 5.18)}$$

El coeficiente a viene dado por la siguiente expresión:

$$a = mediana\ (res_i) \qquad \text{(Ec 5.19)}$$

Por lo tanto, la ecuación del método de regresión vendría dada por la siguiente ecuación:

$$y_i = a + b\ x_i \quad ; \quad y = 0.415\ x - 45.284 \qquad \text{(Ec 5.20)}$$

En la Figura 5.23 se muestra la serie desestacionalizada utilizando las medias biponderadas (línea azul). La línea roja representa la recta de regresión obtenida a partir de las medianas con el método explicado anteriormente. Se observa una tendencia positiva, es decir, un aumento de la radiación a lo largo de los 17 años de estudio. Si calculamos la variación mensual, teniendo en cuenta la ecuación 5.20, obtenemos un incremento de 0.4 (10 KJ/m^2)/mes, lo que se traduce en un aumento anual de la radiación de 4.8 (10 KJ/m^2)/año y de 81.6 (10 KJ/m^2) en el período analizado. Si se tiene en cuenta que la media mensual biponderada interanual de la radiación global vale 2368 ± 39 (10KJ/m^2), obtenemos un aumento de un 0.21% (10 KJ/m^2)/año en la radiación medida experimentalmente en la estación de Izaña entre 1992 y 2010.

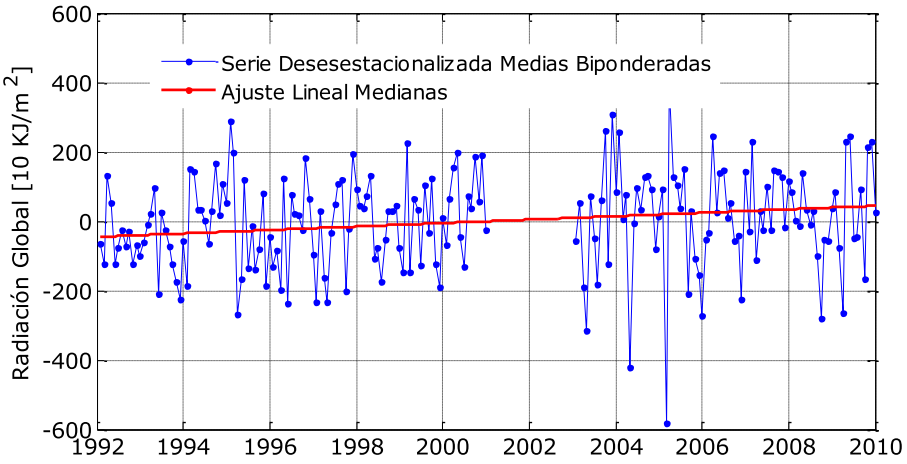


Figura 5.23.- Serie desestacionalizada de la radiación global diaria en la estación de Izaña entre 1992 y 2010. La línea de puntos azules representa la componente estacional obtenida a partir de las medias mensuales biponderadas y la línea roja representa el ajuste determinado a partir de las medianas, método aplicado en Lanzante (1996).

Al haber utilizado en algunos períodos datos de insolación para estimar la radiación global, mostramos la evolución de la insolación en lo largo del período de estudio.

En la Figura 5.24 se muestra la serie desestacionalizada de la insolación, expresada en décimas de hora. En ella podemos observar que existe una tendencia creciente. Se ha producido un aumento de 0.07 horas de insolación/año, lo que se traduce en 0.72 horas de insolación/década. Si tenemos en cuenta el promedio mensual de la insolación (9.90 horas de insolación), obtenemos un aumento del 7.29%/década. La relación entre la insolación y la radiación global no tiene porqué ser lineal, por lo que son necesarios análisis más detallados que expliquen la relación en los incrementos observados.

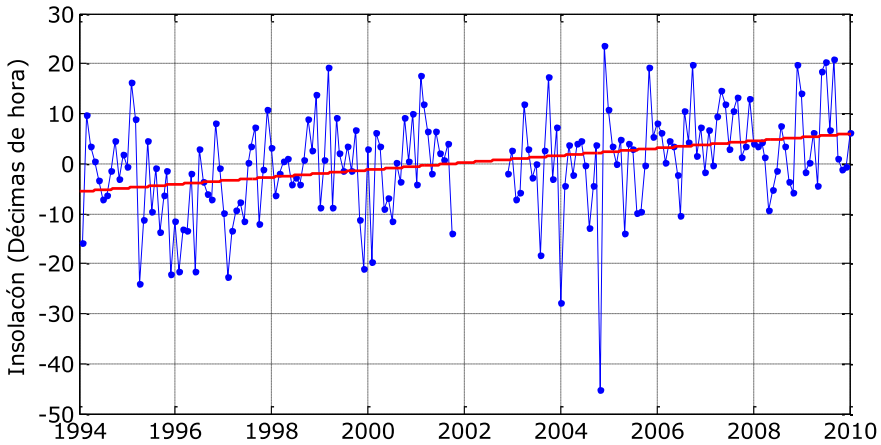


Figura 5.24.- Serie desestacionalizada de la insolación (expresada en décimas de hora) en la estación de Izaña entre 1994 y 2010. La línea roja representa el ajuste obtenido a partir de un modelo de regresión lineal (y = 0.06017x - 5.596).

Aunque el análisis exhaustivo de los resultados obtenidos queda fuera del alcance de este trabajo, si queremos apuntar o descartar posibles causas del incremento observado tanto en la radiación global como en la insolación en Izaña. En futuros trabajos se realizará un estudio detallado de esta serie y de los factores que modulan la radiación solar.

Las posibles causas para la tendencia observada podrían ser alguna de las siguientes o una combinación de alguna de ellas: 1) una variación en la constante solar; 2) un cambio en la nubosidad; y 3) variaciones en las concentraciones de aerosoles atmosféricos. A continuación, mostraremos, en primera aproximación, qué factores podrán explicar el incremento observado en la radiación global.

En la Figura 5.25 se muestra la serie desestacionalizada de la constante solar entre 1992 y 2009. Los datos de la constante solar han sido obtenidos del *KNMI Climate Explorer* (*http://climexp.knmi.nl*). El análisis de la serie desestacionalizada nos indica una disminución de la constante solar con una pendiente de la recta de ajuste de -8.09×10^{-5}. Este resultado nos permite concluir que la tendencia creciente que se observa en las series (Figura 5.23-5.24) no son debidas a cambios producidos en la constante solar.

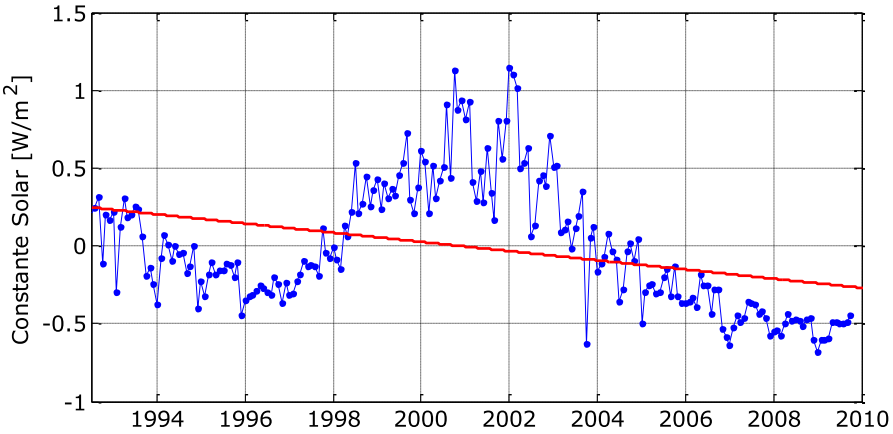


Figura 5.25.- Serie desestacionalizada de la constante solar entre 1992 y 2009. La línea roja representa el ajuste obtenido a partir de un modelo de regresión lineal ($y = -8.09 \cdot 10^{-5}x + 59.16$).

Sin embargo, si tenemos en cuenta la evolución de la concentración de partículas totales en suspensión (*Total Suspended Particles,* TSP) en la estación de Izaña en el período de estudio (Cuevas et al., 2009), parece observarse una disminución de dicha concentración. Este resultado podría justificar el incremento observado en nuestra serie de radiación global, pues una disminución de la concentración de partículas sería congruente con un aumento de la radiación global. Una tarea futura sería estudiar más detalladamente la serie temporal de concentración de partículas en la atmósfera separando las partículas gruesas (normalmente polvo mineral procedente del Sahara) de las partículas finas de origen antrópico. Por otro lado, y de forma complementaria, habría que incluir un análisis pormenorizado de la evolución de la nubosidad en Izaña a diferentes horas del día.

Según diferentes publicaciones, entre los años 1950 y 1990 se ha producido una reducción generalizada de la radiación solar, estimándose en una disminución de 6 a 9 W/m^2 por año a nivel global, fenómeno conocido como "*global dimming"* (Ohmura, 1989; Dutton et al., 1991; Gilgen et al., 1998 ; Stanhill y Cohen, 2001) o en castellano "*efecto de obscurecimiento global*", ocasionado, básicamente, por el aumento en la concentración de aerosoles de origen antropogénico en la atmósfera. Sin embargo a partir de 1990 la tendencia se ha invertido, especialmente en las latitudes medias (Wild et al., 2005), con un efecto contrario conocido como "*global brightening*". Estos dos fenómenos no están completamente explicados (IPCC, 2007b), aunque en la mayoría de los estudios se les relaciona con cambios en la transmisividad de la atmósfera terrestre como consecuencia de variaciones en las concentraciones de aerosoles de origen antropogénico. Pues bien, la tendencia creciente observada en la serie de radiación global coincide con el conocido como el efecto "*global brightening*".

Los resultados obtenidos en la tendencia de la serie de radiación global en la estación de Izaña son similares a los obtenidos en los trabajo realizados por Hodges (2004), Wild et al. (2005) y Wild (2009). Antes de comparar los resultados, hay que hacer notar que nuestro estudio se ha realizado en términos de potencia, es decir, considerando los valores diarios de la radiación, mientras que en la bibliografía se utilizan términos de energía, considerando únicamente valores instantáneos. A pesar de esta diferencia los resultados se pueden comparar. En Wild et al. (2005) se ha realizado un estudio de la variación de la radiación global entre 1992 y 2001, en más de 300 estaciones distribuidas a lo largo del planeta. Los resultados más importantes, a nivel global, que obtuvieron fue que en las estaciones oceánicas se ha producido un aumento de la radiación, mientras que en las estaciones continentales se ha producido una disminución. El aumento observado en las diferentes estaciones oceánicas oscila entre 0.1 y 1.61 W/m^2/año, con un promedio de 0.66 W/m^2/año, tanto para los días con ausencia como en presencia de nubes, que corresponden a valores de entre 1 y 16.1 W/m^2 por década.

Si convertimos nuestros datos de potencia en datos de energía, considerando que, de forma aproximada, tenemos diez horas diarias de radiación solar, obtenemos que la radiación global aumenta a un ritmo de 1.33 W/m^2/año, lo cual corresponde a un incremento de 13.3 W/m^2 por década. Estos resultados se encuentran dentro del intervalo de crecimiento obtenido por los autores citados anteriormente, principalmente por Wild (2009). Además este resultado está de acuerdo con los obtenidos en el estudio de la tendencia de la insolación en Izaña (Sanroma et al., 2010), estrechamente relacionada (Apartado 5.3.1) con la radiación global. Los autores encontraron una tendencia creciente de 2.8% por década, estadísticamente significativa para la insolación en el período 1985-2006 en la estación de Izaña. Este aumento estadístico de la tendencia, no es comparable con el aumento que hemos obtenido con nuestras medidas de insolación (Figura 5.24), ya que en Sanroma et al. (2000) la insolación se determina como el cociente entre las horas de insolación y el número de horas en las que el Sol se encuentra 3° por encima del horizonte y en nuestro trabajo hemos utilizado únicamente el número de horas de insolación.

Finalmente, estos resultados tienen otra lectura importante relativa a la reconstrucción de la serie de radiación global de Izaña: la utilización de un modelo de transferencia radiativa, y de datos auxiliares de insolación, ozono, vapor de agua en columna y AOD, permiten reconstruir de forma satisfactoria una serie que puede ser utilizada para estudios de tendencias y análisis climáticos.

5.4.- Resumen y Conclusiones.

Una vez estudiada la capacidad y potencialidad del modelo, analizamos los resultados obtenidos al comparar las medidas experimentales y las simuladas de las tres componentes de la radiación entre 2009 y 2010 (período de datos de muy alta calidad de la BSRN) en la estación de Izaña. Únicamente se realizó la comparación en días despejados, que fueron seleccionados aplicando diferentes criterios de los cuales hemos obtenido, a su vez, los siguientes resultados:

- En primer lugar, hemos detectado los días despejados de forma visual, teniendo en cuenta la evolución diaria de las tres componentes de la radiación. Con este método hemos detectado en 2009, 144 días (41%) y en 2010, 119 días (33%).

- En segundo lugar, hemos aplicado el índice de claridad, k_t , definido en Liu y Jordan (1960). Según este índice se detectan en 2009, 272 días despejados (77%) y en 2010, 286 días despejados (79%) cuando $k_t \geq 0.7$. Si comparamos estos resultados con los obtenidos de forma visual, podemos ver que existe en 2009 una diferencia de 128 días y en 2010 de 167 días. Si aumentamos el valor límite de k_t de 0.7 a 0.8, los días despejados se reducen en 2009 a 169 y en 2010 a 173. Esta diferencia se debe a que cuando consideramos $k_t \geq 0.7$ también se están considerando como días despejados aquellos días con presencia de nubes altas (cirros).Tras analizar los resultados obtenidos al aplicar este índice hemos concluido que no es el índice más conveniente para seleccionar los días despejados en la estación de Izaña, pues los resultados se alejan bastante de la realidad, dada la arbitrariedad del valor límite de k_t.

- Por último, hemos aplicado el criterio definido por Long y Ackerman (2000). Para 2009 hemos obtenido únicamente una diferencia de 1 día respecto a los detectados de forma visual y en 2010 una diferencia de 5 días. En estos días, en los que difieren los dos criterios, se registró intrusión de polvo sahariano, con un valor promedio diario de AOD a 500 nm superior a 0.15. Con estos resultados, podemos concluir que el criterio de Long y Ackerman (2000) se ajusta muy bien a la realidad en la estación de Izaña.

Una vez detectados los días despejados hacemos la comparación entre las medidas, obteniendo los siguientes resultados:

- La comparación entre las medidas de radiación global, directa y difusa diarias medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo muestran, en general, un excelente acuerdo. La diferencia relativa para la radiación global diaria es menor del 2% para más del 80% de los días despejados y para el resto es menor del 4%. Para la radiación directa los resultados mejoran, pues más del 95% de las medidas comparadas presentan una diferencia relativa menor del 2%. Sin embargo, no podemos decir lo mismo para el caso de la radiación difusa, ya que tenemos el 42% de los días con diferencias menores del 5%, el 63% de los días con diferencias menores a un 10% y el resto con diferencias menores al 17%. Si estudiamos la variación de las diferencias relativas para las tres componentes de la radiación, vemos que están relacionadas con el valor de AOD. La radiación global presenta la mayor diferencia a AOD≤0.05, la radiación directa a AOD≥0.1 y la radiación difusa, al igual que la radiación global, a AOD≤0.05. Estos resultados nos permiten concluir que, si bien los procesos de *scattering* están bien caracterizados en el modelo, esto no sucede en los procesos de absorción. Podemos concluir que la fiabilidad y la versatilidad del modelo *LibRadtran* nos permite utilizarlo como herramienta complementaria para llevar a cabo controles de calidad de las diferentes medidas experimentales, con un alto grado de fiabilidad, así como para reconstruir y reevaluar series de radiación.

A continuación y dada la fiabilidad encontrada en el modelo, realizamos la reevaluación y la reconstrucción de la serie de radiación global entre 1992 y 2010 en la estación de Izaña, utilizando el modelo y otras herramientas. De este análisis podemos resaltar las siguientes conclusiones:

- A la hora de reevaluar series de radiación global y recuperar lagunas de datos, es enormemente útil disponer de un modelo de transferencia radiativa bien caracterizado y adaptado a la estación de medida, siempre que se disponga de datos básicos de entrado al modelo con una cierta fiabilidad. En nuestro caso nos ha permitido realizar un control de calidad de las medidas, analizando en cada período, el por qué de los posibles errores o derivas observados en la serie histórica de medidas experimentales.

- Las medidas de insolación permiten determinar la radiación global diaria con un alto grado de fiabilidad. Los resultados muestran una buena correlación entre la radiación global diaria obtenida a partir de la insolación y la medida experimentalmente. Para 2009 y 2010, considerando únicamente los días despejados, se obtienen diferencias menores al 4% entre valores experimentales y simulados a partir de la insolación. Si comparamos la radiación global diaria obtenida a partir de la insolación y la simulada con el modelo obtenemos que la diferencia relativa no supera en ningún período de tiempo el 6%. Por tanto, podemos concluir que en el caso de no disponer de medidas experimentales de radiación global en determinados períodos de tiempo, las medidas de insolación constituyen una sólida fuente de información para completar lagunas de datos en las series de radiación global.

- Analizando la serie de radiación global entre 1992 y 2010 obtenemos que durante los meses de junio y julio tienen lugar los máximos, y durante enero y diciembre los mínimos. Los meses que presentan una mayor dispersión corresponden a marzo y noviembre.

- La serie de radiación global entre 1992 y 2010 es una serie homogénea, según el test de Pettit y no presenta ningún dato anómalo. Únicamente presenta un punto de ruptura, según el test de Wilcoxon-Mann-Whitney. La serie de radiación global presenta una tendencia creciente, con un incremento de 0.4 (10 KJ/m^2)/mes, lo que se traduce en un aumento anual de 4.8 (10 KJ/m^2)/año y de 81.6 (10 KJ/m^2) en el período analizado. Si tenemos en cuenta el promedio de la radiación global, este aumento se traduce en un 0.21% (10 KJ/m^2)/año y en un 2.1%(10 KJ/m^2)/década. También se ha observado un incremento en la serie de insolación, para el mismo período de tiempo, de un 7.29%/década.

- Analizando las posibles causas que pueden haber provocado este aumento en la radiación global, hemos concluido que sólo podría deberse a un cambio en la nubosidad y en la concentración de aerosoles atmosféricos, descartando que pueda haberse ocasionado por una variación en la constante solar. La concentración de partículas totales en suspensión (TSP) han disminuido en la estación de Izaña (Cuevas et al., 2009), en el período de estudio, lo que nos ayudaría a justificar el aumento que se ha observado en la radiación global. En cualquier caso se trata de un estudio preliminar, que es necesario abordar en detalle en el futuro analizando minuciosamente las series de nubosidad (bajas, medias, altas y totales) y de insolación en Izaña a diferentes horas del día.

- La tendencia creciente observada en Izaña, tanto en la serie de radiación global como en la serie de insolación, coincide con el conocido efecto "*global brightening*", analizado en estaciones situadas en latitudes medias por Wild et al. (2005).

- En Wild et al. (2005) se ha observado un aumento entre 0.1 y 1.61 W/m^2/año con un promedio de 0.66 W/m^2/año, tanto en ausencia como en presencia de nubes, que corresponden a valores entre 1 y 16.1 W/m^2/década, en estaciones oceánicas. En este trabajo hemos obtenido que la radiación global ha aumentado a un ritmo de 13.3 W/m^2/década, valor que se encuentra dentro del intervalo de crecimiento obtenido a partir de diferentes estudios. De estos resultados es importante hacer notar que nuestra serie ha sido reconstruida utilizando un modelo de transferencia radiativa y datos auxiliares de insolación, obteniendo resultados muy satisfactorios, comparables a los obtenidos con series de medidas experimentales.

CAPÍTULO 6

Forzamiento radiativo en la estación de Izaña durante 2009 y 2010

Introducción.

6.1.- Análisis del espesor óptico de aerosoles y del parámetro de Ångström (α) en la estación de Izaña durante 2009 y 2010.

6.2.- Forzamiento radiativo y eficiencia del forzamiento radiativo en la estación de Izaña durante 2009 y 2010.

6.2.1- Forzamiento y eficiencia del forzamiento radiativo de la radiación global.

6.2.1.1.- Comparación con la Red AERONET.

6.2.2- Forzamiento y eficiencia del forzamiento radiativo de la radiación directa.

6.2.3.- Forzamiento y eficiencia del forzamiento radiativo de la radiación difusa.

6.3.- Resumen y Conclusiones.

Introducción.

La radiación neta se define como la diferencia entre la radiación solar descendente y la ascendente (Capítulo 3, Apartado 3.1.1). En el límite superior de la atmósfera (TOA, *top of atmosphere*) este balance es cero si el sistema Tierra-atmósfera se encuentra en equilibrio radiativo con su entorno. La existencia de este equilibrio nos indica una estabilidad en el clima de la Tierra. Sin embargo, cualquier factor que altere la radiación recibida del Sol, o que altere la redistribución de energía dentro del sistema Tierra-atmósfera, puede afectar este equilibrio y en consecuencia, nuestro clima. Para cuantificar los cambios en la energía neta disponible en el sistema Tierra-atmósfera se introduce el concepto de forzamiento radiativo (en adelante, ΔF) que se define más adelante (IPCC, 2007b).

En la actualidad, el factor dominante en el ΔF es el aumento de la concentración en la atmósfera de varios gases de efecto invernadero. La mayoría de los principales gases de efecto invernadero se producen de manera natural pero el aumento de su concentración en la atmósfera durante los últimos años se debe a actividades humanas. Otros gases de efecto invernadero constituyen únicamente el resultado de actividades humanas. Los principales gases de efecto invernadero que alteran el equilibrio radiativo son el vapor de agua (H_20), dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4), óxido nitroso (NO_2), ozono troposférico (O_3) y halocarburos. También va a afectar al equilibrio radiativo los aerosoles atmosféricos. Estos cambios pueden provocar alteraciones en el balance radiativo del sistema Tierra-atmósfera, y como consecuencia, cambios en el clima (IPCC, 2007b).

En este trabajo nos vamos a centrar únicamente en el efecto que producen los aerosoles sobre el ΔF. Los aerosoles son diminutas partículas, de radio menor a 100 µm, y gotitas en suspensión en la atmósfera que influyen significativamente sobre el balance radiativo del sistema Tierra-atmósfera. Los efectos radiativos de los aerosoles se producen de dos maneras: primero a través del efecto directo, por el cual los propios aerosoles dispersan y absorben radiación infrarroja solar y térmica, y segundo a través del efecto indirecto, por el cual los aerosoles modifican las propiedades microfísicas de las nubes y por lo tanto las radiativas y la nubosidad. Los aerosoles son producidos por diferentes procesos, de forma natural, como pueden ser las tormentas de polvo y la actividad volcánica y por procesos antropogénicos como puede ser la quema de combustibles de origen fósil y la combustión de la biomasa. Estudios actuales, (IPCC, 2007b), han demostrado que en los últimos años se ha producido un aumento considerable de las emisiones antropogénicas de partículas y de sus gases, produciendo un aumento de las concentraciones atmosféricas de aerosoles troposféricos. Los aerosoles experimentan cambios químicos y físicos mientras están en la atmósfera, sobre todo dentro de las nubes, y son eliminados en gran medida y relativamente rápido por las precipitaciones.

El ΔF debido a los aerosoles depende del tamaño, la forma y la composición química de las partículas y también de diversos aspectos del ciclo hidrológico (por ejemplo, la formación de nubes). Según la Figura 6.1, las contribuciones antropogénicas a los aerosoles atmosféricos producen a escala mundial un

enfriamiento, con un ΔF directo total estimado de -0.5 (-0.9 a -0.1) W/m^2 y un ΔF indirecto debido a la modificación del albedo de las nubes de -0.7 (-1.8 a -0.3) W/m^2 (IPCC, 2007b). Como se puede observar, la incertidumbre asociada a estos valores es muy significativa, lo que hace necesario aumentar el conocimiento actual de los efectos de los aerosoles atmosféricos sobre el sistema climático.

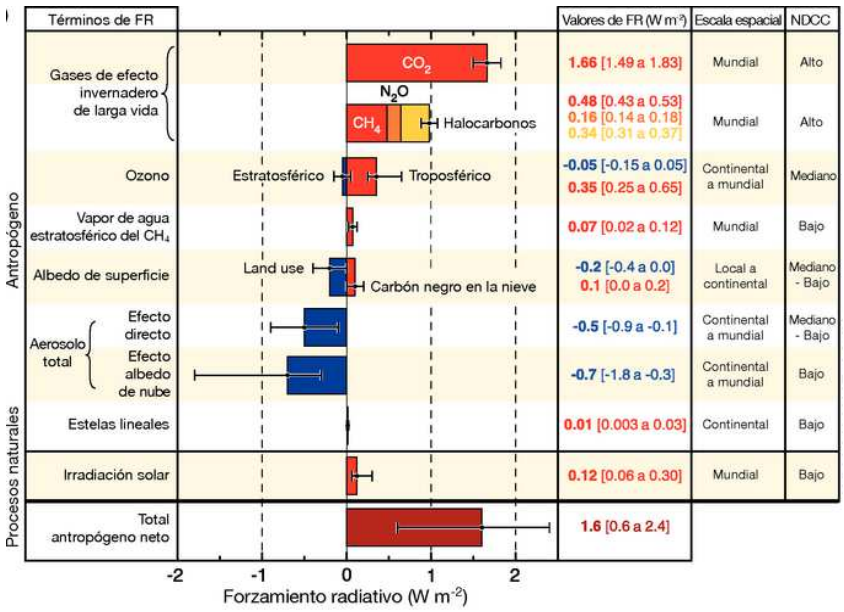


Figura 6.1.- Promedio mundial del ΔF a escala global de los diferentes agentes atmosféricos. Fuente: (IPCC, 2007b).

Son numerosos los elementos que afectan en el balance radiativo del sistema Tierra-atmósfera, y por tanto, responsables de las variaciones que tienen lugar en los niveles de radiación. Como mencionamos anteriormente, en este trabajo estudiaremos únicamente el efecto directo que produce en la radiación la presencia de aerosoles en la atmósfera, por lo que definiremos el ΔF, como la diferencia de energía medida en la superficie terrestre bajo la presencia de aerosoles, F^A, y la energía que se mediría en las mismas condiciones pero con ausencia de aerosoles, F^L, es decir, la radiación en condiciones de cielo limpio:

$$\Delta F = F^A - F^L \qquad \text{(Ec 6.1)}$$

En la literatura es habitual referir el ΔF tanto a superficie o límite inferior de la atmósfera, BOA (*bottom of atmosphere*) como al límite superior de la misma, TOA (*top of atmosphere*), con lo que la ecuación anterior la podemos reescribir de la siguiente manera:

$$\Delta F^{BOA} = F^{\downarrow A\,(BOA)} - F^{\downarrow L\,(BOA)} \qquad \text{(Ec 6.2)}$$

$$\Delta F^{TOA} = F^{\uparrow A\,(TOA)} - F^{\uparrow L\,(TOA)} \qquad \text{(Ec 6.3)}$$

Las flechas indican el sentido de la irradiancia. Ambas magnitudes proporcionan información muy útil, mientras que el forzamiento en el BOA nos da una idea de la reducción de los niveles de radiación solar que alcanzan la superficie terrestre por su presencia, en el TOA nos proporciona el efecto radiativo neto de los aerosoles en el sistema Tierra-atmósfera.

En general, la presencia de aerosoles atmosféricos produce un aumento de energía retrodispersada al espacio ($\Delta F_{TOA} < 0$), provocando así un enfriamiento del sistema. El calentamiento de la atmósfera ocurriría con ΔF_{TOA} positivos según la definición de la ecuación 6.3. En este trabajo en particular nos vamos a centrar en el BOA, porque el forzamiento es evaluado a partir de las medidas experimentales de radiación registradas en la estación de Izaña.

A partir de la definición del ΔF se define la eficiencia del forzamiento radiativo (en adelante, ΔF^{eff}) instantánea como la variación de energía por unidad de espesor óptico (Charlson et al., 1991):

$$\Delta F^{eff}_{BOA/TOA} = \frac{\Delta F_{BOA\,/TOA}}{AOD} \qquad \text{(Ec 6.4)}$$

El valor de la ΔF^{eff} determinado a partir de la ecuación anterior nos proporciona un valor instantáneo (Rajeev y Ramanathan, 2001; Bush y Valero, 2003; García et al., 2006; García, 2008b). La eficiencia también se determina como la variación del ΔF por unidad de AOD a partir de un método denominado de la pendiente. De este modo, la eficiencia se determina a partir de la representación lineal del ΔF frente al AOD, representando así un valor medio de los casos analizados. En este trabajo la eficiencia del forzamiento radiativo será evaluado con el AOD a 500 nm.

6.1.- Análisis del espesor óptico de aerosoles y del parámetro de Ångström (α) en la estación de Izaña durante 2009 y 2010.

Antes de comenzar a estudiar el ΔF debido a los aerosoles atmosféricos vamos a estudiar la variación de dos de los parámetros básicos que se emplean habitualmente en la bibliografía para su caracterización (D' Almeida, 1991; Hess et al., 1998; Toledano, 2005): el AOD a 500 nm y el parámetro de Ångström (α). Para ello, se han tomado los valores instantáneos regsitrados en la estación de Izaña, perteneciente a la Red *AERONET-PHOTONS-RIMA*, durante 2009 y 2010. Entre el 1 de enero de 2009 y el 19 de mayo de 2010 utilizaremos los datos de *AERONET* de mayor calidad, es decir, nivel 2.0 (filtrado de nubes y revisados manualmente), y entre el 20 de mayo y el 31 de diciembre de 2010 utilizaremos los datos del nivel 1.5 (filtrado de nubes) (Smirnov et al., 2000). Hemos utilizado esta versión de los datos por ser la disponible en la Red para estas fechas en el momento de elaborar este estudio.

No se pretende que este análisis preliminar sea considerado como una climatología de aerosoles en columna, ya que este objetivo queda fuera del alcance de este trabajo.

En la Figura 6.2 se muestran los promedios mensuales del AOD a 500 nm para los años 2009 y 2010 medidos en la estación de Izaña. Estos promedios y sus desviaciones estándares se han determinado a partir de los datos instantáneos.

La estación de Izaña se encuentra en la troposfera libre por encima de la capa de inversión térmica, lo que evita el transporte vertical y los procesos de mezcla con la contaminación existente en las capas más bajas. Estas condiciones se reflejan en los bajos niveles de aerosoles que se registran en la estación, con un promedio anual de AOD a 500 nm durante el período 2009 y 2010 de 0.06 ± 0.10. Estas condiciones se ven significativamente alteradas, y de forma muy brusca, por intrusiones de masas de aire procedentes del Sahara, las cuales se dan típicamente en los meses de julio, agosto y septiembre, y en los meses de marzo y abril, alcanzando en estos meses los valores máximos de AOD (Rodríguez et al., 2009; 2011). En los meses de verano son típicos los episodios de intrusiones saharianas en altura, mientras que en los meses de marzo y abril son más frecuentes los episodios a niveles de superficie, pero que en algunas ocasiones suelen afectar a la estación de Izaña (Alonso-Pérez et al., 2007).

Atendiendo a la evolución mensual del AOD (Figura 6.2) se distinguen tres períodos: marzo y abril con un AOD promedio de 0.06±0.10 (barras naranjas), de julio a septiembre con un promedio de 0.13±0.14 (barras rojas) y el resto del año con un promedio de 0.03±0.04 (barras azules). Se hace notar que la desviación estándar es del mismo orden de magnitud que el valor promedio, lo que nos indica la variabilidad que presenta el AOD. Los valores más bajos de AOD en los meses no afectados por la intrusión sahariana representan las condiciones de fondo de la estación de Izaña.

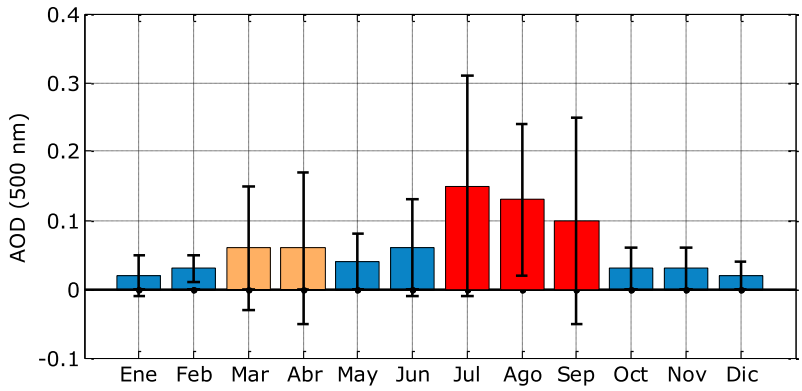


Figura 6.2.- Promedio mensual del AOD a 500 nm durante 2009 y 2010 en la estación de Izaña (Total 597 días). Las barras de error indican la desviación estándar. Fuente: *Red AERONET.*

En la Figura 6.3 se muestran los promedios mensuales del parámetro Ångström (α) (440/870 nm) para los años 2009 y 2010 medidos en la estación de Izaña. Estos promedios y sus desviaciones se han determinado a partir de los valores instantáneos. Los meses que presentan menores valores de α corresponden a los meses de julio (0.57 ± 0.47), agosto (0.57 ± 0.49) y septiembre (0.72 ± 0.40). Estos meses coinciden con los meses que teníamos máximos de AOD. Si analizamos al igual que hicimos con

el AOD por períodos obtenemos: marzo y abril con un α promedio de 1.03 ± 0.41 (barras naranjas), de julio a septiembre con un promedio de 0.62 ± 0.46 (barras rojas) y el resto del año con un promedio de 1.09 ± 0.36 (barras azules). Los promedios de α no difieren tan significativamente entre los meses de marzo y abril y el resto de los meses, como ocurría en el caso del AOD.

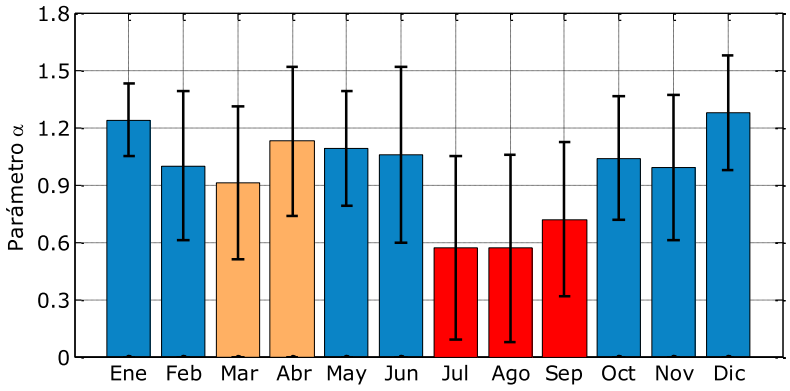


Figura 6.3.- Promedio mensual del parámetro Ångström (α) (440-870 nm) durante 2009 y 2010 en la estación de Izaña (Total 597 días). Las barras de error indican la desviación estándar. Fuente: Red *AERONET.*

Si estudiamos la frecuencia de los promedios diarios del AOD a 500 nm vemos que del total de días en los que tenemos medidas del fotómetro solar CIMEL (597 días), existen 434 días con un valor medio de AOD menor de 0.05 (72.7%), con un AOD entre 0.05 y 0.1 tenemos 56 días (9.4%), entre 0.1 y 0.2 tenemos 44 días (7.4%) y con valores mayores de 0.2 tenemos 63 días, que representan un 10.5% del total de días (Figura 6.4(a)).

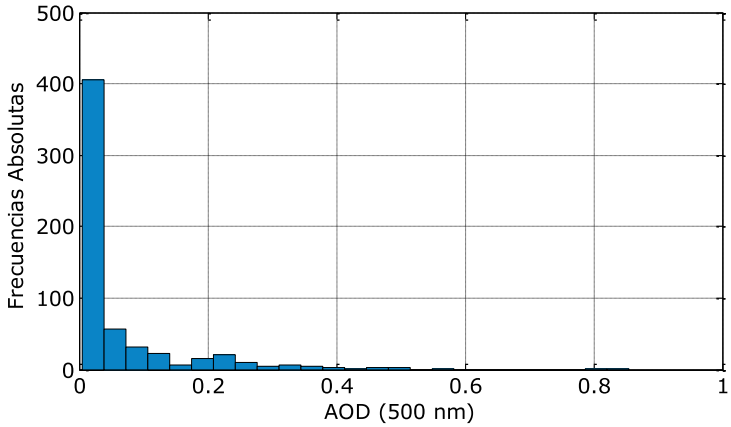


Figura 6.4(a).- Frecuencias absolutas del AOD a 500 nm durante 2009 y 2010 en la estación de Izaña. Fuente: *AERONET*.

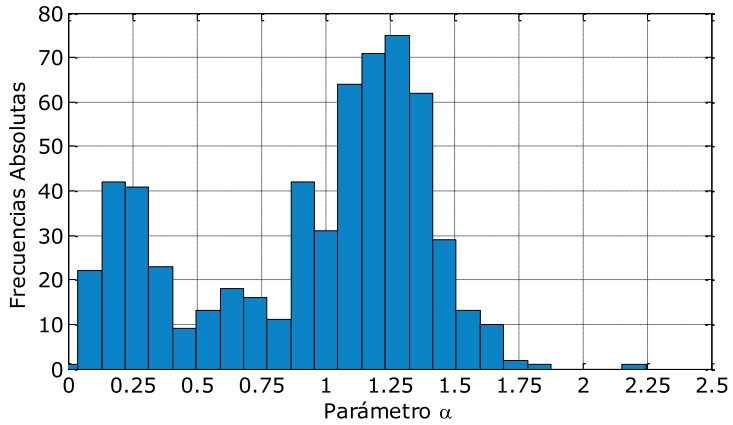


Figura 6.4(b).- Frecuencias absolutas del parámetro α (440-870 nm) durante 2009 y 2010 en la estación de Izaña. Fuente: *AERONET*.

Al estudiar la distribución de frecuencias de los promedios diarios del parámetro α Figura 6.4(b), obtenemos que existen 137 días con un valor promedio de α menor de 0.5 (23%), con un α entre 0.5 y 1.0 tenemos 112 días (19%), con un α entre 1.0 y 1.5 tenemos 318 días (53%), y con α mayor de 1.5 tenemos 29 días (5%). La situación ordinaria en la estación de Izaña corresponde a valores de α entre 1.0 y 1.5. Analizando la Figura 6.4(b) se podrían diferenciar tres zonas, una primera zona correspondiente a valores de α menores de 0.5 y que corresponden a episodios de intrusión sahariana, una segunda zona con valores de α entre 0.5 y 0.8 que corresponden a una mezcla ente episodios de intrusión sahariana y aerosoles antropogénicos, y por último valores de α mayores de 0.9 que corresponden a aerosoles antropogénicos. Estos resultados se encuentran dentro de los valores obtenidos en Basart et al. (2009), donde proponen para distinguir los episodios de intrusión sahariana aquellos con un valor de α menor a 0.6 y la presencia de aerosoles antropogénicos con α mayores de 0.6.

Analizar el diagrama de dispersión entre el AOD y el parámetro α es un procedimiento habitual que se utiliza para identificar el tipo de aerosol que predomina en una región determinada. Según la región del diagrama donde se concentren mayor número de aerosoles se identificará un tipo u otro de aerosol predominante (Toledano, 2005).

En las Figuras 6.5 tenemos el diagrama entre el AOD y el parámetro α para los tres períodos definidos anteriormente. En la Figura 6.5(c) se observa que, para los meses no afectados por intrusión sahariana, a pequeños valores de AOD le corresponden valores altos del parámetro α. Este resultado es similar al obtenido en Holben et al., (2001) en la estación de Mauna Loa. En los meses no afectados por intrusión sahariana podemos decir que la estación de Izaña es una estación representativa de una atmósfera limpia, situada en la troposfera libre, con bajos niveles de aerosoles atmosféricos. Estas condiciones se alteran de forma significativa en los meses de verano donde esta situación se ve modificada debido al polvo mineral procedente del desierto del Sahara (Figura 6.5(a) y (b)). En ellas podemos distinguir dos

zonas bien diferenciadas. Primero tenemos una zona que comprende los valores de AOD menores de 0.05 y valores altos del parámetro α (parte izquierda de la figura) y otra zona que comprende los valores de AOD mayores de 0.05 y valores pequeños de α (parte inferior de la figura). En ambos casos, el parámetro α no supera el valor de 1.7 lo que muestra la poca influencia de partículas finas en la estación de Izaña, durante los episodios de intrusión sahariana (Rodríguez et al., 2009).

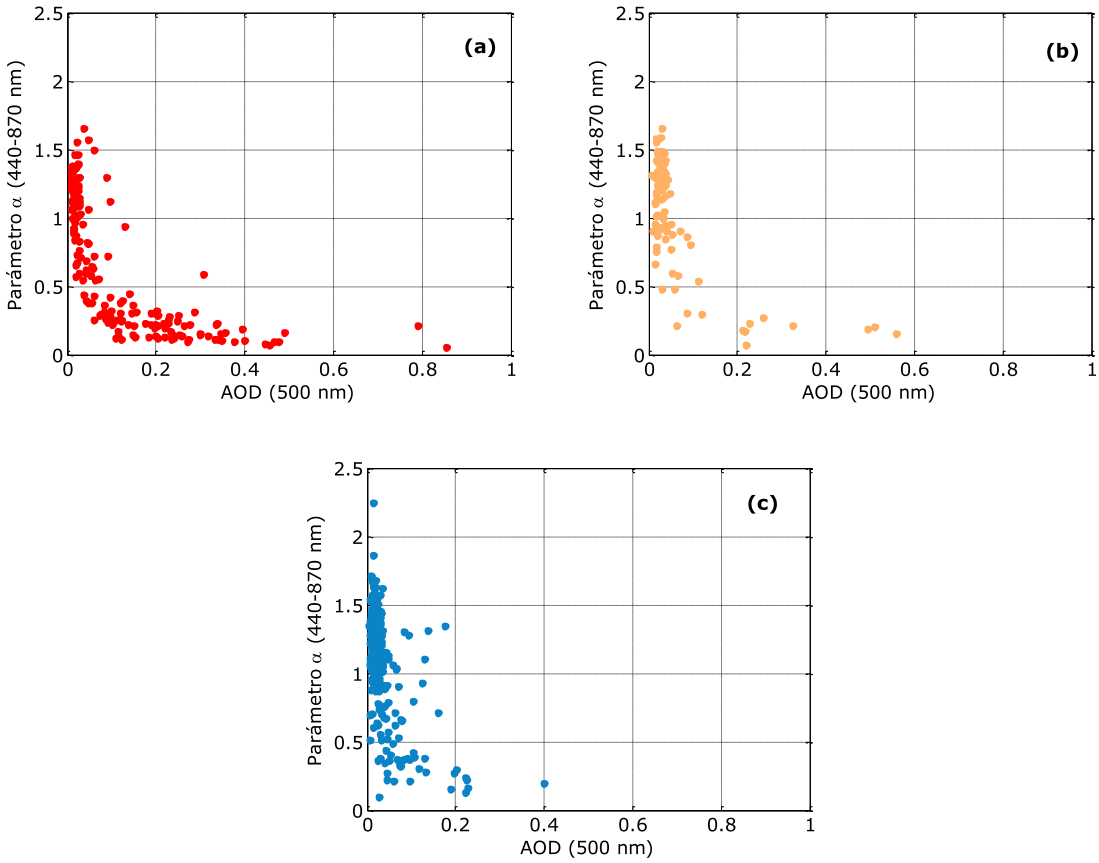


Figura 6.5.- Variación del parámetro α (440-870 nm) frente al AOD a 500 nm durante 2009 y 2010 en la estación de Izaña en los períodos: (a) julio a septiembre, (b) marzo y abril, y (c) el resto de los meses. Fuente: Red *AERONET.*

En la Figura 6.6 se muestra un claro ejemplo del aumento del AOD a 500 nm y de la disminución del parámetro α debido a un episodio de intrusión de polvo sahariano en la estación Izaña durante el mes de julio de 2010. El 17 de julio de 2010 (puntos azules) se produce un aumento de AOD a 500 nm de 0.02 a 0.11, es decir, el AOD aumenta un 82% y una disminución de α de 0.49 a 0.19, es decir, disminuye un 61%, en apenas dos horas durante la tarde. Los días 18 y 19 de julio el promedio de AOD es de 0.30 ± 0.03 y 0.22 ± 0.02, respectivamente y el promedio de α es de 0.15 ± 0.03 y 0.20 ± 0.01, respectivamente. El día 20 de julio el AOD vuelve a disminuir considerablemente alcanzado un valor de 0.01 ± 0.01 y el parámetro α aumenta a un valor de 1.07 ± 0.16 que son valores de extrema transparencia en el cielo.

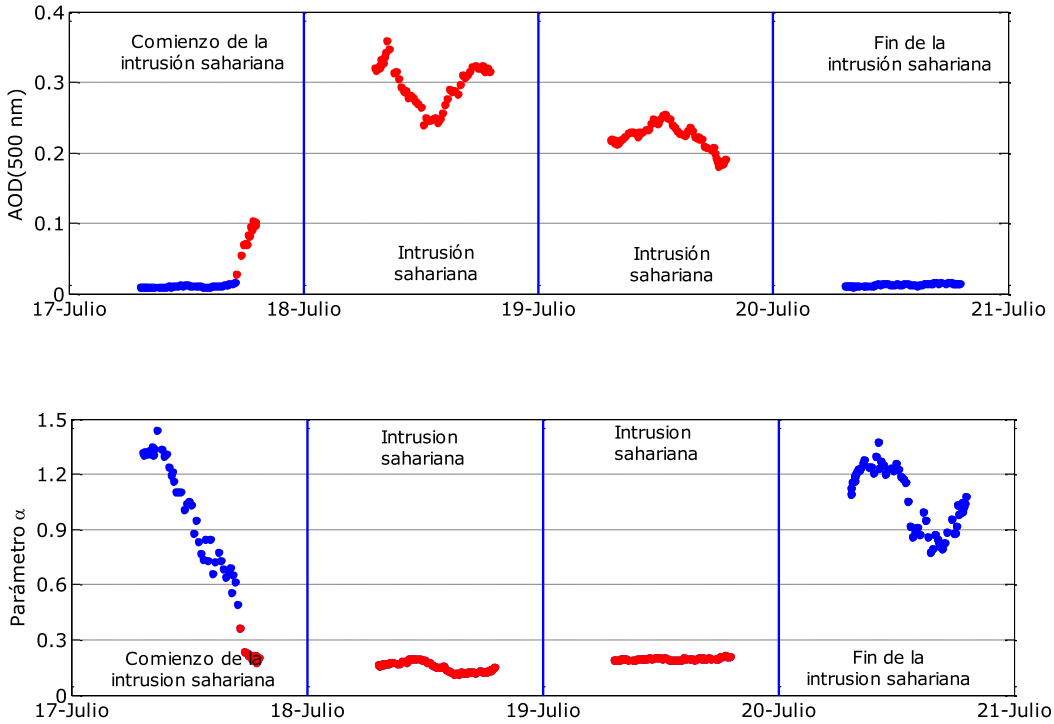


Figura 6.6.- En la figura superior tenemos la variación del AOD a 500 nm y en la figura inferior tenemos la variación del parámetro α en la estación de Izaña durante un episodio de intrusión sahariana durante los días 17-18-19 y 20 de julio de 2010.

6.2.- Forzamiento radiativo y eficiencia del forzamiento radiativo en la estación de Izaña durante 2009 y 2010.

El ΔF debido a los aerosoles atmosféricos lo determinamos a partir de la Ecuación 6.1. Para ello estudiamos la diferencia que existe entre las medidas experimentales tomadas en la estación de Izaña a diferentes ángulos cenitales (15°, 30°, 45° y 60°), y las mismas medidas simuladas en ausencia de aerosoles. Hemos seleccionado este rango de SZA, con el fin de estudiar la influencia que tiene este parámetro sobre el ΔF (Yu et al., 2006; Derimian et al., 2008). El ΔF lo estudiaremos para la radiación global y sus dos componentes, directa y difusa.

Para determinar la radiación en ausencia de aerosoles hace falta utilizar un modelo de transferencia radiativa, ya que no se dispone de medidas experimentales que cumplan estas condiciones. En este apartado utilizaremos el modelo *LibRadtran*. Hemos considerado como parámetros de entrada al modelo el valor medio diario del albedo de la superficie y el promedio del contenido total de ozono en columna observado para el día que estuviésemos considerando. Además hemos utilizado la medida instantánea de la columna total de vapor de agua observada, pues como vimos en el Capítulo 3

(Apartado 3.3.9) es un parámetro de entrada que genera una incertidumbre significativa en el rango solar comprendido entre 330 nm y 2600 nm.

La incertidumbre en la radiación simulada con el modelo, F^L, se ha evaluado seleccionando para cada intervalo de SZA aquellas medidas con AOD (500 nm)≤0.05. Estas medidas instantáneas representarían las condiciones más próximas a las de cielo limpio en ausencia de aerosoles, es decir, una atmósfera *Rayleigh*. En la Tabla 6.1 se muestran las diferencias relativas entre las medidas experimentales y las simuladas, tomando como referencia las medidas experimentales. Las diferencias relativas encontradas tanto para la radiación global como la directa se encuentran dentro de la incertidumbre instrumental, ±2%. No podemos decir lo mismo para la componente difusa, ya que la diferencia oscila entre el 22% y el 29%. La radiación difusa siempre es subestimada por el modelo.

Tabla 6.1.- Diferencia relativa entre las medidas experimentales y las medidas simuladas para los cuatro SZA de estudio con AOD (500 nm) ≤ 0.05 durante 2009 y 2010 en la estación de Izaña, tomando como referencia las medidas experimentales.

	Rad. Global (%)	Rad. Directa (%)	Rad. Difusa (%)	N° Medidas
SZA 15°	2.12 ± 1.13	0.94 ± 0.95	24.71 ± 12.55	184
SZA 30°	1.63 ± 0.84	0.56 ± 0.95	28.50 ± 11.46	273
SZA 45°	1.47 ± 1.15	0.19 ± 0.89	28.07 ± 9.24	348
SZA 60°	2.08 ± 1.57	0.15 ± 0.68	22.80 ± 8.33	420

Todo el análisis que vamos a realizar en este capítulo lo vamos a hacer considerando que las variaciones que tienen lugar en el ΔF son debidas únicamente a la presencia de aerosoles en la atmósfera, puesto que seleccionamos los días con ausencia de nubes.

En primer lugar, seleccionamos todas las medidas de AOD a 500 nm que tenemos disponibles en la Red *AERONET* en la versión 1.5 y 2.0, durante 2009 y 2010, a los diferentes SZA citados anteriormente. Utilizaremos estas versiones de los datos porque corresponden a medidas filtradas de nubes "*cloud screening*" (Smirnov et al., 2000). Aunque para el estudio del ΔF no es necesario restringir el análisis a los valores de AOD, para que el estudio sea consistente vamos a utilizar el mismo conjunto de medidas para estudiar tanto el ΔF como la ΔF^{eff}.

Dado que exactamente a estos SZA no siempre existen medidas en *AERONET* hemos seleccionado intervalos de SZA de ±1° alrededor de los SZA objeto de estudio, es decir, hemos seleccionado las medidas de AOD a 500 nm dentro de los siguientes intervalos: [14°-16°], [29°-31°], [44°-46°] y [59°-61°] de SZA. De estas medidas nos hemos quedado únicamente con aquellas en las que el valor de AOD a 500 nm es mayor de 0.05, valor a partir del cual estudiaremos el ΔF. Hemos seleccionado este valor de AOD porque valores de AOD menores de 0.05 nos indican una atmósfera prácticamente *Rayleigh*, es decir, unas condiciones muy similares a las que tendría una atmósfera en ausencia de aerosoles. Como vimos

en el apartado anterior, estas situaciones suponen la mayoría de los casos registrados en Izaña durante 2009 y 2010.

Hay que recordar que disponemos de medidas cada minuto de las diferentes componentes de la radiación, por lo que las medidas de la Red *AERONET* son las que van a determinar el conjunto de medidas que vamos a utilizar para estudiar el ΔF.

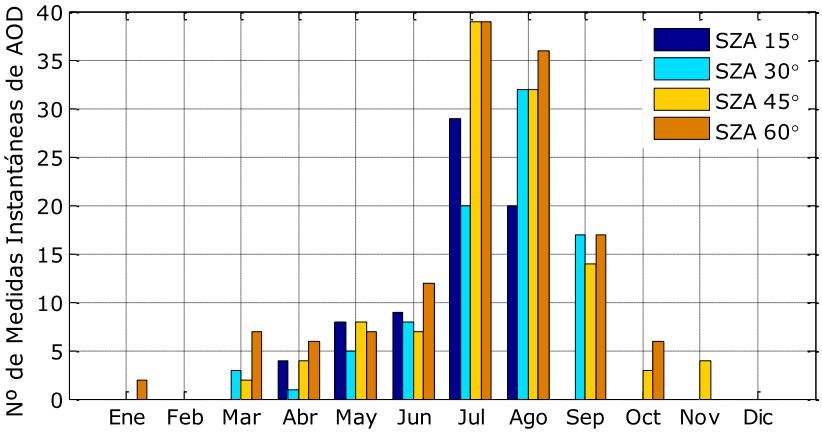


Figura 6.7.- Número de medidas instantáneas de AOD de la versión 1.5 y 2.0 disponibles en la Red *AERONET* con AOD (500 nm) ≥ 0.05 en la estación de Izaña durante 2009 y 2010 para los SZA de 15°, 30°, 45° y 60°.

En la Figura 6.7 tenemos el número de medidas instantáneas disponibles en la Red *AERONET* que cumplen los criterios definidos anteriormente. A la vista de la figura, tenemos meses en los que para un determinado SZA tenemos pocas medidas instantáneas, por este motivo, para estimar promedios mensuales significativos de ΔF se ha impuesto un número mínimo de medidas instantáneas que cumplan los criterios anteriores. Únicamente tendremos en cuenta aquellos meses que tienen un mínimo de seis medidas instantáneas, que representan el 10% de las medidas al mes, si consideramos que cada día disponemos de dos medidas por cada SZA. Por lo tanto, consideraremos los meses entre abril y agosto para SZA de 15°, entre mayo y septiembre para SZA de 30° y 45°, y entre los meses de marzo y octubre para SZA de 60°. En definitiva, tenemos para este estudio 66 días (124 medidas) para el SZA de 15°, 67 días (121 medidas) para el SZA de 30°, 88 días (159 medidas) para el SZA de 45° y 98 días (203 medidas) para el SZA de 60°.

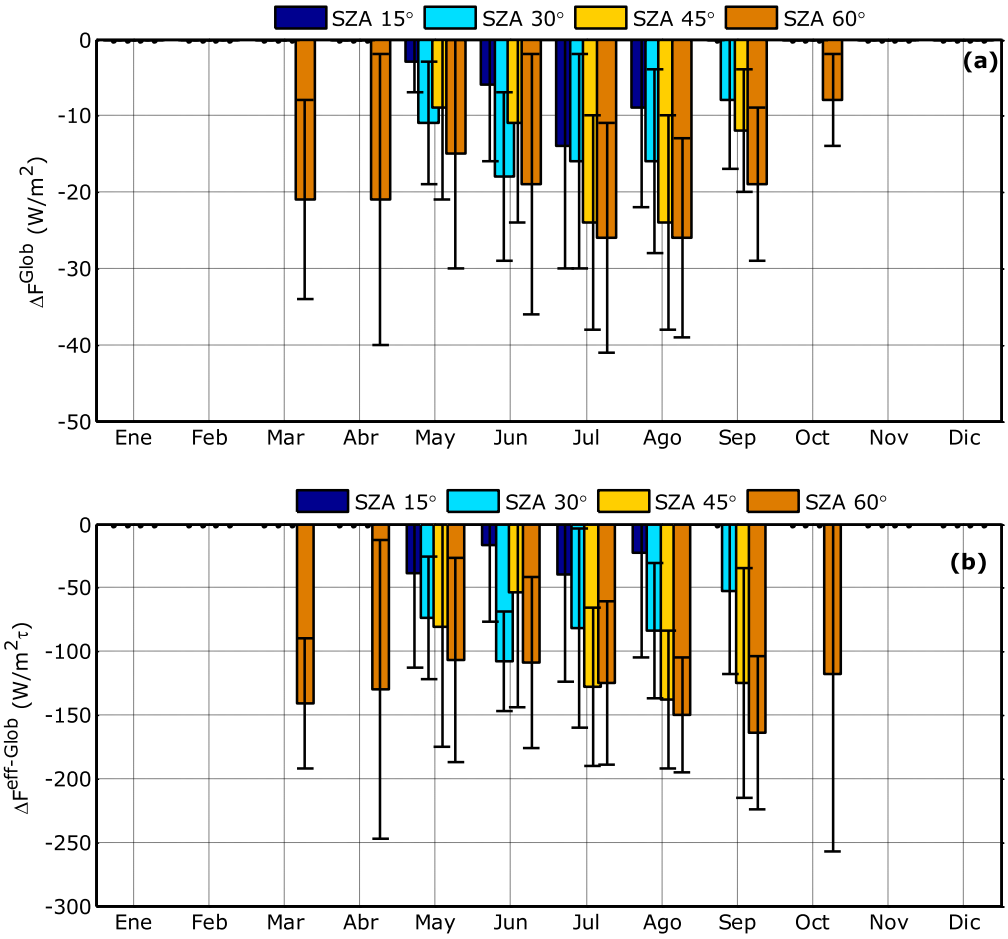
6.2.1.- Forzamiento y eficiencia del forzamiento de la radiación global.

En este apartado evaluaremos cómo influye en la radiación global (330 nm-2600 nm) el AOD (500 nm) a partir del estudio del ΔF^{Glob} y la $\Delta F^{eff-Glob}$. El ΔF^{Glob} lo hemos determinado a partir de la ecuación

6.1 y la $\Delta F^{eff-Glob}$ la hemos determinado a partir de la ecuación 6.4 y a partir del método de la pendiente (Apartado 6.1).

La Figura 6.8 muestra la evolución mensual del ΔF^{Glob} , de la $\Delta F^{eff-Glob}$ instantánea, del AOD a 500 nm y del parámetro de Ångström (α) en la estación de Izaña durante 2009 y 2010 para las medidas coincidentes entre las medidas BSRN y las medidas de *AERONET,* seleccionadas con los criterios definidos en el apartado anterior.

En el estudio del forzamiento el AOD es un factor determinante. Si observamos la Figura 6.8(a) podemos ver que el forzamiento a un SZA de 30° es mayor que el forzamiento para un SZA de 45° en los meses de mayo y junio. En la Figura 6.8(c) se observa que el AOD a un SZA de 45° es menor que el AOD a una SZA de 30° para los meses de mayo y junio. Estos valores de AOD explicarían que tuviésemos valores menores del forzamiento para los meses de mayo y junio. Si nos fijamos en la evolución mensual de la eficiencia (Figura 6.8 b)), vemos que en el mes de mayo el efecto que se observa en la evolución del forzamiento se ha corregido y sólo se observa el de junio. Este comportamiento del mes de junio se puede deber a que las medidas instantáneas de radiación no están uniformemente distribuidas por SZA, ya que dependen de las medidas disponibles en *AERONET*.



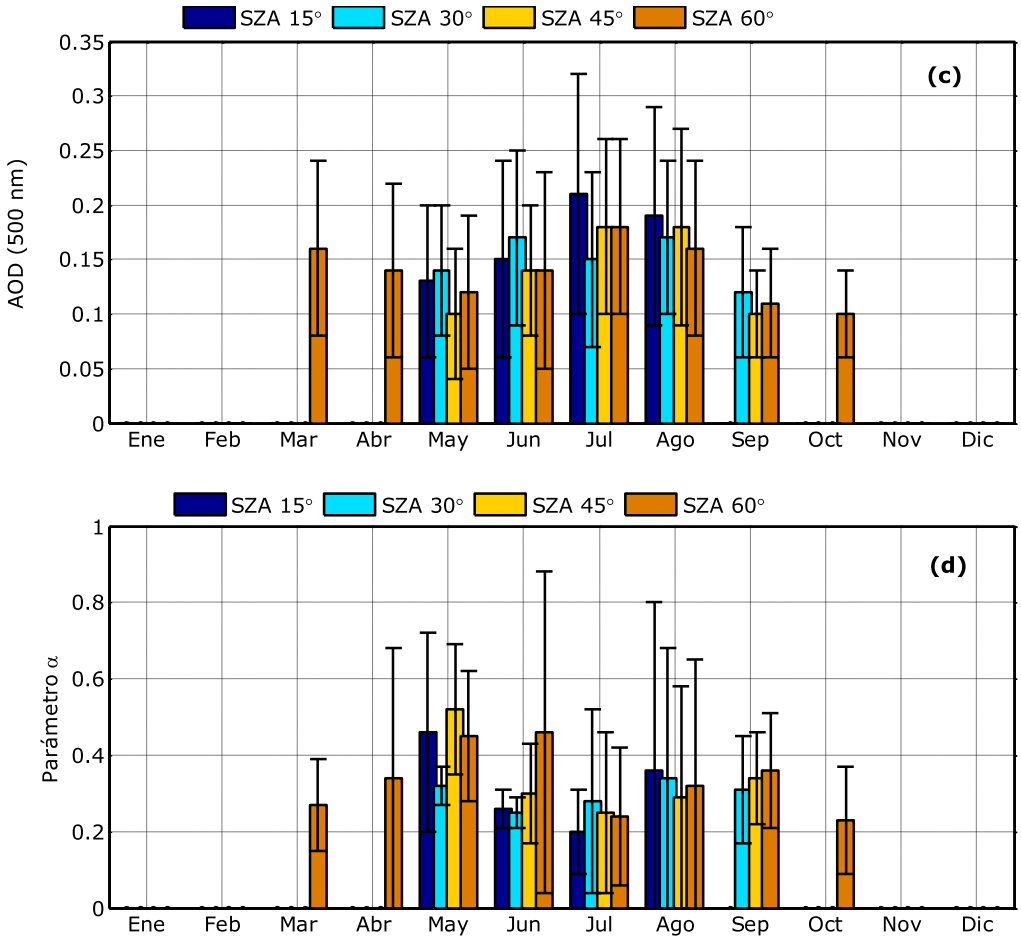


Figura 6.8.- Evolución mensual del (a) ΔF^{Glob} de la radiación global, (b) $\Delta F^{eff-Glob}$ de la radiación global, (c) AOD a 500 nm y (d) parámetro de Ångström (α) durante 2009 y 2010 en la estación de Izaña a diferentes SZA. Las barras de error indican la desviación estándar.

En la Figura 6.8(a) se observa que los máximos valores de ΔF^{Glob} , en términos absolutos, coinciden con aquellos meses que presentan un mayor promedio mensual de AOD y un menor promedio mensual del parámetro α, asociados a la presencia de polvo mineral desértico en la estación. Así, durante los meses de julio y agosto a un SZA de 60° se registran un promedio mensual de ΔF^{Glob} de -26 ± 15 W/m^2 (AOD 0.18 ± 0.08; α 0.24 ± 0.18) y -26 ± 13 W/m^2 (AOD 0.16 ± 0.08; α 0.32 ± 0.33), respectivamente, mientras que el valor mínimo, en términos absolutos, corresponde al mes de mayo con -3 ± 4 W/m^2 (AOD 0.13 ± 0.07; α 0.46 ± 0.26) a un SZA de 15°. Son significativos los valores ΔF^{Glob} en los meses de marzo y abril a 60° de SZA. Estos valores altos son debidos a las intrusiones saharianas en los niveles bajos de la atmósfera que afectan a la estación de Izaña, como vimos en el apartado anterior. Es de esperar que en los meses de octubre a marzo se registren los valores mínimos de ΔF^{Glob}, en términos absolutos, debido a la mínima presencia de aerosoles atmosféricos (Figura 6.2). Si bien, dado nuestro criterio de selección, durante los meses de octubre a febrero no tenemos datos de ΔF^{Glob}, excepto en el mes de octubre (Díaz, 2006; García et al., 2008c, García et al., 2008d).

Si estudiamos la variación del ΔF^{Glob} en función del SZA vemos que, en general, se observa un aumento del ΔF^{Glob}, en términos absolutos, debido a la presencia de aerosoles en la atmósfera a medida que aumenta el SZA que estemos considerando. Este comportamiento es debido a que a medida que aumenta el SZA, la radiación solar debe atravesar una porción mayor de la atmósfera, sufriendo por tanto, un mayor número de procesos de absorción y dispersión asociados a la presencia de aerosoles en la atmósfera. En la Figura 6.9 podemos ver la variación del forzamiento frente al SZA, para aquellos meses en los que tenemos medidas en los cuatro SZA. En ella podemos ver cómo en los meses de julio y agosto el forzamiento, en términos absolutos, es mayor. Como muestra la Figura 6.8(a), los valores medios de forzamiento de los meses de julio y agosto coinciden en los SZA de 30°, 45° y 60°.

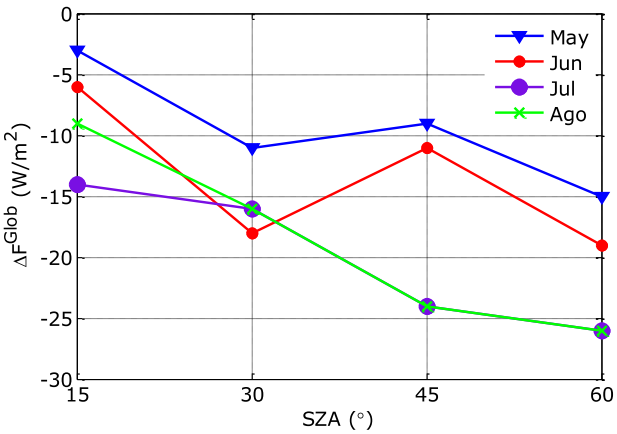


Figura 6.9.- Promedio mensual del ΔF^{Glob} (W/m^2) en función del SZA (°) para los meses de mayo, junio, julio y agosto de 2009 y 2010 en la estación de Izaña.

Para descartar la influencia del AOD en el forzamiento se introduce la eficiencia del forzamiento, lo que facilita analizar la influencia de otros factores como la geometría solar. En la Figura 6.8(b) se muestra la evolución mensual de la $\Delta F^{eff-Glob}$ instantánea evaluada según la ecuación 6.4. Analizando los resultados obtenemos que los máximos, en términos absolutos, tienen lugar en los meses de agosto y septiembre a un SZA de 60° con un promedio de -150 ± 45 W/m^{2}τ (AOD 0.16 ± 0.08; α 0.32 ± 0.33) y -164 ± 60 W/m^{2}τ (AOD 0.11 ± 0.05; α 0.36 ± 0.15), respectivamente, mientras que los valores mínimos, en términos absolutos, corresponden a los meses de junio y agosto con -17 ± 60 W/m^{2}τ (AOD 0.15 ± 0.09; α 0.26 ± 0.05) y -23 ± 82 W/m^{2}τ (AOD 0.19 ± 0.10; α 0.36 ± 0.44), respectivamente a un SZA de 15°.

Dada la dependencia del forzamiento con el SZA, los máximos del forzamiento van a tener lugar a SZA grandes, mientras que los mínimos van a tener lugar a SZA próximos al mediodía solar. Si estudiamos la variación mensual de la eficiencia a un determinado SZA, deberíamos de obtener un comportamiento plano al tratarse del mismo tipo de aerosol. Sin embargo, nosotros no vemos claramente este comportamiento en la radiación global y por el contrario sí veremos este comportamiento plano definido en la eficiencia de la radiación directa y difusa, en los Apartados 6.2.2 y 6.2.3. Esto puede ser debido a que se compensen los errores instrumentales, aunque hay que recordar que para AOD próximos a 0.05 (atmósfera *Rayleigh*) tanto el error instrumental como el error del modelo, introducen grandes incertidumbres en el valor de ΔF.

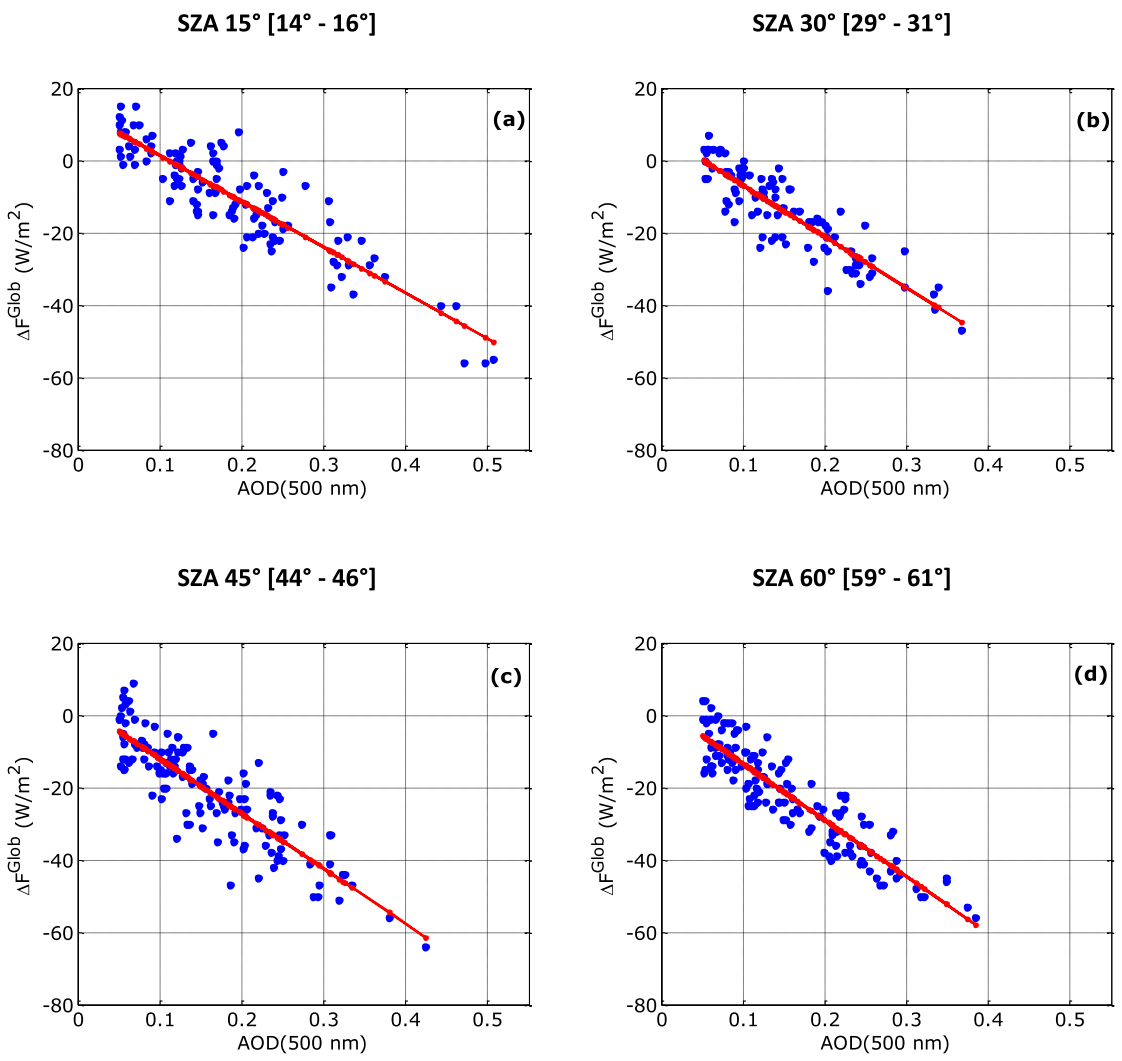


Figura 6.10.- ΔF^{Glob} de la radiación global frente al AOD a 500 nm para la estación de Izaña durante el período entre 2009 y 2010 a diferentes SZA. La línea roja representa el ajuste lineal entre el ΔF^{Glob} y el AOD a 500 nm.

En la Figura 6.10 se muestra el ΔF^{Glob} en función del AOD a 500 nm para los cuatro intervalos de SZA analizados. Para los cuatro SZA apreciamos la misma tendencia, a medida que aumenta el AOD (500 nm) el valor del ΔF^{Glob} se va haciendo cada vez más negativo, alcanzando un valor de -64 W/m^2 a un SZA de 45° y a un AOD a 500 nm de 0.42. El número de casos con ΔF^{Glob} positivo aumentan a medida que disminuye el SZA. A un SZA de 15° tenemos 29 medidas (25.7%) con valor de ΔF^{Glob} positivo, tomando un valor máximo de 15 W/m^2, para un SZA de 30° tenemos 9 medidas (9.4%) con ΔF^{Glob} positivo, tomando un valor máximo de 7 W/m^2, para un SZA de 45° tenemos 7 medidas (2.2%) con un máximo de 9 W/m^2 y para un SZA de 60° tenemos 3 medidas (2.1%) con un ΔF^{Glob} de 4 W/m^2. Estos ΔF^{Glob} positivos nos dicen que las medidas experimentales tomadas con el piranómetro CM-21 (CM-21 *Kipp & Zonen*, 2006), en estos casos en particular, son mayores que las simuladas con el modelo *LibRadtran* considerando que la atmósfera está limpia de aerosoles. Estos valores de forzamiento positivos son

debidos a las incertidumbres de las medidas experimentales o a las simulaciones. Como vimos en la Tabla 6.1, las diferencias relativas entre las medidas experimentales de la radiación global y/o las simulaciones con AOD≤0.05 son mayores a un SZA de 15° (2.12 ± 1.13 %).

Como se comentó previamente, la $\Delta F^{eff-Glob}$, también la podemos determinar a partir del método de la pendiente, es decir, del ajuste lineal entre el ΔF^{Glob} y el AOD a 500 nm. De este modo se obtiene una eficiencia promedio de los días empleados en el estudio, considerando todas las medidas. En la Tabla 6.2 podemos ver los diferentes parámetros de los ajustes lineales a cada uno de los SZA de estudio. A partir de ella podemos concluir que a medida que aumenta el SZA la $\Delta F^{eff-Glob}$ ("$a \pm \Delta a$") aumenta su valor, en términos absolutos, lo que significa que los aerosoles presentes en la estación de Izaña son más eficientes cuanto mayor es el SZA, debido a que los rayos solares atraviesan una mayor porción de atmósfera. También se puede observar menor error sistemático y dispersión a medida que aumenta el SZA (menor ordenada en el origen y mayor coeficiente de correlación, en términos absolutos). Los valores de la ordenada en el origen pueden ser tomados como una estimación de la incertidumbre que tiene asociada nuestra estimación del ΔF^{Glob} en función del SZA.

Tabla 6.2- $\Delta F^{eff-Glob}$ de la radiación global. El coeficiente "a" indica la pendiente de la recta de ajuste, "Δa" es el error asociado a dicha pendiente; "b" el origen de la recta de regresión; "Δb" el error asociado del coeficiente; "R" el coeficiente de correlación del ajuste lineal; y finalmente tenemos el número de medidas y el número de días utilizado en cada SZA para estudiar la $\Delta F^{eff-Glob}$.

$\Delta F^{Eff-Glob}$ ($W/m^2\tau$)					
	a ± Δa ($W/m^2\tau$)	b ± Δb (W/m^2)	R	N° Medidas	N° Días
SZA 15°	-127 ± 6	14 ± 1	-0.81	113	66
SZA 30°	-142 ± 8	7 ± 1	-0.89	96	67
SZA 45°	-152 ± 8	3 ± 1	-0.87	135	88
SZA 60°	-156 ± 6	2 ± 1	-0.91	139	98

Si comparamos la $\Delta F^{eff-Glob}$ instantánea promedio para cada SZA obtenida a partir de la ecuación 6.4 y la obtenida a partir del método de la pendiente (Tabla 6.2), obtenemos los resultados que se muestran en la Tabla 6.3. El promedio de la eficiencia instantánea lo hemos determinado considerando, en primer lugar todas las medidas (AOD≥0.05), y después, únicamente aquellas situaciones con una alta presencia de aerosoles, para lo que hemos considerado aquellas medidas con un AOD≥ 0.20. Para el primer caso los resultados muestran que existe una diferencia considerable entre la eficiencia instantánea considerando AOD≥0.05 y la determinada a partir del método de la pendiente. Por ejemplo, a un SZA de 15° la eficiencia determinada a partir del método de la pendiente es cinco veces mayor que la eficiencia instantánea. En cambio, los resultados mejoran cuando el promedio de la eficiencia instantánea lo determinamos considerando únicamente los valores de AOD≥0.20. Hemos considerado este límite de AOD para evitar los errores que se introducen a valores de AOD pequeños. A medida que aumenta el

SZA la diferencia entre ellas va disminuyendo, a un SZA de 15° la $\Delta F^{eff-Glob}$ obtenida a partir del método de la pendiente es un 68% superior a la $\Delta F^{eff-Glob}$ instantánea, mientras que a un SZA de 60° la eficiencia obtenida a partir del método de la pendiente es un 11% menor que la eficiencia instantánea.

La eficiencia instantánea está afectada considerablemente por la variabilidad diaria de los aerosoles atmosféricos, como queda reflejado en la Tabla 6.3 (valores altos de desviación estándar), por lo que no sería un buen parámetro para estimar la eficiencia característica de un aerosol determinado. En nuestro análisis, este comportamiento es especialmente crítico para SZA pequeños, próximos al mediodía solar.

Tabla 6.3.- Promedio de la $\Delta F^{eff-Glob}$ de la radiación global instantánea y la obtenida a partir del método de la pendiente en la estación de Izaña entre 2009 y 2010.

$\Delta F^{eff-Glob}$ $(W/m^2\tau)$				
	Eficiencia Instantánea AOD≥0.05	Eficiencia Instantánea AOD≥0.20	Método de la pendiente AOD≥0.05	Método de la pendiente AOD≥0.20
SZA 15°	-24 ± 82	-76 ± 28	-127 ± 14	-128 ± 14
SZA 30°	-81 ± 61	-114 ± 22	-142 ± 7	-115 ± 1
SZA 45°	-123 ± 71	-135 ± 32	-152 ± 3	-164 ± 7
SZA 60°	-136 ± 63	-148 ± 24	-156 ± 2	-131 ± 4

6.2.1.1.- Comparación con la Red AERONET.

Para evaluar los resultados obtenidos con nuestra metodología podemos comparar nuestras estimaciones de ΔF^{Glob} y ΔF^{eff} con las proporcionadas por la Red *AERONET.*

Dicha Red proporciona un conjunto de magnitudes radiométricas instantáneas como son la radiación global espectral a los canales de inversión *AERONET* (440 nm, 670 nm, 870nm y 1020 nm), la radiación integrada en el espectro solar, el ΔF y la ΔF^{eff} tanto en el BOA como en el TOA, en todas sus estaciones. Los valores de ΔF y de ΔF^{eff} *AERONET*, definidos en el BOA según las ecuaciones 6.5 y 6.6 respectivamente, nos van a permitir comparar estas medidas con las obtenidas en nuestro estudio.

$$\Delta F_{BOA} = F_{BOA}^{\downarrow} - F_{BOA}^{\downarrow 0} \qquad \text{(Ec 6.5)}$$

$$\Delta F_{BOA}^{eff} = {}^{\Delta F_{BOA}}/_{\tau(\lambda = 550\ nm)} \qquad \text{(Ec 6.6)}$$

donde $F_{BOA}^{\downarrow 0}$ es la componente descendente de la radiación calculada en ausencia de aerosoles.

La Red *AERONET* utiliza un modelo de transferencia radiativa para evaluar la irradiancia solar (Derimian et al., 2008; García et al., 2008c), el ΔF y la ΔF^{eff} de los aerosoles atmosféricos, usando propiedades microfísicas obtenidas por la propia red.

La irradiancia solar *AERONET* es calculada a partir de la integración espectral en el intervalo entre 200 nm-4000 nm, donde se tienen en cuenta los procesos de absorción y de dispersión múltiple, usando para ello el modelo de ordenadas discretas *DISORT* (Stamnes et al., 1988). La integración de la absorción gaseosa atmosférica y los procesos de dispersión molecular son evaluados utilizando el modelo atmosférico *GAME* (***G****lobal* ***A****tmospheric* ***M****od****E****l*) (Dubuisson et al., 1996; Roger et al., 2006). La distribución vertical de la atmósfera, se realiza considerando una atmósfera multicapa, donde el perfil gaseoso se toma del modelo de atmósfera U.S. Standar (1976). Estos perfiles verticales son escalados de tal forma que coincidan con la concentración total en columna de los gases atmosféricos considerados (vapor de agua, ozono y dióxido de carbono). Así, la cantidad de vapor de agua es calculada a partir de técnicas de absorción diferencial a través de las medidas de radiación directa en el canal de 940 nm (Smirnov et al., 2004). La concentración de ozono es tomada de la climatología obtenida entre 1978 y 2004 a partir de las medidas del sensor TOMS (***T****otal* ***O****zone* ***M****apping* ***S****pectrometer; http://ozoneaq.gsfc.nasa.gov*). La concentración de dióxido de carbono es fijada a un valor de 360 ppmV (Bodhaine et al., 1999). El perfil vertical de aerosol se fija a una función exponencial, donde el ancho de la capa se modula con un factor escalado de 1 km. Más información sobre este modelo puede ser consultado en Derimian et al. (2008) y García et al. (2008b).

El rango de SZA empleado por *AERONET* para realizar la inversión de las propiedades ópticas y microfísicas está comprendido entre 50° y 80°, donde se dan las condiciones óptimas para la inversión (Dubovick y King, 2000). Por tanto, únicamente podremos comparar los resultados obtenidos con los valores en *AERONET* para un SZA de 60°. Otro aspecto importante a resaltar es que la ΔF^{eff} , dada por *AERONET* es a un AOD de 550 nm, mientras que nosotros hemos utilizado en este trabajo el AOD a 500 nm. Para solventar esta diferencia, hemos determinado la eficiencia instantánea a partir de los valores de forzamiento *AERONET* y utilizando el AOD a 500 nm.

En primer lugar, seleccionamos las medidas instantáneas coincidentes de ΔF y ΔF^{eff} facilitadas por *AERONET*, y los valores de ΔF y ΔF^{eff} calculados a partir de las medidas experimentales de radiación global en la estación BSRN de Izaña. La comparación entre ambas medidas únicamente las vamos a realizar entre mayo y septiembre, ya que, durante los meses de marzo, abril y octubre no existen suficientes medidas coincidentes para realizar una comparativa significativa (solo dos casos en cada mes). En total tenemos 118 medidas para comparar.

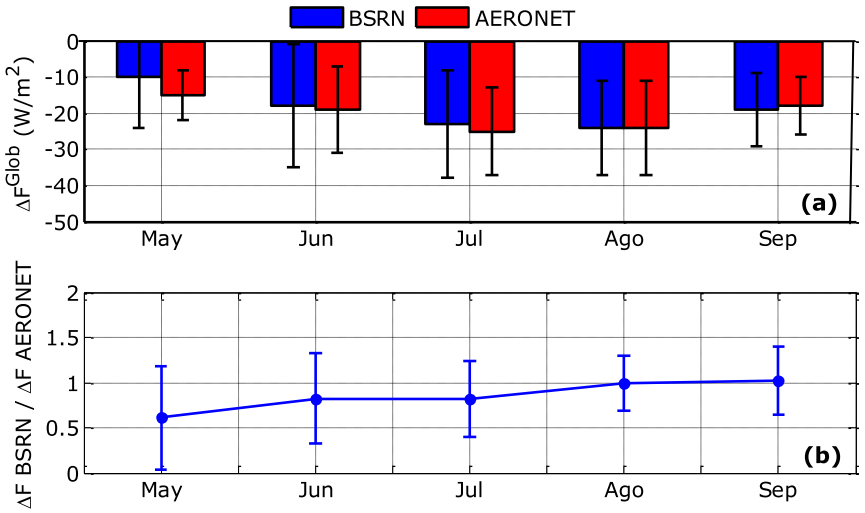


Figura 6.11.- (a) Evolución mensual del ΔF^{Glob} de la radiación global durante 2009 y 2010 en la estación de Izaña a un SZA de 60°. Las barras rojas representan el ΔF^{Glob} de *AERONET* y las barras azules representan el ΔF^{Glob} determinado a partir de las medidas de la BSRN. (b) Cociente entre el ΔF^{Glob} obtenido a partir de las medidas de la BSRN y el facilitado por *AERONET.* Las barras de error indican la desviación estándar.

En la Figura 6.11(a) se muestra la comparación entre el ΔF dado por *AERONET* y el obtenido a partir de las medidas de la BSRN, apreciándose en ambas medidas la misma tendencia. Como se observa, el acuerdo entre ambas medidas es excelente. El promedio del ΔF entre mayo y septiembre dado por *AERONET* es -23 ± 12 (W/m^2) y el obtenido a partir de las medidas experimentales es -22 ± 14 (W/m^2).

Si estudiamos el cociente entre ambos forzamientos (Figura 6.11(b)) podemos ver que las mejores razones las vamos a tener entre los meses de agosto (0.99 ± 0.30) y septiembre (1.02 ± 0.38). Como habíamos visto, estos dos meses son los más afectados por la presencia de polvo desértico en la estación de Izaña. En los meses de junio y julio el cociente coincide, 0.82, siendo mayor la desviación estándar del mes de junio. La mayor diferencia la tenemos en el mes de mayo, alcanzando un valor de 0.61 ± 0.57. Por otro lado hay que resaltar que en este mes es cuando disponemos de un menor número de medidas coincidentes (sólo 7 medidas), lo que podría explicar, al menos porcentualmente, esta diferencia.

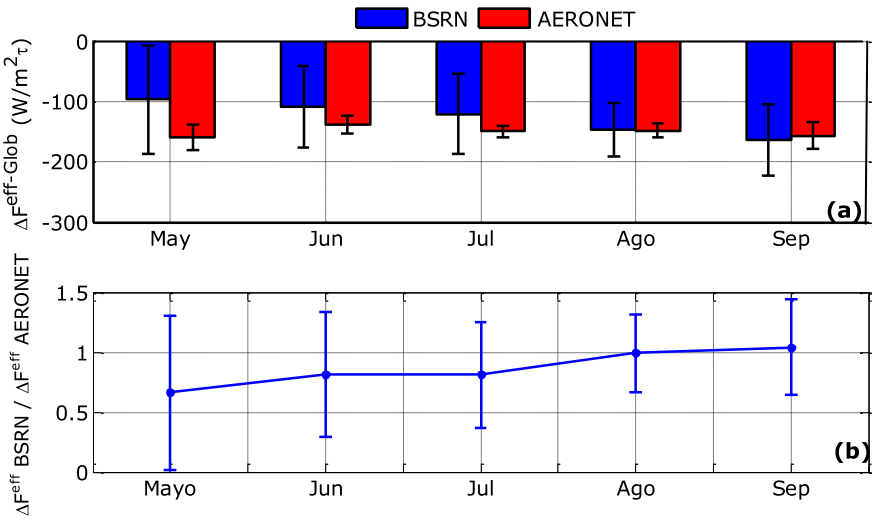


Figura 6.12.- (a) Evolución mensual de la $\Delta F^{eff-Glob}$ de la radiación global durante 2009 y 2010 en la estación de Izaña a un SZA de 60°. Las barras rojas representan la $\Delta F^{eff-Glob}$ facilitado por la Red *AERONET* y las barras azules representan la $\Delta F^{eff-Glob}$ determinado a partir de las medidas de la BSRN. (b) Cociente entre la $\Delta F^{eff-Glob}$ obtenida a partir de las medidas de la BSRN y la facilitada por *AERONET.* Las barras de error indican la desviación estándar.

Si hacemos el mismo estudio para la ΔF^{eff} instantánea que el realizado para el ΔF, obtenemos que en este caso se aprecia una mayor diferencia entre la eficiencia instantánea facilitada por *AERONET* y la obtenida a partir de las medidas de la BSRN (Figura 6.12) que la obtenida con el forzamiento. En los meses de mayo, junio y julio la eficiencia facilitada por *AERONET* es mayor que la obtenida a partir de las medidas experimentales de la BSRN. En el mes de agosto ambas eficiencias prácticamente coinciden, aunque existe una mayor desviación estándar en las eficiencias obtenidas con las medidas de la BSRN. Si calculamos el promedio de la eficiencia instantánea entre mayo y septiembre observamos que ambos valores concuerdan dentro de sus respectivos rangos de incertidumbre, obteniendo una eficiencia promedio para la BSRN de -134 ± 63 W/m$^2\tau$ y para los datos facilitados por *AERONET* de-150 ± 16 W/m$^2\tau$.

Si estudiamos el cociente entre ambas eficiencias (Figura 6.12 (b)) podemos ver que las menores diferencias las vamos a tener en los meses de agosto y septiembre, 0.99 ± 0.32 y 1.04 ± 0.40, respectivamente. Durante los meses de junio y julio, el cociente entre ambas eficiencias coinciden, 0.81, y el mes que presenta una mayor diferencia es el mes de mayo con 0.66 ± 0.64.

Como hemos venido diciendo a lo largo del capítulo, la eficiencia también la podemos determinar a partir del método de la pendiente. Para ello calculamos la pendiente del ajuste lineal entre el forzamiento y el AOD, tanto para los datos facilitados por *AERONET* como para las medidas de la BSRN, entre mayo y septiembre (Figura 6.13). En este caso obtenemos que la eficiencia obtenida a partir de las

medidas de *AERONET* es de -140 ± 3 W/m^{2}τ y la obtenida a partir de las medidas de la BSRN es de -155 ± 6 W/m^{2}τ, por lo que existe un acuerdo muy bueno entre ambas estimaciones.

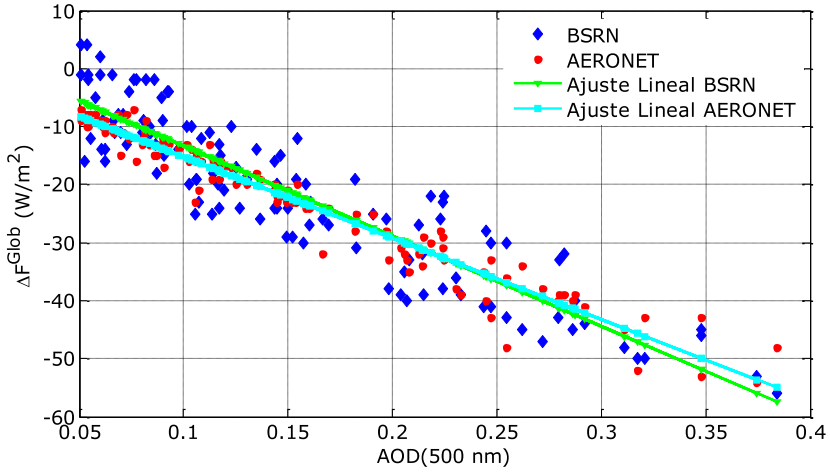


Figura 6.13.- ΔF^{Glob} determinado a partir de las medidas de la BSRN y las simuladas en ausencia de aerosoles en función del AOD a 500 nm (puntos azules), y el ΔF^{Glob} facilitado por la Red AERONET en función del AOD a 550 nm (rombos rojos). La línea verde y la línea cian representan el ajuste lineal ΔF^{Glob} de la BSRN y de AERONET, respectivamente. Ambas pendientes representan la $\Delta F^{eff-Glob}$.

En la Tabla 6.4 se presenta un resumen de los resultados obtenidos en esta comparación.

Tabla 6.4.- Resumen de los resultados obtenidos al estudiar el ΔF^{Glob} y la $\Delta F^{eff-Glob}$ en la estación de Izaña entre 2009 y 2010 (mayo a septiembre) con los datos de la BSRN y los facilitados por la Red *AERONET*.

	Red BSRN	Red *AERONET*
Promedio ΔF^{Glob} (W/m^2)	-22 ± 14	-23 ± 12
Promedio $\Delta F^{eff-Glob}$ (instantánea)(W/m^{2}τ)	-134 ± 63	-150 ± 16
$\Delta F^{eff-Glob}$ (Método de la Pendiente) (W/m^{2}τ)	-156 ± 6	-140 ± 3

Si analizamos los resultados obtenidos podemos decir que el acuerdo entre el ΔF obtenido a partir de las medidas de la BSRN y a partir de *AERONET* es muy bueno, pues a pesar de utilizar diferentes metodologías para su cálculo, la diferencia relativa entre ellos, en términos absolutos, es próxima al 4%. Si comparamos las metodologías para evaluar la eficiencia del forzamiento a partir de las medidas instantáneas y a partir del método de la pendiente, se observa que la diferencia relativa, en términos absolutos, de ambas medidas es muy similar, en torno al 10%. Lo que sí difiere, de forma notable, es la desviación estándar de las eficiencias instantáneas. El promedio de las eficiencias instantáneas es más sensible a las variaciones de AOD, por lo que la eficiencia determinada a partir del método de la pendiente es más representativa de los aerosoles predominantes en una estación.

Como conclusión a este estudio, podemos decir, que las medidas de *AERONET* y las medidas de la BSRN se ajustan mejor cuando tenemos episodios de intrusión sahariana, es decir, para valores altos de AOD. En cambio, en los meses con valores de AOD bajos, los resultados obtenidos tanto en el ΔF como en la ΔF^{eff} , en términos absolutos, son superiores a las medidas de *AERONET.*

6.2.2.- Forzamiento y eficiencia del forzamiento radiativo de la radiación directa.

En este apartado estudiaremos la influencia en la radiación directa (200 nm-4000 nm) del AOD a 500 nm a partir del estudio del ΔF^{Dir} y de la $\Delta F^{eff-Dir}$. El procedimiento que vamos a seguir es similar al que hemos desarrollado para el caso de la radiación global. En primer lugar, estudiaremos la evolución mensual del ΔF^{Dir} y la $\Delta F^{eff-Dir}$ instantánea (Figura 6.14).

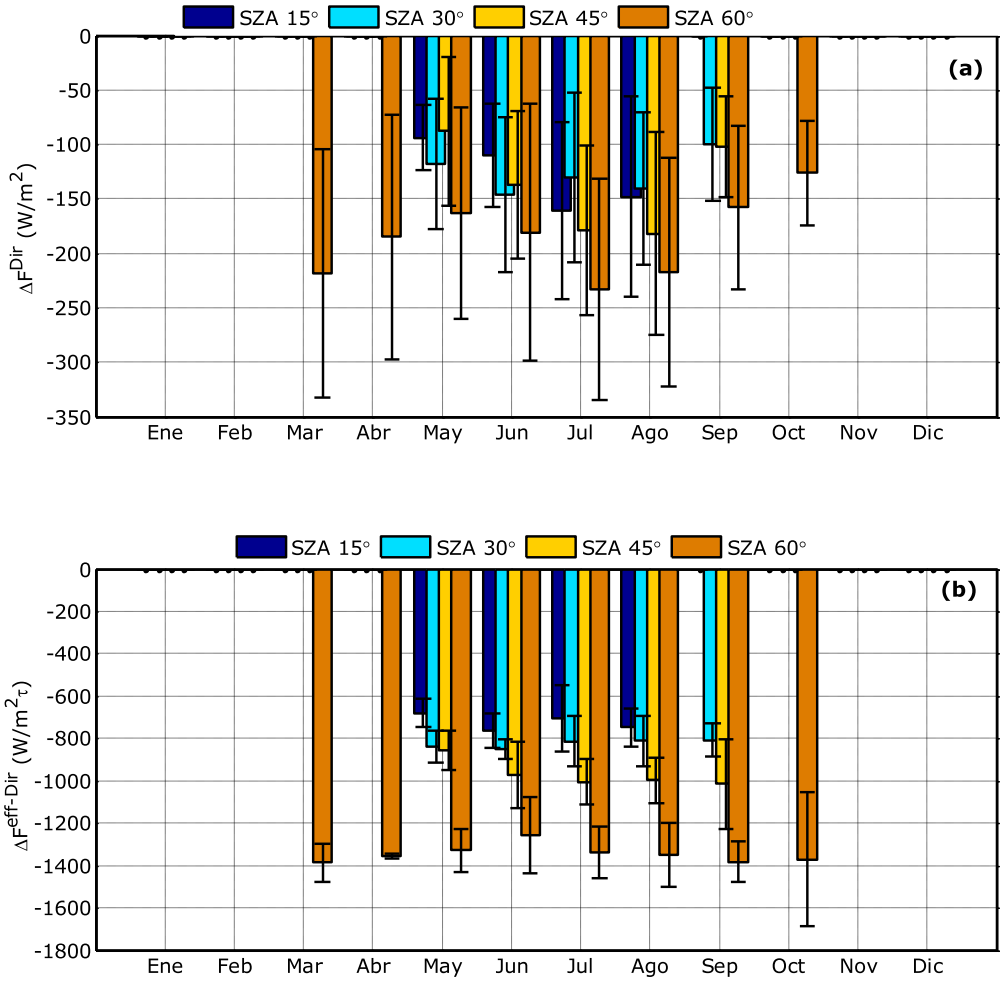
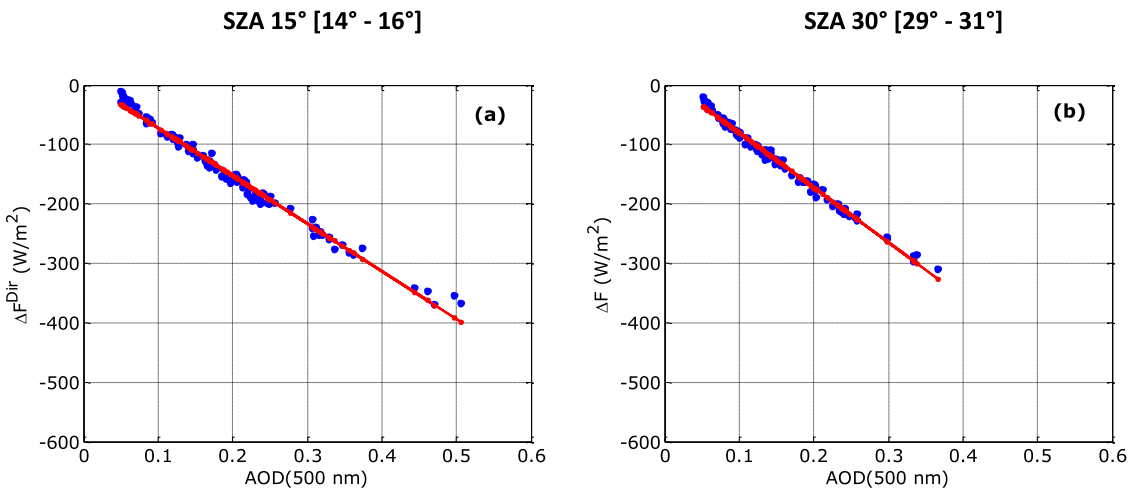


Figura 6.14.- Evolución mensual del (a) ΔF^{Dir} de la radiación directa, (b) $\Delta F^{eff-Dir}$ de la radiación directa durante 2009 y 2010 en la estación de Izaña a diferentes SZA. Las barras de error indican la desviación estándar.

En la Figura 6.14(a) observamos que en los meses de mayo a agosto, el ΔF^{Dir} es mayor, en términos absolutos, para el SZA de 30° que para un SZA de 45°, en cambio, si observamos la evolución de la eficiencia (Figura 6.14(b)) vemos que en todos meses la eficiencia es mayor a medida que aumenta el SZA. Esto nos indica que la diferencia que observamos en el forzamiento a un SZA de 30° es debida a la variación del AOD. Si nos fijamos en la Figura 6.8(c) se observa que tanto para el mes de mayo como para el de junio el AOD a un SZA de 30° es mayor que el AOD a un SZA de 45°.

A la vista de la Figura 6.14(a) queda patente que para un SZA de 60° y durante marzo, julio y agosto es cuando se produce la mayor disminución en la radiación directa debida a la presencia de aerosoles en la atmósfera. Estos meses son los que tienen un promedio de AOD a 500 nm mayor de 0.15 (Figura 6.2) y los que tienen un promedio del parámetro de Ångström (α) menor de 0.35 (Figura 6.3). Durante los meses de marzo, julio y agosto a un SZA de 60° se registra un promedio mensual de ΔF^{Dir} de -218 ± 114 W/m^2 (AOD 0.16 ± 0.08; α 0.27 ± 0.12), -233 ± 102 W/m^2 (AOD 0.18 ± 0.08; α 0.24 ± 0.18) y -217 ± 105 W/m^2 (AOD 0.16 ± 0.08; α 0.32 ± 0.33), respectivamente. Mientras que el valor mínimo de ΔF^{Dir}, en términos absolutos, tiene lugar en el mes de mayo a un SZA de 45° y registra un valor de -88 ± 68 W/m^2 (AOD 0.10 ± 0.06; α 0.52 ± 0.17).

En la Figura 6.14(b) se muestra la evolución de la $\Delta F^{eff-Dir}$ instantánea evaluada a partir de la ecuación 6.4. Al igual que ocurría con la radiación global, la influencia del SZA en el forzamiento se observa más claramente al analizar la eficiencia del forzamiento, observando similar comportamiento. En ella vemos un aumento de la eficiencia debido a la presencia de aerosoles en la atmósfera, en términos absolutos, a medida que aumenta el SZA. En los meses de mayo a septiembre, se aprecia claramente, una tendencia creciente en función del SZA.



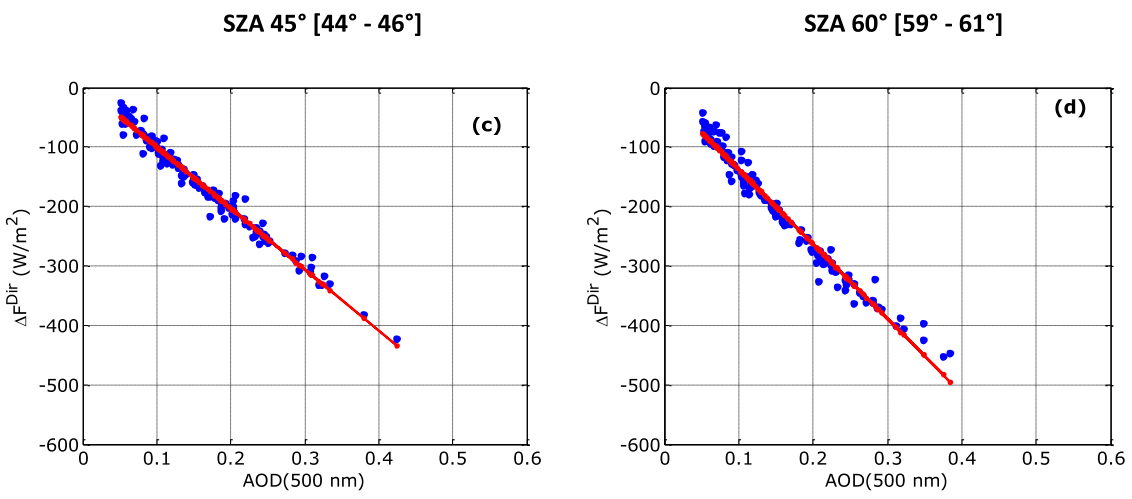


Figura 6.15.- ΔF^{Dir} de la radiación directa frente al AOD a 500 nm para la estación de Izaña durante el período entre 2009 y 2010 a diferentes SZA. La línea roja representa el ajuste lineal entre el ΔF^{Dir} y el AOD a 500 nm.

En la Figura 6.15 tenemos el ΔF^{Dir} en función del AOD a 500 nm, considerando todas las medidas, para los cuatro SZA que hemos seleccionado para este estudio. Para los cuatro SZA apreciamos la misma tendencia, a medida que aumenta el AOD (500 nm) el valor del ΔF^{Dir} se va haciendo cada vez más negativo alcanzando valores mínimos de -453 W/m^2 (AOD 0.37) a un SZA de 60° y de -422 W/m^2 (AOD 0.42) a un SZA de 45°.

Como vimos para el caso de la radiación global, la eficiencia también la podemos determinar a partir del método de la pendiente del ajuste lineal entre el ΔF^{Dir} y el AOD a 500 nm. En la Tabla 6.5 podemos ver los diferentes parámetros que hemos obtenido en el ajuste lineal para los cuatro SZA. Como ocurría con la radiación global, a medida que aumenta el SZA la $\Delta F^{eff-Dir}$ ("*a ± Δa*") se va haciendo cada vez más negativa en su valor. Esto lo que quiere decir es que la radiación directa sufrirá un mayor forzamiento debido a los aerosoles cuanto mayor sea el SZA que estemos considerando.

Tabla 6.5.- $\Delta F^{eff-Dir}$ de la radiación directa. El coeficiente "a" indica la pendiente de la recta de ajuste, "Δa" es el error asociado a dicha pendiente; "b" el origen de la recta de regresión; "Δb" el error sistemático del coeficiente; "R" el coeficiente de correlación del ajuste lineal; y finalmente tenemos el número de medidas y el número de días utilizado en cada SZA para estudiar el ΔF^{Dir}.

$\Delta F^{eff-Dir}$ ($W/m^2\tau$)					
	a ± Δa ($W/m^2\tau$)	b ± Δb (W/m^2)	R	N° Medidas	N° Días
SZA 15°	-804 ± 9	8 ± 2	-0.99	113	66
SZA 30°	-923 ± 9	12 ± 2	-1.00	96	67
SZA 45°	-1032 ± 13	3 ± 2	-0.99	135	88
SZA 60°	-1255 ± 17	-12 ± 3	-0.99	139	98

Si comparamos la $\Delta F^{eff-Dir}$ instantánea promedio para cada SZA obtenida a partir de la ecuación 6.4 y la obtenida a partir del método de la pendiente (Tabla 6.5) obtenemos los resultados que se muestran en la Tabla 6.6. En ella podemos ver que no existe tanta diferencia como la encontrada con la radiación global. En términos absolutos, la menor diferencia relativa la vamos a encontrar a un SZA de 45°con un 4%, y la mayor a SZA de 30° con un 13%.

Tabla 6.6.- Promedio de la $\Delta F^{eff-Dir}$ de la radiación directa instantánea y la obtenida a partir del método de la pendiente en la estación de Izaña entre 2009 y 2010.

$\Delta F^{eff-Dir}$ $(W/m^2\tau)$		
	Eficiencia Instantánea	**Método de la pendiente**
SZA 15°	-725 ± 125	-804 ± 9
SZA 30°	-806 ± 106	-923 ± 9
SZA 45°	-992 ± 135	-1032 ± 13
SZA 60°	-1343 ± 138	-1255 ± 17

6.2.3.- Forzamiento y eficiencia del forzamiento radiativo de la radiación difusa.

Por último, estudiaremos cómo le afecta a la componente difusa (330 nm-2600 nm) de la radiación la presencia de aerosoles en la atmósfera a partir del estudio del ΔF^{Dif} y de la $\Delta F^{eff-Dif}$, procediendo de manera análoga a los casos anteriores.

En la Figura 6.16 tenemos la evolución mensual del ΔF^{Dif} y la $\Delta F^{eff-Dif}$ de la radiación difusa. En la Figura 6.16(a) podemos ver que, contrariamente a lo que ocurre con la radiación global y directa, el forzamiento radiativo de la radiación difusa es positivo. Este comportamiento se debe a que la presencia de aerosoles conlleva un aumento en los procesos de dispersión simple y múltiple en la atmósfera, lo que produce un aumento neto de la radiación difusa en superficie respecto a condiciones limpias o dispersión *Rayleigh.* En este último caso, el patrón de dispersión es isotrópico y simétrico respecto a la radiación solar incidente, lo que produce factores de asimetría nulos para la dispersión molecular. Sin embargo, para el polvo mineral sahariano, Kandler et al. (2007) obtuvo durante episodios de intrusión sahariana significativos en la estación de Izaña en julio y agosto de 2005, valores del factor de asimetría entre 0.74 y 0.81, lo que indica una marcada dispersión en el sentido de la radiación incidente y, por tanto, un aumento neto de la radiación difusa en superficie.

A SZA pequeños, los rayos solares tienen que atravesar una menor porción de la atmósfera y por tanto se exponen a menos procesos de absorción y dispersión, dando lugar a una menor atenuación en la radiación solar y llegando a la superficie de la Tierra una mayor porción de radiación directa que de radiación difusa. Por tanto, la radiación global está mayoritariamente formada por radiación directa. Para cielos despejados, en condiciones de atmósfera libre de aerosoles, a un SZA de 85°, la radiación

difusa es el 55% de la radiación, mientras que en condiciones de aerosoles la radiación PAR (Radiación Fotosintéticamente Activa integrada entre 400 nm y 700 nm) se convierte casi un 99% en radiación difusa (Xin, 2007). La radiación solar directa sufre mayor atenuación que la difusa, con lo que esta componente es mayoritaria en la radiación global. Si bien, en este trabajo no se cubre el rango de SZA donde se produce este cambio, por lo que en nuestro caso el forzamiento radiativo de la radiación global sigue el comportamiento del forzamiento radiativo de la componente directa, como hemos observado en el Apartado 6.2.1 y 6.2.2.

También se muestra en la Figura 6.16 que los máximos de ΔF^{Dif} corresponden a los meses de julio y agosto a un SZA de 15°. Este comportamiento es contrario al que teníamos en el caso de la radiación global y directa, ya que en ambas los valores máximos, en términos absolutos, correspondían al SZA de 60°. Este comportamiento se debe a que la disminución de la radiación difusa con el SZA en condiciones *Rayleigh* es más suave que en presencia de aerosoles atmosféricos. Éstos producen a SZA elevados, debido al aumento de los procesos dispersivos, una reducción significativa de la radiación difusa neta en superficie.

Los mínimos del ΔF^{Dif} de la radiación difusa se dan en todos los meses a un SZA de 60°, excepto en el mes de mayo donde el mínimo corresponde al SZA de 45°. El comportamiento del ΔF^{Dif} en este caso es similar al comportamiento que presenta el AOD a 500 nm (Figura 6.2). Los promedios mensuales mínimos de ΔF^{Dif} se registran a una SZA de 60° en octubre con un valor de 50 ± 29 W/m^2 (AOD 0.10 ± 0.04; α 0.23 ± 0.14) y a un SZA de 45° en mayo con un valor de 60 ± 37 W/m^2 (AOD 0.10 ± 0.06; α 0.52 ± 0.17) , mientras que los máximos corresponden al mes de julio con un valor de 140 ± 65 W/m^2 (AOD 0.21 ± 0.11; α 0.20 ± 0.11) y al mes de agosto con un valor de 133 ± 65 W/m^2 (AOD 0.19 ± 0.10; α 0.36 ± 0.44), ambos máximos a un SZA de 15°. Si analizamos la variación del ΔF^{Dif} en función del SZA, vemos que en los meses de agosto y septiembre el ΔF^{Dif} es mayor cuanto menor es el SZA. En definitiva, la radiación difusa se ve más afectada por la presencia de aerosoles en la atmósfera cuanto menor es el SZA, es decir, en las proximidades del mediodía solar, sobre todo en los meses de julio y agosto, al contrario de lo que ocurría con la radiación global y directa.

En la Figura 6.16(b) tenemos la variación mensual de la eficiencia instantánea evaluada a partir del cociente entre el ΔF^{Dif} y el AOD a 500 nm. Los máximos corresponden a los meses de mayo y septiembre, con una eficiencia de 716 ± 58 W/m^{2}τ (AOD 0.14 ± 0.06 ; α 0.32 ±0.05) y 718 ± 89 W/m^{2}τ (AOD 0.12 ± 0.06 ; α 0.31 ±0.14), respectivamente, a un SZA de 30°. Mientras que los mínimos, tienen lugar a un SZA de 60°, en los meses de junio y octubre, con 532 ± 81 W/m^{2}τ (AOD 0.14 ± 0.09 ; α 0.46 ±0.42) y 510 ± 118 W/m^{2}τ (AOD 0.10 ± 0.04 ; α 0.23 ±0.14), respectivamente.

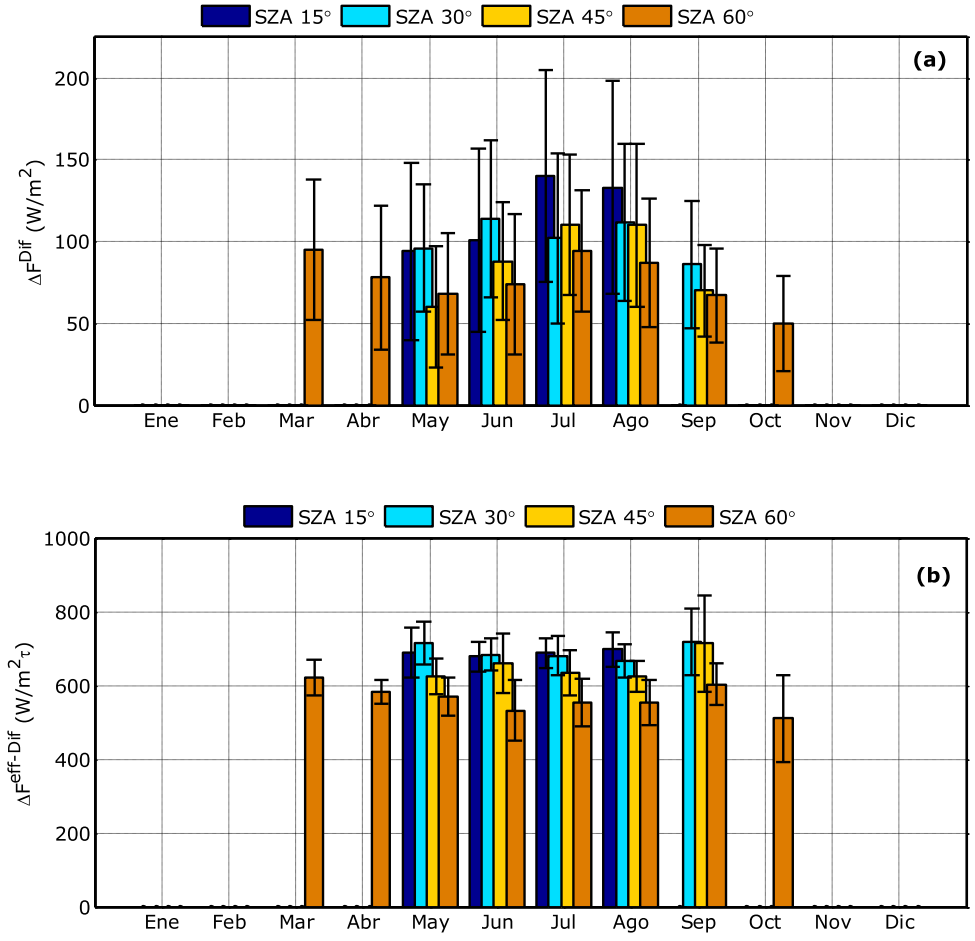


Figura 6.16.- Evolución mensual del (a) ΔF^{Dif} de la radiación difusa, (b) $\Delta F^{eff-Dif}$ de la radiación difusa durante 2009 y 2010 en la estación de Izaña a diferentes SZA. Las barras de error indican la desviación estándar.

En la Figura 6.17 tenemos el ΔF^{Dif} de la radiación difusa en función del AOD a 500 nm para los cuatro SZA de estudio. Si analizamos cada SZA vemos que el ΔF^{Dif} toma valores mayores a SZA menores, comportamiento que veíamos en la Figura 6.16. Para los cuatro SZA la tendencia es la misma, a medida que aumenta el AOD aumenta el valor del ΔF^{Dif}, alcanzando valores mínimos de 24 W/m^2 a un AOD de 0.05 a un SZA de 60° y de 26 W/m^2 a un AOD de 0.05 a un SZA de 30°; y valores máximos de 298 W/m^2 a un AOD de 0.51 a un SZA de 15° y 239 W/m^2 a un AOD de 0.42 a un SZA de 45°. Como era de esperar los valores máximos de ΔF^{Dif} corresponde a valores máximos de AOD, y al contrario con los valores mínimos.

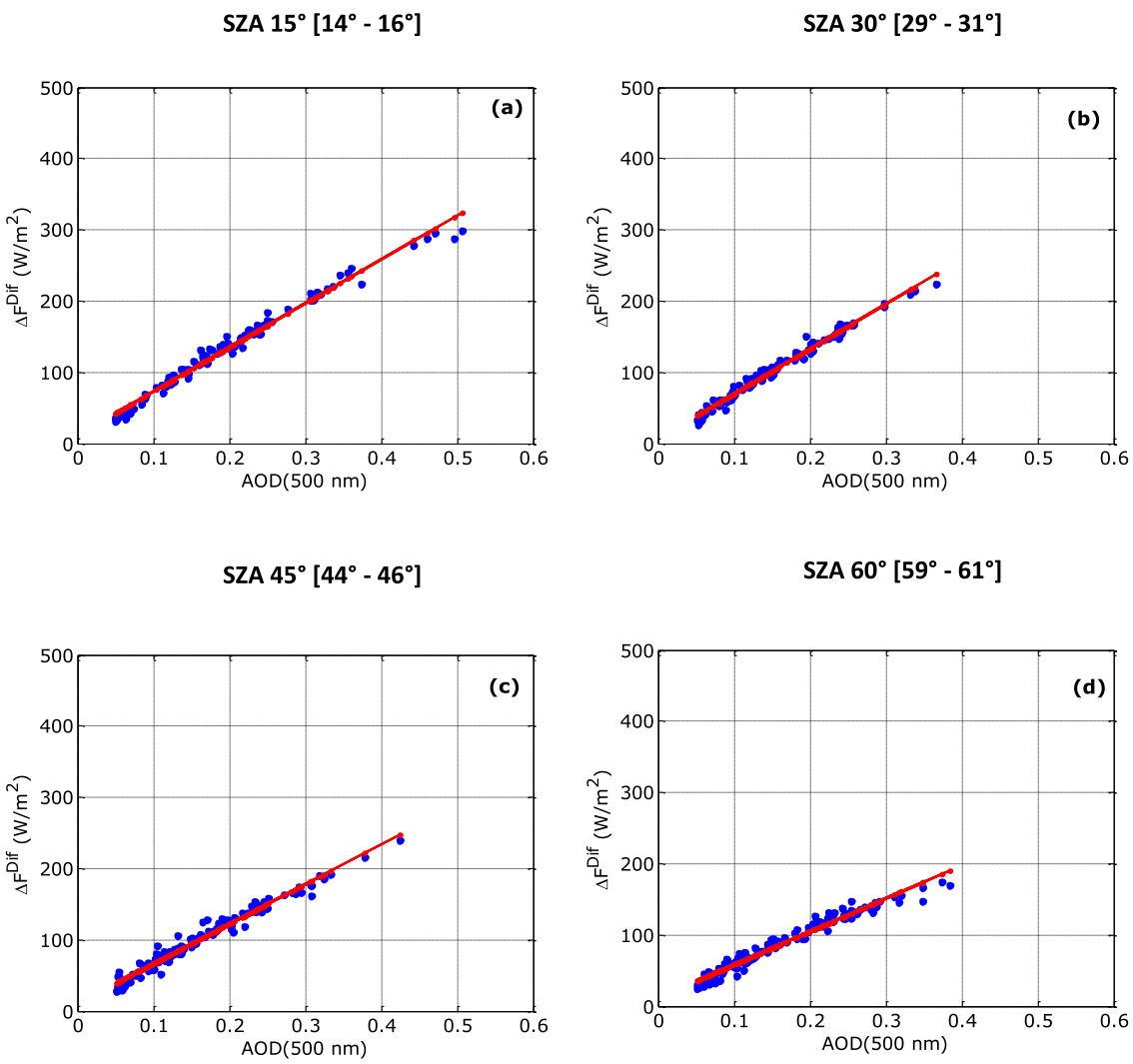


Figura 6.17.- ΔF^{Dif} de la radiación difusa frente al AOD a 500 nm para la estación de Izaña entre 2009 y 2010 a diferentes SZA. La línea roja representa el ajuste lineal entre el ΔF^{Dif} y el AOD a 500 nm.

Tabla 6.7.- $\Delta F^{eff-Dif}$ de la radiación difusa. El coeficiente "a" indica la pendiente de la recta de ajuste; "Δa" es el error asociado a dicha pendiente; "b" el origen de la recta de regresión; "Δb" el error sistemático del coeficiente; "R" el coeficiente de correlación del ajuste lineal y finalmente tenemos el número de medidas; y el número de días utilizado en cada SZA para estudiar el ΔF^{Dif}.

$\Delta F^{eff-Dif}$ $(W/m^2\tau)$					
	a ± Δa (W/m^2 τ)	b ± Δb (W/m^2)	R	N° Medidas	N° Días
SZA 15°	618 ± 8	11 ± 2	0.99	113	66
SZA 30°	619 ± 9	7 ± 1	0.99	96	67
SZA 45°	556 ± 8	11 ± 1	0.99	135	88
SZA 60°	464 ± 8	13 ± 1	0.98	139	98

La eficiencia la hemos determinado con el método de la pendiente (ajuste lineal de las Figuras 6.17). En la Tabla 6.7 se presentan los resultados obtenidos; la $\Delta F^{eff-Dif}$ ("$a \pm \Delta a$") va disminuyendo a medida que aumenta el SZA. Entre el SZA de 15° y el de 60° existe una diferencia de 154 W/m^{2}τ. El coeficiente de correlación ("R") es prácticamente la unidad en los cuatro SZA. Los resultados obtenidos en la $\Delta F^{eff-Dif}$ vienen a corroborar lo que habíamos mencionado anteriormente, es decir, la radiación difusa sufrirá un mayor ΔF con la presencia de aerosoles en la atmósfera cuanto menor sea el SZA que estemos considerando.

En la Tabla 6.8 tenemos la comparación entre la $\Delta F^{eff-Dif}$ instantánea promedio para cada SZA y la obtenida a partir del método de la pendiente (Tabla 6.7). A los SZA de 15° y 30° existe una diferencia relativa entre el 9% y el 10%. A medida que aumenta el SZA esta diferencia aumenta hasta el 17% a un SZA de 60°.

Tabla 6.8.- Promedio de la $\Delta F^{eff-Dif}$ de la radiación difusa instantánea y la $\Delta F^{eff-Dif}$ obtenida a partir del método de la pendiente en la estación de Izaña entre 2009 y 2010.

$\Delta F^{eff-Dif}$ $(W/m^2\tau)$		
	Eficiencia Instantánea	**Método de la pendiente**
SZA 15°	689 ± 46	618 ± 8
SZA 30°	682 ± 58	619 ± 9
SZA 45°	643 ± 77	556 ± 8
SZA 60°	559 ± 65	464 ± 8

6.4.- Resumen y Conclusiones.

A continuación se resumen los principales resultados y conclusiones que hemos obtenido en el estudio del forzamiento y la eficiencia del forzamiento radiativo en la estación de Izaña entre 2009 y 2010.

Antes de analizar la influencia de la presencia de los aerosoles en la atmósfera sobre la radiación global, directa y difusa a través del análisis del forzamiento y de la eficiencia del forzamiento radiativo en la estación de Izaña entre 2009 y 2010, hemos realizado un análisis preliminar del AOD a 500 nm y del parámetro de Ångström (α) en la estación de Izaña durante 2009 y 2010, obteniendo los siguientes resultados:

- El promedio anual de AOD, entre 2009 y 2010, fue de 0.06±0.10. Un valor de desviación estándar mayor que el valor medio nos indica la gran variabilidad del AOD a lo largo del período de estudio, debido principalmente a episodios de intrusión sahariana que afectan a la estación, sobre todo durante los meses de julio, agosto y septiembre. Si estudiamos el promedio por meses se distinguen tres períodos: en marzo y abril se obtiene un promedio de 0.06±0.10, y en julio, agosto y septiembre de 0.13±0.014, siendo en el resto de los meses de 0.03±0.04. De 597 días con medidas *AERONET* entre 2009 y 2010, 434 días (72.7%) tienen un promedio de AOD

menor de 0.05, 56 días (9.4%) tienen un AOD promedio entre 0.05 y 0.1, 44 días (7.4%) tienen un AOD promedio entre 0.1 y 0.2, y 63 días (10.5%) tienen un promedio mayor de 0.2. Estos resultados nos indican que el OAI goza de unas condiciones de extrema transparencia del cielo durante gran parte del año, pero que se ven significativamente alteradas, y de forma muy brusca, cuando se producen intrusiones de masas de aire procedentes de África.

- Los meses que presentan menores valores del parámetro Ångström (α), son los meses de julio (0.57±0.47), agosto (0.57±0.49) y septiembre (0.72±0.40), coincidiendo con los meses en los que tenemos los máximos de AOD, debido a la presencia de polvo mineral del Sahara en altura.

Una vez analizado el AOD y el parámetro α durante 2009 y 2010, estudiamos el forzamiento y la eficiencia del forzamiento radiativo, obteniendo los siguientes resultados:

- Los máximos valores de ΔF^{Glob} de la radiación global, en términos absolutos, coinciden con los meses en los que tenemos un mayor promedio mensual de AOD y un menor promedio de α. Los máximos tienen lugar a un SZA de 60° durante los meses de julio con un ΔF^{Glob} promedio mensual de -26±15 W/m^2 (AOD 0.18 ± 0.08; α 0.24 ± 0.18) y agosto con un promedio de -26±13 W/m^2 (AOD 0.16 ± 0.08; α 0.32 ± 0.33), mientras que el mínimo, en términos absolutos, tiene lugar a un SZA de 15° con un promedio de -3±4 W/m^2 (AOD 0.13 ± 0.07; α 0.46 ± 0.26).

- Se produce un aumento del ΔF^{Glob} en función del SZA, a medida que aumenta el SZA. El comportamiento es similar si estudiamos la variación de la $\Delta F^{eff-Glob}$ instantánea en función del SZA.

- Los máximos valores de $\Delta F^{eff-Glob}$ tienen lugar a un SZA de 60° en los meses de agosto y septiembre, -164 ± 60 W/m^{2}τ (AOD 0.11 ± 0.05; α 0.36 ± 0.15) y -150 ± 45 W/m^{2}τ (AOD 0.16 ± 0.08; α 0.32 ± 0.33), respectivamente, mientras que los mínimos, en términos absolutos, tienen lugar a un SZA de 15° en los meses de junio y agosto, -17 ± 60 W/m^{2}τ (AOD 0.15 ± 0.09; α 0.26 ± 0.05) y -23 ± 82 W/m^{2}τ (AOD 0.19 ± 0.10; α 0.36 ± 0.44), respectivamente. Si determinamos la eficiencia a partir de la pendiente del ajuste lineal del forzamiento frente al AOD, obtenemos que a medida que aumenta el SZA aumenta la $\Delta F^{eff-Glob}$. Al comparar la $\Delta F^{eff-Glob}$ instantánea con la $\Delta F^{eff-Glob}$ determinada a partir de la pendiente, las diferencias entre ambas magnitudes dependen significativamente del rango de AOD. Para AOD≥0.05 obtenemos que, para un SZA de 15°, la $\Delta F^{eff-Glob}$ obtenida a partir del método de la pendiente es cinco veces mayor que la $\Delta F^{eff-Glob}$ instantánea, mientras que si aumentamos los valores de AOD≥0.20 la $\Delta F^{eff-Glob}$, obtenida a partir del método de la pendiente, es un 68% superior a la $\Delta F^{eff-Glob}$ instantánea.

- Si comparamos las medidas de la BSRN con las medidas de AERONET obtenemos, que el promedio del ΔF entre mayo y septiembre dado por *AERONET* es de -23±12 (W/m^2) y el

obtenido a partir de las medidas BSRN es -22±14 (W/m^2), lo que supone un excelente acuerdo. El cociente entre ambos forzamientos nos dice que las menores diferencias tienen lugar en los meses de agosto y septiembre, cuando la presencia de polvo mineral es mayor, y las mayores diferencias corresponden al mes de mayo, cuando la concentración de polvo es baja. Respecto a la ΔF^{eff} se aprecia una mayor diferencia entre la eficiencia instantánea determinada a partir de las medidas BSRN y la facilitada por *AERONET*. En los meses de mayo, junio y julio la eficiencia facilitada por *AERONET* es mayor que la de la BSRN. Sin embargo, en el mes de agosto prácticamente ambas eficiencias coinciden, aunque existe una mayor desviación estándar en las de la BSRN. Si calculamos el promedio de la ΔF^{eff} instantánea entre mayo y septiembre obtenemos que la determinada a partir de las medidas BSRN vale -134 ± 62 W/m$^2\tau$ y la determinada a partir de las medidas de *AERONET* vale -150 ± 15 W/m$^2\tau$. Si la determinamos a partir del método de la pendiente, la diferencia es menor que en el caso de la instantánea, pues con la BSRN obtenemos un valor de -155 ± 6 W/m$^2\tau$ y con las medidas de *AERONET* de -140 ± 3 W/m$^2\tau$. Como conclusión a este estudio podemos decir que la eficiencia de *AERONET* y la eficiencia de la BSRN se ajustan mejor cuando tenemos más episodios de intrusión sahariana con AOD alto, siguiendo ambas la misma tendencia. En cambio, en los meses con AOD bajos, los resultados obtenidos muestran un sobrevaloración por parte de las medidas de *AERONET* respecto a la BSRN. Este comportamiento se ve más claramente en la evolución mensual de la ΔF^{eff} de *AERONET*, que es plana a lo largo de los meses de estudio.

- Los máximos valores de ΔF^{Dir} de la radiación directa, en términos absolutos, coinciden con los meses en los que tenemos un promedio de AOD mayor de 0.15 y un promedio de α menor de 0.35, correspondiendo a los meses de julio (-233 ± 102 W/m^2) y agosto (-217 ± 105 W/m^2). El mínimo, se registra a un SZA de 45° durante el mes de mayo (-88 ± 68 W/m^2). Por lo tanto, podemos decir, que a mayores SZA y durante los meses de verano es cuando se produce la mayor disminución en la radiación directa debida a la presencia de aerosoles en la atmósfera.

- La $\Delta F^{eff-Dir}$ instantánea de la radiación directa aumenta debido a la presencia de aerosoles en la atmósfera, a medida que aumenta el SZA. En los meses de mayo a septiembre se aprecia una tendencia creciente en función del SZA. Este comportamiento no se aprecia en la variación del ΔF^{Dir}. Los máximos de la eficiencia se alcanzan a un SZA de 60° en los meses de marzo (-1386 ± 91 W/m$^2\tau$) y septiembre (-1383 ± 95 W/m$^2\tau$). Al contrario de lo que ocurría en el ΔF^{Dir}, estos meses no son los que presentan los valores máximos de AOD. Los valores mínimos, en términos absolutos, ocurren durante los meses de mayo (-680 ± 69 W/m$^2\tau$) y julio (-705 ± 159 W/m$^2\tau$), a un SZA de 15°. Si las comparamos con las obtenidas a partir del método de la pendiente observamos que no existe tanta diferencia como la encontrada para la radiación global. En términos absolutos, la menor diferencia relativa la vamos a tener a 45° de SZA con un 4% y la mayor diferencia a 30° de SZA con un 13%.

- Los máximos valores de ΔF^{Dif} de la radiación difusa corresponden a los meses de julio (140 ± 65 W/m^2) y agosto (133 ± 65 W/m^2) a un SZA de 15°. Este comportamiento es contrario al observado en la radiación global y directa, ya que los valores máximos, en términos absolutos, correspondían al SZA de 60°. Los mínimos corresponden a 60° de SZA durante el mes de octubre (50 ± 29 W/m^2) y a 45° de SZA durante el mes de mayo (60 ± 37 W/m^2). No se aprecia una dependencia entre el ΔF^{Dif} y el SZA, aunque sí se aprecia que la radiación difusa se ve más afectada por la presencia de aerosoles en la atmósfera cuanto menor es el SZA, sobre todo en los meses de julio, agosto y septiembre.

- La $\Delta F^{eff-Dif}$ instantánea de la radiación difusa presenta los valores máximos durante los meses de mayo (716 ± 58 W/m^{2}τ) y septiembre (718 ± 89 W/m^{2}τ) a un SZA de 30°. Mientras que los mínimos, ocurren a un SZA de 60° durante los meses de junio (532 ± 81 W/m^{2}τ) y octubre (510 ± 118 W/m^{2}τ). Al compararla con la obtenida a partir del método de la pendiente obtenemos una diferencia relativa del 9% a un SZA de 15° y una diferencia del 17% a un SZA de 60°.

Conclusiones y Futuras Líneas de Investigación

Conclusiones

A continuación se resumen los principales resultados y conclusiones que se han obtenido en este trabajo.

- El punto de partida de esta tesis doctoral fue implementar el programa BSRN en el Observatorio Atmosférico de Izaña (OAI). Para ello se realizó un estudio técnico de la instrumentación que era necesaria para incorporarse a la Red BSRN, y se elaboró un informe que se exigía para presentar la candidatura de miembro a la BSRN. Una vez que el OAI se convierte en estación BSRN, se desarrolló e implantó toda la metodología necesaria para la evaluación y control de calidad de las medidas experimentales. El desarrollo del software para alimentar la base de datos y el envío rutinario de éstos a la BSRN de forma periódica, de acuerdo a los estándares establecidos por esta red, constituyó otra parte importante del trabajo técnico previo al estudio científico propiamente dicho. La incorporación en la BSRN supuso el poder disponer de medidas de radiación de muy alta calidad.

- La determinación de buenos coeficientes de calibración en los instrumentos de radiación es esencial para la obtención de medidas radiométricas de calidad. A estos coeficientes se les aplican correcciones de temperatura, de nivel de irradiancia y de error direccional del instrumento. De nuestro análisis, hemos concluido que la corrección que más afecta al coeficiente de calibración es el efecto direccional del instrumento en función del SZA, aunque estas correcciones apenas suponen una modificación de un 0.5% en las medidas de radiación global y difusa, y de un 0.2% en las medidas de la componente directa.

- La componente de la radiación cuyas medidas han incumplido un mayor número de veces, tanto los límites físicamente posibles como los extremadamente raros definidos por la BSRN, son los valores máximos de la radiación difusa, con un 0.08% de las medidas que superan los límites físicamente posibles y un 0.94% de las medidas que superan los límites extremadamente raros.

- Del análisis del cociente entre la radiación global observada y la derivada a partir de la suma de la directa y la difusa, se obtiene que para un SZA<75° un 0.91% de las medidas presentan un cociente menor de 0.92 y un 0.67% presentan un cociente mayor de 1.08, por lo que más del 99% de las medidas cumplen los límites definidos por la BSRN. Para SZA mayores de 75° más del 98% de las medidas cumplen los límites. A partir de las medidas experimentales y de las simuladas con el modelo *LibRadtran* se observa que el cociente de la radiación global se encuentra dentro del intervalo ±3% para un 92% de las medidas, mientras que el cociente de la radiación directa se encuentra dentro del mismo intervalo para un 83%.

- El estudio de la sensibilidad con la altitud muestra que tanto la componente global como la componente directa aumentan de forma lineal a medida que ascendemos. El comportamiento de la radiación difusa es contrario, según aumenta la altitud se produce una disminución de la misma. Este comportamiento es muy importante a tener en cuenta en este trabajo dada la altitud a la que se encuentra la estación de Izaña (2.400 m s.n.m.).

- Únicamente se aprecian variaciones del albedo de la superficie en la radiación espectral para longitudes de onda menores de 700 nm, alcanzando las máximas diferencias a longitudes de onda menores de 400 nm.

- Los aerosoles constituye el parámetro que ejerce un mayor efecto sobre la radiación en el rango espectral entre 300 nm y 2600 nm. Analizando el cociente entre la radiación difusa y la global se observa que para una atmósfera con ausencia de aerosoles, la radiación difusa apenas llega a ser el 10% de la radiación global. Sin embargo, a medida que aumenta el AOD la componente difusa aumenta de forma considerable, alcanzando valores de más del 75% cuando el AOD vale 1.5 a un SZA de 25°. La radiación directa disminuye a medida que aumenta la carga de aerosoles presentes en la atmósfera.

- Las variaciones del parámetro de Ångström (α) se pueden considerar significativas para valores de AOD mayores de 0.2. Si trasladamos estos resultados a la estación de Izaña, donde la mayor parte de los días el valor medio de AOD a 500 nm es menor de 0.05, podemos considerar que el parámetro α no influye en las simulaciones que realicemos, salvo en los casos en los que el AOD sea superior a 0.1. Respecto al albedo de scattering simple (ω_o) y el parámetro de asimetría (g), podemos decir que en la radiación integrada un aumento de ω_o provoca un aumento en la radiación global y difusa en la misma proporción, dado que la variación de este parámetro no afecta a la radiación directa. Las variaciones de g no afectan a ninguna de las componentes de la radiación en este rango espectral.

- Las tres componentes de la radiación disminuyen a medida que aumenta la cantidad de vapor agua en la atmósfera, aunque hay que destacar que la componente más sensible a la variación de este parámetro es la radiación directa, y la menos sensible es la radiación difusa.

- Al comparar medidas experimentales y simuladas en condiciones de cielo despejado con presencia de mar de nubes obtenemos que para las tres componentes de la radiación el modelo subestima las medidas experimentales. La radiación global presenta las máximas diferencias relativas en las horas próximas al orto y al ocaso. En cambio en las horas próximas al mediodía solar la diferencia es menor del 3%. El comportamiento de la radiación directa es bastante constante a lo largo del día, con una diferencia, entre las medidas experimentales y el modelo, inferior al 3%. En cambio, la componente que presenta una mayor diferencia relativa es la difusa, para la que se puede alcanzar hasta un 9%. Estos resultados se encuentran dentro

del error instrumental y de la incertidumbre inherente a los diferentes parámetros de entrada que alimentan al modelo.

- Repitiendo el estudio anterior para el índice UVI, observamos que si la formación del mar de nubes se ha producido únicamente en las laderas situadas a barlovento de la isla de Tenerife, la diferencia relativa entre el UVI medido experimentalmente y el simulado con el modelo es del 3.8%. En cambio, si la formación del mar de nubes se ha producido tanto a barlovento como a sotavento, la diferencia relativa es del 15%. En ambos casos se ha introducido en el modelo el albedo de la superficie medido con el albedómetro instalado en la estación.

- Si consideramos días afectados por intrusión sahariana obtenemos que la radiación global simulada con el modelo es sobreestimada respecto a las medidas experimentales. Al igual que ocurría en el caso anterior, las mayores diferencias las tenemos a SZA≥70°. En cambio para el resto de SZA, las diferencias no superan el 2.5%, e incluso, en las horas próximas al mediodía solar no superan el 1%. La radiación directa es subestimada por el modelo respecto a las medidas experimentales, alcanzando las máximas diferencias a SZA≥70°. Por último, la componente difusa es sobreestimada por el modelo teniendo un comportamiento contrario al de las otras dos componentes, es decir, las mayores diferencias las vamos a tener en las horas próximas al mediodía solar, y las menores diferencias a SZA≥70°.

- Estudiando los días despejados con presencia de nubes altas (Cirros) obtenemos que la simulación de la radiación afectada por la presencia de cirros en la atmósfera muestra unos mejores resultados en la componente global y directa si simulamos la radiación considerando únicamente los datos d*e AERONET* de la versión 1.0 (en la que aún no se ha aplicado el filtro de nubes "*cloud screening*") e ignoramos los parámetros relacionados con las nubes, obteniéndose una diferencia entre las medidas experimentales y simuladas inferior al 5% para la radiación global y directa. Sin embargo, si realizamos la simulación incorporando los parámetros relacionados con las nubes (altitud de la cima y la base de la nube, tamaño o ancho medio de los cristales de hielo que forman las nubes y contenido de hielo por unidad de volumen de las nubes), los resultados son notablemente peores dada la gran incertidumbre en algunos de estos parámetros y el desconocimiento total de otros.

- Los criterios utilizados para la detección de días despejados nos permiten concluir que al aplicar el índice de claridad, k_t , definido en Liu y Jordan (1960), obtenemos pobres resultados dada la arbitrariedad del valor límite de k_t, mientras que si aplicamos el criterio definido por Long y Ackerman (2000) encontramos excelentes resultados para la estación de Izaña.

- La comparación entre las medidas de radiación global, directa y difusa diarias medidas experimentalmente y las simuladas con el modelo, muestran, en general, un excelente acuerdo. La diferencia relativa para la radiación global diaria es menor del 2% para más del 80%

de los días despejados y para el resto es menor del 4%. Para la radiación directa los resultados mejoran, pues más del 95% de las medidas comparadas presentan una diferencia relativa menor del 2%. Sin embargo, no podemos decir lo mismo para el caso de la radiación difusa, ya que el 42% de los días presentan diferencias menores al 5%, el 63% de los días diferencias inferiores al 10% y el resto diferencias inferiores al 17%.

- Si estudiamos la variación de las diferencias relativas para las tres componentes de la radiación, vemos que están relacionadas con el valor de AOD. La radiación global y difusa presentan la mayor diferencia a AOD≤0.05, mientras que la radiación directa a AOD≥0.1 Estos resultados nos permiten concluir que los procesos de *scattering* están bien caracterizados en el modelo pero no así los procesos de absorción.

- Podemos concluir que la fiabilidad encontrada en el modelo *LibRadtran* nos permite utilizarlo como herramienta complementaria para llevar a cabo controles de calidad de las diferentes medidas experimentales, con un alto grado de fiabilidad, así como para reconstruir y reevaluar series de radiación. A la hora de reevaluar y recuperar lagunas de datos, es enormemente útil disponer de un modelo bien caracterizado y adaptado a la estación de medida, siempre que se disponga de datos básicos fiables de entrada al modelo.

- Las medidas de insolación permiten determinar la radiación global diaria con un alto grado de fiabilidad. Para 2009 y 2010, considerando únicamente los días despejados, se obtienen diferencias menores al 4% entre valores experimentales y derivados a partir de la insolación. Por tanto, podemos concluir que en el caso de no disponer de medidas experimentales de radiación global, las medidas de insolación constituyen una fuente sólida de información para completar lagunas de datos en las series de radiación global.

- La serie de radiación global entre 1992 y 2010 es una serie homogénea, según el test de Pettit y no presenta ningún dato anómalo. Únicamente presenta un punto de ruptura, según el test de Wilcoxon-Mann-Whitney. Aplicando el test de Spearman obtenemos que la serie de radiación global presenta una tendencia creciente, con un incremento anual de 4.8 (10 KJ/m^2)/año y de 81.6 (10 KJ/m^2) en el período analizado. Si tenemos en cuenta la media mensual de la radiación global, este aumento se traduce en un 2.1%(10 KJ/m^2)/década. También se ha observado en la serie de insolación para el mismo período de tiempo esta tendencia con un incremento de un 7.29%/década.

- Analizando las posibles causas que pueden haber provocado este aumento en la radiación global, hemos concluido que sólo podría deberse a un cambio en la nubosidad y en la concentración de aerosoles atmosféricos, descartando que pueda haberse ocasionado por una variación en la constante solar. En cualquier caso se trata de un estudio preliminar, que es

necesario abordar en detalle en el futuro analizando minuciosamente las series de nubosidad (bajas, medias, altas y totales) y de insolación en Izaña a diferentes horas del día.

- La tendencia creciente observada, tanto en la serie de radiación global como en la serie de insolación en la estación de Izaña, coincide con el conocido efecto "*global brightening*", analizado en estaciones situadas en latitudes medias por Wild et al. (2005). En este trabajo se ha observado un aumento promedio de 0.66 W/m^2/año en estaciones oceánicas, que corresponden a valores entre 1 y 16.1 W/m^2/década. En nuestro trabajo hemos obtenido que la radiación global ha aumentado a un ritmo de 13.3 W/m^2/década. De estos resultados es importante hacer notar que nuestra serie ha sido reconstruida utilizando un modelo de transferencia radiativa y datos auxiliares de insolación, obteniendo resultados muy satisfactorios, comparables a los obtenidos con series de medidas experimentales.

- El promedio anual de AOD, entre 2009 y 2010 en la estación de Izaña, fue de 0.06±0.10. Un valor de desviación estándar mayor que el valor medio nos indica la gran variabilidad del AOD a lo largo del período de estudio, debido principalmente a episodios de intrusión sahariana que afectan a la estación, sobre todo durante los meses de julio, agosto y septiembre. Los datos de AOD en 2009 y 2010 nos indican que el OAI goza de unas condiciones de extrema transparencia del cielo durante gran parte del año, pero que se ven significativamente alteradas, y de forma muy brusca, cuando se producen intrusiones de masas de aire procedentes de África.

- Los máximos valores de ΔF de la radiación global, coinciden con los meses en los que tenemos un mayor promedio mensual de AOD y un menor promedio de α. Se produce un aumento del ΔF y de la ΔF^{eff} instantánea en función del SZA.

- Los máximos valores de ΔF^{eff} tienen lugar a un SZA de 60° en los meses de agosto y septiembre, -164 ± 60 W/m^{2}τ y -150 ± 45 W/m^{2}τ, respectivamente, mientras que los mínimos tienen lugar a un SZA de 15° en los meses de junio y agosto, -17 ± 60 W/m^{2}τ (y -23 ± 82 W/m^{2}τ, respectivamente.

- Si comparamos las medidas de la BSRN con las medidas de AERONET, obtenemos que el promedio del ΔF entre mayo y septiembre dado por *AERONET* es de -23±12 (W/m^2) y el obtenido a partir de las medidas BSRN es -22±14 (W/m^2), lo que supone un excelente acuerdo. El cociente entre ambos forzamientos nos dice que las menores diferencias van a tener lugar en los meses de agosto y septiembre, cuando la presencia de polvo mineral es mayor, y las mayores diferencias van a corresponder al mes de mayo, cuando la concentración de polvo es muy baja.

- Los máximos valores de ΔF de la radiación directa coinciden con los meses en los que tenemos un promedio de AOD mayor de 0.15, correspondiendo a los meses de julio (-233 ± 102 W/m^2) y

agosto (-217 ± 105 W/m^2). El mínimo, se registra a un SZA de 45° durante el mes de mayo (-88 ± 68 W/m^2). Por lo tanto, podemos decir que a un SZA de 60°, y durante los meses de verano, es cuando se produce la mayor disminución en la radiación directa debida a la presencia de aerosoles en la atmósfera.

- La ΔF^{eff} instantánea de la radiación directa aumenta a medida que aumenta el SZA debido a la presencia de aerosoles en la atmósfera. En los meses de mayo a septiembre se aprecia una tendencia creciente en función del SZA. Este comportamiento no se aprecia en la variación del ΔF.

- Los máximos valores de ΔF de la radiación difusa corresponden a los meses de julio (140 ± 65 W/ m^2) y agosto (133 ± 65 W/ m^2) a un SZA de 15°. Este comportamiento es contrario al observado en la radiación global y directa, ya que los valores máximos correspondían al SZA de 60°. Los mínimos corresponde a 60° de SZA durante el mes de octubre (50 ± 29 W/m^2) y a 45° de SZA durante el mes de mayo (60 ± 37 W/m^2). La ΔF^{eff} instantánea de la radiación difusa presenta los valores máximos durante los meses de mayo (716 ± 58 W/m^{2}τ) y septiembre (718 ± 89 W/m^{2}τ) a un SZA de 30°, mientras que los mínimos, ocurren a un SZA de 60° durante los meses de junio (532 ± 81 W/m^{2}τ) y octubre (510 ± 118 W/m^{2}τ).

Futuras Líneas de Investigación

A partir de las conclusiones a las que hemos llegado en este trabajo, se han identificado una serie de problemas y cuestiones científicas que necesitan un análisis e investigación más detallados. También se han identificado nuevas posibles aplicaciones y futuras líneas de trabajo que se enumeran a continuación:

- Incorporación de la estación de Santa Cruz de Tenerife (52 m s.n.m.) en la Red *SolRad-Net* (*Solar Radiation Network, http://solrad-net.gsfc.nasa.gov*), aprovechando la experiencia adquirida en la incorporación de la estación de Izaña en la Red BSRN. El objetivo fundamental de *SolRad-Net* es estudiar el balance de energía del sistema Tierra-atmósfera y los factores que pudieran alterarlo como la presencia de nubes o los aerosoles atmosféricos (Schafer et al., 2002a y 2002b). Esta red está asociada a *AERONET*. En sus comienzos estaba orientada a estaciones afectadas por partículas generadas por la quema de biomasa forestal, características de la selva amazónica o el África Sub-sahariana, pero en la actualidad (36 estaciones distribuidas a lo largo del planeta) se ha extendido a estaciones afectadas por polvo mineral desértico o aerosoles urbano-industriales.

- Basándonos en los límites definidos por la propia Red BSRN, genéricos para todas las estaciones que forman la Red BSRN, definir unos límites particulares para la estación BSRN de Izaña. Esto nos

permitiría realizar un mejor control de calidad de nuestras medidas teniendo en cuenta la situación geográfica de la estación e incorporando otras características peculiares de la misma.

- Desarrollar algoritmos de detección de días despejados en la estación de Izaña, a partir de las medidas experimentales de la radiación global, directa y difusa, exclusivamente. Este desarrollo podría ser de utilidad para otras estaciones radiométricas que no cuenten con información auxiliar (LIDAR, cámara de todo cielo, etc.)

- Estudio de la distribución vertical de la radiación global y radiación UV en cuatro emplazamientos situados a diferentes altitudes en la Isla de Tenerife: estación de Santa Cruz de Tenerife (52 m s.n.m.), estación del Jardín de Aclimatación de la Orotava, Puerto de la Cruz (114 m s.n.m.), estación de Izaña (2400 m s.n.m.) y estación situada en la Rambleta o terminal del teleférico en el Teide (3550 m s.n.m.).

- Estudio y caracterización de los perfiles verticales de los constituyentes de la atmósfera y del perfil de los aerosoles. El conocimiento detallado de estos perfiles son de gran importancia para obtener resultados precisos en los modelos de transferencia radiativa. Además sería interesante conocer cómo se modifican estos perfiles en situaciones y condiciones meteorológicas extremas en la estación de Izaña, como son los episodios de intrusiones de masas de aire saharianas.

- Conocer en detalle el impacto ocasionado por la presencia del mar de nubes en la isla de Tenerife en la radiación solar y UV medidos experimentalmente en la estación de Izaña, situada normalmente a nivel superior del mismo. Complementariamente, llevar a cabo un análisis exhaustivo del albedo de la superficie en la estación de Izaña aplicando diferentes métodos desarrollados por varios autores que obtienen el albedo de la superficie a partir de las medidas de irradiancia global y directa medidas con radiómetros (Kylling et al., 2000).

- Realizar un estudio comparativo con diferentes modelos de transferencia radiativa para conocer su comportamiento en una estación de alta montaña. De los diferentes modelos que existen en la bibliografía se podrían utilizar, entre otros, el SBDART (***S**anta **B**arbara **D**ISORT **A**tmospheric **R**adiative **T**ransfer*)(Ricchiazzi et al., 1998), el STAR (***S**ystem for a **T**ransfer of **A**tmospheric **R**adiation*)(Nakajima y Tanaka, 1986), el SMARTS2 (***S**imple **M**odel of the **A**tmospheric **R**adiative **T**ransfer of **S**unshine*) (Gueymard, 2001), el UVA-GOA (Cachorro et al., 2000), etc.

- Analizar de forma más exhaustiva las causas que explican un aumento en la radiación global entre 1992 y 2010 en la estación de Izaña. Para ello se estudiará la serie temporal de la concentración de partículas en la atmósfera separando las partículas gruesas (normalmente polvo mineral procedente del Sahara) de las partículas finas antrópicas y se realizará un análisis detallado de la evolución de la nubosidad baja, media, alta y total a diferentes horas del día.

- Estudio del forzamiento y de la eficiencia del forzamiento radiativo de la radiación global en la estación de Izaña entre 1994 y 2011 y ampliación de este estudio a diferentes rangos espectrales, tales como el rango UVB (280 nm-320 nm), UV-A (320 nm-400 nm), PAR (400 nm-700 nm) y radiación infrarroja (4.5 µm- 42 µm).

- Ampliación de la comparación entre el forzamiento y la eficiencia del forzamiento radiativo de la serie de radiación global medida experimentalmente y la facilitada por la Red *AERONET* en la estación de Izaña desde 2005 hasta la actualidad.

ANEXOS

ANEXO I: ***"Status of the Izaña BSRN station"*****, presentado en el 37th Annual European Meeting on Atmospheric Studies by Optical Methods (Valladolid-España), 23-27 de Agosto de 2010 y que será publicado próximamente en la Revista de Óptica Pura y Aplicada (OPA)**

ANEXO II: ***Página Web de la estación BSRN de Izaña***

ANEXO I

Status of the Izaña BSRN Station.

Situación de la estación BSRN de Izaña.

R. D. García [1,2], R. Ramos [1], E. Cuevas [1], V.E. Cachorro [2], A. M de Frutos [2]

1. Izaña Atmospheric Research Center, Meteorological State Agency of Spain.(AEMET, Spain)
2. Atmospheric Optics Group. Valladolid University (GOA-UVA).Spain

rgarciac@aemet.es

ABSTRACT:

BSRN (*Baseline Surface Radiation Network)* is a project of the Radiation Panel from the Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX) under the umbrella of the World Climate Research Programme (WCRP). The objective of the BSRN is to provide, using a high sampling rate (one to three minutes), observations of the best possible quality, for shortwave and longwave surface radiation fluxes. These readings are taken from a small number of selected stations, in contrasting climatic zones, together with collocated surface and upper air meteorological data and other supporting observations. Since March 2009 the Izaña station (IZA in the BSRN notation) belongs to the BSRN network. The IZA is a Global Atmospheric Watch station and it is managed by the Izaña Atmospheric Research Center (IARC), from the Meteorological State Agency of Spain (AEMET). The station is located on Tenerife Island (Spain) and is a high mountain station at 2367 m. above sea level.

Key words: BSRN, Izaña, Solar radiation, *LibRadtran* Model.

RESUMEN:

BSRN (*Baseline Surface Radiation Network*) es un proyecto del Observatorio de Radiación perteneciente al *Global Energy and Water Cycle Experiment* (GEWEX) en el marco del Programa Mundial de Investigaciones Climáticas (WCRP). El objetivo de la BSRN es proporcionar observaciones con la mejor calidad posible, de radiación de onda corta y onda larga, usando pequeños intervalos de muestreo (uno a tres minutos). Estas medidas son tomadas en una selección pequeña de estaciones situadas en diferentes zonas climáticas, junto a las medidas de radiación tenemos datos meteorológicos y otras observaciones de apoyo. Desde marzo de 2009 la estación de Izaña (IZA en la notación de la BSRN) pertenece a la red BSRN (*Baseline Surface Radiation Network*). El Observatorio de Izaña forma parte de la red de estaciones de Vigilancia Atmosférica Mundial (VAG-GAW, Global Atmospheric Watch) dentro del programa WMO (*World Meteorological Organization*) y está gestionado por el Centro de Investigación Atmosférico de Izaña de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). La estación está localizada en la isla de Tenerife (España) y es una estación de alta montaña a 2.367 metros sobre el nivel del mar.

Palabras clave: BSRN, Izaña, Radiación Solar, Modelo *LibRadtran.*

REFERENCES AND LINKS

[1] http://www.awi.bsrn.de

[2] A.Ohmura, E.G.Dutton, B. Forgan. C.Fröhlich, H. Gilgen, H. Hegner, A. Heimo, G. König-Langlo, B. McArthur, G.Müller, R. Philipona, R. Pinker, C.H. Whitlock, K. Dehne and M. Wild, "Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WCRP): New Precision Radiometry for Climate Research". Bulletin of the American Meteorological Society.,79, 2115-2136 (1998).

[3] McArthur L.J.B, "Baseline Surface Radiation Network (BSRN), Operations Manual".WMO/TD-No. 879, WCRP/WMO (2004).

[4] http://www.aemet.izana.org

[5] S. Alonso-Pérez, "Caracterización de las intrusiones de polvo africano en Canarias", Tesis Doctoral, Universidad de La Laguna. Centro de Publicaciones Secretaría General Técnica Ministerio de Medio Ambiente Rural y Marino (Eds.) I.S.B.N: 978-84-8320-473-3 (2008).
[6] H.Hegner, G. Müller, V. Nespor, A. Ohmura, R. Steigrad and H. Gilgen, "Update of the Technical Plan for BSRN Data Management", WMO/TD-No.882, WCRP/WMO (1998).
[7] http://www.pangaea.de/
[8] http://www.libradtran.org/

1. Introduction.

The primary reason for the joint scientific committee of the World Climate Research Programme (WCRP) to establish in 1988 the international Baseline Surface Radiation Network (BSRN) was the importance of precise and accurate radiation measurements for climate research.
Under the global atmospheric monitoring program of the WMO (World Meteorological Organization), the University of Valladolid and the Meteorological State Agency of Spain (AEMET-IARC) signed a specific agreement of collaboration for the establishment of methodologies and quality assurance systems for programs of photometry, radiometry, atmospheric ozone and aerosols. One the objective of this agreement is the development of methodologies and applications necessary to establish a station BSRN (*Baseline Surface Radiation Network*). The pilot station to carry out this point of agreement is the Izaña Observatory.

2. BSRN (*Baseline Surface Radiation Network*).

BSRN is a project of the Radiation Panel from the Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX) under the umbrella of the World Climate Research Programme (WCRP) and the BSRN was recently (early 2004) designated as the global baseline network for surface radiation for the Global Climate Observing Systems (GCOS) [1]. The BSRN stations also contribute to the Global Atmospheric Watch (GAW). At present, about 40 stations in contrasting climatic zones, covering a latitude range from 80°N to 90°S (Fig. 1), are providing data to the BSRN archive located at the Alfred Wegener Institute (AWI) in Bremerhaven, Germany. The network objective is to provide with high temporal resolution (one to three minutes) observations of the best possible quality, for shortwave and longwave surface radiation fluxes. These measurements are taken from a small number of selected stations, in different climatic zones, together with upper air meteorological data and other observations. The measurements of the BSRN network are used to monitor the background shortwave and longwave radiative components and their changes with the best methods currently available, provide data for the validation and evaluation of satellite-based estimates of the surface radiative fluxes and produce high-quality observational data for comparison to climate model calculations and for the development of local regionally representative radiation climatology [2], [3].

Fig.1.Distribution of BSRN stations in August 2010.

3. Izaña Observatory.

The Izaña Observatory (IZA) is a Global Atmospheric Watch station located in Tenerife Island (Canary Islands) at 28º18'N, 16º29'W, 2.367 m. above sea level. (Fig. 2).

Fig. 2. Geographical Location of the Izaña Observatory.

Tenerife is a volcanic island and it is about 300 km from the African continent and about 1200 km from the Iberian Peninsula. The Izaña Observatory is characterized by a clean and pristine air. Firstly, it is located in the region below the descending branch of the Hadley cell, typically above a stable inversion layer. Secondly, it is situated on an island far away from any significant industrial activities.

Consequently it offers excellent conditions for in-situ measurements of trace gases and aerosols under "free troposphere" conditions and for atmospheric observations by remote sensing techniques. The environmental conditions and pristine skies are optimal for calibration and validation activities. Due to its geographic location it is in particular valuable for the investigation of dust transport from Africa to the North Atlantic, and large scale transport from the tropics to higher latitudes

3.1 Climatology of the Izaña Observatory.

The Canary Islands is located north of the Tropic of Cancer and are affected practically all year by the high pressure belt from middle latitudes, specifically by the southern side of the Azores Anticyclone. The climatic characteristics of the station are driven by the altitude factor. The IZA is located at 2.367 m. above sea level, in the free troposphere above the quasi-permanent temperature inversion layer associated to the trade winds regime. The inversion layer separates the moist marine boundary layer from the dry free troposphere and produces the "*sea of stratocumulus*" that can be seen on the northern coasts of the islands (Fig. 3).

Fig.3. View from Izaña Observatory, showing how the terrain of the island emerges above the marine stratocumulus cloud layer and enters in the low free troposphere.

The climate in the area of the station is extremely dry most of the year; this together with the clean air from the upper troposphere gives the area a major scientific interest. In these days when, the insolation is very high, especially during the summer, with daytime warming, while during winter nights there is a thermal cooling, producing a large daytime thermal oscillation over the year. As a consequence of these conditions, Izaña Atmospheric Research Center registers the highest average annual insolation duration of Spain with 3448.5 hours/year. The largest contribution to rainfall in the area occurs during a few days of winter produced by Atlantic Storms affecting the Canary Islands. Another factor influencing the climate of the entire region is the proximity of the Canary Islands to the African continent. African dust intrusions occur during a significant number of days a year, producing a notable decrease in visibility [4], [5].

4.Instruments and Measurements of Izaña BSRN.

Since March 2009 the Izaña station belongs to the BSRN network. The measurements of the BSRN Izaña are divided into three main categories: basic, expanded and other measurements [1], [6].

Fig.4. Instruments installed in the Izaña BSRN.

The basic measurements at the Izaña station are diffuse solar irradiance (Pyranometer CM-21 Kipp & Zonen), direct sky irradiance (Pyrheliometer CH-1 Kipp & Zonen), longwave downward irradiance (Pyrgeometer CG-4 Kipp & Zonen) and global irradiance (Pyranometer CM-21 Kipp & Zonen). The expanded measurements at the Izaña are vertical distribution of pressure, temperature air, dew point temperature, relative humidity, wind speed and wind direction (Ozone Soundings, Santa Cruz station, this program is part of the NDACC network), aerosol optical depth (Photometer CIMEL and Precision Filter Radiometer PFR) and total ozone content (Spectroradiometer Brewer). Finally the other measurements at the station are short and longwave upward irradiance from a tall tower (Net Radiometer C-1 Kipp & Zonen), UVA solar irradiance (Pyranometer UV-A-ST Kipp & Zonen) and UVB solar irradiance (Pyranometer Yankee YES UVB-1).

The data acquisition system used is a Campbell CR-3000. It combines 16-bits resolution with a maximum of 5000 measurements per second. All radiation variables shall be sampled at 1 Hz with an averaging time of one minute.

5.Validation and Quality Control.

During the year 2009 was done the design of the database in order to manage and control the large volume of data taken from the different instruments that form the BSRN. This tool not only allows the management of orderly shape and systematic way the large volume of information generated, but also allows for real-time all checking off all measures and carry out a quality control measures with the corresponding alarms.

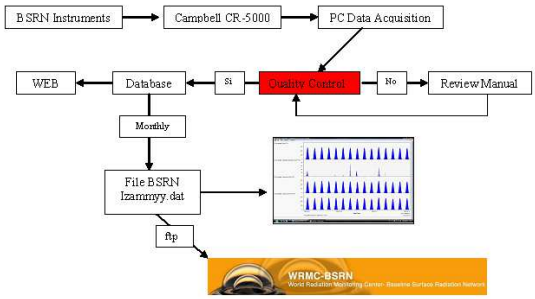


Fig.6. Diagram with the way followed by the measurements from the instruments until they are sent to the BSRN Database.

The Figure 6 presents the diagram with the way followed by the measurements from the instruments. First, the measurements acquired by the acquisition system Campbell CR3000 are stored on a computer daily (PC Data Acquisition). These measurements passed quality control, if quality control is negative, the measurements are manually revised, if they pass quality control are sent to a database where are stored. These measurements can be seen through a web-page (Fig. 7). The database serves as a tool to develop the file to be sent monthly to the BSRN [1]. The measurements received by the BSRN are analyzed to verify that the data fulfill the requirements, to insert them into the WRMC (World Radiation Monitoring Center) and redistribute the data via ftp and the web based Publishing Network for Geoscientific & Environmental Data "PANGAEA" [7].

During 2010 a web-page has been developed (Figure 7) to obtain real-time measurements within Izaña BSRN and facilitate the control of every instrument.

Some of the applied quality control procedures involve the use of radiative transfer model, in particular in this work, we use *LibRadtran* model [8].

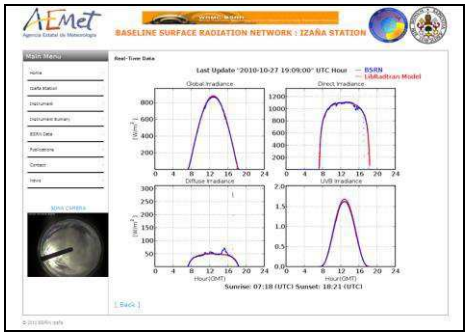


Fig.7. Homepage: "Baseline Surface Radiation Network: Izaña Station". Graph on line the comparison between the solar radiation measurements global, direct, difusse and UVB measured and simulated with the LibRadtran model. The blue points corresponds with the experimental measurement and the red line the modelled data.

The main objective of the web-page is to obtain in real-time all products derived from experimental measurements taken by the different instruments at the Izaña BSRN station. These measures have passed the quality control allowing the diffusion of high quality data.

6.Results.

The graphics show the daily values of global, direct and diffuse radiation measured (daily values) at Izaña BSRN station, from March 2009 till January 2011.

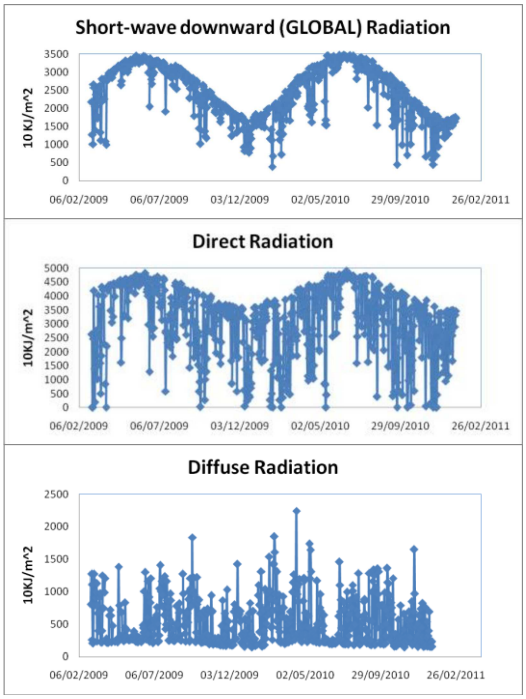


Fig. 8. Daily values of global, direct and diffuse radiation between March 2009 and January 2010 measured at Izaña BSRN station.

Acknowledgments

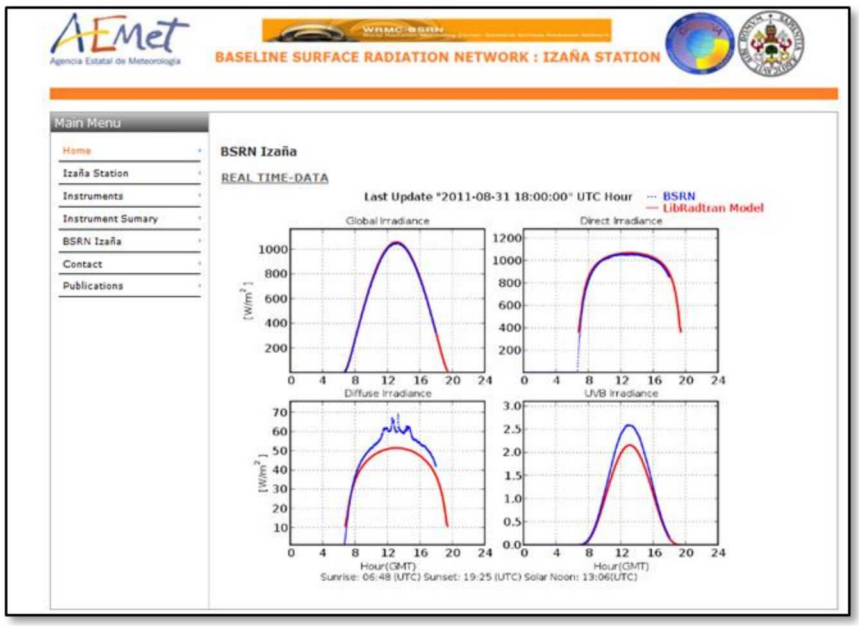
This work was developed within the Specific Agreement of Collaboration between the University of Valladolid and the CIAI-AEMET "Establish methodologies and quality assurance systems for programs of photometry, radiometry, atmospheric ozone and aerosols within the atmospheric monitoring program of the WMO". Financial supports from the Spanish MICIIN (ref. CGL2008-05939-CO3-00/CLI and CGL200909740) and from the GR-220 Project of the Junta de Castilla y León are gratefully acknowledged.

ANEXO II

En este anexo mostraremos los diferentes apartados de la página web de la estación BSRN de Izaña: ***www.aemet.izana.org/bsrn_iza***.

HOME: BASELINE SURFACE RADIATION NETWORK: IZAÑA STATION

En la página principal de la web tenemos la gráfica de las medidas de radiación global, directa, difusa y radiación UV-B registradas en la estación de Izaña en tiempo real, y la simulación de estas mismas componentes de la radiación para unas condiciones estándar realizada con el modelo *LibRadtran*. Los puntos azules representan los datos experimentales y la línea roja representa las simulaciones.



Este gráfico se actualiza cada 10 minutos, apareciendo en la parte superior de la misma la hora de la última medida. En la parte inferior tenemos la hora del orto, el ocaso y el mediodía solar para el día que se está mostrando en pantalla.

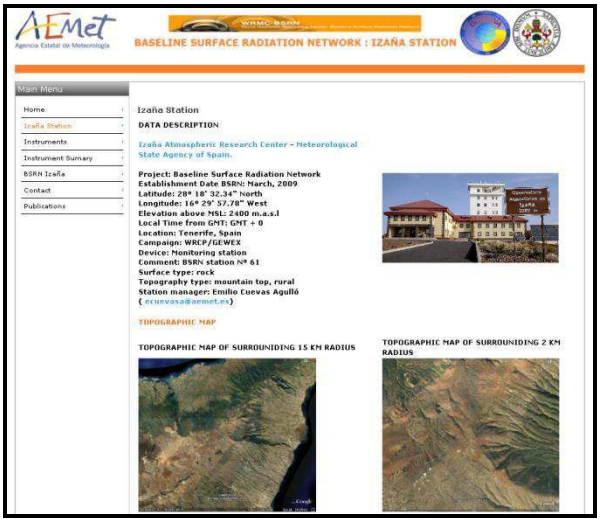
IZAÑA STATION

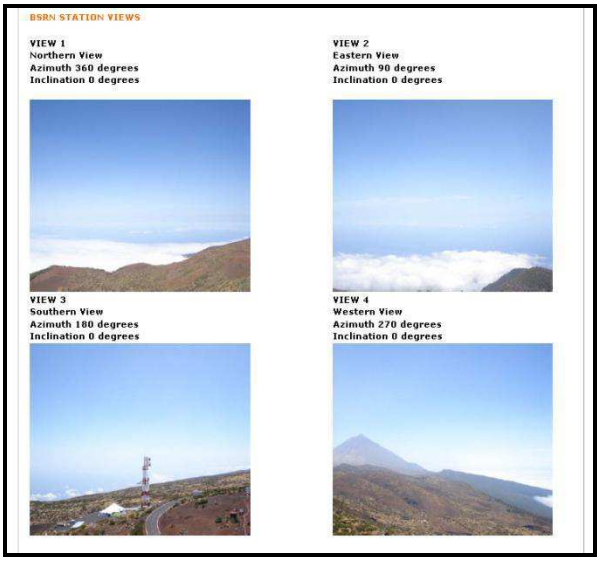
En este apartado se realiza una descripción de la estación de Izaña: su situación, características fundamentales, climatología, etc.

Se ofrecen imágenes del exterior de la estación, así como de su ubicación en la isla de Tenerife.

Además se pueden ver vistas topográficas de los alrededores de la estación y de las panorámicas desde la estación en la dirección de los 4 puntos cardinales.

En la parte inferior de la página se muestra información detallada de la estación incluyendo la situación de la misma, sus características climáticas, así como hay un enlace (*ADDITIONAL OBSERVATION PROGRAMS)*, en el que se puede acceder a una descripción de los programas de observación que hay activos actualmente en la estación de Izaña.





SITE DESCRIPTION

IZO is located on the island of Tenerife at 28°18'N, 16°29'W, 2367 m a.s.l. The observatory is located on the top of a mountain plateau in a pre-national park area (Teide National Park) that is environmentally protected by the "sky law". IZO is normally above a temperature inversion layer, generally well established over the island, and so free of local anthropogenic influences.

CLIMATE

Located North of the Tropic of Cancer, the Canary Islands are affected practically all year by the high pressure belt from middle latitudes, specifically by the southern side of the Azores Anticyclone. The station is located at 2400 meters above sea level, in the free troposphere above the quasi-permanent inversion layer present in the Canary Islands.The climate in the area of the station is extremely dry for the majority of the year, this together with the clean air from the upper troposphere gives the area a major scientific interest. In these days when the climate is dry, the insolation is very high, especially during the summer with consequent daytime warming, while during winter nights there is a substantial thermal cooling.The largest contribution to rainfall in the area occurs during a few days of winter produced by Atlantic Storms affecting the Canary Islands.The precipitation is concentrated in six months from October to March, with an absolute maximum between December and January and another relative in March, while from April until September the contribution is virtually null. More...

ADDITIONAL OBSERVATION PROGRAMS

INSTRUMENTS

En este enlace se puede consultar las características de la instrumentación que se encuentra instalada en la estación de Izaña y que forma parte de la BSRN. En cada instrumento podremos acceder a información relevante del equipo:

- Enlace a la página del fabricante del instrumento.
- Número de serie del instrumento.
- Número asignado por la WRCM.
- Medida de radiación que realiza.
- Rango espectral.
- Información de la calibración de fábrica de los instrumentos.

A continuación tenemos un ejemplo de la información detallada que podemos encontrar para un instrumento determinado de la BSRN, en particular un piranómetro CMP-21. En el detalle de cada instrumento se muestran sucintamente las características fundamentales del mismo, así como un histórico de las constantes de calibración y la fecha de las calibraciones realizadas al mismo. Además hay enlaces a los manuales del instrumento en formato PDF (*Manual*), a los folletos de características del instrumento (*Brochure*), el desplegable de instrucciones (*Instruction Sheet*) y el certificado de calibración dado por el fabricante (*Calibration Certificate*).

INSTRUMENT SUMARY

En este apartado se muestra una tabla resumen de los instrumentos que se encuentran instalados en la BSRN de Izaña. Se detalla el tipo de instrumento, la medida de radiación que realiza, el número de serie, el número asignado por la WRCM (*World Radiation Center Monitoring*), la información sobre la última calibración realizada al instrumento y las fechas en las que se instaló y se desinstaló el equipo en la estación de Izaña.

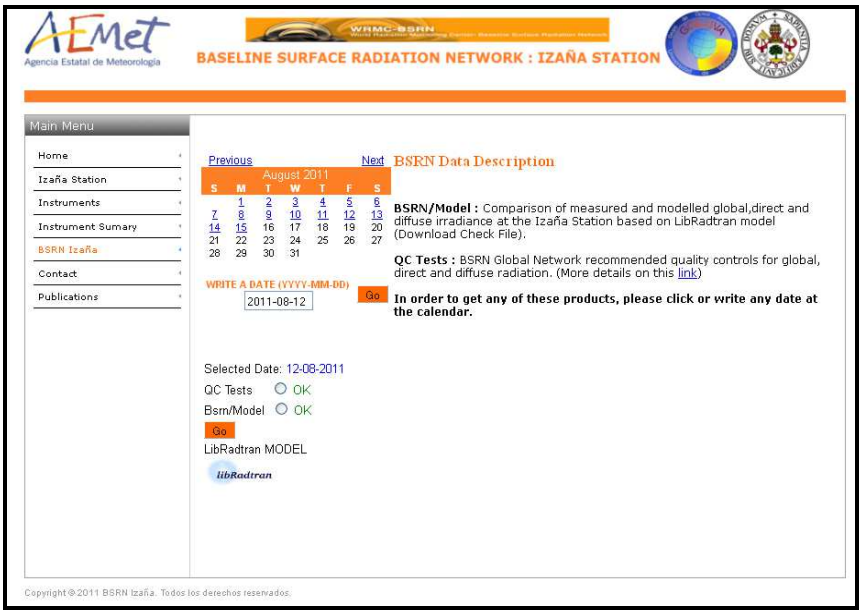
INSTRUMENT	MEASURED	SERIAL Nº	WRCM	CALIBRATION	STARTING DATE	FINISH DATE
Pyranometer CM-21 K&Z	Global Radiation	080034	61001		01/03/2009	----------
Pyranometer CM-21 K&Z	Diffuse Radiation	080032	61002		01/03/2009	----------
Pyrgeometer CG-4 K&Z	Downward Longwave Radiation	050783	61008		01/05/2009	----------
Pyrgeometer CG-4 K&Z	Downward Longwave Radiation	080022	61004		01/03/2009	01/05/2009
Pyrheliometer CH-1 K&Z	Direct Radiation	080050	61003		01/03/2009	----------
Radiometer UVS-A-T K&Z	UV-A Radiation	080005	61006		01/03/2009	----------
Pyranometer Yankee YES	UV-B Radiation	071221	61009		22/02/2010	----------
Pyranometer Yankee YES	UV-B Radiation	970839	61007		01/03/2009	22/02/2010
Net Radiometer CN-1 K&Z	Net Radiation	030693	61005		01/03/2009	----------

Si hacemos un *click* en cada una de las variables medida por el equipo, la página nos lleva al detalle del equipo correspondiente, tal y como se explicó en el apartado anterior.

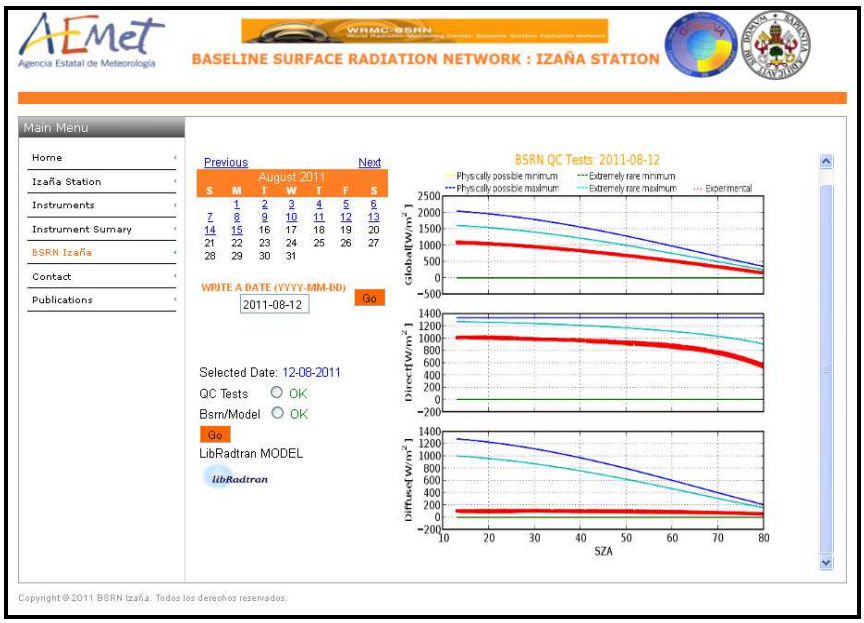
Además en los enlaces situados al final de la página se puede acceder a las páginas web principales de los fabricantes reseñados.

BSRN IZAÑA

En el apartado BSRN Izaña se presentan una serie de comparaciones entre las medidas y el modelo de transferencia radiativa *LibRadtran*, y los resultados de aplicar los controles de calidad a las medidas para un día concreto.

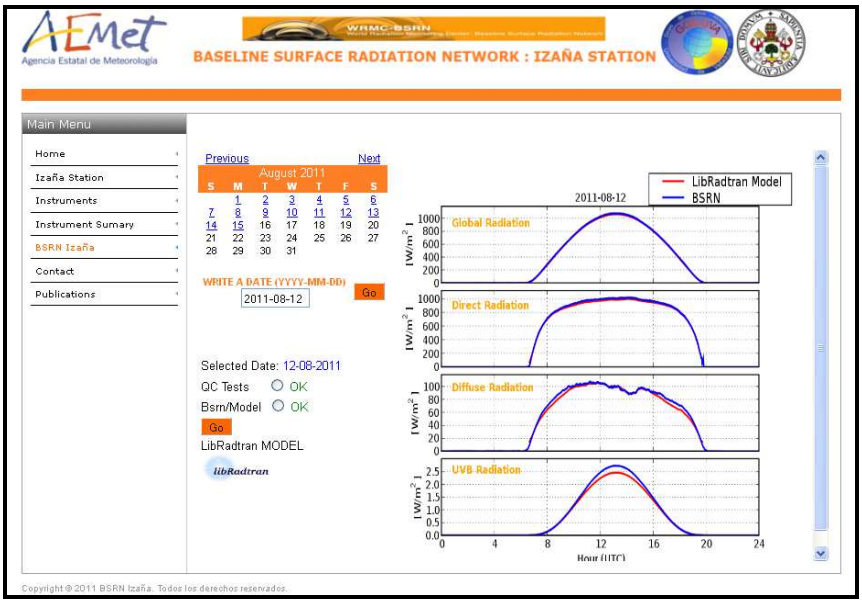


En el campo QC Tests podemos ver una gráficas que nos indican para el día seleccionado qué puntos de medida han violado alguno de los límites impuestos por la BSRN para las medidas de radiación global, directa y difusa.



En todos los casos la línea azul representa el límite físicamente posible máximo para cada momento del día, la línea cian representa los máximos extremadamente raros, mientras que las líneas amarilla y verde representan los mínimos físicamente posibles y extremadamente raros, respectivamente. Los datos experimentales se representan por medio de puntos rojos.

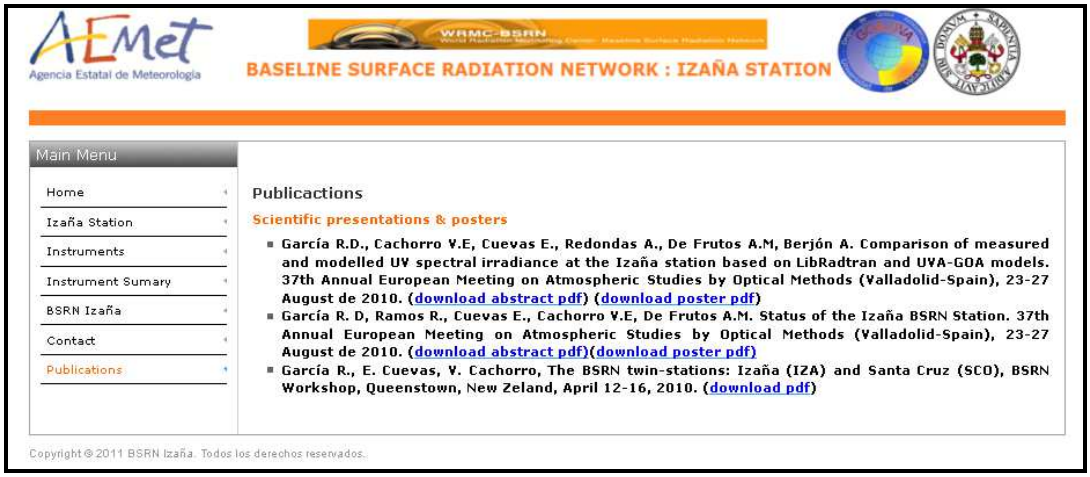
Seleccionando el campo BSRN/Model podemos ver la gráfica de la radiación diaria experimental y la simulada con el modelo *LibRadtran* utilizando los mejores parámetros de entrada disponibles en el momento de hacer la simulación. Se representan las comparaciones entre la radiación global, directa, difusa y el UV-B.



En los cuatro casos la línea roja representa los datos simulados con el modelo *LibRadtran* y la línea azul representa los datos experimentales registrados por los equipos de la BSRN.

PUBLICATIONS

En este apartado se muestran las publicaciones relacionadas con la BSRN de la estación de Izaña.



Bibliografía

Bibliografía.

Alonso-Pérez, S. *Caracterización de las intrusiones de polvo africano en Canarias*. Tesis Doctoral, Universidad de La Laguna. Centro de Publicaciones Secretaría General Técnica Ministerio de Medio Ambiente Rural y Marino (Eds.) I.S.B.N: 978-84-8320-473-3, (2008).

Alonso-Pérez, S., E. Cuevas, X. Querol, M. Viana, y J.C. Guerra. *Impact of the Saharan dust outbreaks on the ambient levels of total suspended particles (TSP) in the Marine Boundary Layer (MBL) of the Subtropical Eastern North Atlantic Ocean*. Atmospheric Environment, Vol. 41/40, pp 9468-9480, (2007).

Ångström, A.K. *On computation of global radiation from records and sunshine*. Arkiv Geophysik: 3(23):551, (1956).

Ångström, A. K. *Solar and terrestrial radiation*. Quart. L. R. Met. Soc., 50 121-126, (1924).

Ångström, A.K. *The parameters of atmospheric turbidity*. Tellus 16, 64-76, (1964).

Atlas Internacional de Nubes/International Cloud Atlas. World Meteorological Organization, Ginebra, Suiza. ISBN: 92-63-30407-6 N° 407, (1975).

Atlas Internacional de Nubes/International Cloud Atlas: Manual on the Observation of Clouds and the other Meteors. World Meteorological Organization, Ginebra, Suiza. ISBN: 92-63-12407-8 N° 407, (1987).

Basart, S., C. Pérez, E. Cuevas, J.M. Baldasano y G.P. Gobbi. *Aerosol characterization in Northern Africa, Northeastern Atlantic, Mediterranean Basin and Middle East from direct-sun AERONET observations*. Atmospheric Chemistry and Physics, Vol. 9, pp 8265-8282, (2009).

Bass, A.M. y R.J. Paur. *The ultraviolet cross–section of ozone, I, The measurements, in: Atmospheric Ozone: Proceedings of the Quadrennial Ozone Symposium*. Edited by: Zerefos, C. S. y Ghazi, A., D. Reidel, Norwell, Mass., 601–606, (1985).

Baum, B.A., P. Yang, A.J. Heymsfield, S. Platnick, M.D. King, Y. X. Hu, y S.T. Bedka. *Bulk scattering models for the remote sensing of ice clouds. Part 2: Narrowband models*. Journal Appl. Meteor., Vol. 44, pp 1896-1911, (2005).

Belward, A., y T. Loveland. *The DIS 1km Land Cover Data Set, global change.* The IGBP Newsletter, #27 http://www-surf.larc nasa.gov/surf/pages/ftppage.html,(1996).

Bodhaine, B.A., N.B. Wood, E.G. Dutton y J.R. Slusser. *On Rayleigh Optical Depth Calculations*. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 16, 1854-1861, (1999).

Bohren, C.F. y D.R. Huffman. *Absorption and scattering of light by small particles*. Wiley, New York, 530 pp, doi: 10.1002/9783527618156 (1983).

Bush, B.C., y F. Valero. *Surface aerosol radiative forcing at Gosan during the ACE-Asia campaign*. J. Geophys. Res., 108, 8660, doi: 10.1029/2002JD003233, (2003).

Bustos, J.J., E. Cuevas, C. Marrero, S. Afonso. *Caracterización de masa de aire en la troposfera libre y en la capa de mezcla en Canarias.* 1ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Almería, (1998).

Bustos, J.J. y F.S. Delgado Trujillo. Sección de Estudios y Desarrollo del C.M.T. de Canarias Occidental, Instituto Nacional de Meteorología, Mayo, (2000).

Cachorro, V.E y L.L. Salcedo. *New improvements for Mie scattering calculations.* Journal of Electromagnetic Waves and Applications 5(9), pp. 913-926, (1991).

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

Cachorro, V.E., P. Durán y A.M. de Frutos. *Retrieval of vertical ozone using the Chappuis band with spectral resolution solar radiation measurements*. Geophys. Res. Lett. 23, 3325-3328, (1996).

Chandrasekhar, S. *Radiative Transfer*, Dover, New York, (1960).

Charlson, R.J., J. Langner, H. Rodher, C.B. Loevy y S. Warren. *Perturbation of Northern Hemisphere radiative balance by anthropogenic sulphate aerosol.* Tellus, 43A, 152-163, (1991).

Córdoba, C. y M. Gil. *El Lidar Micropulsado MPL ('MICRO PULSE LIDAR'). Descripción, procesamiento de datos y factores de corrección.* Informe Técnico del Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA), Ministerio de Defensa. Report Interno, (2008).

Cuadrat, J.M. y F. Pita. *Climatología.* Ediciones Cátedra (Grupo Anaya, S.A.), Madrid, (2000).

Cubasch, U., G.A. Meehl, G.J. Boer, R.J. Stouffer, y M. Dix. *Projections of future climate change*. *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. J. T. Houghton et al., Eds., Cambridge University Press, 525–582, (2001).

Cuevas, E. *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, (1995).

Cuevas, E., J.M. Baldasano, S. Rodríguez, P.M. Romero, S. Alonso-Pérez, S. Basart y C. Pérez. *Report of the Incidence of African dust instrusions at the Astronomical Observatories of the Canary Islands: characterization and temporal analysis,* (December 5, 2009).(*http://www.iac.es/site-testing/index.php?option=com_content&task=view&id=102&Itemid=121)*

Cuevas, E., M. Carretero, M.J. Blanco. *The Ozone Soundings Program at Izaña GAW Station: First Results*. WMO/ N° 91,21-24; WMO Region VI Conference on the Measurements and Modelling of

Atmospheric Composition Change including Pollution Transport; 4-8 Octubre, Sofia (Bulgaria), (1993).

D'Almeida, G.A., P. Koepke y E.P. Shettle. *Atmospheric Aerosol: Global Climatology and Radiative Characteristics*. A. Deepak, Hampton, Va., (1991).

Dahlback, A. y K. Stamnes. *A new spherical model for computing the radiation field available for photolysis and heating at twilight*. Planet. Space Sci., Vol. 39, pp 671–683, (1991).

Derimian, Y., J.F. Leon, O. Dubovik, I. Chiapello, D. Tanré, A. Sinyuk, F. Auriol, T. Podvin , G. Brogniez, y B.N. Holben. *Radiative properties of aerosol mixture observed during the dry season 2006 over M'Bour, Senegal (African Monsoon Multidisciplinary Analysis campaign).* J. Geophys Res, Vol. 113, D00C09, doi: 10.1029/2008JD009904, (2008).

Díaz, A.M. *Caracterización de los aerosoles atmosféricos y su influencia en los niveles de radiación UV en la región de Canarias*. Tesis doctoral, Universidad de La Laguna, España, (2006).

Dorta, P. *Las inversiones térmicas en Canarias*. Investigaciones Geográficas, 15, pp 109-126, (1996).

Dubisson, P., J.C. Buriez y Y. Fouquart. *High Spectral Resolution Solar Radiative Transfer in Absorbing and Scattering media, application to the satellite simulation*. J. Quant. Spec. Rad. Trans., 55(1), 103-126, (1996).

Dubovik, O. y M.D. King. *A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from sun and sky radiance measurements*, J. Geophys. Res. 105: 20,673–20,696, (2000).

Dutton, E.G., R.S. Stone, D.W. Nelson y B.G. Mendonca. *Recent interannual variations in solar radiation cloudiness, and surface temperature at the South Pole.* Journal of Climate, 4, 848-858, doi: 10.1175/1520-0442(1991)004<0848:RIVISR>2.0.CO;2.

Evans, K.F. y G.L. Stephens. *A new polarized atmospheric radiative transfer model*. J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer, 46, 413–423, (1991).

Font Tullot, I. *El mar de nubes sobre Canarias*, Madrid. Servicio Meteorológico Nacional (INM), Serie A. Memorias n° 13, (1943).

Font Tullot, I. *El Tiempo Atmosférico de las Islas Canarias*, Servicio Meteorológico Nacional (INM), Serie A. Memorias n° 26, (1956).

Fouquart, Y., B. Bonnel, y V. Ramaswamy. *Intercomparing shortwave radiation codes for climate studies*. Journal Geophysical Research, Vol. 96, pp 8955– 8968, (1991).

Fröhlich, C. y C. Wehrli. *Spectral Distribution of Solar Irradiance from 25.000 nm to 250 nm*. World Radiation Center, Davos, Switzerland, (1981) (cited from Iqbal, 1983).

Fröhlich, C. y R.W. Brusa. *Solar radiation and its variation in time*. Sol. Phys. 74, 209-215 (1981) (cited from Iqbal, 1983).

Fu, Q. *An accurate parameterization of the solar radiative transfer properties of cirrus clouds in climate models*. Journal of Climate, Vol. 9, pp 2058-2082, (1996).

Fu, Q. y K.N. Liou. *On the correlated k-distribution method of cirrus clouds*. Journal of the Atmospheric Sciences,Vol. 49, pp 2139-2156, (1992).

Fu, Q. y K.N. Liou. *Parameterization of the radiative properties of cirrus clouds*. Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 50, 13, pp 2008-2025, (1993).

Fu, Q., P. Yang, y W.B. Sun. *An accurate parameterization of the infrared radiative properties of cirrus clouds in climate models*. Journal of Climate, Vol. 11, pp 2223-2237,(1998).

García, 0. *Estudio de las propiedades radiativas de los aerosoles atmosféricos mediante técnicas de teledetección. Forzamiento Radiativo*. Tesis Doctoral, Universidad de La Laguna, (2008b).

García, O.E., A.M. Díaz, F.J. Expósito, J.P. Díaz, J. Gröbner y V.E. Fioletov. *Cloudless aerosol forcing efficiency in the UV region from AERONET and WOUDC databases*. Geophys. Res. Lett., 33, L23803, doi:10.1029/2006GL026794, (2006).

García, O.E., A.M. Díaz, F.J. Expósito, J.P. Díaz, O. Dubovik, P. Dubuisson, J.C. Roger, T.F. Eck, A. Sinyuk, Y. Derimian, E.G. Dutton, J.S. Schafer, B.N. Holben y C.A. García. *Validation of AERONET estimates of atmospheric solar fluxes and aerosol radiative forcing by ground-based broadband measurements*. *J. Gheophys. Res*., 113, D21207, doi: 10.1029/2008JD010211, (2008c).

García, O.E., A.M. Díaz, F.J. Expósito, J.P. Díaz, A. Redondas y T. Sasaki. *Aerosol radiative forcing and forcing efficiency in the UVB for regions affected by Saharan and Asian mineral dust*. J. Atmos. Sci., doi: 10.1175/2008JAS2816.1, (2008d).

García, O.E., F.J. Expósito, J.P. Díaz y A.M. Díaz. *Radiative forcing under mixed aerosol conditions.* J. Geophys. Res., 116, D01201, doi: 10.1029/2009JD013625, (2011).

García, R.D. *Análisis de la capacidad de los modelos de transferencia radiativa para la calibración de los radiómetros: Aplicación al radiómetro NILU-UV*. Diploma de Estudios Avanzados (DEA), Universidad de Valladolid. Nota Técnica Digital N° 4 del Centro de Investigación Atmosférico de Izaña (NTD CIAI-4). Edita: Agencia Estatal de Meteorología. Ministerio de Medio Ambiente y Medio Marino y Rural. NIPO 784-09-012-2 (2008a).

Gilgen, H., C. Whitlock, F. Koch, G. Müller, A. Ohmura, D. Steiger y R. Wheeler. *Technical Plan for BSRN (Baseline Surface Radiation Network) Data Management*. Version 2. WMO/TD-No. 443, WCRP/WMO, (1995).

Gilgen, H., M. Wild y A. Ohmura. *Means and trends of shortwave irradiance at the surface estimated from GEBA.* Journal of Climate,11, 2042-2061, (1998).

Gueymard, C. *Parameterized transmittance model for direct beam and circumsolar spectral irradiance*.

Solar Energy, Vol.. 71: 325-346 (2001).

Gueymard, C. *The sun's total and spectral irradiance for solar energy applications and solar radiation models*, Solar energy, 76, 423–453, (2003).

Haltore, R.N., D. Crisp, S.E. Schwartz, G.P. Anderson, A. Berk, B. Bonnel, O. Boucher, Fu-Lung Chang, Ming-Dah Chou, E.E. Clothiaux, P. Dubuisson, B. Fomin, Y. Fouquart, S. Freidenreich, C. Gautier, S. Kato, I. Laszlo, Z. Li, J.H. Mather, A. Plana-Fattori, V. Ramaswamy, P. Ricchiazzi, Y. Shiren, A. Trishchenko y W. Wiscombe. *Intercomparison of shortwave radiative transfer codes and measurements*. Journal of Geophysical Research, Vol. 110, D11206, 18pp, (2005).

Haltore, R.N., S.E. Schwartz, J.J. Michalsky, G.P. Anderson, R.A. Ferrare, B.N. Holben y H.M.Ten Brink. *Comparison of model estimated and measured direct-normal solar irradiance.* Journal of Geophysical Research, Vol. 102, 25, pp 29991-30002, (1997).

Hay, J.E. *Solar radiation data: validation and quality control*. Renewable Energy, Vol. 3 n° 4/5, pp 349-355, (1993)

Hegner, H., G. Müller, V. Nespor, A. Ohmura , R. Steigrad y H. Gilgen. *Technical Plan for BSRN Data Management*. WMO/TD-No. 882, WCRP/WMO, (1998).

Heimo, A., A. Vernez y P. Wasserfallen. *Baseline Surface Radiation Network (BSRN). Concept and Implementation of a BSRN Station.* WMO/TD-No. 579, WCRP/WMO, (1993).

Hess, M., P. Koepke y I. Schult. *Optical Properties of Aerosols and Clouds: The Software Package OPAC*. Bull. Amer. Meteor. Soc. Vol. 79, N-5, 831-844, (1998).

Heymsfield, A.J. y C.M.R. Platt. *A parameterization of the particle size spectrum of ice clouds in term of ambient temperature and the ice water content*. Journal Atmos. Sci., Vol. 41, pp 846-855, (1984).

Hoaglin, D., F. Mosteller y J. Tukey. *Understanding Robust and Exploratory Data Analysis.* Wiley, New York, 447 pp, (1983).

Holben, B.N., D. Tanré, A. Smirnov, T.F. Eck, I. Slutsker, N. Abuhassan, W.W. Newcomb, J. Schafer, B. Chatenet, F. Lavenue, Y.J. Kaufman, J. Vande Castle, A. Setzer, B. Markham, D. Clark, R. Frouin, R. Halthore, A. Karnieli, N.T. O'Neill, C. Pietras, R.T. Pinker, K. Voss y G. Zibordi. *An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol Optical Depth from AERONET*. J. Geophys. Res., 106, 12067-12097, (2001).

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

Holges, G. *Searching for Global Dimming Evidence at SGP and Update of ARM Submissions to BSRN.*

Fourteenth ARM Science Team Meeting Proceedings, Albuquerque, New Mexico, March 22-26, (2004).

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis.* Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, (2007a).

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). *Climate Change 2007: Synthesis Report,* Ginebra, Suiza, (2007b).

Iqbal M. *An introduction to solar radiation*. Academic Press, (1983).

Jansa Guardiola, J. M. *Manual del Observador de Meteorología.* 2ª Edición, Publicaciones del Instituto Nacional de Meteorología (INM) B-12, Madrid, (1968,1985).

Kandler, K., N. Benker, U. Bundke, E. Cuevas, M. Ebert, P. Knippertz, S. Rodríguez, L. Schütz y S. Weinbruch. *Chemical composition and complex refractive index of Saharan Mineral Dust at Izaña, Tenerife (Spain) derived by electron microscopy.* Atmospheric Environment, Vol. 41, Issue 37, 8058, (2007).

Key, J., P. Yang, B. Baum y S. Nasiri. *Parameterization of shortwave ice cloud optical properties for various particle habits*. J. Geophys. Res., Vol. 107, D13, 10.1029/2001JD000742, (2002).

Kiehl, J.T., y K.E. Thenberth. *Earth's Annual Global Mean Energy Budget*. Bull. Amer. Meteor. Soc., 78(2), 197-208, (1997).

Knollenber, R.G. *The optical array: an alternative to scattering and extinction for airborne particle size determination*. Journal Appl. Meteor. , Vol. 9, pp 86-103, (1970).

Kurucz, R. *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, (1992).

Kylling, A., A. Dahlback y B. Mayer. *The effect of clouds and Surface Albedo on UV Irradiances at a High Latitude Site.* Geophysical Research Letters, Vol. 27, 9, pp 1411-1414, (2000a).

Kylling, A., K. Stamnes, y S.C. Tsay. *A reliable and efficient two-stream algorithm for spherical radiative transfer: documentation of accuracy in realistic layered media*. J. Atmos. Chem., 21, 115–150, (1995).

Kylling, A., T. Persen, B. Mayer y T. Svenoe. *Determination of an effective spectral surface albedo from ground-based global and direct UV irradiance measurements.* Journal of Geophysical Research, Vol. 105, D4, pp 4949-4959, (2000b).

Lanzante J.R. *Resistant, robust and nonparametric techniques for the analysis of climate data: Theory and examples including applications to historical radiosonde station data*. International Journal of Climatology, 16, 1197-1226, (1996).

Liou, K.N. *Radiation and climate processes in the atmosphere: Theory, Observation and Modelling*. Oxfort University Press, (1992a).

Liou, K.N. *Radiation and Cloud Processes in the Atmosphere: Theory, Observation, and Modeling.* Oxford University Press, New York, 487 pp, (1992b).

Liou, K.N., J.L. Lee, S.C. Ou, Q. Fu y Y. Takano. *Ice cloud microphysics, radiative transfer, and large-scale cloud processes*. *Meteor. Atmos. Phys.*, Vol. 40, pp 41-50, (1990a).

Liou, K.N., S.C. Ou y G. Koenig. *An investigation on the climatic effect of contrail cirrus. In Air Traffic and the Environment Background, Tendencies and Potential Global Atmospheric Effects*. U. Schumann (Ed.), Lecture Notes in Engineering, Springer-Verlag, pp 154-169, (1990b).

Liou, K.N., Y. Gu, Q. Yue y G. McFarguhar. *On the correlation between ice water content and ice crystal size and its application to radiative transfer and general circulation models.* Geophysical Research Letters, Vol. 35, L13805, 6 pp, (2008).

Liu B. Y. H. y R. C. Jordan. *The interrelationship and characteristics distribution of direct, diffuse, and total solar radiation*. Solar Energy 4: 1-19, doi: 10.1016/0038-092X(60)90062-1, (1960).

Long C.N. y E.G. Dutton. *BSRN Global Network recommended QC tests, V2.0*, BSRN Technical Report, (2002).

Long C.N. y Y. Shi. *The QCRad Value Added Product: Surface Radiation Measurement Quality Control Testing, Including Climatologically Configurable Limits*. Atmospheric Radiation Measurement Program Technical Report, ARM TR-074, 69 pp, (2006)

Long C.N., Gotseff P. y Dutton E.G. *Investigation of the downwelling LW differences between the Niamey AMF main and supplementary sites.* Atmospheric Radiation Measurement Program Technical Report, DOE/SC-ARM/TR-083, 22 pp, (2008).

Long, C.N., y T.P. Ackerman. *Identification of clear skies from broadband pyranometer measurements and calculation of downwelling shortwave cloud effects*. J. Geophys. Res., 105,15609-15626, (2000).

Malicet, J., D. Daumont, J. Charbonnier, C. Parisse, A. Chakir, y J. Brion. *Ozone UV spectroscopy. II Absorption cross-sections and temperature dependence*. J. Atmos. Chem., 21, 263–273, (1995).

Manual CGR4. *Pyrgeometer*. Kipp & Zonen. Manual Version 0806, (2006).

Manual CH1. *Normal Incidende Pyrheliometer*. Kipp & Zonen. Manual Version 0706, (2001).

Manual CMP Serie – CMA Serie. *Pyranometer/Albedometer*. Kipp & Zonen. Manual Version 0806, (2006).

Manual Yankee Environmental Systems, *UVB-1 Ultraviolet Pyranometer,* Installation and User Guide, Version 2.04, (2008).

Mayer, B. *I3RC phase 1 results from the MYSTIC Monte Carlo model, in Intercomparison of three-dimensional radiation codes: Abstracts of the first and second international workshops*. University of Arizona Press, ISBN 0-9709609-0-5, (1999).

Mayer, B. *I3RC phase 2 results from the MYSTIC Monte Carlo model, in: Intercomparison of three-dimensional radiation codes: Abstracts of the first and second international workshops*, University of Arizona Press, ISBN 0-9709609-0-5, (2000).

Mayer, B. y A. Killing. *Technical note: The LibRadtran software package for radiative transfer calculations description and examples of use.* Atmos. Chem. Phys., 5, 1855–1877, (2005).

McArthur, L.J.B. *Baseline Surface Radiation Network (BSRN). Operations Manual*, WMO/TD-No. 879, WCRP/WMO, (2004).

Molina, L.T. y M.J. Molina. *Absolute absorption cross sections of ozone in the 185- to 350-nm wavelength range*. Journal Geophysical Research, Vol. 91, 14, pp 14501–14508, (1986).

Myers, D.R., I. M. Reda, S.M. Wilcox y T.L. Stoffel. *Uncertainty Analysis for Broadband Solar Radiometric Instrumentation Calibrations and Measurements: An Update*. World Renewable Energy Congress VIII, Denver, Colorado, August 28 – September 3, (2004).

Nakajima, T. y M. Tanaka. *Matrix Formulations for the Transfer of Solar Radiation in a Plane-Parallel Scattering Atmosphere*. J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer, 35, 13-21, (1986).

Ohmura, A. Y H. Lang. *Secular variation of global radiation over Europa, in Current Problems un Atmospheric Radiation.* Edited by J. Lenoble y F. Geleyn, pp 98-301, Deepak, Hampton, VA, (1989).

Ohmura, A., E.G. Dutton, B. Forgan, C. Fröhlich, H. Gilgen, H. Hegner, A. Heimo, G.K. Langlo, B. McArthur, G. Müller, R. Philipona, R. Pinker, C.H. Whitlock, K. Dehne y M. Wilda. *Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WCRP): New Precision Radiometry for Climate Research*, Bulletin of the American Meteorological Society, Vol. 79, 10, pp 2115-2136, (1998).

Pierluissi, J.H. y G.S. Peng. *New molecular transmission band models for LOWTRAN*, Optical Engineering, 24, 541-547, (1985).

Prats, N. *Utilización del fotómetro Cimel (AERONET) para el análisis de parámetros microfísicos y radiativos del aerosol atmosférico en el suroeste de la Península Ibérica*. Tesis Doctoral, Universidad de Valladolid, (2009).

Prescott, J.A. *Evaporation from a water surface in relation to solar radiation*. Trans. R. Soc. S.Austr., 64:114-118, (1940).

Prospero, J.M., R. Schmitt, E. Cuevas, D. Savoie, W. Graustein, K. Turekian, A. Volz-Thomas, A. Diaz, S. Oltmans y H. Levy II. *Temporal Variability of Summer-time Ozone and Aerosols in the Free Troposphere over the Eastern North Atlantic*. Journal Geophysical Research. Vol. 22, 21, pp 2925–2928, (1995).

Rajeev, K., y V. Ramanathan. *Direct observations of clear-sky aerosol radiative forcing from space during the Indian Ocean Experiment*. J. Geophys. Res., 106(D15), 17221-17235, (2001).

Ricchiazzi, P., S. Yang, C. Gautier y D. Sowle. *SBDART: A research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the Earth's atmosphere.* Bull. Am. Met. Soc. 79, 2101-2114, (1998).

Rietvel, M.R. *A new method for estimating the regression coefficients in the formula relating solar radiation to sunshine*. Agriculture Meteorological, 19:243-252, (1978).

Rodríguez, S., A. Alastuey, S. Alonso-Pérez, X. Querol, E. Cuevas, J. Abreu-Afonso, M. Viana, M. Pandolfi, y J. de la Rosa. *Transport of desert dust mixed with North African industrial pollutants in the subtropical Saharan Air Layer.* Atmos. Chem. Phys. Discuss., 11, 8841-8892, doi:10.5194/acpd-11-8841-2011, (2011).

Rodriguez, S., Y. González, E. Cuevas, R. Ramos, P.M. Romero, J. Abreu-Afonso y A. Redondas. *Atmospheric nanoparticle observations in the low free troposphere during upward orographic flows at Izaña Mountain Observatory*. Atmospheric Chemistry and Physics, 9, 17, 6,319-6,335, doi:10.5194/acp-9-6319-2009, (2009).

Roger, J.C., M. Mallet, P. Dubuisson, H. Cachier, E. Vermote, O. Dubovik y S. Despiau. *A synergetic approach for estimating the local direct aerosol forcing: Application to an urban zone during the ESCOMPTE experiment*. *J. Geophys. Res.*, 111, D13208, doi:10.1029/2005JD006361, (2006).

Romero, P.M., C. Marrero, S. Alonso-Pérez, E. Cuevas y S. Afonso. *Una climatología del agua precipitable en la región subtropical sobre la Isla de Tenerife.* Nota Técnica Digital N° 6 del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña (NTD CIAI-6), Edita: Agencia Estatal de Meteorología. Ministerio de Medio Ambiente y Medio Marino y Rural, Fase de preparación, (2011).

Romero, P.M., E. Cuevas, R. Ramos, M. Valdés y M. Schneider. *Programa de vapor de agua en columna del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña: Análisis e Intercomparación de diferentes Técnicas de Medida*. Nota Técnica Digital N° 1 del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña (NTD CIAI-1), Edita: Agencia Estatal de Meteorología. Ministerio de Medio Ambiente y Medio Marino y Rural, NIPO: 784-09-009-9, (2009).

Romero, P.M, M.C. Romero y E. Cuevas. *Espesor Óptico de aerosoles a partir de medidas directas del sol y de medidas de irradiancia global y difusa*. *Comparación*. 3ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica (4-8 Febrero Valencia), (2002).

Sanroma, E., E. Palle y A. Sanchez-Lorenzo. *Long-term changes in insolation and temperatures at*

different altitudes. Environmental Research Letters 5 -024006 (6 pp), doi: 10.1088/1748-9326/5/2/024006, (2010).

Schafer, J.S, B.N. Holben, T.F. Eck, M.A. Yamasoe y P. Artaxo. *Atmospheric effects on insolation in the Brazilian Amazon: Observed modification of solar radiation by clouds and smoke and derived single scattering albedo of fire aerosols*. *J. Geophys. Res.,* 107, 8074, (2002a).

Schafer, J.S., T.F. Eck, B.N. Holben, P. Artaxo, M.A. Yamasoe y A.S. Procopio. *Observed Reductions of Total Solar Irradiance by Biomass-Burning Aerosols in the Brazilian Amazon and Zambian Savanna*. *Geophys. Res. Lett.,* 29, 1823, (2002b).

Schreder, J. *Standard calibration method*, CMS-Ing. Dr. Schreder GMBH Company. Kirchbichl, Austria. http://www.schreder-cms.com, (2006).

Schuster, G.L. y O. Dubovik. *Use of AERONET Aerosol Retrievals to Calculate Clear-Sky Irradiance at the Surface.* Twelfth ARM Science Team Meeting Proceedings, St. Petersburg, Florida, April 8-12, (2002).

Shettle, E.P. *Models of aerosols, clouds and precipitation for atmospheric propagation studies.* In AGARD Conference Proceedings N° 454, Atmospheric propagation in the uv, visible, ir and mm-region and related system aspects, (1989).

Shi, Y. y C.N. Long. *Preliminary analysis of surface radiation measurement data quality at the SGP Extended Facilities*. In *Proceedings of the Thirteenth Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Science Team Meeting*, U.S. Department of Energy, ARM-CONF-2003, (2003).

Siegel, S. y N. Castellan. *Nonparametric Statistics for the Behaviourial Sciences*. McGraw—Hill, New York, 399 pp, (1988).

Smirnov, A., B.N. Holben, A. Lyapustin, I. Slutsker y T.E. Eck. *AERONET processing algorithms refinement*. AERONET Workshop, 10-14 Mayo, El Arenosillo, España, (2004).

Smirnov, A., B.N. Holben, T.F. Eck, O. Dubovik y I. Slutsker. *Cloud screening and quality control algorithms for the AERONET database*. Remote Sensing of Environment, Vol. 73, pp 337–349, (2000).

Sneyers, R. *Sobre el análisis estadístico de las series de observaciones.* OMM, Nota Técnica 143. OMM-N° 415, Genova, (1975).

Spencer, J. W. *Fourier Series Representation of the Position of the Sun*. Search 2(5), 172p. (1971)

Stamnes, K., S. Tsay, W. Wiscombe y K. Jayaweera. *A numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiativa transfer in multiple scattering and emitting layered media*. Appl. Opt., 27, 2502–2509, (1988).

Stamnes, K., S.C. Tsay, W. Wiscombe y I. Laszlo. *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, (2000).

Stanhill, G. y S. Cohen. *Global dimming: A review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation.* Agricultural and Forest Meteorology, 107, 255-278, doi: 10.1016/S0168-1923(00)00241-0.

Toledano, C. *Climatología de los aerosoles mediante la caracterización de propiedades ópticas y masas de aire en la estación El Arenosillo de la red AERONET*. Tesis doctoral, Universidad de Valladolid, (2005).

Torres, C., E. Cuevas y J.C. Guerra. *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).

Trenberth, K.E., J. T. Fasullo y K. Jeffrey. *Earth's Global Energy Budget*. American Meteorological Society, DOI:10.1175/2008BAMS2634.1, (2009).

U.S. Standard Atmosphere, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., (1976).

Van de Hulst, H.C. *Light Scattering by Small Particles*. *Wiley*, New York, EE.UU. (1957).

Weihs, P., S. Simic, W. Laube, W. Mikielewicz, G. Rengarajan y M. Mandl. *Albedo influence on surface UV irradiance at the High Mountain Observatory (3106 m altitude)*. Journal of Applied Meteorolory, Vol. 38, pp 1599– 1610, (1999).

WHO. "*Global Solar UV Index: a practical guide"*. World Health Organization (WHO), World Meteorological Organization (WMO), United Nations Environment Programme (UNEP), International Commission on Non-Ionizing Radiation Protection, (ICNRP), Geneva, (2002).

Wild, M. *Global dimming and brightening: A review.* Journal of Geophysical Research, Vol. 114, D00D16, doi:10.1029/2008JD011470, (2009).

Wild, M., H. Gilgen, A. Roesch, A. Ohmura, C.N. Long, E.G. Dutton, B. Forgan, A. Kallis, V. Russak y A. Tsvetkov. *From Dimming to Brightening: Decadal Changes in Solar Radiation at Earth's Surface.* Science, 308, 847-850, doi:10.1126/science.1103215, (2005).

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

World Meteorological Organization. *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*. WMO-No. 8, Seventh Edition, (2008).

World Meteorological Organization. *Guidelines on Quality Control Procedures for Data from Automatic Weather Stations*. Geneva, Switzerland, 13-16 October, (2004).

Xia, X., H. Chen, Z. LI, P. Wangy y J. Wang. *Significant reduction of surface solar irradiance induced by aerosols in a suburban region in northeastern China*. J. Geophys. Res., 112, D22S02, doi:10.1029/2006JD007562, (2007).

Xin, Xi. *Impacts of Atmospheric Aerosols on the Partition of Direct and Diffuse Components of PAR and Solar Shortwave.* Fall EAS 8803 Special Topics on Radiative Transfer, (2007).

Yang, P., K.N. Liou, K. Wyser y D. Mitchell. *Parameterization of the scattering and absorption properties of individual ice crystals*. Journal Geophysical Research, Vol. 105(D4), pp 4699-4718, (2000).

Yu, H., Y.J. Kaufman, M. Chin, G. Feingold, L.A. Remer, T.L. Anderson, Y. Balkanski, N. Bellouin, O. Boucher, S. Christopher, P. Decola, R. Kahn, D. Koch, N. Loeb, M.S. Reddy, M. Schulz, T. Takemura, M. Zhou. *A review of measurement-based assessments of the aerosol direct radiative effect and forcing*. Atmos. Chem. Phys., 6, 613–666, (2006).

Grupo de Óptica Atmosférica - Universidad de Valladolid

GOA-UVA