

**IMPACTO DE LAS NUBES DE POLVO SAHARIANO SOBRE LAS
MEDIDAS DE LA COLUMNA DE OZONO DESDE FOTÓMETROS
ORBITALES ORIENTADOS AL NADIR**

Memoria para optar al título de doctor en Ciencias Físicas,
presentada por:

Francisco Javier Andrey Andrés

Director:

Dr. Manuel Gil Ojeda

Área de Instrumentación e Investigación Atmosférica
Dpto. de Observación de la Tierra, Teledetección y Atmósfera
Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial

Tutor:

Dra. Carmen Morant Zacarés

Dpto. Física Aplicada
Universidad Autónoma de Madrid

Madrid, 2011

A Yasmine
A mi familia

Agradecimientos

Han pasado cinco años desde que me embarqué en la aventura de convertirme en doctor y comenzar una carrera de investigador. Cinco años desde que llegué al área de atmósfera del INTA, cambiando los nanotubos de carbono y su conductividad en el laboratorio de recubrimientos y nanoestructuras de la Universidad Autónoma de Madrid por la física atmosférica de la cuál yo no poseía demasiados conocimientos. En todo ese tiempo han sido incontables los apoyos que he recibido de muy diversas procedencias sin los cuáles no hubiera sido posible culminar este trabajo.

En primer lugar he de agradecer el apoyo fundamental y continuo de mi director de tesis, Manuel Gil Ojeda. Ha sabido estar a mi lado en lo laboral y en lo personal en todo momento. Sin su guía y orientación a lo largo de estos cinco años este trabajo jamás habría llegado a buen puerto. Mucho de lo que he aprendido de esta profesión se lo debo a él.

El Área de Instrumentación e Investigación Atmosférica (AIIA) ha estado de igual forma presente desde la primera a la última línea de esta tesis: María, Mónica, Carmen, Olga, Sara, Chirri, Juan Antonio, Nacho, Marga, Javier Iglesias, Nicolás, Javier Sánchez, Rosa de la Torre, Ana y Maribel. Han sido apoyo, han revisado textos, han proporcionado datos, han discutido los resultados y un largo etcétera en el cual, si lo detallara, siempre dejaría algo.

Tampoco puedo olvidarme de Mar, Benito, Jose Antonio y Jose Manuel, también pertenecientes al AIIA pero trabajando en la Estación de Sondeos del Arenosillo (ESAt) en la sede del INTA en Huelva, sus conocimientos tanto en el campo de aerosoles como de ozono me han ayudado a simplificar y acortar el necesario tiempo de reconversión desde la física de materiales a la física atmosférica.

Las campañas aeroportadas, uno de los pilares fundamentales de esta tesis, no hubieran sido posible si además del AIIA no hubieran participado también otros miembros del instituto, María y Bartolome de Plataformas aéreas de Investigación (PAI) a través de la coordinación logística de la aeronave, Juan Antonio que ha mantenido en perfecto estado un avión de más de 25 años, etcétera. Óscar, Miguel, Rafa y todo el Área de Ensayos en Vuelo y Armamento (AEVA), responsables de la instalación y correcto funcionamiento de toda la instrumentación científica embarcada junto con el laboratorio de operaciones de ensayos en vuelo que elaboraron el plan de vuelo de estas campañas.

No puedo dejar de mencionar a los pilotos del Centro Logístico de Armamento y Experimentación (CLAEX) pertenecientes al Ejército del Aire que han ejecutado de manera ejemplar los requerimientos del plan de vuelo de las campañas TROMPETA simplificando todos los trá-

mites y la operación del avión, no sólo durante las campañas TROMPETA, sino en todas las campañas posteriores que he coordinado y participado desde 2006.

Tampoco se me debe olvidar todo el personal del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña (CIAI) y en especial Silvia, Emilio, Alberto, Juanjo, Matthias. Me facilitaron hasta el extremo la coordinación de la campaña TROMPETA 2006 y el análisis e interpretación de los resultados.

Los datos de los fotómetros CIMEL empleados en este trabajo han sido obtenidos gracias al esfuerzo de Philippe Gouloub (fotómetro de Izaña) y Emilio Cuevas del CIAI (fotómetro de Santa Cruz). Matthias Schneider me ha proporcionado las series de datos de ozono del espectrómetro FTIR instalado en Izaña; Mark Webber de la universidad de Bremen mantiene los datos de los instrumentos SCIAMACHY y GOME mediante el algoritmo WFDOAS, mientras que los datos del instrumento TOMS en sus versiones 7 y 8 y del instrumento OMI han sido proporcionados por Richard McPeters perteneciente al Goddard Space Center de la NASA. Sin todos ellos este trabajo no habría visto la luz.

Sonia M. Kreidenweis de la universidad de Colorado y Pedro Dorta-Antequera de la universidad de la Laguna me facilitaron tanto libros como artículos y referencias enviándome la documentación en papel a casa muy gentilmente. No puedo, cuanto menos, mencionar sus nombres.

Carmen y Eduardo, mis antiguos jefes en la Universidad Autónoma de Madrid, y el resto del personal del laboratorio de recubrimientos y nanoestructuras del departamento de física aplicada de la UAM, que me dieron la posibilidad de empezar una carrera investigadora. Siempre guardaré con mucho cariño los 15 meses que trabajé con ellos.

Por último, también quiero agradecer a mi familia, a mis amigos y a toda la comunidad española de investigación en aerosoles el apoyo y soporte proporcionado durante todo este tiempo.

Índice general

1. Antecedentes y objetivos	1
1.1. Antecedentes	1
1.2. Objetivos y metodología general	4
1.3. Descripción de los capítulos de la tesis	5
2. Conceptos generales	7
2.1. El Ozono	7
2.1.1. Distribución global del ozono en la atmósfera	9
Variaciones temporales de ozono	10
2.1.2. Destrucción planetaria del ozono	12
2.1.3. Espectro de absorción del ozono en los rangos UV y visible. Rangos potenciales de medida.	13
2.2. Transferencia radiativa	14
2.3. Los aerosoles atmosféricos	17
2.3.1. Origen de los aerosoles atmosféricos y composición química	18
Aerosoles de origen marino	20
Aerosoles de origen biológico	21
Aerosoles de origen volcánico	21
Aerosoles procedentes de la quema de biomasa	21
Aerosoles de origen industrial	21
Hollines y productos de la quema de combustibles fósiles	21
Aerosoles de origen desértico	22
2.3.2. El tamaño y la forma de los aerosoles y su medida	22
2.3.3. Propiedades ópticas de los aerosoles atmosféricos	22
El índice de aerosoles del TOMS (AI)	25
2.4. Anomalías de ozono causadas por intrusiones de polvo desértico	25
3. Metodología	27
3.1. Metodología 1: Estudio de errores en la medida de ozono durante casos de estudio muy bien caracterizados	27
3.1.1. El modelo para el cálculo de errores previstos en la medida de ozono de T&B	27
El algoritmo versión 7 del instrumento TOMS	29
El modelo de transferencia radiativa empleado en este trabajo: LibRadtran	31
3.1.2. Las campañas aeroportadas TROMPETA	32
Emplazamiento	32
Fechas de las campañas	32
Caracterización de la atmósfera Canaria bajo condiciones de intrusión sahariana	32

Lanzamiento y desarrollo de las campañas	33
3.1.3. Obtención de los errores previstos en la medida de ozono según el modelo de T&B	34
Caracterización de la atmósfera en LibRadtran	34
3.1.4. Variaciones de ozono de corto periodo observadas	37
3.1.5. Comparación de las variaciones observadas y los errores previstos según el modelo de T&B	37
3.2. Metodología 2: Correlación estadística entre variaciones de ozono y concentración de aerosoles desérticos	37
3.2.1. El índice color (CI) como estimador de la carga de aerosoles	38
4. Instrumentación y datos empleados	41
4.1. Instrumentación de ozono	41
4.1.1. Instrumentación de Tierra	41
Espectrofotómetro de tierra BREWER (rango UV)	41
Espectrómetro de tierra INTA/DOAS RASAS (rango visible)	43
Espectrómetro de tierra Bruker IFS 125 HR (rango IR)	46
4.1.2. Instrumentación aeroportada	46
Sondas de ozono embarcadas en globo	46
Monitor de ozono “in situ“ 2B-Tech embarcado en avión	48
4.1.3. Espectrómetros orbitales UV-Vis al nadir	50
Espectrofotómetro orbital TOMS	50
Espectrómetro GOME	51
Espectrómetro SCIAMACHY	51
Espectrómetro orbital OMI	52
Espectrómetro GOME 2	53
4.2. Instrumentación de aerosoles	54
4.2.1. Instrumentación de tierra	54
Fotómetros CIMEL	54
4.2.2. Instrumentación aeroportada	55
Sonda PCASP-100X	55
4.3. La plataforma aeroportada INTA C212 para investigación atmosférica	58
4.3.1. Medida de variables meteorológicas desde el avión	60
Medida de temperatura: Sonda Goodrich model 102	60
4.4. Modelos de predicción de polvo desértico	60
4.4.1. Modelo BSC/DREAM	60
4.4.2. SKIRON	61
4.4.3. NAAPS	62
4.4.4. Retrotrayectorias HYSPLIT	62
5. Resultados: 1. Estimación del error cometido en la medida de ozono debido al polvo sahariano durante las campañas TROMPETA	65
5.1. Reproducción del modelo de errores de T&B	65
5.1.1. Comparación de los resultados de ambos modelos	66
5.2. Caracterización de la atmósfera durante las campañas aeroportadas TROMPETA	68
5.2.1. Preparación de las campañas y boletines de predicción	69
5.2.2. Meteorología causante de las intrusiones de polvo	69
Campaña TROMPETA 2005	69
Campaña TROMPETA 2006	71

5.2.3.	Evolución del espesor óptico de aerosoles y del exponente de Ångstrom durante las campañas TROMPETA	72
5.2.4.	Perfiles verticales de temperatura y humedad con instrumentación estándar (globo)	75
5.2.5.	Perfiles verticales de ozono con instrumentación estándar (globo)	77
5.2.6.	Trayectorias de los perfiles verticales del avión	78
5.2.7.	Validación de las medidas de temperatura del avión	79
5.2.8.	Medidas de ozono de la plataforma aeroportada	82
5.2.9.	Perfiles verticales de la distribución de tamaños de aerosoles	83
5.3.	Obtención de los errores previstos según el modelo de T&B	88
5.3.1.	Caracterización de la atmósfera en LibRadtran	88
	Fecha y perfiles de ozono	88
	Parámetros de aerosoles	88
5.3.2.	Errores previstos por el modelo de T&B	89
5.4.	Anomalías de ozono observadas por la instrumentación de ozono disponible	92
6.	Resultados: 2. Extensión del estudio de las anomalías de ozono de corto periodo mediante análisis estadístico de series largas de datos	97
6.1.	Validación del índice de color	97
6.1.1.	Normalización	98
6.1.2.	Filtrado	99
6.1.3.	Estudio de la correlación entre el CI y el AOD	101
6.2.	Estudio estadístico de las anomalías de ozono	103
6.2.1.	Series temporales de anomalías empleadas	103
	Dependencia de la columna de ozono respecto del AOD estimado	103
7.	Conclusiones	107
7.1.	Estimación del error cometido en la medida de ozono durante las campañas TROMPETA	107
7.2.	Extensión del estudio de las anomalías de ozono de corto periodo mediante análisis estadístico de series largas de datos	108
8.	Líneas presentes y futuras	111
	Bibliografía	124
	Listado de figuras	127
	Listado de cuadros	129
A.	Fichero de configuración del modelo LibRadtran utilizado	131

Capítulo 1

Antecedentes y objetivos

1.1. Antecedentes

En los años 70 del pasado siglo [Molina y Rowland \(1974\)](#) alertaron sobre la posibilidad de que halógenos, fundamentalmente cloro, procedentes de CFCs¹, perturbaran la capa de ozono. En el año 1985 el British Antarctic Survey publicó por vez primera resultados de fuertes reducciones en la columna de ozono sobre el continente antártico durante los meses de primavera ([Farman et al., 1985](#)). Este fenómeno de grandes dimensiones comenzó a ser internacionalmente conocido como el “agujero de ozono”.

El agujero (fig. 1.1) fue interpretado por la comunidad científica atmosférica como una manifestación sinóptica de un fenómeno de escala global: la destrucción catalítica del ozono por parte del cloro ([Solomon et al., 1986](#)). A partir de ese momento se redoblaron los esfuerzos por mejorar el conocimiento de los mecanismos que tienen lugar y las técnicas de medida bajo distintas condiciones de iluminancia.

La destrucción de ozono por parte de compuestos halogenados es, por tanto, un problema global que exige observaciones con cobertura global. La única forma de obtener medidas en todo el globo en una escala corta de tiempo (1-3 días) es mediante instrumentación embarcada en satélite.

En 1978 la NASA² puso en órbita el primer instrumento de estas características, denominado TOMS³. Desde entonces, los métodos de análisis de este instrumento han ido evolucionando encontrándose en la actualidad el algoritmo en su versión 8 ([Bhartia, 2004](#)). Una nueva versión del algoritmo se encuentra actualmente en desarrollo en la que se reemplazarán las secciones eficaces de ozono de [Bass y Paur \(1985\)](#) por las de [Malicet et al. \(1995\)](#) y [Brion et al. \(1998\)](#)

Varios instrumentos gemelos al TOMS inicial fueron puestos en órbita conforme la vida útil de los instrumentos previos iba agotándose (fig. 1.2). La serie de datos proporcionada por los instrumentos TOMS se extiende desde 1978 hasta 2005. En 2004, la NASA puso en órbita

¹Clorofluorocarburos

²National Aeronautics and Space Agency

³Total Ozone Mapping Spectrometer

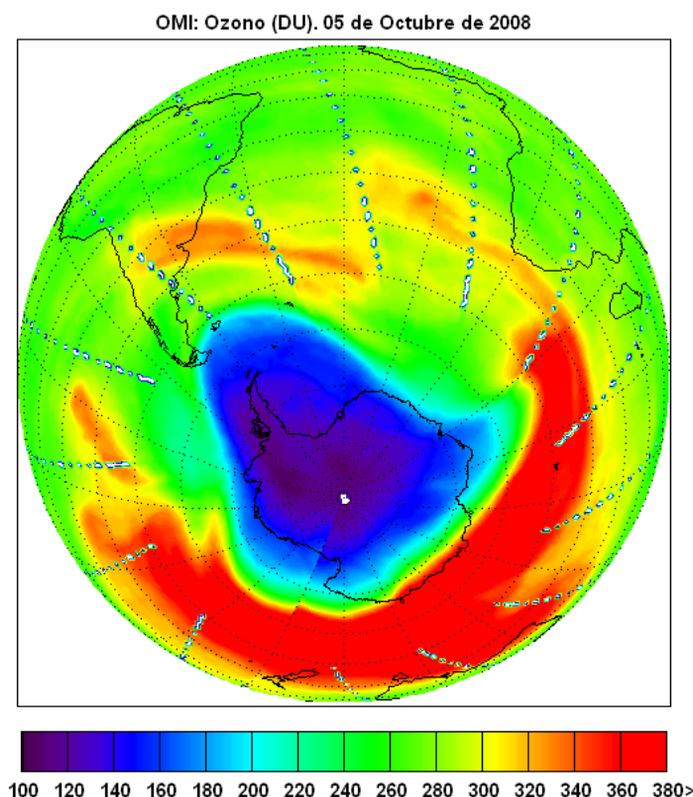


Figura 1.1: Agujero de ozono medido por el instrumento OMI el 5 de octubre de 2008

otro instrumento denominado OMI⁴, diseñado y fabricado por un consorcio entre Holanda y Finlandia, para suceder al TOMS a bordo del satélite AURA.

La técnica empleada por estos instrumentos es la más extendida para la medida de ozono. Se basa en el análisis de la radiación UV⁵ retrodifundida por la atmósfera, siendo la concentración de ozono función de la atenuación observada. Los investigadores Torres y Bhartia, miembros del grupo de NASA responsable de los algoritmos de los instrumentos TOMS, alertaron sobre la posibilidad de que esta técnica pudiera verse seriamente limitada en presencia de elevadas concentraciones de aerosoles desérticos. Estos autores, usando un modelo de transferencia radiativa, obtuvieron que las medidas de la columna total de ozono del instrumento TOMS deberían verse infravaloradas hasta un 10 % durante la influencia de severos episodios saharianos en altura (Torres y Bhartia, 1999, en lo sucesivo T&B). Los episodios saharianos, conocidos localmente como “calima”, son eventos en los que grandes cantidades de aerosoles desérticos son transportados de forma natural desde el desierto del Sahara.

Aunque los propios autores reconocieron que los resultados del modelo están fuertemente limitados por el conocimiento de las propiedades físicas (ópticas) de los aerosoles desérticos, el grupo de NASA responsable del tratamiento de datos decidió introducir una corrección basándose en la dependencia del espectro solar retrodifundido con partículas en suspensión. Para ellos

⁴Ozone Monitoring Instrument

⁵Ultravioleta

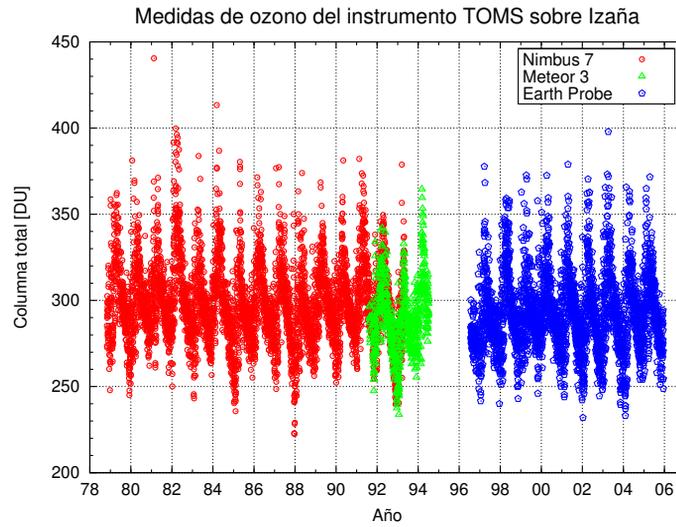


Figura 1.2: Medidas de ozono del instrumento TOMS a bordo los distintos satélites sobre el observatorio atmosférico de Izaña

definieron un '*Aerosol Index*' (AI) como relación entre intensidades de longitudes de onda. Según la NASA, la corrección proporciona una ligera mejora estadística en las medidas en regiones sometidas a periódicos eventos de intrusión desértica, con especial incidencia en el Gobi y, sobre todo, el Sahara (Bhartia, 2004). Sin embargo, nunca se realizaron comprobaciones experimentales de los resultados o “validaciones” del modelo, ante la dificultad de disponer de un observatorio con instrumentación fiable en las regiones afectadas por las intrusiones de polvo. Una especial dificultad la constituía la fuerte dependencia de la altura del techo de los aerosoles durante los episodios en el potencial impacto sobre la medida de ozono y lo complicado que resulta su medida.

En 2002, el AIIA⁶ del INTA⁷ instaló un LIDAR⁸ de aerosoles del tipo MPL⁹ para estudio de la distribución vertical de polvo en Santa Cruz de Tenerife como complemento a la instrumentación de espectrometría DOAS¹⁰ para medida de la columna de NO₂ que el INTA opera en el observatorio de Izaña desde 1993, merced a un convenio de colaboración con el INM¹¹ (Actualmente AEMET¹²) para investigación científica. El observatorio posee además instrumentación de alta calidad tanto para la medida de ozono como de aerosoles, entre ellos el patrón europeo de los espectrómetros Brewer que miden ozono, y un fotómetro CIMEL para medida del espesor óptico de aerosoles (<http://izana.org/>).

El INTA posee desde 1995 un avión modelo CASA C212-200 instrumentado para la caracterización de nubes y aerosoles. El empleo de esta plataforma y los sensores que lleva incorporados permite caracterizar “in situ” la concentración de aerosoles con resolución en tamaño, así como la concentración de ozono presente en la atmósfera. Las medidas de aerosoles realiza-

⁶ Área de Investigación e Instrumentación Atmosférica

⁷ Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial

⁸ Light Detection and Ranging. Instrumento para la medida de partículas en el aire por retrodifusión de fotones.

⁹ Micropulse Lidar

¹⁰ Differential Optical Absorption Spectroscopy

¹¹ Instituto Nacional de Meteorología

¹² Agencia Estatal de Meteorología

das por el avión permiten caracterizar la altura del techo de la intrusión sahariana, principal dificultad señalada por T&B.

Fruto de la colaboración INTA-AEMET se realizó un estudio comparativo de los datos del instrumento TOMS a bordo del satélite Earth Probe (EP) con la instrumentación emplazada en Izaña que utilizaban distintas técnicas: Fotometría UV a sol directo y Espectroscopía de absorción DOAS al cenit en el visible (Gil et al., 2003). Los resultados para el episodio estudiado, indicaron que las observaciones desde tierra y desde el espacio tenían el mismo comportamiento en días despejados o en situaciones de invasión de polvo. En otras palabras, las observaciones directas de ozono no probaron la hipótesis de T&B, si no más bien lo contrario. Aunque los espesores ópticos medidos en esos días fueron muy elevados, existía la incertidumbre acerca de la distribución vertical de la capa de aerosoles. Como se ha mencionado, la perturbación prevista por el modelo es muy sensible a la altura de la capa y al espesor óptico de modo que no fue posible extraer una conclusión definitiva a falta de esa información relevante.

1.2. Objetivos y metodología general

El objetivo último de esta tesis es intentar resolver definitivamente la incertidumbre creada por la publicación de T&B que afectaría a cualquier espectrómetro de satélite “al nadir” que usara el rango ultravioleta. Para ello, las medidas de ozono del instrumento TOMS y otros instrumentos que utilizan el mismo rango de medida serán comparadas directamente con instrumentación alternativa de alta calidad desde tierra en el archipiélago Canario bajo distintas situaciones de concentración de polvo. Para ello se emplearán dos aproximaciones distintas y complementarias que, a su vez, constituyen objetivos en sí mismos.

Aproximación 1. La primera tarea es intentar reproducir el modelo de anomalías en la columna de ozono de T&B partiendo de un modelo de transferencia radiativa fiable elegido entre los actualmente en uso por la comunidad internacional. La reproducción de los resultados del modelo de T&B bajo distintas condiciones atmosféricas permite asegurar que la parametrización desarrollada en el presente trabajo es la misma que la utilizada por T&B. De este modo, al cambiar las distintas variables de la parametrización del modelo es posible analizar qué sucede.

Una vez concluida esta tarea, la reproducción del modelo será alimentado con datos reales de las campañas de estudio que incluyan resolución vertical (p.e. distribución vertical de partículas, temperatura, extinción...), propiedades químicas (composición), propiedades ópticas (índice de refracción y dispersión), forma de las partículas y cualquier otra información de utilidad para obtener la radiación retrodifundida por la atmósfera en las longitudes de onda en que miden los satélites. Los resultados del modelo alimentado por esta caracterización serán comparados con las anomalías de ozono observadas en los días en que fue caracterizada la atmósfera y así comprobar la hipótesis de T&B.

La caracterización debe ser realizada en un emplazamiento que goce de instrumentación de alta calidad para la medida de ozono y que, a su vez, se encuentre bajo la influencia de intrusiones de polvo desértico en altura según indicaron T&B. Un requerimiento añadido para la elección del emplazamiento es que éste se encuentre dentro del radio de alcance de la plataforma aérea responsable de las medidas aeroportadas.

Aproximación 2. Se basa en el análisis de las variaciones de ozono de corto periodo¹³ observadas por la instrumentación presente en Tenerife y la instrumentación de satélite, y su correlación con la concentración de polvo en la atmósfera. El objetivo de esta parte de la tesis es comprobar si existe correlación entre las anomalías de ozono observadas mediante diferentes técnicas y la concentración de polvo en la atmósfera a partir de una serie larga de datos de polvo incluso mayor que las procedentes de los fotómetros instalados en Santa Cruz de Tenerife y en el observatorio de Izaña. Para ello se ha empleado un índice de aerosoles construido a partir de datos espectrométricos desde el año 1999.

En ambos casos la desviación de los instrumentos que miden en el rango UV, y en especial aquellos que observan radiación difusa desde el espacio, frente a los que miden en el rango visible, durante los episodios de polvo permiten detectar si los satélites infravaloran el ozono en esas condiciones, y cuantificar el error.

1.3. Descripción de los capítulos de la tesis

El **capítulo 2** describe los conceptos generales utilizados a lo largo del trabajo. Esta compuesto de tres secciones referentes a las tres materias en las que se basa esta tesis: el ozono, la transferencia radiativa en la atmósfera y los aerosoles atmosféricos, fundamentalmente los desérticos.

El **capítulo 3** describe la metodología utilizada en cada una de las dos aproximaciones al problema propuesto.

El **capítulo 4** detalla la diferente instrumentación que ha sido requerida para la realización del presente trabajo así como el avión y los modelos de predicción utilizados.

El **capítulo 5** muestra los resultados obtenidos mediante la primera aproximación a lo largo de las campañas intensivas TROMPETA 2005 y 2006. Se presenta la reproducción del modelo de anomalías de ozono de T&B y las validaciones de las medidas de los sensores instalados en el avión.

El **capítulo 6** presenta los resultados referentes a la segunda aproximación: el análisis de las anomalías de ozono observadas en las islas Canarias por la instrumentación de satélite y de tierra y su relación con la carga de aerosoles saharianos de la atmósfera.

El **capítulo 7** incluye las conclusiones alcanzadas tras la realización del presente trabajo así como las líneas básicas de una tercera aproximación al problema propuesto utilizando instrumentación de ozono embarcada en globo.

El **capítulo 8** incluye por último un trabajo que continúa la línea de investigación desarrollada en esta tesis.

¹³Variaciones de ozono de periodo inferior a un mes.

Capítulo 2

Conceptos generales

En este capítulo se describen los conceptos básicos utilizados en el desarrollo de la presente memoria, habiéndose estructurado en cuatro apartados: ozono, transferencia radiativa, aerosoles y variaciones de ozono de corto periodo causadas por aerosoles desérticos. La primera sección describe la molécula de ozono así como sus propiedades ópticas, directamente involucradas en la teledetección de ozono. La segunda trata sobre la radiación en la atmósfera y los procesos en los que interviene. El tercer apartado describe los aerosoles atmosféricos y sus tipos, así como las propiedades físicas, químicas y ópticas utilizadas en este trabajo. Por último, la cuarta sección detalla en qué modo pueden producir los aerosoles desérticos variaciones de corto periodo.

2.1. El Ozono

El ozono es un gas que se encuentra distribuido libremente en la atmósfera. Esta molécula es una variedad alotrópica¹ del oxígeno formada por tres átomos, de los cuales, el central se encuentra cargado positivamente. Este átomo se encuentra enlazado con los otros dos mediante un enlace doble y otro simple respectivamente, ver figura 2.1.

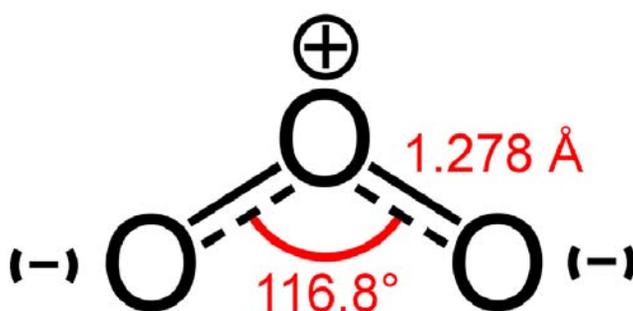


Figura 2.1: Molécula de ozono

¹Propiedad de algunos elementos químicos de presentarse bajo distintas estructuras moleculares

El ozono es un componente minoritario de la atmósfera cuya concentración máxima se encuentra en la estratosfera entre 10 y 50 kilómetros aproximadamente. Esta capa filtra la radiación UV-B procedente del Sol que destruye el ADN celular. El ozono, por tanto, permite el desarrollo de la vida en el planeta y es por esta razón el gas minoritario más importante de la atmósfera. En términos de concentración absoluta, la distribución vertical del ozono en la atmósfera presenta su máximo a unos 25 km (fig. 2.2).

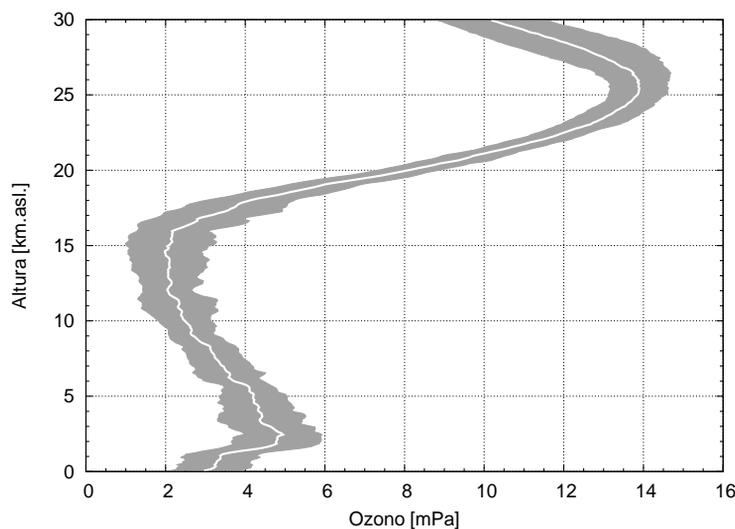
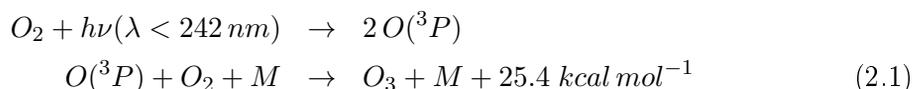


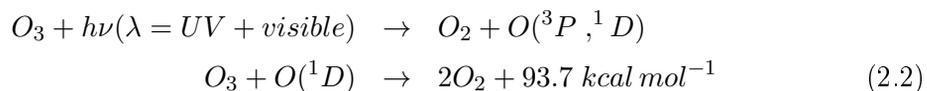
Figura 2.2: Perfil vertical medio de Ozono en las islas Canarias en los meses de verano en condiciones de no-intrusión sahariana (Elaboración propia a partir de datos de AEMET/CIAI)

Como resultado de la absorción de la radiación UV en la estratosfera, la atmósfera se calienta de acuerdo al ciclo de reacciones denominado “atmósfera de sólo oxígeno” o de Chapman (Chapman, 1930):

- Formación



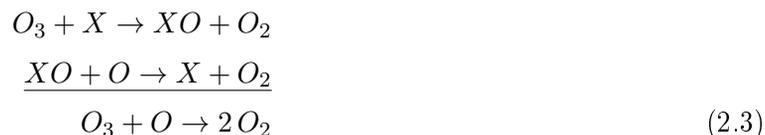
- Destrucción



Los símbolos 3P y 1D representan los estados electrónicos de los átomos de oxígeno en notación espectroscópica.

Aunque el ciclo propuesto por Chapman ha demostrado ser válido en cuanto a la producción de ozono, es incapaz de explicar su destrucción. De acuerdo con Chapman la atmósfera debería contener cuatro veces más ozono del que realmente hay. En los años 60 y 70 se propusieron nuevos ciclos catalíticos de tres familias de gases: radicales OH, óxidos de nitrógeno y

halógenos. El ciclo de destrucción de ozono para las tres familias es el siguiente:



donde X puede ser NO, OH, ClO ó BrO.

La producción del monóxido de nitrógeno y los radicales OH en la estratosfera es fundamentalmente natural. Los compuestos clorados no existían en la atmósfera más que en concentraciones inferiores al 1% de los valores actuales antes de la revolución industrial. La contribución de las actividades humanas a las concentraciones de compuestos bromados, es menor, aunque la incertidumbre en la producción natural es más alta. Estos gases mantienen la concentración de ozono en equilibrio y proceden de compuestos muy estables de origen troposférico. Los óxidos de nitrógeno tienen su origen en el óxido nitroso, los radicales OH en la oxidación del metano y los óxidos de elementos halogenados en los CFC's², halocarburos y sus sustitutos.

En la troposfera se considera un gas contaminante ejerciendo dos efectos perniciosos: tiene un alto poder oxidante y actúa como gas de efecto invernadero absorbiendo parte de la radiación infrarroja emitida por la Tierra.

El ozono troposférico supone aproximadamente el 10% de la columna total de ozono. Sin embargo, los avances recientes en la química de la atmósfera natural (no contaminada) indican que una contribución no despreciable procede de reacciones fotoquímicas en la propia troposfera en donde intervienen el radical OH⁻, metano y compuestos halogenados. No obstante, 100 años después del descubrimiento del ozono, su descubrimiento la proporción debida a química "in situ" y la procedente de la estratosfera no está aún establecida. [Tarasick y Slater \(2008\)](#) han realizado un extenso compendio de la situación real del conocimiento actual.

El ozono no es emitido por ninguna fuente en la troposfera. Hasta hace algunas décadas se creía que su presencia en las capas bajas de la atmósfera era resultado de entradas desde la estratosfera bajo condiciones meteorológicas favorables tales como plegamientos de la tropopausa o subsidencia en las regiones polares. En emplazamientos contaminados se forma mediante reacciones fotoquímicas en las que intervienen la radiación ultravioleta e hidrocarburos y óxidos de nitrógeno. Los dos mecanismos de destrucción de ozono en la troposfera son descomposición química y deposición superficial. El mecanismo de descomposición química se debe fundamentalmente a reacciones químicas con hidrocarburos y óxidos de nitrógeno. El mecanismo de deposición superficial es un proceso por el cual la molécula de ozono se descompone al entrar en contacto con la superficie y reaccionar con ella. Su vida media varía entre dos y cuatro semanas.

2.1.1. Distribución global del ozono en la atmósfera

Dado que para producir ozono es necesario radiación UV, las concentraciones máximas de ozono deberían localizarse en el ecuador donde la radiación UV recibida es máxima. Sin

²CFC: Cloro-fluoro-carburos

embargo, estos máximos de concentración se encuentran en los polos debido a la circulación de los vientos en la estratosfera, que transportan el ozono hasta las regiones polares, figura 2.3. Esta circulación se conoce como circulación de Brewer-Dobson.

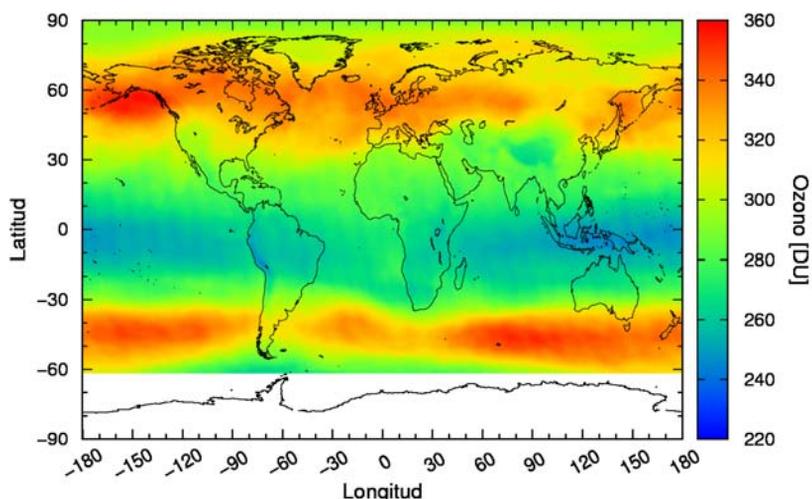


Figura 2.3: Distribución espacial de ozono medida por el instrumento TOMS en el mes de julio de 2005. (Elaboración propia, datos procedentes de la NASA)

La concentración de ozono en la estratosfera es mayor en el hemisferio norte que en el hemisferio sur. El máximo de concentración absoluto a lo largo del año se produce en los meses de abril-mayo sobre el Ártico. Los mínimos absolutos suceden en la primavera austral, en los meses de septiembre-octubre, sobre el Antártico debido al internamente conocido “agujero de ozono” (sección 2.1.2).

Variaciones temporales de ozono

Las variaciones temporales de ozono se clasifican en función de su periodo según los siguientes grupos: largo periodo, interanuales, estacionales y de corto periodo. Las variaciones de largo periodo se producen en escalas de tiempo de 10 años o más, las interanuales hacen referencia a variaciones año a año, las estacionales son variaciones que ocurren en un periodo de tres meses y, por último, las de corto periodo se corresponden con episodios de duración inferior a un mes.

El ozono en la estratosfera tiene una vida media de semanas a meses, y por tanto su destino está íntimamente asociado a la dinámica de esa región. La actividad de ondas planetarias durante los meses de invierno tiene como resultado variaciones, en muchos casos intensas, del ozono total en escalas de unos pocos días. Durante el verano, la actividad de ondas cesa (Matsuno, 1970) y las variaciones no son tan bruscas.

Los principales factores responsables de variaciones de ozono de corto periodo son dos: factores meteorológicos y variaciones en la altura de la tropopausa a su vez relacionados con los anteriores (Weiss, 2000).

La correlación del ozono con los sistemas meteorológicos es conocida desde hace mucho tiempo. Los estudios de [Dobson y Harrison \(1929\)](#); [Dobson \(1930\)](#); [Dobson et al. \(1946\)](#) encontraron que el contenido de ozono aumenta y disminuye con el paso de frentes fríos y cálidos respectivamente. Estas correlaciones se deben a los desplazamientos verticales que los sistemas sinópticos producen sobre la tropopausa.

Numerosos estudios han demostrado que existe una estrecha relación entre los cambios en la altura de la tropopausa y el contenido total de ozono ([Reed, 1950](#); [Steinbrech et al., 1998](#)). Esta relación es muy variable en función de la latitud y la estación del año, oscilando entre 10-60 DU/km ([Hoinka et al., 1996](#)) y se debe a que la altura de la tropopausa modula el espesor de la baja estratosfera (fig. 2.4). Cuanto mayor/menor es la altura de la tropopausa, menor/mayor es el espesor de la baja estratosfera donde se concentra la mayor parte del ozono, y por consiguiente la columna total de ozono disminuye/aumenta. Los desplazamientos verticales de la tropopausa pueden causar diferencias diarias de hasta un 10 %.

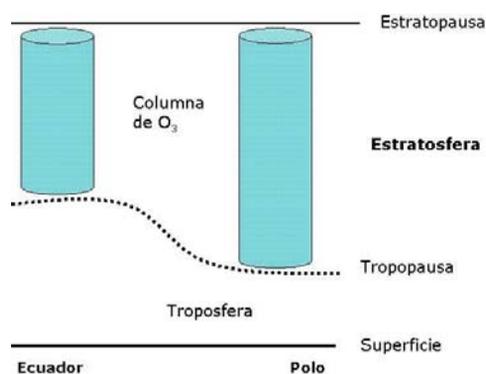


Figura 2.4: Esquema conceptual que representa la relación entre la altura de la tropopausa y la columna de gases estratosféricos

[Steinbrech et al. \(1998\)](#) han realizado un estudio sobre la variabilidad de la tropopausa y su implicación en las tendencias de ozono en la estación alemana de Hohenpeissenberg. Los resultados demuestran que su altura ha aumentado a razón de 150 m por década en los últimos 35 años, y argumentan que este desplazamiento podría explicar un 25 % de las tendencias negativas de ozono observadas. Este trabajo vincula por primera vez reducciones de ozono con efectos de cambio climático.

La actividad de ondas planetarias (de Rossby) en la estratosfera también modifica la columna de ozono sobre un lugar ya que induce cambios en la componente meridiana del vector viento horizontal. En las alturas del máximo (20-30 km) vientos del norte/sur están asociados a aumentos/disminuciones de ozono. Las ondas planetarias tienen periodos de varios días (1 semana), por lo que pueden dar lugar a pequeñas oscilaciones en el contenido de ozono en esa escala. Estas ondas planetarias sólo existen en los meses de invierno ya que su propagación vertical exige una circulación del oeste ([Matsuno, 1970](#); [Leovy y Webster, 1976](#))

En lo sucesivo en esta tesis se definirá por simplicidad como **anomalías de ozono** a variaciones de ozono de corto periodo

2.1.2. Destrucción planetaria del ozono

Molina y Rowland (1974) plantearon la posibilidad de que pequeñas concentraciones de gases de origen antropogénico perturbaran la capa de ozono mediante reacciones catalíticas con radicales halogenados descompuestos fotoquímicamente en la estratosfera. En particular sugerían que los CFCs, ya muy extendidos en aquella época, podrían liberar halógenos que participarían en la destrucción de ozono. La vida media de los CFCs es muy larga, incluso siglos, permitiendo su difusión y acumulación en toda la atmósfera. Cuando los CFCs alcanzan la alta estratosfera son fotodisociados por la radiación UV corta liberando el cloro. La especie destructora de ozono más importante por su abundancia es el monóxido de cloro.

Los resultados de Molina y Rowland no fueron tenidos en cuenta por la comunidad científica hasta 1985 en que se descubrió el agujero de ozono (Farman et al., 1985), ver figura 2.5. El agujero de ozono es una destrucción masiva y completa de todo el área delimitada por el vórtice polar durante los periodos de invierno en los que no se recibe radiación solar. El vórtice polar es una estructura depresionaria de escala planetaria persistente en invierno que se extiende desde la tropopausa hasta la alta estratosfera. Los fuertes vientos ciclónicos de hasta 200 km h^{-1} impiden el intercambio de masas de aire entre latitudes medias, donde se mantiene una fuerte producción de ozono, y latitudes polares (Gil, 2006)

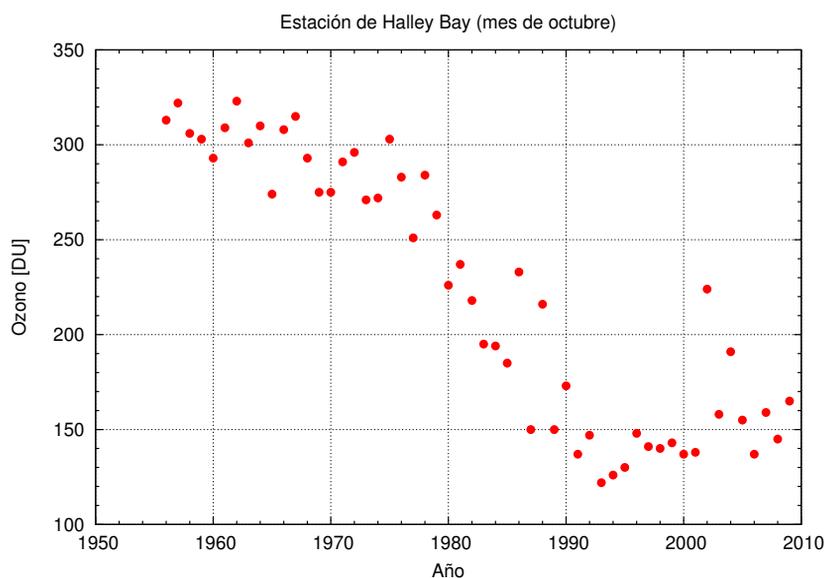


Figura 2.5: Valores medios de la columna total de ozono en la estación de Halley Bay (75.6 S , 34.6 W) durante el mes de octubre. Elaboración propia a partir de datos del British Antarctic Survey (BAS).

El único instrumento que medía ozono con cobertura global y diaria en 1985 era el instrumento de satélite TOMS³. Los valores medios del contenido de ozono en el interior del vórtice no superaban las 150 DU, mientras en las latitudes medias estos valores se encontraban en torno a 300 DU. En los años que siguieron a este descubrimiento se encontró que el ozono se destruía en menor medida en todo el planeta. Se trataba, por tanto, de un problema global.

³TOMS: Total Ozone Mapping Spectrometer

A partir del descubrimiento del agujero de ozono, se comenzaron a diseñar nuevos instrumentos de ozono para satélite dado que solo la instrumentación orbital permite medir la concentración de ozono con cobertura global.

2.1.3. Espectro de absorción del ozono en los rangos UV y visible. Rangos potenciales de medida.

El ozono posee un espectro de absorción complejo que se extiende desde el UV hasta las microondas. Las secciones eficaces de absorción del ozono en los rangos UV y visible se pueden dividir en cuatro bandas: Hartley, Huggins, Chappuis y Wulf, (ver figura 2.6).

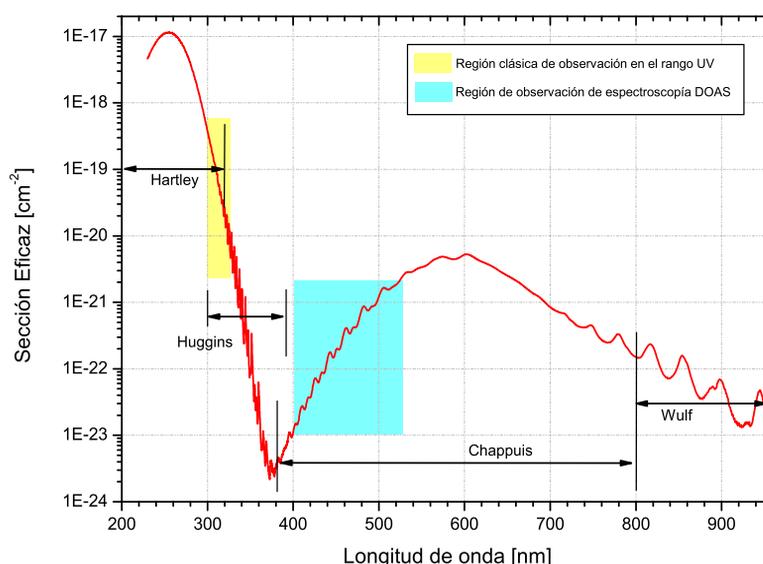


Figura 2.6: Secciones eficaces de absorción del ozono y regiones de absorción.

La mayor eficiencia de absorción de radiación por parte del ozono sucede en la banda de Hartley, que cubre el rango entre 200 y 310 nm (Brasseur y Solomon, 1986). Su máximo se localiza en torno a 255 nm, donde alcanza $\sigma = 10^{-17} \text{ cm}^2$. Esta banda de absorción ha sido ampliamente estudiada en el comienzo del siglo XX. La fuerte absorción que se produce en esta banda filtra toda la radiación UV con longitud de onda inferior a 300 nm, permitiendo, como ya se ha comentado, que se desarrolle la vida en el planeta (figura 2.7)

Alrededor de 300 nm la banda de Hartley se debilita, y desde 300 hasta 350 nm se solapa con la banda de Huggins (entre 300 y 390 nm), dependiente con la temperatura. La mayor parte de los instrumentos que usan radiación UV para medir ozono, utilizan esta banda, siendo necesario conocer la temperatura a la que se encuentran las moléculas. La sección eficaz de ozono se reduce hasta en siete órdenes de magnitud en las bandas de Hartley y Huggins entre el máximo situado a 255 nm y el mínimo a 380 nm.

El ozono también absorbe radiación en el visible vía la banda de Chappuis, entre 380 a 800 nm. Esta banda contribuye significativamente en la fotodisociación del ozono y e influye determinantemente en la baja estratosfera y la troposfera.

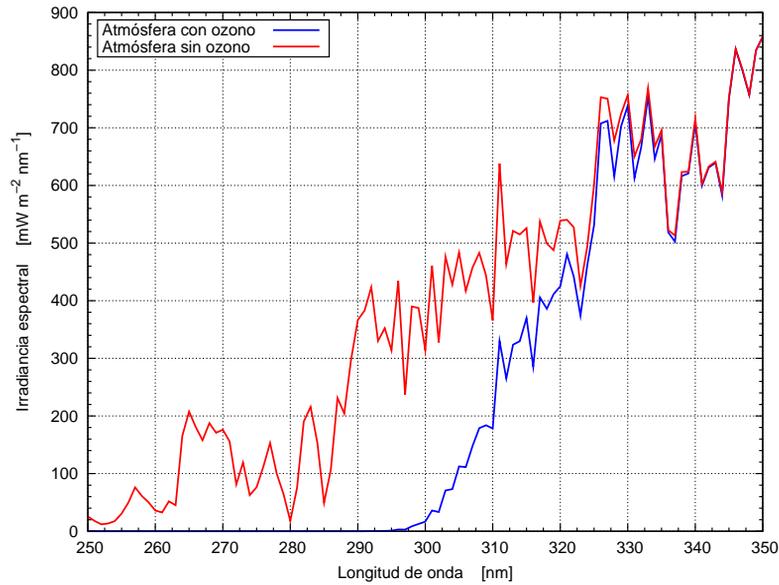


Figura 2.7: Atenuación de la radiación UV medida a nivel considerando una atmósfera con y sin ozono. (Simulación propia realizada con el modelo LibRadtran)

Aunque la absorción en el visible es uno o dos órdenes de magnitud inferior a su valor en la región clásica de observación (310-320 nm), la medida en el rango de 400 a 530 nm es posible en tierra mediante la incorporación de nuevos detectores con tecnología PDA⁴ ó CCD⁵ introducida en los últimos años mediante la técnica DOAS⁶, presentando algunas ventajas importantes como su mayor señal (mejor relación señal/ruido), y la no dependencia con la temperatura de las secciones eficaces (Orphal, 2002).

La fotodisociación del ozono es energéticamente favorable a longitudes inferiores a 1140 μm . Los productos de la fotodisociación, O_2 y O , se encuentran en diferentes estados energéticos en función de la energía del fotón incidente.

2.2. Transferencia radiativa

Se denomina transferencia radiativa al fenómeno del transporte de energía en forma de ondas electromagnéticas a través de un medio material. Se define la radiancia L como la energía asociada a un haz de radiación electromagnética que atraviesa una superficie en un intervalo de tiempo bajo un ángulo sólido Ω . Las unidades de la radiancia son $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$. En algunas ocasiones, se requiere estudiar la potencia de energía radiante que alcanza una superficie desde cualquier ángulo. En estos casos se utiliza la irradiancia F que se obtiene integrando la dependencia de la radiancia respecto del ángulo sólido en toda la bóveda celeste, ec. 2.4. Las unidades son potencia por unidad de superficie, W m^{-2} en el sistema internacional. Cuando en lugar de considerar todo el espectro se requiere la potencia en rango de frecuencias dado, se

⁴PDA: Photodiode Array

⁵CCD: Charged Couple Device

⁶DOAS: Differential Optic Absorption Spectroscopy

habla de irradiancia espectral F_λ . En este caso las unidades son $W m^{-2} nm^{-1}$.

$$F = \int L(\Omega) d\Omega \quad (2.4)$$

En la atmósfera la propagación de la radiación se encuentra afectada por procesos de dispersión, absorción y emisión, figura 2.8. Los procesos de dispersión suceden cuando los fotones de un haz que se propaga en el aire son desviados de su dirección como resultado de una colisión con las moléculas del aire o partículas en suspensión. El primer proceso de dispersión que sufre un fotón se denomina “dispersión simple”, a partir de la tercera dispersión estos procesos se denominan procesos de “dispersión múltiple”. Los procesos de absorción suceden cuando la energía transportada por los fotones es absorbida por la molécula de aire o partícula en suspensión con la que colisiona aumentando la energía interna de la molécula o provocando la disociación de la misma. Los procesos de emisión tienen lugar cuando las moléculas de aire o las partículas en suspensión disminuyen energía emitiendo un fotón.

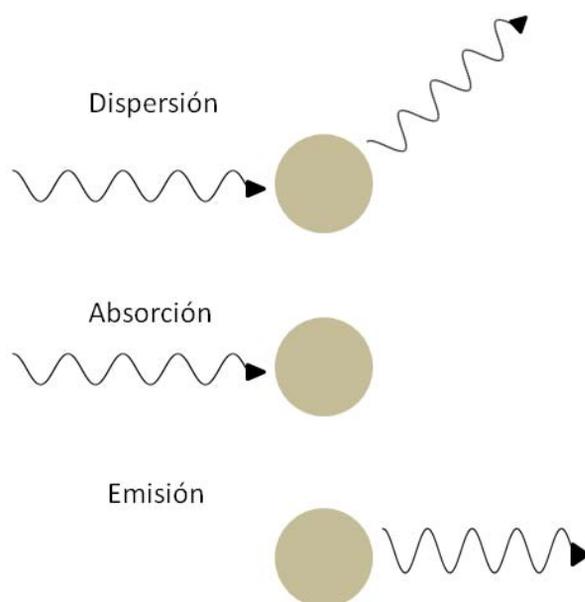


Figura 2.8: Procesos de dispersión, absorción y emisión de radiación

En la atmósfera se emplean los conceptos de radiancia/irradiancia difusa y directa para diferenciar los fotones que han sufrido procesos de dispersión de los que no.

La ecuación de transferencia radiativa expresa el balance de energía. Esta ecuación expresada en forma de variación de energía vendrá dada por dos términos de pérdidas (absorción y dispersión) y dos términos de ganancias: el debido a la emisión de las moléculas de aire y el debido a la contribución de fotones, inicialmente propagándose en otras direcciones, que se han incorporado al rayo, fruto de procesos de dispersión múltiple (Bohren y Clothiaux, 2006, ec. 6.15):

$$\Omega \nabla L(\Omega) = -(\kappa + \beta) L(\Omega) + \beta \int_{4\pi} L(\Omega') p(\Omega', \Omega) d\Omega' + \kappa P_e / \pi \quad (2.5)$$

Donde Ω es el ángulo sólido y L la radiancia del haz. $\Omega \nabla L(\Omega)$ representa la variación de radiancia asociada al haz. El significado de cada término es el siguiente:

1. $-(\kappa + \beta) L(\Omega)$, términos unificados de pérdidas asociadas a los fenómenos de absorción y dispersión simple. κ y β son los coeficientes de absorción y dispersión, están relacionados con espesor del medio.
2. $\beta \int_{4\pi} L(\Omega') p(\Omega', \Omega) d\Omega'$, término de ganancias asociadas a procesos de dispersión múltiple. $L(\Omega')$ es la radiancia en función del ángulo sólido Ω' y $p(\Omega', \Omega)$ la probabilidad de que los fotones que viajan por el medio según el ángulo sólido Ω' sean dispersados según el ángulo sólido Ω . La integral se extiende sobre todos los ángulos sólidos (4π estereorradianes).
3. $\kappa P_e/\pi$, son las ganancias correspondientes a procesos de emisión. κ es el coeficiente de absorción y P_e es la función o distribución de Planck (Bohren y Clothiaux, 2006, sección 1.2)

El coeficiente de absorción (dispersión), κ (β), es una magnitud adimensional que se define como el producto de la concentración de elementos absorbentes (dispersores) del medio, N_a (N_s), el espesor del medio l y la sección eficaz de absorción (dispersión), C_a (C_s) ecuaciones 2.6 y 2.7.

$$\kappa = N_a l C_a \quad (2.6)$$

$$\beta = N_s l C_s \quad (2.7)$$

Se denomina sección eficaz de absorción (dispersión) a la capacidad de una molécula de gas para absorber (dispersar) un fotón a una longitud de onda dada. Sus unidades son $cm^2 mol^{-1}$. Representan por tanto el área alrededor de la molécula en que un fotón incidente sería absorbido (dispersado). La sección eficaz de los aerosoles se define del mismo modo que para las moléculas de gas.

La resolución de la ecuación de transferencia radiativa es muy compleja, recurriéndose normalmente a simplificaciones según sea el caso estudiado. En la atmósfera, la probabilidad de que se den procesos de emisión en los rangos UV y visible es mucho menor que la probabilidad de los procesos de absorción y dispersión, despreciándose ese término en la ecuación de transferencia radiativa.

En numerosas aplicaciones también los efectos de dispersión de orden superior (segundo término de la ecuación 2.5) son despreciables, con lo que la ecuación de transferencia radiativa se reduce a:

$$\Omega \nabla L(\Omega) = -(\kappa + \beta) L(\Omega)$$

La solución de este caso particular se conoce como la ley de Bouguer-Lambert-Beer, ec. 2.8:

$$L = L_0 \exp\{-(\kappa + \beta)l\} = L_0 \exp\{-(C_s N_s l + C_a N_a l)\} \quad (2.8)$$

De acuerdo con ella, el haz sufre una atenuación exponencial. Esta atenuación es función de los coeficientes de absorción y dispersión.

Los procesos de dispersión pueden ser elásticos (dispersión de Rayleigh y Mie) o inelásticos (Raman) según se conserve la energía en el proceso o no. La dispersión de Rayleigh se produce en aquellos casos en que la longitud de onda de la radiación es mucho mayor que el tamaño de los elementos dispersores y tiene lugar, por tanto, sobre las moléculas del aire. La radiancia dispersada por Rayleigh depende con la inversa de la cuarta potencia de la longitud de onda.

Mie (1908) resolvió analíticamente las ecuaciones de Maxwell en el caso de la dispersión de radiación por partículas esféricas dieléctricas de tamaño del mismo orden que la longitud de onda ($d_p \geq \lambda$). La radiancia dispersada depende en este caso únicamente de la inversa de la longitud de onda. La solución de Mie se utiliza a la hora de estudiar los fenómenos de dispersión y absorción causados por los aerosoles atmosféricos⁷: nubes, cenizas, partículas de polen, polvo desértico, emisiones antropogénicas. . .

En la atmósfera, el número de fotones dispersados inelásticamente es mucho menor que el número de fotones dispersados elásticamente. El efecto Raman sobre las moléculas de aire (N_2 y O_2 fundamentalmente) da lugar a un fondo casi continuo de aproximadamente el 2 % de la iluminación del fondo del cielo.

Los procesos de absorción se deben a la interacción de la radiación con los gases que componen la atmósfera y los aerosoles atmosféricos. Cada gas tiene una absorción característica bien conocida que es función de su estructura y composición molecular. El conocimiento preciso de las propiedades de absorción de los gases que componen la atmósfera permite su teledetección tanto mediante instrumentación de tierra y como con instrumentación embarcada en satélite. A longitudes de onda entre 240 y 350 nm, el absorbente atmosférico fundamental es el ozono. Los instrumentos de medida de ozono, tanto desde tierra como desde satélite, utilizan primordialmente este rango para medir el ozono.

Un concepto que se va utilizar en el presente trabajo es el *albedo superficial*. El albedo de la superficie terrestre se define como la fracción de radiación solar devuelta por la la superficie terrestre a la atmósfera. Los instrumentos embarcados en satélite que miden al-nadir deben tener en cuenta este parámetro a la hora de procesar sus medidas.

También se va emplear el concepto de *Air Mass Factor* (AMF). Se define como AMF la amplificación en la atenuación que sufre un rayo en el medio respecto de un rayo que viajase por la vertical en el punto de observación.

2.3. Los aerosoles atmosféricos

Los aerosoles atmosféricos se definen como agregados de partículas en fase líquida o gaseosa en suspensión en la atmósfera. El polvo, el humo, la niebla, las partículas procedentes de la industria o el tráfico rodado. . . son distintos tipos de aerosoles atmosféricos. Los aerosoles atmosféricos intervienen en diversos procesos meteorológicos, el balance radiativo terrestre, la química atmosférica, la contaminación del aire, la salud humana o el cambio climático. Cuando su tamaño es lo suficientemente grande, el ojo humano es capaz de verlos debido a su interacción

⁷ Agregados de partículas en fase sólida o líquida que se encuentran en suspensión en la atmósfera

con la radiación solar mediante procesos de absorción y dispersión (Seinfeld y Pandis, 1998; Baron y Willeke, 2005; Colbeck, 1998; Bellouin et al., 2005; Bates et al., 2006).

Los aerosoles interactúan de forma directa e indirecta con la radiación. Una interacción directa con la radiación solar se produce, por ejemplo, al reflejar hacia el espacio la radiación solar. De forma indirecta, los aerosoles actúan como nuevos núcleos de condensación variando el tamaño de las gotas de agua que forman las nubes, alterando en consecuencia su reflectividad y absorción. El impacto de los aerosoles depende de su tamaño y de su composición química. Su tamaño varía desde unos pocos nanómetros hasta centenas de micrómetros (figura 2.9). La composición química es función de su origen y de los procesos a los que hayan sido sometidos una vez suspendidos en la atmósfera.

Las mayores concentraciones de aerosoles atmosféricos se encuentran en la capa límite planetaria (PBL⁸). La PBL es la región atmosférica donde tienen lugar fenómenos de fricción entre las masas de aire de la atmósfera y la superficie terrestre (Ahrens, 2003). La concentración de aerosoles se ve afectada por diversos factores como la localización, las condiciones atmosféricas, los ciclos anuales y diarios o la presencia de fuentes locales. Las mayores concentraciones se encuentran por lo general en las áreas urbanas, alcanzándose concentraciones de hasta 10^8 y 10^9 partículas por centímetro cúbico (Seinfeld y Pandis, 1998).

Los aerosoles atmosféricos son elevados desde la superficie por el viento, o suspendidos mediante diversos mecanismos naturales como procesos de advección y/o turbulencia atmosférica sobre la superficie terrestre, emisiones volcánicas, incendios forestales y de origen antropogénico como las emisiones debidas al tráfico o la industria y las reacciones fotoquímicas con gases emitidos a la atmósfera por el hombre.

Las leyes físicas que gobiernan el comportamiento de los aerosoles dependen del tamaño de éstos. Por ejemplo, en la superficie terrestre, los aerosoles de tamaño ligeramente superior a las moléculas de los gases atmosféricos están gobernadas principalmente por el movimiento Browniano, mientras que los aerosoles grandes sufren principalmente los efectos de la inercia, la gravedad y las precipitaciones (Baron y Willeke, 2005).

Su vida media varía desde unos pocos días hasta semanas en la troposfera y de meses a años en estratosfera. La vida media de una partícula está fuertemente relacionada con su tamaño y, en definitiva, con su masa. Los aerosoles pueden ser transportados distancias de hasta miles de kilómetros una vez han sido suspendidos en la atmósfera. Por ejemplo, los aerosoles desérticos procedentes del Sahara son capaces de llegar hasta el Caribe y los países nórdicos (Prospero y Carlson, 1981; Prospero, 2006), (figura 2.10).

2.3.1. Origen de los aerosoles atmosféricos y composición química

Un criterio para clasificar los aerosoles es atender a su origen, siendo naturales o antropogénicos según su emisión se deba a factores naturales o a acciones del hombre. También se clasifican en aerosoles primarios o secundarios en función de si han sufrido transformaciones posteriores a su emisión a la atmósfera o formados directamente en la atmósfera (secundarios) o

⁸PBL: Planetary Boundary Layer, o capa límite planetaria en sus siglas inglesas

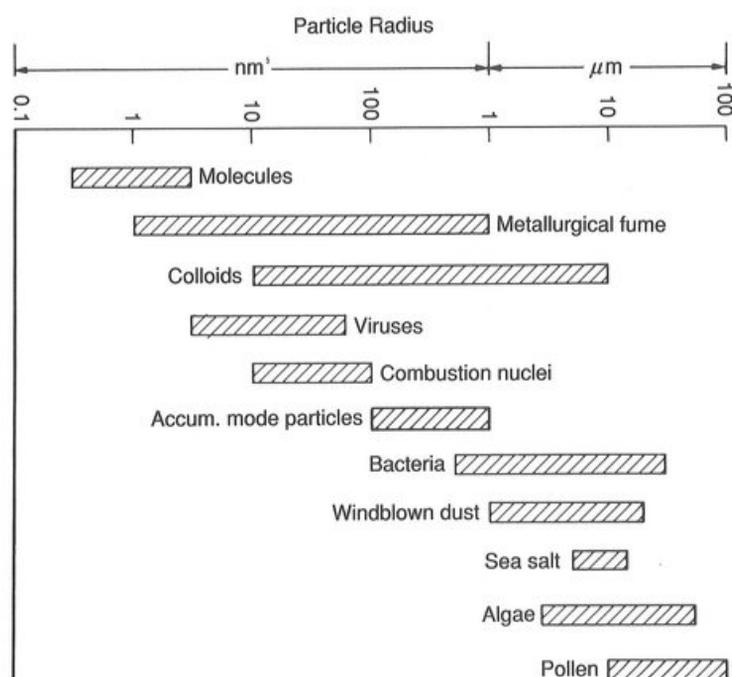


Figura 2.9: Tamaño de los aerosoles según su origen, (Graedel y Crutzen, 1994)

no (primarios). Los aerosoles primarios y secundarios se encuentran generalmente parcial o totalmente mezclados, lo que hace difícil clasificarlos según esta definición. El cuadro 2.1 muestra los distintos tipos de aerosoles atmosféricos según su tamaño (Seinfeld y Pandis, 1998)

Tipo-Origen	Naturales	Antropogénicos
Primarios	Aerosoles minerales	Emisiones industriales
	<i>sea salt</i>	hollín
	Emisiones volcánicas	
	Partículas de origen biológico	
Secundarios	Sulfatos procedentes de gases de origen biológico	Sulfatos procedentes de emisiones de SO ₂
	Sulfatos procedentes de SO ₂ volcánico	Aerosoles orgánicos procedentes de VOCs
	Aerosoles orgánicos procedentes de VOCs	Nitratos procedentes de emisiones de NO _x
	Nitratos procedentes de emisiones de NO _x	Quema de biomasa

Cuadro 2.1: Clasificación de los aerosoles, fuente: Seinfeld y Pandis (1998)

Los aerosoles pueden ver incrementado su tamaño mediante procesos de coagulación, aerosoles de menor tamaño se unen formando otros de mayor tamaño, procesos de condensación, en los que el vapor de agua en fase gaseosa contenido en la atmósfera pasa a fase líquida y se deposita sobre los aerosoles, entre otros procesos. La composición química de los aerosoles depende de su origen y de los procesos físicos y químicos sufridos por éstos una vez son suspendidos en

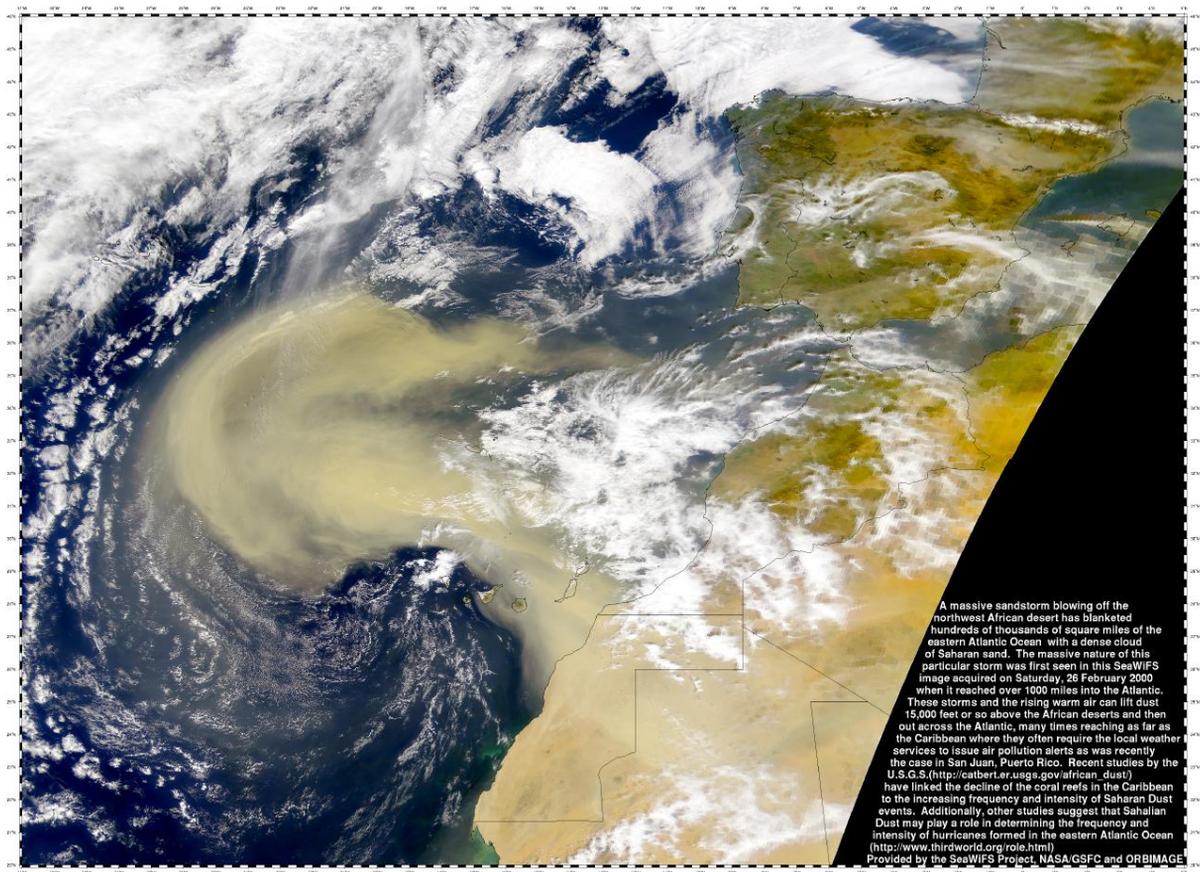


Figura 2.10: Suspensión y transporte de masas de polvo sahariano sobre el océano Atlántico el 26 de febrero de 2000, imagen tomada por el instrumento SeaWifs a bordo del satélite SeaStars (NASA)

la atmósfera.

A continuación se describen las características de los principales tipos de aerosoles atendiendo a su origen.

Aerosoles de origen marino

Son aerosoles de sal formados de la evaporación de las gotas de agua del mar que son expulsadas al aire por acción conjunta de las olas y el viento. Los aerosoles marinos se forman a partir de la interacción entre la superficie marina y las masas de aire de la atmósfera. Fruto de esta interacción, gotas de agua marina son suspendidas en la atmósfera. Estas gotas reciben el nombre en inglés '*sea spray*'. Cuando el agua que forma estas gotas se evapora, quedan en suspensión las sales que éstas contienen. Cada año son emitidas a la atmósfera del orden de 1300 Tg de aerosoles marinos (Colbeck, 1998). El tamaño típico de estos aerosoles se encuentra entre 0.1 y 5.0 μm . Los aerosoles marinos están compuestos fundamentalmente por NaCl en un 85%. Otras sales también presentes en la composición química de este tipo de aerosoles son KCl, CaSO₄ y Na₂SO₄.

Aerosoles de origen biológico

Las plantas y los animales liberan en la atmósfera partículas en fase líquida y sólida. Estas emisiones, que incluyen semillas, polen, esporas, y fragmentos de animales como piel o pelos. Cada año se emiten a la atmósfera del orden de 50 Tg. Su tamaño varía entre 1 y 250 μm , aunque las bacterias, algas, hongos y virus tienen diámetros inferiores a una micra.

Aerosoles de origen volcánico

Los volcanes en fase de erupción emiten a la atmósfera grandes concentraciones de gases y partículas. La actividad volcánica sucede esporádicamente y se concentra en el hemisferio norte. Los aerosoles volcánicos se componen fundamentalmente de SiO_2 , Al_2O_3 y Fe_2O_3 , mientras que los principales gases emitidos son SO_2 , H_2S , CO_2 , HCl , HF y vapor de agua. Las emisiones de SO_2 contribuyen a los procesos de conversión de gas a partícula. Estas partículas son transportadas a escala global, estimándose su contribución anual de aerosoles compuestos por azufre en 12 Tg. Las erupciones volcánicas pueden inyectar estos aerosoles a alturas muy elevadas. Cuanto mayor sea la altura alcanzada por estas partículas mientras son inyectadas en la atmósfera mayor será su vida media.

Aerosoles procedentes de la quema de biomasa

Son considerados aerosoles procedentes de quema de biomasa aquellos cuyo origen se encuentra en la quema de vegetación, tanto incendios naturales como causados por el hombre. La quema de bosques y sabana para destinar los terrenos a la agricultura constituye prácticamente el 95 % de todas las emisiones de quema de biomasa durante las últimas dos décadas. La emisión anual a la atmósfera de este tipo de aerosoles es de 80 Tg. Además de las emisiones de aerosoles, también son importantes las emisiones de gases como CO_2 , CO , CH_4 y VOCs⁹.

Aerosoles de origen industrial

Las emisiones anuales estimadas de este tipo de aerosoles es de 100 Tg. Su composición química depende de la industria responsable de la emisión.

Hollines y productos de la quema de combustibles fósiles

Anualmente se emiten 10 Tg al año de aerosoles cuyo origen está relacionado con la quema de carbón y petróleo para la producción de energía eléctrica y de las gasolinas de los automóviles. La composición química de este tipo de aerosoles suele estar basada en compuestos de carbono y sus derivados.

⁹VOC: Volatile Organic Compounds

Aerosoles de origen desértico

Los aerosoles desérticos son inyectados en la atmósfera por procesos convectivos que arrastran las partículas de arena levantadas de la superficie. Los desiertos del Sahara y del Gobi constituyen la mayor fuente de aerosoles atmosféricos a nivel global. Actualmente existe una gran dispersión en las estimaciones de emisión de aerosol desértico a la atmósfera, entre 1000 y 3000 Tg por año (Zender et al., 2004). El tamaño de los aerosoles desérticos varía entre 0.5 y 40 μm .

Estos aerosoles están compuestos fundamentalmente por minerales ricos en hierro, óxidos de aluminio, silicatos y carbonatos cálcicos. La presencia de minerales de Fe_2O_3 en la composición química de los aerosoles desérticos es responsable de que estos aerosoles absorban radiación UV (Torres et al., 2005). La proporción de cada tipo de mineral en la composición química de los aerosoles desérticos depende de su origen.

Linke et al. (2006) han analizado la composición química de aerosoles procedentes de varias regiones del desierto del Sahara encontrando que, en promedio, el 80 % en masa se debe a minerales ricos en silicio, aluminio y calcio. Los minerales ricos en hierro constituyen entre el 4 y el 6 % de la masa de los aerosoles, (Alfaro et al., 2004; Linke et al., 2006). Alfaro et al. (2004) ha encontrado una correlación lineal entre el contenido en hierro de los aerosoles y su capacidad de absorción en la banda UV a partir de muestras tomadas en el desierto del Gobi (China), en el norte del desierto del Sahara (Túnez) y en el Sahel (Nigeria).

2.3.2. El tamaño y la forma de los aerosoles y su medida

El tamaño y la forma de los aerosoles es muy complejo de medir. Existe un gran número de definiciones de su tamaño y forma en función de la propiedad física empleada para medirlos. Estas medidas son, por tanto, medidas indirectas. Cada instrumento proporciona una medida de un “diámetro equivalente”, siendo éste el diámetro de una partícula esférica cuyo valor de la propiedad física específica es la misma que la de la partícula, irregular o esférica, que está siendo medida. En esta tesis los aerosoles son caracterizados en tamaño mediante métodos ópticos. El diámetro óptico de una partícula, d_{opt} se define como *el diámetro del tipo de partículas empleadas en la calibración que dispersa la misma radiación que aquella partícula que está siendo medida*.

En general, los contadores de partículas registran su tamaño mediante un conteo individual, dentro de los canales del instrumento. Un canal en este contexto es un rango de tamaños, dentro del cual el instrumento no puede discriminar. Transcurrido un cierto tiempo fijado por el instrumento, éste proporciona una relación del número de partículas por cada canal. La relación del número de partículas respecto del su tamaño es lo que se conoce como *distribución de tamaño de aerosoles*.

2.3.3. Propiedades ópticas de los aerosoles atmosféricos

La atenuación sufrida por la radiación originada por los aerosoles atmosféricos se explica mediante la ley de de Bouguer-Lambert-Beer, ecuación 2.8, página 16.

$$L = L_0 \exp\{-(C_s N_s l + C_a N_a l)\}$$

Para obtener las propiedades ópticas de los aerosoles se utiliza la teoría de Mie. En el caso de aerosoles monodispersos, aerosoles cuya desviación estándar geométrica no supera el 20 % (Baron y Willeke, 2005, Capítulo 6), las secciones eficaces se obtienen a partir del producto del área de la sección transversal de la partícula por la eficiencia de dispersión/absorción, Q_s/Q_a , ecuaciones 2.9 y 2.10.

$$C_s = \pi r^2 Q_s(r, m, \lambda) \quad (2.9)$$

$$C_a = \pi r^2 Q_a(r, m, \lambda) \quad (2.10)$$

Las eficiencias de dispersión y absorción se calculan a partir del tamaño y del índice de refracción. En los aerosoles con propiedades absorbentes es necesario considerar un índice de refracción complejo definido como $m = n + ik$, donde n es la parte real, definida como la relación entre la velocidad de la luz y la velocidad a la que se propaga la radiación por el medio, y k es el coeficiente de absorción del material que compone los aerosoles.

El producto de la sección eficaz de dispersión/absorción por el número de partículas dispersoras/absorbentes se denomina coeficiente de dispersión/absorción, σ_s/σ_a . Estos coeficientes tienen unidades de inversa de longitud [m^{-1}]. Los aerosoles que dispersan la radiación son los mismos que los aerosoles que la absorben, $N_s = N_a = N$:

$$\sigma_s = C_s N = \pi r^2 Q_s(r, m, \lambda) N \quad (2.11)$$

$$\sigma_a = C_a N = \pi r^2 Q_a(r, m, \lambda) N \quad (2.12)$$

Para evaluar el grado de absorción de los aerosoles se establece una relación con la dispersión definida de la siguiente forma:

$$\omega_0 = \frac{\sigma_s}{\sigma_s + \sigma_a} \quad (2.13)$$

y se denomina *albedo de dispersión simple*. Se representa mediante ω_0 o *ssa*. El *ssa* oscila entre 1, cuando no se produce absorción, y valores tendentes a 0, cuando la absorción fuere mucho más importante que la dispersión.

La distribución angular de la radiación dispersada se describe mediante la función de fase, $P(\cos \Theta)$. El ángulo Θ se denomina *ángulo de dispersión* y se define como el ángulo formado por los haces incidente y dispersado. La función de fase de los distintos tipos de aerosoles se calcula mediante la teoría de Mie en función de sus propiedades. Para la mayor parte de las aplicaciones es suficiente emplear parametrizaciones más simples. En física atmosférica la más utilizada es la elaborada por Henyey y Greenstein (1941), ec. 2.15, a partir del valor del factor de asimetría g (fig. 2.11). Este factor se define como el promedio de la función de fase pesado por el coseno del ángulo de dispersión, ec. 2.14.

$$g = \frac{1}{2} \int_{-1}^{+1} \cos \Theta P(\cos \Theta) d \cos \Theta \quad (2.14)$$

$$P(\cos \Theta) = \frac{1 - g^2}{(1 + g^2 - 2g \cos \Theta)^{3/2}} \quad (2.15)$$

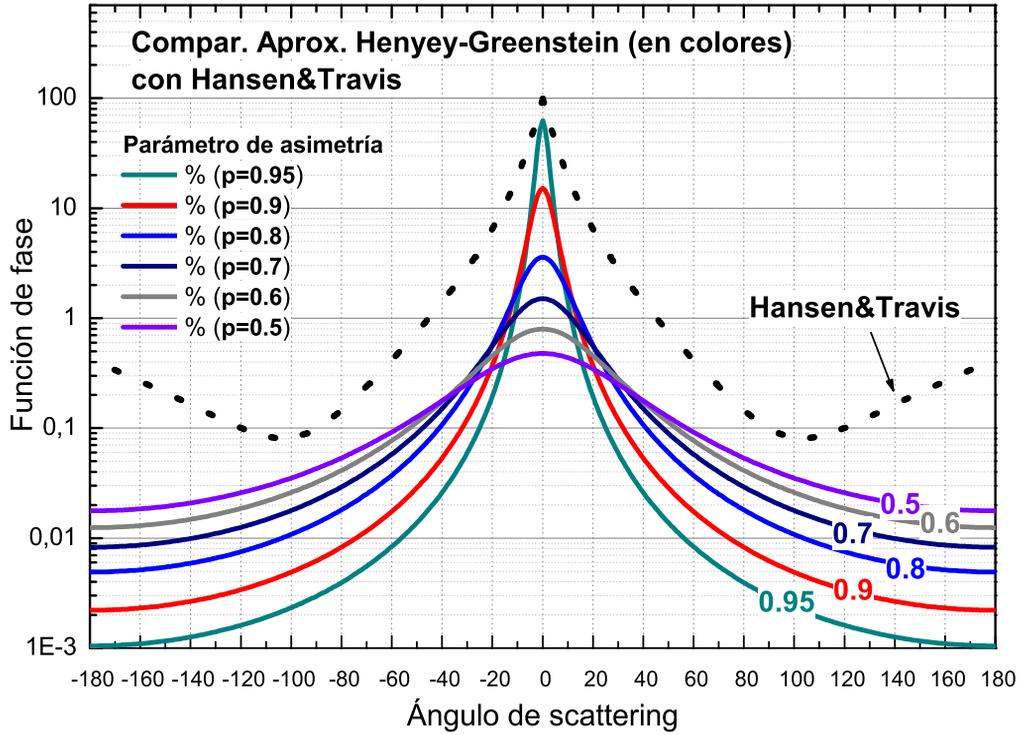


Figura 2.11: Resultados de las funciones de fase parametrizadas por Hansen & Travis y obtenidas de la aproximación de Henyey-Greenstein para varios factores de asimetría. (M. Gil, comunicación privada)

Cuando la dispersión de la radiación se produce en igual magnitud en todas direcciones el parámetro de asimetría adquiere un valor nulo, $g = 0$. Para ángulos de dispersión pequeños, el parámetro de asimetría toma un valor positivo inferior a la unidad, $0 \leq g < 1$. Este factor adquiere signo contrario en el caso de ángulos de dispersión grandes, $-1 \leq g < 0$.

Los coeficientes de dispersión y absorción se agrupan bajo el coeficiente de extinción σ_e :

$$\sigma_e = \sigma_s + \sigma_a \quad (2.16)$$

En el caso de un medio con una concentración homogénea de aerosoles y longitud finita, la ley de Bouguer-Lambert-Beer se transforma en:

$$L = L_0 \exp \{-\sigma_e l\} \quad (2.17)$$

El exponente de la ecuación 2.17 se define como espesor óptico de aerosoles, τ . En la atmósfera la longitud es infinita y además el coeficiente de extinción depende de la concentración de aerosoles que a su vez, depende de la altura. Por tanto, la expresión del espesor óptico de aerosoles se convierte en:

$$\tau = \int_0^\infty \sigma_e(z) dz \quad (2.18)$$

El espesor óptico de aerosoles depende también de la longitud de onda de la radiación. [Angstrom \(1929\)](#) obtuvo una relación experimental simple para describir esta dependencia en función de dos parámetros, α y β :

$$\tau_\lambda = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (2.19)$$

donde τ_λ es el espesor óptico de aerosoles a la longitud de onda λ , β es el espesor óptico a la longitud de onda de $1 \mu m$ y α es el denominado exponente de Ångstrom. El exponente de Ångstrom depende de la distribución de tamaños de los aerosoles. Cuando la distribución de tamaños presenta un elevado número de partículas grandes, por ejemplo el polvo desértico, el exponente α toma valores bajos, $\alpha \approx 0.25$ ([Müller et al., 2003](#)), mientras que si los aerosoles son primordialmente de pequeño tamaño como los procedentes de la combustión o los incendios, el exponente de Ångstrom adquiere valores elevados $\alpha > 2$, ([Lewis et al., 2008](#)). Es decir, la dependencia del espesor óptico con la longitud de onda es máxima en el caso de aerosoles muy pequeños y casi inexistente en aerosoles desérticos.

El índice de aerosoles del TOMS (AI)

El índice de aerosoles (AI) del TOMS (sec. 4.1.3, pag. 50) es una relación de radiancias definida según la ecuación:

$$AI = -100 \log \left(\frac{L_{\lambda=360 \text{ nm}}^{\text{observada}}}{L_{\lambda=360 \text{ nm}}^{\text{calculada}}} \right) \quad (2.20)$$

donde $L_{\lambda=360 \text{ nm}}^{\text{observada}}$ es la radiancia medida a la longitud de onda de 360 nm y $L_{\lambda=360 \text{ nm}}^{\text{calculada}}$ la radiancia calculada teóricamente para una atmósfera limpia de Rayleigh

Este índice es un algoritmo ideado por el equipo del TOMS que cuantifica las diferencias en el comportamiento espectral de la atmósfera real (considerando los fenómenos de dispersión de Rayleigh y Mie y de absorción) respecto de una atmósfera puramente Rayleigh. Adquiere valores positivos en caso de que existan en la atmósfera aerosoles absorbentes, mientras que adquiere valores negativos cuando los aerosoles no absorben radiación UV ([Herman et al., 1997](#); [Hsu et al., 1999](#)).

2.4. Anomalías de ozono causadas por intrusiones de polvo desértico

Los aerosoles desérticos pueden producir anomalías en las medidas de ozono total de dos formas:

1. Variaciones reales de 'corto' periodo, entendiendo como 'corto' escalas de uno a 10 días aproximadamente. Estas variaciones tienen lugar esencialmente en el estrato donde se encuentra el polvo. Pueden estar motivadas por tres motivos:
 - a) Reducción de la velocidad de formación al disminuir la radiación disponible. Los estratos de polvo provocan una mayor retrodifusión de radiación al espacio, reduciendo la radiación neta en las capas más bajas.

- b) Adsorción de moléculas de ozono por las partículas, y,
- c) Eliminación por reacciones heterogéneas con ácido nítrico (de Reus et al., 2000).

Andrey et al. (2010a) han encontrado disminuciones de hasta el 30 % en algunos estratos dentro de la troposfera, siendo la contribución total a la columna aproximadamente del 2 % para un AOD de 0.4. El comportamiento observado responde a una regresión lineal.

2. Variaciones resultado de artificios instrumentales (objeto principal de esta tesis). En este caso las anomalías observadas no son reales. Según el modelo de T&B (figura 3.2, pag. 29) las anomalías son lineales con la altura de la intrusión Sahariana, y no lineal con el AOD. En una primera aproximación, y para valores de AOD en el rango más probable (0-1), la aproximación lineal es válida.

Capítulo 3

Metodología

A continuación se exponen las metodologías empleadas en las dos aproximaciones propuestas para detectar y cuantificar los posibles errores de medida de ozono de instrumentos embarcados en satélites que utilizan radiación UV retrodifundida.

3.1. Metodología 1: Estudio de errores en la medida de ozono durante casos de estudio muy bien caracterizados

La estrategia se desarrolla en cuatro pasos:

1. Reproducción del modelo publicado por T&B para el cálculo de errores previstos en la medida de ozono a partir de la aplicación un modelo de transferencia radiativa al algoritmo TOMS v7. Tiene por objeto asegurar que el modelo de transferencia radiativa empleado en esta tesis y el del grupo de NASA proporcionan los mismos resultados para los mismos supuestos.
2. Caracterización detallada de la atmósfera durante dos episodios con alta carga de aerosoles absorbentes en el UV: campañas aeroportadas TROMPETA. Tiene por objeto disponer de datos reales durante los episodios concretos.
3. Alimentación del modelo de T&B con los datos obtenidos a partir de las campañas TROMPETA. Tiene por objeto conocer cuales serían los errores previstos por el modelo para estas campañas en particular.
4. Obtención de las variaciones medidas por la instrumentación de ozono para esos casos.
5. Comparación de las variaciones observadas con las diferencias esperadas por el modelo en la campaña TROMPETA. Estudio e interpretación.

Esta metodología se apoya en el uso de instrumentación aeroportada, única disponible con gran resolución vertical.

3.1.1. El modelo para el cálculo de errores previstos en la medida de ozono de T&B

La versión v7 del algoritmo de medida del instrumento TOMS (McPeters et al., 1996) no tiene en consideración la presencia de aerosoles en la atmósfera. En su trabajo de 1999, T&B

simulan, utilizando un modelo de transferencia radiativa, el efecto que tienen sobre el algoritmo de inversión v7 la presencia de diferentes tipos de aerosoles en la atmósfera según su absorbancia en el UV. Para ello utilizan cuatro modelos de aerosoles:

- Aerosoles transparentes en el UV de origen antropogénico representados por el modelo de compuestos de azufre de [Shaw \(1979\)](#)
- Dos tipos de aerosoles basados en carbono con absorciones débil y fuerte en el rango UV según el modelo propuesto por [Patterson y McMahon \(1984\)](#)
- Aerosoles desérticos fuertemente absorbentes en el UV, según la descripción de [Patterson et al. \(1977\)](#)

En el presente trabajo es de interés el último caso.

T&B ejecutaron el algoritmo del TOMS versión 7 bajo condiciones limpias, y también con distintas cargas de aerosoles analizando las diferencias que aparecían en la concentración de ozono en los diferentes supuestos. Los resultados obtenidos se presentaron en tanto por ciento.

La introducción de los aerosoles en el modelo de transferencia radiativa se realizó suponiendo una distribución vertical tipo gaussiana, con el máximo localizado a distintas alturas y con diferentes espesores ópticos a 380 nm (figura 3.1).

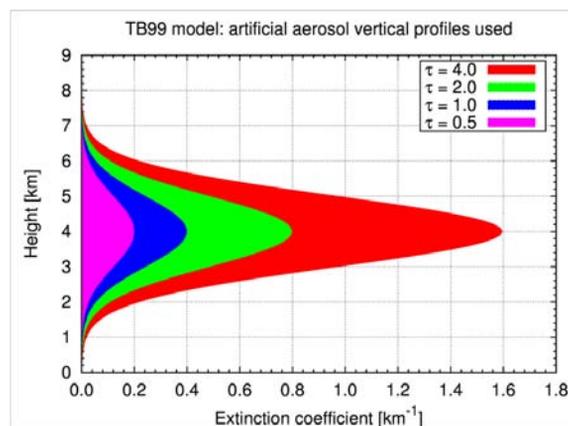


Figura 3.1: Gaussianas a 4 km y para distintos espesores ópticos introducidas en el modelo de anomalías de ozono de T&B.

La figura 3.2 reproduce los resultados publicados por T&B en función del espesor óptico a 380 nm y la altura del techo de la nube de polvo. Los errores en las medidas del satélite presentan una distribución no-lineal, especialmente para AODs altos. El algoritmo 7 del TOMS estaría infravalorando la concentración de ozono hasta en un 10 % para un a situación extrema, pero realista, en que el máximo de concentración de aerosoles se encuentre a una altura de 6 km y un espesor óptico estimado de $AOD = 1.5$.

En la discusión de su trabajo, T&B argumentaron las dificultades existentes para probar su hipótesis debido a no disponer de estaciones con instrumentación de ozono de alta calidad bajo la influencia de intrusiones de polvo desértico, y también debido al desconocimiento de la distribución vertical de los aerosoles y sus propiedades.

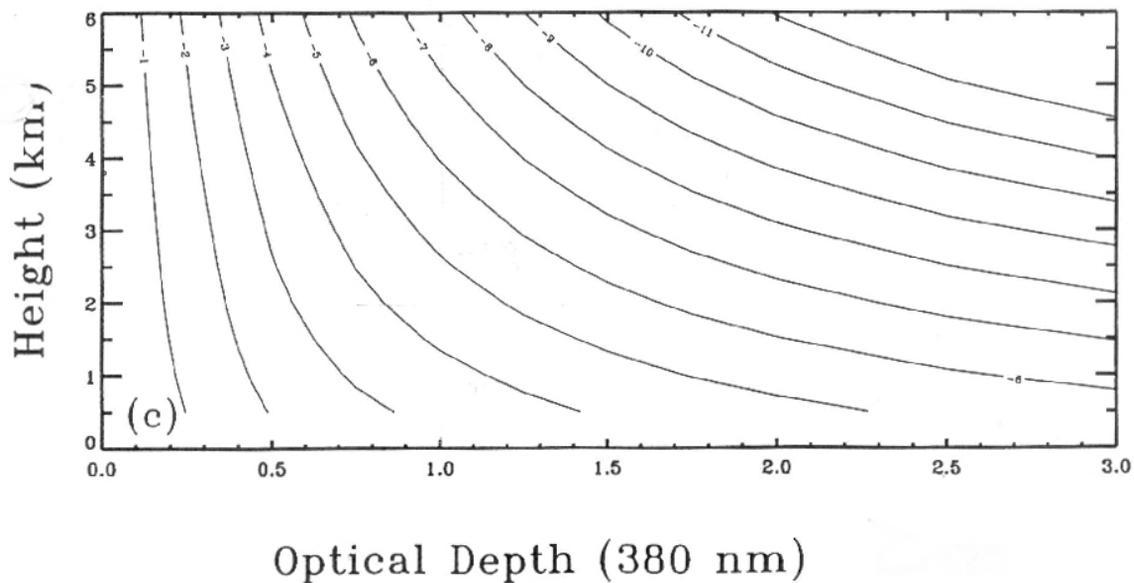


Figura 3.2: Modelo de errores de T&B, figura 4.c de [Torres y Bhartia \(1999\)](#)

El algoritmo versión 7 del instrumento TOMS

El algoritmo para obtener el contenido de ozono en la atmósfera se basa, en última instancia, en la comparación de las radiancias medidas por el instrumento a las longitudes de onda seleccionadas, con las radiancias modeladas suponiendo unas concentraciones determinadas de ozono.

El instrumento TOMS, en su recorrido orbital recoge radiación del nadir (que llamaremos L), pero también radiación directa del Sol, generalmente denominada radiación extraterrestre (L_0).

A partir de estas medidas, el procesador genera los valores de ozono preliminares mediante una función ΔN basada en la Ley de Bouguer-Lambert-Beer y definida según la ecuación 3.1.

$$\Delta N = -100 \left(\log_{10} \frac{L_{\lambda_1}}{L_{0,\lambda_1}} - \log_{10} \frac{L_{\lambda_2}}{L_{0,\lambda_2}} \right) \quad (3.1)$$

En donde λ_1 y λ_2 son un par de longitudes de onda preseleccionadas por el diseño del instrumento en que una de ellas es muy absorbida y la otra es insensible al ozono. El factor 100 no tiene más función que conseguir que N se encuentre en un rango manejable y parecido a los valores de ozono total con los que se está habituado.

En una primera estimación, este valor de ΔN medido entra en una tabla $\Delta N - O_3$, obtenida para valores de ozono en el rango existente en la atmósfera (100-700 DU), y para distintas condiciones de medida como geometría, latitud, altura del terreno, altura de la cobertura nubosa, y fracción de nube en la escena. En particular se usan los siguientes parámetros:

- λ , longitud de onda

- θ , ángulo cenital del satélite visto desde Tierra
- θ_0 ó SZA, ángulo cenital solar
- $[O_3]$, concentración de ozono
- R , reflectividad de la superficie
- P_0 , presión a la que se encuentra la superficie reflectante (en unidades de presión)

Las longitudes de onda están definidas por el propio diseño del instrumento. El ángulo cenital del satélite se calcula por orbitografía, el SZA se obtiene a partir de fórmulas de astronomía de posición para cada día del año, latitud, longitud y hora. La reflectividad de la superficie puede oscilar entre 0 y 1. La presión de la superficie reflectante oscila entre $P = 1.0 \text{ atm}$ (condición de cielo sin nubes) hasta $P = 0.4 \text{ atm}$.

En cada medida, por tanto, conocemos el ángulo θ y el ángulo θ_0 , pero necesitamos conocer la reflectividad en superficie R y su altura (o presión). Para ello TOMS emplea un canal a la longitud de onda de 360 nm, donde el ozono no absorbe, así que los cambios (aumentos) de radiancia observada respecto a la esperada teóricamente, tienen que ser debidos a que el elemento reflector no está en la superficie de la Tierra sino más cerca del satélite, tanto una mayor reflexión como una menor dispersión contribuyen a una menor atenuación del rayo. Los valores de reflectividad y altura de nubes del modelo se modifican para que casen con los medidos.

Conocidas la reflectividad de la superficie y la altura del techo de las nubes (o presión del mismo), los demás datos son conocidos y puede entrarse a la previamente mencionada tabla para obtener el valor de ozono inicial.

Esta estimación inicial de ozono coincidiría con el valor real medido si los datos empleados en el cálculo fuesen todos correctos. Sin embargo, hay efectos de calibración del instrumento o variables que se han usado como constantes, etcétera, que hacen que, en general, no sea el caso, y se necesite un refinamiento en el proceso. Este refinamiento se ha introducido en el algoritmo en su versión 7 (1996) como un segundo paso.

Para obtener la corrección se comparan directamente los valores de N medidos y calculados a partir de las radiancias a cada longitud de onda. Las diferencias entre ellas se denominan “residuos”. Es importante notar que un mismo ΔN puede corresponder a valores de N muy distintos. En esta corrección el ozono se modifica para que casen las radiancias medida y observada en dos longitudes de onda, suponiendo que el comportamiento es lineal con λ . Empleando una expansión de Taylor de primer orden, el residuo r_λ vendrá dado por la ecuación 3.2.

$$r_\lambda = N_m - N_0 = (\Omega - \Omega_0) \left(\frac{dN}{d\Omega} \right)_0 + (a + b\lambda) \quad (3.2)$$

Donde N_m es el N medido y N_0 es el N calculado. Llamamos Ω al contenido de ozono. La derivada de la ecuación 3.2 recibe el nombre de sensibilidad, representándose con el símbolo s_λ , ver ecuación 3.3.

$$s_\lambda = \left(\frac{dN}{d\Omega} \right)_0 \quad (3.3)$$

Resolviendo para dos λ , ya que hay dos incógnitas (Ω y b ya que $a = -360b$, ver [McPeters et al. \(1996\)](#)) se obtiene la columna de ozono ya corregida, ec. 3.4.

$$\Omega = \Omega_0 + \frac{r_1 \Delta \lambda_2 - r_2 \Delta \lambda_1}{s_1 \Delta \lambda_2 - s_2 \Delta \lambda_1} \quad (3.4)$$

El valor así obtenido es el que asigna TOMS como valor de ozono total del píxel de la superficie (100 x 100 km) correspondiente.

El modelo de transferencia radiativa empleado en este trabajo: LibRadtran

El modelo de transferencia radiativa LibRadtran (Mayer y Kylling, 2005) es una evolución del modelo *uvspec*, desarrollado con el objeto de calcular la irradiancia espectral en los rangos UV y visible. En 1997, el código del modelo *uvspec* fue reescrito completamente de modo que fuera aplicable a todo el espectro solar, siendo renombrado como *LibRadtran*.

El modelo resuelve las ecuaciones de transferencia en tres pasos:

1. En primer lugar se calculan las propiedades ópticas de la atmósfera a partir de los perfiles de NO₂, O₃, temperatura, presión, presencia de nubes y aerosoles, albedo superficial... Estas propiedades ópticas son introducidas en las ecuaciones de transferencia radiativa.
2. Las ecuaciones de transferencia radiativa se resuelven de acuerdo a las propiedades ópticas introducidas, calculándose las radiancias e irradiancias.
3. La solución de las ecuaciones de transferencia puede ser corregida por la distancia Tierra-Sol, multiplicada por el espectro extraterrestre, integrada respecto de la longitud de onda, etcétera, según sea requerido.

LibRadtran proporciona varios algoritmos para la resolución de las ecuaciones de transferencia radiativa de modo que el usuario pueda seleccionar la más adecuada a su problema. Estos algoritmos comprenden desde una serie de parametrizaciones y aproximaciones sencillas hasta una resolución completa de las ecuaciones de transferencia en 3D.

Para la reproducción del modelo de errores previstos de T&B se ha utilizado el algoritmo *disort2*, desarrollado por Stamnes et al. (2000). Este algoritmo asume que la atmósfera está compuesta por una serie de capas paralelas. Esta hipótesis es válida en aquellos casos en que el SZA sea inferior a 70° (Mayer y Kylling, 2005). TOMS vuela en satélites con órbita heliosíncrona y pasa sobre la estación cerca del mediodía local, lo que en Tenerife supone ángulos cenitales entre 50° (invierno) y 3° (verano). LibRadtran ha sido alimentado con las mismas hipótesis utilizadas por el modelo de T&B. Los parámetros de aerosoles se introducen en el fichero de configuración de LibRadtran mediante 5 opciones:

- **aerosol_default**, habilita el módulo de aerosoles del modelo,
- **aerosol_taufile**, introduce la distribución vertical de los aerosoles,
- **aerosol_gg**, fija el valor del parámetro de asimetría,
- **aerosol_ssa**, establece el valor del albedo de dispersión simple, y
- **aerosol_angstrom**, fija el valor del espesor óptico y su dependencia espectral.

La distribución vertical de aerosoles y los valores de estos parámetros con los que se ha alimentado LibRadtran para reproducir el modelo de errores previstos de T&B son los mismos que los empleados por ellos.

3.1.2. Las campañas aeroportadas TROMPETA

Emplazamiento

Las islas Canarias cumplen todos los requerimientos enunciados en la introducción: el observatorio atmosférico de Izaña, ubicado a 2.370 metros sobre el nivel del mar en el parque natural del Teide, concentra instrumentación de alta calidad destinada a la medida de ozono y aerosoles. El patrón europeo de los espectrómetros Brewer para medida de ozono se encuentra ubicado allí. La sede de la AEMET en Santa Cruz de Tenerife, a 50 metros sobre el nivel del mar, dispone también de instrumentación destinada a la medida de aerosoles (fotómetros, contadores de partículas, captadores para la recolección de filtros para un posterior análisis químico, lidar, etcétera).

Fechas de las campañas

El modelo elaborado por T&B encuentra una dependencia de los errores de medida con el techo de la intrusión de polvo, tanto mayor cuanto mayor sea el espesor óptico total. Las Islas Canarias sufren intrusiones de polvo a lo largo de todo el año, siendo su techo en los meses de invierno menor que en los estivales. Julio es el mes con mayor probabilidad de intrusiones de polvo a alturas elevadas. La figura 3.3, muestra los valores medios del índice de aerosoles del TOMS en el mes de julio de los años 2002 y 2003. Las campañas TROMPETA fueron preparadas para ser realizadas en julio.

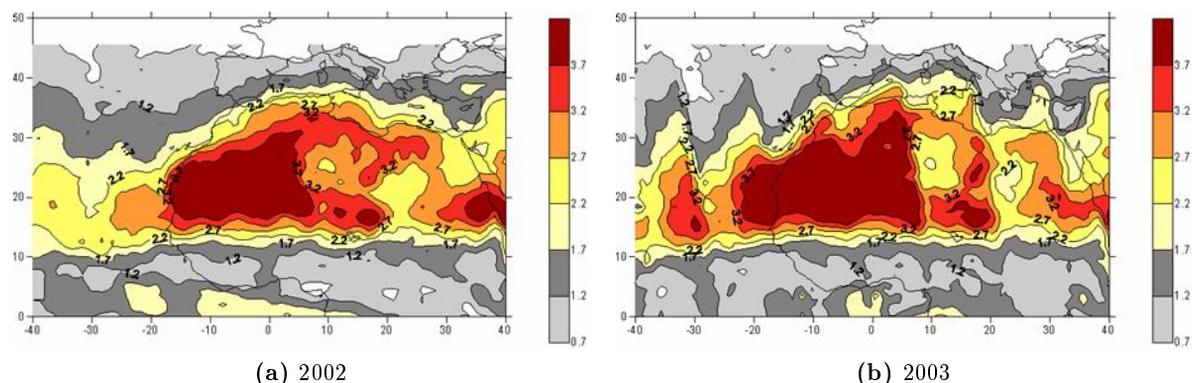


Figura 3.3: Estadística de distribución de polvo en suspensión para el mes de julio basado en el índice de aerosoles (AI) obtenido del instrumento TOMS (Estadística elaborada por S. Alonso, AEMET/CSIC)

Caracterización de la atmósfera Canaria bajo condiciones de intrusión sahariana

Para alcanzar el objetivo de esta aproximación es necesario disponer de una buena caracterización de la atmósfera en los días de estudio. Caracterizar la atmósfera es conocer su estado hasta el máximo grado de detalle posible, al menos de aquellas variables con implicación directa en los fenómenos que se pretende estudiar. En particular se debe disponer de buena información

de las propiedades ópticas atmosféricas que afectan al contenido de ozono, y medidas del propio ozono a partir de tantos instrumentos como sea posible.

La caracterización de la estructura vertical de las intrusiones de polvo durante las campañas TROMPETA fue realizada mediante dos técnicas diferentes: teledetección mediante lidares y medida “in situ” de la distribución de tamaños mediante la sondas PCASP-100X¹ y FSSP-100ER² embarcadas en la plataforma aérea. En esta tesis se han utilizado los datos procedentes de la sonda PCASP en vez de los datos de extinción proporcionados por los lidares. Además de la caracterización de la estructura vertical de la intrusión, los aerosoles han sido caracterizados químicamente mediante captadores de PM_{2.5} y PM₁₀ en tierra y un sistema portafiltros embarcado en la cabina del avión.

La medida del espesor óptico y propiedades ópticas de aerosoles integradas en columna tales como albedo de dispersión simple, factor de asimetría, parámetros de Ångström y distribución de tamaños se obtuvieron desde tierra mediante los fotómetros CIMEL emplazados en Santa Cruz de Tenerife y en el observatorio de Izaña. Los datos de ambos fotómetros han sido tomados de la web de la red AERONET (Holben et al., 1998) a la que ambos pertenecen (datos accesibles en <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>).

El ozono durante las campañas TROMPETA se ha obtenido de fuentes muy diversas. El disponer de series de datos de ozono de muy diversa instrumentación medidas con técnicas distintas permite asegurar la fiabilidad de las propias series pudiendo detectarse posibles medidas erróneas al comparar las series entre sí. Se han utilizado datos de los instrumentos de satélite TOMS, OMI, GOME y SCIAMACHY. La instrumentación de ozono de tierra complementa la información obtenida de los satélites, en concreto, los datos del espectrómetro RASAS (espectroscopía DOAS en el visible) no se ven afectados por la presencia de polvo en la atmósfera al ser su absorción en el visible muy pequeña. Los espectrómetros de tierra utilizados durante las campañas TROMPETA son Brewer (rango UV), RASAS (Vis) y FTIR (IR).

Con el objeto de obtener información acerca de la concentración de ozono a las alturas en que se produjeron las intrusiones se programaron lanzamientos de ozonosondas simultáneamente al desarrollo de los vuelos del avión por parte de la AEMET (CIAI³). Además se dotó a la plataforma aérea de un analizador de ozono “in-situ” instalado en su cabina.

Por último, con objeto de obtener perfiles verticales de variables meteorológicas como presión y temperatura se lanzaron radiosondas que complementaron a la instrumentación embarcada en la plataforma aérea destinada a la medida de estas variables.

Lanzamiento y desarrollo de las campañas

Para el lanzamiento de las campañas se estableció una estrategia basada en boletines de predicción de concentración de polvo sobre las islas Canarias a 72 horas.

Diariamente se elaboraron boletines con datos de tres modelos online de predicción de concentración de polvo en la atmósfera: NAAPS de la marina estadounidense, <http://www.>

¹Passive Cavity Aerosol Spectrometer Probe

²Forward Scattering Spectrometer Probe

³Centro de Investigación Atmosférica de Izaña

nrlmry.navy.mil/aerosol/, DREAM del Barcelona Supercomputing Center (Nickovic et al., 2001; Pérez et al., 2006a,b), <http://www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/>, y SKIRON de la universidad de Atenas, <http://forecast.uoa.gr/dustindx.php>. El lanzamiento de campaña debía producirse cuando se superaran, según las predicciones de estos, modelos los umbrales mostrados en el cuadro 3.1, activándose el esquema de operación del diagrama presentado en la figura 3.4.

Modelo	Producto	Umbral	
NAAPS	AOD a 500 nm	Mapa	>0.3
		Evolución en Tenerife	>0.3
	Techo de intrusión	>4.500 m	
BSC/DREAM	Carga de polvo ($mg\ m^{-2}$)	>750 mg	
SKIRON	Carga de polvo ($mg\ m^{-2}$)	>750 mg	

Cuadro 3.1: Umbrales para el lanzamiento de las campañas aeroportadas TROMPETA

El avión debía seguir en cada perfil vertical una helicoidal centrada en un punto a 5 km de la costa de Güimar en la isla de Tenerife (figura 3.5, N 28°16', W 16°20'). La velocidad vertical a desarrollar por la plataforma aérea debía ser lenta, $v_z < 3\ m/s$, con el objeto de maximizar la resolución vertical de cada perfil. En cada campaña debían realizarse un total de tres perfiles verticales en condiciones de intrusión sahariana, añadiéndose uno más en la campaña de 2006 en condiciones limpias con el objeto de disponer de una referencia con la que comparar.

Se realizaron en total tres perfiles verticales en la primera campaña, añadiéndose uno más en la campaña TROMPETA 2006. Este último perfil, si fuese posible, debía realizarse sobre cielo limpio, sin presencia de aerosoles saharianos, para comparar con los perfiles anteriores.

3.1.3. Obtención de los errores previstos en la medida de ozono según el modelo de T&B

El procedimiento desarrollado ha consistido en calcular los valores de la función ΔN (ecuación 3.1) a partir de las radiancias calculadas mediante LibRadtran, introduciendo como parametros de entrada la caracterización atmosférica obtenida por las campañas TROMPETA. Para obtener el error previsto según el modelo de T&B se han utilizado las mismas hipótesis que éstos que utilizaron en su trabajo, considerando presencia (*aer*) y ausencia de aerosoles (*noaer*). El error previsto ξ se ha calculado en tanto por ciento:

$$\xi = \frac{\Delta N^{aer} - \Delta N^{noaer}}{\Delta N^{noaer}} \times 100 \quad (3.5)$$

Caracterización de la atmósfera en LibRadtran

La caracterización de la atmósfera es introducida en LibRadtran modificando el fichero de entrada del modelo. En concreto, han de modificarse las opciones relativas a las propiedades de la atmósfera, el punto geográfico en el que el satélite está midiendo la concentración de ozono,

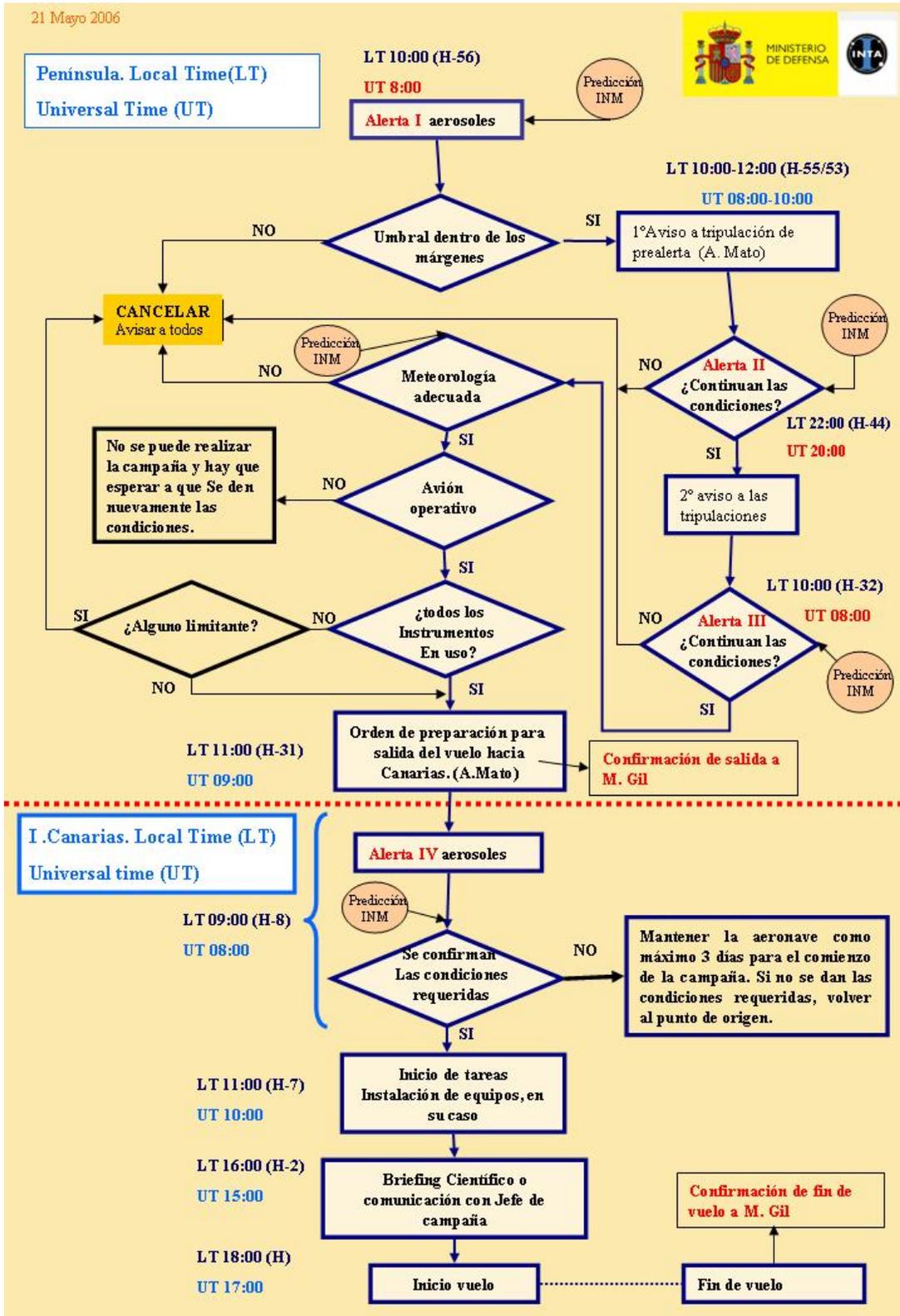


Figura 3.4: Protocolo diseñado para el lanzamiento de las campañas TROMPETA

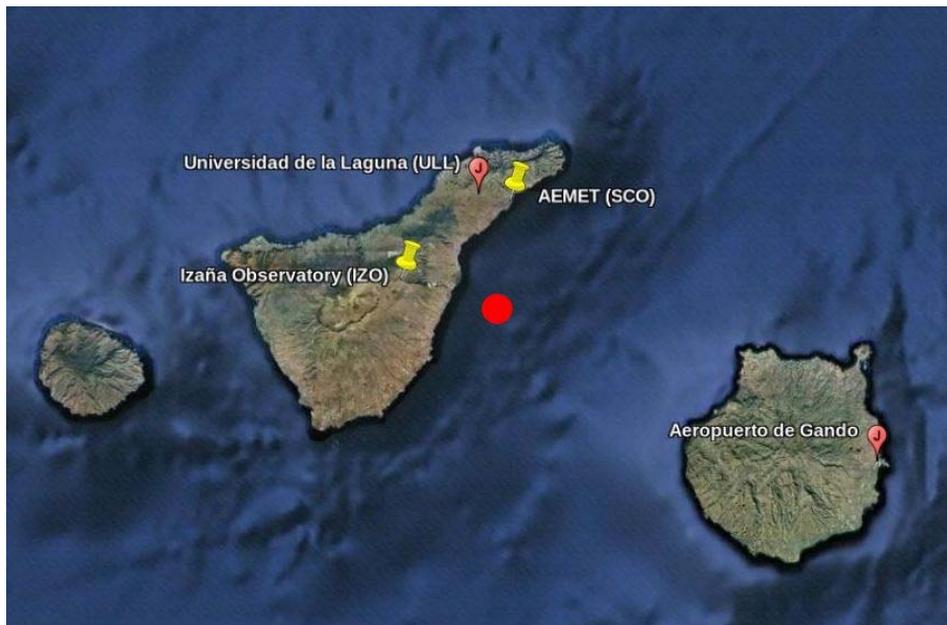


Figura 3.5: Ubicación de las estaciones de medida y la zona de ensayos de la plataforma aérea (punto rojo)

la posición del satélite respecto de este punto y las propiedades de los aerosoles presentes en la atmósfera.

El espectro solar utilizado, dentro de los ofrecidos por LibRadtran, ha sido el espectro de Kurucz (1992). En cuanto a las condiciones atmosféricas, se ha utilizado como perfil de ozono la media para el mes de julio obtenida a partir de los sondeos realizados por la AEMET en Sta. Cruz. El resto de datos se ha tomado de la atmósfera estándar para regiones tropicales del AFGL⁴ (Anderson et al., 1986). También se han proporcionado las coordenadas de latitud, longitud, altura de la superficie (0 m.s.n.m.), hora a la que se realizó el vuelo y ángulos solares cenital y azimutal, en ese momento.

LibRadtran debe recibir también como parámetros de entrada los datos de la geometría de medida del satélite (nadir) y su altura, además de las longitudes de onda y la función de respuesta del instrumento.

Las propiedades ópticas de aerosoles que se introducen en LibRadtran son los parámetros de Ångström, α y β obtenidos de las medidas del fotómetro CIMEL de Santa Cruz, el factor de asimetría del polvo Sahariano derivado de las medidas de la red AERONET y el valor de absorción del polvo sahariano empleado en el modelo de anomalías de T&B. La estructura vertical de aerosoles se introduce proporcionando al modelo perfiles verticales del coeficiente de extinción de aerosoles. El coeficiente de extinción se obtiene a partir de los datos de distribución de tamaños de la sonda PCASP, sección 4.2.2, que consta de quince canales. Cada canal de la distribución de tamaños se considera como un gas monodisperso de aerosoles habiéndose calculado el coeficiente de extinción total como la suma de los coeficientes de extinción aplicando

⁴Air Force Geophysics Laboratory: Laboratorio de geofísica de las fuerzas aéreas estadounidenses

el principio de superposición:

$$\begin{aligned}\sigma_e(z) &= \sum_{i=1}^{15} (\sigma_a(r_i, z) + \sigma_s(r_i, z)) = \sum_{i=1}^{15} \pi r_i^2 (Q_a(r_i, m, \lambda) + Q_s(r_i, m, \lambda)) N_i(z) \\ \sigma_e(z) &= \sum_{i=1}^{15} \sigma_e(r_i, z) = \sum_{i=1}^{15} \pi r_i^2 Q_e(r_i, m, \lambda) N_i(z)\end{aligned}\quad (3.6)$$

Donde se ha supuesto que el índice de refracción es constante para todos los aerosoles desérticos independientemente de su tamaño. La eficiencia de extinción, Q_e , se ha calculado aplicando la teoría de Mie mediante el algoritmo de [Bohren y Huffman \(1983\)](#).

3.1.4. Variaciones de ozono de corto periodo observadas

Las variaciones de corto periodo se han calculado a partir las series de datos de los instrumentos que estuvieron operativos durante las campañas TROMPETA. Para eliminar diferencias en el *offset* de cada instrumento y aislar los efectos de corto periodo se ha trabajado con residuos obtenidos como las diferencias entre el valor observado (medido) y el valor para el mismo día resultado de una media móvil de 31 días. Los instrumentos proporcionan una medida de la columna de ozono por día.

$$\Delta O_3[\%] = \frac{O_3^{obs} - O_3^{medio}}{O_3^{obs}} \times 100 \quad (3.7)$$

3.1.5. Comparación de las variaciones observadas y los errores previstos según el modelo de T&B

El último paso de esta aproximación tiene por objeto discutir los resultados obtenidos confirmando o rechazando la hipótesis de T&B aportando las razones que lo justifiquen. Para ello se han comparado los errores previstos según el modelo de T&B con las variaciones de ozono de corto periodo observadas por la instrumentación.

3.2. Metodología 2: Correlación estadística entre variaciones de ozono y concentración de aerosoles desérticos

Esta segunda aproximación parte de la hipótesis de que parte de las anomalías de ozono de corto periodo se deben a la presencia de aerosoles saharianos.

Según se explicó en la sección [2.1.1](#) existen otros factores causantes de variaciones de ozono de corto periodo (ondas planetarias, variación de la altura de la tropopausa, etcétera) que interfieren en la relación ozono-polvo sahariano. La aproximación empleada se basa en suponer que los mencionados fenómenos que dan lugar a perturbaciones del ozono en la estratosfera están desacoplados a los mecanismos que dan lugar a intrusiones sobre las islas Canarias, y consecuentemente, en un análisis estadístico aquellas serán igualmente probables en el sentido

de aumentar o disminuir la concentración de ozono, produciendo un efecto nulo en la correlación, y, por tanto, usando un número de casos suficientemente grande, debe ocurrir que:

$$\xi = \Delta O_3(\%) = f[M] \quad (3.8)$$

siendo $[M]$ la carga de aerosoles.

La magnitud de los errores previstos en la medida de la columna total de ozono es inferior a las variaciones causadas por el resto de factores meteorológicos mencionados, por lo que se espera un gran dispersión en las variaciones de ozono. Es necesario, por tanto, que las series de datos de ozono sean lo más extensas en tiempo posible de modo que las anomalías causadas por el resto de factores se compensen entre sí. Las variaciones de ozono se calculan del mismo modo que en la aproximación anterior (sección 3.1.4).

3.2.1. El índice color (CI) como estimador de la carga de aerosoles

Las series de datos disponibles sobre concentración de polvo en la atmósfera son demasiado cortas por lo que se hace necesario el uso de una magnitud indirecta que actúe como '*proxy*'. En este trabajo se han usado datos del espectrómetro RASAS (sección 4.1.1) diseñado por el grupo de Espectroscopía de Absorción Diferencial del INTA, emplazado en 1998 en el observatorio de Izaña para la medida de gases estratosféricos. El espectrómetro registra un espectro de radiación solar cenital en un rango entre 340 y 600 nm aproximadamente cada 2 minutos. En condiciones de cielo limpio (sin nubes ni aerosoles) domina la dispersión de Rayleigh, y la región UV recibe proporcionalmente más radiación que longitudes mayores (ver figura 3.6). El polvo tiene el efecto contrario en medidas cenitales; la intensidad aumenta en longitudes de onda más largas, y disminuye en el rango UV.

La forma de los espectros es el resultado de la dependencia de la magnitud de la dispersión con la longitud de onda. La dispersión molecular es función de λ^{-4} , mientras que la dispersión por aerosoles, aunque es función de λ^{-1} , depende de la carga de aerosoles. En condiciones de una fuerte carga, la región UV es más dispersada por la radiación directa, de modo que poca radiación alcanza el cénit.

En consecuencia, se ha definido un índice de color (CI) como la relación entre dos longitudes de onda alejadas que variará en función del color del cielo, es decir, en función de los aerosoles presentes en la atmósfera. En el presente trabajo definimos el índice CI como:

$$CI = \frac{L_{\lambda=550}}{L_{\lambda=350}}. \quad (3.9)$$

Cada espectro proporciona, por tanto, un valor de CI . De la figura 3.6 se extrae que un día limpio, sin aerosoles, CI toma un valor aproximado de 2.2. Los valores con polvo son siempre más altos, alcanzándose valores de 7 (figura 3.6) o incluso mayores.

EL valor del CI depende indirectamente del SZA. La masa óptica recorrida por la radiación es más próxima a uno cuanto menor sea el SZA. Cerca del amanecer y del anochecer la masa óptica del rayo es mucho mayor provocando que la dispersión dominante sea la dispersión de Rayleigh, en vez de la dispersión de Mie asociada a los aerosoles.

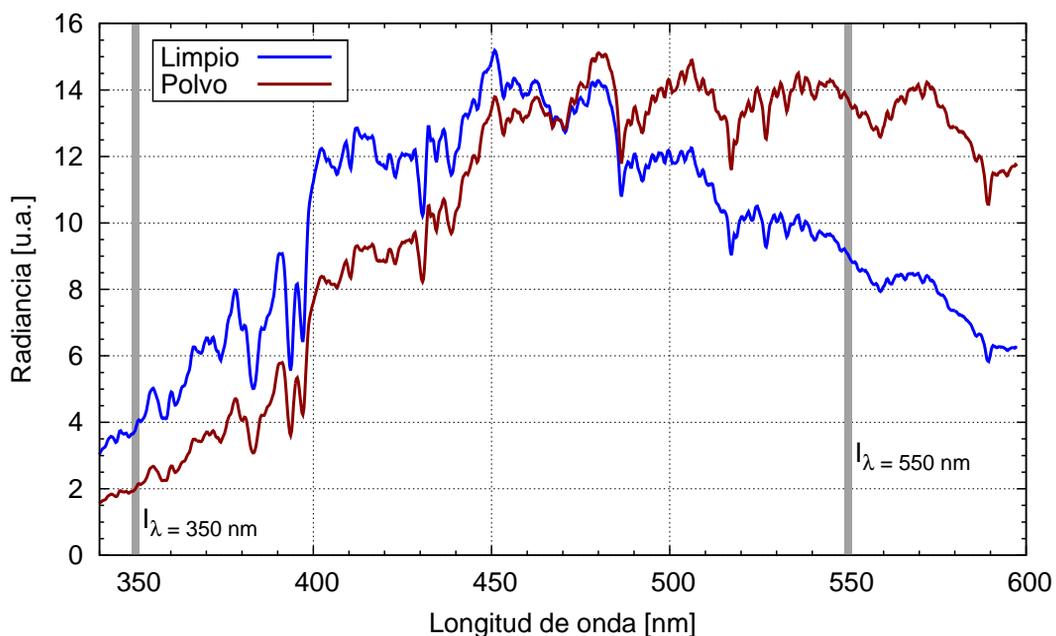


Figura 3.6: Espectros medidos por el espectrómetro RASAS en unidades arbitrarias un día limpio y uno de polvo

En Izaña se pueden dar cuatro tipos diferentes de escenarios en función de los dos únicos tipos de aerosoles que se pueden presentar: nubes y aerosoles Saharianos. Los escenarios son día limpio, día nuboso, día de polvo y día con polvo y nubes. En la figura 3.7 se muestran las evoluciones de los valores del CI bajo cada uno de los cuatro escenarios descritos.

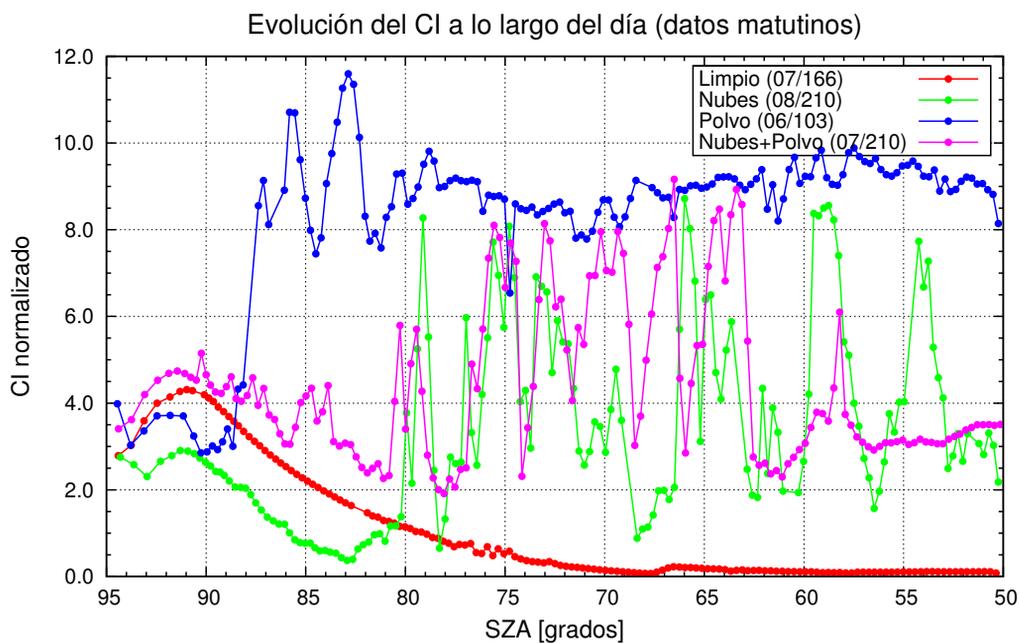


Figura 3.7: Valores observados del CI a lo largo de la mañana bajo distintos escenarios

Los valores de CI obtenidos bajo un escenario de intrusión Sahariana son bastante cons-

tantes a lo largo del día. Esta constancia se debe a que, en comparación con las nubes, la concentración de aerosoles Saharianos es bastante homogénea en el tiempo para cada intrusión. Los días de polvo mantienen, por tanto, valores bajos en la desviación estándar de las observaciones de CI.

Las nubes, sin embargo, presentan una concentración mucho más variable. De este modo, en el momento que sobre el FOV⁵ del instrumento (1.2°) se introduce una nube el CI se incrementa, y cuando la nube se sale del FOV, el CI adquiere un valor mínimo. Este hecho provoca que la desviación estándar de las observaciones del CI en presencia de nubes sean mucho más altas.

Cuando el SZA es mayor de 70 grados, el incremento de la variación de la masa óptica recorrida por el rayo provoca un pronunciado incremento del valor del CI. Sin embargo en la región entre 50 y 70 grados el índice de color permanece constante y puede ser utilizado para cuantificar la cantidad de aerosoles presente en la atmósfera. La cuantificación de la carga de aerosoles se realiza calculando la media de los valores de CI observados en este rango de SZAs, mientras que la desviación estándar permite determinar si el día es nuboso o no.

Para obtener el CI medio de cada día se han clasificado los CI en función del SZA en cuatro intervalos de 5° . El CI medio es el valor medio de estos cuatro intervalos. Esta forma de clasificar los valores del CI es eliminar el excesivo peso que tendrían los intervalos de menor SZA al tomarse mayor número de espectros con estos SZA.

La viabilidad del método se ha confirmado validando la serie de datos de CI con las medidas de espesor óptico realizadas por el fotómetro CIMEL (sección 4.2.1), instalado en el observatorio de Izaña. La ventaja de uso del CI es que posibilita extender la serie de aerosoles desde 2004, fecha de instalación del CIMEL, hacia atrás, hasta 1998 fecha de instalación del espectrómetro RASAS. De este modo se puede obtener una serie de espesor óptico estimado casi siete años más extensa que la serie de datos de espesor óptico disponible para el fotómetro. Los pasos seguidos para la validación del CI como indicador de la presencia de polvo son los siguientes:

1. Normalización. El objeto de este paso es que un CI nulo indique ausencia de aerosoles en la atmósfera.
2. Filtrado. El CI es sensible tanto a aerosoles como a nubes. Los datos de índice de color han sido filtrados para eliminar aquellos días en que hubo presencia de nubes usando la desviación estándar.
3. Correlación del CI con el AOD⁶.

Se ha hecho uso de todas las series de datos de ozono disponibles en Izaña incluyendo tanto instrumentación de satélite como de tierra.

⁵FOV: Field of View, ángulo de visión

⁶Espesor óptico de aerosoles en sus siglas inglesas

Capítulo 4

Instrumentación y datos empleados

El carácter multidisciplinar de este trabajo ha obligado al uso de datos procedentes de instrumentación de muy diversa naturaleza. En este capítulo se describe brevemente cada instrumento aportando las referencias necesarias para poder profundizar en el detalle de su funcionamiento. La instrumentación utilizada se ha agrupado en dos grupos según mida ozono (sección 4.1) o aerosoles (sección 4.2). Las siguientes secciones describen la plataforma aérea utilizada y los modelos de predicción usados en el desarrollo de las campañas aeroportadas TROMPETA (secciones 4.3 y 4.4).

4.1. Instrumentación de ozono

En aplicaciones de observación remota de gases en la atmósfera, se suelen denominar espectrofotómetros a aquellos instrumentos que miden la radiancia o irradiancia espectral en longitudes de onda discretas. Por el contrario, se denominan espectrómetros o espectrógrafos a aquellos instrumentos que pueden registrar radiancia o irradiancia espectral de forma continua en todas las longitudes de onda dentro de un determinado rango espectral.

4.1.1. Instrumentación de Tierra

Espectrofotómetro de tierra BREWER (rango UV)

El espectrofotómetro Brewer es un instrumento de tierra cuyo objeto es la medida del ozono. Fue diseñado para minimizar el mantenimiento y operar de modo automático a la intemperie ofreciendo una alternativa al espectrofotómetro estándar DOBSON, manual, diseñado en 1929 con grandes requerimientos de operador. Este equipo mide radiancia espectral en cinco longitudes de onda (306.3, 310.1, 313.5, 316.8, y 320.1 nm) dentro de la banda de absorción del ozono en el UV con una resolución de 0.5 nm (ver figura 2.6).

El instrumento mide la radiación directa procedente del sol con un FOV de 2.7° , que incluye el disco solar completo (0.5°). La mayor parte de la irradiancia medida es irradiancia directa (procedente del sol) junto con una fracción pequeña de irradiancia difusa (procedente de procesos de dispersión en la atmósfera). Para ángulos cenitales $SZA < 80^\circ$, el instrumento

es equiparable o incluso más exacto que el DOBSON (Staehein et al., 2003). Sin embargo, la fracción de irradiancia difusa se ve incrementada para SZA elevados o en presencia de aerosoles en la atmósfera, aumentando en estas condiciones la incertidumbre asociada a las medidas de la columna de ozono total.



Figura 4.1: Brewer instalado en la terraza del observatorio de Izaña fotografiado después del paso de un frente

La primera línea, $\lambda = 306.3 \text{ nm}$, se utiliza para medir la columna de SO_2 , y las otras cuatro líneas se emplean para medir la columna total de ozono. El algoritmo empleado se basa en la ley de Bouguer-Lambert-Beer obteniéndose para cada longitud de onda λ_i la ecuación 4.1.

$$\log L(\lambda_i) = \log L_0(\lambda_i) - \sigma_{O_3}(\lambda_i) \Omega_{O_3} \mu_{O_3} - \sum_x \sigma_x(\lambda_i) \Omega_x \mu_x \quad (4.1)$$

Donde x son otros agentes que, además del ozono, contribuyen a la atenuación del rayo: aerosoles y absorción molecular de SO_2 y otros gases atmosféricos. L y L_0 son la radiancia medida por el instrumento y la radiancia en el exterior de la atmósfera respectivamente, $\sigma_{O_3}(\lambda)$ y $\sigma_x(\lambda)$ son las secciones eficaces de extinción del ozono y de los distintos atenuantes x de la atmósfera, Ω_{O_3} y Ω_x las densidades del ozono y los atenuantes, y μ_{O_3} y μ_x los AMF¹ del ozono y los respectivos atenuantes. En los instrumentos a sol directo y para ángulos cenitales menores de 70-75 grados puede utilizarse la aproximación de atmósfera plana y por tanto el AMF es la inversa del coseno del ángulo solar cenital (SZA).

El algoritmo asigna un peso a cada longitud de onda w_i con el objeto de minimizar la interferencia del SO_2 y el resto de absorbentes en las medidas, y suma las cuatro ecuaciones 4.1 aplicadas a cada longitud de onda, pesadas por estos valores. Los valores de los pesos para las longitudes de onda 310.1, 313.5, 316.8, y 320.1 nm, obtenidos empíricamente por los fabricantes son $w_1 = 1.0$, $w_2 = -0.5$, $w_3 = -2.2$ y $w_4 = 1.7$, resultando el juego de ecuaciones:

$$[w_1 = 1.0] \times \left[\log L(\lambda_1) = \log L_0(\lambda_1) - \sigma_{O_3}(\lambda_1) \Omega_{O_3} \mu_{O_3} - \sum_x \sigma_x(\lambda_1) \Omega_x \mu_x \right]_{\lambda_1=310.1 \text{ nm}}$$

¹Air Mass Factor

$$\begin{aligned}
[w_2 = -0.5] & \times \left[\log L(\lambda_2) = \log L_0(\lambda_2) - \sigma_{O_3}(\lambda_2) \Omega_{O_3} \mu_{O_3} - \sum_x \sigma_x(\lambda_2) \Omega_x \mu_x \right]_{\lambda_2=313.5 \text{ nm}} \\
[w_3 = -2.2] & \times \left[\log L(\lambda_3) = \log L_0(\lambda_3) - \sigma_{O_3}(\lambda_3) \Omega_{O_3} \mu_{O_3} - \sum_x \sigma_x(\lambda_3) \Omega_x \mu_x \right]_{\lambda_3=316.8 \text{ nm}} \\
[w_4 = 1.7] & \times \left[\log L(\lambda_4) = \log L_0(\lambda_4) - \sigma_{O_3}(\lambda_4) \Omega_{O_3} \mu_{O_3} - \sum_x \sigma_x(\lambda_4) \Omega_x \mu_x \right]_{\lambda_4=320.1 \text{ nm}}
\end{aligned}$$

Sumando estas cuatro ecuaciones y definiendo $K = \sum_{i=1}^4 w_i \log L(\lambda_i)$ y $K_0 = \sum_{i=1}^4 w_i \log L_0(\lambda_i)$, se puede reescribir el problema de modo más compacto mediante la expresión 4.2:

$$K = K_0 - \sum_{i=1}^4 w_i \sigma_{O_3}(\lambda_i) \Omega_{O_3} \mu_{O_3} - \sum_{x,i} w_i \sigma_x(\lambda_i) \Omega_x \mu_x \quad (4.2)$$

donde el subíndice i hace referencia a cada una de las cuatro longitudes de onda empleadas.

Despejando por último la concentración de ozono se obtiene:

$$\Omega_{O_3} = \frac{(K_0 - K) - \sum_{x,i} w_i \sigma_x(\lambda_i) \Omega_x \mu_x}{\sum_i w_i \sigma_{O_3}(\lambda_i) \mu_{O_3}} \quad (4.3)$$

El algoritmo asume el mismo comportamiento de los absorbentes para todas las longitudes de onda de modo que se cancelen entre sí al aplicar los pesos obtenidos empíricamente w_i .

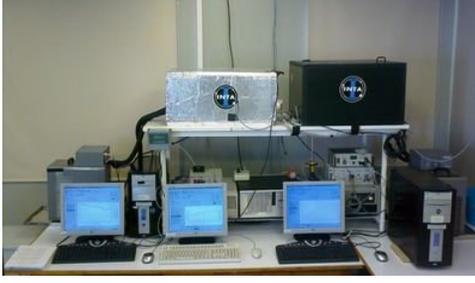
El método es realmente eficaz y desde los años 70 se han instalado más de 300 instrumentos en todo el mundo. De ellos, unas cuantas decenas cumplen todos los requisitos de control de calidad y proporcionan datos fiables. Los instrumentos son intercomparados con patrones internacionales organizados por sectores geográficos.

En esta tesis se han utilizado las medidas de ozono del espectrofotómetro Brewer MK III #157 instalado en el observatorio de Izaña en junio de 1998, figura 4.1. Este instrumento es el patrón europeo. La incertidumbre en las observaciones de irradiancia espectral es del orden del 5%, mientras que la incertidumbre en la columna de ozono derivada por el algoritmo es inferior al 1% (Redondas y Cede, 2006) bajo las condiciones atmosféricas óptimas de IZO, pero alcanzando valores superiores en otros emplazamientos con condiciones más desfavorables.

Espectrómetro de tierra INTA/DOAS RASAS (rango visible)

El espectrómetro RASAS es un instrumento diseñado por el grupo de espectroscopía del INTA para medir el contenido de diversos gases en la estratosfera, entre ellos el O_3 y NO_2 (Gil y Cacho, 1989; Gil et al., 2008). El instrumento recoge radiancia espectral difusa al cénit utilizando la técnica DOAS en el análisis de los espectros tomados. La figura 4.2 muestra la ubicación del espectrómetro dentro del edificio de la AEMET en Izaña y la toma de muestras del mismo ubicada en la terraza.

El espectrómetro recoge espectros de forma continua en el rango 340 - 600 nm, con una resolución espectral de 1.3 nm. Los espectros son tomados al cénit para ángulos cenitales solares



(a) Espectrómetros INTA en IZO



(b) Toma de muestras del RASAS

Figura 4.2: Ubicación del espectrómetro INTA/RASAS en IZO (cajón negro y electrónica en su parte inferior) y colector óptico del espectrómetro ubicado en la terraza del edificio.

entre 45 y 94 grados, proporcionando dos series diarias de espectros (matutina y vespertina). Este instrumento fue instalado en la terraza del observatorio a finales de 1998.

Como la mayor parte de técnicas remotas (teledetección) en la atmósfera, la espectroscopía DOAS se basa en la ley de Bouguer-Lambert-Beer y sirve para cuantificar gases de los que previamente conocemos su existencia en la atmósfera.

Para evitar el problema de conocer el espectro extraterrestre, en la práctica se analizan los espectros cenitales crepusculares frente una referencia medida con el sol alto, que en una primera aproximación sustituiría al extraterrestre durante el día. Esta fórmula presenta importantes ventajas siendo la principal de ellas la eliminación de estructuras desconocidas que aparecen en los espectros atmosféricos, al dividir un espectro por otro.

El proceso para obtener la densidad del ozono u otro gas en un proceso estructurado en dos pasos:

- a) Obtención del gas según el camino óptico del rayo durante los crepúsculos. Para ello se emplea la ecuación DOAS:

$$\log \left(\frac{L_1(\lambda)}{L_2(\lambda)} \right) - (a + bx + cx^2) = - \sum \{ \sigma_i^*(\lambda) N_i' \}$$

donde $\sigma_i^* = \sigma_i - (a_i' + b_i' x + c_i' x^2)$. $L_2(\lambda)$ es un espectro tomado al mediodía con el sol alto en el horizonte que se denomina espectro de referencia. El rango espectral dependerá del gas a detectar. $(a + bx + cx^2)$ y $(a' + b' x + c' x^2)$ son polinomios que actúan de filtro de bajo periodo y eliminan el efecto de los aerosoles cuya variación con la longitud de onda es suave. σ_i son secciones eficaces y N_i' densidades de gases.

De esta forma obtenemos una nuevas funciones lineales ortogonales, a las que aplicando la condición de mínimo:

$$\frac{d}{d N_i'} \left\{ \log^* \left[\frac{L_1(\lambda)}{L_2(\lambda)} \right] + \sum_i (\sigma_i^*(\lambda) N_i') \right\}^2 = \varepsilon$$

se obtiene un sistema de ecuaciones lineal que puede resolverse por un método clásico tipo Gauss-Jordan. Los parámetros N_i' son las densidades de los gases que obtenemos según el camino óptico.

- b) Una vez conocido el ozono, se debe añadir el gas presente en la referencia y obtener la columna vertical.

$$[O_3]_v = \frac{[O_3]_s + R}{AMF}$$

donde R es el contenido de ozono de la referencia y $[O_3]_s$ el ozono medido.

Cuando el sol está alto sobre el horizonte, la atmósfera puede considerarse plana, y los AMF pueden aproximarse por la secante del SZA, $AMF \approx \sec(SZA)$. En los crepúsculos esta aproximación no es válida y hay que emplear un modelo de transferencia radiativa. En última instancia, para cada posición geográfica, época del año y elevación solar el AMF adopta un valor determinado.

La ecuación anterior se puede reescribir como

$$[O_3]_s = -R + [O_3]_v \times AMF$$

donde AMF y $[O_3]_s$ son conocidos. Representando todas las medidas $[O_3]_s$ en un gráfico en función del AMF , y ajustando a una recta, la ordenada en el origen será el contenido de la referencia R y la pendiente $[O_3]_v$ su valor vertical. Esta técnica es conocida como *Langley-plot* (fig. 4.3). Recientemente ha sido publicado un libro donde se describe el método de espectroscopía de absorción diferencial con detalle (Platt y Stutz, 2008).

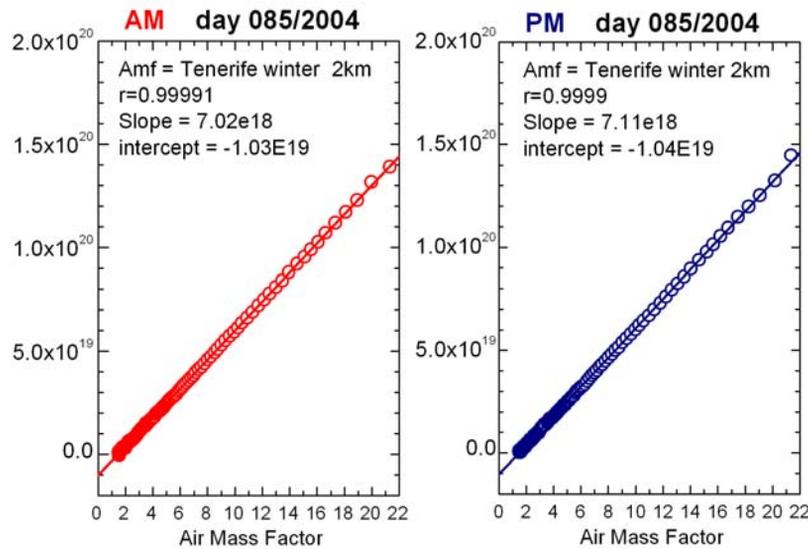


Figura 4.3: Ejemplos de langley plots de ozono AM y PM procedentes de las medidas del espectrómetro RASAS

El instrumento RASAS emplea las secciones eficaces de absorción de ozono de Bogumil et al. (2003) obtenidas para el modelo de vuelo del instrumento de satélite SCIAMACHY. Estas secciones son las recomendadas para este tipo de técnica por el NDACC², <http://www.ndsc.ncep.noaa.gov/>.

La serie de datos de ozono diarios empleados en este trabajo se ha obtenido como la media de las series de datos matutina y vespertina. El periodo cubierto por los datos de ozono

²Network for the Detection of Atmospheric Composition Change

utilizados se extiende desde el año 2000 hasta el año 2008. La incertidumbre asociada en la medida de la columna de ozono de este tipo de instrumentación ronda el 4-5 % (Fraser et al., 2007)

Espectrómetro de tierra Bruker IFS 125 HR (rango IR)

El espectrómetro Bruker 125 HR es un interferómetro IR por transformada de Fourier (FTIR) emplazado en el Centro de Investigación Atmosférica de Izaña. Mide mediante teledetección la concentración de diversos constituyentes atmosféricos entre los que se encuentra el ozono. El instrumento recoge radiancia directa en el rango de longitudes de onda entre 2.3 y 14.3 μm a sol directo con un FOV de 0.2° en el centro del disco solar (Schneider et al., 2008).

Los espectros se obtienen a partir del análisis de Fourier de los interferogramas medidos. El instrumento aprovecha las bandas rotacionales y vibracionales de la molécula de ozono (991.25 a 993.80 cm^{-1} , 1001.47 a 1003.04 cm^{-1} y 1005.00 a 1006.91 cm^{-1}) para obtener perfiles verticales de ozono.

El algoritmo para obtener los perfiles (Hase et al., 2004, PROFFIT) utiliza el modelo de transferencia radiativa denominado KOPRA (Höpfner et al., 1998; Kuntz et al., 1998; Stiller et al., 1998) para simular el espectro medido. La técnica empleada es la técnica de 'ray tracing' para determinar el camino de la radiación solar en dirección al instrumento, dividiendo la atmósfera en 41 capas. El modelo calcula el espesor óptico en cada capa de modo que la suma de los espesores ópticos de todas las capas se corresponde con el espesor óptico total y debe ser igual al logaritmo de la relación entre el espectro extraterrestre y el espectro medido. Las secciones eficaces de ozono que utiliza son las propuestas por la base espectroscópica HITRAN (Rothman et al., 2005).

El modelo usa en última instancia el algoritmo de Rodgers (2000) de uso extendido en la última década para inversión de datos atmosféricos medidos desde satélite.

Esta metodología produce perfiles verticales de tres isótopos del ozono: $^{48}\text{O}_3$, $^{49}\text{O}_3$ y $^{50}\text{O}_3$ dado que cada isótopo tiene bandas espectrales distintas. El perfil de ozono total es la suma de los perfiles de estos tres isótopos, y la columna de ozono se corresponde con la integral en altura del perfil de ozono total.

La repetitividad en las medidas de este instrumento es del 1 %, mientras que la precisión absoluta es del 5 % (Schneider y Hase, 2008). La serie de datos utilizada en este trabajo se extiende de enero de 2005 hasta junio de 2008.

4.1.2. Instrumentación aeroportada

Sondas de ozono embarcadas en globo

Las ozonosondas son pequeños instrumentos embarcados en globos de helio que proporcionan perfiles verticales de ozono desde la superficie hasta una altura entre 30-35 km con una resolución vertical aproximada de 10-15 m, dependiendo de la velocidad ascensional del globo.

Existen varios tipos de ozonosondas. Las que se han utilizado en esta memoria son las denominadas Electrochemical Concentration Cell (ECC) comercializadas por Science Pump Corporation (SPC). La ozonosonda se conecta por medio de una interfaz a una radiosonda para adecuar la señal de ozono al protocolo de la radiosonda para su envío a tierra. La radiosonda está provista de un sensor para medir la temperatura, la humedad y la presión. Además, dispone de un sistema GPS que permite conocer los datos de velocidad y módulo del viento. En la figura 4.4 se muestra un esquema del sensor de ozono.

El sensor se compone de dos electrodos de platino inmersos en disoluciones de yoduro potásico (KI) de diferente concentración. El mecanismo de medida es el siguiente: durante el ascenso de la ozonosonda, el motor bombea aire desde el exterior a través de un tubo de entrada de teflón, haciéndolo llegar al cátodo de la célula, donde reacciona con la disolución. Por cada molécula de ozono que entra en el cátodo se genera una corriente de dos electrones, de manera que midiendo la intensidad registrada puede obtenerse la concentración de ozono que entra en el sensor suponiendo que el responsable de esa corriente sea sólo el O_3 . La corriente medida, es transmitida a tierra a través de la radiosonda junto con los datos de presión, temperatura, humedad y viento.

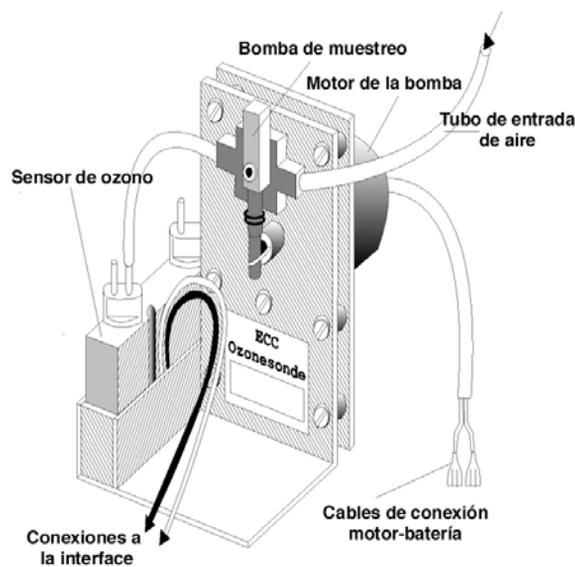


Figura 4.4: Esquema de una ozonosonda y las partes que la componen

Cálculo de la columna total de ozono. A partir de los datos proporcionados por la sondas se puede calcular la columna total de ozono. El procedimiento se realiza en dos partes. En primer lugar se integra la cantidad de ozono hasta el final del sondeo y, posteriormente, se estima la concentración de ozono desde la altura final del sondeo hasta el límite de la atmósfera. Esta estimación se denomina ozono residual.

El proceso de integración se ha realizado calculando la concentración de ozono por niveles. La columna total de ozono desde la superficie hasta el final del sondeo viene dada por la expresión 4.4:

$$O_3[DU] = \frac{N_A}{2.68684 \cdot 10^{16} R} \int_0^{z_{max}} \frac{P_{O_3}(z)}{Tz} dz \quad (4.4)$$

Siendo $P_{O_3}(z)$ la presión parcial de ozono en función de la altura, $T(z)$, la temperatura del aire en cada altura, N_A la constante de Avogadro, $N_A = 6.022169 \cdot 10^{23}$ (*molec mol⁻¹*), y R la constante universal de los gases, $R = 8.314 \text{ N m}^2 \text{ K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$. El ozono obtenido viene expresado en unidades Dobson ($1 \text{ DU} = 2.68684 \times 10^{23} \text{ molec/cm}^{-3}$).

La misma formulación se emplea para la conversión de presión parcial de ozono (mPa) en *molec/cm³*. Estas unidades son las que se requieren para alimentar el modelo de transferencia radiativa.

El ozono residual se calcula extrapolando el contenido de ozono hasta el límite de la atmósfera (0.1 hPa, $\sim 50 \text{ km}$), considerando que la proporción de mezcla de ozono se mantiene constante e igual al último dato del sondeo. Esta hipótesis es totalmente aceptable cuando el globo ha alcanzado el nivel de 20 hPa ($\sim 24 \text{ km}$), puesto que por encima de esta altura el contenido de ozono deja de estar controlado por procesos dinámicos, siendo la química la que gobierna el mismo. La extrapolación por debajo de esa altura puede dar lugar a errores, tanto mayores cuanto menor sea esa altura.

Control de calidad de los datos. La precisión de las sondas de ozono definida como la reproducibilidad de la columna total de ozono es de un 2-5%. Debido a que cada uno de los instrumentos que componen el conjunto de vuelo se utiliza una única vez, es necesario realizar un control muy preciso sobre cada una de las sondas. Los controles de calidad de un sondeo se llevan a cabo en las distintas fases del mismo, tanto en la preparación de la sonda, como en los datos generados, siguiendo las recomendaciones de la OMM³ (Smit et al., 2007).

Monitor de ozono “in situ” 2B-Tech embarcado en avión

El analizador de ozono 2B Technologies (figura 4.5) es un instrumento que permite realizar medidas de ozono atmosférico “in situ”, con un límite de detección inferior de 1.5 ppbv hasta un límite superior de 100 ppmv. Sus características de portabilidad, bajo peso y consumo, fácil operación y rápida respuesta hacen que sea apropiado para su instalación en avión.

El sensor 2B se basa en la medida de la absorción de radiación UV emitida por una lámpara de mercurio en el máximo de la banda de Hartley ($\lambda = 254 \text{ nm}$) en dos muestras tomadas consecutivamente en las que, en una de ellas, ha sido eliminado el ozono.

Si l es el recorrido de la radiación dentro de la celda donde se mide la absorción y σ la sección eficaz de absorción de ozono ($\sigma_{\lambda=254 \text{ nm}} = 1,15 \times 10^{-17} \text{ cm}^2 \text{ Molec}^{-1}$), la concentración de ozono se calcula aplicando la ley de Bouguer-Lambert-Beer mediante:

$$C_{O_3} = \frac{-1}{\sigma l} \ln \left(\frac{L}{L_0} \right) \quad (4.5)$$

Donde L es la radiancia medida por el detector sobre la muestra con ozono y L_0 la radiancia medida en la muestra sin él. La celda está equipada con sensores de presión y temperatura con el objeto de calcular la densidad del aire y expresar la concentración de ozono como razón de mezcla en parte por billón por volumen.

³Organización Meteorológica Mundial



Figura 4.5: Monitor de ozono portátil 2B-202 (instrumento azul) instalado en la parte inferior de uno de los rack a bordo de la cabina de la plataforma aérea

El instrumento va alojado en una bandeja flotante amortiguada del rack de equipamiento de la plataforma aeroportada. La entrada de aire se encuentra conectada a una toma de muestras externa mediante un tubo de teflón (figura 4.6). La toma exterior ha sido fabricada en acero inoxidable 316 y se encuentra orientada en sentido contrario al de avance y formando un ángulo de 45° con el eje del fuselaje.



Figura 4.6: Conexión de la toma de muestras del monitor de ozono 2B al exterior

La incertidumbre asociada a las medidas del instrumento en tierra es 1.5 ppbv o el 2% de la medida según el fabricante .

4.1.3. Espectrómetros orbitales UV-Vis al nadir

Se trata de instrumentos DOAS adaptados a plataformas orbitales. Estos instrumentos miden el espectro de radiación en el rango UV-Vis de forma completa y simultánea en lugar de medir la irradiancia en longitudes de onda determinadas. Su uso en satélites es relativamente reciente porque la técnica usada en los detectores ha sido desarrollada en las últimas décadas.

Espectrofotómetro orbital TOMS

En Octubre 1978, la NASA, como parte del programa *Mission to Planet Earth*, coloca en órbita el primer instrumento de satélite de largo plazo para medidas rutinarias de ozono, el instrumento Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) a bordo del NIMBUS-7 que se mantiene en operación hasta Mayo de 1993. Una segunda unidad del TOMS lanzada en Agosto de 1991 a bordo del satélite ruso Meteor-3 continuó con la serie de datos hasta Diciembre de 1994. La última unidad del TOMS fue lanzada el 2 de Julio de 1996 alojado en el satélite Earth Probe (EP), y continuó con la serie de mapas globales de ozono diarios hasta el 2005.

El TOMS, orientado al nadir, mide el ozono total a partir del espectro extraterrestre y de la radiación ultravioleta retrodifundida por la atmósfera en seis longitudes de onda (308.60, 313.50, 317.50, 322.30, 331.20 y 360.40 nm). Con una órbita polar situada a una altura media de 739 km, un periodo orbital de 99.7 min y una inclinación de 98.4°, casi 200.000 medidas cubren diariamente un 90 % de la superficie terrestre (84 % en el ecuador y 100 % a 30° de latitud), exceptuando ciertas áreas cerca de los polos durante los meses de invierno de cada hemisferio, donde el Sol se encuentra por debajo del horizonte las 24 horas del día.



Figura 4.7: Espectrómetro EP-TOMS

El algoritmo utilizado para la obtención de la columna de ozono ha experimentado con el paso de los años sucesivas mejoras encontrándose actualmente en su versión 8 (Wellemeyer et al., 2005). Esta última versión incluyó correcciones para los casos con una elevada concentración de aerosoles en la atmósfera. El algoritmo en su versión 7 (McPeters et al., 1996) ha sido explicado en la sección 3.1.1. Una nueva versión del algoritmo se encuentra actualmente en desarrollo en la que se reemplazarán las secciones eficaces de ozono de Bass y Paur (1985) por las de Malicet et al. (1995); Brion et al. (1998)

En este trabajo se hace uso de los datos proporcionados por EP/TOMS en sus versiones 7 y 8. Los datos de la versión 7 abarcan el periodo desde 1998 hasta 2004 y los datos de la versión 8

cubren el periodo desde 1996 hasta 2005 en que el instrumento es desactivado. El error asociado a las medidas del instrumento TOMS se encuentra entre el 2 y el 5 % en función de las condiciones de medida. Se debe tener en cuenta que el algoritmo hace uso de numerosos parámetros tabulados en función de la posición del satélite, la época del año, etcétera que generalmente no coinciden con las condiciones existentes en el momento de realizar la medida. Algunos de estos factores tabulados son, por ejemplo, la altura del techos de nubes o el albedo de la superficie.

Espectrómetro GOME

El instrumento GOME es un espectrómetro de la ESA⁴, lanzado en Abril de 1995 a bordo del satélite ERS-2⁵. Su misión principal es la de medir la distribución global de ozono y otros constituyentes atmosféricos tales como NO₂, BrO, OClO y SO₂. Este instrumento ofrece una resolución espacial de 320 km x 40 km requiriendo tres días para obtener cobertura global de la Tierra.

Se encuentra orientado al nadir y analiza espectros en el rango UV-Visible de la radiación solar retrodifundida por la atmósfera. GOME es un doble espectrómetro de cuatro canales con detectores de cadenas de diodos cubriendo simultáneamente la región del espectro 240-790 nm. Aunque el principal modo de observación es al nadir, también toma espectros de la radiación solar directa y espectros de la Luna. Su alta resolución espectral le permite la utilización de la técnica de espectroscopía por absorción diferencial (DOAS) para la obtención de los gases, además, también obtiene información adicional sobre nubes, aerosoles y reflectividad de la superficie terrestre.

La serie de datos empleada en este trabajo ha sido la proporcionada por la universidad de Bremen, <http://www.iup.uni-bremen.de/gome/> mediante el algoritmo WFDOAS Weber et al. (2005). Este algoritmo es un *producto científico* que tiene en cuenta un mayor número de parámetros a la hora de realizar los cálculos a diferencia del producto operacional proporcionado por la ESA.

La incertidumbre media en las medidas de la columna total de ozono alcanza el 3 % (Hansen et al., 1999; Anton et al., 2008, Comparación con redes de ozono de Tierra).

Espectrómetro SCIAMACHY

El instrumento SCIAMACHY, embarcado en el satélite ENVISAT en órbita desde Marzo de 2002, es un espectrómetro conceptualmente idéntico al GOME cuyo objetivo principal se centra en la medida global de gases traza en la troposfera y la estratosfera. El instrumento recoge la radiación solar que ha sido retrodifundida por la atmósfera o la superficie terrestre. Operando en el rango de longitudes de onda de 240 a 2380 nm repartidos en 8 canales, con una resolución espectral que varía de 0.2 a 1.5 nm dependiendo del canal. Su amplio rango de operación (ultravioleta, visible e infrarrojo cercano) hace posible que sea capaz de detectar muchos constituyentes atmosféricos (O₃, BrO, OClO, ClO, SO₂, H₂CO, NO₂, CO, CO₂, CH₄,

⁴European Space Agency

⁵European Remote Sensing satellite

H₂O, N₂O) incluso con bajas concentraciones, además, de la detección de nubes (proporción y altura) y aerosoles.



Figura 4.8: Satélite ENVISAT en el que se aloja el espectrómetro SCIAMACHY

El SCIAMACHY opera con tres geometrías de visión diferentes: nadir, horizonte, y ocultación solar o lunar. En el modo nadir de operación se puede observar la distribución global (valores de columnas totales) de gases y aerosoles. Además, también proporciona datos de nubes. En este modo de operación el instrumento barre la superficie en sentido normal al de avance del satélite, dando una anchura de píxel que varía en función del tiempo de integración desde 26 km x 30 km hasta 32 km x 930 km. El modo de observación al horizonte se utiliza para obtener la distribución vertical de los gases. Se realiza una observación de 100 km. de altura con una resolución vertical de 3 km. Una característica especial del SCIAMACHY es que el uso combinado de estas dos geometrías (nadir y horizonte), permite determinar las columnas troposféricas de algunos gases.

La serie de datos de ozono total ha sido proporcionada por la universidad de Bremen, <http://www.iup.uni-bremen.de/sciamachy/>. El algoritmo utilizado para la obtención de la columna total de ozono es el algoritmo WFDOAS desarrollado por esta universidad. La incertidumbre de esta serie de datos es del orden del 3% (Bracher et al., 2005; Weber et al., 2005).

Espectrómetro orbital OMI

El Ozone Monitoring Instrument (OMI) es el resultado de un acuerdo de colaboración entre Holanda, Finlandia y EEUU. Se encuentra a bordo del satélite AURA, perteneciente al programa de la NASA EOS (Earth Observing System) y fue lanzado en Julio de 2004.

El OMI es un instrumento orientado al nadir que mide el ozono total observando la radiación solar retrodifundida por la atmósfera y la superficie terrestre cubriendo simultáneamente la región del espectro de 270 a 500 nm (ultravioleta-visible), con una resolución espectral de 0.5 nm. Con un ángulo de visión transversal de 114 grados (correspondiente a 2.600 km de anchura en la superficie) proporciona cobertura global diaria. En su modo normal de operación el tamaño del píxel es 13 km en sentido de avance del satélite por 24 km en sentido normal al de avance

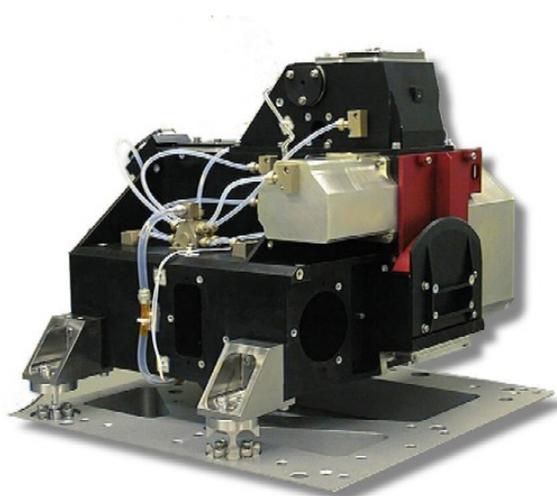


Figura 4.9: Espectrómetro OMI a bordo del satélite AURA

del satélite. Además de ozono, el OMI mide características de aerosoles, altura y cobertura de nubes, y otros constituyentes atmosféricos como: NO_2 , SO_2 , HCHO , BrO y OCIO .

La columna de ozono se puede obtener a partir de dos algoritmos distintos: el algoritmo del TOMS-V8 y otro algoritmo desarrollado por el instituto meteorológico holandés (KNMI⁶) basado en la técnica DOAS. A efectos de consistencia con el instrumento TOMS, los datos utilizados en este trabajo son los procedentes del algoritmo del TOMS. El periodo de datos utilizado cubre desde 2004 hasta 2008. La incertidumbre asociada a esta serie de datos alcanza el 2-4 % (Buchard et al., 2008).

Espectrómetro GOME 2

El espectrómetro GOME 2 (figura 4.10) es un instrumento casi gemelo al GOME construido con el objeto de continuar con la serie de datos comenzada por el GOME y continuada por el SCIAMACHY. Fue lanzado en Octubre de 2006 a bordo de la plataforma orbital MetOP-A. MetOP constituye una serie de satélites polares operacionales gestionados por EUMETSAT. El objeto de la red MetOP es disponer de productos de ozono operacionales para ser incluidos en los modelos de predicción meteorológica del centro europeo ECMWF⁷.

Una de las principales ventajas del GOME 2 frente al GOME es su mayor resolución espacial, (80 x 40 km frente a 320 x 40 km del GOME). Además, el GOME 2 proporciona cobertura global en un solo día, frente a los tres días que necesita el GOME.

La serie de datos de este espectrómetro utilizada en este trabajo ha sido facilitada por el DLR⁸ (Dr. D. Loyola), siendo un *producto operacional*. La incertidumbre en las medidas de la columna total de ozono de este instrumento es superior al 3 % obtenido en el caso del GOME observándose una dispersión entre medidas muy alta (Lambert et al., 2008).

⁶Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut

⁷European Center for Medium range Weather Forecast

⁸Deutsche Zentrum für Luft- und Raumfahrt, centro aeroespacial alemán

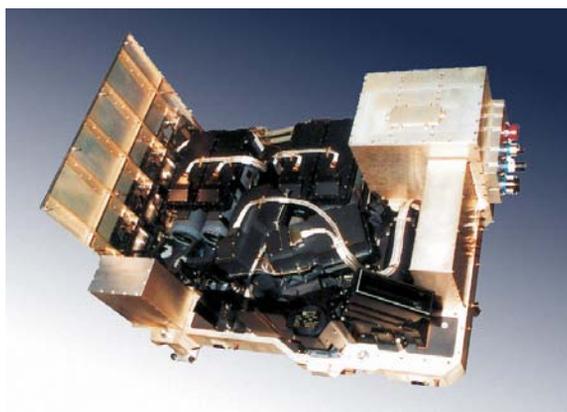


Figura 4.10: Espectrómetro GOME 2

4.2. Instrumentación de aerosoles

En el presente trabajo se han utilizado los fotómetros solares CIMEL, que caracterizan propiedades ópticas de los aerosoles y la sonda PCASP, que mide “in situ” sus propiedades físicas. El índice de aerosoles del TOMS es una magnitud secundaria obtenida como un refinamiento del propio algoritmo para la medida de ozono. Se utiliza para caracterizar las propiedades ópticas de los aerosoles.

4.2.1. Instrumentación de tierra

Fotómetros CIMEL

Los fotómetros CIMEL (figura 4.11) han sido diseñados para medir el espesor óptico a diversas longitudes de onda de forma continua y automática. Estos instrumentos son la base de la red AERONET (Holben et al., 1998, <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>) con casi 800 estaciones repartidas por toda la Tierra. Los fotómetros son calibrados anualmente.



Figura 4.11: Fotómetros CIMEL durante una intercomparación en la sede del INTA (El Arenosillo)

El instrumento mide radiancias absolutas a sol directo determinando a partir de ellas el espesor óptico de aerosoles. Mediante diversos algoritmos (Dubovik y King, 2000; Dubovik et al.,

2000) la red AERONET proporciona estimaciones de diversas propiedades ópticas y físicas de los aerosoles tales como exponente de Ångstrom, distribución de tamaños, factor de asimetría, función de fase, etcétera. Este instrumento debe ser calibrado anualmente.

Los datos se presentan en tres versiones o niveles: 1.0 las medidas tal cual son obtenidas se procesan para obtener los diversos productos, 1.5 donde se han filtrado los datos eliminando aquellas medidas en las que hubiera nubes en la atmósfera, y 2.0 tras la calibración anual. En este trabajo se han utilizado los datos de exponente de Ångstrom, espesor óptico, y distribución de tamaños del nivel 2.0.

4.2.2. Instrumentación aeroportada

Sonda PCASP-100X

La sonda PCASP (fig. 4.12) es un contador óptico de partículas que caracteriza la distribución de tamaños aerosoles “in situ” diseñado específicamente para medir desde avión. Este instrumento clasifica los aerosoles entre 0.1 y 3.0 μm en 15 canales logarítmicamente espaciados (cuadro 4.1). La sonda registra una distribución de tamaños por segundo siendo capaz de detectar hasta 20.000 partículas por segundo.



Figura 4.12: Sonda PCASP en vuelo en las campañas TROMPETA

El conteo de partículas se produce al convertir en corriente eléctrica la radiación dispersada por las partículas al atravesar un haz láser en corriente eléctrica. La magnitud de la intensidad de corriente generada es proporcional a la sección eficaz de la partícula iluminada de acuerdo a la teoría de Mie (ecuación 2.9):

$$I \propto C_s = \pi r^2 Q_s(r, m, \lambda)$$

En el proceso de calibración cada uno de los 16 límites de canal queda asociado a un valor de intensidad de corriente.

El aire entra en el instrumento mediante una abertura orientada según la dirección de avance de modo que parte del flujo alimenta una cámara desde donde un motor bombea un

Canal	Límites [μm]	Canal	Límites [μm]
1	0.10 - 0.12	9	0.50 - 0.70
2	0.12 - 0.14	10	0.70 - 0.90
3	0.14 - 0.17	11	0.90 - 1.20
4	0.17 - 0.20	12	1.20 - 1.50
5	0.20 - 0.25	13	1.50 - 2.00
6	0.25 - 0.30	14	2.00 - 2.50
7	0.30 - 0.40	15	2.50 - 3.00
8	0.40 - 0.50		

Cuadro 4.1: Límites en diámetro de cada canal de la sonda PCASP

volumen constante para cada presión en condiciones isocinéticas⁹. El resto sale al exterior (PMS, 2000, figura 4.13).

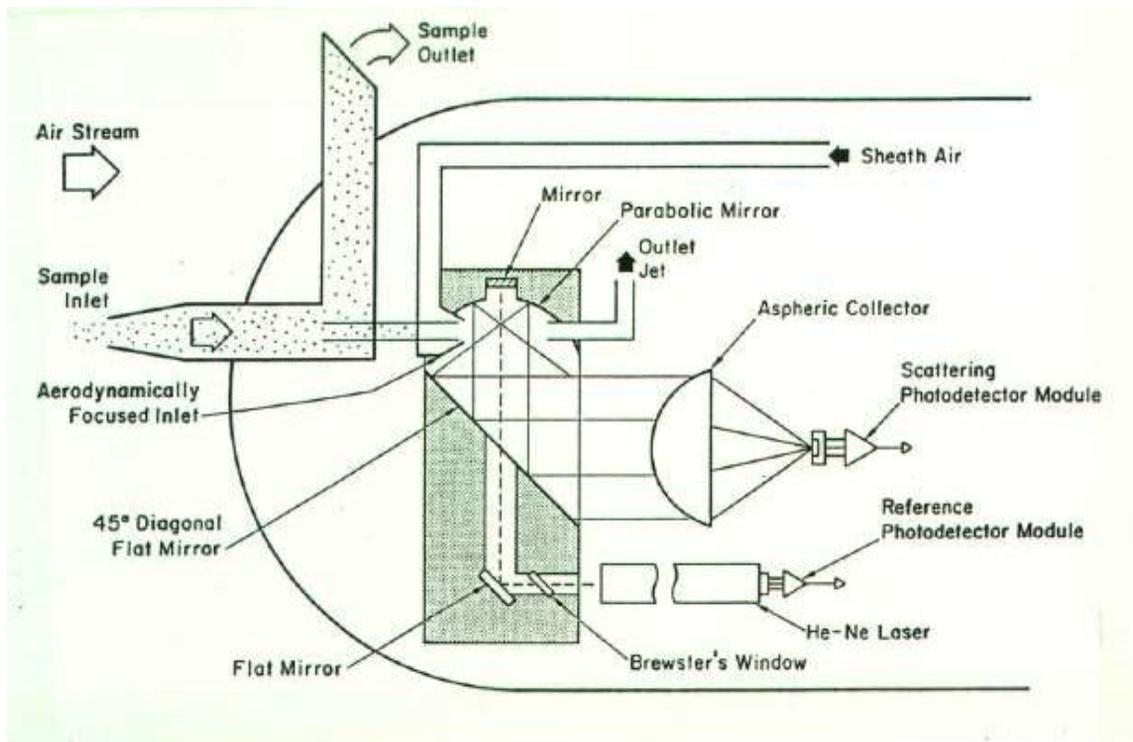


Figura 4.13: Toma y escape de aire de la sonda PCASP

El instrumento extrae de esta cámara una parcela de 1 cm^3 de volumen cada segundo y lo transporta a la cámara de análisis. Esta cámara dispone de una haz láser de He-Ne ($\lambda = 632.8 \text{ nm}$) que ilumina una cierta región en el camino de la parcela de aire a analizar y unos fotodetectores. Cuando los aerosoles suspendidos en la parcela de aire muestreada atraviesan esta región dispersan radiación y los fotodetectores de la cámara recogen la radiación dispersada entre 35° y 135° transformando esta radiación en intensidad de corriente.

La incertidumbre del instrumento el número de partículas contabilizadas es del 16 % y en la caracterización del tamaño de un 20 % (Baumgardner et al., 2005). Esta sonda requiere que la

⁹La toma de muestras se encuentra alineada con la dirección de avance de la muestra. La muestra viaja por la toma de muestras a la misma velocidad a la que lo hace en la atmósfera.

toma de muestras esté perfectamente enfrentada con la dirección de avance del avión (muestreo isoaxial), o lo que es lo mismo, que el ángulo de 'pitch'¹⁰ tome valores lo más próximos a cero posibles (Haywood et al., 2003a).

Calibración en tamaño de la sonda PCASP. La sonda se calibra en tamaños introduciendo aerosoles de tamaño e índice de refracción conocidos. En concreto se emplean esferas de látex (PSL¹¹) cuyo índice de refracción es $m = 1.59 + 0i$. Tras la calibración, la sonda clasifica las partículas empleando una tabla de tamaños e intensidades de corriente basada en este valor del índice de refracción.

El índice de refracción de los aerosoles atmosféricos muestreados es, en general, distinto que el de las PSL utilizadas en la calibración, y por tanto la sección eficaz de dispersión de las partículas también varía. Como consecuencia es necesario calcular de nuevo la tabla de tamaño de partícula e intensidades de corriente establecida en la calibración (D. Baumgardner, comunicación privada).

Para obtener la nueva tabla *tamaño_de_partícula/intensidad_de_corriente* se calcula nuevamente la intensidad de corriente obtenida en los fotodetectores mediante la teoría de Mie. El valor del índice de refracción es el propio de los aerosoles muestreados de modo que el único parámetro libre que queda es el tamaño de la partícula. Se van suponiendo distintos tamaños de partícula de forma iterativa hasta que la intensidad de corriente obtenida en el cálculo coincide con la tabulada en la calibración. Una vez obtenida esta coincidencia, el tamaño de partícula asociado a la intensidad de corriente es reemplazado en la tabla *tamaño_de_partícula/intensidad_de_corriente* por el empleado para obtener la coincidencia. Este proceso se repite para los dieciséis límites de canal mostrados en el cuadro 4.1.

Corrección de actividad. El instrumento ofrece como salida una relación de número de partículas por canal. Cada vez que los fotodetectores detectan radiación dispersada, es decir, cada vez que miden una partícula, necesitan un cierto tiempo para detectar la siguiente, este tiempo se denomina 'tiempo muerto' del detector. En este intervalo el instrumento no es capaz de detectar partículas.

Para corregir este efecto se hace uso de un parámetro denominado *parámetro de actividad* A , proporcionado también por la sonda, que significa el % de tiempo sobre el periodo en que ha acumulado cuentas la sonda en el que el detector no era capaz de detectar nuevas partículas. La corrección por tiempos muertos del detector se realiza aplicando la ecuación 4.6:

$$N_i^* = \frac{N_i}{1 - 0.0052 * A} \quad (4.6)$$

donde N_i^* es el número corregido de partículas en el canal i , N_i el número de partículas contabilizadas y A la actividad de la sonda. Esta corrección ha sido obtenida de forma empírica por el fabricante (PMS Inc.).

¹⁰Ángulo entre la dirección de avance del avión y el eje del fuselaje

¹¹Acrónimo del inglés de PolyStyrene Latex spheres

Corrección de altura. De acuerdo con el fabricante, la sonda debe calibrarse de modo que muestree un centímetro cúbico por segundo de aire en condiciones estándar. Dado que Torrejón de Ardoz, sede del INTA donde se calibra el instrumento, se encuentra 603 m.s.n.m. y la presión atmosférica media anual es aproximadamente 945 hPa, no es posible realizar la calibración a 1 atmósfera de presión. La corrección de altura tiene en cuenta esta dificultad. De acuerdo con el manual, para la altura de Torrejón de Ardoz, los datos de concentración de partículas proporcionados por la sonda deben ser multiplicados por un factor de 0.93.

Determinación del tamaño de partícula asociado a cada canal. El instrumento ha sido diseñado para clasificar los aerosoles entre 0.1 y 3.0 μm de acuerdo a la relación de canales mostrada en el cuadro 4.1. El tamaño de partícula asociado a cada canal se obtiene como la media geométrica de los límites de cada canal según la ecuación siguiente:

$$d_i = \sqrt{d_{inf} \times d_{sup}} \quad (4.7)$$

donde d_i es el diámetro de partícula asociado al canal i y d_{inf} y d_{sup} son los tamaños que delimitan el rango de tamaños de partícula del canal i .

4.3. La plataforma aeroportada INTA C212 para investigación atmosférica

La plataforma aeroportada INTA C212, ver figura 4.14, es un Aviocar diseñado por CASA¹² en la década de los 70 para transporte ligero de uso militar y civil. Se propulsa mediante dos motores turbohélice situados en los alas. La cabina del C212 se encuentra a presión atmosférica. Este avión es capaz de alcanzar un techo máximo de 7.000 metros siempre que se hayan instalado sistemas de oxígeno para la tripulación. El cuadro 4.2 presenta las principales características de esta plataforma aérea. El aviocar, una vez instrumentado, admite un máximo de seis personas en cabina entre científicos y operadores más dos pilotos y un mecánico.

Techo	7.000 m
Presión en cabina	No presurizado
Velocidad ascensional típica	Hasta 5 m/s
Velocidad mínima	158 km/h
Velocidad máxima	370 km/h
Máxima carga útil	2.800 kg
Máximo volumen de cabina	22 m^3
Autonomía máxima (tiempo)	6 horas
Autonomía máxima (distancia)	1.760 km

Cuadro 4.2: Principales características de la plataforma aérea para investigación atmosférica del INTA

El avión dispone de dos puntos duros estructurales bajo las alas denominados 'pod', de carga máxima 25 kg, donde se ha instalado la sonda PCASP anteriormente descrita. El interior

¹²Construcciones Aeronáuticas S.A., actualmente EADS

del aviocar ha sido modificado incorporando tres 'racks' o armarios certificados aeronáuticamente para su operación en vuelo, en los cuales se han instalado la instrumentación embarcada en la cabina y los ordenadores.



Figura 4.14: Plataforma aérea INTA C212-200 N/S 301

El avión dispone de sensores meteorológicos destinados a la medida de la temperatura atmosférica, el punto de rocío y la presión atmosférica. Estos sensores han sido instalados en la trampa de emergencia, detrás de la cabina de los pilotos, y delante de los motores con el objeto de que las medidas de los sensores no se vean perturbadas. En la trampa de emergencia se han instalado, además, tomas de muestras para analizadores de gases "in situ", un espectrómetro y un sistema portafiltros cuyo objeto es el análisis químico en tierra de los aerosoles depositados en los filtros durante los vuelos.



(a) Interior de la plataforma aérea



(b) Tomas de muestras y sensores instalados en la trampa de emergencia

Figura 4.15: Detalle de la plataforma aérea INTA C212-200 N/S 301

4.3.1. Medida de variables meteorológicas desde el avión

Medida de temperatura: Sonda Goodrich model 102

La sonda Goodrich Model 102 es un instrumento destinado a la medida de la temperatura atmosférica desde avión mediante una resistencia de platino no calefactada. Esta sonda forma parte de la instrumentación atmosférica instalada en la plataforma aérea INTA C212 N/S 301.

Se basa en la dependencia de la resistencia eléctrica con la temperatura del platino. Mediante una fuente de intensidad de corriente se establece a través de un hilo conductor de platino una intensidad de corriente constante. La resistencia de este hilo conductor varía con la temperatura, de modo que la diferencial de potencial existente entre ambos extremos se verá alterada de acuerdo a la ley de Ohm. Conociendo la dependencia de la resistencia del platino con la temperatura es posible, por tanto, obtener la temperatura atmosférica a partir de las medidas de diferencia de potencial en los extremos del conductor de platino.

El rango de temperaturas que puede medir la sonda cubre desde -70 C hasta 50 C. La repetitividad (*precision*) en las medidas de temperatura de esta sonda alcanza 0.4 C, mientras que la precisión (*accuracy*) en las medidas de este instrumento es de 1.0 C.

4.4. Modelos de predicción de polvo desértico

Estos modelos son herramientas que reproducen el ciclo de vida de los aerosoles desérticos para obtener predicciones de concentración de polvo tanto en superficie como en altura con múltiples fines. Sirven tanto como para elaborar boletines de predicción de calidad de aire o como herramientas de investigación. Dentro de los modelos de predicción de polvo existentes se han utilizado en este trabajo los modelos DREAM, NAAPS y SKIRON.

4.4.1. Modelo BSC/DREAM

El centro de supercomputación de Barcelona (BSC) mantiene el modelo DREAM¹³ de predicción y modelización de intrusiones de polvo (Nickovic et al., 2001; Pérez et al., 2006a,b), <http://www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/>.

Este modelo tiene por objeto simular y predecir el ciclo de los aerosoles desérticos desde el momento en que es levantado e introducido en la atmósfera. Una vez el polvo es suspendido en la atmósfera, se ve sometido a los procesos atmosféricos siguientes: transporte y dispersión desde las fuentes asociado a las masas de aire, procesos termodinámicos, lluvias que provocan su deposición húmeda sobre la superficie terrestre y deposición seca debida a la gravedad.

Este modelo proporciona predicciones de la carga de polvo en columna sobre el norte de África y la península Ibérica, predicciones de concentración de polvo en superficie, vientos a 3.000 metros, nubosidad, espesor óptico, deposición y perfiles verticales de concentración de polvo. Las predicciones son elaboradas diariamente a partir de las 12 de la noche, y subidas a la

¹³Dust REgional Atmospheric Model

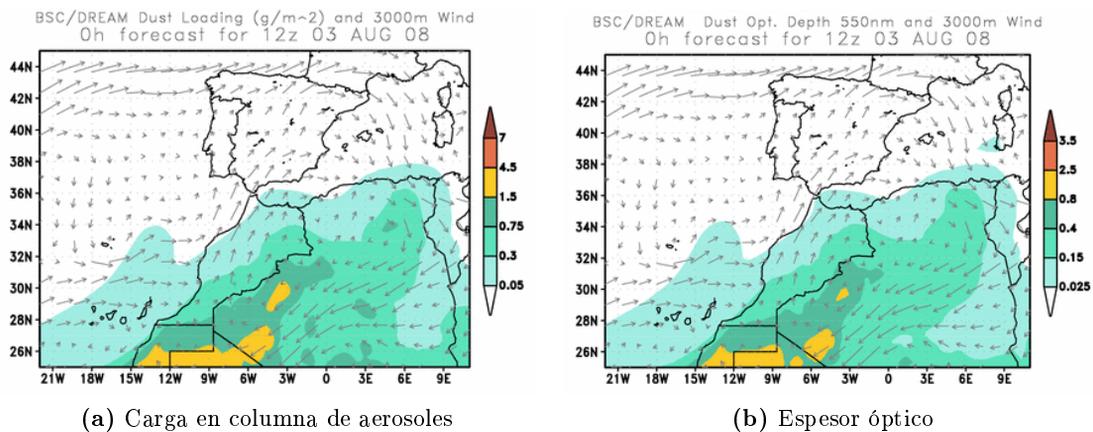


Figura 4.16: Mapas de predicción de concentración de polvo y espesor óptico ofrecidos por el modelo DREAM/BSC para el 3 de agosto de 2008

web en torno a las 11 de la mañana del día siguiente. Ofrece predicciones hasta un máximo de 72 horas con una resolución temporal de 6 horas. La figura 4.16 muestra a modo de ejemplo la predicción del modelo DREAM de carga en columna de aerosoles saharianos y de espesor óptico sobre el norte de África y la península Ibérica para el 3 de agosto de 2008.

4.4.2. SKIRON

El modelo *SKIRON/Dust* es un modelo de predicción meteorológica que dispone de un modulo destinado a predicciones de carga de polvo, <http://forecast.uoa.gr/dustindx.php>. Este modelo ha sido desarrollado por la universidad de Atenas. Las predicciones son elaboradas diariamente hasta un máximo 120 de horas con una resolución de 6 horas.

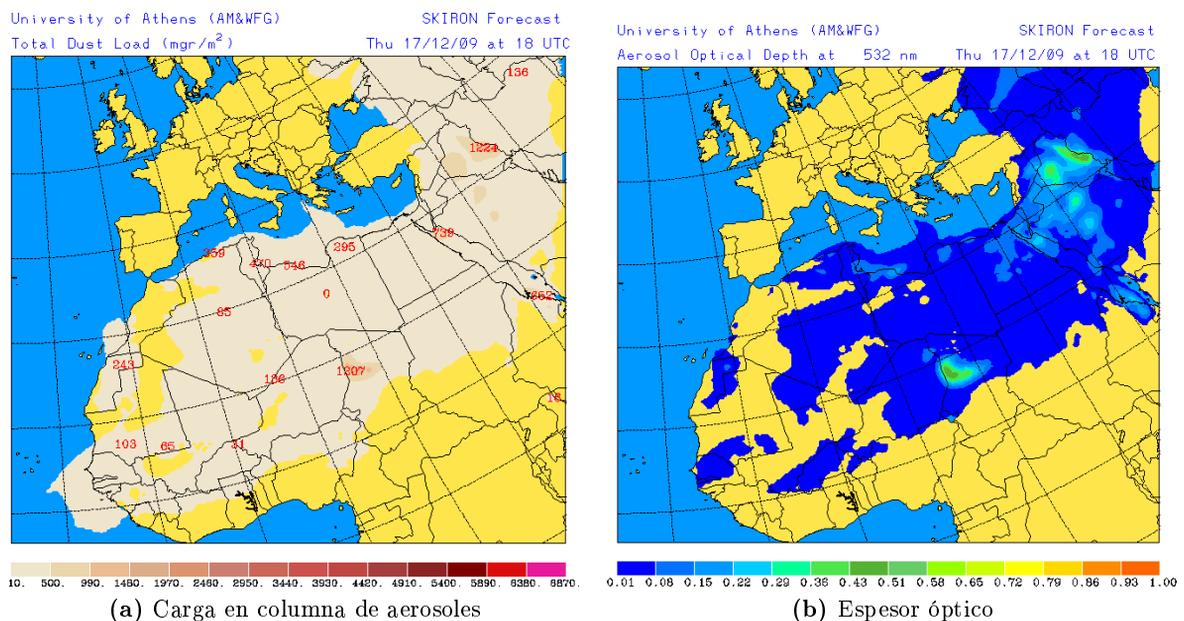


Figura 4.17: Mapas de predicción de concentración de polvo y espesor óptico ofrecidos por el modelo SKIRON para el 17 de diciembre de 2009

Utiliza varias parametrizaciones para describir la producción, el transporte y los procesos de deposición del polvo. La humedad del terreno y los procesos de turbulencia atmosférica determinan la inyección del polvo en la atmósfera. El módulo de predicción de concentración de polvo no es más que uno de los módulos de los que se compone el modelo de predicciones atmosféricas SKIRON. El modelo parametriza los aerosoles desérticos en cuatro tamaños 1.5, 12, 36 y 76 μm (Tegen y Fung, 1994). Este modelo ha sido validado en varios trabajos: Kallos et al. (2006, 2007)

4.4.3. NAAPS

El modelo NAAPS¹⁴ está mantenido por el laboratorio de investigación de la marina estadounidense para cubrir las necesidades de predicción de los efectos de los aerosoles sobre sus sensores y sistemas, <http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol/>.

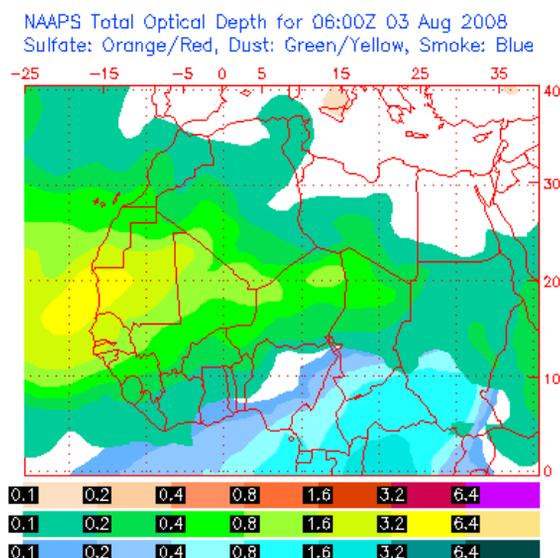


Figura 4.18: Mapa de predicción de espesor óptico ofrecido por el modelo NAAPS para el 3 de agosto de 2008

El modelo es una versión modificada del modelo de Christensen (1997). Esta versión utiliza datos meteorológicos globales del sistema NOGAPS¹⁵ (Hogan y Rosmond, 1991; Hogan y Brody, 1993) y predicciones de estas variables en una cuadrícula de $1^\circ \times 1^\circ$ sobre la superficie terrestre, en intervalos de seis horas y 24 niveles en altura hasta una presión de 100 mb. La figura 4.18 muestra el mapa de predicción de espesor óptico sobre el desierto del Sahara.

4.4.4. Retrotrayectorias HYSPLIT

Las retrotrayectorias se definen como el camino recorrido por las masas de aire previamente a alcanzar una determinada localización. En este trabajo se ha empleado el modelo HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) ha sido desarrollado por

¹⁴Navy Aerosol Analysis and Prediction System

¹⁵Navy Operational Global Atmospheric Prediction System

la NOAA. En su última versión ha sido mejorado a raíz de una colaboración con la oficina australiana de meteorología. Tiene por objeto el cálculo de trayectorias de masas de aire y simulaciones de dispersión y deposición de contaminantes atmosféricos. Los cálculos de difusión y advección son realizados mediante mecánica lagrangiana, mientras que la concentración de los contaminantes se apoya en una rejilla fija de datos de variables meteorológicas y concentración de contaminantes, (Draxler y Hess, 2004, http://www.arl.noaa.gov/HYSPLIT_info.php)

Los cálculos de retrotrayectorias se pueden hacer directamente desde la web, proporcionando una gran agilidad. Las alturas a las que calcular las trayectorias de las masas de aire se pueden definir entre la superficie y 10 km.

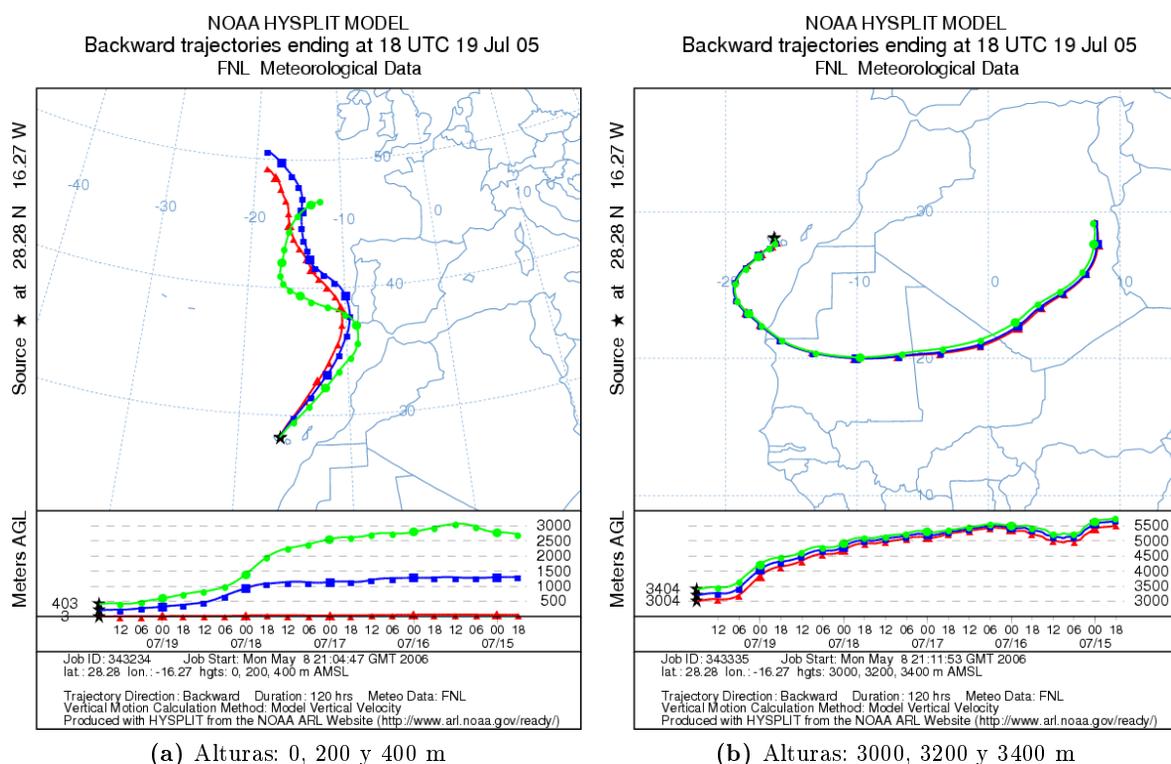


Figura 4.19: Retrotrayectorias HYSPLIT calculadas para el día 19 de julio de 2005 a las 18:00 cada 200 metros

La figura 4.19 muestra el resultado de las retrotrayectorias calculadas mediante este modelo a seis alturas distintas para el primer día de intrusión de la primera campaña TROMPETA.

Instrumento	Producto	Plataforma	Técnica	Geometría	Fechas
Brewer	Ozono total	Tierra	Espectroscopía (UV)	sol directo	1998-2008
RASAS	Ozono total	Tierra	Espectroscopía DOAS	cénit	2000-2008
FTIR	Ozono Total	Tierra	Espectroscopía FTIR	sol directo	2005-2008
TOMS v7	Ozono total	Satélite	Radiación UV retrodifundida	nadir	1998-2004
TOMS v8	Ozono total	Satélite	Radiación UV retrodifundida	nadir	1996-2005
OMI	Ozono total	Satélite	Radiación UV retrodifundida	nadir	2004-2008
GOME	Ozono total	Satélite	Radiación UV retrodifundida	nadir	1995-2008
GOME 2	Ozono total	Satélite	Radiación UV retrodifundida	nadir	2007-2009
SCIAMACHY	Ozono total	Satélite	Radiación UV retrodifundida	nadir	2002-2008
Ozonosondas	Ozono parcial	Globo	Electroquímica	in situ	TROMPETA
Monitor 2B	Ozono parcial	Avión	absorción UV	in situ	TROMPETA
Sonda PCASP	SD	Avión	OPC	in situ	TROMPETA
CIMEL IZO	Prop. opt. de aer.	Tierra	Fotometría	sol directo	2005-2008
CIMEL SCO	Prop. opt. de aer.	Tierra	Fotometría	sol directo	TROMPETA
RASAS (CF)	Carga de aerosoles	Tierra	Relación de radiancias	cénit	1998-2008
TOMS AI	Carga de aerosoles	Satélite	Relación de radiancias	nadir	1997-2003

Cuadro 4.3: Resumen de la instrumentación y los datos requerida para el desarrollo de este trabajo

Capítulo 5

Resultados: 1. Estimación del error cometido en la medida de ozono debido al polvo sahariano durante las campañas TROMPETA

En este capítulo se presentan los resultados procedentes del desarrollo de la primera estrategia durante los meses de julio de 2005 y 2006 en los que se llevaron a cabo las campañas TROMPETA.

5.1. Reproducción del modelo de errores de T&B

El primer paso, según se detalló en la metodología propuesta para esta aproximación, es la reproducción del modelo de interferencias en la medida de ozono por parte del polvo sahariano previstos por T&B, utilizando el modelo de transferencia radiativa LibRadtran.

T&B configuraron su modelo de transferencia radiativa de acuerdo a los parámetros siguientes: SZA de 20° , columna total de ozono de 275 DU, albedo superficial igual a 0.05, satélite midiendo con geometría al nadir y por último incluyeron la función rendija del instrumento TOMS en la configuración del modelo. En la reproducción de este modelo se ha configurado LibRadtran con estos mismos valores, añadiendo además los siguientes parámetros propios de las islas Canarias:

Posición. Latitud y longitud del archipiélago canario (28.3° N, 16.5° W).

Altura de la superficie terrestre para la posición anterior (0 m.s.n.m).

Perfil de O_3 . Perfil medio de ozono durante el mes de julio sobre el archipiélago canario tomado a partir de datos reales de ozonosondeos en Tenerife (base de datos del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña, AEMET)

Aerosoles. Se han introducido en la configuración de LibRadtran las propiedades ópticas características del polvo Sahariano junto con la distribución vertical de aerosoles obtenida por la plataforma aérea.

1. **Exponente α de Ångström.** El exponente de Ångström característico del polvo desértico ha sido estudiado con anterioridad (Holben et al., 2001; Müller et al., 2003; Lyamani et al., 2005; Toledano et al., 2007; Xin et al., 2007; Kalapureddy et al., 2009; Guerrero-Rascado et al., 2009), habiéndose observado fundamentalmente valores entre 0.0 y 0.5. En este trabajo se ha ajustado α igual a 0.25 como el valor medio obtenido del rango encontrado en la bibliografía.
2. **Parámetro β de Ångström.** El coeficiente β se ha despejado de la ecuación 2.19 (página. 25) para calcular su valor. Se han supuesto espesores ópticos a 380 nm entre 0.0 y 3.0:

$$\beta = \tau_\lambda (\lambda)^\alpha = \tau (0.38)^{0.25}$$

3. **Factor de asimetría g .** Se ha empleado $g = 0.78$, valor medio del rango obtenido por (Kandler et al., 2007) en el mismo periodo (verano de 2005) y localización (archipiélago canario) que la campaña TROMPETA 2005 ($g \in [0.74, 0.81]$).
4. **Perfiles verticales de concentración de aerosoles.** Se han introducido perfiles verticales con forma gaussiana, con el máximo de concentración centrado en 0.5, 1.5, 3.5, 5.5 y 6.0 km de altura sobre el nivel del mar (fig. 3.1).
5. **'Single scattering albedo' (ssa u ω_0).** T&B no proporcionan el valor del ssa usado en el modelo en su publicación. Por tanto, lo que se ha hecho es ir variando el valor de este parámetro hasta obtener un resultado similar al obtenido por T&B en su trabajo. Finalmente el ssa ha quedado establecido en $\omega_0 = 0.63$. Este valor es muy aproximado al valor recomendado por la WMO en esas fechas (Deepak y Gerber, 1983).

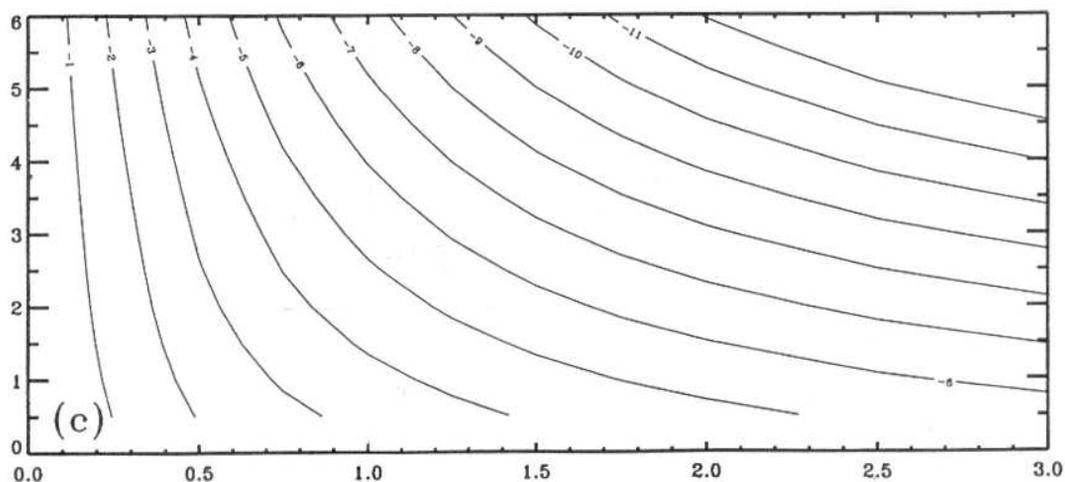
Una vez proporcionados todos los datos al modelo, se han calculado las radiancias y a partir de ahí las funciones ΔN (ecuación 3.1) inicialmente sin considerar los aerosoles, para obtener un ΔN^{limpio} , y más tarde considerándolos, para obtener los valores de $\Delta N^{aerosoles}$ en función de la altura de la capa de aerosoles y del espesor óptico. El valor de la función ΔN obtenido sin considerar los aerosoles ha sido $\Delta N^{limpio} = 14.7834$. La disminución en % de la función ΔN se ha calculado según la ecuación 5.1 a partir de los mismos supuestos que T&B.

$$\Delta(\Delta N) [\%] = 100 \times \frac{\Delta N^{aerosoles} - \Delta N^{limpio}}{\Delta N^{limpio}} \quad (5.1)$$

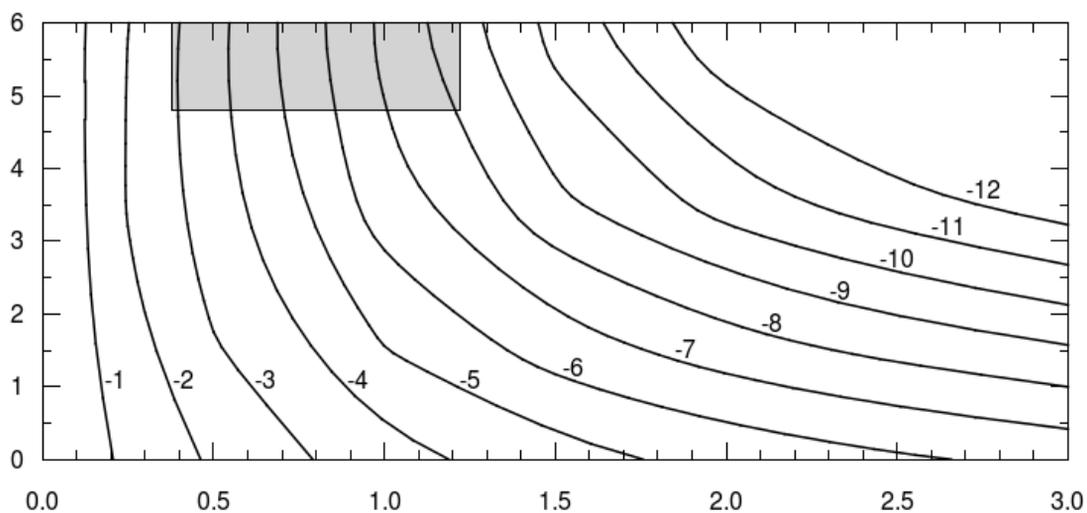
La figura 5.1 muestra de forma conjunta los resultados del modelo de errores de T&B obtenidos de su publicación (Torres y Bhartia, 1999) y la reproducción de este modelo realizada en este trabajo a partir de las radiancias calculadas mediante LibRadtran bajo los supuestos anteriormente descritos. Estos resultados constituyen una validación del método y de los parámetros empleados para su aplicación en el resto de esta tesis en el rango de espesores ópticos y techos de intrusión observados en las campañas TROMPETA, que se corresponden con $\tau \in [0.4, 1.2]$ y $z[km] \in [5.5, 6.5]$. En el siguiente apartado se analizan las diferencias entre ambos modelos.

5.1.1. Comparación de los resultados de ambos modelos

Para comparar los resultados de ambos modelos se ha interpolado manualmente la figura 5.1a en los puntos correspondientes a AODs entre 0.2 y 2.0 en pasos de 0.2 y alturas 0.5, 1, 2, 3,



(a) Resultados del modelo del artículo de T&B donde se representan los errores (en %) en la medida de ozono para distintos espesores ópticos (eje X) y distintas alturas del techo de la capa de polvo (eje Y)



(b) Reproducción del modelo de errores en la medida de ozono mediante LibRadtran para distintos espesores ópticos (eje X) y distintas alturas del techo de la capa de polvo (eje Y)

Figura 5.1: Comparación de los resultados del modelo de T&B (Torres y Bhartia, 1999, figura 4.c) con los calculados en este trabajo

4, 5 y 6 km. Una vez obtenidos los valores interpolados se han comparado con la reproducción del modelo desarrollada en este trabajo. La diferencia entre los errores predichos por los dos modelos definida según la ecuación 5.2 en función de la altura del techo de capa y del AOD a 380 nm se muestra en la figura 5.2.

$$\Delta = \xi_{JA10} - \xi_{TB99} \quad (5.2)$$

Donde ξ_{JA10} se corresponde con el error predicho por la reproducción desarrollada en este trabajo, y ξ_{TB99} con el error predicho por T&B.

El rectángulo negro indica la región del gráfico correspondiente a las condiciones observadas en las campañas TROMPETA. Al tomar Δ un valor positivo en este rectángulo y ser

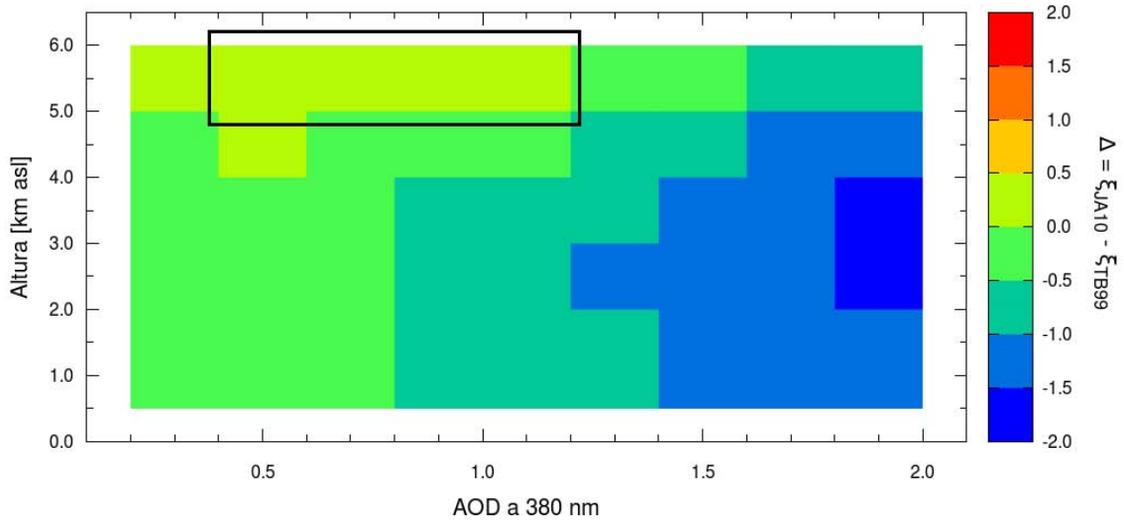


Figura 5.2: Diferencias entre los modelos de errores de T&B y el desarrollado en este trabajo (JA10). El rectángulo negro señala la región del gráfico correspondiente a las condiciones que se dieron en las campañas TROMPETA 2005/06

negativos los errores previstos por los modelos, la reproducción del modelo predice un error inferior al del modelo de T&B. La diferencia media entre los errores predichos por uno y otro modelo, $\bar{\Delta}$, y la diferencia cuadrática media, rms , en esta región son pequeños:

$$\bar{\Delta} = \overline{(\xi_{JA10} - \xi_{TB99})} = 0.21 \%$$

$$rms = \sqrt{\frac{\sum_i (\xi_{JA10}^i - \xi_{TB99}^i)^2}{n - 1}} = 0.30 \%$$

Según T&B los errores en la medida de la columna de ozono que deberían producirse bajo las condiciones de las campañas TROMPETA se encontrarían entre el 4 y el 8 %. Por otro lado, en la figura 5.3 se han representado los errores predichos por T&B frente a los predichos por la reproducción y se ha procedido a ajustar el resultado a una recta siendo el resultado del ajuste:

$$\xi_{TB99}[\%] = (-0.65 \pm 0.30) + (0.92 \pm 0.05) \times \xi_{JA10}[\%]$$

Consecuentemente con los resultados anteriores, es posible utilizar la reproducción del modelo JA10 para calcular los errores en la columna de ozono que predeciría el modelo empleado por T&B en su trabajo.

5.2. Caracterización de la atmósfera durante las campañas aeroportadas TROMPETA

En esta sección se detalla la situación meteorológica en las islas Canarias durante el desarrollo de ambas campañas así como los resultados obtenidos de la caracterización de la atmósfera.

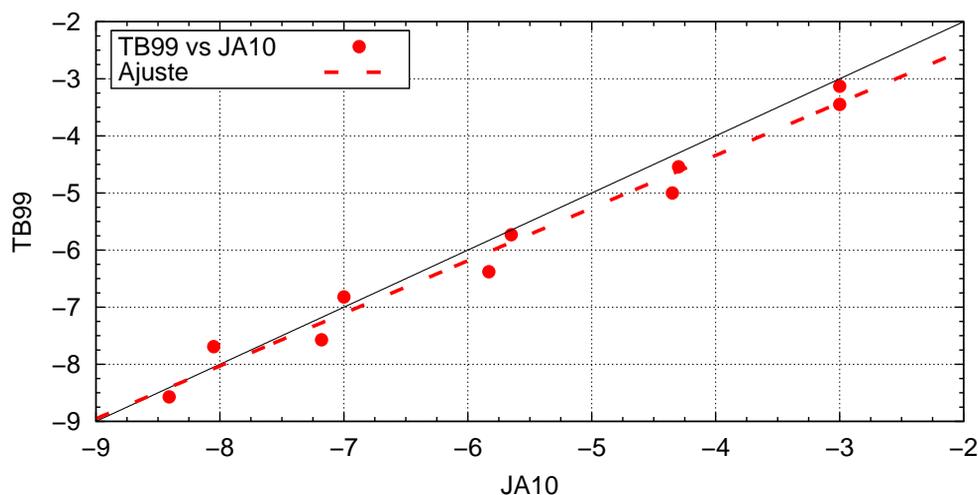


Figura 5.3: Errores previstos por T&B frente a la reproducción de su modelo realizada en este trabajo. En trazos rojos se ha representado el ajuste lineal obtenido.

5.2.1. Preparación de las campañas y boletines de predicción

Las ventanas temporales abiertas para el desarrollo de cada campaña TROMPETA fueron los meses de julio de 2005 y 2006, respectivamente. El primer boletín de predicción fue emitido el primero de julio de ambos años, siendo el primer día operativo para la realización de los vuelos el 4 de julio. Los boletines fueron elaborados diariamente, manteniendo a la espera de que se superaran los umbrales marcados en el cuadro 3.1 (página 34).

5.2.2. Meteorología causante de las intrusiones de polvo

Campana TROMPETA 2005

La situación meteorológica en los primeros días de julio de 2005 estuvo dominada por dos efectos que competían entre sí. Por un lado, una depresión al O de Portugal mantuvo un flujo de masas de aire procedentes del atlántico en altura sobre las islas Canarias, mientras que sobre el N africano un centro de altas presiones estableció un flujo E. La circulación de masas de aire procedente del atlántico impidió la entrada de intrusiones de polvo sobre las islas Canarias.

Los mapas de predicción de carga de aerosoles del modelo DREAM/BSC detectan el cambio que se produce a partir del día 12, en que la borrasca atlántica se debilita permitiendo entradas de masas de aire sahariano en el archipiélago canario, ver figura 5.4. El día 23 la situación meteorológica cambia radicalmente al entrar bruscamente masas de aire desde el NO atlántico.

Los vuelos fueron realizados finalmente los días 19, 20 y 21 de julio. La intrusión caracterizada estuvo muy bien definida durante todo el proceso con cargas totales entre 1.5 y 4.5 g/m² según el modelo DREAM/BSC.

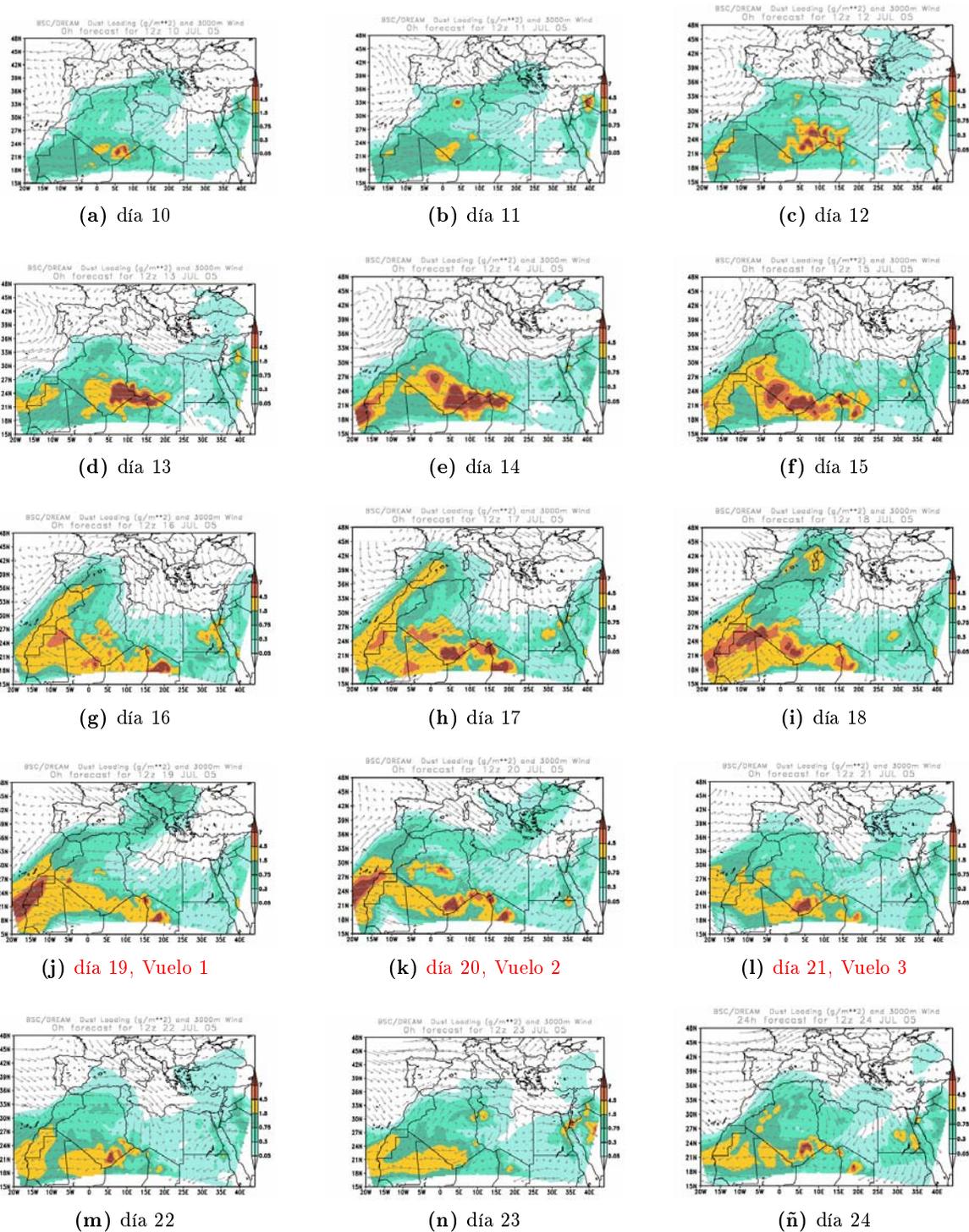


Figura 5.4: AÑO 2005. Carga de aerosoles y viento previsto a 3000m por el análisis del modelo DREAM/BSC. En rojo los días en que se realizaron los vuelos

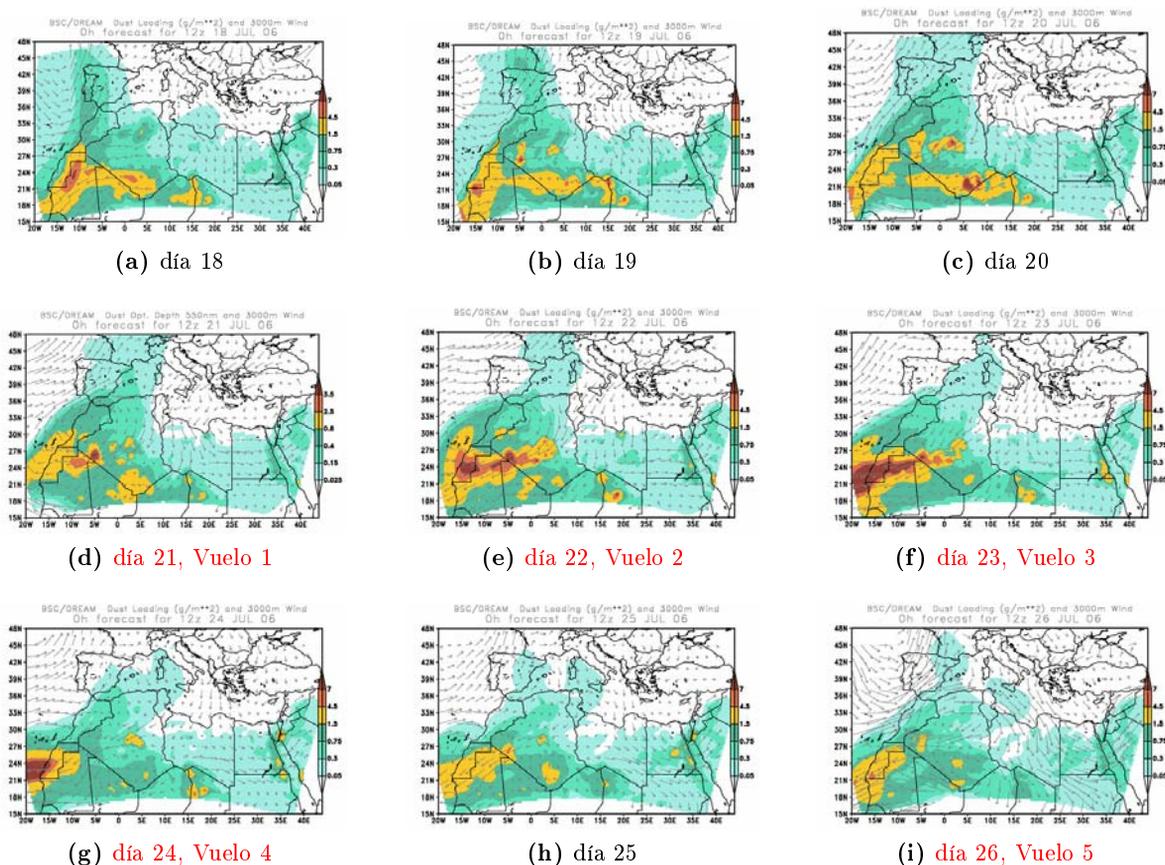


Figura 5.5: AÑO 2006. Carga de aerosoles y viento previsto a 3000m por el análisis del modelo DREAM/BSC. En rojo los días en que se realizaron los vuelos

Campaña TROMPETA 2006

La situación meteorológica en la segunda campaña no estuvo tan bien definida como en el año anterior. En el mes de julio de 2006 se dieron tres episodios de intrusión sahariana, de los cuales únicamente el tercero superó los umbrales establecidos en el cuadro 3.1 para el lanzamiento de campaña. Estos episodios tuvieron lugar los días 4 al 6, 11 al 15 y 18 al 28. Los vuelos se realizaron durante el último episodio, los días 21, 22, 23, 24 y 26. La figura 5.5 muestra la evolución de la carga de aerosoles en la atmósfera entre los días 18 y 26 de julio, en la situación inicial ya hay entrada de polvo.

Un centro de bajas presiones en el Sahara proyecta el polvo al Atlántico y los vientos del suroeste en esta región lo propagan hacia el norte, existiendo una extensa región, incluida la península Ibérica con niveles de polvo moderados. El día 21 una pequeña circulación anticiclónica situada en Marruecos, que inicia su desarrollo el 18, empuja el polvo, a través de su rama descendente hacia las Islas Canarias, alcanzándose el máximo entre los días 21 al 23 del mes. Al contrario de lo que ocurrió el año anterior, polvo residual permanece en las islas en días sucesivos.

5.2.3. Evolución del espesor óptico de aerosoles y del exponente de Ångstrom durante las campañas TROMPETA

El fotómetro CIMEL emplazado en Izaña (IZO) estuvo operativo durante ambas campañas, mientras que el fotómetro ubicado en el observatorio de Santa Cruz de Tenerife (SCO) comenzó su operación precisamente el 15 de julio de 2005, no habiendo datos de la primera mitad del mes de julio de 2005. Los dos instrumentos produjeron datos de espesor óptico de aerosoles (AOD) y exponente de Ångstrom en ambas campañas (cuadro 5.1).

Parámetro	TROMPETA 2005			TROMPETA 2006			Media
	19-jul	20-jul	21-jul	21-jul	22-jul	24-jul	
AOD (IZO)	0.362	0.319	0.266	0.728	0.610	0.316	0.434
AOD (SCO)	0.666	0.627	0.539	–	0.967	0.483	0.656
α (IZO)	0.115	0.189	0.191	0.111	0.192	0.250	0.175
α (SCO)	0.168	0.247	0.139	–	0.212	0.362	0.226

Cuadro 5.1: Valores de AOD y exponente de Ångstrom α observados por los fotómetros CIMEL instalados en SCO e IZO.

La figura 5.6 presenta la evolución de ambos y del exponente de Ångstrom entre 440 y 675 nm a lo largo de las campañas TROMPETA, señalando, mediante barras grises, los días en que la plataforma aérea realizó los vuelos. Los paneles inferiores muestran las diferencias entre las medidas de AOD realizadas por los fotómetros CIMEL instalados en SCO e IZO.

Se debe resaltar el buen comportamiento de los modelos de predicción de concentración de polvo que permitieron realizar las campañas en los momentos óptimos, cuando el espesor óptico de aerosoles fue máximo y la duración del evento varios días. Especialmente en 2006 donde, previamente a la campaña, se dieron dos situaciones donde se llegaron a lanzar algunas prealertas posteriormente canceladas, de acuerdo al protocolo diseñado 3.4.

El cambio en la concentración de polvo predicha por el modelo DREAM/BSC para el 12 de julio de 2005 queda claramente confirmado a la vista de la serie de datos de espesor óptico en IZO, donde τ toma valores inferiores a 0.1 hasta este día, manteniéndose los días sucesivos en torno a $\tau = 0.2$. El día 19 se produce una fuerte intrusión de aerosoles desérticos coincidiendo con el primer perfil vertical realizado por la plataforma aérea. A continuación la intrusión se va debilitando hasta que, en la madrugada del día 23, masas de aire procedentes del NO atlántico limpian la atmósfera. Desde el 23 hasta el final del mes los valores de espesor óptico se mantienen en valores típicos de no intrusión Sahariana.

El mes de julio de 2006 la evolución del espesor óptico no estuvo tan estructurada como en el mes del año anterior. Previamente al desarrollo de las campañas se dieron dos episodios de intrusión sahariana sobre el archipiélago insuficientes tanto en cantidad de polvo como en duración (episodios de los días 10-11-12 y 16-17). Finalmente, el 21 de julio de 2006 se produjo una fuerte intrusión sobre las islas con espesores ópticos sensiblemente superiores a los observados en la primera campaña TROMPETA, $\tau_{SCO, 2006} > 1.0$ frente a $\tau_{SCO, 2005} = 0.65$. A diferencia de la campaña anterior, no se produjo una entrada de masas de aire procedentes del NW atlántico que limpiaran la atmósfera, sino que la concentración de aerosoles fue disminuyendo paulatinamente hasta el día 29 según indican las medidas de espesor óptico. El último perfil vertical tenía como

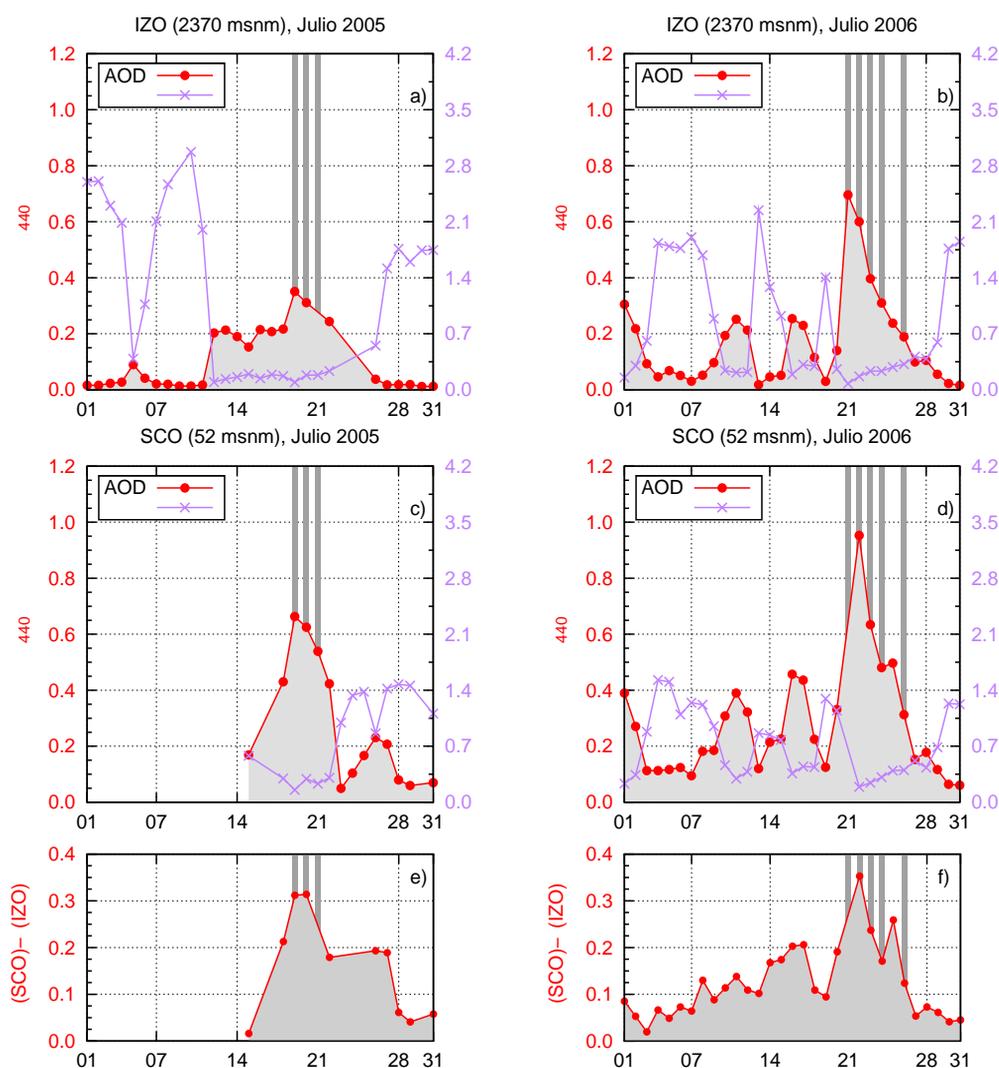


Figura 5.6: Evolución del espesor óptico de aerosoles y del exponente de Ångstrom en Izaña (paneles a,b) y en Santa Cruz de Tenerife (c,d) y diferencias entre ambas estaciones (e,f) durante los meses de julio de 2005 y 2006. Las barras grises indican los días en que se realizaron los vuelos.

objetivo medir bajo condiciones de ausencia de intrusión con el objeto de comparar estas medidas con las de los perfiles anteriores. Al no encontrarse la atmósfera limpia de polvo ese día en el lugar de vuelo, se optó por desplazar el avión en dirección NW, hacia la isla de la Palma. Finalmente el vuelo tuvo lugar en 15.45°N, 17.46°W. Aún así no se consiguieron las condiciones de limpieza buscadas, observándose un fuerte estrato de aerosoles hasta 4.5 km de altura.

Para explicar los valores encontrados del exponente α es útil conocer la situación de las estaciones. Sta. Cruz de Tenerife se encuentra al borde del Mar, por lo que es sensible a toda la atmósfera mientras que, por el contrario, IZO se encuentra por encima de la capa límite. En la figura 5.7 se ha representado esquemáticamente la situación de las dos estaciones en una situación normal de no-intrusión sahariana. En la capa límite marina (MBL¹) se encuentran partículas de varios tamaños de origen natural (espuma marina, cristal, pólenes, etc) y antropogénico

¹Acrónimo inglés de Capa Límite Marina

(productos de combustión, principalmente). Los procesos de mezcla mantienen una distribución más o menos homogénea hasta la inversión térmica que delimita la influencia de los vientos alisios, y que actúa como tapadera a la entrada de partículas de la MBL a la troposfera libre. Aún así, las partículas más pequeñas alcanzan la troposfera libre, disminuyendo con la altura tal y como muestra la figura 5.7 de modo esquemático.

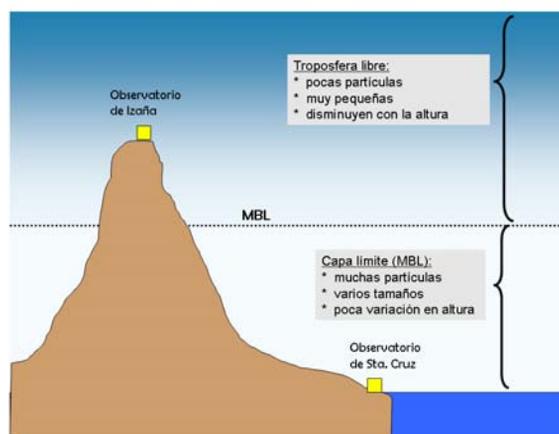


Figura 5.7: Esquema de la ubicación en alturas de los observatorios de Izaña (IZO) y Santa Cruz de Tenerife (SCO)

Por tanto, en una situación típica sin polvo sahariano, tendremos en SCO valores moderadamente bajos de espesor óptico ($\tau \approx 0.1$) y valores de α de 1.0-1.5 correspondientes a la mezcla de partículas pequeñas y medianas de orígenes antropogénicos y/o marinos. En IZO, muy pocas partículas, y pequeñas, son capaces de franquear la barrera de la inversión. Por tanto los espesores ópticos son extraordinariamente pequeños ($\tau \approx 0.01 - 0.02$) pero los α de esas pocas partículas son muy altos (1.8-3.0).

En una situación de Sahara estos valores se modifican sensiblemente. Partículas de gran tamaño (máximo entre 1-10 μm) procedentes del desierto con una distribución variable caso a caso, pero con techos de intrusión de hasta 6-7 km y extendiéndose hasta cerca de la superficie, rompen la inversión térmica. Aire cálido y seco de origen desértico acompaña a las partículas. Las medidas de IZO son representativas de esta masa. Los espesores ópticos dependen de la magnitud de la intrusión, pero suben claramente por encima de un orden de magnitud, hasta 0.6 e incluso más. Del mismo modo, los valores de alfa disminuyen hasta 0.2 o menos. En SCO los espesores ópticos son superiores a los de IZO ya que incluyen los 2.4 km de atmósfera entre ambos observatorios con diferencias comprendidas entre los valores extremos 0.02 y 0.43 (fig. 5.8). La media y la desviación estándar de la diferencia entre ambas medidas de AOD es

$$\overline{(\tau_{sco} - \tau_{izo})} = 0.12 \pm 0.08$$

Los valores de α en SCO son algo más altos que en IZO dado que existe una contribución de aerosoles marinos cuyo tamaño es inferior al de los aerosoles desérticos. Si no suceden condiciones de intrusión sahariana, ocurre la situación contraria observándose α mayores en IZO en vez de en SCO. La explicación se debe a que en IZO los aerosoles que pudieran existir son mucho más pequeños que los marinos y antropogénicos que ve el fotómetro de SCO y, por tanto, derivan valores de α mayores.

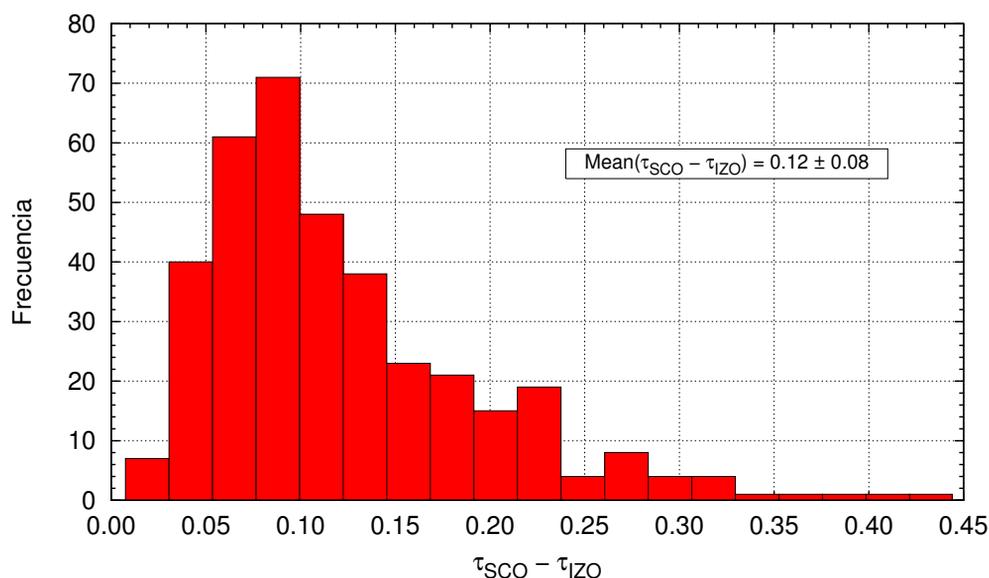


Figura 5.8: Histograma de las diferencias en las medidas de AOD entre SCO e IZO

5.2.4. Perfiles verticales de temperatura y humedad con instrumentación estándar (globo)

Coincidiendo con los vuelos de TROMPETA la AEMET/CIAI lanzó siete ozonosondas entre las dos campañas con el objeto de obtener perfiles verticales de ozono, temperatura y humedad con los que alimentar el modelo. Cuatro ozonosondas en la primera (día 19 a las 16:00, día 20 a las 10:00 y a las 16:00, y día 21 a las 15:00) y tres en la segunda (día 21 a las 11:00, día 24 a las 10:00 y día 26 a las 11:00).

En esta región y en una situación no desértica la estructura vertical del campo de temperaturas de Tenerife en la MBL está dominada por los vientos alisios, húmedos y frescos. Durante los meses de verano, la inversión base de la inversión térmica que define el techo de esta capa se encuentra aproximadamente en torno a 1 km de altura (paneles superiores de la figura 5.9, página 76). La MBL actúa como barrera del transporte vertical manteniendo unas condiciones atmosféricas distintas a la troposfera libre. La separación entre ambas regiones queda bien delimitada por el mar de nubes que se produce por forzamiento mecánico cuando los alisios se encuentran con el obstáculo de la isla. En esta capa se encuentran aerosoles de origen antropogénico. La humedad relativa es moderada por el aporte de vapor de agua marina, y se deseca a medida que asciende por encima de la inversión térmica que define el techo de la MBL (paneles inferiores de la figura 5.9).

Durante las campañas TROMPETA se observan características comunes en los dos años. Las temperaturas en el primer kilómetro son sensiblemente más cálidas que la media, la humedad relativa muy inferior y el gradiente vertical de temperatura en la troposfera libre mayor. Resulta evidente que los estratos de polvo Sahariano poseen características propias, muy distintas a la situación de los vientos alisios, que permanecen a pesar de su viaje por el océano desde las fuentes en el África sahariana (Dorta-Antequera, 1990; Dorta-Antequera et al., 2005).

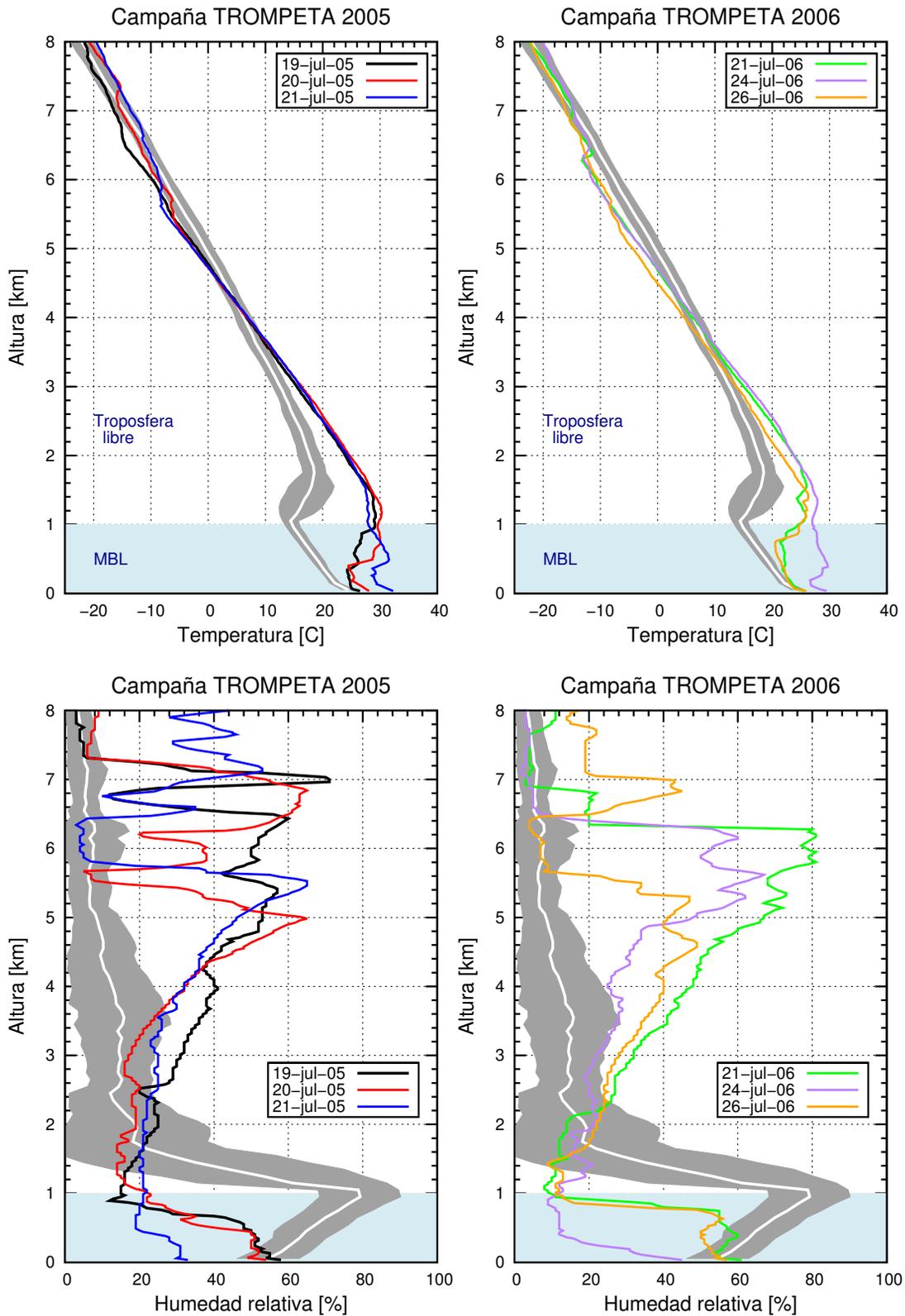


Figura 5.9: Perfiles de temperatura y humedad durante las campañas TROMPETA junto con los perfiles medios (blanco) más una desviación estándar (gris) en condiciones limpias obtenidos a partir de la base de datos de ozonosondeos del CIAI/AEMET

Aquellos estratos que se encuentran a temperaturas muy altas, hasta 15 grados respecto de condiciones de no intrusión sahariana, presentan humedades muy bajas. El último día de la campaña de 2005 las masas de aire cálido provenientes del Sahara descendieron hasta prácticamente el nivel del mar (100 m.s.n.m) como indican las temperaturas muy altas en superficie y una humedad del 10 %. Durante la campaña de 2006 las entradas de las masas de aire se produjeron a partir de 800 metros los días 21 y 26, mientras que durante el 24 alcanzaron la superficie.

El incremento de humedad relativa observado desde de la MBL hasta el techo de intrusión se debe a que el flujo de masas de aire en ese rango de alturas, normalmente asociado a la circulación del anticiclón de las Azores y su dorsal de niveles altos, de componente norte y subsidente (muy seco), es desplazado por otro más cálido de componente sur (SE ó SW) que viene ascendiendo desde el continente forzado por aire más “frío” en contacto con el mar (J. Bustos, comunicación privada). Fruto de este desplazamiento se genera un estrato de masas de aire delimitado inferiormente por la MBL (más húmeda), procedente de aire recalentado del continente africano, y por una nueva inversión térmica en la parte superior. En este estrato, el contenido total de agua permanece constante en todas las alturas, y dado que la humedad de saturación (referencia de la humedad relativa) desciende rápidamente con la temperatura, a igual contenido absoluto de agua se aprecia un incremento en la humedad relativa de acuerdo a los perfiles mostrados en la figura 5.9

5.2.5. Perfiles verticales de ozono con instrumentación estándar (globo)

En la figura 5.10 se representan los perfiles de ozono obtenidos durante las campañas hasta 8 km de altura junto con el valor medio del mes de julio en condiciones de no intrusión. La región sombreada se corresponde con una desviación estándar de los valores medios. Todos los sondeos muestran disminuciones de ozono en el estrato donde se encuentran los aerosoles, alcanzándose el mínimo el día 19 de julio de 2005. Entre los 4 y 5 km se produjeron reducciones de hasta el 40 ó 50 % respecto de los valores medios mensuales en condiciones de no intrusión sahariana. Estas disminuciones son superiores a la disminución encontrada por Bonasoni et al. (2004) (4-10 % de disminución).

En la capa límite, por el contrario, el ozono es muy superior a los valores sin polvo (año 2005). En una situación no sahariana el ozono muestra un mínimo en el nivel del mar como han observado previamente distintos autores (Kley et al., 1996; Zachariasse et al., 2000). Los valores climatológicos indican presiones parciales en superficie de 2.8 mPa frente a 5.4 que resultaría de extrapolar a la superficie los valores típicos de la troposfera libre (fig. 5.10), es decir, los valores climatológicos medidos son sólo un 50 % de los que había en ausencia de destrucción marina. La destrucción de ozono junto a la superficie parece estar causada por reacciones heterogéneas en la superficie de la espuma marina, fundamentalmente debida a halógenos (Sander et al., 2003), aunque no existe un acuerdo al respecto. Los fenómenos de deposición seca también pueden jugar un papel, y como han apuntado Bonasoni et al. (2004), el ozono se correlaciona bien con la concentración de óxidos de nitrógeno, por lo que la relación $NO + O_3 \leftrightarrow NO_2 + O_2$ también podría contribuir al mínimo superficial, al menos en zonas de la costa donde las concentraciones de óxidos son más altas.

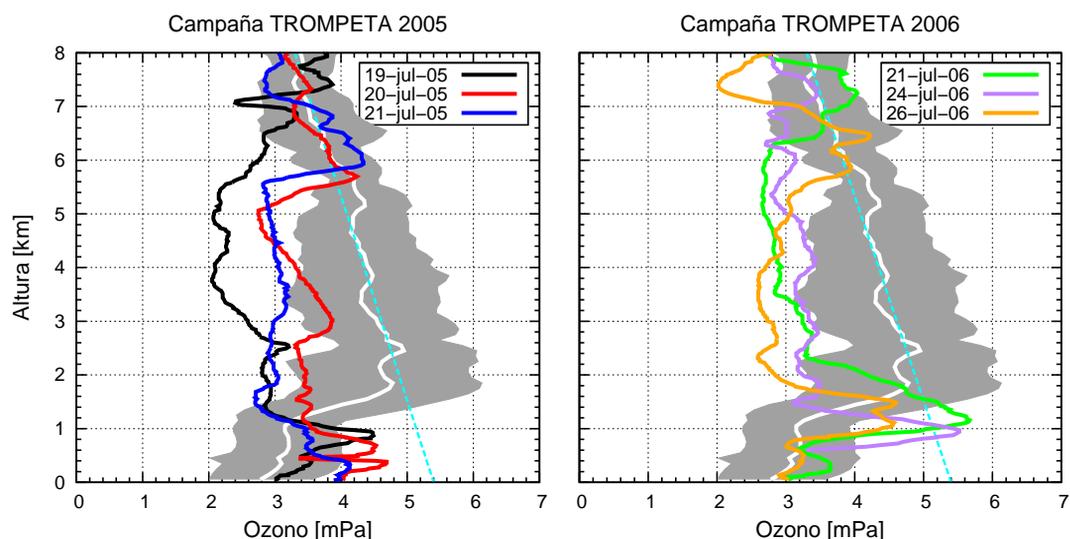


Figura 5.10: Ozonosondeos realizados durante las campañas TROPETA y perfil vertical medio de ozono de las islas Canarias durante el mes de julio. La zona sombreada corresponde a una desviación estándar.

En condiciones normales, a medida que aumenta la separación de la superficie los valores de ozono se van acercando al valor casi constante que poseen en la troposfera libre. Esta situación se invierte durante los eventos saharianos, cuando el efecto de destrucción superficial tiene menor importancia.

A modo de resumen se puede decir que en los estratos correspondientes a masas de aire procedentes del continente africano se observan reducciones de hasta un 50 % en el perfil vertical de ozono e incrementos de la cantidad de ozono dentro de la MBL. Las causas de estos efectos, interesantes como son y no suficientemente explicadas, pero posiblemente asociadas a la rotura de la capa de mezcla, se escapan del objetivo de la presente tesis.

La consecuencia para el presente trabajo es que, de hecho, en situación sahariana e independientemente de las interferencias que pudieran ocurrir, el impacto sobre la columna es aproximadamente lineal y supone hasta un 5 % en un caso extremo de $\tau_{550\text{ nm}} > 1.0$ suponiendo que la densidad estratosférica se mantenga constante (Andrey et al., 2010a).

5.2.6. Trayectorias de los perfiles verticales del avión

Seis de los ocho vuelos realizados entre las dos campañas fueron perfiles verticales sobre la zona de ensayos (28° 16' N, 16° 20' O). La plataforma aérea ascendió y descendió a una velocidad vertical constante en torno a 3 m/s con el objeto de maximizar la resolución vertical de los perfiles verticales. Los ascensos y descensos se realizaron describiendo hipódromos alrededor del punto central de la zona de ensayos (figura 5.11).

En el presente trabajo se han utilizado los datos de los hipódromos descendentes en los que el aviocar mantiene un ángulo de '*pitch*'² próximo a cero. Para poder ascender, el avión

²pitch: Ángulo formado entre la dirección de ataque de la plataforma aérea y la dirección de avance



(a) 19 de julio de 2005



(b) 21 de julio de 2005

Figura 5.11: Dos ejemplos de trayectorias de vuelo desarrolladas por la plataforma aérea durante las campañas TROMPETA

necesita mantener ángulos de *pitch* superiores a cuatro grados. En estas condiciones se han observado anomalías en las medidas debidas al desalineamiento de las tomas de muestras con la dirección de avance del avión, turbulencias, inercia y/o colisiones de las partículas con las tomas de muestras, etcétera, por lo que no han sido utilizadas.

El cuadro 5.2 muestra los metadatos de los seis perfiles de descenso desarrollados por la plataforma aérea entre las dos campañas. La columna '*Hora*' muestra la hora de comienzo y finalización del perfil, la siguiente columna indica las alturas inicial y final de los perfiles descendentes, y por último se indican la longitud y latitud medias junto con sus desviaciones estándar.

Metadatos de los perfiles verticales							
Fecha	Hora UT	Δh	Lat. media	ΔLat	Long. media	$\Delta Long$	
	hh:mm:ss	metros	grados decimales		grados decimales		
2005	19 - julio	18:00:34 - 18:30:25	5917 - 378	28.264	0.122	-16.310	0.117
	20 - julio	17:43:57 - 18:13:55	5916 - 367	28.259	0.056	-16.315	0.138
	21 - julio	18:10:28 - 18:41:14	5880 - 332	28.257	0.059	-16.314	0.151
2006	21 - julio	16:49:57 - 17:17:16	6548 - 1456	28.303	0.169	-16.300	0.140
	22 - julio	18:08:21 - 18:40:00	6604 - 180	28.284	0.166	-16.303	0.096
	24 - julio	17:16:33 - 17:49:22	6613 - 234	28.266	0.283	-16.336	0.118

Cuadro 5.2: Datos de trayectorias para los perfiles verticales

5.2.7. Validación de las medidas de temperatura del avión

Aunque durante los vuelos de las campañas TROMPETA se realizaron sondeos termodinámicos que permitirán alimentar el modelo de transferencia radiativa, en general, la mayor parte de las ocasiones el perfil de temperatura basado en datos externos no está disponible y

hay que hacer uso de las medidas del avión. Por esta razón, el instrumento de a bordo debe ser validado, es decir, debe conocerse cuál es el comportamiento y los errores del mismo.

La figura 5.12 presenta los datos de temperatura atmosférica obtenidos por la plataforma aérea (en rojo) y los perfiles verticales de temperatura obtenidos mediante los radiosondeos (en azul). Los radiosondeos en 2005 fueron realizados durante la tarde, muy próximos al perfil vertical del avión, mientras que en 2006 se realizaron por la mañana.

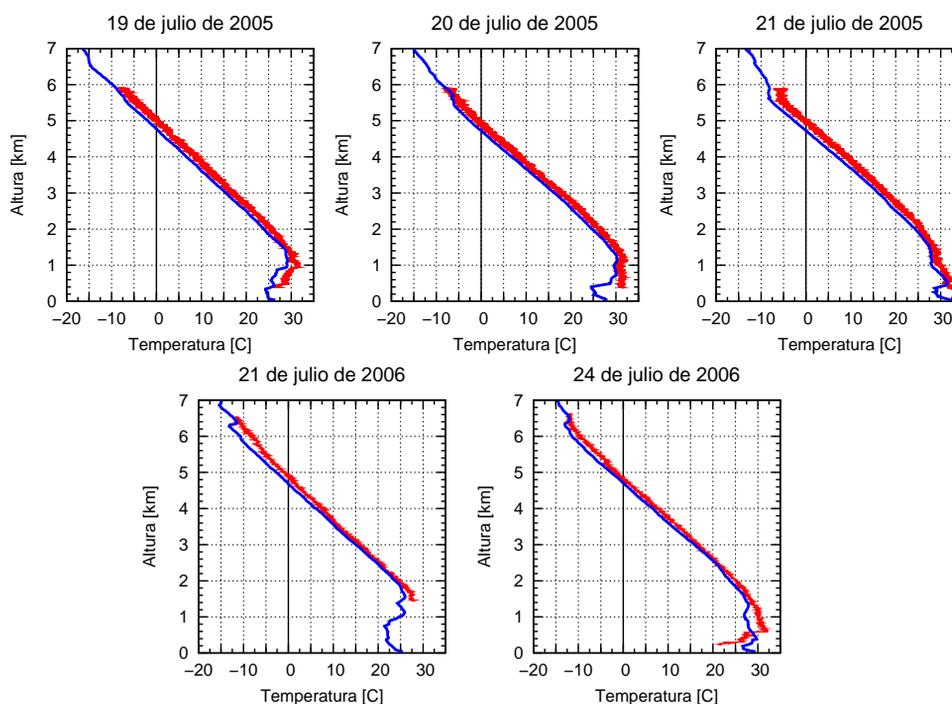


Figura 5.12: Comparación de perfiles verticales de temperatura de los ozonosondeos (azul) y de la plataforma aérea (rojo)

Ambos instrumentos muestrean la atmósfera con una alta frecuencia. El avión toma un dato cada segundo mientras que la radiosonda registra uno cada 5 segundos, siendo este dato el valor medio de la temperatura en este periodo. La intercomparación se ha realizado remuestreando los perfiles de temperatura proporcionados por el sensor del avión y por el radiosondeo obteniendo un dato de temperatura cada 20 metros desde la superficie hasta 7 kilómetros de altura sobre esta. Las diferencias obtenidas entre ambas medidas se muestran en el panel izquierdo de la figura 5.13. El panel derecho muestra el valor medio de las diferencias y la desviación estándar en función de la altura.

Los resultados muestran más ruido en la medida de avión y, como era previsible, un sistemático error positivo en la temperatura debido, fundamentalmente, al efecto radiativo del fuselaje metálico. La diferencia media de temperatura en todo el perfil es $\Delta T = 1.58 \pm 0.29$. El incremento de las diferencias entre ambos perfiles con la altura se debe a un menor intercambio por convección debido a la disminución de la densidad del aire.

El perfil de diferencias medias de temperatura ha sido ajustado a la expresión analítica mostrada en la ecuación 5.3 entre 600 y 6.000 m.s.n.m. La incertidumbre derivada de la aplicación

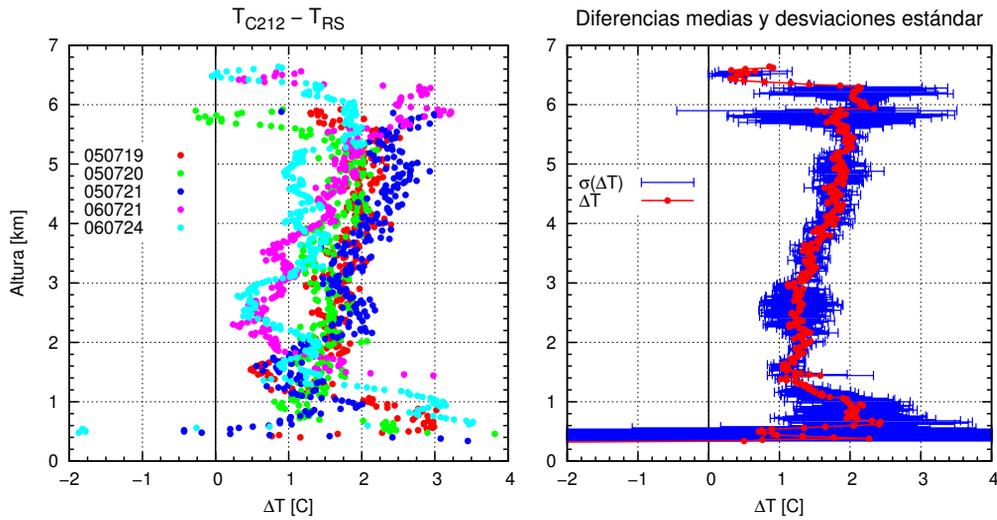


Figura 5.13: Diferencias en las medidas de temperatura por parte de la plataforma aérea y los radiosondeos durante las campañas TROMPETA

de esta corrección se encuentra en torno a una décima de grado Celsius por encima de 1.2 km. Por debajo de esa altura la dispersión en los datos no permite extraer conclusiones (figura 5.14).

$$T_{\text{corregida}} = T_{C212} - \Delta T$$

$$\Delta T(z[\text{km}]) = T_{C212} - T_{RS} = 74.41 + 29.12z - 0.9934z^2 - 86.32\sqrt{z} - 39.73 \exp\{-z\} \quad (5.3)$$

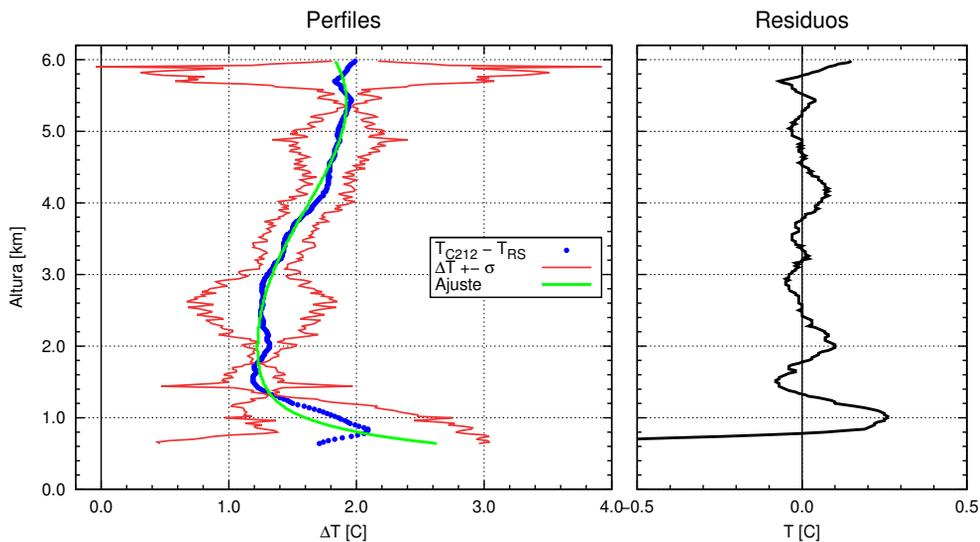


Figura 5.14: Ajuste de la ecuación 5.3 de las diferencias entre los perfiles de temperatura y residuos del ajuste.

Es importante señalar que la función descrita es válida sólo durante el día y en condiciones de cielos despejados. Presumiblemente en situaciones nubosas, y, sobre todo en vuelos nocturnos, el efecto será menor.

5.2.8. Medidas de ozono de la plataforma aeroportada

La figura 5.15 muestra la comparación de las medidas de ozono realizadas por el monitor de ozono 2B-Technologies instalado en la plataforma aérea y los datos procedentes de los ozonosondeos lanzados durante la primera campaña TROMPETA. Durante la segunda campaña una anomalía en uno de los convertidores eléctricos del avión impidió que se obtuvieran datos fiables del monitor de ozono.

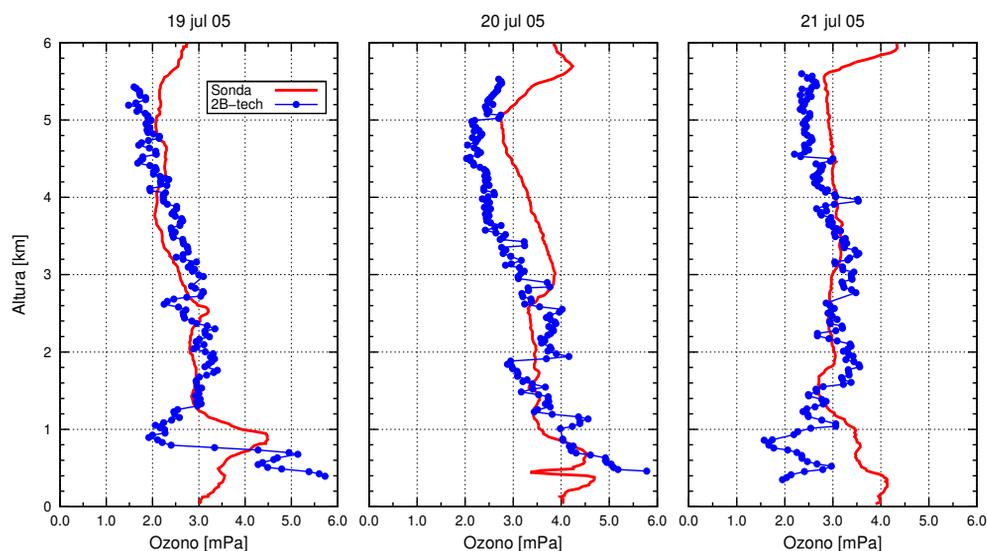


Figura 5.15: Medidas de ozono procedentes de ozonosondeos (rojo) y del monitor de ozono 2B technologies (azul) durante la campaña 2005.

Los resultados generales indican que el 2B-tech puede medir desde el avión. Sin embargo, se observan diferencias en algunos casos significativos:

- Se aprecia una mayor frecuencia de muestreo en los datos de avión al proporcionar el 2B-tech una medida por segundo frente a la ozonsonda que mide una vez cada 5 segundos.
- Se aprecia un mayor ruido en las medidas de avión.
- Por alguna razón no identificada, presuntamente asociada a contaminación del instrumento, las medidas en el primer kilómetro no parecen correctas, a pesar de que en situación sahariana puede haber diferencias significativas en cuestión de horas.

La figura 5.16 muestra el perfil medio de las diferencias de los perfiles procedentes del monitor de ozono respecto de los ozonosondeos en tanto por ciento. El procedimiento seguido para la obtención de este perfil medio ha sido el siguiente:

- Suavizado del perfil de ozono del 2B e interpolación del valor de ozono cada 20 m desde la superficie hasta 7 km.
- Interpolación del perfil de ozono procedente del ozonosondeo cada 20 m desde la superficie hasta 7 km.

3. Cálculo de las diferencias para cada perfil en %:

$$\Delta O_3 = \frac{O_3[2B] - O_3[sonda]}{O_3[sonda]} \times 100$$

4. Cálculo de la diferencia media y desviación estándar de las diferencias para cada altura a partir de los perfiles de diferencias de los tres días.

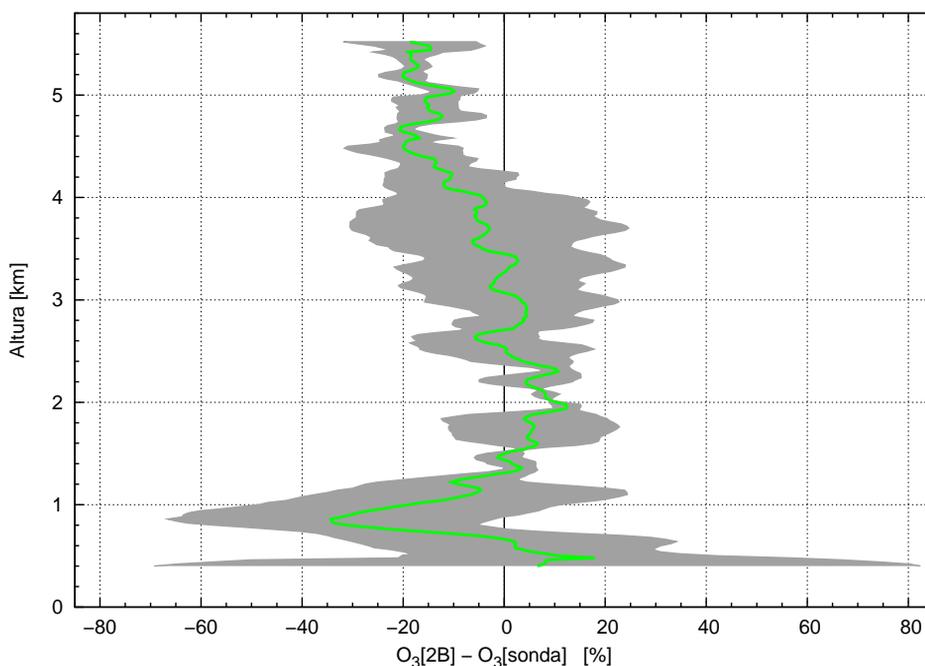


Figura 5.16: Diferencias en los perfiles de ozono del monitor de ozono 2B y los ozonosondeos durante la campaña TROMPETA 2005 (verde), en gris una desviación estándar

El intervalo de alturas en que las diferencias son menores se encuentra entre 1.1 y 4.2 km no superando el 10 % en valor absoluto. Por encima de 4.2 km este valor se sitúa entre el -20 y el -10 %. Por debajo de 1.1 km el comportamiento presenta mucha mayor variabilidad estando comprendidas entre -35 y +20 %. El valor medio y la desviación estándar de las diferencias en valor absoluto de todo el perfil es $\Delta O_3 = -9.1 \pm 7.3 \%$.

Estos datos son útiles como primera información para conocer la calidad del sistema de a bordo (instrumento y tomas de muestras), pero el número de perfiles es escaso para extraer datos concluyentes.

5.2.9. Perfiles verticales de la distribución de tamaños de aerosoles

La concentración de partículas distribuidas por canales, y por tanto, tamaños, se muestra en las figuras 5.17 y 5.18 para las campañas de 2005 y 2006 respectivamente. Los datos de SD mostrados han sido promediados en estratos de 20 m de altura. El panel de figuras 5.19 muestra los mapas de color de la concentración de partículas, en función de su tamaño y la altura a la que

han sido medidas, para las dos campañas TROMPETA. La columna izquierda se corresponde con los perfiles verticales de la primera campaña (figuras 5.19a, 5.19c y 5.19e) y la columna derecha con los de la segunda (figuras 5.19b, 5.19d y 5.19f).

El primer canal de la sonda PCASP es el canal que más se ve afectado por ruidos derivados de la electrónica del instrumento. Esta característica es propia de este tipo de sondas de tal modo que este primer canal suele ser excluido a la hora de derivar productos a partir de la SD proporcionada por el instrumento. El incremento en la variabilidad de las medidas que se aprecia según se incrementa el canal se debe a que la concentración disminuye conforme aumenta el tamaño de los aerosoles.

De los tres perfiles realizados en la primera campaña, el del día 19 es diferente de los otros dos obtenidos el 20 y el 21. En el perfil del 19 se observan mayores concentraciones en partículas de $d_p > 0.5 \mu\text{m}$ a partir de 2.000 metros de altura. En el caso de partículas de tamaño $d_p < 0.4 \mu\text{m}$ por debajo de 2 km, la concentración es menor en este primer perfil respecto de los días siguientes. Los perfiles de los días 20 y 21 presentan concentraciones de aerosoles muy similares en todos los canales salvo en el caso de partículas submicrométricas por debajo de 2.000 metros, donde el perfil del día 20 presenta una concentración mayor que el perfil del día 21.

El perfil del día 19 dentro del estrato comprendido entre 2.300 y 2.600 metros presenta un incremento notable de la concentración de aerosoles de tamaño $d_p > 0.2 \mu\text{m}$. Los techos de intrusión de los días 20 y 21 se encuentra en torno a 5.500 m de altura, mientras que el techo del día 19 se encuentra ligeramente más bajo, a una altura de 5.300 m.

En 2006 los techos de intrusión se encontraron un kilómetro por encima de los encontrados en la campaña del año anterior, aproximadamente alrededor de 6.500 m de altura. La intrusión caracterizada en el primer vuelo de la campaña, 21 de julio de 2006, presentó una base de intrusión muy alta, en torno a 1.800 m, con concentraciones de aerosoles muy elevadas entre 2.000 y 4.750 metros. Parte de esta estructura observada el día 21 se detecta de igual modo en el perfil del día 22 entre 3.000 y 4.70 metros para aerosoles de tamaños $d_p < 1.5 \mu\text{m}$.

La base de la intrusión desciende el día 22 hasta 1 km de altura, al igual que sucede en el perfil vertical tomado el día 24. El perfil del día 24 muestra una disminución de concentración general en todos los canales de la sonda PCASP.

Los perfiles verticales muestran como las intrusiones se producen en altura en verano, dentro de la troposfera libre, propagándose en días sucesivos, y pudiendo alcanzar con el tiempo la superficie una vez rota la capa de inversión. Por otro lado, la estructura vertical de la intrusión se mantiene incluso a 1.800 km de la fuente como se observa en el fino estrato entre 2.300 y 2.600 metros el día 19 de julio de 2005 o en el ancho estrato entre 2.000 y 4.500 metros del día 21 de julio de 2006 que se mantiene los días posteriores.

Viendo que las concentraciones en los canales correspondientes a partículas de mayor tamaño, canales 11 al 15 ($d_p > 1.0 \mu\text{m}$), son muy bajas, encontrándose incluso en 2005 en el límite de sensibilidad de la sonda PCASP, la caracterización de intrusiones Saharianas en otras regiones más distantes de las fuentes que las islas Canarias como la península ibérica no requeriría, en principio, emplear instrumentación complementaria a la sonda PCASP que fuese capaz de medir partículas de tamaño superior a $3.0 \mu\text{m}$.

TROMPETA 2005

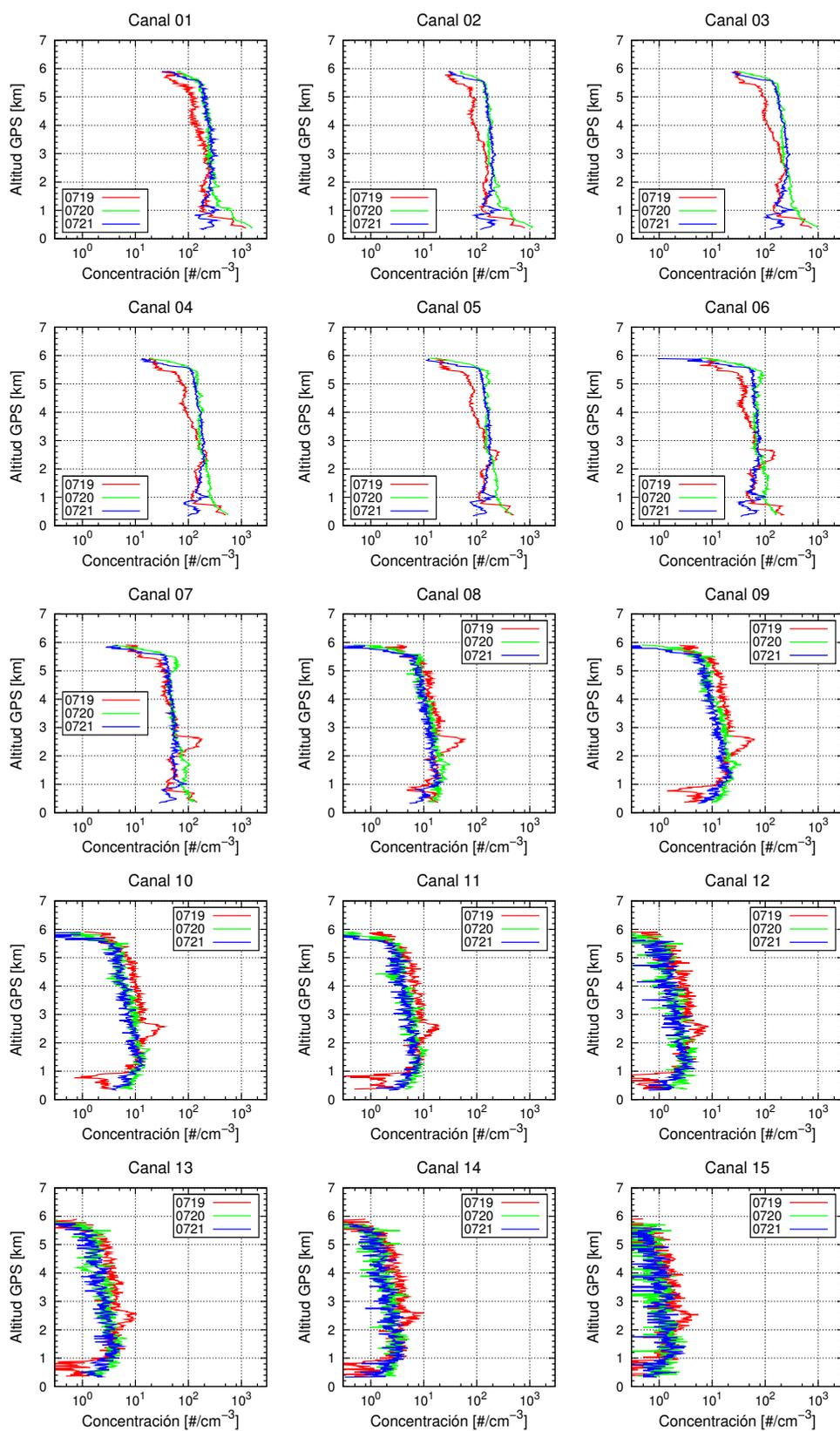


Figura 5.17: Medidas de cada canal de la sonda PCASP durante los perfiles verticales de la Campaña TROMPETA 2005

TROMPETA 2006

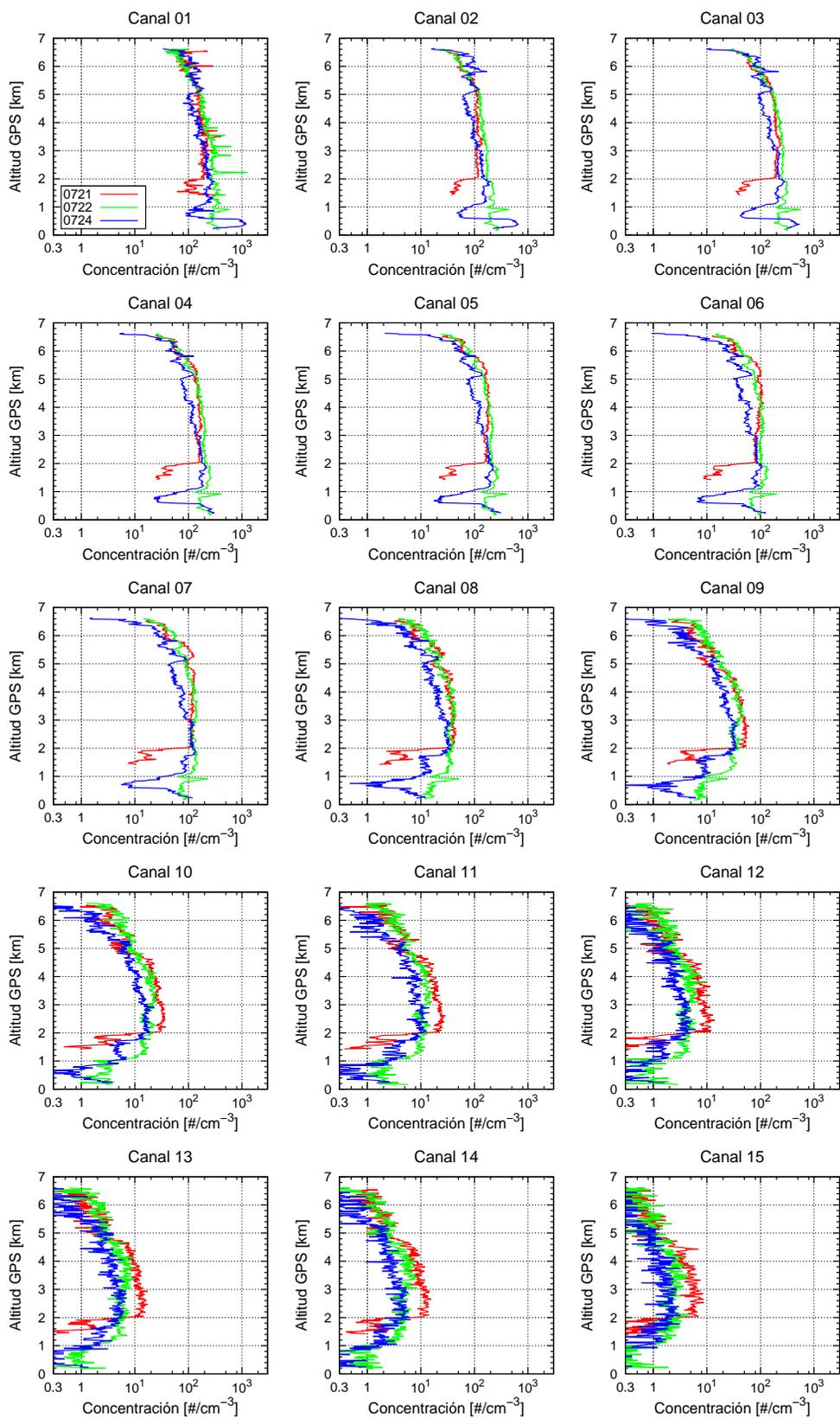
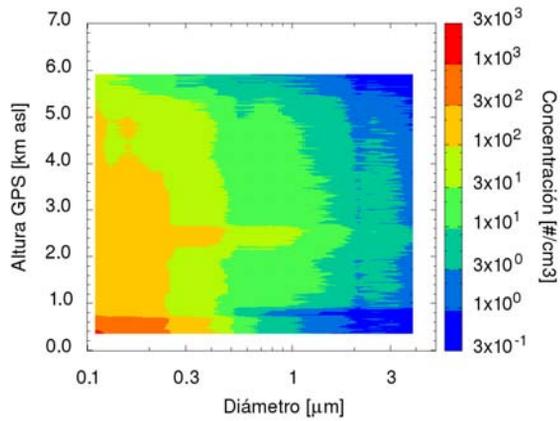
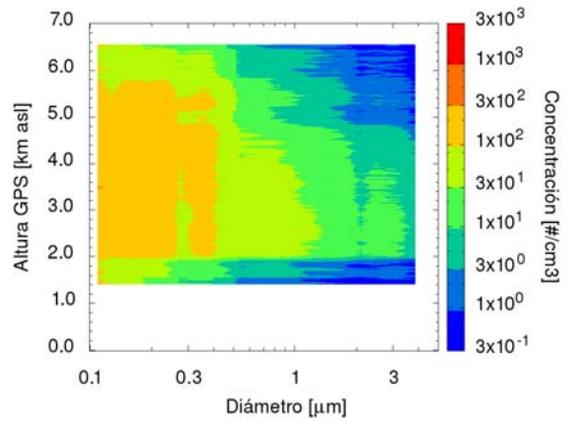


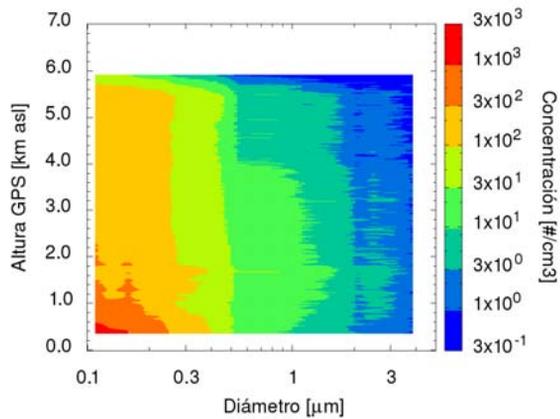
Figura 5.18: Medidas de cada canal de la sonda PCASP durante los perfiles verticales de la Campaña TROMPETA 2006



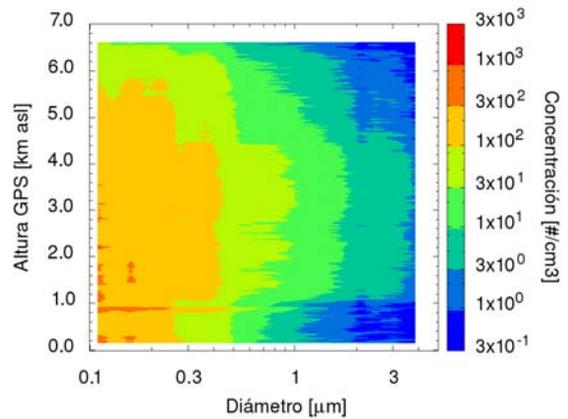
(a) 19 de julio de 2005



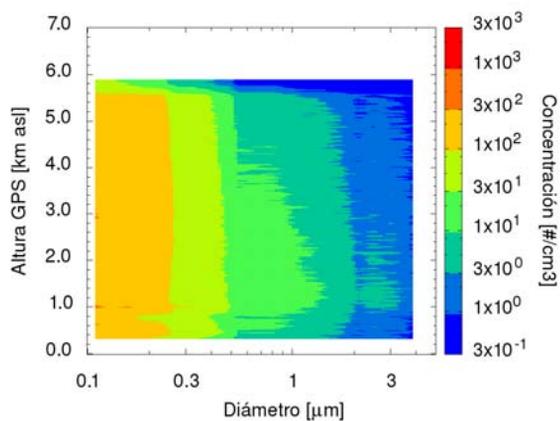
(b) 21 de julio de 2006



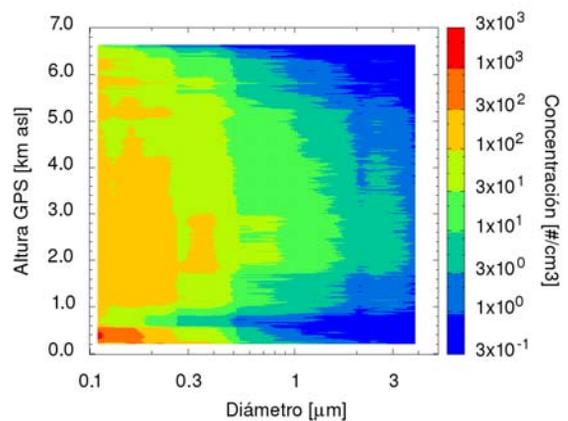
(c) 20 de julio de 2005



(d) 22 de julio de 2006



(e) 21 de julio de 2005



(f) 24 de julio de 2006

Figura 5.19: Perfiles verticales de distribución de tamaños en número de partículas por centímetro cúbico obtenidos durante las campañas TROMPETA

5.3. Obtención de los errores previstos según el modelo de T&B

En esta sección se detallan los datos utilizados en el cálculo de las anomalías según el modelo de T&B y los resultados obtenidos para cada día de campaña en función de caracterización de la atmósfera obtenida para cada perfil.

5.3.1. Caracterización de la atmósfera en LibRadtran

Los siguientes resultados de las medidas de las campañas TROMPETA han sido introducidos en el fichero de configuración de LibRadtran:

- Fecha en que se realizaron los vuelos
- Perfiles de ozono reales
- '*Single scattering albedo*' estimado para los aerosoles Saharianos que fue utilizado por el modelo de errores de T&B (y en la reproducción realizada en este trabajo)
- Parámetro de asimetría de los aerosoles
- Coeficientes de Ångstrom α y β
- Perfiles verticales de concentración de aerosoles

Fecha y perfiles de ozono

La fecha en que se realizaron los vuelos fue introducida en el modelo mediante la opción `day_of_year`. Los vuelos de la primera campaña tuvieron lugar los días del año 200, 201 y 202 mientras que en la segunda campaña los perfiles verticales fueron realizados los días del año 202, 203 y 205.

El día 22 de julio de 2006 no se pudo lanzar un ozonosondeo. El perfil de ozono utilizado para el cálculo de la anomalía en este caso ha sido el perfil medio de ozono del mes de julio. El resto de los días se introdujo en el modelo los perfiles reales obtenidos por los ozonosondeos en unidades de moléculas por centímetro cúbico.

Parámetros de aerosoles

El albedo de dispersión simple y el parámetro de asimetría utilizados han sido los mismos que los empleados en la reproducción del modelo, es decir, $ssa = 0.63$ y $g = 0.78$ de acuerdo al valor recomendado por la OMM (Deepak y Gerber, 1983) en esas fechas y al trabajo de Kandler et al. (2007) respectivamente.

Partiendo de la hipótesis de que todos los aerosoles presentes en la atmósfera durante una intrusión son del tipo sahariano se ha tomado como exponente de Ångstrom representativo de la troposfera libre el derivado por el fotómetro CIMEL ubicado en el observatorio de Izaña. El parámetro β ha sido despejado de la relación de Ångstrom introduciendo en la ecuación el AOD a 440 nm medido por el fotómetro de SCO y el exponente α determinado por el fotómetro de IZO.

La estructura vertical de aerosoles se incluye en el modelo mediante un fichero de configuración que contiene el perfil vertical de aerosoles en las unidades del coeficiente de extinción óptica. La extinción se obtiene aplicando la teoría de Mie con los datos de los perfiles de distribuciones de tamaños obtenidos de los vuelos (ec. 3.6, página 37). En la figura 5.20 se muestran los perfiles de extinción obtenidos para cada uno de los vuelos. Con objeto de adecuarlos al formato de entrada de LibRadtran estos perfiles se han interpolado en estratos de 1 km antes de ser introducidos en el modelo.

LibRadtran multiplica el perfil vertical de extinción por el factor que corresponda para escalar los espesores ópticos a la relación de Ångstrom definida según los coeficientes α y β indicados mediante la opción `aerosol_angstrom`.

El cuadro 5.3 muestra de forma resumida los valores obtenidos para parametrizar la atmósfera canaria los días en que se realizaron perfiles verticales por parte de la plataforma aérea. El perfil vertical de ozono del día 22 de julio de 2006 aparece en rojo dado que no hubo ozonosondeo, como ya se ha comentado, teniendo que utilizarse para el cálculo el perfil medio de ozono en el mes de julio obtenido a partir de la base de datos del CIAI/AEMET.

Dado que no se dispone de medida de AOD por parte del CIMEL ubicado en SCO el 21 de julio de 2006, su valor ha sido estimado en base a la diferencia de AOD entre los fotómetros de SCO e IZO. El *offset* sumado al AOD medido en Izaña se ha obtenido tras representar el AOD de SCO frente al de IZO a partir de los datos del histograma de la figura 5.8.

Fecha	Día del año	Perfil de O ₃	α_{IZO}	$\tau_{\lambda=0.44\mu m}$	β
050719	200	Ozonosondeo	0.094	0.663	0.614
050720	201	Ozonosondeo	0.182	0.625	0.538
050721	202	Ozonosondeo	0.184	0.539	0.463
060721	202	Ozonosondeo	0.077	1.1	1.033
060722	203	Perfil medio (jul)	0.167	0.953	0.831
060724	204	Ozonosondeo	0.234	0.481	0.397

Cuadro 5.3: Parametrizaciones utilizadas en el cálculo de las anomalías de ozono según el modelo de T&B

5.3.2. Errores previstos por el modelo de T&B

Toda la parametrización de la atmósfera obtenida para cada día de campaña ha sido incluida en el fichero de configuración de LibRadtran calculando las radiancias que mediría un satélite orientado 'al-nadir' sobre las islas Canarias. En el apéndice A se muestra el fichero de configuración de LibRadtran de acuerdo a la parametrización de la atmósfera del día 19 de julio de 2005.

Las radiancias obtenidas mediante la reproducción del modelo han sido utilizadas para calcular la función ΔN (ec. 3.1) considerando y sin considerar los aerosoles, ΔN y ΔN_0 respectivamente. A partir de los cálculos se han obtenido las reducciones en tanto por ciento entre uno y otro según se describió en la metodología (ec. 3.5, página 34). Los resultados obtenidos se muestran en el cuadro 5.4.

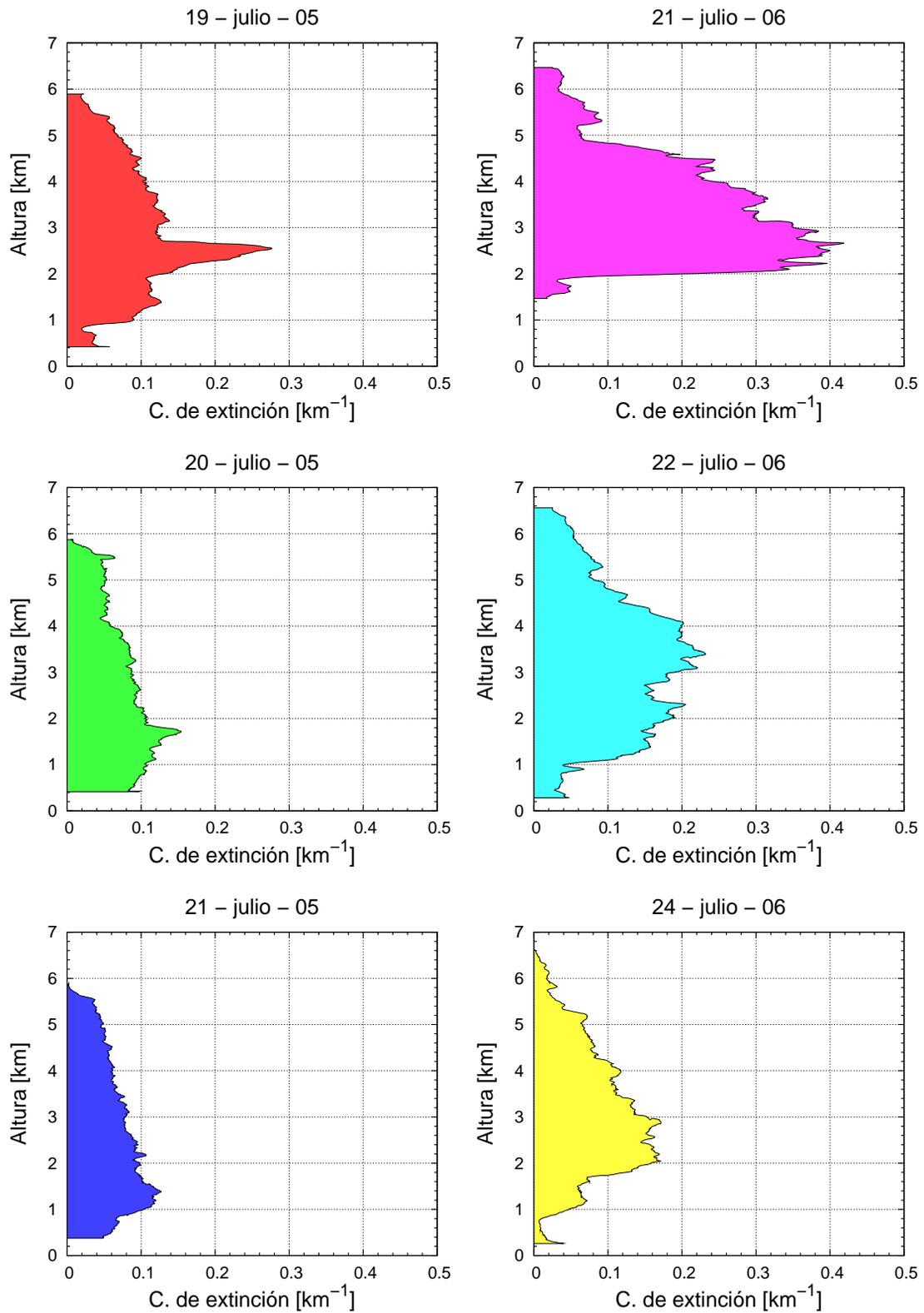


Figura 5.20: Perfiles de extinción obtenidos aplicando la teoría de Mie a las medidas de distribución de tamaños procedentes de la sonda PCASP

Fecha	$\tau_{0.44}$	ΔN_0	ΔN	ξ [%]
050719	0.663	14.0388	13.4697	-4.02
050720	0.625	14.2953	13.7038	-4.14
050721	0.539	13.8394	13.3369	-3.63
060721	1.100	14.6556	13.6367	-6.95
060722	0.953	13.7919	12.8853	-6.57
060724	0.481	14.0387	13.5553	-3.44

Cuadro 5.4: Errores (ξ) en la medida de la columna total de ozono en % que deberían ser observadas por la instrumentación de satélite según el modelo de T&B

T&B estimaron errores en la medida de la columna de ozono, en casos en los que el espesor óptico se encontrara alrededor de $\tau = 1.0$ y alturas con presencia de aerosoles saharianos por encima de 5 km, de hasta el 7.5 % (fig. 5.1, página 67). Según el modelo de T&B reproducido durante la ejecución de esta tesis, en los días caracterizados con mayor espesor óptico de aerosoles en SCO (21 y 22 de julio de 2006) deberían observarse anomalías entre el 6.5 y el 7.0 %.

La figura 5.21 muestra las anomalías predichas en tanto por ciento representadas frente al espesor óptico medido en Santa Cruz de Tenerife. Los datos han sido ajustados a una recta que pasa por el origen, $\xi = b \times \tau$, ya que en caso de ausencia de aerosoles Saharianos la anomalía en la medida predicha debe ser cero. La pendiente de esta recta toma el valor $b[\%] = -6.56 \pm 0.15$. Si se extrapola este resultado a un espesor óptico de 1.5 coincide con la aseveración de T&B de que podían darse errores en la medida del satélite de hasta un 10 % para espesores ópticos $\tau = 1.5$ a 380 nm.

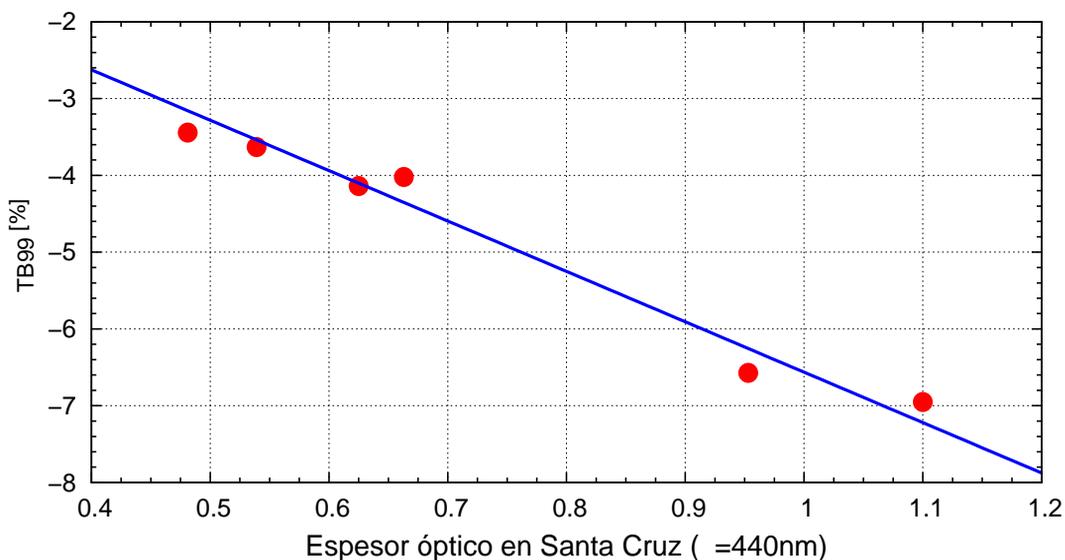


Figura 5.21: Errores en la medida predichas por el modelo de T&B para las campañas TROMPETA 2005-2006 en función del espesor óptico a 440 nm observado en Santa Cruz de Tenerife.

5.4. Anomalías de ozono observadas por la instrumentación de ozono disponible

La instrumentación de satélite operativa durante las campañas fueron los espectrómetros OMI, SCIAMACHY, y GOME, junto con el espectrómetro TOMS que en diciembre de 2005 fue desactivado. Los tres espectrómetros instalados en el observatorio de Izaña permanecieron activos proporcionando medidas de ozono diarias ambas campañas.

La columna total de ozono obtenida por toda la instrumentación durante los meses de julio se muestran en la figura 5.22. Los resultados del conjunto de la instrumentación disponible indican que las variaciones temporales del ozono total son bien recogidas por todos los instrumentos con la única excepción del TOMS en los primeros 10 días de julio de 2005. La media de las desviaciones estándar entre instrumentos para cada día es de 4.7 DU para los meses de julio de 2005 y 2006 (aproximadamente un 1.6 % de la columna total).

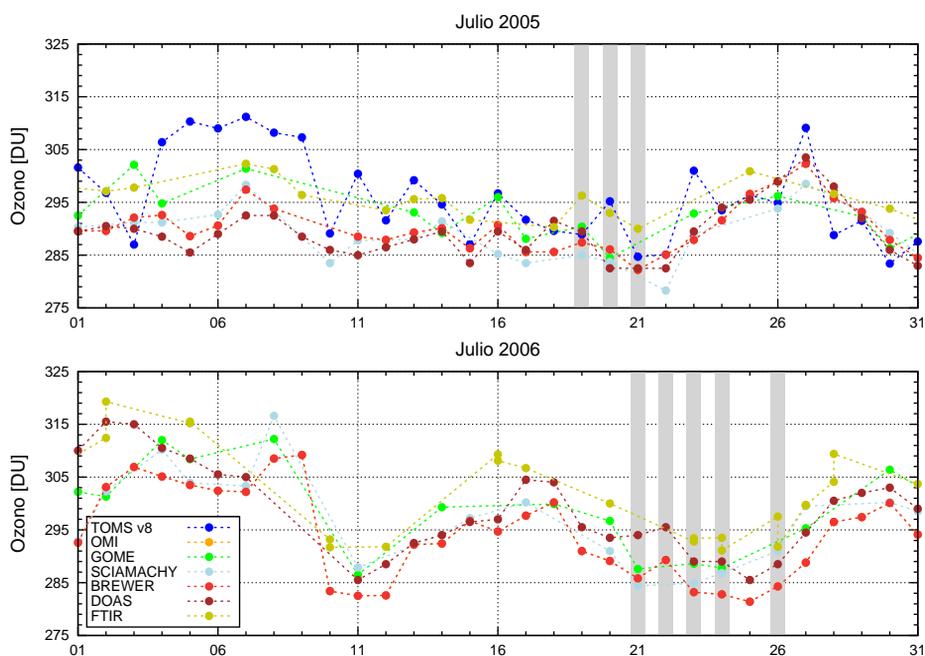


Figura 5.22: Evolución de la columna de ozono observada por la instrumentación en las campañas TROMPETA (julio de 2005 y 2006). Las columnas grises indican los días en que se realizaron los vuelos.

Con objeto de eliminar *offsets* instrumentales y trabajar exclusivamente con las anomalías de corto periodo se ha considerado para cada día las desviaciones respecto del valor medio de ozono de ± 15 días obtenidas para cada instrumento y que se muestran en la figura 5.23. La desviación estándar entre instrumentos después de este ajuste, se ha reducido a 3.0 DU , aproximadamente un 1 % del total.

El cuadro 5.5 muestra las diferencias observadas en % para los días objeto de este estudio. Considerando las dos campañas, del total de los 33 casos mostrados, 31 son negativos (94 %). Además, todos los instrumentos, independientemente del rango espectral utilizado o de la técnica de medida, detectan menores cantidades de ozono los días con condiciones de intrusión Sahariana

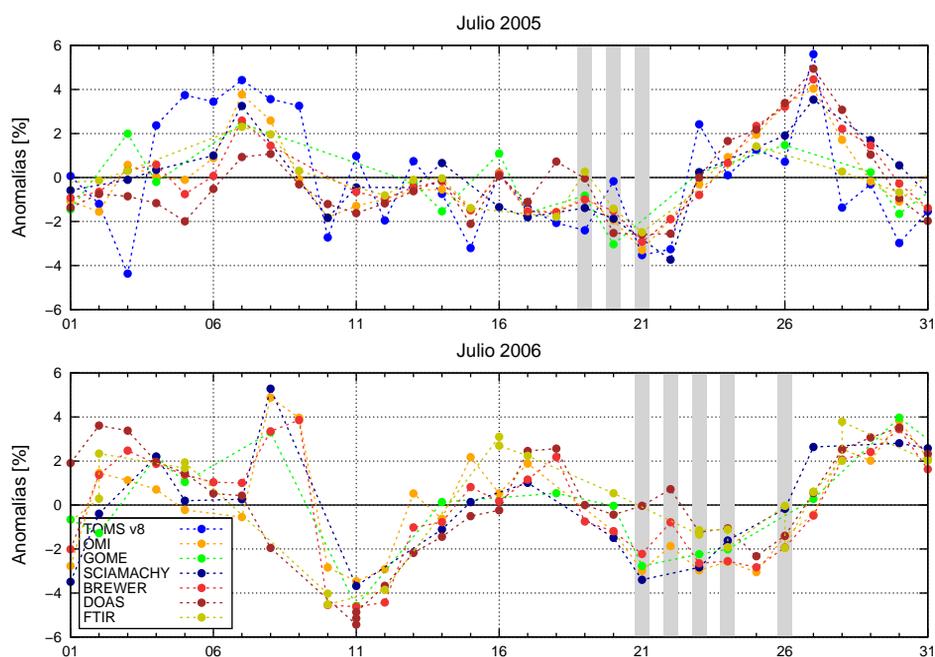


Figura 5.23: Anomalías de ozono observadas los meses de julio de 2005 y 2006

Instrumento	TROMPETA 2005			TROMPETA 2006			Media
	19-jul	20-jul	21-jul	21-jul	22-jul	24-jul	
TOMS (v8)	-2.39	-0.16	-3.52	–	–	–	-2.02
OMI	-0.88	-1.95	-3.29	-2.98	-1.85	-2.59	-2.16
SCIAMACHY	-1.38	-1.86	–	-3.39	–	-1.60	-2.06
GOME	-0.83	-3.03	–	-2.77	–	-2.02	-2.16
Brewer	-1.01	-1.51	-2.92	-2.21	-0.79	-2.54	-1.83
Rasas (DOAS)	-0.03	-2.52	-2.57	-0.03	+0.72	-1.08	-0.92
FTIR	+0.27	-1.41	-2.49	–	–	-1.51	-1.29
T&B99	-4.02	-4.14	-3.63	-6.95	-6.57	-3.44	-4.79
AOD (SCO)	0.666	0.627	0.539	–	0.967	0.483	0.656
AOD (IZO)	0.362	0.319	0.266	0.728	0.610	0.316	0.434

Cuadro 5.5: Anomalías de corto periodo observadas por la instrumentación de ozono y según el modelo de anomalías de T&B durante las campañas TROMPETA en %

que los adyacentes, por lo que al menos una contribución a la reducción de la columna de ozono debe ser real.

Existe bastante acuerdo en los valores medios de la disminución observada por los instrumentos satelitales. El decremento alcanza valores durante las campañas comprendidos en el rango $\bar{\xi} \in [2\%, 2.1\%]$.

Los instrumentos de tierra muestran una dispersión mayor en los decrementos medios. La media de las anomalías medias vistas por el Brewer ($\bar{\xi} = 1.8\%$) es ligeramente inferior a los valores medios observados por los satélites, y a su vez mayor que los instrumentos que operan en el IR y el visible. En cualquier caso, la media de las anomalías previstas por el modelo de

T&B es muy superior a los valores observados cualquier instrumento de ozono.

La figura 5.24 muestra valores de las anomalías mostradas en el cuadro 5.5 en función del espesor óptico de aerosoles medido por el fotómetro ubicado en Santa Cruz de Tenerife. Así como las anomalías previstas por T&B presentan un comportamiento aproximadamente lineal con la carga de aerosoles, no sucede lo mismo con el resto de anomalías observadas por la instrumentación activa durante las campañas.

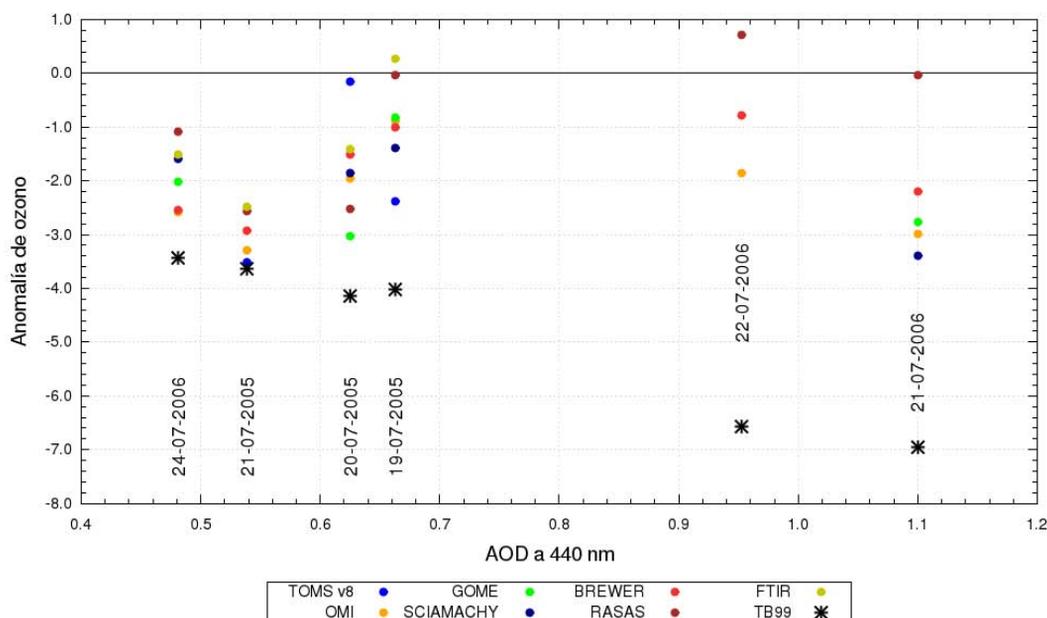


Figura 5.24: Anomalías observadas por la instrumentación y previstas por el modelo de T&B en función del espesor óptico medido a 440 nm por el fotómetro ubicado en Santa Cruz de Tenerife

El estudio de la columna de ozono mediante ozonosondeos, sección 5.2.5, muestra claramente una disminución de ozono que tiene lugar en el interior del estrato de polvo en todos los sondeos realizados en TROMPETA. Andrey et al. (2010a), clasificando los sondeos de ozono de la base de datos del CIAI/AEMET en situación de Sahara y limpios entre los años 1998 y 2007, encontraron que la reducción en los meses de veranos (Junio-Septiembre) se extendía entre 1.5 km y 6 km alcanzándose porcentajes del -20 % al -40 % del valor medio, según la altura. Usando un perfil climatológico de verano, se calcula que el impacto sobre la columna media es de hasta 2.5 % de los cuales 0.8 % se encuentra en el estrato entre 1.5 km y 2.5 km, por debajo de la estación, no siendo, por tanto, detectable con los instrumentos emplazados en Izaña. Este resultado está en buen acuerdo con los obtenidos durante TROMPETA.

Por tanto, aún admitiendo las incertidumbre derivadas del pequeño tamaño de la muestra, los resultados indican que las variaciones observadas por los instrumentos de satélite y los emplazados en tierra, SON REALES, bien motivadas por destrucción de ozono dentro de la nube de polvo o bien por que las masas de aire más tropicales que alcanzan el observatorio son más pobres en ozono. Por tanto, no se trata de ningún artefacto introducido por el método de análisis del TOMS y otros instrumentos de satélite que emplean técnicas similares.

T&B utilizaron el albedo dispersión simple de aerosoles desérticos recomendado por la OMM para la época, pero que se ha demostrado en fechas recientes como incorrecto. El albedo de dispersión simple de los aerosoles desérticos obtenido por Deepak y Gerber (1983), $\omega_0 = 0.63$, resulta extraordinariamente bajo a la luz de estimaciones de estudios recientes (Kaufman et al., 2001; Haywood et al., 2003b; Cattrall et al., 2003; Petzold et al., 2009), basados en medidas reales desde diferentes emplazamientos ($\omega_0 \geq 0.80$). En este nuevo marco, las interferencias, de existir no serían mayores de unas décimas por ciento para los episodios que tienen lugar en las Islas Canarias con valores de AOD generalmente inferiores a la unidad.

Capítulo 6

Resultados: 2. Extensión del estudio de las anomalías de ozono de corto periodo mediante análisis estadístico de series largas de datos

En este capítulo se presenta el resultado de correlacionar anomalías de ozono entendidas como variaciones de ozono de corto periodo con el espesor óptico derivado del índice de color definido en la metodología. El índice de color se utiliza en este capítulo como “proxy” de la carga de aerosoles saharianos en la atmósfera en ausencia de los datos de los fotómetros CIMEL instalados en SCO e IZO. Las series de datos de estos instrumentos son demasiado cortas para el propósito perseguido en este capítulo. El uso del índice de color permite incrementar el periodo de estudio cerca de siete años.

Se presenta en primer lugar una validación del índice de color respecto de las medidas de AOD del fotómetro ubicado en IZO. Posteriormente se muestran las series de anomalías de ozono de los distintos instrumentos y se correlacionan con la serie de espesores ópticos derivados del índice de color.

6.1. Validación del índice de color

Se han obtenido dos series de índice de color, la primera a partir de los espectros tomados por la mañana y la segunda con aquellos tomados por la tarde. Un valor único de CI diario matutino (AM) y vespertino (PM) ha sido calculado como valor medio de todos los CI en los rangos de SZA entre $50-55^\circ$, $55-60^\circ$, $60-65^\circ$ y $65-70^\circ$ según se indicó en la metodología (sección 3.2.1). La figura 6.1 muestra los valores de CI obtenidos en ambas series (AM y PM) desde la instalación del espectrómetro en Izaña el 21 de diciembre de 1998.

La validación del CI se ha realizado siguiendo los pasos siguientes:

1. **Normalización.** La serie de datos muestra inhomogeneidades en el 'offset' o valor base asociado a distintas calibraciones del espectrómetro.

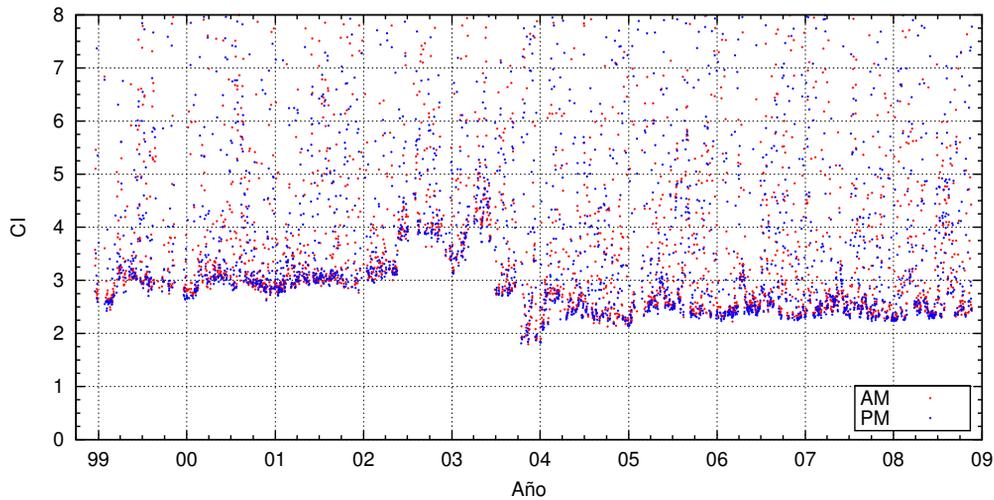


Figura 6.1: Valores del índice de color (CI) a lo largo del tiempo desde la instalación del espectrómetro RASAS en Izaña el 21 de diciembre de 1998

2. **Filtrado.** El CI es sensible tanto a la presencia de nubes como de aerosoles. Los días nubosos deben ser excluidos de la serie de datos dado que ésta ha sido validada con datos de AOD nivel 2.0 ya filtrados por nubes.
3. **Obtención de la relación entre el CI y el AOD.** El estudio de la correlación de las anomalías de ozono observadas y la carga de aerosol en columna se ha realizado respecto de valores de AOD. En este punto se obtiene una relación analítica experimental para la dependencia del AOD respecto del CI.

6.1.1. Normalización

La serie de datos presenta tres regiones temporales con distinto comportamiento para el valor de CI mínimo o valor de fondo. El primer periodo cubre desde la instalación hasta el día 147 de 2002, el segundo cubre desde el día 148 de 2002 hasta el día 110 de 2004, y el tercer y último periodo cubre desde el día 111 de 2004 hasta el final de la serie de datos (08-365). La figura 6.2 muestra la evolución de los valores mínimos de CI en los tres periodos anteriores.

En el primer periodo considerado se observa como los mínimos del índice de color se van incrementando según transcurre el tiempo. Este incremento se debe a las obras de ampliación del edificio del observatorio. Estas obras depositaron una capa de polvo sobre la toma de radiación del espectrómetro, instalado en una caseta de obra a nivel del suelo. Los valores mínimos o de fondo se ha ajustado a la recta mostrada en la ecuación 6.1 donde la variable t representa el número de días transcurridos desde el 31 de diciembre de 1997.

$$y = 2.52 + t * 2.5E - 3 \quad (6.1)$$

Tras su traslado al nuevo edificio el espectrómetro mantuvo un comportamiento muy inestable y tuvo que ser ajustado varias veces durante los casi dos años que cubre el segundo periodo. Debido a esto, los datos de este periodo no han sido utilizados en este trabajo.

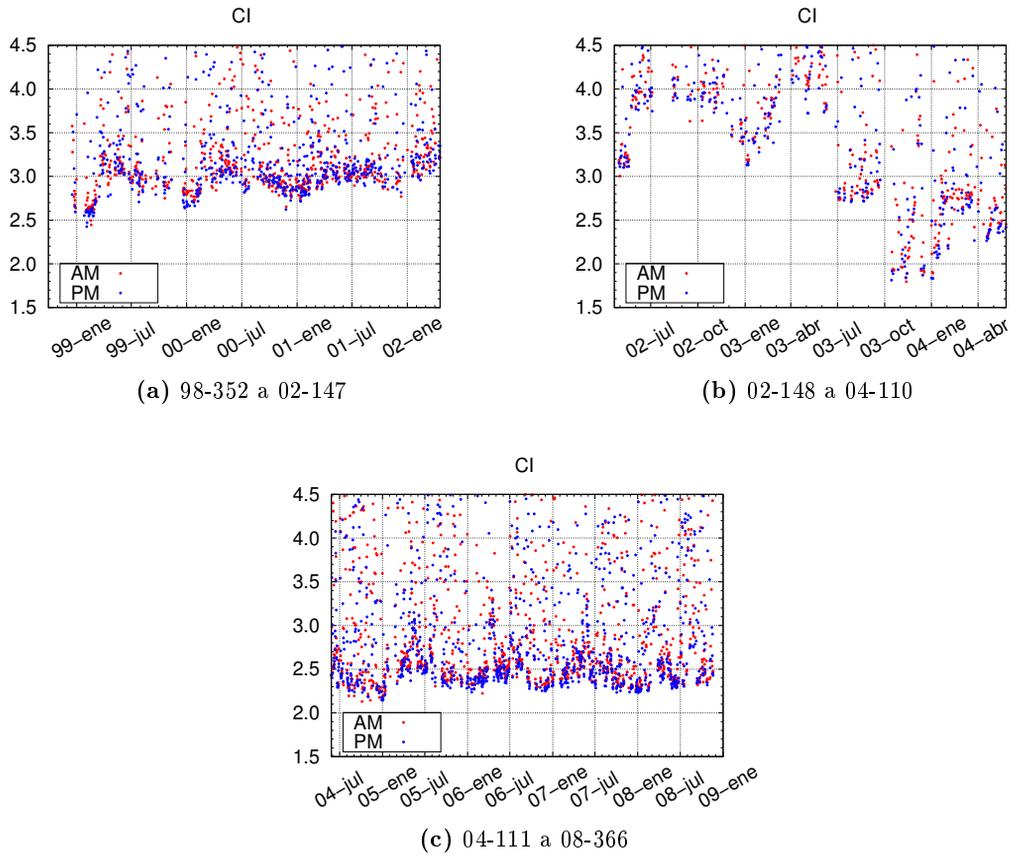


Figura 6.2: Valores de fondo del CI a lo largo del tiempo en los tres periodos observados

A partir del día 111 de 2004 el instrumento se comportó de modo estable siendo de utilidad las medidas de CI. Los valores de fondo de CI son más bajos que en el primer periodo y su incremento a lo largo del tiempo también menor. El valor de fondo del CI durante este periodo se ha ajustado a la recta de la ecuación 6.2, donde t significa nuevamente el número de días transcurridos desde el 31 de diciembre de 1997.

$$y = 1.9 + t * 1.1E - 4 \quad (6.2)$$

Debido a la eliminación del segundo periodo, las series temporales de CI matutina y vespertina se han reducido de 3238 a 2698 días y de 3237 a 2697 días, respectivamente.

6.1.2. Filtrado

El CI es sensible tanto a la presencia de nubes como de aerosoles y dado que no es posible discriminar la proporción del efecto debido a nubes y aerosoles se ha optado por eliminar todos los días nubosos. Según se mostró en la definición del CI (figura 3.7 en la sección 3.2.1), los días nubosos se caracterizan por presentar mayores desviaciones estándar en los CI medios diarios obtenidos de cada espectro que en los casos de días limpios o con polvo.

En este trabajo se ha impuesto un límite en la desviación estándar del CI de $\sigma(CI) \geq 0.3$, de modo que aquellos días que presenten una desviación estándar en los CI obtenidos a partir de cada espectro superior a este límite no han sido utilizados. El resto de datos han sido clasificados en días limpios o bajo condiciones de intrusión sahariana. Los días claros son aquellos con desviación estándar inferior a 0.3 y CI inferior a 0.6 mientras que los días con polvo son aquellos con desviación estándar inferior a 0.3 y CI superior a 0.6.

En la figura 6.3 se representan la desviación estándar frente al CI para todos los casos considerados. El grueso de los puntos se sitúa en el cuadrante inferior izquierdo correspondiente a los días despejados. El cuadrante inferior derecho se corresponde con días de polvo y la mitad superior a días nublados. Los criterios a la hora de diferenciar un grupo de otro se ha basado en el gradiente de la concentración de puntos sobre la gráfica, aunque estos criterios tienen una inevitable componente de subjetividad. En particular, la separación entre los días definidos como limpios y de polvo. El valor de 0.6 es un valor conservador ya que, como se verá más adelante, corresponde a días con un AOD aproximado de $\tau = 0.05$.

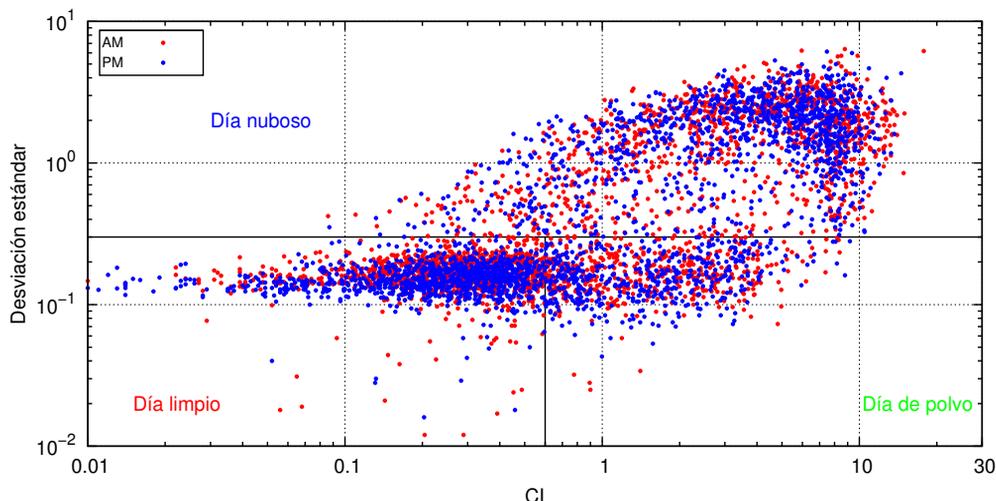


Figura 6.3: Clasificación de los días en nublado, limpio o de polvo en función de la media diaria y la desviación estándar del CI. Los puntos rojos se corresponden con la serie de datos matutina y los puntos azules con las vespertina.

En el cuadro 6.1 se presentan el número de días correspondiente a cada día tipo y a cada serie. La suma de días limpios y de polvo es ligeramente superior a 1650 días. Dado que la desviación estándar del CI es inferior a 0.3, los días de polvo son también días sin nubes.

Serie Temporal	Días CI normalizado	Nubes	Limpios	de Polvo
Matutina (AM)	2698	1053	1164	481
Vespertina (PM)	2697	1146	1085	466

Cuadro 6.1: Resultados de la clasificación de las series temporales de CI según los días tipo considerados (nubes, limpio o sahariano)

La figura 6.4 muestra, a modo de ejemplo, la evolución de los CI diarios matutino y vespertino junto con la clasificación de cada día según los tres días tipos establecidos: nubes,

limpio o de polvo. El sombreado gris se corresponde con el AOD observado por el CIMEL instalado en IZO.

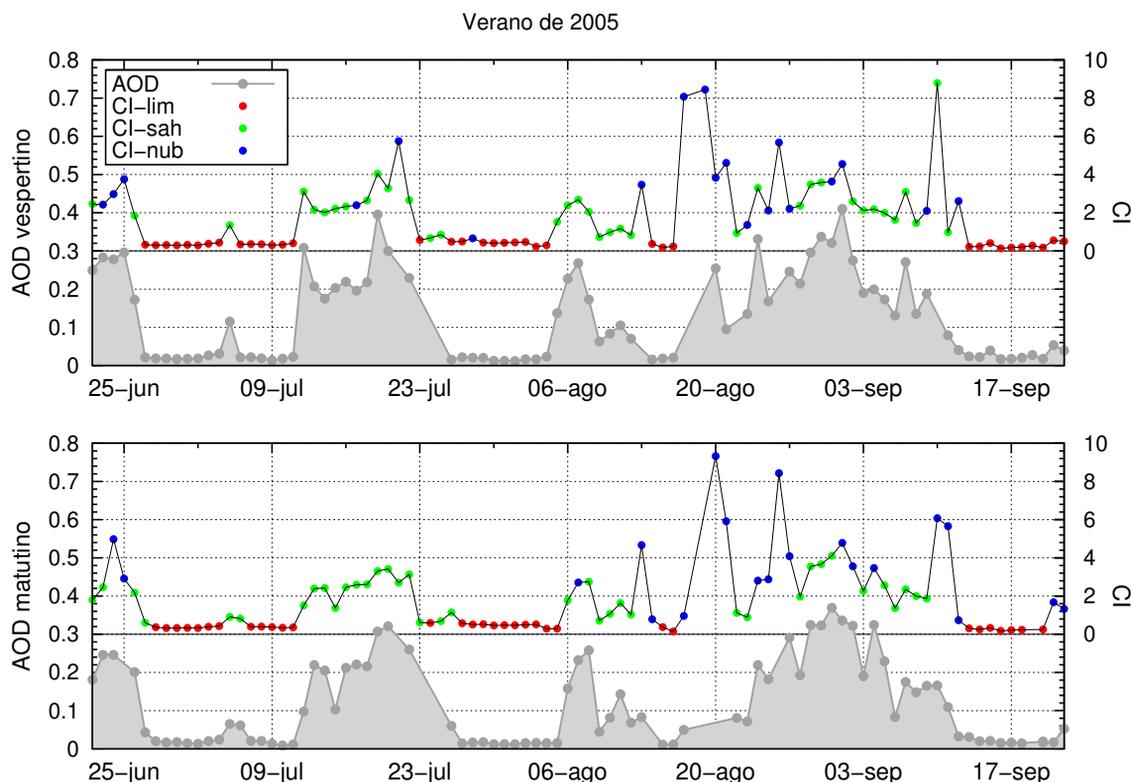


Figura 6.4: Evolución de los CI diarios matutino y vespertino a lo largo del verano de 2005 y su día tipo asociado (nubes, limpio o sahariano) junto con la serie de datos de AOD procedente del CIMEL instalado en IZO.

6.1.3. Estudio de la correlación entre el CI y el AOD

Una vez las series de datos de CI han sido normalizadas y filtradas se ha calculado la correlación entre ambas magnitudes. Se han generado series AM y PM de AOD a partir de las medidas del CIMEL ubicado en IZO en las mismas condiciones que las series de CI mediante el procedimiento siguiente:

1. Los datos del espectrómetro RASAS son proporcionados en dos ficheros correspondientes a los datos de mañana y de tarde. Consecuentemente con los datos de AOD se ha procedido del mismo modo.
2. Se han considerado únicamente las medidas realizadas bajo SZA comprendidos entre 50 y 70 grados, que es el rango de medidas de CI consideradas.
3. Se ha calculado el valor medio de AOD.

Una vez obtenidas series de AOD matutina y vespertina, se han formado pares con las series temporales de CI en condiciones limpias y de polvo (CI, τ) para el mismo día. Los datos

obtenidos tras el emparejamiento (538 puntos AM y 527 PM) han sido ajustados mediante mínimos cuadrados a la ecuación 6.3:

$$\tau = a \times CI^b \quad (6.3)$$

A la hora de realizar el ajuste se ha considerado una serie de datos única, suma de ambas series de (CI, τ) matutina y vespertina formada por un total de 1 065 puntos. La figura 6.5 presenta los pares (CI, τ) y la curva resultante del ajuste. Los valores obtenidos de los parámetros a y b son:

$$\begin{aligned} a &= 0.0777 \pm 0.0008 \\ b &= 1.168 \pm 0.009 \end{aligned}$$

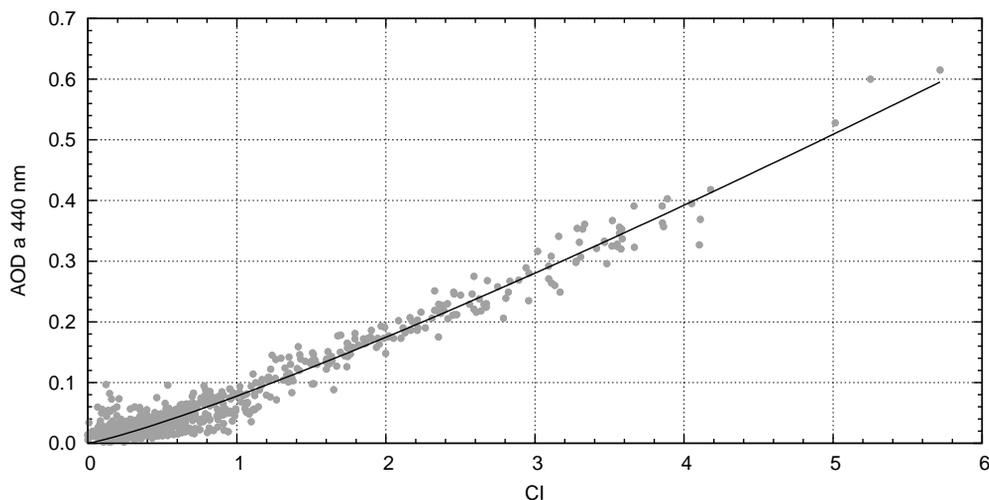


Figura 6.5: AOD frente a CI y ajuste mediante mínimos cuadrados a la ecuación 6.3

La diferencia cuadrática media, rms , entre el AOD medido por el fotómetro, τ , y el AOD estimado a partir de los datos de la serie temporal de CI, $\tau_e(CI)$, obtenida es:

$$rms = \sqrt{\frac{\sum(\tau - \tau_e(CI))^2}{n}} = 0.016$$

Este valor se encuentra en el rango de incertidumbre de las medidas de AOD por parte los fotómetros CIMEL (Dubovik et al., 2000). Para obtener una serie de AOD estimado con un único valor diario se ha aplicado la expresión anterior al valor medio del CI de cada día ($\overline{CI} = (CI_{am} + CI_{pm})/2$).

El CI, así definido, a partir de los espectros brutos tomados por el espectrómetro RASAS puede ser utilizado como un “proxy” del AOD en aquellos periodos en los que no existen medidas de AOD por parte del fotómetro CIMEL ubicado en IZO.

6.2. Estudio estadístico de las anomalías de ozono

6.2.1. Series temporales de anomalías empleadas

Las anomalías de ozono observadas por la distinta instrumentación se han calculado del mismo modo que el indicado en la sección 5.4, correlacionándose posteriormente con el AOD estimado a partir de la serie temporal de CI.

La instrumentación de tierra disponible para realizar este estudio son los espectrómetros instalados en el observatorio de Izaña Brewer, DOAS-RASAS y FTIR Bruker IFS 125 HR. Por parte de la instrumentación de satélite se han incluido datos de los espectrofotómetros orbitales TOMS, procedentes las versiones 7 y 8 del algoritmo, OMI, SCIAMACHY, GOME y GOME 2. El cuadro 6.2 muestra el periodo de medidas que cubre la serie temporal de datos de cada instrumento, en formato de *año-día_del_año*, el total de medidas disponibles y el número de emparejamientos de anomalías de ozono y medidas de CI obtenido. Se ha añadido una línea mostrando el total de medidas de CI disponibles.

Instrumento	Periodo	Medidas	Pares
RASAS (CI)	98-352 a 02-147	1569	–
	04-111 a 08-366		–
BREWER	98-002 a 08-366	3791	1528
RASAS (O ₃)	00-001 a 09-046	3333	1382
FTIR	05-001 a 08-161	698	529
TOMS (v7)	98-001 a 04-209	2152	606
TOMS (v8)	96-207 a 05-347	3278	934
OMI	04-233 a 08-364	1416	756
SCIAMACHY	02-214 a 08-051	1121	439
GOME	95-179 a 08-060	2071	618
GOME 2	07-005 a 09-087	749	366

Cuadro 6.2: Series de datos de los diferentes instrumentos empleados y número de emparejamientos obtenidos para cada caso

Los datos de ozono del espectrómetro RASAS del año 1999 no han sido considerados debido que el instrumento se encontraba aún en pruebas.

Dependencia de la columna de ozono respecto del AOD estimado

En este trabajo, de acuerdo a lo explicado en la sección 2.4 sobre la influencia de ozono en la columna de ozono y la sección 3.2 en la metodología, se ha empleado un modelo lineal para estudiar la correlación entre las anomalías de ozono y el AOD de acuerdo a:

$$\Delta O_3(\%) = b \times \tau_e(CI) \quad (6.4)$$

donde b representa la pendiente del ajuste lineal. Esta ecuación es un caso particular de la ecuación 3.8 presentada en la metodología en la que carga de aerosoles $[M]$ ha sido reemplazada por el AOD estimado a partir de los datos de CI: $\tau_e(CI)$.

Las condiciones del cielo en Izaña son óptimas para medidas astronómicas precisamente por la limpieza de su atmósfera. El 85 % ciento de las anomalías se observan para valores de AOD inferiores a 0.2. Esta proporción se corresponde con la frecuencia de ocurrencia de valores de AOD mostrada en el histograma presentado en la figura 6.6. Este histograma se ha obtenido a partir de los datos de nivel 2.0 del fotómetro CIMEL instalado en IZO.

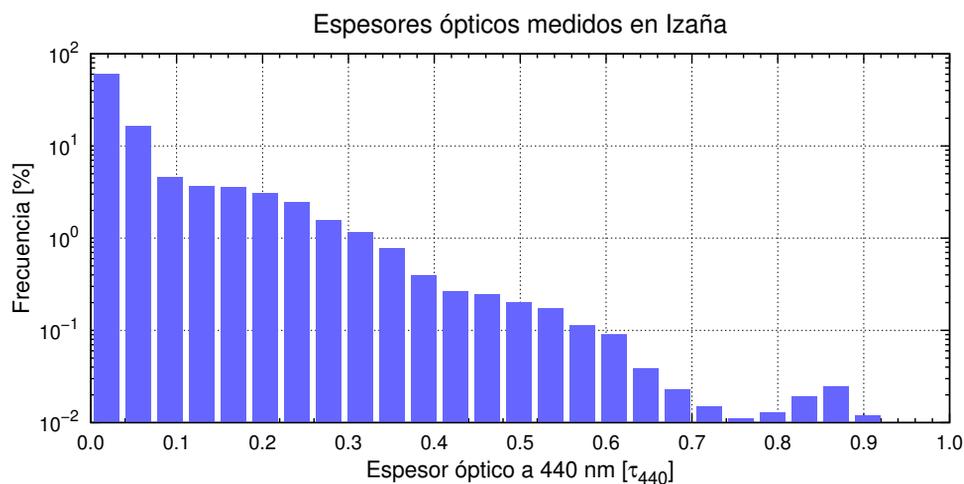


Figura 6.6: Frecuencia de ocurrencia de valores de AOD en IZO

Con objeto de emplear valores de pares ($AOD, \Delta O_3$) que sean significativos se han eliminado los días con AOD inferior a 0.2. Este filtro reduce en un 85 % los datos disponibles para el estudio, pero evita errores relacionados con las fuertes variaciones de ozono, de hasta un 15 %, que claramente no están vinculadas a episodios desérticos. Se han analizado en este trabajo, por tanto, las anomalías observadas bajo espesores ópticos altos tales que $\tau_e > 0.2$ en las que la influencia de las intrusiones de polvo Sahariano es mayor. Para reducir la dispersión de las anomalías considerada las anomalías han sido agrupadas en pasos de AOD en donde se ha calculado la anomalía media de ozono.

Finalmente se han calculado las pendientes b de la ecuación 6.4 utilizando los datos obtenidos mediante este último procedimiento. Los resultados del procedimiento y del ajuste se muestran en la figura 6.7 mientras que los valores de la pendiente y el número de puntos empleados en cada uno de los ajustes lineales se presentan en el cuadro 6.3.

Los resultados, de igual modo que los obtenidos en el capítulo 5 para las campañas intensivas, presentan una pendiente negativa, sin embargo los coeficientes de correlación y la significación estadística es baja.

En los instrumentos de satélite las pendientes oscilan entre -1.8 y $-4.0\%/AOD$ con una dispersión más alta que durante las campañas, pero en buen acuerdo con éstas. Nótese que la disminución media para la instrumentación de satélite obtenida en el cuadro 5.5 es 2.1 % para un $\overline{AOD} = 0.7$. Del mismo modo los resultados del Brewer son consistentes y cualitativamente similares con los obtenidos en el capítulo 5 ($\xi = -1.83\%$ para $\overline{AOD} = 0.7$). La pendiente obtenida por el interferómetro FTIR puede estar influida por la escasa cantidad de pares disponibles (5 casos).

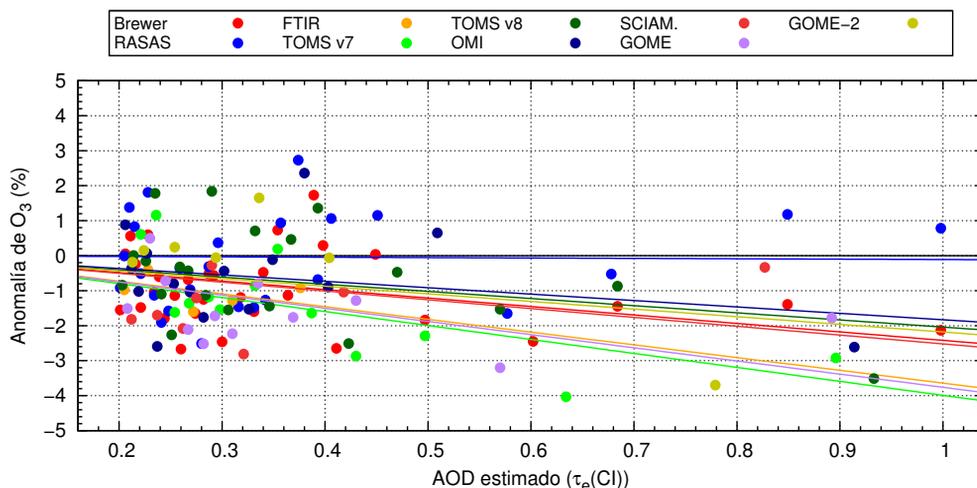


Figura 6.7: Frecuencia de ocurrencia de valores de AOD en IZO

Instrumento	Pendiente	Puntos
BREWER	-2.43 ± 0.47	31
RASAS	-0.10 ± 0.63	26
FTIR	-3.63 ± 0.72	5
TOMS v7	-3.93 ± 0.70	13
TOMS v8	-2.02 ± 0.70	20
OMI	-1.78 ± 0.86	15
SCIAMACHY	-2.60 ± 1.17	8
GOME	-3.78 ± 0.71	12
GOME2	-2.05 ± 1.32	7

Cuadro 6.3: Pendientes, coeficientes de correlación y número de puntos empleado en cada uno de los ajustes lineales de la figura 6.7

La diferencia existente en el valor de la pendiente b para las dos versiones del algoritmo del TOMS, instrumentos TOMSv7 y TOMSv8, que reduce su valor absoluto desde -3.93 hasta -2.02 , confirma la afirmación de la NASA en la que aseveraban que la versión 8 del algoritmo introducía mejoras estadísticas en la serie de datos de ozono del instrumento TOMS bajo condiciones de grandes concentraciones de aerosoles desérticos (Wellmeyer et al., 2005).

El RASAS no muestra prácticamente dependencia con el espesor óptico de aerosoles, en ligera discrepancia con los resultados obtenidos en las campañas. No obstante la técnica DOAS diseñada para el seguimiento de gases estratosféricos minimiza las variaciones en la troposfera, ya que las medidas tienen lugar a un SZA próximo a 90° , en que los fotones alcanzan el instrumento según la vertical, mientras que la componente estratosférica se amplifica en factor cercano a 17.

La figura 6.8 muestra los valores de las pendientes obtenidas a partir de la instrumentación de satélite conforme al tiempo en que fueron lanzados los distintos instrumentos y algoritmos. Se puede apreciar como se reduce la influencia de la carga de aerosoles desérticos sobre las anomalías de ozono, causadas en parte por artefactos en los algoritmos. Los valores cercanos al -4% para los instrumentos más antiguos, GOME y TOMS v7 lanzados en 1995 y 1996 respectivamente, se han reducido al -2% en los últimos instrumentos enviados al espacio. Esta

reducción se debe, en parte, a la importancia, cada vez mayor, que está adquiriendo el estudio de los aerosoles atmosféricos mejorando modelos de predicción, instrumentación para medida de parámetros atmosféricos y el conocimiento humano sobre la atmósfera y el clima.

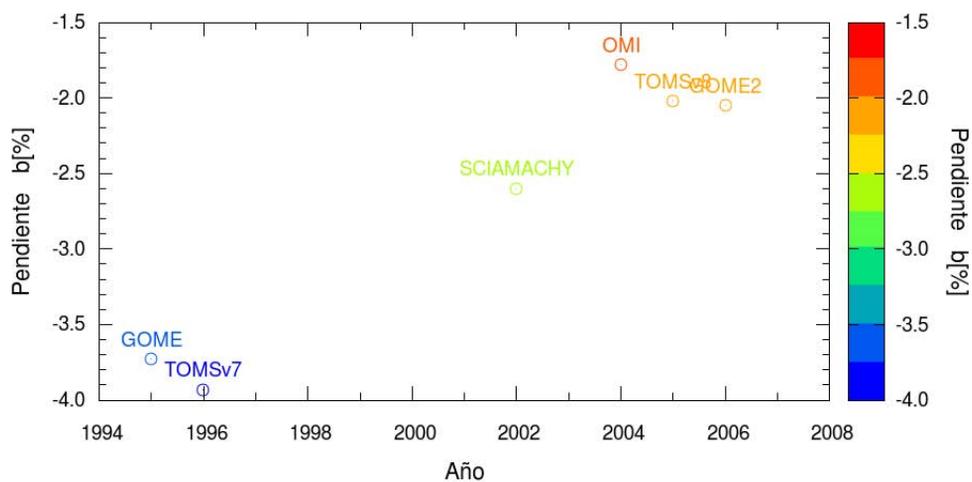


Figura 6.8: Pendientes b obtenidas tras el ajuste en función del año de lanzamiento para los instrumentos de satélite.

Capítulo 7

Conclusiones

El objetivo último de esta tesis fue tratar de resolver la incertidumbre creada por la publicación de T&B. Una vez culminadas las dos estrategias planteadas, se puede concluir que la magnitud de la infravaloración en el contenido de la columna de ozono indicada por T&B ($\sim 10\%$ a un AOD de 1.5 y techo de intrusión a 6 km) no es correcta. Sin embargo, las medidas de satélite que determinan la columna de ozono que emplean radiación UV retrodifundida sí se ven influenciadas por las intrusiones de polvo desértico. La magnitud de esa influencia alcanza, según los resultados obtenidos en esta tesis, valores entorno al 1-2%, por debajo de las incertidumbres de esta instrumentación.

Las dos secciones siguientes detallan las principales conclusiones de las dos aproximaciones seguidas en el desarrollo de este trabajo.

7.1. Estimación del error cometido en la medida de ozono durante las campañas TROMPETA

Considerando las dos campañas, del total de 33 anomalías observadas en el cuadro 5.5, 31 son negativos (94%). Además, todos los instrumentos, independientemente del rango espectral utilizado o de la técnica de medida, detectan menores cantidades de ozono los días con condiciones de intrusión Sahariana que los adyacentes, por lo que al menos una contribución a la reducción de la columna de ozono debe ser real.

Existe un acuerdo en la disminución observada por los instrumentos satelitales, donde este decremento alcanza valores medios durante las campañas comprendidos en el rango $\bar{\xi} \in [-2.2\%, -2\%]$.

Los instrumentos de tierra muestran una dispersión mayor en los decrementos medios. La media de las anomalías medias vistas por el Brewer ($\bar{\xi} = -1.8\%$) es ligeramente inferior a los valores medios observados por los satélites, y a su vez mayor que los instrumentos que operan en el IR y el visible. En cualquier caso, la media de las anomalías previstas por el modelo de T&B es muy superior a los valores observados cualquier instrumento de ozono.

A diferencia del comportamiento lineal observado en los errores previstos calculados mediante la reproducción del modelo de T&B durante las campañas TROMPETA, las anomalías

detectadas por la instrumentación activa durante las campañas no presentan ningún comportamiento lineal (figura 5.23). De hecho, las anomalías observadas durante estas campañas intensivas parecen no estar relacionadas con el AOD.

El estudio de la columna de ozono mediante ozonosondeos, sección 5.2.5, muestra claramente una disminución de ozono que tiene lugar en el interior del estrato de polvo en todos los sondeos realizados en TROMPETA. Andrey et al. (2010a), clasificando los sondeos de ozono de la base de datos del CIAI/AEMET en situación de Sahara y limpios entre los años 1998 y 2007, encontraron que la reducción en los meses de veranos (Junio-Septiembre) se extendía entre 1.5 km y 6 km alcanzándose porcentajes del -20 % al -40 % del valor medio, según la altura. Usando un perfil climatológico de verano, se calcula que el impacto sobre la columna media es de hasta 2.5 % de los cuales 0.8 % se encuentra en el estrato entre 1.5 km y 2.5 km, por debajo de la estación, no siendo, por tanto, detectable con los instrumentos emplazados en Izaña. Este resultado está en buen acuerdo con los obtenidos durante TROMPETA.

Por tanto, aún admitiendo las incertidumbre derivadas del pequeño tamaño de la muestra, los resultados indican que las variaciones observadas por los instrumentos de satélite y los emplazados en tierra, SON REALES, bien motivadas por destrucción de ozono dentro de la nube de polvo o bien por que las masas de aire más tropicales que alcanzan el observatorio son más pobres en ozono. Por tanto, no se trata de ningún artefacto introducido por el método de análisis del TOMS y otros instrumentos de satélite que emplean técnicas similares.

T&B utilizaron el albedo dispersión simple de aerosoles desérticos recomendado por la OMM para la época, pero que se ha demostrado en fechas recientes como incorrecto. El albedo de dispersión simple de los aerosoles desérticos obtenido por Deepak y Gerber (1983), $\omega_0 = 0.63$, resulta extraordinariamente bajo a la luz de estimaciones de estudios recientes (Kaufman et al., 2001; Haywood et al., 2003b; Cattrall et al., 2003; Petzold et al., 2009), basados en medidas reales desde diferentes emplazamientos ($\omega_0 \geq 0.80$). En este nuevo marco, las interferencias, de existir no serían mayores de unas décimas por ciento para los episodios que tienen lugar en las Islas Canarias con valores de AOD generalmente inferiores a la unidad explicando, por tanto, los resultados obtenidos en este trabajo.

7.2. Extensión del estudio de las anomalías de ozono de corto periodo mediante análisis estadístico de series largas de datos

Los resultados, de igual modo que los obtenidos en el capítulo 5 para las campañas intensivas, presentan una pendiente negativa. En los instrumentos de satélite las pendientes oscilan entre -1.8 y $-4.0\%/AOD$ con una dispersión más alta respecto de la observada durante las campañas, pero en buen acuerdo con éstas. Nótese que la disminución obtenida en el cuadro 5.5 es 2.1 % para un $\overline{AOD} = 0.7$. Del mismo modo los resultados del Brewer son consistentes y cualitativamente similares con los obtenidos en el capítulo 5 ($\xi = -1.83\%$ para $\overline{AOD} = 0.7$). La pendiente obtenida por el interferómetro FTIR puede estar influida por la escasa cantidad de pares disponibles (5 casos).

La diferencia existente en el valor de la pendiente b para las dos versiones del algoritmo del TOMS, instrumentos TOMSv7 y TOMSv8, que reduce su valor absoluto desde -3.93 hasta

-2.02, confirma la afirmación de la NASA en la que aseveraban que la versión 8 del algoritmo introducía mejoras estadísticas en la serie de datos de ozono del instrumento TOMS bajo condiciones de grandes concentraciones de aerosoles desérticos (Wellemeyer et al., 2005).

El RASAS no muestra prácticamente dependencia con el espesor óptico de aerosoles, en ligera discrepancia con los resultados obtenidos en las campañas. No obstante debe tenerse en cuenta que la técnica DOAS diseñada para el seguimiento de gases estratosféricos minimiza las variaciones en la troposfera. Las medidas tienen lugar a un SZA próximo a 90° , cuando los fotones alcanzan el instrumento según la vertical (AMF=1). La componente estratosférica, sin embargo, se amplifica sensiblemente (AMF \approx 17).

La figura 6.8 muestra los valores de las pendientes obtenidas a partir de la instrumentación de satélite en función de la fecha en que fueron lanzados los distintos instrumentos y algoritmos. Se puede apreciar como se reduce la influencia de la carga de aerosoles desérticos sobre las anomalías de ozono, causadas en parte por artefactos en los algoritmos. Los valores cercanos al -4% para los instrumentos más antiguos, GOME y TOMS v7 lanzados en 1995 y 1996 respectivamente, se han reducido al -2% en los últimos instrumentos enviados al espacio. Esta reducción se debe, en parte, a la importancia, cada vez mayor, que está adquiriendo el estudio de los aerosoles atmosféricos mejorando modelos de predicción, instrumentación para medida de parámetros atmosféricos y el conocimiento humano sobre la atmósfera y el clima. La mayor parte del porcentaje remanente se atribuye, como ya se ha expuesto, a una disminución real en el interior de la nube de polvo.

La pobre significancia estadística obtenida en los ajustes lineales impide extraer conclusiones definitivas en el estudio estadístico. Los efectos que tratan de observarse en este trabajo se encuentran finalmente en el rango del 1-2%, por debajo de las incertidumbres de la instrumentación actual y lejos del valor del 10% estimado por T&B en su trabajo. De hecho, uno de los objetivos actuales del GMES¹ es ser capaz de medir la columna de ozono con cobertura global con una incertidumbre menor o igual al 1%, que a la vista de los resultados presentados en este trabajo, en una estación cuyas condiciones a la hora de medir se encuentran entre las mejores del planeta y que alberga el patrón europeo para la red de espectrómetros Brewer, aún no es alcanzable.

¹Global Monitoring of Environment and Security

Capítulo 8

Líneas presentes y futuras

Los resultados presentados en este trabajo hacen referencia a la medida de la columna de ozono total, y por tanto, sin resolución vertical. Una vez validado el CI como índice de carga de aerosoles resultaba natural clasificar la base de datos de ozonosondeos del CIAI en ozonosondeos de polvo y ozonosondeos limpios y analizar las diferencias que surgieran entre uno y otro caso. Este trabajo se realizó a lo largo del año 2010 presentándose a los congresos de RECTA 2010, organizado por la Asociación Española de Ciencia y Tecnología de Aerosoles celebrada en Granada, mediante un póster y un resumen extendido, (Andrey et al., 2010b), y en la International Aerosol Conference (IAC) celebrada en Helsinki en septiembre de 2010 (Andrey et al., 2010a), a través de una sesión oral. En las páginas siguientes se ha incluido el resumen extendido de 5 páginas presentado en RECTA.

La confirmación cuantitativa de disminuciones de hasta el 40 %, y una contribución a la columna total del orden del 1-2 % para AODS en IZO de 0.5-0.6 pone de manifiesto la existencia de procesos aún no suficientemente estudiados en relación con el balance del ozono en la troposfera.

Anualmente el aire transporta entre 1000 y 3000 Tg/año de polvo desértico. Si las disminuciones observadas de ozono no se deben a la llegada de masas de aire pobres en ozono sino que son debidas a reacciones químicas u otros mecanismos físicos el impacto global del polvo desértico en suspensión en la química troposférica puede ser significativo. Urge, por tanto, profundizar en el estudio de los mecanismos que conducen al fenómeno observado. De modo que para concluir el trabajo presentado a RECTA e IAC es necesario complementar el estudio realizado con retrotrayectorias HYSPLIT a diferentes alturas.

Statistical study on tropospheric Ozone and total Ozone column under Saharan Dust Aerosols Outbreaks

J. Andrey^{1,*}, M. C. Parrondo¹, M. Gil¹, S. Alonso-Pérez^{2,3}, A. Redondas² and E. Cuevas²

¹Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA), Ctra. Torrejón Ajalvir km. 4, E-28850, Torrejón de Ardoz, Spain, *javier.andrey@gmail.com

²Centro de investigación Atmosférica de Izaña, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), C/ La Marina 20, 28071, Sta. Cruz de Tenerife, Spain

³Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua (CSIC), C/Lluis Solé i Sabarís, s/n, 08028, Barcelona, Spain

AEMET ozonesonde dataset and AOD defined from measurements of an UV-Vis spectrometer located at Izaña Observatory have been used to study the impact of Saharan aerol on the ozone distribution. Ozone profiles in the period from late 1998 to 2007 of this dataset have been classified into dusty and clean profiles to quantify differences between them. Differences have been calculated in percent values at each height between 0 and 8 km a.s.l. Statistically significant differences has been investigated. Weight of ozone differences in the troposphere are calculated supposing a simple linear model between ozone variations and estimated AOD.

Keywords — Saharan dust, ozone, ozonesoundings, Canary Islands, aerosols.

INTRODUCTION

There is long evidence of negative correlation between O₃ and aerosols on desert dust outbreaks. In situ measurements show significant reduction in ozone concentration under intense dust storms (Prospero et al, 1995, Bonasoni et al, 2004, etc). Three pathways have been proposed to explain the O₃ reduction a) Decrease in formation rates as photolysis is reduced by extra-scattering, b) Direct uptake of O₃, and c) HNO₃ heterogeneous removal. However, the relative importance of each one is still a matter of discussion. Rates of reduction as a function of dust loading have been mostly calculated from laboratory measurements, or estimated from models, since direct measurements are not common. Moreover, the actual decrease in O₃ vertical distribution has been almost unexplored due to the scarcity of ozonesonde programs downwind of large deserts.

Canary Islands are located westward from Saharan dessert under its influenced. An UV-Vis spectrometer at Izaña Observatory, property of INTA, and operates by AEMET has been used to calculate the “colour index”. This index has been used as a suitable “dust index” and to classify ozone profiles into clean or dust profiles. For each month, a statistical analysis of the differences in the vertical ozone distribution between dust profiles and non-

dust mean monthly ozone profiles in the troposphere has been performed..

INSTRUMENTATION

A. Ozonesondes

The Spanish meteorological agency (AEMET) started the ozonesonde program at Izaña in November 1992. For this study ozonosondes from 1999 to 2007 have been used. Vertical ozone profiles were carried out using electrochemical concentration cell (ECC) that is interfaced to meteorological radiosonde (Vaisala RS) for pressure, temperature and humidity data. Ozonesondes are flown weekly on Wednesday and additional flights were made during intensive campaigns during summer months. Ozonesondes were prepared using the recommendation of Komhyr (1989) and the standard operation procedure for sondes (SOPs). Accuracy of ECC sondes in the troposphere is estimated to be about 4% (Reid et al., 1996).

B. CIMEL sunphotometer

A CIMEL sunphotometer belonging to AERONET network (Holben et al.1998) was installed at Izaña observatory in June 2004. This instrument provides Aerosol Optical Depth (AOD or τ) at eight different wavelengths. Data from June 2004 to nowadays have been used to validate the color index defined in the next section.

C. Colour index as an ‘aerosol index’

In late 1998 an UV-Vis spectrometer was installed into Izaña observatory. ‘Colour Index’ (CI) was defined as the ratio of intensities at 350 and 550 nm wavelength registered by the UV-Vis spectrometer.

$$CI = \frac{I_{550nm}}{I_{350nm}} \quad (1)$$

METHODOLOGY

A. Validation of CI as a suitable ‘dust index’

AOD values provide information of the atmosphere aerosol content. This index is a suitable variable to classify ozonesondes into clean and dust profiles. AOD dataset begins on June 2004 instead of CI dataset that begins on late 1998. This is the reason of why CI dataset have been used in this statistical study.

CI has been validated against AOD at 440 nm measured by the CIMEL sunphotometer. An estimated AOD (AOD_e or τ_c) defined from the correlation between both magnitudes have been used to classify the ozone profiles.

CI Dataset has been treated before studying its correlation with CIMEL AOD. The steps carried out are:

1. CI values from each morning and evening dataset are chosen from solar zenith angles (SZA) where CI has no dependence with it.
2. CI background is subtracted from the whole dataset to get that lower values of CI were zero are almost zero.
3. Mean and standard deviation of CI is calculated in the selected SZA range.
4. Dataset is filtered to remove cloudy days.

Once these four stages have been done, the correlation between CI and AOD dataset is analyzed.

B. Mean differences between clean and dust profiles.

In a first step, monthly mean clean ozone profiles are calculated from the ozonesonde dataset. Those monthly mean profiles that are not statistically different have been grouped. Mean dust ozone profiles are then calculated and compared with mean profiles under clean conditions for the same periods. Differences are expressed into percent values respect to clean profiles for each level:

$$\Delta O_3(z) = \frac{O_3^d(z) - O_3^c(z)}{O_3^c(z)} \times 100 \quad (2)$$

Where O_3^d is the mean ozone concentration at the level z for dust conditions, O_3^c is the mean ozone concentration under clean conditions and ΔO_3 is the difference between dust and clean conditions in percent values.

C. Variations in total ozone column

For each dust case differences in tropospheric ozone between clean and dust conditions are computed and

weighted by total ozone column content under clean conditions:

$$\Delta O_3 = \frac{\int_{troposphere} (O_3^d(z) - O_3^c(z)) dz}{\int_{atmosphere} O_3^c(z) dz} \times 100 \quad (3)$$

Ozone variations have been supposed to be lineal dependent with AOD. To evaluate this relation a lineal regression between both magnitudes is performed. The validation of this hypothesis has been done using a Pearson test.

RESULTS AND DISCUSSION

A. Estimated AOD from CI dataset

A great dependence of CI values with Solar Zenith Angles (SZA) has been observed when SZA is greater than 75 degrees due to Rayleigh scattering. We have only considered CI values from spectrums taken with SZA angles between 50 and 70 degrees where CI remains fairly constant. One CI value is retrieved from each spectrum. Dairy CI value is calculated as the mean of CIs measured during the day.

CI takes values near 2.0 in absence of aerosols in the atmosphere, being this value raised in presence of aerosols or clouds. This background is subtracted from the whole CI dataset to rescale it. Mean CI values quantify the amount of aerosols present.

The height of the observatory, 2370 m.a.s.l. in the free troposphere, ensures that there can be only two different kinds of aerosols over the observatory: Saharan dust aerosols or clouds. Saharan dust intrusions over Izaña observatory are extended over large extensions where aerosol load almost doesn't change. This no variability of the atmosphere aerosol content leads to a very low dispersion of CI values retrieved from the spectrums measured by the spectrometer.

Cloud particle concentration is much more variable than in the case of Saharan dust intrusions. This higher variability leads to a higher standard deviation on spectrum CI values. A threshold of 0.3 on CI standard deviation has been fixed to classify days into cloudy and non-cloudy days. CI values corresponding to cloudy days have not been considered in the study of the correlation between CI and AOD.

CI dataset since June 2004 has been synchronized in time with AOD measurements performed by the CIMEL sunphotometer installed at Izaña Observatory in that date.

The following quasi-linear relationship has been considered:

$$\tau = a(CI)^b \quad (4)$$

A least-square fit has been made over the data to get the parameters a and b values shown in equation(5). The correlation has been obtained with 1119 pairs of CI and AOD values (figure 1).

$$\tau = 0.0781 \times (CI)^{1.165} \quad (5)$$

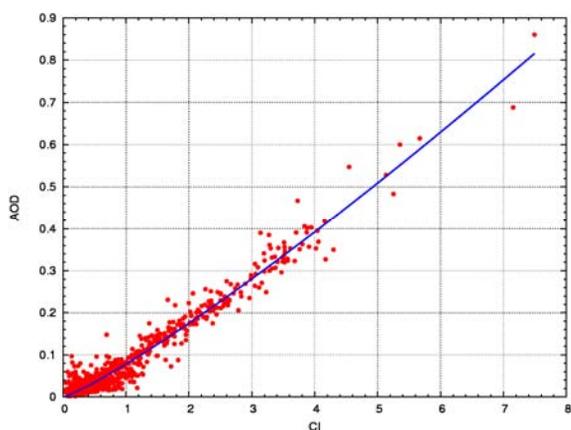


Fig.1. AOD at 440 nm from CIMEL versus CI

The root mean square of differences between estimated AOD from equation (5), AOD_e or τ_e , and AOD measured by the CIMEL sunphotometer is:

$$rms = \sqrt{\frac{(\tau - \tau_e)^2}{n}} = 0.02 \quad (6)$$

B. Classification of ozone profiles

A total of 507 ozonesondes were carried out from late 1998 to 2007. 217 ozone profiles of them have a non-cloudy CI value. These profiles have been classified into clean and dusty profiles.

Ozone profiles carried out in days where AOD_e are greater than 0.05 have considered dusty profiles, and those where AOD_e is equal or lower, clean profiles. Table 1 shows the number of profiles for each month under both conditions.

Table 1. Clean and dusty ozone profiles for each month

Conditions	Jan	Feb	Mar	Apr	May	June
Clean	7	17	16	15	14	19
Dusty	1	1	5	8	7	9

Conditions	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
Clean	13	10	12	11	7	10
Dusty	14	11	11	0	2	2

Months with less than five dusty profiles have not been considered in this study.

In order to increase the number of profiles to perform a statistical study it has been identified four groups. For each group the statistical differences are not significant. The first group considered corresponds with March profiles, the second one includes April and May months, the third one June, July and August and the last group studied is September. Total number of profiles under clean and dusty conditions of each month-group is shown in table 2.

Table 2. Clean and dusty ozone profiles for each group

Conditions	Mar	Apr-May	Jun-Jul-Aug	Sep
Clean	16	29	42	12
Dusty	5	15	34	11

Mean ozone profiles under clean and dusty conditions have been calculated from this grouped classification.

C. Clean and dusty mean ozone profiles

To analyze the vertical impact on ozone during dust episodes, for each month-group, the mean vertical ozone distribution for dust events are plotted together with the mean month-group ozone profiles under clean conditions (Figure 2). On the right plot of each panel the ozone differences between clean and dust conditions are shown in percent values.

The magnitude and the vertical extent of the impact vary for each group. In general, maximum reductions are observed during summer months and in September, when dust intrusions reach higher altitudes. The differences are not constant with the altitude.

Differences in March and April-May groups are not statistically different at the 99% confident level.

In June-July-August differences are statistically significant in a thin layer around 1 km and from 1.8 up to 6 km. In this last layer, the maximum reduction is observed between 3-5 km reaching -30%. On the other hand, in the layer around 1.5 the behaviour is reversed and an ozone increase of 30% is calculated.

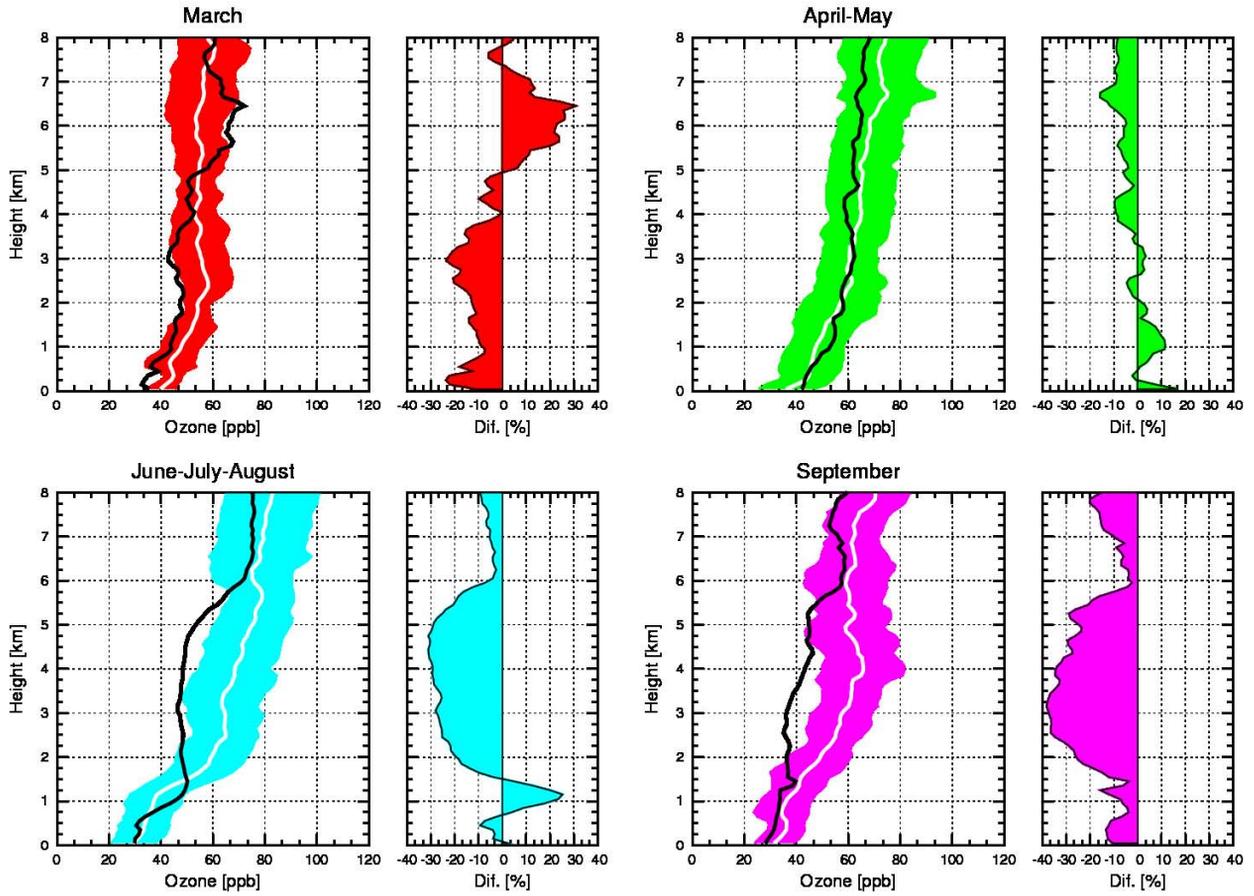


Fig. 2. Mean month-group ozone profiles. White lines show mean ozone profiles for clean conditions, and the black lines mean ozone profiles for dust conditions. Differences between clean and dust conditions are shown on the right plot of each panel.

In September the differences show a similar behaviour than the previous group. The ozone differences are statistically significant at the layer between 2.2 and 5.0 km where the maximum differences, up to 40%, are observed.

Significant differences found in June-July-August and September month-groups occur in the free troposphere at the typical heights of Saharan dust layer.

D. Tropospheric ozone depletions over the total ozone column

Maximum Saharan dust layer top heights are between 6 and 7 km a.s.l. Depletions in tropospheric ozone have been calculated by integrating each dusty ozone profile up to 8 km to cover all heights where there could be presence of Saharan dust. Ozone variations have been calculated using equation (3).

The ozone variations have been grouped into 0.05 AODe width intervals calculating mean and standard deviations of each month-group. Results have been plotted in the upper panel of the figure 3. The lower panel of this figure shows the number of ozone profiles included at each interval.

Only 18 ozone profiles, 8.3% of the total ozone profiles considered, were carried out under AODe higher than 0.2. Despite of this low number of profiles a clearly negative correlation between tropospheric ozone depletions and estimated AOD is found. A linear model described by equation (7) has been considered to fit the data.

$$\Delta O_3 = b\tau \quad (7)$$

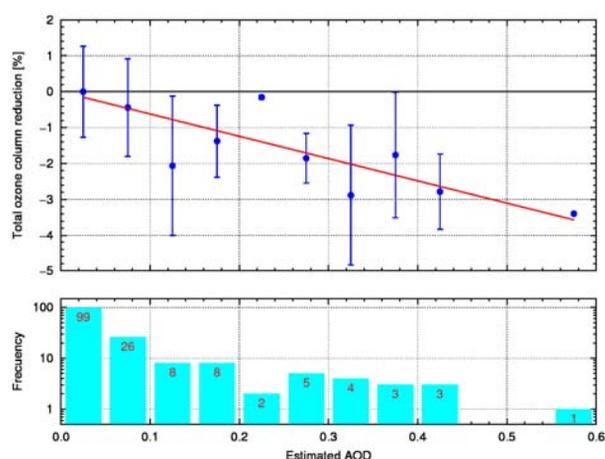


Fig. 3. Tropospheric ozone depletion weighted by total ozone column content and frequency of occurrence

The slope of the fitted straight line has taken a value of $b = -6.2 \pm 0.7$. The Pearson linear correlation coefficient of the fit has taken the value $r = -0.81$. A contrast of hypothesis has been carried out to check the significance of the model. This model is statistically significant at a confident level of 99.0%.

CONCLUSIONS

An estimated AOD has been defined from CI measurements and correlated with AOD at 440 nm measurements developed by the CIMEL sunphotometer installed at Izaña Observatory. The root mean square of the differences between measured AOD and estimated AOD is 0.02.

Ozonesondes from March to September have been considered to develop this statistical study. Four groups have been identified where statistical differences have not been found for clean conditions. Four month-groups have been considered: March, April-May, June-July-August and September

No statistically significant differences between dusty and clean mean ozone profiles have been found in the first and the second month-groups. In the third and fourth month-groups statistically significant differences have been found in the free troposphere at heights in which Saharan dust intrusions occur. Ozone depletions up to 30 and 40% have been observed in the third and fourth month-groups respectively.

Weight of tropospheric ozone depletions over the total ozone column content has been calculated using the equation (3). A reduction up to 2.5% has been observed for AODe around 0.4. A linear model through zero has been

supposed taking the slope of the straight line the value of $b = -6.2 \pm 0.7$. The Pearson linear correlation coefficient has reached the value of $r = -0.81$ bearing out the negative correlation of ozone concentration and AODe.

REFERENCES

- Bonasoni, P.; Cristofanelli, P.; Calzolari, F.; Bonafè, U.; Evangelisti, F.; Stohl, A.; Zauli Sajani, S.; van Dingenen, R.; Colombo, T. & Balkanski, Y. "Aerosol-Ozone correlations during dust transport episodes". *Atmos. Chem. Phys.*, 2004, 4, 1201-1215
- Holben, B.; Eck, T.; Slutsker, I.; Tanre, D.; Buis, J.; Setzer, A.; Vermote, E.; Reagan, J.; Kaufman, Y.; Nakajima, T.; Lavenu, F.; Jankowiak, I. & Smirnov, A. "AERONET - A federated instrument network and data archive for aerosol characterization Remote Sensing of Environment", 1998, 66, 1-16
- Komhyr W. D., "Operations handbook-ozone measurements to 40 km altitude with model 4A electrochemical concentration cell (ECC) ozonesondes (used with 1680 MHz radiosondes)", *NOAA Tech. Memo. ERL ARL-149*, 49p, Air Resources Laboratory, Boulder, CO, 1986
- Prospero, J.M., R. Schmitt, E. Cuevas, D. Savoie, W. Graustein, K. Turekian, A. Volz-Thomas, S. Oltmans, H. Levy, and A. Diaz, "Temporal variability of ozone and aerosols in the free troposphere over the Eastern North Atlantic". *Geophys. Res. Letts.*, 22, 2925-2928, 1995.
- Reid, S. J. Vaughan G., Marsh A. R. W., Smit H. G. J. , "Accuracy of Ozonesonde Measurements in the Troposphere", *Journal of Atmospheric Chemistry* 25:215-226, 1996.

Bibliografía

- Ozone Monitor operation manual model 202*. 2B Technologies INC, 2001.
- Ahrens, C. D. *Meteorology today*. Brooks/Coole, 2003.
- Alfaro, S. C., S. Lafon, J. L. Rajot, P. Formenti, A. Gaudichet y M. Maillet. Iron oxides and light absorption by pure dessert dust: An experimental study. *J. Geophys. Res.*, 109:D08208, 2004.
- Anderson, G., S. Clough, F. Kneizys, J. Chetwynd y E. P. Shettle. AFGL Atmospheric constituent profiles (0-120km). Inf. téc., Air Force Geophysics Laboratory, 1986.
- Andrey, J., M. Gil, Alonso-Pérez, C. Parrondo, A. Redondas y E. Cuevas. Tropospheric ozone under saharan dust: a statistical study on vertical distribution. En *International Aerosol Conference*. Helsinki (Finland), 2010a.
- Andrey, J., C. Parrondo, M. Gil, S. Alonso-Pérez, A. Redondas y E. Cuevas. Statistical study on tropospheric ozone and total ozone column under saharan dust outbreaks. En *RECTA*. Granada (Spain), 2010b.
- Angstrom, A. On the atmospheric transmission of sun radiation and in dust in the air. *Geogr. Ann.*, 2:156–166, 1929.
- Anton, M., D. Loyola, B. Navascúes y P. Valks. Comparison of some total ozone data with ground data from the spanish brewer spectroradiometers. *Ann. Geophys.*, 26:401–412, 2008.
- Baron, P. A. y K. Willeke. *Aerosol measurement: principles, techniques and applications*. John Wiley and sons Inc., Hoboken, 2nd. ed^{ón}, 2005.
- Bass, A. M. y R. J. Paur. The ultraviolet cross-sections of ozone i.: the measurements. En C. S. Zerefos y A. Ghazi, eds., *Atmospheric Ozone: Proceedings of the Quadrennial Symposium*, págs. 606–610. Springer, 1985.
- Bates, T. S., T. L. Anderson, T. Baynard, T. Bond, O. Boucher, G. Carmichael, A. Clarke, C. Erlick, H. Gaa, L. Horowitz, S. Howell, S. Kulkarni, H. Maring, A. McComiskey, A. Middlebrook, K. Noone, C. D. O'Dowd, J. Ogren, J. Penner, P. K. Quinn, A. R. Ravishankara, D. L. Savoie, S. E. Schwartz, Y. Shinzuka, Y. Tang, R. J. Weber y Y. Wu. Aerosol direct radiative effects over the northwest atlantic, northwest pacific, and north indian oceans: estimates based on in-situ chemical and optical measurements and chemical transport modeling. *Atmos. Chem. Phys.*, 6:1657–1632, 2006.
- Baumgardner, D., G. B. Raga, J. C. Jimenez y K. Bower. Aerosol particles in the mexican east pacific part i: processing and vertical redistribution by clouds. *Atmos. Chem. Phys.*, 5:3081–3091, 2005.

- Bellouin, N., O. Boucher, J. Haywood y M. S. Redd. Global estimate of aerosol direct radiative forcing from satellite measurements. *Nature*, 438:1138–1141, 2005.
- Bhartia, P. K. Preliminary theoretical basis of version 8 TOMS algorithm. Inf. téc., NASA, 2004. URL http://toms8.gsfc.nasa.gov/version8/v8toms_atbd.pdf.
- Bogumil, K., J. Orphal, T. Homann, S. Voigt, P. Spietz, O. C. Fleischmann, A. Vogel, M. Hartmann, H. Bovensmann, J. Frerick y J. P. Burrows. Measurements of molecular absorption spectra with the SCIAMACHY pre-flight model: instrument characterization and reference data for atmospheric remote-sensing in the 230–2380 nm region. *J. Photochem. Photobiol. A*, 157:167–184, 2003.
- Bohren, C. F. y E. E. Clothiaux. *Fundamentals of atmospheric radiation*. Wiley-VCH, 2006.
- Bohren, C. F. y D. R. Huffman. *Absorption and scattering of light by small part*. Wiley-Interscience, 1983.
- Bonasoni, P., P. Cristofanelli, F. Calzolari, U. Bonafè, F. Evangelisti, A. Stohl, S. Zauli Sajani, R. van Dingenen, T. Colombo y Y. Balkanski. Aerosol-ozone correlations during dust transport episodes. *Atmos. Chem. Phys.*, 4:1201–1215, 2004.
- Bracher, A., L. Lamsal, M. Weber, K. Bramstedt, M. Coldewey-Egbers y J. P. Burrows. Global satellite validation of SCIAMACHY O₃ columns with GOME WFDOAS. *Atmos. Chem. Phys.*, 5:2357–2368, 2005.
- Brasseur, G. y S. Solomon. *Aeronomy of the middle atmosphere*. D. Reidel publishing company, 1986.
- Brion, J., A. Chakir, J. Charbonnier, D. Daumont, C. Parisse y J. Malicet. Absorption spectra measurements for the ozone molecule in the 350–830 nm region. *Journal of atmospheric chemistry*, 30(2):291–299, 1998.
- Buchard, V., C. Brogniez, F. Auriol, B. Bonnel, J. Lenoble, A. Tanskanen, V. Bojkov y P. Veefkind. Comparison of omi ozone and uv irradiance data with ground-based measurements at two french sites. *Atmos. Chem. Phys.*, 8:4517–4528, 2008.
- Cattrall, C., K. L. Carter y H. R. Gordon. Columnar aerosol single-scattering albedo and phase function retrieved from sky radiance over the ocean: Measurements of saharan dust. *J. Geophys. Res.*, 108(D9):4287, 2003.
- Chapman, S. On ozone and atomic oxygen in the upper atmosphere. *Philos. Mag*, 10:369–383, 1930.
- Christensen, J. H. The danish eulerian hemispheric model - a three-dimensional air pollution model used for the arctic. *Atmopsheric Environment*, 31:4169–4191, 1997.
- Colbeck, I. *Physical and chemical properties of aerosols*. Blackie Academic & Professional, London, 1998.
- de Reus, M., F. Dentener, A. Thomas, S. Borrmann, J. Ström y J. Lelieveld. Airborne observations of dust aerosol over the North Atlantic Ocean during ACE 2- Indications for heterogeneous ozone destruction. *Journal of geophysical research*, 105:15, 2000.
- Deepak, A. y H. E. Gerber. Radiation commission of IAMAP meeting of experts on aerosols and their climatic effects. Inf. Téc. WCP55, World Meteorological Office (WMO), 1983.

- Dobson, G. Observations of the amount of ozone in the earth's atmosphere and its relation to other geophysical conditions, part IV. *Proc. Roy. Soc.*, A129:324–339, 1930.
- Dobson, G., A. Brewer y B. Cwilong. Meteorology of the lower stratosphere-troposphere. *Proc. Roy. Soc.*, A185:144–175, 1946.
- Dobson, G. M. B. y D. N. Harrison. Measurements of the amount of ozone in the earth's atmosphere and its relation to other geophysical conditions, part III. *Proc. Roy. Soc.*, A122:456–486, 1929.
- Dorta-Antequera, P. Estado de la atmósfera en las olas de calor estivales en canarias. *Ería*, 23:205–211, 1990.
- Dorta-Antequera, P., M. Gelado-Caballero, C. Criado-Hernández, P. Cardona-Castellano, C. Collado-Sánchez, J. Hernández-Brito, S. Mendoza-Rodríguez, M. Torres-Padrón, M. Rodríguez-Somorza y V. Siruela-Matos. Sahara air incursions and dust deposition over the canary islands and its impact on the terrestrial and oceanic environment. *El Patrimonio Mundial Natural: Los Espacios Naturales, Desarrollo, Sostenibilidad y Ética*, págs. 276–282, 2005.
- Draxler, R. R. y G. Hess. Description of the hysplit 4 modeling system. Inf. téc., NOAA, 2004.
- Dubovik, O. y M. D. King. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from sun and sky radiance measurements. *JGR*, 105(D16):20673–20696, 2000.
- Dubovik, O., A. Smirnov, B. Holben, M. King, Y. Kaufman, T. Eck y I. Slutsker. Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from aerosol robotic network AERONET sun and sky radiance measurements. *J. Geophys. Res.*, 105(D8):9791–9806, 2000.
- Farman, J. C., B. G. Gardiner y J. D. Shanklin. Large losses of total ozone in antarctica reveal seasonal ClOx/NOx interaction. *Nature*, 315:207–210, 1985.
- Fraser, A., P. Bernath, R. D. Blatherwick, J. R. Drummond, P. F. Fogal, D. Fu, F. Goutail, T. E. Kerzenmacher, T. C. McElroy, C. Midwinter, J. R. Olson, K. Strong, K. A. Waljer, D. Wunch y I. J. Young. Intercomparison of ground-based ozone and no2 measurements during the mantra 2004 campaign. *Atmos. Chem. Phys.*, 7:5489–5499, 2007.
- Gil, M. El ozono estratosférico. *Tethys*, 3:47–58, 2006.
- Gil, M. y J. Cacho. No2 total column evolution during the 1989 spring at Antarctica peninsula. *J. Atmos. Chem.*, V16:187–200, 1989.
- Gil, M., E. Cuevas, M. Yela, O. Puertedura, V. Carreño y A. Redondas. Errores en las columnas de ozono mediante satélite por radiación solar retrodifundida durante episodios absorbentes saharianos. En *3ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, págs. 1267–1271. 2003.
- Gil, M., M. Yela, L. Gunn, A. Richter, I. Alonso, M. Chipperfield, E. Cuevas, J. Iglesias, M. Navarro, O. Puertedura y S. Rodríguez. No2 climatology in the northern subtropical region: diurnal, seasonal and interannual variability. *Atmos. Chem. Phys.*, 8:1635–1648, 2008.
- Graedel, T. E. y P. J. Crutzen. *Atmospheric change: an earth system perspective*. W. H. Freeman and company, 1994.

- Guerrero-Rascado, J., F. Olmo, I. Avilés-Rodríguez, F. Navas-Guzmán, D. Pérez-Ramírez, H. Lyamani y L. Alados-Arboledas. Extreme saharan dust event over the southern iberian peninsula in september 2007: active and passive remote sensing from surface and satellite. *Atmos. Chem. Phys.*, 9:8453–8469, 2009.
- Hansen, G., A. Dahlback, F. Tonnessen y T. Svenoe. Validation of gome total ozone by means of the norwegian ozone monitoring network. *Ann. Geophys.*, 17:430–436, 1999.
- Hase, F., J. W. Hanninghan, M. T. Coffey, A. Goldman, M. Höpfner, C. Jones, N. B. and Rinsland y S. W. Wood. Intercomparison of retrieval codes used for the analysis of high resolution, ground based ftir measurements. *J. Quant. Spectrosc. Ra.*, 87:25–52, 2004.
- Haywood, J., P. Francis, O. Dubovik, M. Glew, y B. Holben. Comparison of aerosol size distributions, radiative properties, and optical depths determined by aircraft observations and sun photometers during safari 2000. *J. Geophys. Res.*, 108(D13):8471, 2003a.
- Haywood, J., P. Francis, S. Osborne, M. Glew, N. Loeb, E. Highwood, D. Tanre, G. Myhre, P. Formenti y E. Hirst. Radiative properties and direct radiative effect of saharan dust measured by the c-130 aircraft during shade: 1. solar spectrum. *J. Geophys. Res.*, 108(D18):SAH5, 2003b.
- Heney, L. G. y J. L. Greenstein. Diffuse radiation in the galaxy. *Astrophys. J.*, 93:70–83, 1941.
- Herman, J. R., P. K. Bhartia, O. Torres, O. Hsu, C. J. Seftor y E. Celarier. Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7/TOMS data. *J. Geophys. Res.*, 102:16911–16922, 1997.
- Hogan, T. F. y L. R. Brody. Sensitivity studies of the navy’s global forecast model parameterizations and evaluation of improvements to nogaps. *Mon. Wea. Rev.*, 121:2373–2395, 1993.
- Hogan, T. F. y T. E. Rosmond. The description of the navy operational global atmospheric prediction system’s spectral forecast model. *Mon. Wea. Rev.*, 119:1786–1815, 1991.
- Hoinka, K., H. Claude y U. Köhler. On the correlation between tropopause pressure and ozone above central Europe. *Geophys. Res. Letts.*, 23:1753–1756, 1996.
- Holben, B., T. Eck, I. Slutsker, D. Tanre, J. Buis, A. Setzer, E. Vermote, J. 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*, 6666(1):1–16, 1998.
- Holben, B. N., D. Tanré, A. Smirnov, T. F. Eck, I. Slutsker, N. Abuhassan, W. W. Newcomb, J. S. Schafer, B. Chatenet, F. Lavenu, Y. J. Kaufman, J. V. Castle, A. Setzer, B. Markham, D. Clark, R. Frouin, R. Halthore, A. Karneli, 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.
- Hsu, N. C., J. R. Herman, O. Torres, B. Holben, D. Tanre, T. F. Eck, A. Smirnov, B. Chatenet y F. Lavenu. Comparisons of the TOMS aerosol index with sun photometer aerosol optical thickness: results and applications. *J. Geophys. Res.*, 104:6269–6279, 1999.
- Höpfner, M., G. P. Stiller, M. Kuntz, T. Clarmann, G. Echle, B. Funke, N. Glatthor, F. Hase, H. Kemnitzer y S. Zorn. The karlsruhe optimized and precise radiative transfer algorithm, part II: interface to retrieval applications. En *SPIE Proceedings 1998*, págs. 186–195. 1998.

- Kalapureddy, M. C. R., D. G. Kaskaoutis, P. E. Raj, P. C. S. Devara, H. D. Kambezidis, P. G. Kosmopoulos y P. T. Nastos. Identification of aerosol type over the arabian sea in the premonsoon season during the integrated campaign for aerosols, gases and radiation budget (icarb). *J. Geophys. Res.*, 114:D17203, 2009.
- Kallos, G., V. Kotroni, K. Lagouvardos y A. Papadopoulos. Transatlantic saharan dust transport model: model simulations and results. *J. Geophys. Res.*, 111:D09204, 2006.
- Kallos, G., M. Astitha, P. Katsafados y P. Spyrou. Longe range transport of anthropogenically and naturally produced part matter in the Mediterranean and North Atlantic: current state of knowledge. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 46:1230–1251, 2007.
- 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*, 41(37):8058–8074, 2007.
- Kaufman, Y., D. Tanre, O. Dubovik, A. Karnieli y L. Remer. Absorption of sunlight by dust as inferred from satellite and ground-based remote sensing. *Geophysical Research Letters*, 28:1479–1482, 2001.
- Kley, D., P. J. Grutzen, H. G. J. Smit, H. Vo?mel, S. J. Oltmans, H. Grassl y V. Ramanathan. Observations of near-zero ozone concentrations over the convective pacific: Effects on air chemistry. *Science*, 274(5285):230–233, 1996.
- Kuntz, M., M. Höpfner, G. P. Stiller, T. V. Clarmann, G. Echle, B. Funke, N. Glatthor, F. Hase, H. Kemnitzer y S. Zorn. The karlsruhe optimized and precise radiative transfer algorithm, part III: ADDLIN and TRANSF algorithms for model spectral trasmittance and radiance. En *SPIE proceedings 1998*, págs. 247–256. 1998.
- Kurucz, R. Synthetic infrared spectra. En *154th Symposium of the International Astronomical Union (IAU)*. 1992.
- Lambert, J., G. Pinardi, N. Hao, P. Valks, V. Dorokhov, P. Eriksen, C. Fayt, M. Gil, F. Goutail, J. Granville, C. Hemans, G. Held, P. V. Johnston, K. Kreher, E. Kyrö, J. Leveau, D. Loyola, A. Pazmino, J.-P. Pommereau, O. Puentedura, A. Richter, H. K. Roscoe, V. Semenov, M. van Roozendael, G. Vaughan, F. Wittrock y M. Yela. Gome-2 gdp 4.2 total no2 validation update (march 2007 – july 2008) and tropospheric no2 validation set-up. Inf. téc., EUMETSAT, 2008.
- Leovy, C. y P. Webster. Stratospheric long waves- Comparison of thermal structure in the Northern and Southern Hemispheres. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33(8):1624–1638, 1976.
- Lewis, K., W. P. Arnott, H. Moosmüller y C. E. Wold. Strong spectral variation of biomass smoke light absorption and single scattering albedo observed with a novel dual-wavelength photoacoustic instrument. *J. Geophys. Res.*, 113:D16203, 2008.
- Linke, C., O. Mohler, A. Veres, A. Mohacsi, Z. Bozoki, G. Szabo y M. Schnaiter. Optical properties and mineralogical composition of different saharan mineral dust samples: a laboratory study. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 6:2897–2922, 2006.
- Lyamani, H., F. Olmo y L. Alados-Arboleda. Saharan dust outbreak over southeastern spain as detected by sun photometer. *Atmopsheric Environment*, 39:7276–7284, 2005.

- Malicet, J., D. Daumont, J. Charbonnier, C. Parisse, A. Chakir y J. Brion. Ozone UV spectroscopy. II. Absorption cross-sections and temperature dependence. *Journal of atmospheric chemistry*, 21(3):263–273, 1995.
- Matsuno, T. Vertical propagation of stationary planetary waves in the winter Northern Hemisphere. *Journal of Atmospheric Sciences*, 27:871–883, 1970.
- Mayer, B. y A. Kylling. The libradtran software package for radiative transfer calculations - description and examples of use. *Atmos. Chem. Phys.*, 5:1855–1877, 2005.
- McPeters, R. D., P. K. Bhartia, A. J. Krueger, J. R. Herman, C. G. Wellemeyer, C. J. Seftor, G. Jaross, O. Torres, L. Moy, G. Labow, W. Byerly, S. L. Taylor, T. Swissler y R. P. Cebula. Earth Probe Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) data products user guide. Inf. téc., NASA, 1996.
- Mie, G. Beiträge zur optik trüber medien, speziell kolloidaler metallösungen. *Annalen der Physik*, 3:25, 1908.
- Molina, M. y F. S. Rowland. Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: Chlorine atom-catalyzed destruction of ozone. *Nature*, 249:810–812, 1974.
- Müller, D., I. Mattis, U. Wandinger, A. Ansmann, D. Althausen, O. Dubovik, S. Eckhardt y A. Stohl. Saharan dust over a central european earlnet-aeronet site: Combined observations with raman lidar and sun photometer. *J. Geophys. Res.*, 108:4345, 2003.
- Newman, P. A., G. Morris, B. Gage, A. Aikin, W. Heaps, M. F. Crum, D. Larko, R. M. Todaro, E. Celarier, S. Hollandsworth, E. Cordero, C. Weaver, E. Fleming, E. Hilsenrath, R. Stolarski, M. D. Binder y D. Considine. *Stratospheric ozone, an electronic textbook*. Diana J. Sunday, 2000. URL http://www.ccpo.odu.edu/~lizsmith/SEES/ozone/oz_class.htm.
- Nickovic, S., G. Kallos, A. Papadopoulos y O. Kakaliagou. A model for prediction of desert dust cycle in the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 106(D16):18113–18129, 2001.
- Orphal, J. A critical review of the absorption cross-sections of O₃ and NO₂ in the 240-790 nm region. Inf. téc., ESA, 2002. MO-TN-ESA-GO-0302.
- Patterson, E., D. Gillette y B. Stockton. Complex index of refraction between 300 and 700 nm for saharan aerosols. *JGR*, 82:3153, 1977.
- Patterson, E. M. y C. K. McMahon. Absorption characteristics of forest fire particulate matter. *Atmospheric Environment*, 18:2541–2551, 1984.
- Petzold, K., A. and Rasp, B. Weinzierl, M. Esselborn, T. Hamburger, A. Dörnbrack, K. Kandler, L. Schütz, P. Knippertz, M. Fiebig y A. Virkkula. Saharan dust absorption and refractive index from aircraft-based observations during samum 2006. *Tellus B*, 1:118–130, 2009.
- Platt, U. y J. Stutz. *Differential Optical Absorption Spectroscopy: Principles and Applications*. Springer Berlin Heidelberg, 2008.
- PMS. *Passive Cavity Aerosol Spectrometer Probe model PCASP-100X: Operating manual*. Particle Metrics Inc., 5505 Airport Boulevard, Boulder, CO 80301, 2000.
- Prospero, J. M. Saharan dust impacts and climate change. *Oceanography*, 2:60–61, 2006.
- Prospero, J. M. y T. N. Carlson. Saharan air outbreaks over the tropical north atlantic. *PAGEOPH*, 119:677–691, 1981.

- Pérez, C., S. Nickovic, J. M. Baldasano, M. Sicard y F. Rocadenbosch. A long saharan dust event over the western mediterranean: Lidar, sun photometer observations and regional dust modeling. *Journal of Geophysical Research*, 111:D15214, 2006a.
- Pérez, C., S. Nickovic, G. Pejanovic, J. M. Baldasano y E. Ozsoy. Interactive dust-radiation modeling: A step to improve weather forecasts. *J. Geophys. Res.*, 111:D16206, 2006b.
- Redondas, A. y A. Cede. Brewer algorithm sensitivity analysis. En *SAUNA workshop*. Puerto de la cruz, Tenerife, 2006.
- Reed, R. The role of vertical motions in ozone weather relationships. *J. Meteor.*, 7:263–267, 1950.
- Rodgers. *Inverse methods for atmospheric sounding: theory and praxys*. World scientific publishing co., 2000.
- Rothman, L. S., D. Jacquemart, A. Barbe, D. C. Benner, M. Birk, L. R. Brown, M. R. Carleer, J. C. Chackerian, C. K. V., L. H. Coudert, V. Dana, J.-M. Devi, J. ad Flaud, R. R. Gamache, A. Goldman, J.-M. Hartmann, K. W. Jucks, A. Maki, J.-Y. Mandin, S. T. Massie, J. Orphal, A. Perrin, C. P. Rinsland, M. A. H. Smith, J. Tennyson, R. N. Tolchenov, R. A. Toth, J. Vander-Auwers, P. Varanasi y G. Wagner. The HITRAN 2004 molecular spectroscopic database. *J. Quant. Spectrosc. Ra.*, 96:139–204, 2005.
- Sander, R., W. C. Keene, A. A. P. Pszenny, R. Arimoto, G. P. Ayers, E. Baboukas, J. M. Caaney, P. J. Crutzen, R. A. Duce, G. Hönniger, B. J. Huebert, W. Maenhaut, N. Mihalopoulos, V. C. Turekian y R. Van Dingenen. Inorganic bromine in the marine boundary layer: a critical review. *Atmos. Chem. Phys.*, 3:1301–1336, 2003.
- Schneider, M. y F. Hase. Recipe for continuous monitoring of total ozone with a precision of 1 du applying mid-infrared solar absorption spectra. *Atmos. Chem. Phys.*, 8:63–71, 2008.
- Schneider, M., A. Redondas, F. Hase, C. Guirado, T. Blumenstock y E. Cuevas. Comparison of ground-based brewer and ftir total column o3 monitoring techniques. *Atmos. Chem. Phys.*, 8:5535–5550, 2008.
- Seinfeld, J. H. y S. N. Pandis. *Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change*. John Wiley and Sons, Inc., 1998.
- Shaw, G. Considerations on the origin and properties of the antarctic aerosol. *Rev. Geophys.*, 17:1983–1998, 1979.
- Smit, H. G. J., W. Straeter, B. J. Johnson, S. Oltmans, J. Davies, D. W. Tarasick, B. Hoegger, R. Stubi, F. Schmidlin, T. Northamand, A. Thompson, J. Witte, I. Boyd y F. Posny. Assessment of the performance of ecc-ozonesondes under quasi-flight conditions in the environmental simulation chamber: Insights from the juelich ozone sonde intercomparison experiment (josie). *J. Geophys. Res.*, 112:D19306, 2007.
- Solomon, S., R. R. García, F. S. Rowland y D. J. Wuebbles. On the depletion of antarctic ozone. *Nature*, 321:755–758, 1986.
- Staehelin, J., J. Kerr, R. Evans y K. Vanicek. Comparison of total ozone measurements of dobson and brewer spectrophotometers and recommended transfer functions. Inf. téc., World Meteorological Organization, 2003.

- Stamnes, K., S. Tsay, W. J. Wiscombe y I. Laszlo. Disort: a general-purpose fortran program for discrete-ordinate-method radiative transfer in emitting layered media: Documentation of methodology. Inf. téc., Dept. of Physics and Engineering Physics, Stevens Institute of Technology, 2000.
- Steinbrech, W., H. Claude, U. Köhler y K. Hoinka. Correlations between tropopause height and total ozone: Implications for long-term changes. *J. Geophys. Res.*, 103:19183–19192, 1998.
- Stiller, G. P., M. Höpfner, M. Kuntz, T. V. Clarmann, G. Echle, H. Fischer, B. Funke, N. Glatt-hor, F. Hase, H. Kemnitzer y S. Zorn. The karlsruhe optimized and precise radiative transfer algorithm, part I: requirements, justification and model error estimation. En *SPIE proceedings 1998*, págs. 257–268. 1998.
- Tarasick, D. y R. Slater. Ozone in the troposphere: Measurements, climatology, budget, and trends. *Atmosphere-Ocean*, 46(1):93–115, 2008.
- Tegen, I. y I. Fung. Modeling of mineral dust in the atmosphere - sources, transport, and optical-thickness. *J. Geophys. Res.*, 99(D11):22897–22914, 1994.
- Toledano, C., V. E. Cachorro, A. M. de Frutos, M. Sorribas, N. Prats y B. A. de la Morena. Inventory of african desert dust events over the southwestern iberian peninsula in 2000–2005 with an aeronet cimel sun photometer. *J. Geophys. Res.*, 112:D21201, 2007.
- Torres, O. y P. K. Bhartia. Impact of tropospheric aerosol absorption on ozone retrieval from backscattered ultraviolet measurements. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*, 104(D17):21569–21577, 1999.
- Torres, O., P. K. Bhartia, A. Sinyuk, E. J. Welton y B. N. Holben. Total ozone mapping spectrometer measurements of aerosol absorption from space: Comparison to SAFARI 2000 ground-based observations. *JGR*, 110:D10S18, 2005.
- Weber, M., L. Lamsal, M. Coldeway-Egbers, K. Bramstedt y J. Burrows. Pole-to-pole validation of some wfdos total ozone with groundbased data. *Atmos. Chem. Phys.*, 5:1341–1355, 2005.
- Weiss, A. *Anthropogenic and dynamic contributions to zone trends of the Swiss total ozone, Umkher and ballon sounding series*. Tesis Doctoral, Swiss Fed. Inst. of Technol., Zürich, 2000.
- Wellemeier, C. G., P. K. Bhartia, S. P. Taylor, W. Qin y C. Ahn. Version 8 Total Ozone Mapping Spectrometer algorithm. Inf. téc., NASA, 2005.
- Xin, J., Y. Wang, Z. Li, P. Wang, W. M. Hao, B. L. Nordgren, S. Wang, G. Liu, L. Wang, T. Wang, Y. Sun y B. Hu. Aerosol optical depth (aod) and Ångström exponent of aerosols observed by the chinese sun hazemeter network from august 2004 to september 2005. *J. Geophys. Res.*, 112:D05203, 2007.
- Zachariasse, M., P. F. J. Van Velthoven, H. G. J. Smith, J. Lelieveld, T. K. Mandal y H. Kelder. Influence of stratosphere-troposphere exchange on tropospheric ozone over the tropical indian ocean during the winter monsoon. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*, 105(D12):15403–15416, 2000.
- Zender, C. S., R. L. Miller y I. Tegen. Quantifying mineral dust mass budgets: Terminology, constraints, and current estimates. *Eos Trans.*, 85(48):509–512, 2004.

Índice de figuras

1.1.	Agujero de ozono medido por el instrumento OMI el 5 de octubre de 2008	2
1.2.	Medidas de ozono del instrumento TOMS a bordo los distintos satélites sobre el observatorio atmosférico de Izaña	3
2.1.	Molécula de ozono	7
2.2.	Perfil vertical medio de Ozono en las islas Canarias en los meses de verano en condiciones de no-intrusión sahariana (Elaboración propia a partir de datos de AEMET/CIAI)	8
2.3.	Distribución espacial de ozono medida por el instrumento TOMS en el mes de julio de 2005. (Elaboración propia, datos procedentes de la NASA)	10
2.4.	Esquema conceptual que representa la relación entre la altura de la tropopausa y la columna de gases estratosféricos	11
2.5.	Valores medios de la columna total de ozono en la estación de Halley Bay (75.6 S, 34.6 W) durante el mes de octubre. Elaboración propia a partir de datos del British Antarctic Survey (BAS).	12
2.6.	Secciones eficaces de absorción del ozono y regiones de absorción.	13
2.7.	Atenuación de la radiación UV medida a nivel considerando una atmósfera con y sin ozono. (Simulación propia realizada con el modelo LibRadtran)	14
2.8.	Procesos de dispersión, absorción y emisión de radiación	15
2.9.	Tamaño de los aerosoles según su origen, (Graedel y Crutzen, 1994)	19
2.10.	Suspensión y transporte de masas de polvo sahariano sobre el océano Atlántico el 26 de febrero de 2000, imagen tomada por el instrumento SeaWifs a bordo del satélite SeaStars (NASA)	20
2.11.	Resultados de las funciones de fase parametrizadas por Hansen & Travis y obtenidas de la aproximación de Henyey-Greenstein para varios factores de asimetría. (M. Gil, comunicación privada)	24
3.1.	Gaussianas a 4 km y para distintos espesores ópticos introducidas en el modelo de anomalías de ozono de T&B.	28
3.2.	Modelo de errores de T&B, figura 4.c de Torres y Bhartia (1999)	29
3.3.	Estadística de distribución de polvo en suspensión para el mes de julio basado en el índice de aerosoles (AI) obtenido del instrumento TOMS (Estadística elaborada por S. Alonso, AEMET/CSIC)	32
3.4.	Protocolo diseñado para el lanzamiento de las campañas TROMPETA	35
3.5.	Ubicación de las estaciones de medida y la zona de ensayos de la plataforma aérea (punto rojo)	36
3.6.	Espectros medidos por el espectrómetro RASAS en unidades arbitrarias un día limpio y uno de polvo	39
3.7.	Valores observados del CI a lo largo de la mañana bajo distintos escenarios	39

4.1. Brewer instalado en la terraza del observatorio de Izaña fotografiado después del paso de un frente	42
4.2. Ubicación del espectrómetro INTA/RASAS en IZO (cajón negro y electrónica en su parte inferior) y colector óptico del espectrómetro ubicado en la terraza del edificio.	44
4.3. Ejemplos de langley plots de ozono AM y PM procedentes de las medidas del espectrómetro RASAS	45
4.4. Esquema de una ozonsonda y las partes que la componen	47
4.5. Monitor de ozono portátil 2B-202 (instrumento azul) instalado en la parte inferior de uno de los <i>rack</i> a bordo de la cabina de la plataforma aérea	49
4.6. Conexión de la toma de muestras del monitor de ozono 2B al exterior	49
4.7. Espectrómetro EP-TOMS	50
4.8. Satélite ENVISAT en el que se aloja el espectrómetro SCIAMACHY	52
4.9. Espectrómetro OMI a bordo del satélite AURA	53
4.10. Espectrómetro GOME 2	54
4.11. Fotómetros CIMEL durante una intercomparación en la sede del INTA (El Arenosillo)	54
4.12. Sonda PCASP en vuelo en las campañas TROMPETA	55
4.13. Toma y escape de aire de la sonda PCASP	56
4.14. Plataforma aérea INTA C212-200 N/S 301	59
4.15. Detalle de la plataforma aérea INTA C212-200 N/S 301	59
4.16. Mapas de predicción de concentración de polvo y espesor óptico ofrecidos por el modelo DREAM/BSC para el 3 de agosto de 2008	61
4.17. Mapas de predicción de concentración de polvo y espesor óptico ofrecidos por el modelo SKIRON para el 17 de diciembre de 2009	61
4.18. Mapa de predicción de espesor óptico ofrecido por el modelo NAAPS para el 3 de agosto de 2008	62
4.19. Retrotrayectorias HYSPLIT calculadas para el día 19 de julio de 2005 a las 18:00 cada 200 metros	63
5.1. Comparación de los resultados del modelo de T&B (Torres y Bhartia, 1999, figura 4.c) con los calculados en este trabajo	67
5.2. Diferencias entre los modelos de errores de T&B y el desarrollado en este trabajo (JA10). El rectángulo negro señala la región del gráfico correspondiente a las condiciones que se dieron en las campañas TROMPETA 2005/06	68
5.3. Errores previstos por T&B frente a la reproducción de su modelo realizada en este trabajo. En trazos rojos se ha representado el ajuste lineal obtenido.	69
5.4. AÑO 2005. Carga de aerosoles y viento previsto a 3000m por el análisis del modelo DREAM/BSC. En rojo los días en que se realizaron los vuelos	70
5.5. AÑO 2006. Carga de aerosoles y viento previsto a 3000m por el análisis del modelo DREAM/BSC. En rojo los días en que se realizaron los vuelos	71
5.6. Evolución del espesor óptico de aerosoles y del exponente de Ångstrom en Izaña (paneles a,b) y en Santa Cruz de Tenerife (c,d) y diferencias entre ambas estaciones (e,f) durante los meses de julio de 2005 y 2006. Las barras grises indican los días en que se realizaron los vuelos.	73
5.7. Esquema de la ubicación en alturas de los observatorios de Izaña (IZO) y Santa Cruz de Tenerife (SCO)	74
5.8. Histograma de las diferencias en las medidas de AOD entre SCO e IZO	75
5.9. Perfiles de temperatura y humedad durante las campañas TROMPETA junto con los perfiles medios (blanco) más una desviación estándar (gris) en condiciones limpias obtenidos a partir de la base de datos de ozonosondeos del CIAI/AEMET	76

5.10. Ozonosondeos realizados durante las campañas TROMPETA y perfil vertical medio de ozono de las islas Canarias durante el mes de julio. La zona sombreada corresponde a una desviación estándar.	78
5.11. Dos ejemplos de trayectorias de vuelo desarrolladas por la plataforma aérea durante las campañas TROMPETA	79
5.12. Comparación de perfiles verticales de temperatura de los ozonosondeos (azul) y de la plataforma aérea (rojo)	80
5.13. Diferencias en las medidas de temperatura por parte de la plataforma aérea y los radiosondeos durante las campañas TROMPETA	81
5.14. Ajuste de la ecuación 5.3 de las diferencias entre los perfiles de temperatura y residuos del ajuste.	81
5.15. Medidas de ozono procedentes de ozonosondeos (rojo) y del monitor de ozono 2B technologies (azul) durante la campaña 2005.	82
5.16. Diferencias en los perfiles de ozono del monitor de ozono 2B y los ozonosondeos durante la campaña TROMPETA 2005 (verde), en gris una desviación estándar	83
5.17. Medidas de cada canal de la sonda PCASP durante los perfiles verticales de la Campaña TROMPETA 2005	85
5.18. Medidas de cada canal de la sonda PCASP durante los perfiles verticales de la Campaña TROMPETA 2006	86
5.19. Perfiles verticales de distribución de tamaños en número de partículas por centímetro cúbico obtenidos durante las campañas TROMPETA	87
5.20. Perfiles de extinción obtenidos aplicando la teoría de Mie a las medidas de distribución de tamaños procedentes de la sonda PCASP	90
5.21. Errores en la medida predichas por el modelo de T&B para las campañas TROMPETA 2005-2006 en función del espesor óptico a 440 nm observado en Santa Cruz de Tenerife.	91
5.22. Evolución de la columna de ozono observada por la instrumentación en las campañas TROMPETA (julio de 2005 y 2006). Las columnas grises indican los días en que se realizaron los vuelos.	92
5.23. Anomalías de ozono observadas los meses de julio de 2005 y 2006	93
5.24. Anomalías observadas por la instrumentación y previstas por el modelo de T&B en función del espesor óptico medido a 440 nm por el fotómetro ubicado en Santa Cruz de Tenerife	94
6.1. Valores del índice de color (CI) a lo largo del tiempo desde la instalación del espectrómetro RASAS en Izaña el 21 de diciembre de 1998	98
6.2. Valores de fondo del CI a lo largo del tiempo en los tres periodos observados	99
6.3. Clasificación de los días en nuboso, limpio o de polvo en función de la media diaria y la desviación estándar del CI. Los puntos rojos se corresponden con la serie de datos matutina y los puntos azules con las vespertina.	100
6.4. Evolución de los CI diarios matutino y vespertino a lo largo del verano de 2005 y su día tipo asociado (nubes, limpio o sahariano) junto con la serie de datos de AOD procedente del CIMEL instalado en IZO.	101
6.5. AOD frente a CI y ajuste mediante mínimos cuadrados a la ecuación 6.3	102
6.6. Frecuencia de ocurrencia de valores de AOD en IZO	104
6.7. Frecuencia de ocurrencia de valores de AOD en IZO	105
6.8. Pendientes b obtenidas tras el ajuste en función del año de lanzamiento para los instrumentos de satélite.	106

Índice de cuadros

2.1. Clasificación de los aerosoles, fuente: Seinfeld y Pandis (1998)	19
3.1. Umbrales para el lanzamiento de las campañas aeroportadas TROMPETA	34
4.1. Límites en diámetro de cada canal de la sonda PCASP	56
4.2. Principales características de la plataforma aérea para investigación atmosférica del INTA	58
4.3. Resumen de la instrumentación y los datos requerida para el desarrollo de este trabajo	64
5.1. Valores de AOD y exponente de Ångstrom α observados por los fotómetros CIMEL instalados en SCO e IZO.	72
5.2. Datos de trayectorias para los perfiles verticales	79
5.3. Parametrizaciones utilizadas en el cálculo de las anomalías de ozono según el modelo de T&B	89
5.4. Errores (ξ) en la medida de la columna total de ozono en % que deberían ser observadas por la instrumentación de satélite según el modelo de T&B	91
5.5. Anomalías de corto periodo observadas por la instrumentación de ozono y según el modelo de anomalías de T&B durante las campañas TROMPETA en %	93
6.1. Resultados de la clasificación de las series temporales de CI según los días tipo considerados (nubes, limpio o sahariano)	100
6.2. Series de datos de los diferentes instrumentos empleados y número de emparejamientos obtenidos para cada caso	103
6.3. Pendientes, coeficientes de correlación y número de puntos empleado en cada uno de los ajustes lineales de la figura 6.7	105

Apéndice A

Fichero de configuración del modelo LibRadtran utilizado

```
# Espectro extraterrestre
solar_file kurudz_0.1nm.dat

# Configuración de la atmósfera
atmosphere_file ../afglt.dat

# Ubicación punto observación
latitude N 28.3
longitude W 16.5
altitude 0.0
albedo 0.05

# Posición solar
sza 20
phi0 100

# Posición y características del satélite
umu 1
zout TOA
slit_function_file slit.dat

# Datos del solver y configuración de salida
wavelength 317.6 331.3
rte_solver disort2
nstr 16
output_user lambda edir edn eup #up_flux

# Caracterización de la atmósfera
radiosonde rs050719.txt o3 cm-3
day_of_year 200
aerosol_default
aerosol_tau_file ext19j05.dat
aerosol_set_gg 0.78
aerosol_set_ssa 0.63
aerosol_angstrom 0.094 0.614
```

