

Universidad de La Laguna
Programa de Doctorado de Física e Ingeniería



Tesis doctoral

**Caracterización de la estructura vertical de los
aerosoles sobre la región subtropical oriental del
Atlántico Norte**

Carmen Yballa Hernández Pérez

Directores:

África Barreto Velasco

Cimel Electronique S.A.S. (Francia)

Universidad de Valladolid

Alberto Jesús Berjón Arroyo

Universidad de Valladolid

Manuel Arbelo Pérez

Universidad de La Laguna

San Cristóbal de La Laguna, junio 2017

D^a. África Barreto Velasco, Doctora en Física por la Universidad de La Laguna,
D. Alberto Jesús Berjón Arroyo, Doctor en Física por la Universidad de Valladolid y
D. Manuel Arbelo Pérez, Doctor en Física por la Universidad de La Laguna,

HACEN CONSTAR,

Que D^a Carmen Yballa Hernández Pérez, Licenciada en Física por la Universidad de La Laguna, ha realizado bajo nuestra supervisión la presente memoria titulada **Caracterización de la estructura vertical de los aerosoles sobre la región subtropical oriental del Atlántico Norte**, para optar al grado de Doctor en Ciencias Físicas por la Universidad de la Laguna.

Y para que así conste, autorizamos la presentación de la misma y firmamos la presente.

San Cristóbal de La Laguna, junio 2017

Fdo: África Barreto Velasco

Fdo: Alberto Jesús Berjón Arroyo

Fdo: Manuel Arbelo Pérez

*“...empieza por el principio -dijo el Rey con gravedad- y sigue hasta
llegar al final; allí te paras.”*

(Alicia en el País de las Maravillas, 1865. Lewis Carroll)

A mi Hernández,
a mi Pérez,
a mi Hernández Pérez y
a mi Fernández

Agradecimientos

Una montaña está compuesta por millones de granos de arena, sin los cuales, nunca podría ser lo que es. Por eso es tan importante para mí este apartado de la tesis. Sin la ayuda de las personas reseñadas a continuación (y de alguna otra que seguro me olvidaré, en el papel, no en mi corazón) este proyecto jamás hubiese visto la luz.

En primer lugar, quisiera agradecer a AEMET y en especial al CIAI, particularmente al Dr. Emilio Cuevas, por haber creído en mí desde un principio dándome la oportunidad de estar donde estoy y de esta manera poder emprender esta aventura.

A D. Manuel Gil y a D^a. Margarita Yela pertenecientes al INTA por su imprescindible colaboración con el CIAI (AEMET), tan necesaria para el desarrollo de mi Tesis y parte de mi trabajo diario.

A mis directores de Tesis, la Dra. África Barreto por su entrega y haberme guiado en todo momento, al Dr. Alberto Berjón por haber caminado conmigo desde el minuto cero en el conocimiento del LIDAR y al Dr. Manuel Arbelo por su dedicación y esfuerzo, y ser mi lazo de unión con la ULL.

A Ramón Ramos por estar SIEMPRE que ha habido que “apagar fuegos”, sin importar el día ni la hora y por enseñarme a “cacharrear”, es decir, por aportarme conocimientos en la parte técnica que no tenía antes de conocerle, y que han sido decisivos para esta Tesis.

A Carlos Camino por ser tan paciente conmigo y tan buen compañero y amigo.

A Rosa por sus incontables consejos sobre cómo afrontar este proyecto y su amistad y a Carmen por tener tanta paciencia y enseñarme todo lo que sé sobre el “cacharreo” con los fotómetros solares.

A Juanjo Bustos por sus predicciones, sin las cuales hubiese sido imposible calibrar el LIDAR y por mantenerme siempre informada de las condiciones meteorológicas.

A Javi, Dani, Isa y Elisa por dedicarme parte de su tiempo y darme consejos sobre algunas herramientas utilizadas para la elaboración de esta Tesis.

A los informáticos del CIAI, Toni, Néstor y Rocío, por estar cuando se les necesita (rápidos y eficaces).

Al personal de mantenimiento y limpieza del Observatorio de Izaña, que han estado siempre prestándome su ayuda para poder calibrar los equipos. ¿Qué haría yo sin ustedes?

En general quiero dar las gracias de corazón a todo el personal del CIAI que siempre me ha echado una mano cuando lo he necesitado, en especial a Concha (¡¡eres toda una luchadora!!) y a Marcos.

A Sergio y Enrique por estar siempre a mi lado, sobre todo en los malos momentos (que los ha habido) empujándome cuando me quedaba “atascada”.

Jenny y Vane (mis nenitas), gracias por ser el punto de apoyo y el pañuelo de lágrimas en los momentos difíciles. Siempre estáis a mi lado.

Dejo para el final a mi familia y a mi pareja, aunque saben que son los primeros. Me han hecho crecer como persona y no sería quién soy ni estaría donde estoy sin ellos. Me han visto trabajar, reír, llorar, han soportado mis migrañas, me han dado fuerzas cuando pensaba que ya no me quedaban...

Pido perdón si me olvido de alguien, pero dentro de mí os llevo igualmente. Esta tesis es un poquito de todos y cada uno. Mil gracias!!!!

Resumen

Este estudio se centra en la caracterización de los aerosoles atmosféricos sobre la región subtropical del Atlántico Norte. El análisis de las propiedades ópticas se realiza fundamentalmente mediante la técnica LIDAR (*Light Detection and Ranging*) y fotometría solar. A través de la inversión de la ecuación del LIDAR a una y a dos capas es posible determinar las propiedades ópticas de los aerosoles. Estos procedimientos se han comparado con datos de reanálisis de simulación de polvo mineral (MACC-II, *Monitoring Atmospheric Composition and Climate-Interim Implementation*) y los perfiles de extinción extraídos con el sensor CALIOP (*Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization*) a bordo del satélite CALIPSO (*Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations*).

Y el otro aspecto relevante de esta Tesis es el estudio de aerosoles en capas altas de la atmósfera, más concretamente en la estratosfera, mediante la técnica LIDAR con el método de la transmitancia y con la inversión Fernald-Klett, para así poder determinar las propiedades ópticas de los aerosoles presentes en dichas capas.

Abstract

This Thesis is focussed on the characterization of atmospheric aerosols in the North Atlantic subtropical region. The analysis carried out in this study involves LIDAR (Light Detection and Ranging) and sun photometry techniques. LIDAR equation can be solved by means of two different approaches: the single layer and the two layers inversion techniques. These two approaches allow us to estimate the optical properties of atmospheric aerosols. We have compared the extinction coefficients profiles using these two techniques with mineral dust reanalysis (MACC-II, Monitoring Atmospheric Composition and Climate-Interim Implementation) and profiles from CALIOP sensor (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) onboard CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations) satellite.

Another relevant aspect of this Thesis is the study of aerosols in high layers of the atmosphere, more specifically in the stratosphere, using the LIDAR technique with the transmittance method and the Fernald-Klett inversion, in order to be able to determine the optical properties of the aerosols present in these layers.

Agradecimientos

Resumen

Abstract

Capítulo 1 Introducción

1.1 Introducción.....	I-3
1.2 Antecedentes y contexto científico del estudio.....	I-5
1.3 Objetivos de la Tesis.....	I-8
1.4 Estructura de la Tesis.....	I-9

Capítulo 2 Fundamentos teóricos

2.1 Introducción.....	II-3
2.2 La atmósfera.....	II-3
2.2.1 Composición.....	II-3
2.2.2 Estructura.....	II-5
2.3 El aerosol atmosférico.....	II-7
2.3.1 Clasificación del aerosol atmosférico.....	II-8
2.3.2 Emisiones de aerosoles a la atmósfera.....	II-10
2.3.3 Tiempos de vida de los aerosoles en la atmósfera.....	II-10
2.3.4 Principales tipos de aerosoles atmosféricos.....	II-13
2.3.5 Efectos de los aerosoles atmosféricos sobre el clima.....	II-15
2.4 Técnicas de teledetección atmosférica.....	II-18
2.5 Propagación de la luz en la atmósfera.....	II-19
2.5.1 La transmitancia y extinción de la luz.....	II-20

Capítulo 3 Instrumentación

3.1 ¿Qué es un LIDAR?.....	III-3
3.1.1 Evolución histórica del LIDAR.....	III-4
3.1.2 Componentes de un LIDAR.....	III-5
3.1.3 Configuración de un LIDAR.....	III-9
3.1.4 Tipos de sistemas LIDAR.....	III-10
3.1.5 Ecuación básica del LIDAR elástico.....	III-12
3.2 LIDAR Micropulsado.....	III-14
3.2.1 Componentes básicos del MPL-3.....	III-16
3.2.2 Instalación del MPL-3.....	III-17

3.2.3 Factores de corrección. Cómo obtener la señal corregida en rango a partir de los datos brutos del MPL-3.....	III-20
3.2.4 Calibraciones del MPL-3.....	III-30
3.3 Fotómetro solar Cimel.....	III-32
Capítulo 4	
4.1 Región de estudio.....	IV-3
4.2 Estaciones de medida.....	IV-7
4.2.1 Observatorio de Santa Cruz de Tenerife (SCO).....	IV-8
4.2.1 Observatorio Atmosférico de Izaña (IZO).....	IV-9
4.3 Metodología.....	IV-11
4.3.1 Detección de nubes.....	IV-13
4.3.2 Elección de la altura de referencia.....	IV-14
4.3.3 Inversión a una capa.....	IV-15
4.3.3.1 Determinación de la altura de la capa límite planetaria.....	IV-16
4.3.3.2 Cálculo de la altura de referencia.....	IV-16
4.3.3.3 Proceso de inversión.....	IV-18
4.3.4 Inversión a dos capas.....	IV-21
4.3.5 Criterios para el control de calidad del proceso de inversión.....	IV-23
4.3.6 Método para localizar capas de aerosoles y errores en capas altas de la atmósfera.....	IV-23
4.3.7 Métodos para el estudio de los aerosoles en capas altas.....	IV-25
Capítulo 5	
5.1 Técnicas de inversión para la caracterización vertical de los aerosoles en la atmósfera.....	V-3
5.2 Comparación de las metodologías de una y dos capas para el cálculo de los perfiles de extinción.....	V-6
5.3 Comparaciones de perfiles de coeficientes de extinción del MPL-3 a una y dos capas, con los perfiles del MACC-II y CALIOP mensuales entre los años 2007 y 2008.....	V-19

Capítulo 6

6.1 Observaciones del aerosol estratosférico producido por el volcán Nabro.....VI-4
 6.2 Observaciones del aerosol en la alta troposfera-estratosfera procedente de incendios..... VI-27

Capítulo 7 Conclusiones

7.1 Conclusiones.....VII-3
 7.2 Líneas futuras de investigación.....VII-5

Anexo I.....i-3
 Anexo II.....ii-3
 Referencias.....iii-3
 Contribuciones científicas.....iv-3
 Lista de figuras.....v-3
 Lista de tablas.....vi-3
 Lista de acrónimos.....vii-3

Capítulo 1

Introducción

1.1 Introducción

La tendencia observada en la evolución del clima en la Tierra ha provocado desde hace tiempo una enorme preocupación en la comunidad científica, lo cual ha dado como resultado una ingente tarea desarrollada por los grupos de trabajo del Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (*Intergovernmental Panel on Climate Change*, IPCC) fundado en 1988 (IPCC, 1988). A lo largo de todos estos años de investigación, el avance en el conocimiento de los procesos vinculados con el cambio climático ha sido de gran relevancia, pero siguen existiendo enormes incertidumbres relacionadas con el forzamiento radiativo de los aerosoles y su papel dentro del balance energético del sistema climático. Teniendo en cuenta el quinto, y hasta el momento, último informe del IPCC (2014), las interacciones entre los aerosoles (aerosol-radiación) y las nubes (aerosol-nube) constituyen la mayor incógnita en las proyecciones climáticas, dando como resultado una mayor incertidumbre en el balance energético terrestre.

Las diversas propiedades de los aerosoles, como el tamaño, composición, morfología, etc., son las que determinan los efectos que van a producir en la atmósfera y el clima. Sus propiedades ópticas son muy importantes en los efectos que los aerosoles tienen en la atmósfera (Buseck and Schawartz, 2003), siendo las principales responsables del impacto que éstos provocan sobre el clima.

Debido a su cercanía a las zonas fuente más importantes de polvo mineral, sumado a su compleja orografía, que permite la presencia de estaciones de medida capaces de caracterizar la naturaleza de los aerosoles en los cruciales primeros kilómetros de la atmósfera, la región subtropical del Atlántico Norte, concretamente las Islas Canarias, es una zona estratégica para el estudio de aerosoles, particularmente los de origen mineral. Es, además, una localización clave para analizar la atmósfera subtropical tanto en condiciones limpias o *background* como en presencia de la llamada capa de aire sahariño (*Saharan Air Layer*, SAL).

El polvo mineral es uno de los componentes principales de la carga total de aerosoles en la atmósfera, representando un 75% de los aerosoles globales inyectados en la misma (Mona et al., 2012; Papayannis et al., 2012). El polvo mineral emitido desde el Sahara, Sahel

y regiones cercanas, contribuye en más de la mitad a las emisiones globales de este tipo de aerosol (IPCC, 2014). Además de su importante contribución a la carga total de aerosoles en columna, el transporte transoceánico de grandes cantidades de polvo tiene un impacto más que reseñable sobre el clima (Prospero and Carlson, 1970; Carlson and Prospero, 1972) y distintos procesos biológicos (Yu et al., 2015), a su llegada al continente americano. Es bien conocido su efecto como potente fertilizante en la cuenca amazónica, así como su importancia como micronutriente del fitoplancton oceánico (Kauffman et al., 2005). Muchos estudios afirman que el aerosol mineral juega también un papel muy importante como núcleos de condensación del hielo (Sassen et al., 2003; DeMott et al., 2003; Gong et al., 2010) que afecta las propiedades de las nubes y tiene por tanto un gran impacto en el clima (Murray et al., 2012).

Los aerosoles atmosféricos poseen una distribución global altamente variable, estando presente tanto en la troposfera como en la estratosfera (Schröder et al., 2002). Sin embargo, son minoritarios los estudios de caracterización en la troposfera libre, la tropopausa o en la estratosfera. Es de primordial interés el estudio de los aerosoles en capas altas de la atmósfera, como la alta troposfera y la estratosfera (Robock 2000), ya que en ocasiones los aerosoles son inyectados a estas capas ya sea mediante fuentes naturales como las erupciones volcánicas o mediante quema de biomasa provocada por grandes incendios. A diferencia de las partículas que permanecen en las capas más bajas, estos aerosoles pueden tener tiempos de residencia en la atmósfera de entre 1 a 3 años aproximadamente. Debido a ello, este tipo de aerosoles pueden tener un gran impacto en el clima y en la temperatura global de la superficie de la Tierra (McCormick et al., 1995). Además, pueden viajar largas distancias recorriendo prácticamente todo el globo terráqueo. Se hace necesario por tanto el seguimiento global de los aerosoles en la estratosfera. En particular, el seguimiento mediante técnicas LIDAR (*Light Detection and Ranging*) desde bases terrestres ha demostrado ser una herramienta potente desde 1974 (McCormick and Fuller 1975; Shaw 1975; Wandinger et al., 1995; Di Girolamo et al., 1996).

Por todo ello se puede entender la importancia del estudio de los aerosoles en la atmósfera, con el fin de conocer sus propiedades

ópticas y su distribución vertical en la misma. En la presente Tesis abordaremos esta tarea utilizando dos tipos de sensores, uno activo y otro pasivo: un LIDAR micropulsado y fotómetros solares, respectivamente.

1.2 Antecedentes y contexto científico del estudio

El estudio de los aerosoles tiene gran relevancia dentro de los estudios climáticos ya que afectan al balance energético terrestre. Si bien es cierto que durante las últimas décadas se ha avanzado en la investigación del efecto de los aerosoles en la zona subtropical del Atlántico Norte, hay que reconocer que quedan ciertas incertidumbres por resolver. Veamos algunos ejemplos:

- La presencia de diferentes aerosoles en la atmósfera real hace que aumente la incertidumbre al estudiar las propiedades ópticas de estos en los sistemas LIDAR elásticos, ya que se suele estimar un valor denominado lidar ratio (LR) independiente de la altura o rango. Se trata de una magnitud que proporciona una importante información sobre el tipo de aerosol, al relacionar los coeficientes de extinción y de retrodispersión de los aerosoles. Por lo tanto, se pueden esperar errores considerablemente más altos en caso de distribuciones de aerosoles complejos, como la presencia de diferentes capas de aerosol atmosférico, al considerar el LR independiente del rango o altura.
- En el estudio de los aerosoles de las capas altas, (alta troposfera y estratosfera) nunca se ha determinado con los sistemas LIDAR elásticos el valor del LR, pudiendo ser importante para la investigación de los tipos de aerosoles que existen en esas capas.

En la Tabla 1.1 se muestra una recopilación de los estudios sobre la caracterización vertical de aerosoles atmosféricos realizados en Canarias. Se puede observar que no existen estudios previos donde se utilicen diferentes valores de LR que incorporen información sobre la

distribución vertical de los aerosoles en este tipo de sistema LIDAR elásticos. Los únicos trabajos en la literatura que incorporan esta importante información son los publicados por Córdoba-Jabonero y otros autores, en 2011 y 2016, donde se utiliza un LR teórico y otro determinado experimentalmente a partir de datos recogidos en Santa Cruz de Tenerife, además de una modificación del método de inversión de la ecuación del LIDAR diferente a la propuesta en este trabajo.

Tabla 1.1. Trabajos previos sobre caracterización de la estructura vertical de aerosoles en la zona de estudio.

Autores	Hallazgos
Powell et al. (2000)	Mediante un LIDAR elástico, caracterizaron temporal y espacialmente la distribución vertical de aerosoles de la región de estudio (Las Galletas, Tenerife), dando particular importancia a las intrusiones de polvo sahariano durante junio y julio de 1997, obteniendo diferentes perfiles de extinción y un valor de LR constante para todo el rango y determinado experimentalmente. Se concluyó que este tipo de LIDAR permite la monitorización de intrusiones de polvo sahariano, así como de eventos de contaminación antropogénica.
Díaz et al. (2005)	Mediante un LIDAR de dos canales, uno de ellos elástico en el visible, y no teniendo medidas continuas en el tiempo, estudiaron la estructura vertical de las invasiones de polvo mineral sobre las Islas Canarias durante 2004. Obtuvieron distintos perfiles verticales de coeficientes de retrodispersión, pero no se determinaron los valores de LR.
Sicard et al. (2009)	Se realizaron intercomparaciones entre diferentes tipos de sistemas LIDAR de la red SPALINET (<i>Spanish Lidar Network</i>), donde se compararon las señales de retrodispersión corregidas en rango en los casos que estuvieran midiendo la misma atmósfera, es decir, en los mismos lugares dentro de la red, como por ejemplo, los sistemas LIDAR de la Laguna y de Santa Cruz de Tenerife. Se demostró la necesidad de realizar medidas para lograr una mejor estimación del

- LR, que es el desconocido más crítico en la inversión del LIDAR elástico.
- Córdoba-Jabonero et al. (2011) Se realiza el seguimiento de una pluma de polvo sahariano y se mide la estructura vertical de la atmósfera en Santa Cruz de Tenerife, Arenosillo y Granada con distintos sistemas LIDAR. Para el LIDAR de Santa Cruz de Tenerife, que es elástico, se introduce un valor teórico de LR para la capa límite marina y otro hallado de forma experimental para la troposfera libre, y se estudian los coeficientes de extinción mediante dos tipos de escenarios, un escenario mixto (aerosol marino más polvo desértico) y otro en condiciones de polvo desértico.
- Sawamura et al. (2012) Tras la erupción del volcán Nabro, se obtienen diferentes valores de espesor óptico de aerosoles (AOD) y LR para los aerosoles de la capa estratosférica, donde intervienen diferentes sistemas LIDAR en diversos lugares del planeta. Con respecto al valor obtenido por el LIDAR de Santa Cruz de Tenerife, sólo se calcula el valor de AOD de la capa, pero no el del LR.
- Córdoba-Jabonero et al. (2014) Utiliza como restricción los diferentes AOD obtenidos por los fotómetros de Izaña (Tenerife) o de Santa Cruz de Tenerife dependiendo del escenario de estudio. En el caso de escenario puro de polvo, se utiliza como restricción para la inversión el AOD dado por el fotómetro de Izaña y en el escenario de tipo mixto utiliza el de Santa Cruz de Tenerife.
- Cuevas et al. (2015) Se obtienen los perfiles de extinción y un valor de LR constante para todo el rango, para obtener la distribución vertical de aerosoles en Santa Cruz de Tenerife, distribuidos en cinco periodos de estudio.
- Córdoba-Jabonero et al. (2016a) Se hace un estudio de los diferentes LR obtenidos para un LIDAR elástico, en la estación de Izaña en condiciones de troposfera libre. Bajo intrusiones de polvo sahariano se analizan estos valores donde se observa una variación estacional. En ocasiones estos valores aumentan considerablemente debido a la

contaminación por partículas de quema de biomasa procedentes del Sahel durante la estación de invierno. Los resultados de LR para condiciones de intrusiones de polvo en Izaña le permitieron modificar la inversión de la ecuación del LIDAR y obtener un valor de LR similar al obtenido por otros autores bajo condiciones de intrusiones de polvo.

Córdoba-Jabonero et al. (2016b) De las medidas del LIDAR elástico localizado en Santa Cruz de Tenerife se obtienen coeficientes de extinción y valores de LR con una modificación en la inversión de la ecuación del LIDAR bajo condiciones de intrusiones de polvo sahariano.

Córdoba-Jabonero et al. (2017) En este trabajo se determinan los LR y el espesor óptico de nubes tipo *Cirrus* con diferentes tipos de sistemas LIDAR; uno de ellos es un LIDAR elástico. Para determinar dicho espesor óptico se utiliza el denominado método de la transmitancia (Platt, 1973; Young, 1995; Chen et al., 2002; Platt et al., 2002).

1.3 Objetivos de la Tesis

El propósito final de la Tesis es la propuesta de una mejora en la metodología aplicada en estudios previos sobre la caracterización de la estructura vertical de aerosoles sobre la región subtropical oriental del Atlántico Norte. Para cumplir este propósito será necesario alcanzar previamente una serie de objetivos específicos, que son los siguientes:

Objetivo específico 1. Caracterización de la estructura vertical de aerosoles mediante la inversión a una capa.

Objetivo específico 2. Caracterización de la estructura vertical de aerosoles mediante la inversión a dos capas.

Objetivo específico 3. Estudio de capas altas (niveles cerca de estratosfera) de aerosoles.

Para la consecución del objetivo específico 1, se utilizarán medidas de un LIDAR micropulsado versión 3 (MPL-3) y de un

fotómetro (Cimel CE-318), se invertirá su señal y se implementará un sistema automático de inversiones a una capa. Se compararán los coeficientes de extinción con las medidas obtenidas por el sensor LIDAR CALIOP (*Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization*), a bordo del satélite CALIPSO (*Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations*), y los datos del reanálisis de la simulación de polvo MACC-II (*Monitoring Atmospheric Composition and Climate - Interim Implementation*).

Para la obtención del objetivo específico 2, se invertirán las señales LIDAR pero a dos capas, con lo cual se espera obtener una mejor caracterización de la atmósfera. Esto nos va a permitir determinar con mayor precisión qué tipos de aerosoles hay presentes en la estructura vertical de la atmósfera sobre la región subtropical oriental del Atlántico Norte. Cabe destacar que este tipo de análisis nunca ha sido realizado con anterioridad sin antes imponer valores de LR obtenidos en la bibliografía para determinados aerosoles. Se compararán los coeficientes de extinción dados por el MPL-3 a una y dos capas. También se realizará una comparativa con los resultados obtenidos con CALIPSO y MACC-II.

Por último, para la consecución del objetivo específico 3, se utilizará el método de la transmitancia (Platt, 1973; Young, 1995; Chen et al., 2002; Platt et al., 2002) combinado con la inversión Fernald-Klett (Fernald et al., 1972; Fernald 1984; Klett, 1981 and 1985) para determinar qué tipo de aerosoles hay en capas altas de la atmósfera, nunca antes determinado en las Islas Canarias con un LIDAR elástico.

1.4 Estructura de la Tesis

Esta Tesis se organiza y estructura en 7 capítulos:

Capítulo 1. *Introducción.* Se presenta una breve introducción sobre la importancia de estudiar los aerosoles y la caracterización de la estructura vertical de los mismos en las Islas Canarias. A continuación, se presentan los antecedentes y contexto científico del estudio, así como los objetivos que se pretenden conseguir en esta Tesis. Por último, se expone la forma en la que se estructura este trabajo.

Capítulo 2. *Fundamentos teóricos.* Se centra en los fundamentos teóricos básicos necesarios para un mejor entendimiento del trabajo que se presenta. Se describirá la estructura de la atmósfera y sus capas. Seguidamente se expondrán los principales tipos de aerosoles atmosféricos, su clasificación, propiedades y efectos sobre el clima. A continuación se mostrarán brevemente las diferentes técnicas utilizadas en detección remota de los aerosoles atmosféricos. Por último, se comentará cómo se ve afectada la luz cuando atraviesa la atmósfera.

Capítulo 3. *Instrumentación.* Se presentará una descripción de los instrumentos que intervienen en las medidas utilizadas para el desarrollo de esta Tesis, así como el mantenimiento de la instrumentación, calibraciones y protocolo de medidas.

Capítulo 4. *Área de estudio y Metodología.* Se comenzará describiendo la región de estudio. Luego se presentará una breve descripción de la ubicación de los lugares de medida para terminar detallando los métodos utilizados para el estudio y consecución de los objetivos de la Tesis.

Capítulo 5. *Inversión a una y dos capas.* Se realizará una comparativa de las inversiones del coeficiente de aerosoles extraído con datos MPL-3 siguiendo las metodologías a una y dos capas en el periodo 2007-2016, así como una comparación en el periodo 2007-2008 de dichas inversiones con perfiles del coeficiente de extinción proporcionados por CALIOP y MACC-II.

Capítulo 6. *Estudio de las capas altas de aerosoles en la atmósfera.* Este capítulo estará dedicado al estudio de diferentes episodios, ya sean provocados por la erupción de un volcán o por incendios, que han dado lugar a la aparición de capas altas de aerosoles que han recorrido grandes distancias.

Capítulo 7. *Conclusiones.* Este capítulo cierra esta Tesis y es donde se mostrarán los hallazgos más relevantes de este trabajo y las futuras líneas de investigación.

Capítulo 2

Fundamentos teóricos

2.1 Introducción

El objetivo de este capítulo es proporcionar la información teórica básica que puede ser útil como referencia para poder entender los diferentes aspectos que se estudiarán en esta Tesis.

Se hará una descripción de la atmósfera terrestre, su composición y capas atmosféricas en las que está dividida. A continuación se mostrará la clasificación y propiedades de los distintos aerosoles presentes en la atmósfera y por último se describirá los diferentes mecanismos que intervienen en la propagación de un haz de luz en la atmósfera.

2.2 La atmósfera

La atmósfera es una capa gaseosa relativamente fina que rodea a la Tierra. Tiene un papel esencial en el equilibrio energético de la Tierra porque controla la cantidad de radiación que llega al suelo y la radiación terrestre liberada al espacio. Está formada por una mezcla de gases y partículas sólidas y líquidas en suspensión, que permanecen sujetas a la superficie terrestre por la fuerza de la gravedad. El 50% de la masa total del aire se encuentra por debajo de los 5 km, las dos terceras partes de la misma por debajo de los 10 km y por encima de los 60 km no queda más que una milésima parte, siendo las capas inferiores mucho más densas que la superior (Barry and Chorley, 1999; Cuadrat and Pita 2004).

La atmósfera posee una composición uniforme en los primeros niveles y muestra una estructura en capas de características bien definidas, que a continuación detallamos.

2.2.1. Composición

La composición gaseosa de la atmósfera ha ido cambiando a lo largo de millones de años en la misma medida en que ha evolucionado la geografía terrestre. En la actualidad, la atmósfera de la Tierra se compone principalmente de tres gases: el nitrógeno, el oxígeno y el argón, que constituyen el 99,95% del volumen atmosférico.

Las observaciones realizadas mediante cohetes demuestran que estos gases se encuentran mezclados en una proporción notablemente constante hasta los 80 km de altura (Barry and Chorley, 1999) razón por la cual se les denominan permanentes. Sin embargo, el papel esencial en los fenómenos del tiempo recae en los aerosoles y en los gases variables, en particular, el vapor de agua, dióxido de carbono y ozono. La concentración del vapor de agua varía desde un 5% en volumen de aire cerca del suelo en las regiones ecuatoriales, hasta casi desaparecer por encima de los 10 o 12 km. El dióxido de carbono se ha mantenido en equilibrio y en cantidades reducidas, pero se ha llegado a la conclusión de que cada año aumenta por razones antrópicas. El ozono, la envuelta protectora que absorbe casi todas las radiaciones ultravioletas solares, se sitúa entre 15 y 35 km, con una franja de máxima densidad entre los 20 y 25 km. Los aerosoles se encuentran presentes desde la superficie, llegando hasta grandes alturas en la atmósfera, incluso alcanzando la estratosfera.

Las proporciones de todos ellos se recogen en la Tabla 2.1:

Tabla 2.1. Composición media de la atmósfera seca por debajo de los 80 km. (Barry and Chorley, 1999; Cuadrat and Pita 2004; Kovalev and Eichinger, 2004).

Permanentes		Variables	
Componentes	Volumen % (aire seco)	Componentes	Volumen % (aire seco)
Nitrógeno	78.08	Vapor de agua	0-0.04
Oxígeno	20.95	Dióxido de carbono	0.031
Argón	0.93	Ozono	$0.001 \cdot 10^{-4}$
Dióxido de Carbono	0.033	Dióxido sulfúrico	$0.001 \cdot 10^{-4}$
Neón	$18.18 \cdot 10^{-4}$	Dióxido de nitrógeno	$0.004 \cdot 10^{-4}$
Helio	$5.24 \cdot 10^{-4}$	Amonio	$0.0005 \cdot 10^{-4}$
Metano	$1.5 \cdot 10^{-4}$	Óxido nítrico	$0.00005 \cdot 10^{-4}$
Criptón	$1.14 \cdot 10^{-4}$	Sulfuro de hidrógeno	
Hidrógeno	$0.5 \cdot 10^{-4}$		
Óxido nitroso	$0.27 \cdot 10^{-4}$		
Xenón	$0.089 \cdot 10^{-4}$		
Monóxido de carbono	$0.05-0.2 \cdot 10^{-4}$		

2.2.2. Estructura

La división de la atmósfera en capas horizontales puede atender a diversos criterios, entre los que destacan la modificación que se produce en la composición del aire con la altitud y la evolución de las temperaturas por dichas causas. En este trabajo nos centraremos en la estructura de la atmósfera según el perfil vertical de temperatura (Figura 2.1).

Existen cinco capas principales dentro de la atmósfera; desde la más externa hacia la más cercana a la superficie terrestre se dividen en: exosfera, termosfera, mesosfera, estratosfera y troposfera. Dentro de la troposfera se encuentra la capa límite planetaria (*Planetary Boundary Layer*, PBL) (Figura 2.2); esta capa es muy importante ya que está directamente afectada por la interacción con la superficie.

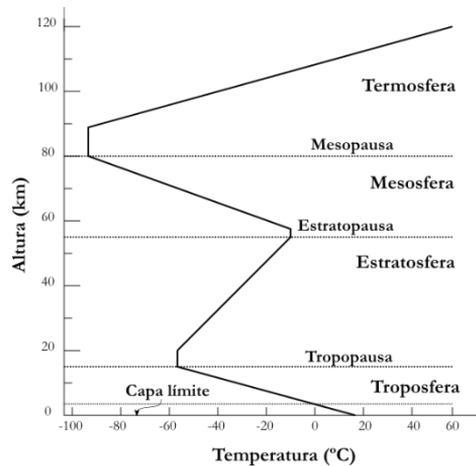


Figura 2.1. Estructura térmica vertical de la atmósfera.

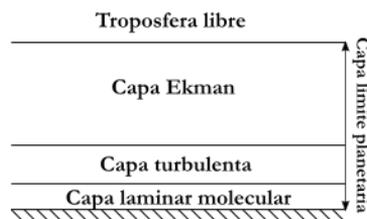


Figura 2.2. Estructura de la capa límite planetaria (adaptación de la figura de Cuadrat and Pita 2004).

A continuación, se describen las capas anteriormente citadas, y nos centraremos en las más cercanas a la superficie terrestre por ser nuestro objeto de estudio (Barry and Chorley, 1999; Cuadrat and Pita 2004; Kovalev and Eichinger, 2004).

- Exosfera: es la parte de la atmósfera más alejada de la superficie terrestre donde las moléculas con suficiente energía pueden escapar a la atracción gravitatoria. El límite inferior de esta capa se suele tomar en torno a los 500 km.
- Termosfera: se sitúa encima de la mesopausa (mesosfera) y es una capa que se caracteriza por las altas temperaturas, resultado de la absorción de la radiación de onda corta por parte de nitrógeno y oxígeno.
- Mesosfera: se extiende desde la estratopausa (estratosfera) hasta la mesopausa, situada a unos 80-90 km aproximadamente. En esta capa la temperatura disminuye con la altura hasta la mesopausa, donde se alcanza la temperatura más fría de la atmósfera (-80°C a -90°C).
- Estratosfera: se extiende desde la tropopausa (troposfera) hasta aproximadamente 50 km de altitud. Hasta los 30-35 km sus valores térmicos se incrementan moderadamente, casi constantes; por encima, el ozono absorbe radiación solar ultravioleta y parte de la radiación visible o infrarroja creando una verdadera capa caliente, con temperaturas de entre 0°C y 10°C, que culmina en la capa superior de la estratosfera conocida como estratopausa. Son frecuentes en esta región los vientos fuertes.
- Troposfera: es la capa más próxima a la superficie terrestre y la de mayor importancia para el hombre y el medio ambiente, porque en su interior tienen lugar prácticamente todas las manifestaciones del tiempo. Encierra el 80% de la masa molecular y la mayor parte del vapor de agua, dióxido de carbono y aerosoles; por ello es el dominio de numerosos fenómenos meteorológicos que aquí se forman. La extensión de la troposfera es pequeña comparada con la altura total de la atmósfera: se extiende desde la superficie hasta una zona que culmina bien con una inversión de temperatura o con una zona isoterma con la altura, denominada tropopausa (límite entre esta capa y la siguiente). Su altura es variable en el tiempo y en el espacio dependiendo de la época del año (mayor en verano que

en invierno) y de la altitud (mayor en el ecuador que en los polos) por lo general se sitúa entre 5 y 18 km. La troposfera se caracteriza por una disminución casi lineal de la temperatura con la altura y una rápida mezcla vertical.

La PBL es una subcapa de la troposfera. La actividad humana afecta directamente a esta capa, que se extiende desde la superficie hasta una altura típica de 1-2 km (aunque su extensión es altamente variable dependiendo de las condiciones atmosféricas y las características de la zona). Dicha capa tiene un alto interés científico y es muy estudiada (Hayden et al., 1997; Hägeli et al., 2000). Stull (1988) define la PBL como “*la parte de la troposfera que está directamente influenciada por la presencia de la superficie de la Tierra y responde a los forzamientos superficiales en una escala de horas o incluso inferior*”. Debido a los movimientos turbulentos (mezcla turbulenta del aire) y convectivos (elevación convectiva de burbujas de aire al calentarse) cerca de la superficie, las emisiones en la misma se mezclan en la PBL en escalas de tiempo de una hora (Kovalev and Eichinger, 2004). Por lo general, la estructura vertical de la PBL puede dividirse en varios niveles (Figura 2.2): 1º una capa laminar molecular en contacto con la superficie, de unos milímetros de espesor, caracterizada por los efectos de viscosidad superficial; 2º una capa turbulenta de varias decenas de metros de espesor, caracterizada por la turbulencia del aire y 3º) la llamada capa Ekman, donde se manifiesta la fuerza de Coriolis sobre el viento.

Por encima de la PBL se encuentra la troposfera libre (*Free Troposphere*, FT), no afectada por los fenómenos superficiales, que constituye el resto de la troposfera, con aire más limpio y menos denso.

2.3 El aerosol atmosférico

Los aerosoles atmosféricos se definen en su forma más simple como las partículas sólidas o líquidas suspendidas en un gas (Seinfeld and Pandis, 2006). El origen de estas partículas puede ser natural o antropogénico. La atmósfera contiene partículas cuyos tamaños pueden variar desde ligeramente mayor que el de las moléculas hasta varios

milímetros. Los aerosoles siempre están presentes en la atmósfera y muestran concentraciones altamente variables.

2.3.1 Clasificación del aerosol atmosférico

El aerosol atmosférico se puede clasificar según diferentes criterios: por su mecanismo de formación, origen, composición química o tamaño, entre otras propiedades.

- Desde el punto de vista del origen o fuente, los aerosoles se pueden catalogar como naturales (cenizas volcánicas, esporas, polen, sal marina, polvo natural, etc.) y antropogénicos, es decir,
- derivados de la actividad humana (humo de chimeneas, partículas minerales surgidas de procesos industriales, etc.) (Seinfeld and Pandis, 2006).
- Según el mecanismo de formación, las partículas primarias son las emitidas directamente a la atmósfera desde la fuente de emisión y las secundarias cuando se generan por los procesos de conversión gas-partícula. Dicha conversión se basa en la nucleación homogénea (implicando sólo precursores gaseosos) y por nucleación heterogénea (reacción de gases con fases líquidas y sólidas) (Warneck, 1988; Seinfeld and Pandis, 2006). En un estudio realizado por Whitby (1978), se estima que un 95% de la masa de aerosol producida se condensa en partículas existentes. En el caso de áreas urbanas (Whitby, 1980) se concluye que el 20% de la masa transformada por la conversión gas-partículas se utiliza para la formación de nuevas partículas, y el 80% se condensa en las partículas existentes. Los gases presentes en estos procesos son el dióxido de azufre, el dióxido de nitrógeno e hidrocarburos (Whitby, 1978; Whitby 2007).
- Por la composición química, los componentes químicos predominantes de los aerosoles son: sulfato, nitrato, amonio, sal marina, polvo mineral (principalmente arcillas, silicatos, carbonatos y óxido de hierro), materia orgánica, carbono elemental etc. Además, también están presentes elementos traza (cadmio, níquel, vanadio entre otros) (Mészáros, 1999).

- Atendiendo a la distribución de tamaño. El tamaño de los aerosoles puede oscilar entre unos pocos nanómetros (nm) hasta unas decenas de micrómetros (μm) (Seinfeld and Pandis, 2006). Whitby (1978) señaló que la distribución de tamaños de los aerosoles atmosféricos consiste en modos (picos en la distribución) que pueden ser descritos por diferentes funciones y estos modos tienen composiciones químicas distintas debido a sus diferentes fuentes (Hidy, 1994; Seinfeld y Pandis, 2006).

Considerando que el radio, r , de las partículas (esféricas) está comprendido en el intervalo $(r, r+dr)$, el número de partículas en ese intervalo, será dN . Por lo tanto, la distribución de tamaño de número ($n(r)$) y de volumen ($v(r)$) se pueden expresar respectivamente según las siguientes expresiones:

$$n(r) = \frac{dN}{d \ln r} \quad 2.1$$

$$v(r) = \frac{dV}{d \ln r} = \frac{4\pi}{3} r^3 \frac{dN}{d \ln r} \quad 2.2$$

Es posible la modelización de la distribución de tamaños mediante aproximaciones matemáticas, surgiendo las distribuciones de tipo Junge, Junge modificada, Gamma o log-normal, entre otras.

En cuanto a su clasificación siguiendo los modos de la distribución de volumen, se suelen clasificar en:

- Modo de nucleación: el rango de tamaño es de 1-20 nm. Están formados por gases de nucleación homogéneos. Tienden a tener concentraciones altas cerca de sus fuentes o justo después de su formación (Seinfeld and Pandis, 2006).
- Modo Aitken: cubre el rango desde 20 a 100 nm. Las partículas de este modo pueden tener un origen primario o secundario. Las partículas del modo Aitken suelen tener una contribución mayoritaria en las áreas continentales, cuando la concentración del número total de partículas se encuentra en el rango de tamaño mayores de 50 nm (Tunved et al., 2003).

- Modo de acumulación: los rangos de tamaños varían entre 100-1000 nm. Este modo está formado por la conversión de gas-partícula a través de reacciones químicas y por la condensación de especies secundarias (sulfato, nitrato, amonio y compuestos orgánicos) sobre partículas preexistentes, así como coagulaciones con partículas del modo nucleación y de Aitken.
- Modo de partículas gruesas: estas partículas son mayores de 1000 nm. La mayoría de estas partículas son de origen primario, como la sal marina o materia mineral.

El modo de nucleación y el modo Aitken forman el grupo de partículas denominadas partículas ultrafinas (Wehner and Wiedensohler, 2003; Rodríguez et al., 2007), mientras que el modo de nucleación, el modo del Aitken y el modo de acumulación dan lugar a las llamadas partículas finas.

2.3.2 Emisiones de aerosoles a la atmósfera

Las emisiones a escala global de aerosoles que llegan a la atmósfera anualmente son entre $2428 \cdot 10^6$ y $4874 \cdot 10^6$ toneladas de aerosoles de diámetro menores que $2.5 \mu\text{m}$, de las cuales entre $962 \cdot 10^6$ y $2030 \cdot 10^6$ toneladas (Brasseur et al., 1999) poseen un diámetro menor que $1 \mu\text{m}$ (aproximadamente el 40%). Las emisiones procedentes de fuentes naturales duplican a las de origen antropogénico. Dentro de las emisiones de origen natural destacan los aerosoles primarios, particularmente las de material mineral y marino. En las emisiones de origen antropogénico existe un equilibrio entre las emisiones primarias y secundarias (IPCC, 1996; Brasseur et al., 1999; IPCC, 2001; Brasseur et al., 2003).

2.3.3 Tiempos de vida de los aerosoles en la atmósfera

Tras la emisión o formación de los aerosoles en la atmósfera, su extracción de la misma se produce por los mecanismos de eliminación de los aerosoles, que son principalmente dos: deposición seca en la superficie terrestre y deposición húmeda mediante precipitación, cuya eficacia depende esencialmente del diámetro, composición química y propiedades termodinámicas de las partículas. Estos tipos de mecanismos son los responsables de que los aerosoles tengan tiempos

de residencia cortos en la troposfera, desde unos pocos minutos hasta unas semanas.

El tiempo de residencia posee una relación inversa con el tamaño de la partícula:

- en el modo de nucleación la vida es muy reducida, de unas horas, debido a su rápida transformación al modo Aitken.
- en las partículas gruesas el tiempo de vida incrementa al disminuir el diámetro y va desde unas horas (diámetros mayores de 20 μm) hasta unos 2-4 días (diámetros entre 2-3 μm).
- en el modo de acumulación y el límite superior del modo Aitken los aerosoles presentan el mayor tiempo de residencia en la atmósfera (Mészáros, 1999). Las partículas minerales de origen africano constituyen una excepción a este caso, debido a que en términos de masa su granulometría es mayoritariamente gruesa, pudiendo recorrer grandes distancias, siendo capaz de llegar hasta el continente americano (Prospero and Carlson, 1972; Prospero et al., 1981; Prospero et al., 1987; Prospero 1996; Prospero, 1999; Prospero 2003). Este tipo de transporte se produce en la troposfera libre, que se ve favorecido por el aumento de velocidad del viento con la altura y por la menor incidencia en altura de procesos de lavado de las masas de aire (Prospero, 1999).

La vida media de las partículas también depende de su composición química, pero se ve influenciada mayormente por el carácter higroscópico de las mismas, (Horvath, 1998):

- en los modos de acumulación y grueso, los aerosoles actúan como eficientes núcleos de condensación debido a que contienen una fracción soluble en agua, y es por lo tanto que uno de los mecanismos de eliminación de la atmósfera sea la deposición húmeda.
- en el modo Aitken, la vida media se considera similar a la del agua, aproximadamente de unos 10 días (Pósfari and Molnár, 2000).

Las propiedades termodinámicas también pueden afectar al tiempo de vida medio de los aerosoles en la atmósfera. La distribución entre la fases sólida y gaseosa de especies químicas dependen de la temperatura y humedad relativa. Este hecho es importante por ejemplo en el sulfato amónico, que presenta una elevada estabilidad en la atmósfera, y, por lo tanto, también lo es su tiempo de vida medio, utilizándose como trazador de transporte a larga distancia (Warneck, 1988; Mészáros, 1999; Seinfeld and Pandis, 2006).

Existe una expresión analítica para el tiempo de residencia de los aerosoles en la atmósfera que nace a raíz de estudios experimentales.

Dicha expresión relaciona dicho tiempo con el radio de los aerosoles (Jaenicke, 1980) y es la que se muestra a continuación:

$$\frac{1}{t_{res}} = \frac{1}{C_F} \left(\frac{r}{R}\right)^2 + \frac{1}{C_D} \left(\frac{r}{R}\right)^{-2} + \frac{1}{t_{hum}} \quad 2.3$$

donde t_{res} es el tiempo de residencia, C_F y C_D son constantes, r es el radio de la partícula, $R= 0.3 \mu\text{m}$ es el radio estándar y t_{hum} es el tiempo límite de permanencia en la atmósfera debida a mecanismos de deposición húmeda. Como resultado, se obtiene que las partículas pequeñas (menores de $0.1 \mu\text{m}$) tienen un tiempo de residencia corto, las partículas relativamente grandes ($0.1\text{-}10 \mu\text{m}$) tienen mayor tiempo de vida, pero este tiempo de residencia se reduce debido a la deposición húmeda. Las partículas grandes tienen tiempos de vida pequeños debido a su peso y al efecto de la deposición seca.

Cabe destacar que las partículas que llegan a la estratosfera o las que se generan allí (conversión gas-partícula) pueden llegar a tener tiempos de vida entre los dos y tres años (Jaenicke, 1980). Ejemplos de grandes erupciones volcánicas de los últimos tiempos como las El Chichón en 1982, y el Pinatubo en 1991, dieron lugar a grandes nubes de aerosol que se distribuyen globalmente, con espesores ópticos que rebasaron ampliamente el aerosol natural de fondo. Estos efectos duraron varios meses, pero el tiempo real que necesitó la estratosfera y el sistema climático para volver a las condiciones de fondo fue de varios años. Con una inyección de 30 Tg de aerosol, la erupción del Pinatubo en 1991 ha sido la mayor del siglo XX y ha supuesto un incremento en los niveles de aerosol estratosférico que fueron evidentes durante al menos dos años (Olmo and Alados-Arboledas, 1995).

Las nubes o plumas de humo producidas por incendios pueden ser también inyectadas en la troposfera libre y pueden ser fácilmente transportadas por las masas de aire alrededor del planeta y presentando grandes tiempos de residencia en la atmósfera (Andreae, 1991; Freitas et al., 2007; Seinfeld and Pandis, 2016; Guerrero-Rascado et al., 2010, 2011).

2.3.4 Principales tipos de aerosoles atmosféricos

A continuación se exponen los principales tipos de aerosoles (Figura 2.3) que se encuentran en la atmósfera y sus características principales.

Aerosol mineral

Las fuentes de los aerosoles minerales son principalmente de origen natural, ya que se encuentran en desiertos y zonas continentales. Los procesos erosivos que tienen lugar en estas zonas juegan un papel fundamental en su proceso de formación, ya que son capaces de degradar y dispersar el material que los forma. Al emitirse estas partículas directamente a la atmósfera, su origen se considera primario. La composición del aerosol mineral es variable de una región a otra según las características y composición de los suelos. Normalmente, está constituido por calcita, cuarzo, dolomita, arcillas (caolinita, illita, etc.), feldespatos y en menor proporción sulfato cálcico y óxidos de hierro entre otros (Glaccum and Prospero, 1980; Schütz and Sebert, 1987; Adedokun et al., 1989; Avila et al., 1997; Canquineau et al., 1998; Formenti et al., 2003; Linke et al., 2006, Kandler et al., 2007; Chou et al., 2008). Como ejemplo, exponemos los valores y composición mayoritaria del tipo de aerosol encontrado en un estudio llevado a cabo en Izaña (Tenerife, Islas Canarias) bajo diferentes intrusiones de polvo africano, donde se determinó que la mayoría de partículas eran de origen mineral con un 64% en volumen de silicatos, un 6% de cuarzo, un 14% de sulfatos y un 5% de calcio (Kandler et al., 2007).

El origen antropogénico es otra fuente de este tipo de aerosoles (construcción, fabricación de cementos y cerámicas, minería, etc.) (Querol et al., 2001).

Aerosol Marino

Los aerosoles marinos, al igual que las partículas minerales, son en su mayoría de origen natural y son emitidos directamente a la atmósfera desde los mares y océanos mediante perturbaciones mecánicas, dando lugar a los aerosoles marinos primarios. Este tipo de partículas se forma bien por la ruptura de burbujas de aire que alcanzan la superficie de los océanos o bien por la agitación de la superficie de

los mares y océanos por acción del viento. Los aerosoles marinos secundarios están principalmente en forma de sulfatos, especies orgánicas, etc., formados por conversión de gas a partícula (nucleación homogénea, nucleación heterogénea y condensación) (Fitzgerald, 1991; O'Dowd et al., 1997; O'Dowd and Leeuw, 2007). La fracción primaria del aerosol marino está compuesta principalmente por cloruro sódico, aunque también se encuentran presentes otras formas de cloruros y sulfatos (Viana, 2003).

Sulfatos

Los gases de origen natural precursores de los sulfatos o compuestos con azufre de origen natural son diversos: erupciones volcánicas, procesos generados por seres vivos marinos (algas y plancton), etc. (Andreae and Crutzen et al., 1997; Wallace and Gerlach, 1997; Keppler, 1999). Existe una variedad de compuestos orgánicos microscópicos sobre la superficies marinas y oceánicas que emiten gases sulfurados (dimetil-sulfuro) (Bates et al., 1992). La otra causa de la presencia de sulfatos en la atmósfera son partículas de origen secundario, ya que no son emitidos directamente a la atmósfera, sino que se generan mayoritariamente como resultado de la oxidación de precursores gaseosos, como el dióxido de azufre.

Compuestos de nitrógeno

Los compuestos de nitrógeno que se encuentran en la atmósfera son en su mayoría secundarios. Éstos proceden de reacciones de precursores gaseosos naturales y antropogénicos. Los compuestos nitrados de origen natural más frecuentes son los que se generan a partir de las emisiones de los suelos, las descargas eléctricas, los incendios forestales y las emisiones biológicas (Seinfeld and Pandis 2006).

Las fuentes emisoras a destacar de los gases precursores de los nitratos de origen antropogénico son los procesos de combustión a temperaturas elevadas (motores de vehículos y quema de biomasa) y producción de energía eléctrica mediante combustión de gas fuel-oil o carbón (Viana, 2003).

Compuestos de carbono

Los compuestos de carbono tienen un origen tanto natural como antropogénico. Para su estudio se distinguen en carbono elemental y materia orgánica. El primero posee una máxima capacidad de absorción de la radiación solar, por lo que se considera de especial interés (Sloane et al., 1991). El segundo tipo, los compuestos de carbono orgánicos, puede tener dos orígenes: primario (por fuentes naturales y antropogénicas), o secundario (los formados por condensación de compuestos orgánicos volátiles). La emisión de compuestos orgánicos de origen natural se produce tanto a través de las superficies de los mares y océanos, como de los suelos y de la vegetación, y puede dar lugar a partículas primarias y secundarias en la atmósfera. Los motores diésel constituyen la principal fuente de carbono elemental antropogénico en la atmósfera (Hansen and Rosen, 1990). La materia orgánica de origen antropogénico está compuesta por complejas mezclas de dichos compuestos (Viana, 2003).

Compuestos biológicos

El denominado aerosol biológico o bioaerosol está constituido por pequeños organismos vivos (bacterias, hongos, virus, etc.) que se encuentran suspendidos en el aire e implican estudios de diferentes áreas, Medicina, Ciencias Atmosféricas, Biología, etc. (Polymenakou et al., 2008; Clauß, 2015).

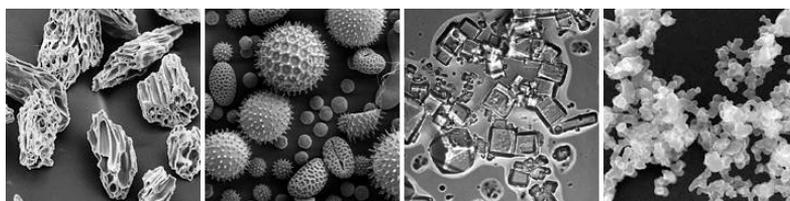


Figura 2.3. Imágenes de microscopio de barrido electrónico (no a la misma escala) mostrando la gran variedad de formas de aerosol. De izquierda a derecha: ceniza volcánica, polen, sal marina y hollín. (Micrografías cortesía de USGS, UMBC (CherePetty) y Universidad Estatal de Arizona (Peter Buseck)).

2.3.5 Efectos de los aerosoles atmosféricos sobre el clima

Los aerosoles que se encuentran en la atmósfera juegan un papel fundamental en la regulación del clima del planeta, influyendo en la

formación de las nubes y el balance radiativo global. Presentan, por lo tanto, un impacto global y regional debido tanto a efectos directos, semi-directos (producidos por la absorción y dispersión de la radiación) así como indirectos (interacciones de los aerosoles con las nubes) (Papadimas et al., 2012). La incertidumbre de los efectos de los aerosoles en el balance radiativo de la Tierra es muy superior a la de cualquier otro agente de forzamiento climático. Esto se debe a que las diversas propiedades de los aerosoles son altamente variables en el espacio y en el tiempo, debido a sus diferentes tiempos de residencia en la atmósfera y a sus emisiones no homogéneas (Forster et al., 2007; IPCC 2007, IPCC 2014).

A diferencia de los gases de efecto invernadero, que producen el calentamiento del planeta, las partículas de aerosol pueden provocar tanto calentamiento como enfriamiento, como se explicará a continuación. La atenuación de la radiación solar se conoce como efecto directo, y en general supone un enfriamiento del sistema climático, excepto en el caso de los aerosoles muy absorbentes (Boucher et al., 2013; IPCC, 2014).

El efecto semi-directo es aquel por el cual la absorción de radiación solar por los aerosoles provoca cambios en la formación de las nubes (Johnson, 2003). La radiación solar entrante puede ser absorbida por aerosoles dando lugar a un calentamiento local de la atmósfera y por lo tanto puede reducir la incidencia de la formación de nubes (Hansen et al., 1997). Esta absorción puede enfriar la superficie localizada debajo de la capa de aerosoles aumentando la estabilidad de la atmósfera baja (Sanap et al., 2014).

Los efectos indirectos denotan cambios producidos por los aerosoles en las nubes. En presencia de una gran cantidad de aerosoles se puede modificar el tamaño de las gotas de la nube. Las gotas más pequeñas aumentan su reflectividad, y por lo tanto contribuyen al enfriamiento del sistema climático. Si las gotas son muy pequeñas pueden no alcanzar el tamaño para que se produzca la precipitación. De esta forma aumenta el tiempo de vida media de las nubes (Albrecht, 1989). Este efecto puede producir tanto enfriamiento como calentamiento, dependiendo de la altura de las nubes.

Por lo tanto, es de especial interés el efecto que tienen los aerosoles atmosféricos sobre el clima. Según el cuarto informe del Panel Intergubernamental para el Cambio Climático (IPCC, 2007), se han logrado mejores medidas de aerosoles mediante el uso de satélites y en superficie, permitiendo así la mejora de los modelos globales de

aerosoles para calcular el forzamiento radiativo total de los mismos. El forzamiento radiativo puede entenderse como cualquier cambio en el balance de energía del sistema Tierra-Atmósfera. Se habla de forzamiento positivo si el efecto es producir el calentamiento de la superficie de la Tierra y de la baja atmósfera y negativo si produce enfriamiento.

Los forzamientos radiativos debidos a la emisión de aerosoles y su interacción con las nubes continúan contribuyendo a la mayor incertidumbre sobre las estimaciones e interpretaciones del cambio del balance energético de la Tierra. Los cambios en el forzamiento asociados a la actividad de los volcanes y la irradiancia solar total contribuyen solamente en una pequeña fracción al forzamiento radiativo neto durante la era industrial. Las estimaciones realizadas del forzamiento radiativo en este informe son un 44% más altas que las anteriores (IPCC, 2007). Esto se debe a la estimación a la baja del papel de los aerosoles, es decir, que tienen un efecto global de enfriamiento (Figura 2.4) y al incremento de las concentraciones de la mayoría de los gases de efecto invernadero, que tiene un efecto global de calentamiento (IPCC, 2014).

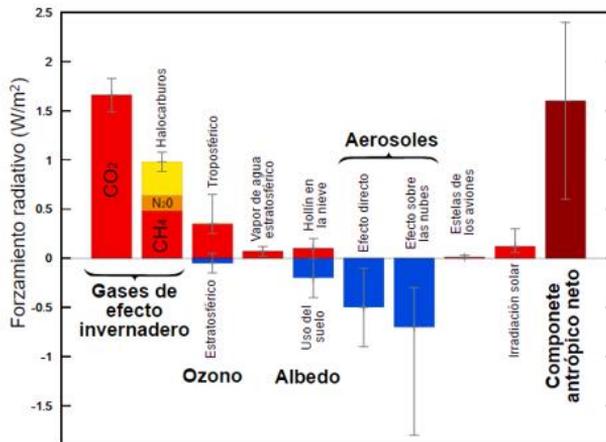


Figura 2.4. Contribución de diferentes factores al forzamiento radiativo terrestre en vatios/m² (adaptación de la Figura del IPCC 2014).

2.4 Técnicas de teledetección atmosférica

La teledetección se define como la adquisición de información relacionada con un objeto o fenómeno sin tener contacto físico con él. En el caso concreto del estudio del aerosol atmosférico se pueden utilizar técnicas pasivas y activas:

- La teledetección pasiva del aerosol atmosférico se basa en la modificación del campo de radiación solar inducido por el aerosol. Para su estudio diurno se utiliza como fuente de luz la del sol, mientras que para las medidas nocturnas se puede utilizar la luz de la luna o de las estrellas (Figura 2.5). Para este tipo de medidas en la atmósfera se utilizan fotómetros (solares, estelares y lunares) (Holben et al., 1998, Pérez-Ramírez et al., 2012, Baibakov et al., 2015, Barreto et al., 2016).
- La teledetección activa utiliza una fuente de radiación propia para iluminar el objeto a estudiar. En el caso del aerosol atmosférico se puede utilizar los sistemas LIDAR (Guerrero-Rascado, 2009) para caracterizar sus propiedades mediante el análisis de la radiación retrodispersada de una fuente pulsada.

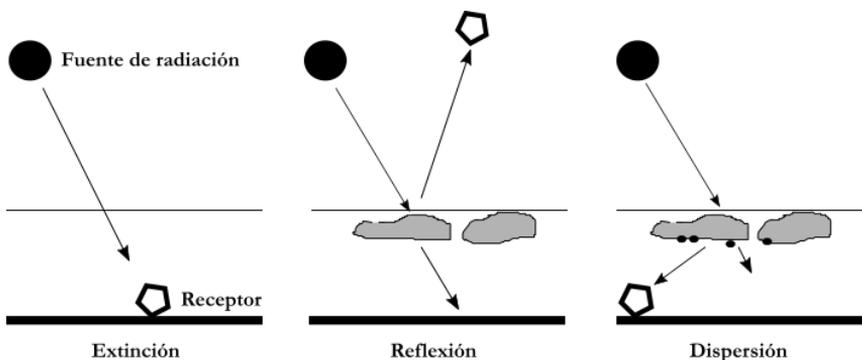


Figura 2.5. Esquema de la teledetección pasiva (adaptación de la Figura de Bedoya, 2015).

En este estudio se utilizará ambos enfoques de la teledetección haciendo uso tanto de LIDAR como de fotómetros. En ambas técnicas se hará uso de las propiedades ópticas de la atmósfera.

2.5 Propagación de la luz en la atmósfera

Los procesos de interacción de las ondas electromagnéticas con las partículas que conforman la atmósfera terrestre pueden presentar cuestiones complejas, dependiendo de la aplicación particular a estudiar. En este apartado nos centraremos en los principios básicos de la dispersión y absorción de la radiación electromagnética por moléculas y partículas.

Existen muchos textos de diferentes autores que desarrollan detalladamente este tema y que pueden ser consultados para un análisis más detallado (Van der Hulst, 1957; Deirmendjian, 1969; McCartney, 1977; Bohren and Huffman, 1983; Iqbal, 1983; Baber and Hill, 1990).

Se puede decir que en la interacción de la luz a su paso por la atmósfera terrestre intervienen los procesos de absorción y dispersión. El concepto de extinción se refiere a la acción combinada de ambos procesos.

Se define la absorción como la transferencia de parte de la energía del haz incidente a los distintos componentes atmosféricos, de modo tal que el haz incidente sufre una transformación energética que puede ser descrita en el marco de la teoría cuántica. En este sentido existen tres mecanismos principales por los cuales una onda electromagnética puede ser absorbida por una molécula, en orden de disminución de la energía, y son: las transiciones electrónicas, transiciones vibracionales y transiciones rotacionales. Dependiendo de la longitud de onda incidente, las partículas y las moléculas atmosféricas pueden actuar como especies absorbentes de la luz. El vapor de agua, el dióxido de carbono, el ozono y el oxígeno son los principales gases atmosféricos que absorben la energía luminosa en las regiones del ultravioleta, visible e infrarrojo de las regiones del espectro electromagnético. Para el intervalo espectral en el que trabajaremos a lo largo de esta Tesis, que son las longitudes de onda normalmente usadas por los sistemas LIDAR elásticos (estos sistemas se verán en el siguiente capítulo), la absorción molecular generalmente ocurre en

grupos o bandas de líneas discretas de absorción. La mayoría de las longitudes de onda láser comunes no coinciden con las líneas de absorción molecular, por lo que la absorción molecular no es un problema, aunque existen excepciones. De esta manera no se tendrá en cuenta este tipo de procesos en el presente trabajo.

Por otro lado, los procesos de dispersión implican la modificación de la dirección del haz incidente como consecuencia de su interacción con las partículas de la atmósfera. Puede ser descrita por dos mecanismos principales en función del tamaño de las partículas (r) que intervienen en este proceso y su relación con la longitud de la onda incidente (λ). Son los siguientes: dispersión de Rayleigh (partículas pequeñas con tamaños $\ll \lambda$), dispersión Mie ($r \approx \lambda$) y dispersión no selectiva ($r \gg \lambda$).

2.5.1 La transmitancia y extinción de la luz

Se define la transmitancia de una capa de espesor H como:

$$T(H) = \frac{F_\lambda}{F_{0,\lambda}} \quad 2.4$$

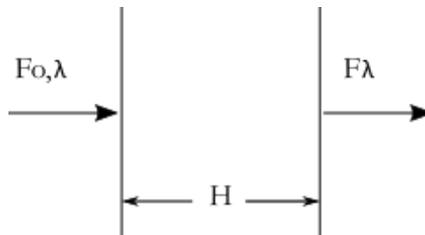


Figura 2.6. Propagación de la luz a través de una capa turbia.

donde $F_{0,\lambda}$ es el flujo radiante que entra en una capa de grosor H , y F_λ es el flujo radiante una vez ha atravesado la capa, ambas dependientes

de la longitud de onda, siendo $F_\lambda < F_{0,\lambda}$ (Figura 2.6). La transmitancia es una medida de la turbidez de una capa que puede variar de 0 a 1. Cuando $T = 0$ significa que la porción de luz no ha atravesado la capa y cuando $T = 1$ para un medio, significa que no se produce dispersión o absorción. El valor de la transmitancia depende el espesor de la capa y de su turbidez, que a su vez, dependen del número y tamaños de los centros dispersores y de absorción.

Teniendo en cuenta esto, se obtiene la ley de Beer o también conocida como la ley de Lambert-Beer-Bouguer, que describe la extinción total de un haz de luz colimada al atravesar un medio heterogéneo y turbio de espesor H:

$$F_\lambda = F_{0,\lambda} e^{-\int_0^H \alpha_{\lambda(s)} ds} \quad 2.5$$

Donde α_λ es el coeficiente de extinción del medio, relacionado con la probabilidad de que un fotón del haz de luz fuera dispersado o absorbido.

Por lo tanto, la transmitancia de una capa de espesor H se puede expresar como:

$$T(H) = e^{-\int_0^H \alpha(s) ds} \quad 2.6$$

Para simplificar, se ha omitido la longitud de onda, λ , entendiendo que este estudio se centra en rangos espectrales relativamente estrechos. El proceso de extinción es causado tanto por la absorción del medio material como por la dispersión de la radiación en el mismo. Así, despreciando el posible efecto de emisión, el coeficiente de extinción es la suma de dos contribuciones mayores, la del coeficiente de dispersión α_d y el coeficiente de absorción α_a :

$$\alpha = \alpha_d + \alpha_a \quad 2.7$$

El término α_a será despreciable, tal y como se ha expuesto con anterioridad.

El albedo de dispersión simple (ω_0), proporciona información sobre la fracción de la extinción debida a procesos de dispersión o absorción. Se define como la relación entre el coeficiente de dispersión y el de extinción total.

$$\omega_0 = \frac{\alpha_d}{\alpha} \quad 2.8$$

En un medio dispersivo podemos definir la función de fase, $p'(\theta, \phi)$, como la densidad de probabilidad de que la radiación se disperse en una cierta dirección (θ, ϕ) , donde θ es el ángulo respecto a la dirección de incidencia y ϕ es el ángulo medido respecto de la perpendicular, la cual debe cumplir:

$$\int_{4\pi} p'(\theta, \phi) d\Omega = 1 \quad 2.9$$

En un medio isotrópico, es decir, un medio en el cual la probabilidad de dispersión es igual en todas las direcciones, $p' = 1/4\pi$. Es habitual definir también la función de fase como $p = p' \cdot 4\pi$ de manera que en el caso isotrópico $p = 1$.

A lo largo del presente trabajo se estudiará la radiación retrodispersada de nuestro sistema LIDAR por las partículas atmosféricas. En este caso particular podemos caracterizar el medio mediante el coeficiente de retrodispersión como se expone a continuación:

$$\beta = \alpha_d p'(\theta = \pi) = \alpha_d \frac{p(\theta = \pi)}{4\pi} \quad 2.10$$

Se sabe que existe una contribución a la extinción y retrodispersión total por parte de moléculas y partículas en la atmósfera, de modo que:

$$\beta = \beta_{mol} + \beta_{part} \quad 2.11$$

$$\alpha = \alpha_{mol} + \alpha_{part} \quad 2.12$$

Los términos β_{mol} y α_{mol} que representan la contribución molecular a la retrodispersión y extinción total, respectivamente, pueden ser determinados siguiendo las leyes de dispersión de Rayleigh, como se expondrá a continuación. Los términos que se refieren a los procesos de extinción y dispersión de las partículas en la atmósfera son el objeto del desarrollo de esta Tesis, en particular los que se refieren a los aerosoles atmosféricos, y la metodología propuesta para su estimación será detallada en el siguiente capítulo.

Si no tenemos en cuenta los efectos de depolarización y los ajustes por temperatura y presión, se puede expresar el coeficiente de dispersión molecular en un cierto volumen, a la longitud de onda, λ como:

$$\alpha_d^{mol} = \frac{8\pi^3(\eta^2 - 1)^2 N}{3N_S \lambda^4} \quad 2.13$$

donde N es el número de moléculas por unidad de volumen que hay a una presión y temperatura dada; N_S es el número de moléculas en condiciones estándar y η es la parte real del índice de refracción. La intensidad de dispersión molecular es sensible a la longitud de onda incidente. Esta dispersión es proporcional a λ^{-4} . Los valores de η y N en la ecuación anterior deben ser ajustados por la temperatura; de lo contrario podríamos tener errores del orden del 10%. Por lo tanto, con el ajuste de presión, P y temperatura, T , el coeficiente de dispersión molecular a la longitud de onda, λ (Penndorf, 1957; Van de Hulst, 1957; McCartney, 1977; Bohren and Hulffman, 1983) se puede expresar como:

$$\alpha_d^{mol} = \frac{8\pi^3(n^2 - 1)^2 N}{3N_S \lambda^4} \left(\frac{6 + 3\gamma}{6 - 7\gamma}\right) \left(\frac{P}{P_S}\right) \left(\frac{T_S}{T}\right) \quad 2.14$$

donde γ es el factor depolarización y se pueden encontrar en tablas publicadas (Penndorf, 1957; Elterman, 1968; Hoyt, 1977; Young 1980, 1981a, 1981b).

En cuanto al coeficiente de extinción molecular, se puede calcular también si se dispone de información instantánea del perfil vertical de la atmósfera

$$\alpha_{mol} = C_{aire} \cdot \frac{P(z)}{T(z)} \quad 2.15$$

donde C_{aire} es una constante que depende de la longitud de onda y $P(z)$ y $T(z)$ representan los perfiles de presión y temperatura en la atmósfera, respectivamente.

La función de fase para el caso molecular viene definida por

$$p'(\theta, \phi) = \frac{3}{16\pi} (1 + \cos^2\theta) \quad 2.16$$

Para el cálculo del coeficiente de retrodispersión necesitamos conocer la función de fase a un ángulo de 180° , que para el caso molecular será entonces igual:

$$p'(180^\circ) = \frac{3}{8\pi} \quad 2.17$$

El LR representa el cociente de los coeficientes de extinción y de retrodispersión. Es un parámetro óptico importante para la caracterización de los aerosoles, dado que depende de las propiedades intensivas de los aerosoles, como su composición química, distribución de tamaño y forma (Mona et al., 2012). A partir de la ecuación 2.10 se puede definir de la siguiente manera:

$$LR = \frac{\alpha}{\beta} = \frac{4\pi}{w_0 \cdot p(180^\circ)} \quad 2.18$$

El espesor óptico atmosférico es una de las magnitudes más simples y, sin duda, la más utilizada a la hora de caracterizar la carga de aerosoles en la atmósfera (Holben et al., 1998, 2001). Da idea de la magnitud de la extinción en la atmósfera debida a los procesos de dispersión y absorción por parte de los aerosoles atmosféricos. Suele estar referido a la vertical o a toda la columna atmosférica normal al punto de medida. En este sentido, es conveniente expresar las distancias según la vertical de cada lugar (z). Así se define la masa óptica relativa, m_{opt} , en el caso de una atmósfera plano-paralela homogénea y no refractiva,

$$\int_0^H ds = m_{opt} \cdot \int_0^H dz \quad 2.19$$

En estas condiciones, m_{opt} , puede ser aproximada a $m_{opt} = \sec(\theta)$, donde θ representa el ángulo cenital del foco luminoso. Esta magnitud representa el camino óptico de la luz en su paso a través de la atmósfera, siendo una magnitud normalizada a la unidad, de modo que m_{opt} adquiere el valor de 1 en el caso de que la fuente luminosa se encuentre en el cénit. Con todo esto se define el espesor óptico en la vertical ($\tau_{v,\lambda}$) como:

$$\tau_{v,\lambda} = m_{opt} \cdot \int_0^H \tau_\lambda \cdot dz = m_{opt} \cdot \tau_\lambda \quad 2.20$$

En general en este trabajo se llamará al espesor óptico de aerosoles medido en la vertical AOD, por sus siglas en inglés *Aerosol Optical Depth*.

Dada la dificultad a la hora de estudiar los efectos de la atenuación de la dispersión y absorción por partículas en suspensión, Ångström (Ångström, 1929) propuso una teoría sencilla para estudiar la dependencia del espesor óptico de aerosoles con la longitud de onda. Se le conoce como fórmula de turbidez de Ångström y supone la siguiente expresión:

$$\frac{\tau_\lambda}{\tau_{\lambda_0}} = \left(\frac{\lambda}{\lambda_0} \right)^{-AE} \quad 2.21$$

En esta expresión, AE representa el exponente de Angström, y proporciona una información muy útil relativa al tamaño de las partículas. Da cuenta de la proporción relativa de partículas finas y gruesas, de modo que cuanto mayor sea este exponente, más proporción de partículas finas, y viceversa.

Capítulo 3
Instrumentación

En este capítulo se va a describir la instrumentación empleada para el desarrollo de esta Tesis. Se comenzará con una descripción general de los sistemas LIDAR. A continuación nos centraremos en un tipo específico de estos sistemas de medida, el LIDAR micropulsado, que es el instrumento fundamental de este trabajo y por último, se expondrán las principales características del fotómetro solar Cimel CE-318. Este instrumento nos servirá de apoyo y validación para el LIDAR micropulsado.

3.1 ¿Qué es un LIDAR?

Un LIDAR es una técnica de medida que se basa en la transmisión de radiación electromagnética y en la detección de parte de esta radiación que es devuelta hacia el instrumento. Por lo tanto, un LIDAR va a emitir un haz de luz láser, el cual va a interactuar con el medio o el objeto de estudio; parte de esta luz es devuelta y recogida por el instrumento, y de esta manera nos permitirá obtener información sobre las propiedades del medio donde se propagó el haz. El LIDAR también puede ser denominado radar láser porque los principios de medida en los que se basa son similares a los de un RADAR (*Radio Detection And Ranging*) (Kovalev and Eichinger, 2004). El LIDAR es un sistema de teledetección activa, como se ha comentado anteriormente, donde las longitudes de onda empleadas dependerán de la información que se quiera obtener. Pueden ir desde el rango infrarrojo hasta el ultravioleta pasando por el visible del espectro electromagnético.

Este tipo de instrumento tiene usos tanto comerciales como científicos. Los usos comerciales se basan en la topografía aérea (Bufton et al., 1991; Mallet and Bretar, 2009) y en la batimetría (Guenther et al., 1996; Wang and Philpot, 2006). Además tiene aplicaciones militares (Evans et al., 1994; Alexander et al., 1997; Klauber et al., 1997; Higdon et al., 1998; Joshi et al., 2013; Pan, 2014), se utiliza en la investigación del océano (Leonard et al., 1979; Barbini et al., 1998; Churnside et al., 1998; Irish and White, 1998; Levin and Shifrin et al., 1998; Irish and Lillycrop, 1999; Barbini et al., 2004) y se puede usar para localizar, identificar y medir la velocidad de vehículos (Ruiz Manuel R.S., 2005; Premevida et al., 2007). El principal uso científico del LIDAR se basa en el estudio de las propiedades atmosféricas. Este tipo de sistemas

pueden tener bases terrestres, estar a bordo de automóviles, aviones, satélites, etc.

De aquí en adelante nos vamos a centrar en sistemas LIDAR con aplicaciones atmosféricas.

Un sistema LIDAR típico para aplicaciones atmosféricas emite radiación electromagnética a través de la atmósfera, que va a interactuar con los constituyentes atmosféricos y aerosoles. Esta interacción tiene que ver con las leyes de dispersión o *scattering* (generalmente, Rayleigh, Mie y Raman) y absorción. La luz retrodispersada es recogida por un sistema óptico y luego es convertida en señal eléctrica, que es registrada para poder analizarla. El tiempo transcurrido entre la emisión de pulso láser y la recepción una vez ha recorrido la atmósfera, t , se relaciona con el rango o la distancia alcanzada por el haz, $z=c\cdot t/2$, donde c es la velocidad de la luz y el factor $1/2$ es debido a que el haz hace un recorrido de ida y vuelta al instrumento (Wandinger, 2005). La intensidad de la señal nos da información del sistema dispersor, así como de la extinción a lo largo del camino recorrido.

La técnica de medida LIDAR y el tipo de diseño del instrumento, permite la investigación de la atmósfera y de sus diferentes constituyentes, como la temperatura (Behrendt et al., 2004; Keckhut et al., 2004), el viento (Eloranta et al., 1975; Stoffelen et al., 2005), el vapor de agua (Whiteman et al., 1992; Bösenberg, 1998; Goldsmith et al., 1998), el ozono (Keckhut et al., 2004), las nubes (Sassen, 1991; Ansmann et al., 1992; Winker et al., 2007), los aerosoles (Sroga et al., 1983; Ansmann et al., 1992; Winker et al., 2007), contaminantes (Richter, 1994) o hidrocarburos (Milton et al., 1992).

3.1.1 Evolución histórica del LIDAR

Antes del descubrimiento del láser, en la década de 1930, aparecen estudios como el de Synge (1930), quien tuvo el propósito de medir la densidad del aire atmosférico a partir de un haz de luz proyectado en la atmósfera detectando la dispersión de dicho haz. Años más tarde, utilizando el principio de este método, se obtuvieron los primeros resultados tomando una fotografía de la luz dispersada a una altura de 3.4 km (Duclaux, 1936). Hulburt (1937) consiguió fotografiar el haz a una altura de 28 km y así obtener los perfiles de densidad atmosféricos. En 1938 se construyó un sistema que era capaz de determinar la altura de la base las nubes (Bureau, 1946).

En los años 50 (s.XX) se determinaron los perfiles de densidad hasta una altura de 61.8 km mediante sistemas que se desarrollaron a partir de la técnica de Synge (Elterman, 1951).

La década de los 60 del siglo pasado supone un gran avance en las técnicas de teledetección activa debido al nacimiento del láser. Los científicos Smullins y Fiocco consiguieron en el año 1962 por primera vez utilizar como fuente de luz un láser, en concreto un láser de rubí, y consiguieron detectar la luz dispersada desde la superficie lunar, lo cual supondría el nacimiento del LIDAR (Smullins and Fiocco, 1962). En 1963 estos científicos, utilizando el mismo sistema láser, detectaron la retrodispersión (o *backscatter*) producida por la atmósfera.

A principios de los 70 aparece el primer LIDAR para aplicaciones meteorológicas utilizando un láser semiconductor (Brown, 1973). Desde entonces se ha ido desarrollando la tecnología de los láseres y demás constituyentes de un sistema LIDAR hasta conseguir los que tenemos en la actualidad.

3.1.2 Componentes de un LIDAR

Los sistemas LIDAR están constituidos principalmente por tres componentes: un transmisor, un receptor y un detector (Argall and Sica, 2002; Kovalev and Eichinger, 2004; Wandinger, 2005), como se puede observar en el esquema de la figura 3.1.

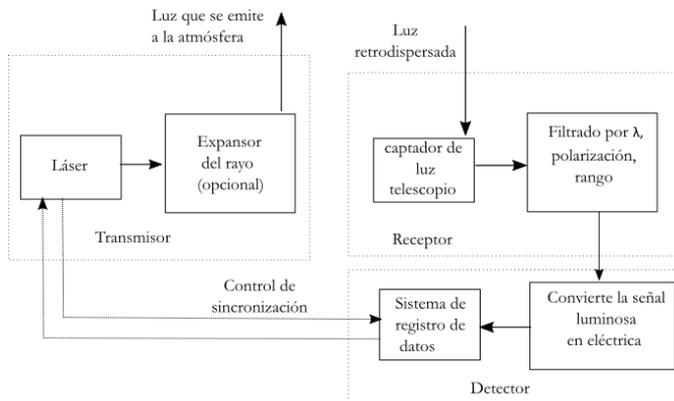


Figura 3.1. Esquema de los componentes de un LIDAR simple (adaptación de la figura de Argall and Sica, 2002).

- Transmisor

El transmisor es el encargado de generar pulsos de luz y dirigirlos a la atmósfera. Los láseres producen diferentes tipos de luz con distintas características. En particular los láseres pulsados son muy utilizados como fuentes para los sistemas LIDAR; esto es debido a que tienen propiedades como: baja divergencia del haz, un ancho de banda espectral estrecho y pulsos intensos y de corta duración, ofreciendo una gran ventaja con respecto a la luz láser de onda continua. Para disminuir y/o mantener la baja divergencia del haz se suele utilizar un expansor de haz o un telescopio a la salida del láser, dando lugar a un ensanchamiento del diámetro de dicho haz. De esta manera se obtiene un haz colimado para poder transmitirlo a la atmósfera. Un ancho de banda espectral estrecho permite una mejor selección espectral que llega al instrumento, es decir, filtrar espectralmente la luz entrante en la óptica del LIDAR y de forma selectiva transmitir a la longitud de onda del láser.

El láser pulsado consigue que se logre la sincronización de la señal. Para lograr un alcance o rango, la duración de los pulsos del láser debe ser más pequeña que el intervalo de resolución requerido, habitualmente unas decenas de metros. Por lo tanto, la longitud temporal de los pulsos debe ser inferior a 30 ns. La frecuencia de repetición del pulso (*pulse repetition frequency, PRF*) del láser deber ser lo suficientemente baja para que el pulso tenga tiempo de alcanzar el rango deseado, antes del disparo del siguiente pulso. Esta restricción implica un valor máximo de PRF aproximado de 20 kHz para sistemas LIDAR de pequeño rango (Argall and Sica, 2002). El tipo de láser a utilizar en un LIDAR dependerá de las medidas físicas que se quieren cuantificar.

- Receptor

El receptor es el sistema del LIDAR que recoge y procesa la luz del láser dispersada y la dirige al detector. La óptica primaria es el elemento óptico que recoge la luz retrodispersada proveniente de la atmósfera y la focaliza en un

punto. Un factor muy importante para determinar la efectividad de un LIDAR es el tamaño de la óptica primaria. Por lo tanto, a mayor tamaño del sistema óptico primario mayor efectividad del sistema LIDAR ya que recoge mayor fracción de luz retrodispersada (Argall and Sica, 2002). El tamaño puede variar desde unos centímetros hasta algunos metros de diámetro. El campo de visión (*field of view*, FOV) está determinado por los bordes del plano focal de la óptica del receptor (Wandinger, 2005). Los sistemas ópticos de apertura pequeños se utilizan en sistemas LIDAR con rangos de alcance pequeños (unos pocos metros) y los grandes se usan en sistemas LIDAR que estudian regiones de la atmósfera (estratosfera, mesosfera y baja termosfera) donde la señal retrodispersada es muy pequeña.

Las lentes y espejos se suelen utilizar en los sistemas ópticos primarios de pequeño tamaño y para los grandes generalmente se usan espejos. Tradicionalmente se utilizan espejos parabólicos primarios en los telescopios, pero son demasiado caros y se han buscado alternativas como telescopios de espejos líquidos (Hickson, 2006), de múltiples espejos pequeños (Ishii et al., 1996; Baray et al., 1999), o elementos ópticos holográficos (Chambers and Nordin, 1999; Guerra et al., 1999).

Después de que la luz es recogida por el sistema óptico primario, la luz puede ser procesada antes de ser dirigida al detector. El tipo de procesado de la luz puede estar basado en la longitud de onda, polarización o en la distancia de la que proviene la luz, etc. Por ejemplo, una manera sencilla de procesar la luz es mediante el uso de un filtro interferencial, de banda estrecha (monocromador) que esté sincronizado con la longitud de onda del láser. Este sistema reduciría la luz de fondo, con un ancho de banda que generalmente suele ser de 1 nm de manera aceptable, durante la noche. Para el uso diurno sería necesario emplear un filtro más estrecho (Fischer et al., 1995; Mckay, 1999; Argall and Sica, 2002).

- Detector

El sistema detector transforma la luz que proviene del receptor en una señal eléctrica y es registrada en dispositivos electrónicos. La detección y sistema de captura de la señal en los experimentos de los primeros sistemas pre-LIDAR fue con una cámara fotográfica (Duclaux, 1936; Hulburt, 1937). Hoy en día la detección y registro de la señal se hace electrónicamente. Existen diferentes tipos de detectores que convierten la luz en señal eléctrica como los que se exponen a continuación: los fotomultiplicadores (*photomultiplier tubes*, PTM's) (Argall and Sica, 2002), los fotodiodos de avalancha (*avalanche photodiodes*, APD's) (Higdon et al., 1994; Eriksen et al., 1999), fotodiodos de silicio pin (*silicon PIN diodes*) (Eriksen et al., 1999), contadores de fotones (*photon-counting*, MCP) (Priedhorsky et al., 1996), o las cámaras de dispositivo de acoplamiento de carga (*charge-coupled device*, CCD's) (South et al., 1998; Wu et al., 2000). A la hora de elegir un detector hay que tener en cuenta aspectos como la ganancia, el ancho de banda, el nivel de ruido, volumen, potencia de suministro, etc.

Un tipo de sistema de registro típico se resume a continuación: la señal eléctrica que proviene del detector se registra y es convertida en datos para luego ser analizados. Esta señal es digitalizada a través de contadores multicanal, donde la señal eléctrica de inicio (*trigger*) está sincronizada con la salida de cada pulso del láser. El número de cuentas se registra en un ordenador. Actualmente existen equipos de adquisición de medidas, los cuales facilitan la obtención de estas señales a través de una electrónica de alta velocidad con un software de visualización y de tratamiento de los datos obtenidos (Bedoya, 2015).

3.1.3 Configuraciones de un LIDAR

Los sistemas LIDAR se pueden implementar con dos tipos de configuraciones dependiendo de cómo estén dispuestos los sistemas de transmisión y recepción, dando lugar a la configuración biestática y la monoestática; ésta última puede ser a su vez coaxial y biaxial.

En la configuración monoestática el transmisor y receptor se encuentran en un mismo espacio físico, es decir, se encuentran alineados en el mismo lugar. En el sistema coaxial (Figura 3.2(a)) el eje del haz láser coincide con el eje óptico del receptor, además el haz de luz del láser es emitido coaxialmente con el FOV del receptor. En el sistema biaxial (ver figura 3.2(b)) el transmisor y el receptor se encuentran localizados adyacentes uno al otro.

En la configuración biestática (ver figura 3.2(c)), rara vez utilizada, el transmisor y el receptor están físicamente separados (Argall and Sica, 2002).

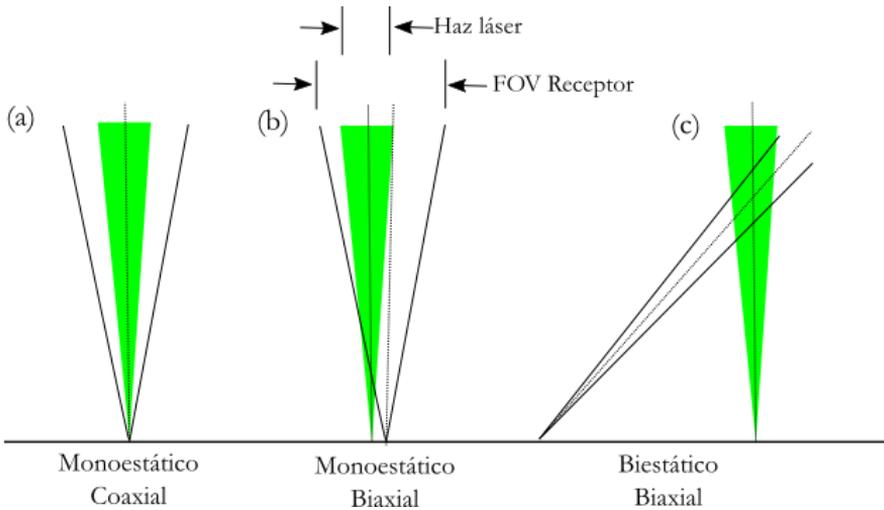


Figura 3.2. Esquema de las diferentes configuraciones de un LIDAR: (a) sistema monoestático coaxial, (b) sistema monoestático biaxial, (c) sistema biestático biaxial (adaptación de un esquema de Argall and Sica, 2002).

3.1.4 Tipos de sistemas LIDAR

La variedad de los sistemas LIDAR se basa en la interacción entre el haz, la luz láser emitido (generalmente pulsado), con los constituyentes de la atmósfera, sobre las cuales se basa su principio de medida; de esta forma se obtienen los sistemas LIDAR elásticos, Raman, Fluorescencia, de absorción diferencial (DIAL), Doppler, entre otros (Argall and Sica, 2002; Kovalev and Eichinger, 2004; Wandinger, 2005). Seguidamente se hará una breve exposición de algunos de estos sistemas.

- Sistemas LIDAR elásticos

En el sistema elástico o backscatter (Kovalev and Eichinger, 2004; Wandinger, 2005; Pal et al., 2010; Zhao et al., 2014) que es la forma clásica de LIDAR, las longitudes de onda emitidas y recibidas por el instrumento son iguales. La interacción entre la atmósfera y el haz láser es fuerte; esto hace que no se puedan identificar especies químicas, pero la señal retrodispersada es básicamente proporcional a la mezcla de aerosoles y partículas que hay en la atmósfera. Esta técnica se utiliza para detectar nubes, capas de aerosol y se puede obtener la altura de la PBL (Rocadenbosch et al., 2003). Un ejemplo de este tipo de sistema es el LIDAR micropulsado que se estudiará en esta Tesis.

- Sistemas LIDAR Raman

El sistema Raman (Leonard, 1967; Cooney, 1968; Melfi et al., 1969; Cooney, 1972; Melfi, 1972; Ansmann et al., 1992, Reichardt, 2014; Haaring et al., 2016), se basa en la dispersión inelástica Raman (vibraciones y rotaciones). Esta técnica normalmente es aplicada con láseres pulsados de alta potencia y está restringida a las regiones del ultravioleta y del visible del espectro electromagnético (Wandinger, 2005). La longitud de onda de emisión del instrumento es distinta a la longitud de onda de detección, es decir, se produce un desplazamiento con respecto a la emitida, de forma que este desplazamiento es propio de cada átomo o molécula, de ahí que esta técnica sirva

para la identificación molecular de los compuestos químicos (Rocadenbosch et al., 2003).

Durante mucho tiempo, los instrumentos LIDAR Raman se utilizaron principalmente por la noche. Las aplicaciones por el día aumentaron con el desarrollo de transmisores de alta potencia y con los sistemas de detección de ancho de banda estrecho que permiten una disminución considerable de la luz de fondo diurna (Goldsmith et al., 1998; Bisson et al., 1999).

Dicha técnica se utiliza para medir la temperatura en la troposfera y baja estratosfera, medir concentraciones de especies moleculares como N_2 , O_2 , H_2O , tipos de aerosoles, entre otros (Whiteman, 2003a y 2003b).

- Sistemas LIDAR de Absorción Diferencial (Differential Absorption Lidar, DIAL)

La técnica DIAL (Collins and Russell, 1976; Takeuchi et al., 1978; Fredriksson and Hertz, 1984; Kölsch et al., 1989, Wulfmeyer, 1998; Barria et al., 2014) usa dos o más longitudes de onda sintonizables, una absorbida por la especie química o el gas a detectar y la otra, normalmente próxima en longitud de onda, no es absorbida. La intensidad de las dos longitudes de onda que son retrodispersadas al instrumento se pueden utilizar para determinar la atenuación óptica debido a las especies químicas o gases y por lo tanto obtener sus concentraciones (Rocadenbosch et al., 2003). Esta técnica se ha utilizado para medir series temporales de NO , H_2O , O_3 , SO_2 , O_3 (Megie et al., 1985; Bösenberg, 1998).

- Sistemas LIDAR de Fluorescencia

En este tipo de sistema de Fluorescencia (Browman et al., 1969; Felix et al., 1973; Tilgner and Zahn 1988; Granier et al., 1989, Wojtanowski et al., 2015), el láser es sintonizado en la línea de absorción de la especie molecular a estudiar. El haz de luz láser excita una fracción calculable de la especie de estudio, los estados excitados producen la fluorescencia con estados cuánticos conocidos. Posteriormente la fluorescencia resultante es detectada por el receptor del instrumento. La radiación fluorescente puede tener la misma longitud de la

onda de la radiación excitante o puede estar desplazada hacia el rojo (puede tener una longitud de onda mayor). Una de las aplicaciones más significativas de este tipo de sistemas es el estudio del radical libre hidroxilo (OH), el cual hace de catalítico en varios procesos que se llevan a cabo en la atmósfera, e influyen en el ciclo de deterioro del ozono (McIlrath, 1980).

- Sistema LIDAR Doppler

El desplazamiento Doppler en la señal del LIDAR (Chanin et al., 1989; Menzies and Hardesty, 1989; Garnier and Chanin, 1992; Kwong et al., 2008, Kavaya et al., 2014) recibido debido al movimiento de las partículas ha sido usado para medir la velocidad del viento y para diferenciar entre la señal debida a moléculas y aerosoles en la atmósfera. Existe una pequeña variación en la frecuencia; ésta puede ser medida mediante la superposición óptica de la señal del LIDAR recibida con la de otro láser operando a una longitud de onda cercana a la longitud de onda del transmisor, de esta manera se puede detectar la diferencia de frecuencia. Este tipo de sistemas se ha utilizado para obtener información del viento en zonas de aeropuertos, cerca de los frentes de las tormentas, como predictores de los flujos de transporte de polución, etc. (Gentry and Chen, 2002; Rocadenbosch et al., 2003).

Este trabajo se va a centrar solamente en los sistemas LIDAR elásticos. En la siguiente sección se expondrá con detalle el LIDAR micropulsado utilizado para el desarrollo de esta Tesis.

3.1.5 Ecuación básica del LIDAR elástico

Los sistemas LIDAR nos dan información de la atmósfera a diferentes alturas o distancias respecto de su posición. Esto se consigue emitiendo un pulso de luz láser y registrando la señal dispersada por la atmósfera, que retorna de nuevo hacia el telescopio del LIDAR. El retorno de este pulso es observable durante un cierto tiempo después de su emisión debido a que el pulso es dispersado de forma continua a lo largo de la trayectoria que le aleja del emisor. En el caso del LIDAR elástico se considera que la luz dispersada mantiene la misma longitud

de onda que la luz emitida por el láser (como hemos explicado en apartados anteriores).

La luz que llega al detector del LIDAR, $P(z)$, en un instante asociado a un cierto rango o distancia z puede dividirse en tres términos:

$$P(z) = \frac{C \text{ OVP}(z)E\beta(z)T(z)^2}{z^2} + A(z)E + B \quad 3.1$$

El primer término de la ecuación anterior corresponde a la luz del láser retrodispersada por la atmósfera en un punto situado a la distancia z , donde C es la constante de calibración del LIDAR, $\text{OVP}(z)$ se refiere a la corrección de *overlap* (OVP) y $T(z)$ es la transmitancia de la atmósfera que se encuentra elevada al cuadrado para tener en cuenta la trayectoria de ida y vuelta que recorre la luz. El segundo término, denominado *afterpulse* (AFP), representa la luz del láser que debido a reflexiones internas dentro del telescopio llega al detector, pero sin haber interactuado con la atmósfera y el último término, denominado *background* (BKG), es la luz que llega al LIDAR de otras fuentes, por ejemplo la luz solar dispersada por la atmósfera.

El foto-multiplicador detecta los fotones que sobre él inciden durante un cierto intervalo de tiempo al generarse pares e-h. Estos pares se contabilizan como cuentas digitales por unidad de tiempo, DN , expresándose en unidades $c/\mu s$. Dichos pares también se pueden formar debido a efectos térmicos, dando lugar a la corriente oscura del sensor, P_{DC} . Tras detectar un par e-h, el foto-multiplicador es incapaz de dar cuenta de los nuevos pares e-h formados durante un cierto período de tiempo que se conoce como *dead time* (DT). La corrección del DT se realiza aplicando un factor multiplicativo que depende a su vez del número de cuentas medido, $C_{DT}(DN)$. De esta manera la relación entre la luz que llega al detector y las cuentas digitales finalmente medidas son:

$$P(z) + P_{DC} = C_{DT}(DN)DN \quad 3.2$$

A partir de las expresiones 3.1 y 3.2, podemos determinar la relación entre las cuentas digitales medidas por el instrumento y las propiedades de la atmósfera.

$$\frac{C \text{ OVP}(z)E\beta(z)T(z)^2}{z^2} + A(z)E + B = C_{DT} (DN)DN - P_{DC} \quad 3.3$$

Reordenando la expresión 3.3, podemos separar los términos que dan cuenta de la información de la atmósfera, obteniendo la ecuación 3.4

$$C\beta(z)T(z)^2 = z^2 \frac{C_{DT} (DN)DN - P_{DC} - A(z)E - B}{\text{OVP}(z)E} \quad 3.4$$

Como se puede observar, a partir de la medida de un LIDAR elástico (Argall and Sica, 2002; Kovalev and Eichinger, 2004; Wandinger, 2005) y sin información adicional no es posible obtener de forma separada el coeficiente de *backscattering* y la transmitancia de la atmósfera. Este problema lo abordaremos más adelante cuando tratemos el tema de la inversión de la ecuación del LIDAR.

3.2. LIDAR Micropulsado

Spinhirne (1993) estudió las limitaciones que tenían otros sistemas LIDAR para el estudio de la atmósfera. Estas limitaciones iban desde la seguridad para el operario a la hora de trabajar con los láseres transmisores (seguro para la vista, *eye safe*), el costo, tamaño y complejidad de los sistemas LIDAR hasta la falta de fiabilidad del láser pulsado convencional. Estos problemas restringían el uso rutinario de estos instrumentos. Pero los avances en la tecnología permitieron dar paso a un nuevo tipo de LIDAR *eye safe*, simple, de bajo costo y que era capaz de obtener medidas de los aerosoles, nubes, etc. sin vigilancia continua del operario.

La mayoría de láseres que se utilizaban en los sistemas convencionales LIDAR operaban entre 0.1-1 J y varias decenas de Hz en la frecuencia de la repetición de los pulsos (Reagan et al., 1989). Pero el nuevo sistema operaba con energías para los pulsos del láser del orden de μJ y la frecuencia de repetición de dichos pulsos era de varios miles de Hz. De esta manera aparece un nuevo tipo de sistema llamado LIDAR micropulsado (*Micro Pulse LIDAR*, MPL) (Spinhirne, 1993).

Como se comentó anteriormente, para el desarrollo de esta Tesis se trabaja con un LIDAR elástico desde una estación a nivel del suelo, concretamente con un MPL modelo 1000 SESI (*Science & Engineer Services*, Inc. Estados Unidos de América) “versión 3”- (MPL-3). Este LIDAR pertenece al INTA (Instituto Nacional de Técnicas Aeroespaciales) y opera en el SCO en colaboración con AEMET. Es un sistema desarrollado por NASA con el objetivo de poder construir una red robusta global, llamada MPLNET (*Micro Pulse Lidar NETwork*; <http://mplner.gsfc.nasa.gov>), que permita tanto la validación de instrumentos orbitales que emplean la técnica LIDAR (por ejemplo, CALIPSO), como para estudios climáticos de aerosoles. Su filosofía se basa en la que se aplicó con éxito para fotómetros solares y para medidas de espesores ópticos de aerosoles en la red AERONET (de sus siglas en inglés *AEROSOL ROBOTIC NETwork*; <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>). La red MPLNET, gestionada por NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), tiene el propósito fundamental de obtener registros duraderos de observaciones de la estructura vertical de aerosoles y nubes. Esta red está vinculada con la más extensa red de fotómetros solares AERONET. El MPL-3 es parte de esta red y sigue su protocolo de medidas. Opera de modo continuo (24 horas/día, 365 días/año) excepto en el solsticio de verano al mediodía y cuando hay precipitación. Las medidas de retrodifusión del MPL-3 se realizan durante un minuto de tiempo de integración y 75 m de resolución vertical. Actualmente, el MPL-3 también forma parte de la red SPALINET (*Spanish and Portuguese Aerosol Lidar NETwork*; <http://www.lidar.es/spalinet>), la red Hispano-Portuguesa creada en enero de 2007 (Cordoba and Gil-Ojeda, 2008). También pertenece a la red de redes de sistemas LIDAR denominada GALION (*GAW Aerosol Lidar Observation Network*; www.wmo.int/gaw/galion/index.html) de la red de vigilancia atmosférica global, VAG (*Global Atmosphere Watching*, GAW).

3.2.1 Componentes básicos del MPL-3

El MPL-3 emite pulsos de baja potencia, con una frecuencia de repetición alta (2500 s^{-1}), a una única longitud de onda (523 nm). Su configuración es coaxial: el telescopio expande el haz de luz láser, dando lugar a un haz colimado y focaliza la radiación retrodispersada que proviene de la atmósfera sobre el detector. Al estar superpuestos los caminos de transmisión y recepción se puede limitar el FOV del detector; de esta manera se disminuye la radiación de fondo. Los pulsos emitidos son de baja potencia y se expanden hasta el diámetro del telescopio, con lo cual no hay riesgo de producir daños visuales. Esto elimina la obligatoriedad de supervisar su funcionamiento (Figura 3.3). Las características de este instrumento se detallan en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1. Características generales del MPL-3.

MPL-3	
Transmisor	
Láser	Crystal
Tipo de láser	Diodo Nd: YLF
Longitud de onda (nm)	523
Energía de salida (μJ)	7-10
Frecuencia de repetición del pulso (Hz)	2500 (400 μs)
Duración del pulso (ns)	10-100
Sistema de bombeo	Láser AlGaAs
Receptor	
Tipo de telescopio	Schmidt- Cassegrain
Diámetro (cm)	20
Focal	F/10
FOV (μrad)	50
Geometría	Coaxial
“eye safe”	Si
Detector	
Tipo	APD
Modo	Contador de fotones
Eficiencia cuántica	40-50% (a 523 nm)



Figura 3.3. MPL-3 situado en Santa Cruz de Tenerife.

3.2.2 Instalación del MPL-3

El MPL-3 se encuentra ubicado en la azotea del observatorio de Santa Cruz de Tenerife (SCO). Este instrumento fue instalado en julio de 2002 mediante un convenio de colaboración entre el Centro de Investigación Atmosférica de Izaña (CIAI, Agencia estatal de Meteorología, AEMET) y el INTA, quienes mantienen desde 2005 un programa de medidas a largo plazo.

En un principio la operación de este LIDAR precisaba de un operador que interviniera tanto en el inicio y finalización de las medidas como de la supervisión de las condiciones ambientales. Esto limitó el programa de medidas, especialmente en horario nocturno durante los primeros años. Cuando este equipo entra en la red MPLNET, esto conlleva aceptar un protocolo de medidas; una de ellas es que opere las 24 horas todos los días del año, exceptuando ciertos casos (precipitación, horas del mediodía en el solsticio de verano, etc.). Es en este momento cuando se hace necesario un sistema automático para supervisar los parámetros críticos del funcionamiento del instrumento. Estos parámetros suponen mantener la temperatura y humedad relativa del laboratorio donde se encuentra alojado el MPL-3 por debajo de 25°C y del 80 % respectivamente, una temperatura de

operación del detector adecuada, condiciones de iluminación apropiada, etc.

El sistema automático de control consta de un hardware específico y de un software de control. Este sistema se alimenta de los datos proporcionados por una serie de sensores: los que determinan la temperatura y humedad del laboratorio (ver figura 3.4 (a)) y un sensor de precipitación en el exterior del laboratorio (ver figura 3.4(b)). El hardware proporciona una interfaz entre el PC de control y los dispositivos que realizan las acciones para poder controlar el equipo. La capacidad de actuación se consigue a través de unos relés (figura 3.5), que controlan el encendido y apagado de cada componente y un motor para la apertura y cierre de la compuerta de observación o cúpula (figura 3.6(a), (b) y (c)). Dicho hardware recopila los datos de los sensores, que se envían por medio de una conexión en serie al PC de control, este dispone de un microprocesador que puede detectar situaciones de alarma preestablecidos en función de la lectura de los sensores. Cuando existe una alarma, esta se notifica al PC en un mensaje transmitido por la conexión en serie. El programa de control dispone de un intervalo de tiempo configurable para llevar a cabo las órdenes programadas. También se pueden detectar otras situaciones de alarma directamente proporcionadas por el MPL-3, por medio de la tarjeta de adquisición de datos. La conexión en serie permite que el PC pueda transmitir comandos de control al hardware; si el PC no toma el control en una situación de alarma detectada por el hardware, el programa de dicho hardware realizará las acciones necesarias para que el instrumento esté en las condiciones seguras de funcionamiento o de apagado. El software de control tiene dos componentes: el primero se ejecuta en el mismo PC donde se realiza la adquisición de datos del instrumento, mientras que el segundo se ejecuta en el hardware específico. Ambos programas intercambian mensajes a través de la conexión en serie (Rodríguez-González, et al., 2005).

En definitiva, con la automatización se obtiene una serie de ventajas:

- los tiempos de medida se pueden programar
- las condiciones de medida se controlan de modo continuo
- el control de las condiciones de medida se realiza doblemente, fortaleciendo el sistema frente a fallos del PC o a la conexión entre ambos.

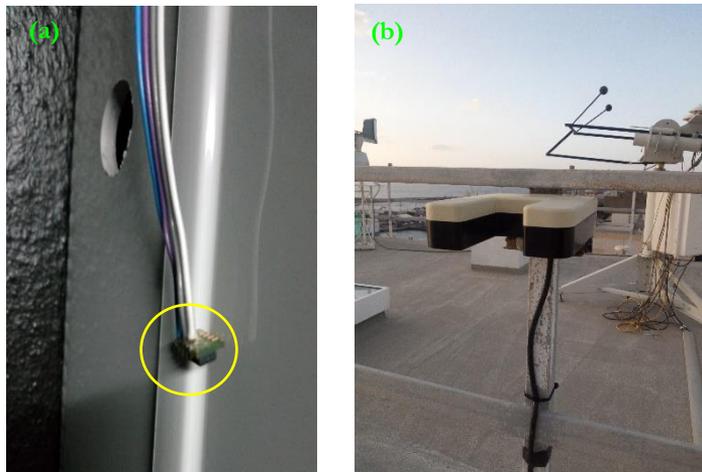


Figura 3.4. Imágenes de los sensores: (a) de humedad y temperatura del laboratorio (círculo amarillo) y (b) de precipitación.



Figura 3.5. Imagen de la caja de la electrónica donde se encuentran los relés (círculo amarillo) que permiten al sistema actuar bajo una orden. La caja está situada en el laboratorio del MPL-3 en SCO.



Figura 3.6. (a) Imagen del motor que permite abrir o cerrar la cúpula del MPL-3. (b) Imagen de la cúpula abierta. (c) Imagen de la cúpula cerrada.

En la actualidad se realizan unas tareas de mantenimiento diarias y de control del sistema descrito anteriormente, para que el MPL-3 funcione de forma correcta. Dichas tareas se exponen en el Anexo II.

3.2.3 Factores de corrección. Cómo obtener la señal corregida en rango a partir de los datos brutos del MPL-3.

Teniendo presente la ecuación del LIDAR elástico, se va a obtener la señal corregida en rango (RCS) a partir de los datos brutos o “*raw*” del MPL-3.

La información para la lectura de los ficheros “*raw*” generados por el MPL-3, ha sido obtenida de un fichero de cabecera del programa original de NASA. En él se describe como cada uno de estos ficheros contienen secuencialmente un número de medidas, formadas cada una de ellas por una cabecera y por los datos del detector.

Para obtener la RCS debemos seguir los siguientes pasos aplicados a la señal “*raw*” del MPL-3:

1. Multiplicar por el factor corrección DT
2. Restar el valor de la corrección *darkcurrent* (DKC)
3. Restar el valor de la corrección de AFP
4. Restar la radiación de fondo BKG
5. Dividir por la energía E
6. Multiplicar por z^2
7. Dividir por el OVP

A continuación, comentaremos las diferentes correcciones:

- Factor de corrección DT

Como se ha comentado anteriormente, el DT , es el tiempo que el foto-multiplicador tarda tras detectar un par e-h en ser capaz de detectar un nuevo par. Este efecto hace que cuantos más fotones incidan en el detector, más fotones dejen de contabilizarse. De esta manera para una medida realizada, durante un cierto tiempo de integración t_i , no es posible sobrepasar un cierto número de cuentas o valor de saturación, DN_{MAX} , que viene determinado por la expresión 3.5:

$$DN_{MAX} = \frac{t_i}{DT} \quad 3.5$$

Si bien el valor teórico de esta corrección viene dado por la expresión 3.6, en general es preferible utilizar una curva determinada de forma experimental, ya que existen efectos secundarios difíciles de contabilizar que perturban el comportamiento del detector.

$$C_{DT}(DN) = \frac{1}{1 - DT \cdot DN} \quad 3.6$$

El MPL-3 utiliza un módulo contador de fotones (*Single Photon Counting Module*, SPCM) fabricado por Perkin Elmer, con un DT aproximado de 50 ns. Para la aplicación de esta corrección, los datos del fichero `deadtime.cor` se pueden aproximar a un polinomio (Campbell et al., 2002) como el que se muestra en la siguiente ecuación:

$$C_{DT}(DN) = \frac{1}{1 - (aDN^4 + bDN^3 + cDN^2 + dDN)} \quad 3.7$$

Donde a , b , c , y d son los valores de los coeficientes del polinomio de ajuste. De esta manera, en función de un valor cualquiera de la señal $P(z)$ se obtiene a partir de este polinomio de ajuste su factor DT correspondiente.

A partir del ajuste en la zona lineal (cuentas digitales por debajo de 5 Mc/s) del fichero de corrección de DT se desprende que el valor de DT está en torno a 45 ns, lo cual está de acuerdo con el valor dado por el fabricante (valor típico de 50 ns y un valor máximo de 60 ns).

En la figura 3.7 se representa el factor de corrección DT y en la figura 3.8 un ejemplo de un archivo “`deadtime.cor`” dado por el fabricante y que corresponde al último detector del MPL-3.

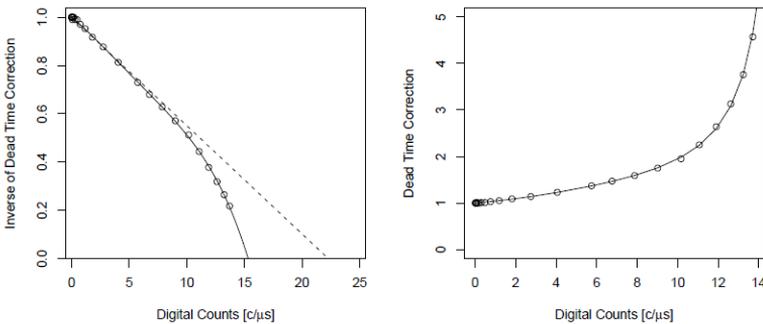


Figura 3.7. Representación gráfica de la corrección DT .

```

*****
*SPCM DEAD TIME CORRECTION FACTOR INFORMATION has been
originated
* by the detector manufacturer, and unique to each detector.
*IMPORTANT: Don't destroy this file! This file is dynamically
* read by WMPL.EXE program at its loading time.
*
*MANUFACTURER: Perkin Elmer
*PART NUMBER: DOE Fiber coupled SPCM
*SERIAL # 7656
*DETECTOR TYPE: SPCM
*GATE OPTION: NO
*DARK COUNT: C/s
*BACKGROUND: C/s @ 850nm
*Data Format: the first column is count rate per micro
seconds.
*
* the second column is Dead Time Correction
Factor.
*NOTE: The array of real data pair should be between the
starting
*
* and the ending token. There is no exception to this!
* The starting token is ";" followed by "BEGIN".
* The ending token is ";" followed by "END".
* Also, this file should end with the ending token.
* Currently, the program can handle up to 80 pairs of
data.
* MPL 029 - Tenerife 03.02.07 (Seb)
*****
*
;BEGIN
12.5 1.00
19.8 1.00
31.4 1.00
49.7 1.00
78.5 1.01
124.5 1.00
198.6 1.00
311.5 1.01
492.4 1.01
763.9 1.03
1192.2 1.05
1821.6 1.09
2754.2 1.14
4059.5 1.23
5751.2 1.37
6763.3 1.47
7877.1 1.59
9015.7 1.75
10171.6 1.95
11074.6 2.25
11907.3 2.64
12626.2 3.13
13244.1 3.76
13716.3 4.57
;END

```

Figura 3.8. Ejemplo de un archivo “deadtime.cor”, correspondiente al último detector del MPL-3.

- Factor de corrección DKC

Para obtener el valor de DKC y poder aplicar la corrección debemos tener en cuenta que el fichero de medidas de DKC se compone de varios perfiles (el número de perfiles dependerá de la duración de las medidas, lo normal es que las medidas de DKC duren aproximadamente 20 minutos), los cuales se

promedian en tiempo y rango, obteniéndose así un único valor de DKC en cuentas μs^{-1} con su correspondiente desviación estándar, que hay que aplicar a la señal.

En la figura 3.9 se representan los valores de DKC con su correspondiente desviación estándar desde el año 2012 hasta noviembre de 2014.

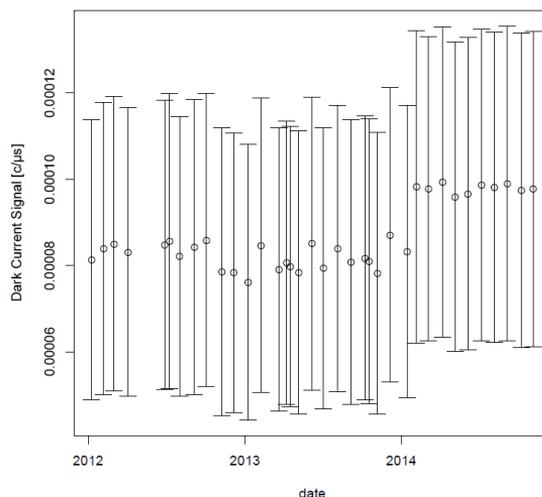


Figura 3.9. Representación gráfica de los valores de DKC, 2012-2014.

- Factor de corrección AFP

El factor de corrección AFP se aplica para eliminar el efecto que se produce en la señal debido a los electrones capturados en trampas durante la saturación inicial que se produce al emitir el pulso del láser, y que son liberados progresivamente durante el tiempo que dura la medida. Muchos autores han estudiado este efecto (Pettifer, 1974; Kovalev, 2004; Renker, 2006; Razenkov, 2010; Dupont et al., 2011; Liu et al., 2011). El método que utilizaremos será el de Campbell (Campbell et al., 2002).

Para determinar el AFP se hace una medida específica situando un obstáculo cerca del telescopio del MPL-3. En nuestro caso se utiliza la propia tapadera del telescopio.

Para obtener la función de corrección de AFP en cuentas μs^{-1} hay que tener en cuenta que el archivo de las medidas de AFP se compone de varios perfiles (el número dependerá de la duración de las medidas, lo normal es que las medidas de AFP duren 10 minutos), los cuales tienen que ser primero corregidos por DT y luego por DKC y después se promedian todos estos perfiles. En la figura 3.10 se representan los promedios en función de la altura, donde se muestran las señales residuales causada por el AFP, es decir, las funciones de AFP entre los años 2012-2014. En la figura 3.11, se representan los valores de AFP a 600 m y sus desviaciones estándar desde 2012 hasta noviembre de 2014.

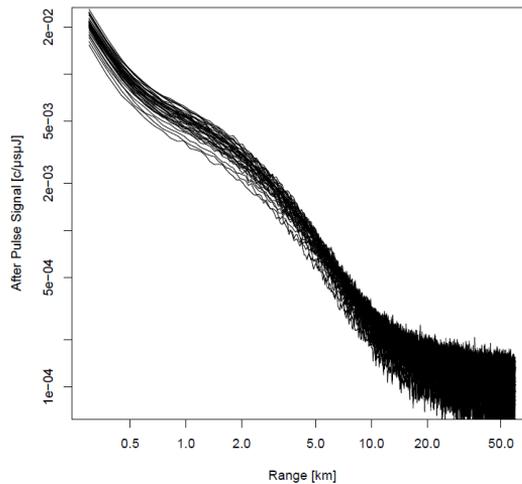


Figura 3.10. Representación gráfica de la función AFP, 2012-2014.

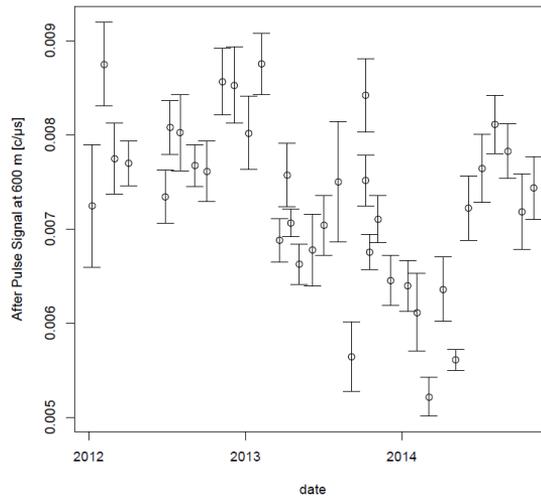


Figura 3.11. Representación gráfica de los valores de AFP a 600 m, 2012-2014.

- Corrección BKG (radiación de fondo)

El BKG es toda la radiación procedente de otras fuentes que no sea la del láser y que llega al detector. Durante el día la radiación dominante es debida a la dispersión de la radiación solar.

El procedimiento que se utiliza en el MPL-3 para determinar el BKG, es considerar que la señal del láser retrodispersada por las capas más altas de la atmósfera es despreciable (Campbell et al., 2002). Para determinar el BKG se hace un promedio de cada perfil registrado entre 50-55 Km, corregidos por DT, DKC y AFP.

- Corrección por la energía del pulso E

Esta corrección se debe a la inestabilidad de la energía del láser con el tiempo. Para evitar las variaciones de la señal debido a esto, cada perfil registrado se debe corregir por la

energía del pulso E . Este valor de la energía aparece en el archivo de datos.

- Corrección por z^2

Se debe corregir por la distancia o el rango al cuadrado, para normalizar la señal, debido a que la señal se atenúa con el cuadrado de la distancia.

- Factor de corrección OVP

En el MPL-3 el telescopio actúa como emisor y receptor al mismo tiempo, es decir, la configuración es de tipo coaxial (ver figura 3.18). Debido a la presencia del espejo secundario, este tipo de sistemas no son capaces de focalizar sobre el detector la totalidad de la luz retrodispersada por la atmósfera en los primeros kilómetros, de modo que la eficiencia en la medida OVP, dependerá del rango, siendo muy baja para las capas cercanas al emisor. En nuestro equipo este problema afecta a los 4-5 primeros kilómetros. Es necesario tener en cuenta el OVP para poder analizar la atmósfera en la zona de interés.

Existe una amplia bibliografía para determinar la función del OVP dependiendo de los diferentes tipos de LIDAR (Hallodórsson and Langerholc, 1978; Dho et al., 1997; Hey et al., 2011; Povey et al., 2012; Hao et al., 2013; Kumar and Rocandenbosh, 2013). El método que seguiremos para determinar dicha función es el que Campbell y otros autores desarrollan para este tipo de instrumento (Campbell et al., 2002). Para ello se realizan medidas con el telescopio en posición horizontal en condiciones atmosféricas de gran homogeneidad y estabilidad. Se puede considerar que la distribución de aerosoles en una misma capa horizontal es constante, con lo cual el coeficiente de extinción no depende de z , y por lo tanto $\alpha(z)=\alpha$ será constante

Las medidas de OVP son tratadas como medidas rutinarias, es decir, la señal tiene que ser corregida por DT, DKC, AFP, BKG y por z^2 . Obtenemos finalmente la señal corregida en rango, es decir:

$$P(z) = C E OVP(z)\beta(z)T(z)^2 \quad 3.8$$

Donde C es la constante instrumental del MPL-3, E es la energía del pulso, *OVP(z)* es la función de corrección de OVP, $\beta(z)$ es el coeficiente total de retrodifusión y *T(z)* la transmitancia total atmosférica. Sustituyendo la expresión de la transmitancia (ecuación 2.3) ecuación 3.8 obtenemos:

$$P(z) = C E \beta e^{-2\alpha z} \quad 3.9$$

La corrección de OVP sólo afecta a los primeros kilómetros, como dijimos anteriormente, con lo cual el OVP a partir de una determinada distancia, r_{ovp} , se puede considerar igual a 1.

Tomando logaritmos neperianos en la ecuación 3.9 nos queda:

$$\ln P(z) = \ln(C E \beta) - 2\alpha z \quad 3.10$$

que se ajusta a una recta de la forma $y = mx + n$ es el logaritmo neperiano de la señal corregida en rango.

Cuando se ajusta a una recta entre 5-20 km aproximadamente, obtenemos la pendiente y la ordenada en el origen, y así obtener la corrección de OVP en los primeros kilómetros. La expresión de OVP para los primeros kilómetros quedaría de la forma:

$$OVP(z) = \frac{P(z)}{e^{mz+n}} \quad 3.11$$

En resumen, la función OVP la construimos de la siguiente manera:

$$OVP(z) = \begin{cases} \frac{P(z)}{C E \beta e^{-2\sigma z}} = \frac{P(z)}{e^{mz+x}} & \text{para } z < r_{ov} \\ 1 & \text{para } z > r_{ov} \end{cases} \quad 3.12$$

Cuando el valor de la función OVP, $O(r)=1$, el FOV del láser cubre por completo la sombra que genera la geometría del receptor y se cumple a una altura determinada, donde se puede asegurar que el área efectiva del detector está completamente cubierta por la radiación es conocido como el “*full overlap*” (ver figura 3.12).

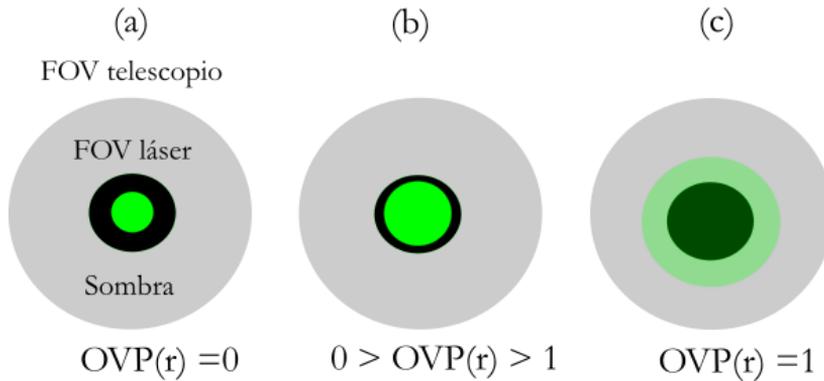


Figura 3.12. Representación gráfica de la función de OVP para un sistema coaxial, el círculo negro ilustra la sombra generada por la geometría del receptor, el color verde es el FOV del láser y en color gris el FOV del telescopio.

La RCS es el punto de partida para cualquier análisis LIDAR ya que proporciona información cualitativa de la distribución de las partículas en la columna atmosférica. Además, siempre que dispongamos de información extra como el AOD podremos a partir de la RCS invertir la ecuación del LIDAR y obtener los coeficientes de

extinción y de retrodispersión, obteniendo propiedades ópticas muy importantes de los aerosoles. La técnica seguida se verá en el apartado de Métodos.

3.2.4 Calibraciones del MPL-3

Las calibraciones de DKC y AFP, para poder así determinar dichos factores de corrección, se hacen con una frecuencia mensual en el SCO. La calibración de DKC se realiza apagando el láser del MPL-3 con la tapa del telescopio puesta y tomando medidas aproximadamente durante unos 20 minutos. Luego se procede a tratar estos datos como se explicó en el apartado anterior.

En el caso de la calibración de AFP, se realizan medidas con el láser encendido y con la tapa del telescopio puesta (obstáculo). De esta manera se toman medidas durante aproximadamente unos 10 minutos.

El procedimiento de la calibración de OVP se realiza una o dos veces al año, El procedimiento comienza en SCO haciendo unas calibraciones de DKC y AFP. Luego el instrumento es trasladado a IZO. Una vez en el observatorio se vuelve a calibrar de DKV y AFP y se vuelven a realizar estas medidas, pero con el telescopio en posición horizontal. Esto se hace para comprobar que el instrumento no se ha visto afectado durante el traslado a IZO.

Una vez con el telescopio en horizontal y por la noche, bajo unas condiciones atmosféricas homogéneas (sin nubes, viento, sin calima, etc.) se gira el telescopio un ángulo $> 5^\circ$ respecto a la perpendicular de la ventana, de forma que el reflejo del haz desde la ventana se observe en la pared lateral fuera del área de apertura del telescopio para comenzar a tomar medidas correspondientes al OVP (se mide de forma rutinaria, pero con el telescopio en horizontal). Antes de que amanezca, el instrumento se para, ya que el sol incidiría sobre el mismo, dañando el detector. Una vez se ha comprobado que los datos son válidos para poder determinar la función de OVP (ver figura 3.13), se pone en posición vertical y se realizan las calibraciones de DKC y AFP. Luego el instrumento es devuelto a SCO donde se vuelven a repetir las calibraciones anteriormente comentadas.

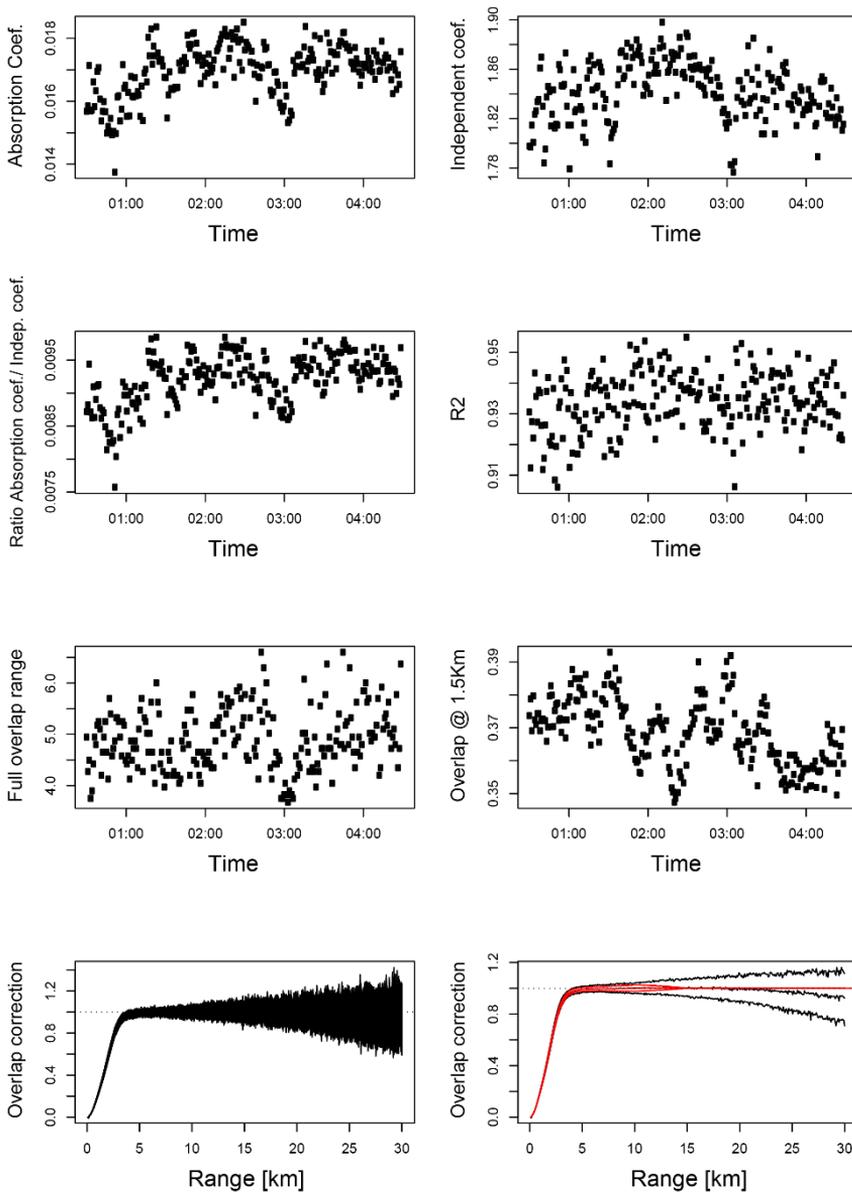


Figura 3.13. Representación gráfica de diferentes parámetros para el estudio del OVP.

3.3 Fotómetro solar Cimel

El fotómetro solar fabricado por Cimel Electronique modelo CE-318 (Cimel, 2015) es el instrumento estándar de la red de AERONET (ver figura 3.14). Se trata de un instrumento automático, autónomo (la alimentación puede realizarse por medio de un panel solar), preparado para estar a la intemperie y necesitado de un bajo mantenimiento (Holben et al., 1998).

Este instrumento obtiene información del aerosol atmosférico mediante medidas de irradiancia solar directa y de la radiancia del cielo (ver figura 3.15).

Las medidas se realizan a las longitudes de onda de 340, 380, 440, 500, 675, 870, 935, 1020 y 1640 nm mediante filtros interferenciales de anchura a altura mitad (FWHM) aproximada de 2nm para los canales de 340 y 380nm, de 25nm para el canal de 1640 nm y de 10 nm para el resto. Se utiliza un detector de Silicio para medir las longitudes entre 340 y 1020 nm y un detector de InGaAs (Indio-Galio-Arsénico) para medir a 1020 nm y a 1640 nm.

El AOD es determinado para todas las longitudes de onda salvo para 935 nm, que se utiliza para obtener el vapor de agua de la columna atmosférica y poder así corregir la absorción en el canal de 1020nm.



Figura 3.14. Red AERONET, distribución global de estaciones de medida (<http://aeronetgsfc.nasa.gov/>).



Figura 3.15. Componentes principales de un fotómetro Cimel-CE.

A partir de las medidas de los fotómetros solares Cimel se pueden obtener AOD, distribución de tamaño de aerosoles, propiedades microfísicas y radiativas (Dubovik and King, 2000; Duvovik et al., 2000).

Para este trabajo se han utilizado medidas de AOD de nivel 1.5, lo que garantiza que todas las medidas afectadas por nubosidad han sido eliminadas siguiendo el método de Smirnov et al. (2000).

Capítulo 4

Área de estudio y Metodología

4.1 Región de estudio

Las Islas Canarias se encuentran situadas en la región subtropical del Atlántico Norte. Este hecho hace que los patrones meteorológicos a escala sinóptica expliquen la estabilidad atmosférica que se presenta en las Islas. Esto es debido a la combinación de dos características de la circulación a gran escala (Palmer y Newton, 1969):

1. La rama descendente de la célula de *Hadley* alrededor de 30°N da como resultado una subsidencia (noroeste, NO) en la FT.
2. La existencia de los vientos Alisios (casi todo el año), que soplan del noreste (NE) en los niveles más bajos de la troposfera sobre el mar, es decir, en la capa límite marina (*marine boundary layer*, MBL). La inversión térmica (*temperature inversion layer*, TIL) asociada a estos vientos es la que proporciona dicha estabilidad a la atmósfera, separando dos regiones diferenciadas, la MBL y la FT por encima de ella. Esto causa la estratificación en la baja troposfera (ver figura 4.1).

La TIL se puede observar en la atmósfera de las islas debido a la aparición de una capa de estratocúmulos, o también llamado “Mar de nubes”, que se forma en el nivel de condensación (Font, 1956). El tope de la TIL se encuentra alrededor de los 1800 m sobre el nivel del mar (s. n. m.) en invierno y en verano en torno a los 1200 m (s. n. m.) (Torres et al., 2002; Rodríguez et al., 2004). Kleissl y otros autores (2007) encontraron en las Islas Azores una tendencia estacional similar. El espesor y el gradiente de temperatura de la TIL alcanzan sus valores máximos en verano, indicando que es más fuerte la inversión en dicha estación (Torres et al., 2002).

La FT y la MBL, como ya comentamos, están separadas por la inversión térmica. Estas dos regiones se pueden diferenciar por la humedad relativa (HR), que disminuye por encima de la TIL ya que el aire es relativamente seco debido a la subsidencia del flujo de aire en los niveles superiores. Por debajo de la TIL el aire es más húmedo debido al transporte del aire húmedo de los vientos Alisios (Viana et al., 2002).

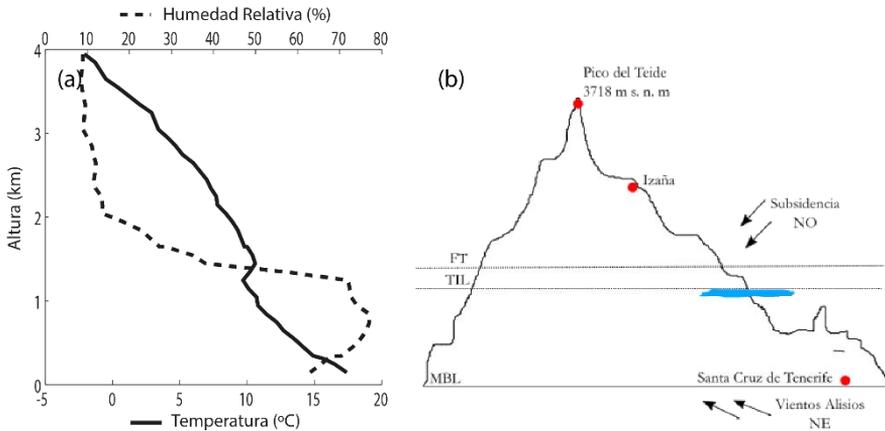


Figura 4.1. (a) Perfiles verticales de humedad y temperatura en Tenerife. (b) Perfil de la isla de Tenerife, con diferentes localizaciones, estratificación de la troposfera y régimen de vientos.

Las Islas Canarias se encuentran cerca del continente africano. Están situadas al oeste de la costa de Marruecos aproximadamente a unos 100 km (ver figura 4.2), en las que se hace notable la presencia de masas de aire procedentes de la región del Sáhara y Sahel, con un máximo absoluto en verano y un máximo relativo en los meses de marzo y abril, según varios estudios realizados a partir de la información de trayectorias de masas de aire (Cuevas, 1995; Bustos et al., 1998; Torres et al., 2002; Viana 2002; Alonso-Pérez et al., 2007, etc.). Estos autores han estudiado diferentes escenarios que explicaban la llegada de polvo africano a las Islas, afectando a la MBL, mediante métodos de análisis subjetivos (retrotrayectorias, información de satélites, modelos de previsión de intrusiones de polvo atmosférico, etc.), agrupándolo en tres escenarios:

- Febrero-marzo: el escenario meteorológico está dominado por la presencia de un anticiclón, afectando al norte de África, centrado entre la costa atlántica africana y la Península Ibérica o el mar Mediterráneo. Este anticiclón transporta así el polvo hacia las Islas Canarias, debido a las circulaciones anticiclónicas, de modo que las concentraciones máximas de polvo mineral se observan en la baja troposfera (hasta 2 km) e incluso a alturas bajas de la MBL.
- Junio-agosto: el escenario meteorológico se caracteriza por la presencia de un anticiclón al norte de África que se sitúa a un

nivel de 850 hPa (1500 m s. n. m.), debido a una baja térmica que tiene lugar en la superficie continental, siendo responsable de la llegada de polvo hacia las Islas. Estas intrusiones tienen lugar a niveles altos de la atmósfera.

- Octubre-noviembre: el escenario meteorológico se encuentra dominado por un anticiclón al norte de África, a nivel de superficie. Los aportes directos de partículas sólo pueden darse por fenómenos de tormentas locales que acontezcan cerca de las Islas, debido a la proximidad de éstas al continente africano. Estas intrusiones son las de menor duración y frecuencia, pero muy intensas. Tienen lugar a niveles bajos de la atmósfera.

Con toda esta información podemos decir que en nuestra región de estudio existen tres patrones meteorológicos que favorecen las intrusiones africanas en la MBL: el primero consiste en un sistema de altas presiones centrado sobre el sur de Europa y que afecta al norte de África, el segundo y tercero caracterizados por un sistema de bajas presiones situado al suroeste y noroeste, respectivamente de las Islas Canarias y un sistema de altas presiones en el norte de África. Los patrones correspondientes al segundo y tercero, favorecen los episodios denominados de “retorno de las masas de aire africano” (Alonso-Pérez et al., 2011).

En verano el escenario meteorológico en el norte de África está caracterizado por un sistema de altas presiones en el Sáhara subtropical y un sistema de bajas presiones sobre los trópicos ligado al monzón. Este patrón de alta-baja denominado NAFDI (*North African Dipole Intensity*) (Rodríguez et al., 2015) produce una variabilidad que da como resultado que la distribución de polvo en el Atlántico Norte está asociada a un mayor transporte de polvo en los subtrópicos y menores cargas de polvo en los trópicos (cuando el NAFDI positivo) y viceversa (NAFDI negativo). El transporte de polvo se produce en la FT.

El comportamiento de las masas de aire africano queda patente en la atmósfera de las Islas, afectando la MBL y la FT. Los episodios de polvo procedente del continente africano que afectan sólo a la MBL ocurren en invierno (diciembre-febrero) y al comienzo de la primavera (marzo-abril). También hay meses de invierno que afectan a la MBL y la FT simultáneamente. En verano (julio-septiembre) la FT se vería afectada por dichas intrusiones, ya que la TIL es más fuerte (Torres et

al., 2002) y en consecuencia la MBL no se vería perturbada. Parte de la primavera (mayo-junio) y otoño (octubre-noviembre) están caracterizadas por tener una atmósfera “limpia” (sin polvo desértico en suspensión) con algunas intrusiones africanas esporádicas (Cuevas et al., 2015).

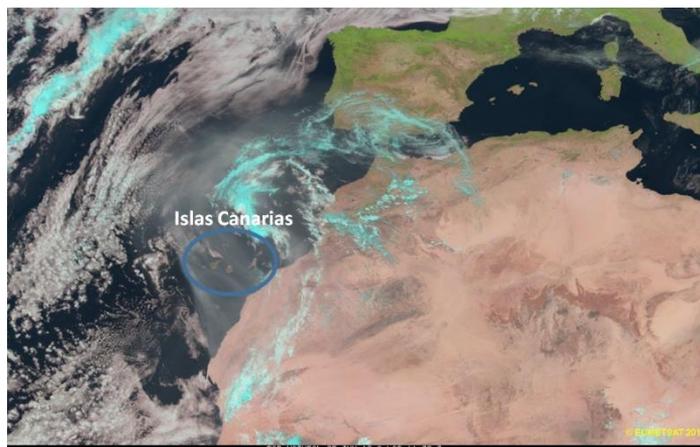


Figura 4.2. Mapa de la situación de las Islas Canarias (Imagen EUMETSAT, 25 junio de 2012).

Es importante resaltar que una vez estos aerosoles están en suspensión en la atmósfera, son transportados por ella, en ocasiones a miles de kilómetros de distancia, por lo que pueden llegar a afectar a regiones muy alejadas de las zonas donde se originaron (Prospero, 1999). Esta capa de aire del Sahara (*Saharan air layer*, SAL) influye a gran escala viajando desde África occidental hasta las zonas tropicales de América, transportando grandes cantidades de polvo (Tsamalis et al., 2013) afectando de manera importante en el clima y ciertas actividades biológicas de estas regiones (Prospero and Carlson, 1970; Carlson and Prospero, 1972, Yu et al., 2015, Sassen et al., 2003, Murray et al., 2012).

Otros aspectos interesantes a estudiar dentro de la atmósfera de las Islas Canarias son la troposfera y tropopausa.

La tropopausa experimenta elevaciones o hundimientos en la altitud dependiendo de la situación sinóptica general. Las características más sobresalientes de la tropopausa a la latitud de las Islas Canarias son (Jaen, 1995):

- Invierno (enero-marzo): el dominio de la circulación del oeste provoca un descenso de la altitud de la tropopausa, aumento de la presión y de la temperatura.
- Verano (julio-agosto): una circulación anticiclónica tropical provoca un aumento de la altitud de la tropopausa, disminución de presión y de temperatura.

En Canarias el espesor de la capa troposférica puede variar aproximadamente desde los 16 km hasta los 8.5 km, ya que esta se eleva sobre un anticiclón y se hunde cuando debajo hay una depresión.

De noviembre a mayo domina en Canarias la discontinuidad en la tropopausa global con un espesor de aproximadamente 4 km, encontrándose una única tropopausa en torno a los 16 km. Durante el primer trimestre anual se detecta una doble tropopausa localizada en 12 km y 18 km; la extensión entre las dos tropopausas va disminuyendo a partir de marzo (Rodríguez-Franco, 2009). La frecuencia de la aparición de múltiples tropopausas (incluso más de dos) es máxima en invierno y mínima en verano. Se observan períodos en los que la aparición de estas va decreciendo (abril-junio) y otros en los que crece (septiembre-noviembre) (Rodríguez-Franco and Cuevas, 2013).

4.2 Estaciones de medida

Las estaciones de medida se encuentran en la Isla de Tenerife, en localizaciones diferentes y con distintas características; una de ellas es el Observatorio de Santa Cruz de Tenerife (SCO) y la otra el Observatorio Atmosférico de Izaña (IZO) (ver Figura 4.3). Ambos observatorios pertenecen a la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) y están gestionados por el Centro de Investigación Atmosférico de Izaña (CIAI) (<http://izana.aemet.es>).



Figura 4.3. Localización de IZO y SCO en la Isla de Tenerife (adaptación de una imagen de Torres et al., 2002).

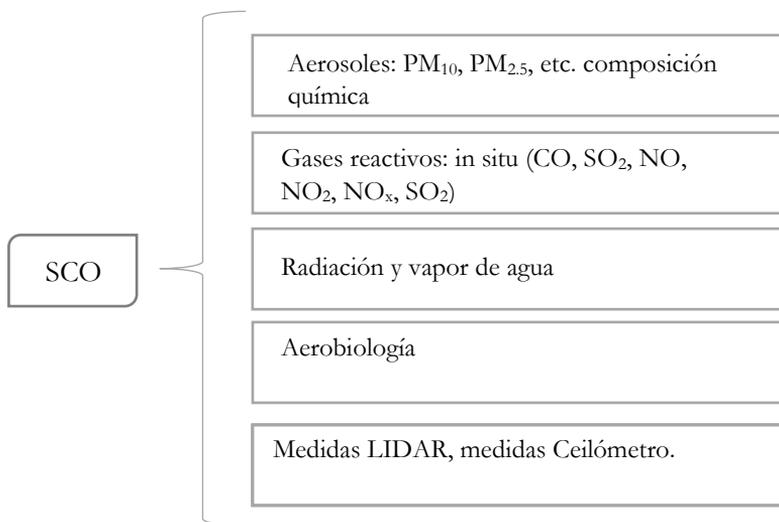
4.2.1. Observatorio de Santa Cruz de Tenerife (SCO)

SCO está situado en la ciudad de Santa Cruz de Tenerife (28.47°N, 16.24°W), a una altitud de 52 m s.n.m., es un observatorio de fondo urbano costero inmerso en la MBL (Figura 4.4.a). Está situado en la azotea de un edificio de 11 pisos (ver Figura 4.4 (b) y (c)). La carga de aerosol diario en SCO está influenciado por el aerosol marino, y también por las partículas de aerosol desértico durante las intrusiones de polvo ($>100 \text{ PM}_{10} \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$, Viana et al., 2002).



Figura 4.4. (a) Vista del SCO desde el mar. (b) y (c) Vistas de la terraza del SCO. (<http://izana.aemet.es>).

Los programas de medida que se llevan a cabo en el SCO se resumen en el siguiente esquema:



4.2.2. Observatorio Atmosférico de Izaña (IZO)

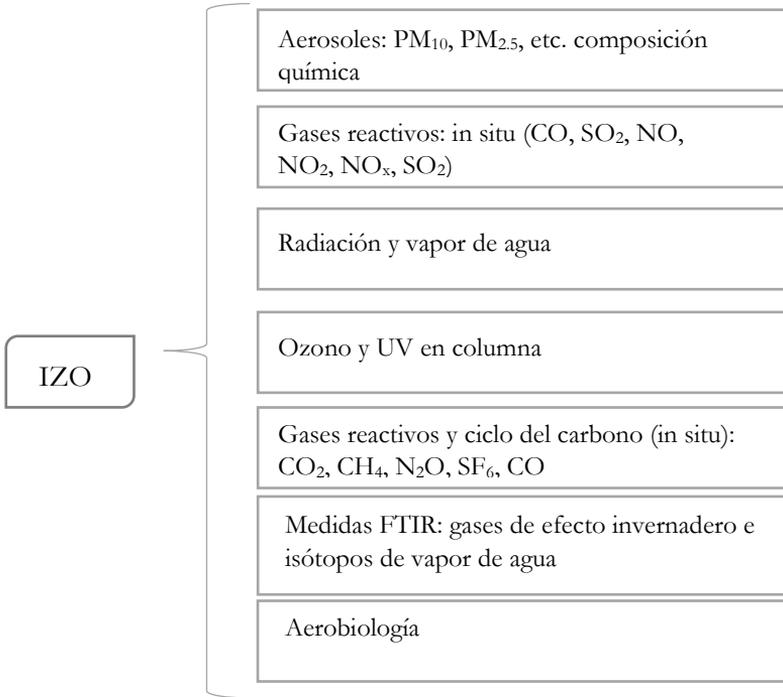
IZO es una estación de montaña situada en el área pre-parque del Parque Nacional del Teide (28.31° N, 16.50° W) a una altitud de 2367 m s. n. m., y está protegido por la ley del cielo (ley 31/1988 de 31 de octubre). Esta estación forma parte de la red de estaciones de Vigilancia Atmosférica Global (VAG-GAW, Global Atmosphere Watch) desde 1989, programa coordinado por la Organización Meteorológica Mundial (OMM). A partir de 2014 fue elegido por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación (CIMO) de la OMM estación *Testbed* de instrumentos de teledetección para la medida de aerosoles y vapor de agua (WMO, 2014). Esta estación contribuye también de manera importante al sistema de observación global de aerosoles al ser uno de los dos centros de calibración solar y lunar absoluta de la red AERONET de la NASA, además es un centro de calibración de la triada PFR (*Precision Filter Radiometer*) del Centro de Radiación Mundial (WRC, *World Radiation Center*; <https://www.pmodwrc.ch/>).

IZO se encuentra muy alejado de cualquier foco de contaminación y normalmente se encuentra por encima de la TIL (Torres et al., 2002), en condiciones de FT. En verano, cuando la TIL se hace más fuerte, las masas de aire procedentes del norte de África afectan a la FT pero no a la MBL, y en invierno pueden afectar a las dos simultáneamente (Torres et al., 2002). El edificio de IZO tiene una torre de 6 plantas (ver Figura 4.5 (a)) con instrumentación y una azotea donde hay diferentes equipos de medición atmosférica (ver Figura 4.5 (b) y(c)).



Figura 4.5. (a) Vista IZO (b) y (c) Vista de la terraza del IZO desde diferentes perspectivas (<http://izana.aemet.es>).

Los programas de medida que se llevan a cabo en IZO se resumen en el siguiente esquema:



4.3 Metodología

En este apartado nos ocuparemos de las metodologías utilizadas para determinar la inversión de la ecuación de LIDAR a una y dos capas y el método de la transmitancia combinada con la inversión de la ecuación del LIDAR.

El punto de partida de las tres metodologías es la ecuación del LIDAR presentada en la ecuación 4.1, que puede ser transformada en señal de retrodispersión corregida en rango (RCS) usando la siguiente ecuación:

$$RCS(z) = C \beta(z) \exp\left(-2 \int_0^z \alpha(r) dr\right) \quad 4.1$$

donde, C es la constante de calibración del MPL-3, que incluye las pérdidas en la óptica de emisión y recepción y el área de apertura del

receptor, β es el coeficientes de retrodispersión total, y α representa el coeficiente de extinción total. Con el fin de resolver esta ecuación, será de utilidad separar las contribuciones moleculares y de aerosoles en los coeficientes de retrodispersión y extinción total, tal y como se presentó en las ecuaciones 2.7 y 2.8. A partir de la definición de transmitancia atmosférica (ecuación 2.3) podemos expresar la RCS en términos de las componentes molecular y de aerosoles:

$$RCS(z) = C (\beta_{mol}(z) + \beta_{aer}(z)) T_{mol}^2 T_{aer}^2 \quad 4.2$$

donde T_{mol} y T_{aer} representan la transmisividad atmosférica debida a moléculas y aerosoles, respectivamente.

La resolución de la ecuación 4.2 plantea varias incógnitas como son $\beta_{mol}(z)$, $\alpha_{aer}(z)$ y C , por lo que es necesario disponer de información adicional para poder resolver dicha ecuación. En este sentido, un parámetro importante en los métodos de inversión de los MPL, es el LR (ecuación 4.3). Es un parámetro óptico importante para la caracterización de los aerosoles, al depender de propiedades intensivas de los aerosoles como su composición química, distribución de tamaño y forma (Mona et al., 2012).

Los coeficientes de extinción y retrodispersión moleculares se pueden calcular si se dispone de información instantánea del perfil vertical de la atmósfera utilizando la ecuación 2.15. Para ello se suelen utilizar radiosondeos locales, valores climatológicos, o datos de una atmósfera estándar, ya que proporcionan los valores de presión y temperatura. Sin embargo, el uso de estos perfiles limita los resultados dado que, por ejemplo, los radiosondeos solamente nos proporcionan perfiles a las horas de lanzamiento, por lo general 00-12 UTC. Por lo tanto, en este trabajo hemos utilizado como fuente de datos alternativa el análisis numérico de la atmósfera GDAS (*The Global Data Assimilation System*), que es un sistema de datos de asimilación global creado por el NCEP-GFS (*National Center for Environmental Prediction Global Forecasting System*) con la finalidad de crear una base de datos basada en observaciones reales globalmente distribuida para inicializar modelos de predicción numérica. Este

sistema de medidas proporciona datos cada cuatro horas (00, 06, 12 y 18 UTC) para todo el planeta, con una resolución espacial de 1° en latitud/longitud y 23 niveles de presión (desde 1000 hPa hasta 20 hPa). La constante C_{aire} (ecuación 2.15) se calcula para la longitud de onda (523 nm) del MPL-3 (Kovalev and Eichinger, 2004)

Una vez se ha calculado los coeficientes de extinción y retrodispersión molecular, y conocido el LR_{mol} , seguimos teniendo una ecuación con varias incógnitas. Para resolver la ecuación se define de la misma manera el LR de los aerosoles:

$$LR(r) = \frac{\alpha_{aer}(r)}{\beta_{aer}(r)} \quad 4.3$$

Sustituyendo la ecuación 4.3 en la 4.2 se consigue reducir el número de incógnitas.

4.3.1. Detección de nubes

El estudio de las propiedades de los aerosoles en la atmósfera implica que las medidas realizadas con el sistema LIDAR sean realizadas en condiciones de cielo despejado, en ausencia de nubes. Si bien es cierto que las medidas fotométricas simultáneas se proporcionan sólo en condiciones de ausencia de nubosidad (AERONET nivel 1.5 o superior), hay que tener en cuenta los distintos campos de visión de ambos instrumentos. Las medidas fotométricas de radiación directa se realizan siguiendo el disco solar en todo momento, y garantizan la ausencia de nubes en esa dirección, pero no aseguran las condiciones de cielo despejado para las medidas cenitales realizadas por nuestro sistema LIDAR.

En esta Tesis hemos utilizado una metodología muy sencilla pero eficaz para la discriminación de medidas afectadas por nubosidad. Se basa en trabajos previos realizados por Clothiaux et al. (1998) basado en la variabilidad temporal que experimenta el *background* a lo largo del día. Las observaciones muestran que las

medidas de esta magnitud realizadas con el LIDAR en condiciones de cielo despejado presentan una variación lenta con forma de campana, con su máximo coincidiendo con las horas del mediodía solar. De esta manera, se puede establecer un umbral a partir del cual una desviación de la medida del *background* puede ser traducida con la presencia de nubosidad. Para ello se realiza un ajuste polinómico de orden 2 en una ventana temporal de 15 minutos alrededor de cada medida y se buscan desviaciones de la señal superiores a un cierto umbral.

4.3.2 Elección de la altura de referencia

Partiendo de la ecuación 3.1, aplicamos el logaritmo natural a la RCS para suprimir el factor exponencial, y tenemos en cuenta el LR, obteniendo la siguiente expresión para:

$$\beta(z) = \frac{\beta(z_{\text{ref}})RCS(z)}{RCS(z_{\text{ref}}) - 2\beta(z_{\text{ref}}) \int_{z_{\text{ref}}}^z LR(z')RCS(z')dz'} \quad 4.4$$

De esta manera podemos obtener el perfil del coeficiente de retrodispersión si conocemos el valor de este parámetro a una altura de referencia, z_{ref} . La elección de esta altura de referencia da lugar a dos variantes para la solución del algoritmo. La primera de ellas se denomina solución hacia delante, y se basa en la elección de la altura de referencia en el rango cercano. La desventaja de elegir esta altura es que la RCS en el punto de referencia $RCS(z_{\text{ref}})$ presenta una gran incertidumbre debido a los errores asociados al OVP. La solución hacia atrás, que es la otra variante, se basa en la elección de la altura de referencia en el rango lejano. La ventaja de este método es que el coeficiente de retrodispersión total puede ser bien conocido si se elige una altura de referencia donde la atmósfera presenta sólo contribución molecular. Para esta última solución, la ecuación anterior (4.4) queda de la siguiente manera:

$$\beta(z) = \frac{\beta(z_{\text{ref}})RCS(z)}{RCS(z_{\text{ref}}) - 2\beta(z_{\text{ref}}) \int_z^{z_{\text{ref}}} LR(z')RCS(z')dz'} \quad 4.5$$

El método para obtener los coeficientes de retrodispersión visto en las ecuaciones anteriores, es el denominado método de Klett (Klett, 1981 and 1985). Una variante del método anterior (tomando distintas consideraciones aportadas por los diferentes autores) es el método Fernald- Klett-Sasano (Fernald et al., 1972; Fernald, 1984; Klett, 1981 and 1985; Sasano and Nakane, 1984; Sasano et al., 1985) en las que se separan explícitamente las contribuciones de aerosol y moleculares. Y Sasano introduce la idea de que el LR no es constante en toda la columna sino que depende de la altura LR(z).

Una vez vistos los diferentes métodos de inversión, nosotros utilizaremos el método Fernald-Klett-Sasano para inversiones a una y a dos capas como veremos en los siguientes apartados.

4.3.3 Inversión a una capa

El primer paso para comenzar el proceso de inversión a una capa es la determinación de la altura máxima hasta la que vamos a extender la inversión. Consideramos que aquellas alturas por encima del nivel donde el ratio señal-ruido (*signal to noise ratio*, SNR) sea < 3 (Morille et al., 2007) no serán tomadas en cuenta en la inversión, ya que la calidad de la información no puede ser asegurada.

La señal del LIDAR sigue una estadística de Poisson, siguiendo el razonamiento de Welton y Campbell (2002), de modo que el SNR puede ser calculado de la siguiente forma:

$$SNR = \frac{P - P_{BKG} - P_{AFP} - P_{DKC}}{\sqrt{P/N}} \quad 4.6$$

donde: P es la señal total, P_{BKG} es el BKG, P_{AFP} es el AFP, P_{DKC} es el DKC y N es el número de pulsos dentro del intervalo de integración de la señal.

4.3.3.1 Determinación de la altura de la capa límite planetaria

La PBL, tal y como se ha expuesto en el capítulo 2 (2.2.2), es la capa que se extiende desde la superficie hasta una altura típica de 1-2 km, directamente influenciada por los forzamientos superficiales, donde los movimientos turbulentos y convectivos aseguran una mezcla efectiva en su composición. Limita por tanto una región de concentración de aerosoles uniforme con la atmósfera libre, donde su concentración cambia bruscamente desde condiciones de atmósfera limpia hasta condiciones de atmósfera puramente molecular (ausencia de aerosoles). Dado que la altura de esta capa límite depende de las condiciones superficiales y atmosféricas en cada instante, la determinación del tope superior de esta capa uniformemente mezclada será un factor importante dentro del proceso de inversión.

En esta tesis hemos utilizado el método del Gradiente (Flamant et al., 1997; Menut et al., 1999), que determina tanto la altura de la capa límite como la altura a la cual se encuentra el mínimo del gradiente de la señal RCS, que denota un cambio brusco en los coeficientes de absorción/extinción, y, por tanto, un cambio importante del tipo o concentración de los aerosoles. Puede verse este cambio brusco en la señal en la Figura 4.7, donde la capa límite se ha determinado a la altura señalada por la línea roja gruesa. Se determinará también la altura de la capa límite máxima (BL_{max}) y mínima (BL_{min}) utilizando criterios prácticos, con el fin de incluir los posibles procesos de mezcla entre la capa de mezcla y la atmósfera libre. De este modo, BL_{max} será la altura a la que el valor absoluto de la derivada decae un 20% respecto de su valor a la altura de la capa límite. La BL_{min} se establecerá en el nivel debajo de la altura de la capa límite donde se encuentre el máximo en la señal RCS.

4.3.3.2 Cálculo de la altura de referencia

La altura de referencia es un parámetro de extrema importancia dentro del algoritmo de inversión, que requiere conocer el coeficiente de extinción o dispersión de aerosoles a una determinada altura (altura de referencia, $z_{ref}=r_{ref}$). De manera habitual suele utilizarse como altura de

referencia aquella altura a la que la contribución de los aerosoles es nula o despreciable (Figura 4.6).

En esta tesis hemos realizado los siguientes pasos para la determinación de la altura de referencia:

- La señal RCS se compara con la señal molecular. Idealmente se determinaría una atmósfera puramente molecular como aquella donde la derivada del cociente de ambas señales sea nula (el ratio de ambas señales es una constante en ausencia de aerosoles). Sin embargo, la presencia de ruido en la señal complica esta determinación.
- Se trata de detectar la zona molecular mediante un filtro del error en la señal basado en el SNR. Si consideramos que el perfil molecular de retrodispersión atenuado (MAB) está libre de ruido y usando un límite de detección de 3sigmas (3σ), podremos identificar zonas libres de aerosoles como aquellas que satisfacen la siguiente expresión:

$$\frac{d\left(\frac{RCS}{MAB}\right)}{dz} < 2\Delta \frac{RCS(z)}{MAB(z)} = \frac{2}{MAB(z)} \Delta RCS(z) = \frac{2}{MAB(z)} 3 \frac{RCS(z)}{SNR} \quad 4.7$$

- Se realiza una última corrección a través de la regresión lineal entre la señal molecular y la señal RCS. Este último proceso pretende ajustar ambas señales en la zona de atmósfera molecular, corrigiendo así los posibles errores de procesado de la señal. Una vez realizado el ajuste y corregida la RCS se procede al cálculo definitivo de la altura de referencia ($z'_{ref}=r'_{ref}$)(Figura 4.6).

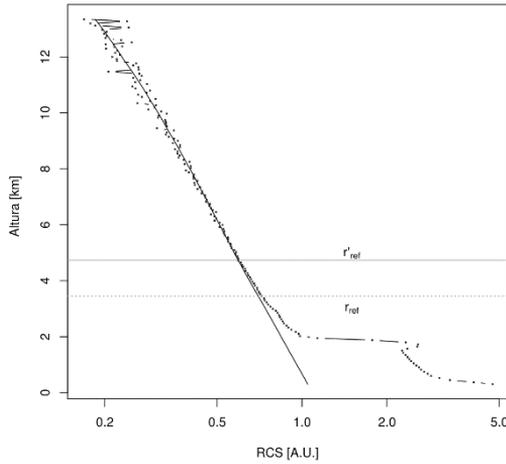


Figura.4.6. Representación gráfica de las alturas de referencia.

4.3.3.3 Proceso de inversión

El método Fernald-Klett-Sasano resuelve el problema de la inversión teniendo en cuenta:

- en cada inversión de la señal del lidar se calibra a una altura de referencia, así se consigue reducir el número de incógnitas al no depender de la constante instrumental C
- Se debe tener información adicional o conocer el LR_{aer}

Partiendo de la ecuación 3.1, teniendo información del LR_{aer} , podemos calcular β_{aer} usando la siguiente expresión:

$$\beta_{aer}(z) + \beta_{mol}(z) = \frac{S(z) \exp\left(-2 \int_{z_0}^z [LR_{aer}(z') - LR_{mol}(z')] \beta_{mol} dz'\right)}{\frac{S(z)}{\beta_{aer}(z_0) + \beta_{mol}(z_0)} - 2 \int_{z_0}^z LR_{aer}(r') S(z') T(z', z) dz'} \quad 4.8$$

donde $S(z) = RCS$, calculados para cada capa desde la altura de referencia corresponde a z_0 hasta la altura de la primera capa.

Para la estimación de un parámetro crítico en la inversión como LR_{aer} , hemos utilizado la sinergia LIDAR- fotómetro solar con el objetivo de reducir la incertidumbre su cálculo y por lo tanto mejorando la caracterización de aerosoles (Ansmann et al., 2012; Lopatin et al., 2013; Biniotoglou et al., 2015; Chaikovsky et al., 2016). En primer lugar se hace variar el LR_{aer} entre 1 y 150, calculando los perfiles de β_{aer} y α_{aer} para cada valor. Una vez se tiene el perfil de α_{aer} se puede obtener el AOD estimado para cada valor de LR (AOD^*) a través de su integral entre la superficie y a altura de referencia r_0 , dada la siguiente expresión:

$$AOD^* = \int_{sup}^{z_0} \alpha_{aer}(z') dz' \quad 4.9$$

Se ha utilizado el AOD de SCO (AOD_{SCO}) extraído de la red AERONET como condición para determinar el LR. Mediante un procedimiento secuencial se determina el valor LR_{aer} como aquel LR para el cual la diferencia entre AOD^* y AOD_{SCO} sea mínima. Una vez tengamos LR_{aer} quedará determinado β_{aer} , α_{aer} y AOD.

A continuación, se muestra el resultado gráfico de una inversión de este tipo, a una capa:

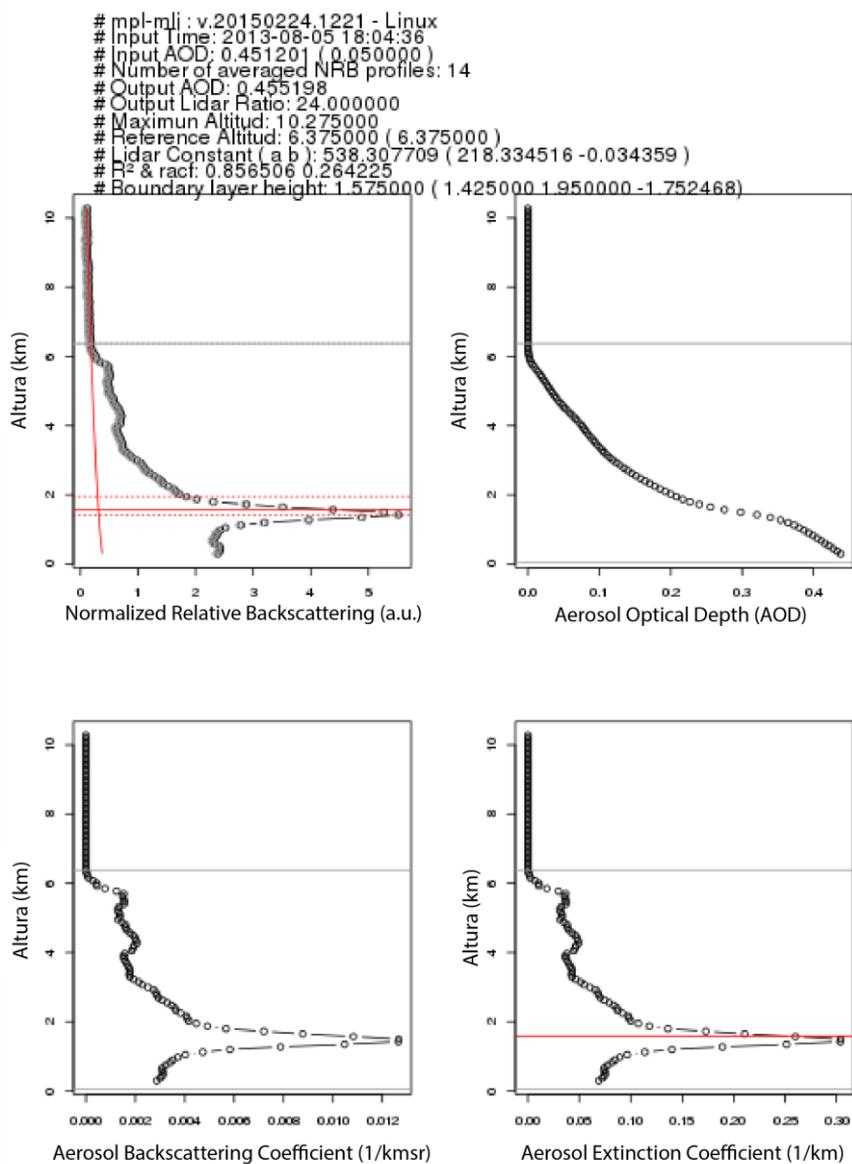


Figura.4.7. Representación gráfica de los perfiles de RCS, AEC, ABC y AOD, obtenidos en la inversión en una capa.

Donde se representa la RCS, el perfil de AOD obtenido, el perfil de retrodispersión de aerosoles y el perfil de extinción de aerosoles.

4.3.4 Inversión a dos capas

Se siguen los pasos de la anterior inversión, pero ahora teniendo en cuenta, los valores de AOD (AERONET) de dos fotómetros situados a dos alturas diferentes, uno en SCO (52 m s.n.m.), y otro en IZO (2367 m s.n.m.)

En este caso, los valores de AOD de SCO (AOD_{SCO}) e IZO (AOD_{IZO}) han servido como valores límites para fijar con mayor precisión LR en las dos capas. Este nuevo enfoque asimila estas dos medidas de AOD en el método de inversión de dos capas del MPL-3.

En este caso consideraremos dos capas diferentes:

- Capa 1: desde z_{ref} a BL_{max}
 Cálculo β_{aer} , α_{aer} y AOD siguiendo el mismo procedimiento secuencial definido para la inversión a una capa a la altura de IZO, con LR_{aer} variando entre 1 y 150, y AOD_{IZO} como limitación para definir $LR_{aer}(1)$. De la misma manera que para el caso de inversión a una capa, el LR_{aer} estimado en esta capa será aquel valor para el cual la diferencia AOD_{IZO}^* y AOD_{IZO} sea mínima. Este valor de LR se considera constante hasta BL_{max} .
- Capa 2: desde BL_{max} a SCO
 Conocidos ya los valores de β_{aer} y α_{aer} correspondientes a la capa superior, cuyo límite inferior se considerará en BL_{max} , se utiliza el AOD_{SCO} dentro del proceso iterativo de estimación de LR_{aer} en esta capa 2 ($LR_{aer}(2)$), teniendo en cuenta que los LR en la región limítrofe entre BL_{max} y BL_{min} se calcula considerando una variación lineal entre el $LR_{aer}(1)$ y $LR_{aer}(2)$, con el fin de evitar una discontinuidad entre ambos valores.

A continuación, se muestra el resultado gráfico de una inversión de este tipo, a dos capas, para la misma fecha que el ejemplo gráfico anterior.

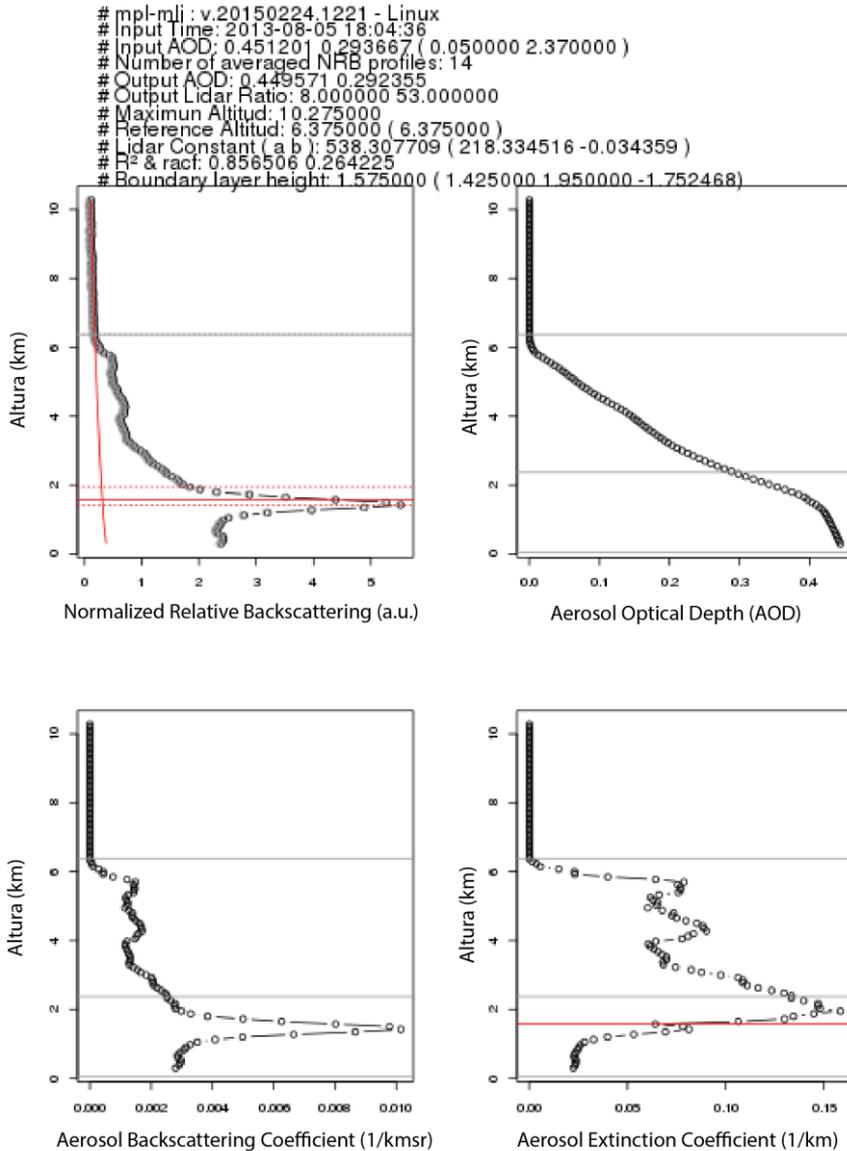


Figura.4.8. Representación gráfica de los perfiles de RCS, AEC, ABC y AOD, obtenidos en la inversión a dos capas.

4.3.5 Criterios para el control de calidad del proceso de inversión

Se han establecido una serie de consideraciones a tener en cuenta relacionadas tanto con parámetros físicos que afectan al correcto funcionamiento de nuestro dispositivo LIDAR, como otro tipo de parámetros de determinación empírica que garanticen la fiabilidad del método de inversión.

A continuación, se enumeran las condiciones bajo las cuales se realiza el proceso de inversión:

- se descartan perfiles en los que haya nubes
- se impone un valor mínimo de energía (2μ)
- se impone un valor máximo y mínimo de temperatura del detector ($27-17^{\circ}\text{C}$)
- se impone un valor máximo y mínimo de temperatura de telescopio ($27-17^{\circ}\text{C}$)
- se impone un valor máximo y mínimo de temperatura del láser ($27-17^{\circ}\text{C}$)
- Se limitan los valores del factor de autocorrelación de la señal por encima de los 20 km, altura a la cual se considera que no debe haber señal de aerosol.
- Se limitan los valores del factor de autocorrelación de la señal en la zona del cálculo de BKG.
- Se limita la desviación estándar de la energía (0.5)

4.3.6 Método para localizar capas de aerosoles y errores en capas altas de la atmósfera.

Se ha realizado un diseño semiautomático que permite detectar señales de la RCS ya sea procedentes de capas de aerosoles, nubes, o bien de errores cuando existe solapamientos de la señal del MPL-3.

El procedimiento consiste en un ajuste lineal de la RCS y la RCS molecular al que se le asignan unos pesos, y se va calculando de forma iterativa para ir eliminando puntos pertenecientes a picos de la señal poniendo un límite de 3σ . También se realiza un filtrado que permite eliminar puntos aislados o *outliers*.

Este método se dice que es semiautomático porque luego se debe chequear visualmente si la detección es debida a nubes, capas de aerosoles, problemas en el instrumento etc.

A continuación se exponen dos ejemplos: uno donde se detecta una capa señalada en blanco y analizando su continuidad indicando que se trata de una capa de aerosol (Figura 4.9) y en el otro aparecen por un lado, en torno a 10-11 km una capa pero con cierta discontinuidad lo cual nos indica que se trata de nubes y por el otro, entre los 25 y 60 km aparece una señal que nos indica que existen problemas en la electrónica de instrumento (señalados en blanco) (Figura 4.10).

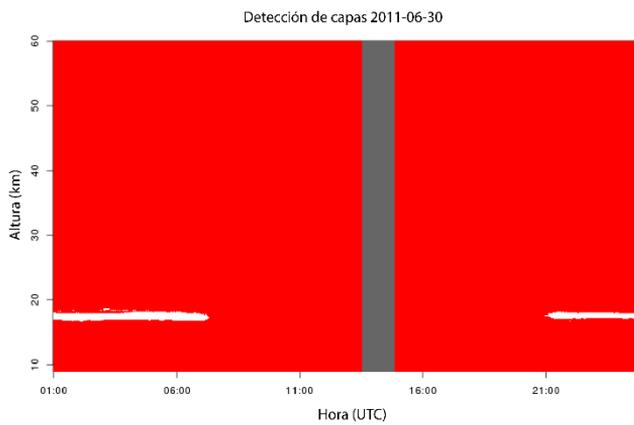


Figura.4.9. Mapa de color, donde se señala en blanco la capa de aerosol en este caso.

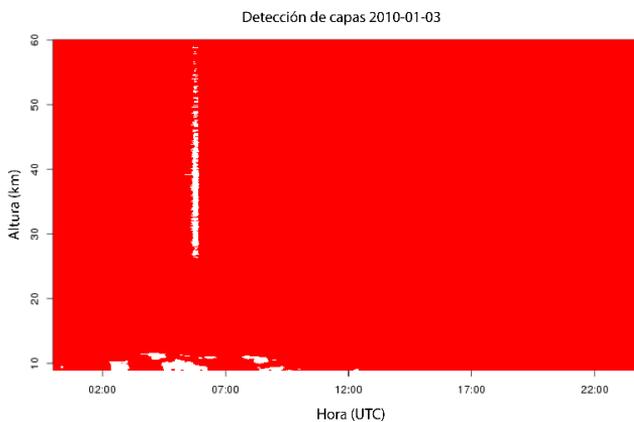


Figura.4.10. Mapa de color, donde se señala en blanco capas de nubes en torno a 10 km y un error en la señal del instrumento.

4.3.7 Métodos para el estudio de los aerosoles en capas altas.

Habitualmente la determinación del AOD de una capa de aerosol se realiza mediante la inversión de Fernald-Klett (Fernald et al., 1972; Fernald 1984; Klett, 1981 and 1985) pero introduciendo a priori un LR conocido, obtenido de la bibliografía según el tipo de aerosol que predomine en dicha capa. Una vez conocido este LR se puede obtener el AOD de la capa a estudio

Sin embargo el método de la transmitancia (Platt, 1973; Young, 1995; Chen et al., 2002; Platt et al., 2002) permite obtener el espesor óptico efectivo para capas de la atmósfera aisladas (capas delgadas) sin información previa, comparando las señales LIDAR retrodispersadas justo por debajo y por encima de la capa, siempre que éstas representen correctamente el medio de dispersión, es decir, que exista la penetración completa del rayo láser en dicha capa. En este método se debe asumir que tanto por encima como por debajo de la capa de estudio debe estar libre de aerosoles. Por lo tanto, se puede determinar la señal de retrodispersión corregida en rango a la altura de la base de la capa de aerosol de estudio, $RCS(z_{Base})$, y la señal de retrodispersión corregida en rango a la altura del tope de la capa de aerosol de estudio la, $RCS(z_{Top})$. De esta manera se puede calcular la transmitancia de la capa de aerosol, T_{CAPA} y el AOD de la de la capa de estudio, AOD_{Capa} , mediante las expresiones siguientes:

$$T_{CAPA} = \sqrt{\frac{RCS(z_{Top})\beta_{mol}(z_{Base})T_{mol}^2(z_{Base})}{RCS(z_{Base})\beta_{mol}(z_{Top})T_{mol}^2(z_{Top})}} \quad 4.10$$

donde $\beta_{mol}(z_{Base})$ y $\beta_{mol}(z_{Top})$ son los coeficientes de retrodispersión molecular a la altura de la base y del tope de la capa de aerosoles respectivamente, de igual forma ocurre con la transmitancia molecular T_{mol} .

$$AOD_{CAPA} = -\ln T_{CAPA} \quad 4.11$$

En nuestro estudio no determinaremos la transmitancia punto a punto sino que realizaremos un ajuste lineal (ajuste a una recta) más proximadamente en torno a los 4 km por encima y por debajo de nuestra capa de aerosol, donde las pendientes que se obtienen serán equivalentes a los valores de $RCS(base)/RCS_{mol}(base)$ y $RCS(tope)/RCS_{mol}(tope)$ en la ecuación 4.10, donde RCS_{mol} es la señal corregida en rango molecular.

Se han considerado tres posibles métodos para realizar este tipo de ajuste. En un primer momento se consideró un ajuste lineal tipo $y=ax+b$ tanto en la capa superior como en la inferior. Sin embargo, los resultados de este tipo de ajuste muestran una gran dispersión en las pendientes de la capa superior. A fin de reducir los grados de libertad del problema se consideró un segundo tipo de ajuste lineal, $y=ax$, forzando que la ordenada en el origen fuera igual a cero. En este caso se observó que sorprendentemente el ajuste de los datos no pasaba de forma natural por el cero, en contra de lo propuesto por otros autores. Finalmente se optó por una solución intermedia en la cual tanto el ajuste de la capa superior como de la capa inferior comparte la misma ordenada en el origen, como se muestra en la ecuación 4.12.

$$\begin{pmatrix} y_1 \\ y_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} x_1 & 0 \\ 0 & x_2 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a_1 \\ a_2 \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} b \\ b \end{pmatrix} \quad 4.12$$

Donde y_1 e y_2 corresponden al conjunto de valores RCS (tope) Y RCS (base) respectivamente, y x_1 y x_2 corresponden a los valores $RCS_{mol}(tope)$ y $RCS_{mol}(base)$ respectivamente (Figura 4.11).

Una vez determinado el AOD de la capa y mediante el método de inversión Fernald-Klett (Fernald et al., 1972; Fernald 1984; Klett, 1981 and 1985) se determina el LR.

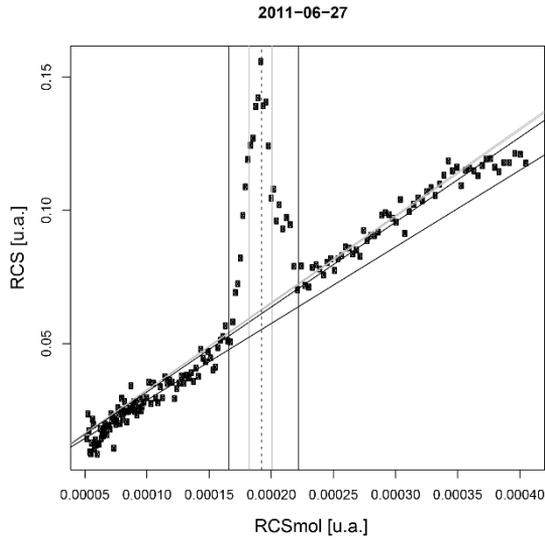


Figura.4.11. Ajustes para determinar el AOD de la capa de aerosol por el método de la transmitancia.

En el estudio que se desarrolla en el Capítulo 6 se utilizará las dos formas de obtener AOD mencionadas anteriormente.

Capítulo 5

**Caracterización vertical de los
aerosoles en la atmósfera: Método de
inversión a una y dos capas**

5.1 Técnicas de inversión para la caracterización vertical de los aerosoles en la atmósfera

En los capítulos anteriores se han mostrado los efectos de los aerosoles sobre el clima. Se ha descrito la metodología para la estimación del coeficiente de extinción de los aerosoles para un LIDAR elástico siguiendo la metodología de inversión a una capa (sección 4.3.3). Además, se ha propuesto la metodología basada en la inversión a dos capas, que se resume en la expresión presentada en la ecuación 4.8 y el procedimiento de la sección 4.3.4. Ambas aproximaciones para la caracterización vertical de los aerosoles en la atmósfera se basan en las ventajas del uso sinérgico de la información extraída de sistemas LIDAR con técnicas de fotometría solar (Ansmann et al., 2012; Lopatin et al., 2013; Mortier et al., 2013; Binietoglou et al., 2015; Chaikovsky et al., 2016; Bovchaliuk et al., 2016). Sus ventajas son particularmente interesantes para el caso de sistemas LIDAR elásticos, al tratarse de instrumentación que supone una magnitud observable (energía retrodispersada) y dos magnitudes desconocidas (perfiles de los coeficientes de retrodispersión y extinción de aerosoles). Se puede entender fácilmente que se llega a un sistema de ecuaciones indeterminado, que puede ser resuelto incluyendo información extra del AOD medido por medio de técnicas de fotometría para la estimación del LR. Hay que señalar que este procedimiento, en el caso de un LIDAR elástico, supone tan sólo una estimación del perfil vertical del coeficiente de extinción de los aerosoles, aunque es capaz de obtener esta información con errores reducidos (10-20%) en condiciones de aerosoles uniformemente distribuidos en la vertical (Informe VAG, 2007; Ansmann 2006). En estas condiciones es posible asumir la condición de un valor de LR independiente de la altura. Sin embargo, en condiciones generales en las que aparecen distintas capas de aerosoles en la vertical, como en el caso de la PBL o de intrusiones de polvo mineral como en las que la SAL está presente, es necesario introducir en nuestro sistema de ecuaciones información sobre esa estratificación real de los aerosoles. En este sentido, la orografía de la Isla de Tenerife hace posible introducir esta información, ya que se dispone de una serie de estaciones a diferentes alturas sobre el nivel del mar dotadas de fotómetros solares. En particular, dentro de la red AERONET existen tres estaciones localizadas en la Isla: SCO, La Laguna (28.48°N-16.32°W, 568 m) e IZO. La aproximación presentada en esta Tesis supone el uso de los datos de los fotómetros en SCO e

IZO para incorporar información sobre las características de los aerosoles dentro de la MBL y a alturas en las que la FT está típicamente presente, respectivamente. Con esta aproximación también se busca mejorar la caracterización de la SAL, que puede afectar a ambas estaciones a la vez o a cada una de ellas por separado, en función de la época del año, tal y como se ha descrito en la sección 4.1.

En este capítulo estudiaremos los perfiles de extinción extraídos por medio de las inversiones a una y dos capas, así como los valores de LR así estimados, comparando los resultados con los valores que se encuentran en la literatura. En la Tabla 4.1 se muestra un resumen de los distintos valores de LR utilizados en la bibliografía. En esta tabla nos hemos centrado principalmente en el aerosol marino y desértico, ya que son los dos tipos de aerosol que se encuentran mayoritariamente en las Islas y que nos afectan con mayor frecuencia. De esta tabla se puede deducir la dependencia del LR con la fuente u origen del aerosol, de modo que un aerosol catalogado dentro de una misma tipología puede tener diferentes valores esperados del LR. Para el caso del polvo mineral existen valores de LR que oscilan entre 35-62 sr (532 nm), mientras que para el aerosol de tipo marino oscila entre 18-29 sr (532 nm), ascendiendo a 30-40 sr en el caso del aerosol marino contaminado.

Existen estudios recientes desarrollados por García et al. (2017) que han caracterizado desde un punto de vista químico los aerosoles presentes en la estación IZO en condiciones limpias, en las que se encuentra la presencia de un flujo predominante del oeste y concentraciones de partículas PM_{10} (diámetros inferiores a las 10 μm) entre los percentiles 1 y 50 que oscilan entre 0.15-2.54 $\mu g m^{-3}$. En estas condiciones, estos autores observaron que el polvo mineral era el componente mayoritario (53%), frente a otro tipo de aerosoles como partículas orgánicas (18%) o partículas no salinas (SO_4^- , 14%). Cabe destacar las marcadas diferencias que encontraron estos autores en cuanto a concentraciones de partículas PM_{10} dependiendo del origen de la masa de aire. En casos de influencia de la SAL, encontraron que la mediana de las concentraciones de PM_{10} eran 36.07 $\mu g m^{-3}$, con un predominio del polvo mineral (77.7%), mientras que en presencia de flujos del oeste, asociados a condiciones limpias, se detectaron medianas en las concentraciones de 1.13 $\mu g m^{-3}$. Hay que destacar que, a pesar de la escasa presencia de partículas, se puede asegurar que en condiciones limpias el aerosol predominante es el polvo mineral.

Tabla 5.1. Valores de LR por diversos autores para diferentes tipos de aerosoles.

Tipo de aerosol: marino			
Fuente	Capa	LR (sr)	Referencia
Cabo vede	-	18±4 ($\lambda=355$ nm) 18±2 ($\lambda=532$ nm)	Groß et al. (2011)
CALIPSO	-	20 ($\lambda=532$ nm) 45 ($\lambda=1064$ nm)	Omar et al. (2009)
Atlántico Norte	PBL	23±3 ($\lambda=532$ nm)	Müller et al. (2007)
Océano Índico	PBL	23±5 ($\lambda=532$ nm)	Müller et al. (2007)
Tropical	FT	29±8 ($\lambda=532$ nm)	
Grecia	PBL	28±11 ($\lambda=355$ nm)	Amiridis et al. (2005)
	FT	28±11 ($\lambda=355$ nm)	
Estudio numérico	-	17-60 ($\lambda=351$ nm)	Barnaba et al. (2004)
Sur Italia	-	23-44 ($\lambda=355$ nm)	De Tomasi and Perrone (2003)
Hawaii	-	25±4 ($\lambda=532$ nm)	Masonis et al. (2003)
Estudio numérico	-	15-30 ($\lambda=355$ nm) 15-30 ($\lambda=532$ nm) 25-50 ($\lambda=1064$ nm)	Ackermann (1998)
Tipo de aerosol: marino contaminado			
Océano Índico	PBL	30-40 ($\lambda=532$ nm)	Müller et al. (2007)
Tropical			
Tipo de aerosol: polvo desértico			
Cabo Verde	-	58± 7 ($\lambda=355$ nm) 62± 5 ($\lambda=532$ nm)	Groß et al. (2011)
CALIPSO	-	40 ($\lambda=532$ nm) 55 ($\lambda=1064$ nm)	Omar et al. (2009)
Sahara	PBL	55± 6 ($\lambda=355$ nm) 55± 6 ($\lambda=532$ nm)	Müller et al. (2007)
Sahara	FT	59± 11 ($\lambda=532$ nm)	Müller et al. (2007)
Gobi	PBL	35± 5 ($\lambda=532$ nm)	Müller et al. (2007)
Arabia Saudi	FT	38± 5 ($\lambda=355$ nm) 38± 5 ($\lambda=532$ nm)	Müller et al. (2007)
Sur de Italia	-	38± 15 ($\lambda=532$ nm)	Mona et al. (2006)
Grecia	PBL	72±34 ($\lambda=355$ nm)	Amiridis et al. (2005)
	FT	57±29 ($\lambda=355$ nm)	
Asia	FT	49± 9 ($\lambda=355$ nm) 43± 7 ($\lambda=532$ nm)	Papayannis et al. (2005)
Norte de Europa	FT	50-90 ($\lambda=355$ nm) 40.80 ($\lambda=532$ nm)	Ansmann et al (2003)
Tipo de aerosol: polvo desértico contaminado			
CALIPSO	-	65 ($\lambda=532$ nm) 30 ($\lambda=1064$ nm)	Omar et al. (2009)
Tipo de aerosol: polvo desértico mezclado con marino			
Cabo Verde	-	50±2 ($\lambda=355$ nm)	Groß et al. (2011)

5.2 Comparación de las metodologías de una y dos capas para el cálculo de los perfiles de extinción

Ambas metodologías se han aplicado para las medidas realizadas con el sistema LIDAR MPL-3 instalado en la estación de SCO en el periodo 2007-2016. En la Tabla 5.2 se presenta el número de datos RCS e inversiones de las que se dispone para este análisis.

Tabla 5.2. Número de días con datos RCS y número total de inversiones para el período de estudio.

Año	RCS	Inversión a 1 capa	Inversión a 2 capas
2007	153	810	449
2008	275	3770	1775
2009	296	6157	2789
2010	7	-	-
2011	349	6633	3044
2012	297	5362	2219
2013	316	5608	2228
2014	348	6521	2620
2015	335	3356	1472
2016	357	6836	1603

En la Figura 5.1 se presenta el diagrama de dispersión de los LR obtenidos aplicando la metodología de inversión a una capa. En este caso se ha obtenido un promedio del LR de 24 sr y una mediana de 22 sr. Como puede comprobarse en esta figura, para valores de AOD < 0.05 los LR oscilan entre 5 sr y 60 sr. Esta amplia dispersión en los LR indica la falta de precisión de este tipo de metodología cuando es aplicada en condiciones de baja carga de aerosoles. Sin embargo, para condiciones de AOD superiores a 0.15, se obtienen valores de LR entre 20 sr y 40 sr, que concuerdan con valores de bibliografía para aerosoles de tipo marino y/o desértico, como se puede observar en la Tabla 5.1.

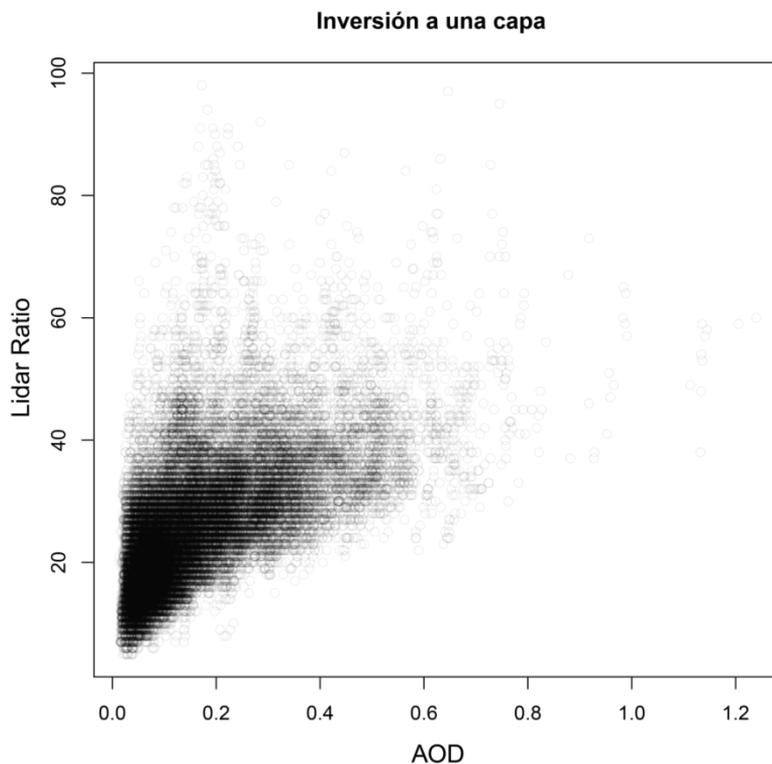


Figura 5.1. Diagrama de dispersión de los LR frente al AOD para la inversión a una capa.

En la Figura 5.2 se representan los diagramas de cajas para los valores anuales de LR en el caso de la inversión a una capa. Esta figura incluye las principales estadísticas de los LR para cada uno de los ocho años que se incluyen en este estudio, desde 2007 hasta 2016. Se observa que la mediana se mantiene estable a lo largo del periodo, con valores que oscilan entre 20 sr y 30 sr (ver histograma de la Figura 5.3). El rango intercuartílico nos muestra una distribución de LR oscilando típicamente entre 18 sr y 30 sr, con la excepción de 2016, donde se observa un ligero aumento (22-40 sr), aunque sigue estando dentro de los márgenes dados por la bibliografía entre aerosol marino y desértico. Para poder analizar este aumento en 2016, se expondrá la cantidad de datos con que se cuenta de RCS y del número de inversiones realizadas en el período de estudio en la Tabla 5.2 y en la Tabla 5.3. En esta última tabla se presenta el número de episodios ocurridos de calima en superficie para las Islas también durante el período de estudio (fuente:

<http://www.mapama.gob.es/es/calidad-y-evaluacionambiental/temas/atmosfera-y-calidad-del-aire/calidad-delaire/evaluacion-datos/fuentes-naturales/anuales.aspx>). A la vista de esta información, el aumento del LR en el año 2016 puede ser debido a un mayor número de episodios ocurridos de calima, y con un mayor porcentaje de los días con calima en los meses de verano (julio-septiembre) ese año (42.2%), donde la calima afecta no solo a la superficie sino a capas más altas.

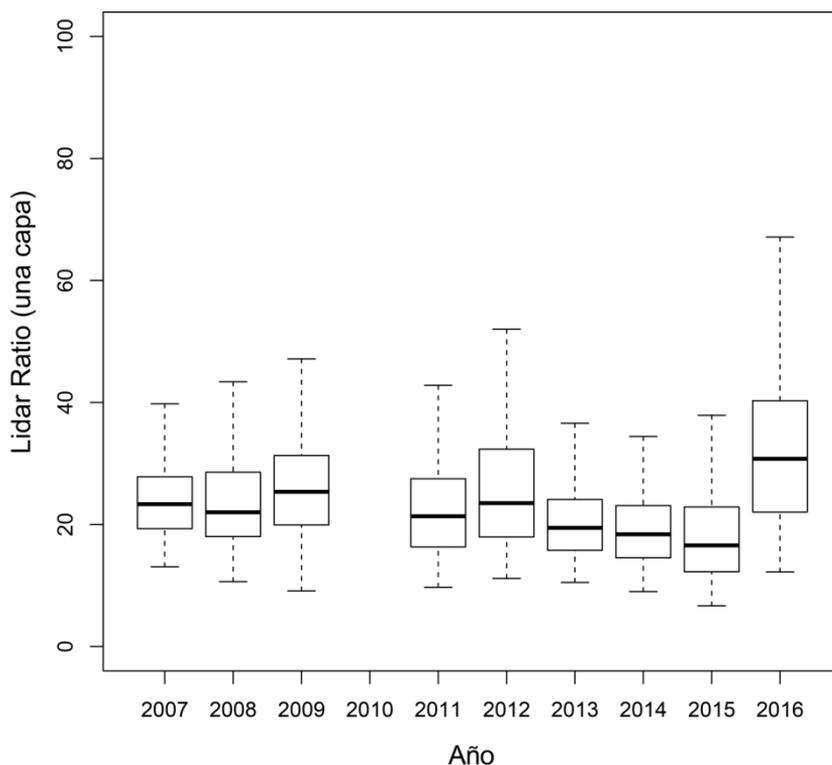


Figura 5.2. Diagrama de cajas de los LR anuales para la inversión a una capa. La línea central indica la mediana, los extremos de cada caja muestran el primer y el último cuartil, y los segmentos indican el rango de los datos.

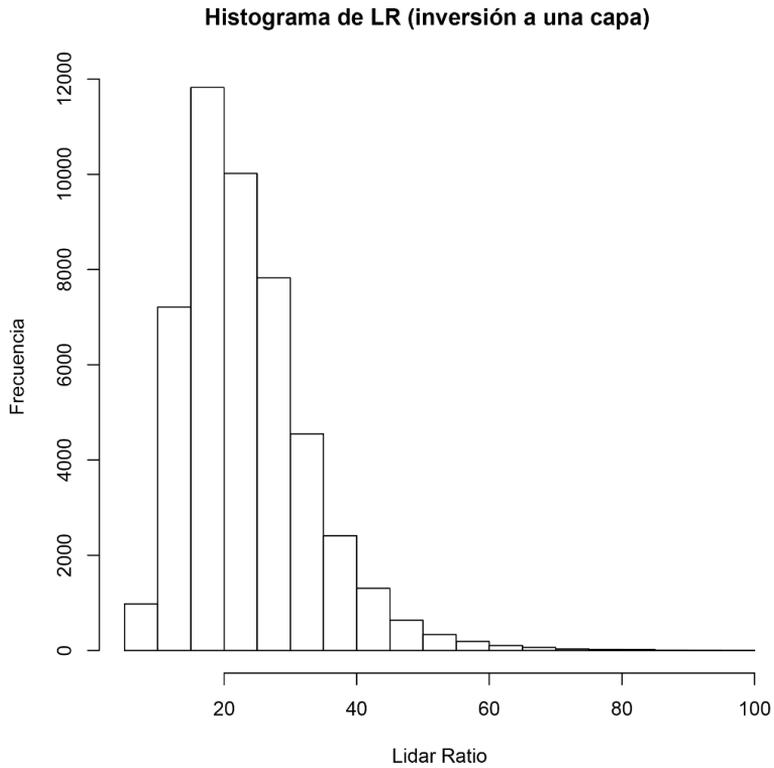


Figura 5.3. Histograma de los LR anuales para la inversión a una capa.

Tabla 5.3. Número de datos de episodios ocurridos de calima en superficie para el período de estudio. Incluye el porcentaje de casos ocurridos en los meses de verano (julio-septiembre).

Años	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016
Número de episodios de calima ocurridos	81	95	103	-	139	141	111	89	138	154
% de días de calima en verano	13.5	27.4	38.8	-	30.9	37.6	31.5	22.5	37.7	42.2

Atendiendo al caso de la metodología de inversión a dos capas, se presenta en la Figura 5.4 los diagramas de dispersión de los LR en cada una de las dos capas (superior (a) e inferior (b)) frente al AOD en el periodo 2007-2016. En la capa inferior se obtienen LR inferiores a los observados en la inversión a una capa (Figura 5.5). En el caso de condiciones limpias los LR oscilan entre 5 sr y 22 sr. En condiciones de AOD superiores a 0.15 se observa un ligero incremento, oscilando entre 10 sr y 25 sr, pero continúan por debajo de los valores extraídos en el caso de una capa. Para el caso de la capa superior, por encima de umbral en AOD de 0.05, se observan valores de LR (Figura 5.6) que concuerdan con los presentados por otros autores (30-60 sr), como se puede observar en la Tabla 5.1. Sin embargo, en el caso de condiciones de atmosfera limpia ($AOD < 0.05$), la dispersión de los LR es muy alta (Figura 5.7), dentro de un rango aproximado entre 10 sr y 100 sr. Este hecho pone de manifiesto de nuevo, tal y como se observó en el caso de inversión a una capa, la falta de precisión de esta metodología en condiciones de atmosfera limpia. Sin embargo, un análisis de los valores obtenidos de LR para $AOD < 0.05$ de la Figura 5.7 muestra que en promedio toma un valor de 51.6 sr, y una mediana de 49 sr. Por lo tanto, incluso a pesar de la gran dispersión en el cálculo del LR en estas condiciones, este análisis parece indicar que el tipo de aerosol sigue siendo de tipo desértico, que es el tipo de aerosol predominante en condiciones limpias en Izaña (García et al., 2017).

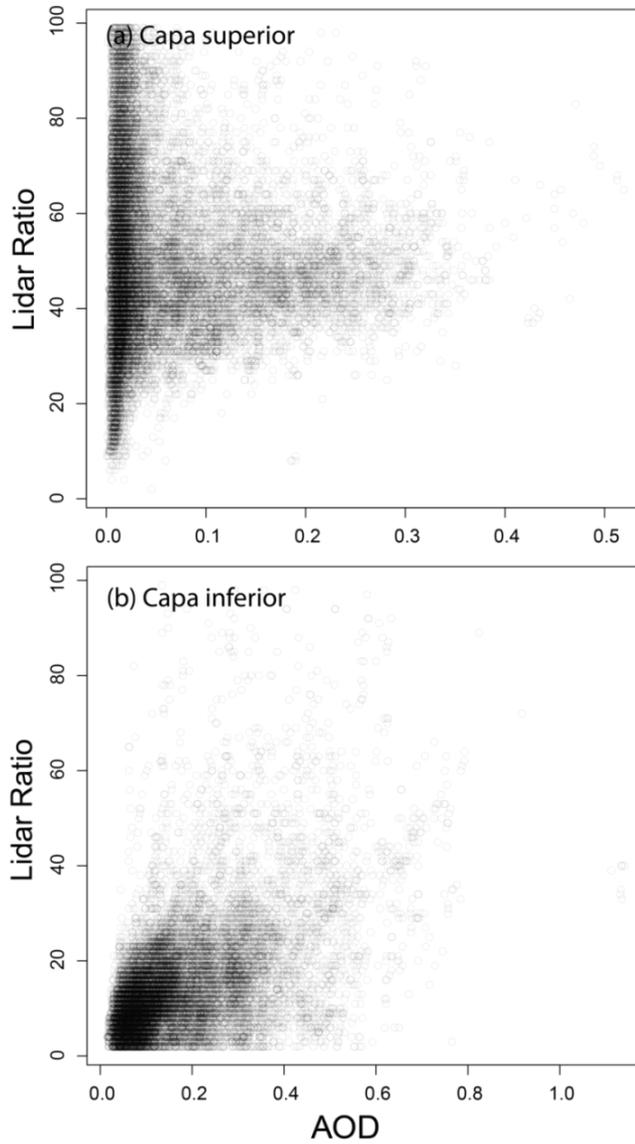


Figura 5.4. Diagrama de dispersión de los LR de (a) la capa superior y (b) la capa inferior frente al AOD para la inversión dos capas.

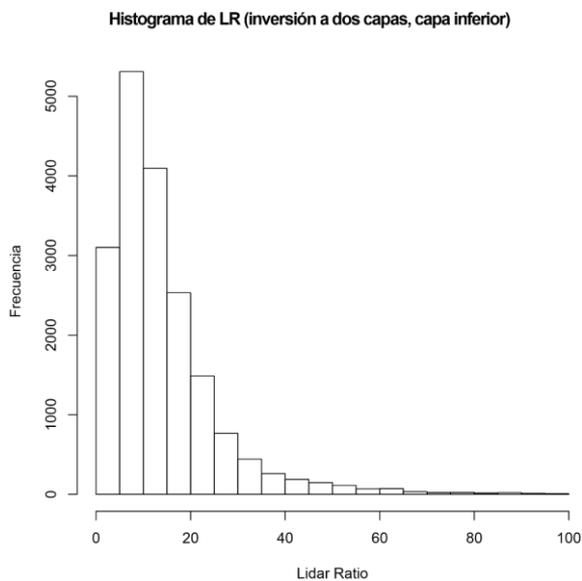


Figura 5.5. Histograma de los LR anuales para la capa inferior en el proceso de la inversión a dos capas.

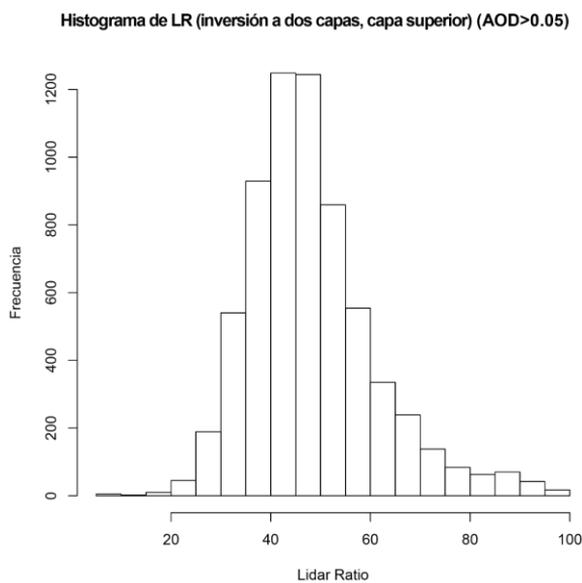


Figura 5.6. Histograma de los LR anuales para la capa superior (AOD>0.05) en el proceso de la inversión a dos capas.

Histograma de LR (inversión a dos capas, capa superior) (AOD<0.05)

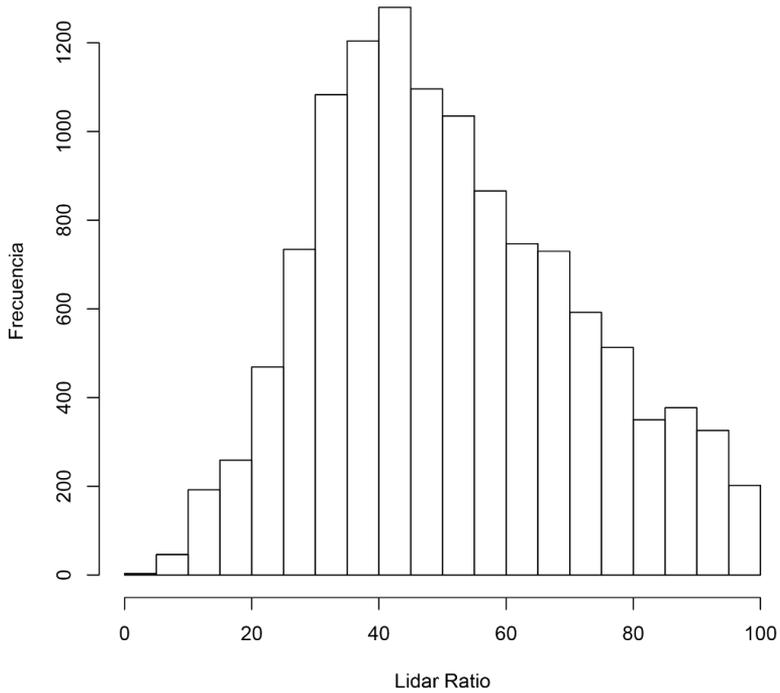


Figura 5.7. Histograma de los LR anuales para la capa superior (AOD<0.05) en el proceso de la inversión a dos capas.

A continuación, se representan los diagramas de cajas para los valores anuales de LR obtenidos por medio de la inversión a dos capas (ver Figura 5.8). Las cajas inferiores corresponden a la capa inferior (cajas color rojo) y las cajas superiores corresponden a la capa superior (cajas color negro).

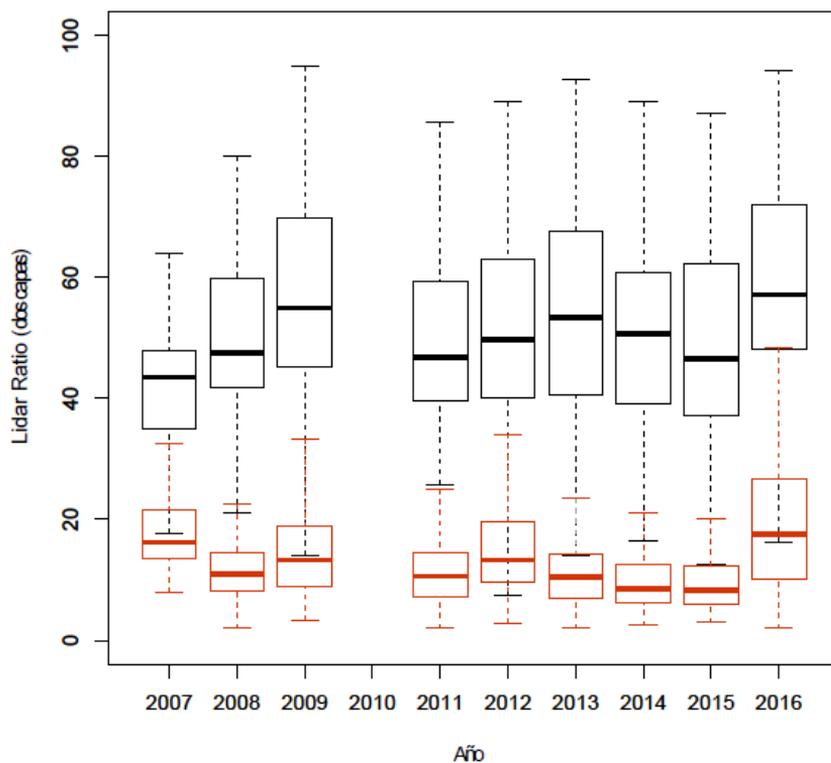


Figura 5.8. Diagrama de cajas de los LR anuales para la inversión a dos capas. Las cajas rojas corresponden a la capa inferior y las negras a la capa superior.

El análisis de la evolución temporal de los LR presentado en la Figura 5.8 muestra una mediana en la capa inferior oscilando entre 15 sr y 18 sr, mientras que en la capa superior oscila entre 45 sr y 55 sr. El promedio de los LR obtenido para todo el periodo es de 14.48 sr para la capa inferior y 50.54 sr para la superior, mientras que el promedio de las medianas son 12 sr y 48 sr para cada capa, respectivamente.

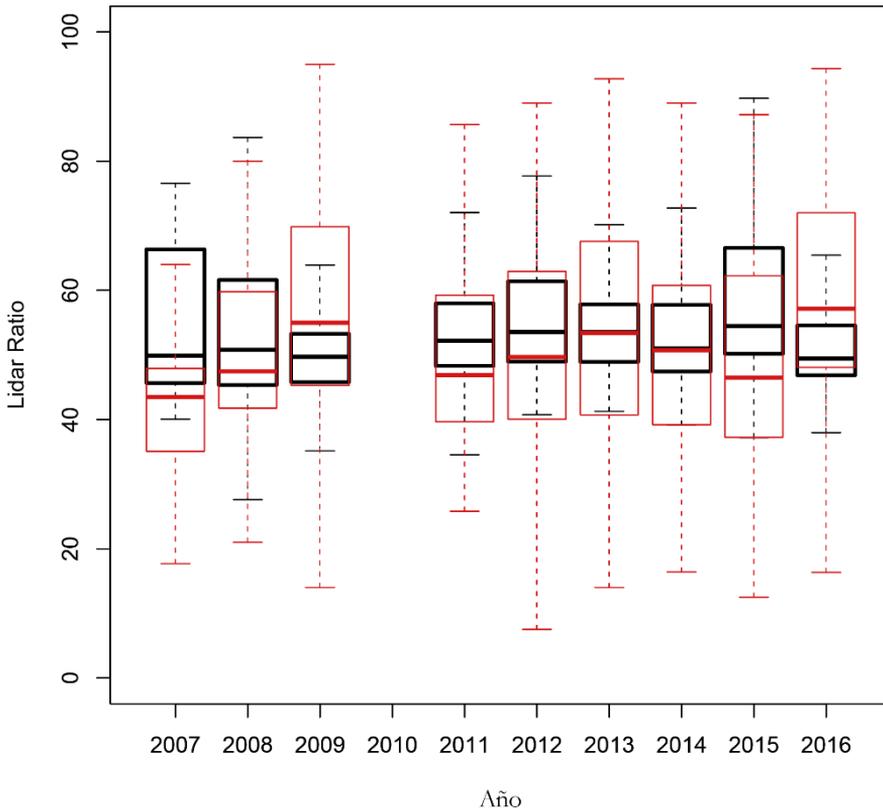


Figura 5.9. Diagrama de cajas de la comparativa de los LR anuales obtenidos mediante información de fotometría solar (AERONET, en rojo) y la inversión a dos capas (en negro).

En la Figura 5.9 se presenta un análisis similar de LR en diagrama de cajas comparando los resultados del método de inversión a dos capas con el LR obtenido haciendo uso de los datos de AERONET nivel 2.0 (nivel 1.5 si no se encuentra este nivel disponible) y la ecuación 2.18, en la que intervienen el albedo de dispersión simple (ω_0) y la función de fase a 180° $p(180^\circ)$. Como se observa, existe un gran acuerdo entre ambas técnicas, con valores de la mediana promedio de 49.2 sr y 48 sr, respectivamente para AERONET y el método de las dos capas.

Con el fin de estudiar en detalle las diferencias entre el proceso de inversión a una o dos capas, hemos realizado un estudio estacional dentro del periodo de nueve años (2007-2016) en el que se centra este estudio. Siguiendo las consideraciones de Cuevas et al. (2015), hemos dividido el periodo de estudio en cuatro estaciones: invierno (diciembre-febrero), primavera (marzo-junio), verano (julio-septiembre) y otoño (octubre y noviembre). En cada una de las estaciones se han calculado los perfiles promedio de extinción (α) y su mediana usando las dos metodologías de inversión a una y dos capas. Los resultados se muestran en la Figura 5.10. Estas figuras muestran promedios y medianas del coeficiente de extinción en cada una de las cuatro estaciones definidas, e incluyen un total de 7370 (2651), 15296 (5707), 16962 (7771) y 5497 (2087) perfiles en el caso de inversión a una capa (dos capas).

Puede comprobarse que la inversión a una capa lleva consigo una sobreestimación en la extinción de aerosoles en las capas bajas (diferencias relativas entre ambos métodos de 41-50% en superficie), tal y como se ha cuantificado en la Tabla 5.4. También se observan valores de α considerablemente menores en capas altas. Este último efecto resulta evidente en los meses de verano, cuando la SAL aparece como una capa uniformemente mezclada en niveles altos y con una alta concentración de polvo mineral, que se traduce en un máximo en la extinción situada típicamente sobre los 2-3 km de altura. Este perfil esperado no se recupera con la inversión a una capa, donde se observa un coeficiente de extinción a 3 km de 0.005 km⁻¹. La inclusión de una segunda capa en el método de inversión es capaz de reproducir este máximo de extinción en las capas altas, con valores de 0.025 km⁻¹, un valor 80% superior al encontrado con el método de una capa. Otro factor a tener en cuenta a la hora de valorar la metodología a dos capas es el comportamiento de la extinción en la MBL. Por definición, se trata de una capa uniformemente mezclada, de forma que el perfil de extinción debería reproducir estas condiciones de mezcla. Sin embargo, en el caso de la inversión a una capa, se observa sistemáticamente una disminución drástica de α en todas las estaciones dentro de la primera capa. En la Tabla 5.4 se cuantifica la reducción observada entre el nivel superficial y 1 km de altura, que en el caso de una capa supone una reducción en el coeficiente de extinción en este intervalo vertical de entre un 32% y un 46%. En el caso de la inversión a dos capas se

recuperan los perfiles esperados de coeficientes de extinción relativamente constantes dentro de la capa límite marina (variación vertical en el primer kilómetro de altura entre el 6% y el 13%).

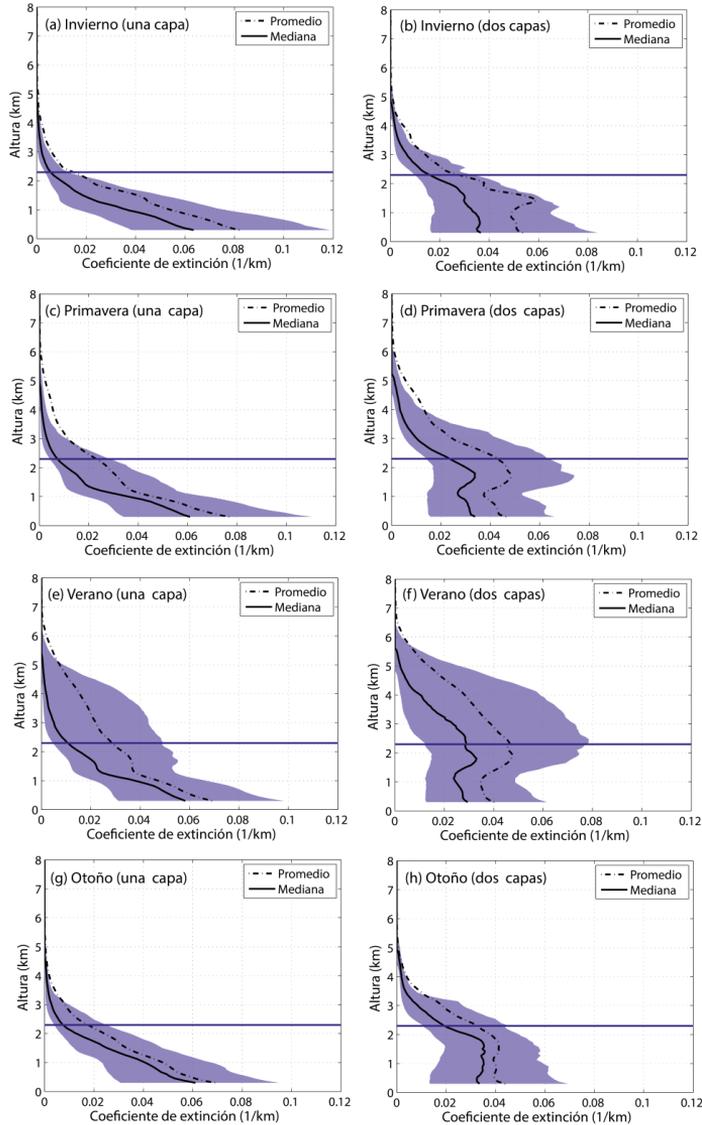


Figura 5.10. Coeficientes de extinción (α) estacional promedio y mediana en el periodo 2007-2016. El área sombreada en azul representa el rango entre los percentiles 20 y 80. La línea azul continua representa la altura de Izaña (2400 m s.n.m.).

Tabla 5.4. Coeficientes de extinción estacional promedio (km^{-1}) en superficie y a 1 km de altura para cada una de las dos metodologías de inversión a una ($\alpha_{1\text{capa}}$) y dos capas ($\alpha_{2\text{capas}}$).

Estación	Nivel	$\alpha_{1\text{capa}}$ (km^{-1})	$\alpha_{2\text{capas}}$ (km^{-1})
Invierno	superficie	0.063	0.037
	1 km	0.034	0.034
Primavera	superficie	0.061	0.034
	1 km	0.037	0.030
Verano	superficie	0.058	0.029
	1 km	0.035	0.025
Otoño	superficie	0.061	0.033
	1 km	0.041	0.035

Para comprobar las diferencias entre el proceso de inversión a una y dos capas en el caso particular en que la SAL está presente, el estudio se ha centrado en los meses de verano, pero se ha restringido a las condiciones de polvo mineral a través de umbrales en el exponente de Angström (AE) en SCO e IZO. Para ello se ha hecho uso de datos AERONET nivel 2.0 (nivel 1.5 si no se encuentra este nivel disponible) para ambas estaciones, correspondientes también al periodo 2007-2016. De acuerdo con estudios recientes desarrollados por Guirado (2015), se ha seleccionado un valor umbral en el AE para Izaña de 0.6 y de 0.5 para Santa Cruz, por debajo de los cuales se considera la presencia de polvo mineral en ambas estaciones y AOD por encima de 0.10 en IZO y 0.15 en SCO. Estas condiciones corresponden a un total de 358 días.

En la Figura 5.11 se presentan los perfiles de extinción obtenidos con una inversión a una y dos capas para estos días caracterizados como afectados por polvo mineral tanto en SCO como en IZO. Corresponden al promedio y la mediana de 7335 y 4048 perfiles en el caso de la inversión a una y dos capas, respectivamente. Se puede observar la presencia de un claro máximo en el coeficiente de extinción en torno a 3 km de altura en el caso de dos capas, además de una capa con alta concentración de aerosoles relativamente bien mezclada, que se extiende entre los 2 km y los 6 km. Estos resultados coinciden con las características descritas de la SAL (Carlson and Prospero, 1972; Karyampudi et al., 1999).

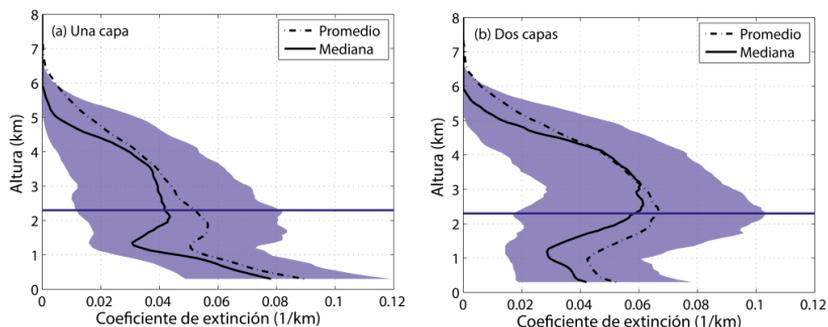


Figura 5.11. Coeficientes de extinción promedio y mediana en el periodo 2007-2016 para condiciones de presencia de polvo mineral en SCO e IZO en los meses de verano (valores umbrales en el AE de 0.6 y de 0.5 para IZO y SCO, respectivamente). El área sombreada en azul representa el rango entre los percentiles 20 y 80. La línea azul continua representa la altura de Izaña (2400 m s.n.m.).

5.2 Comparaciones de perfiles de coeficientes de extinción del MPL-3 a una y a dos capas, con los perfiles del MACC II y CALIOP mensuales entre los años 2007 y 2008.

La información que se presenta en este apartado surge como una ampliación del estudio presentado por Cuevas et al. (2015), con el fin de añadir los resultados de la metodología de inversión a dos capas aquí presentada.

El presente estudio (Figura 5.12) evalúa y analiza los perfiles de coeficiente de extinción α extraídos con datos MPL-3 (siguiendo las metodologías de inversión a una y dos capas) con los perfiles extraídos del sensor LIDAR CALIOP (532 nm) y del reanálisis de la simulación de polvo MACC-II (a 550 nm), para el período 2007-2008. Se utilizan para dicho estudio los perfiles de extinción libres de nubes disponibles del MPL-3 en una ventana de 3h centrada en cada hora de salida del MACC-II (06, 09, 12, 15 y 18 UTC). Los perfiles de extinción de CALIOP corresponden al nivel 2 versión III.01 y tienen una resolución vertical de 60 m y horizontal de 5 km sobre Tenerife. Los perfiles de extinción extraídos con este sensor se han obtenido en círculos de 1.5°

de radio centrados en SCO. Debido a este criterio se puede entender que las condiciones de nubosidad observada con el MPL-3 y el CALIOP pueden ser totalmente diferentes. Además, resulta obvio que la trayectoria de pasada de CALIOP puede estar muy alejada de SCO, por lo que ambos sensores pueden estar observando condiciones atmosféricas muy diferentes, más aún teniendo en cuenta la compleja orografía de la isla y su localización oceánica. Por último, hay que señalar que dichos perfiles se han suavizado en la vertical, en intervalos de 300 m desde la superficie hasta 8 km de altura, para reducir el ruido en los perfiles resultantes.

En los meses de invierno (diciembre-febrero) encontramos un buen acuerdo en la distribución vertical de extinción entre MACC-II y MPL-3 a dos capas dentro de la MBL (Figura 5.12, (a), (b) y (l)), a excepción del mes de enero, con una ligera infraestimación por parte del MACC-II en el primer kilómetro. Las diferencias relativas en el mes de enero entre los valores del coeficiente de extinción α obtenido con MPL-3 a una y dos capas con los perfiles MACC-II son 46% y 37%, respectivamente, en superficie, y se reducen a un 15% y un 5% en el nivel de 1 km, respectivamente. En los meses de diciembre y febrero estas diferencias relativas en el nivel superficial se reducen a valores < 25% para la inversión a dos capas, y a valores < 43% para una capa. En la FT los perfiles del MPL-3 a una y dos capas y los del MACC-II son capaces de reproducir el esperado decaimiento Rayleigh, salvo en el mes de febrero, donde se observa de nuevo una ligera infraestimación en la extinción por parte del MACC-II entre 2 y 3 km de altura (28-44% en relación a los perfiles a una y dos capas, respectivamente). Durante esta estación la presencia de polvo es rara y se observa en niveles bajos. CALIOP muestra una sobreestimación tanto en niveles bajos como altos en comparación con el MACC-II y MPL-3 a una y dos capas, salvo en el mes de enero, originado muy posiblemente por la presencia de nubes. La diferencia entre los perfiles del MPL-3 extraídos con la inversión a una y dos capas supone una sobreestimación en la extinción entre 17-65% en el nivel superficial por parte del modelo a una capa, tal y como se había observado en las Figuras 5.10 y 5.11.

A principios de la primavera (marzo-abril) son escasas las intrusiones de polvo desértico, y, de existir, suelen invadir la MBL. Este

tipo de intrusiones se registran todos los años, aunque existe cierta variabilidad (Viana et al., 2002; Alonso-Pérez et al., 2007). Durante esta época, las intrusiones de polvo pueden alcanzar los 3 km de altitud. Se observa un buen acuerdo entre el perfil vertical de extinción del MPL-3 a dos capas y del MACC-II (Figura 5.12, (c) y (d)), salvo en niveles de FT en el mes de abril, con valores de α notablemente superiores en el caso de la comparación MPL-3 a dos capas y el MACC-II (0.050 km^{-1} frente a 0.019 km^{-1} , respectivamente, en el nivel de 3 km). MPL-3 a una capa muestra de nuevo una sobreestimación en el perfil de α en niveles superficiales con respecto a los anteriores (entre un 20-75%) y CALIOP muestra un perfil sobreestimado (>50%), especialmente en el mes de marzo.

Los meses de mayo y junio (finales de primavera) constituyen el período más limpio en lo que se refiere en intrusiones de polvo desértico. En esta época se producen intrusiones de manera esporádica. Su estructura vertical se asemeja a las que se registra en verano, alcanzando niveles más altos (aproximadamente 6 km) que los registrados a principios de la primavera. En esta ocasión se muestra un buen acuerdo entre el MACC-II y el MPL-3 a una capa (Figura 5.12, (e) y (f)) por encima de 1 km de altura (diferencias relativas <15% hasta los 2.5 km). CALIOP muestra la misma forma de perfil vertical de extinción promedio que los anteriores, pero ligeramente sobreestimado en mayo (<70% en los primeros kilómetros) y notablemente sobreestimado en junio (>70% en todos los niveles).

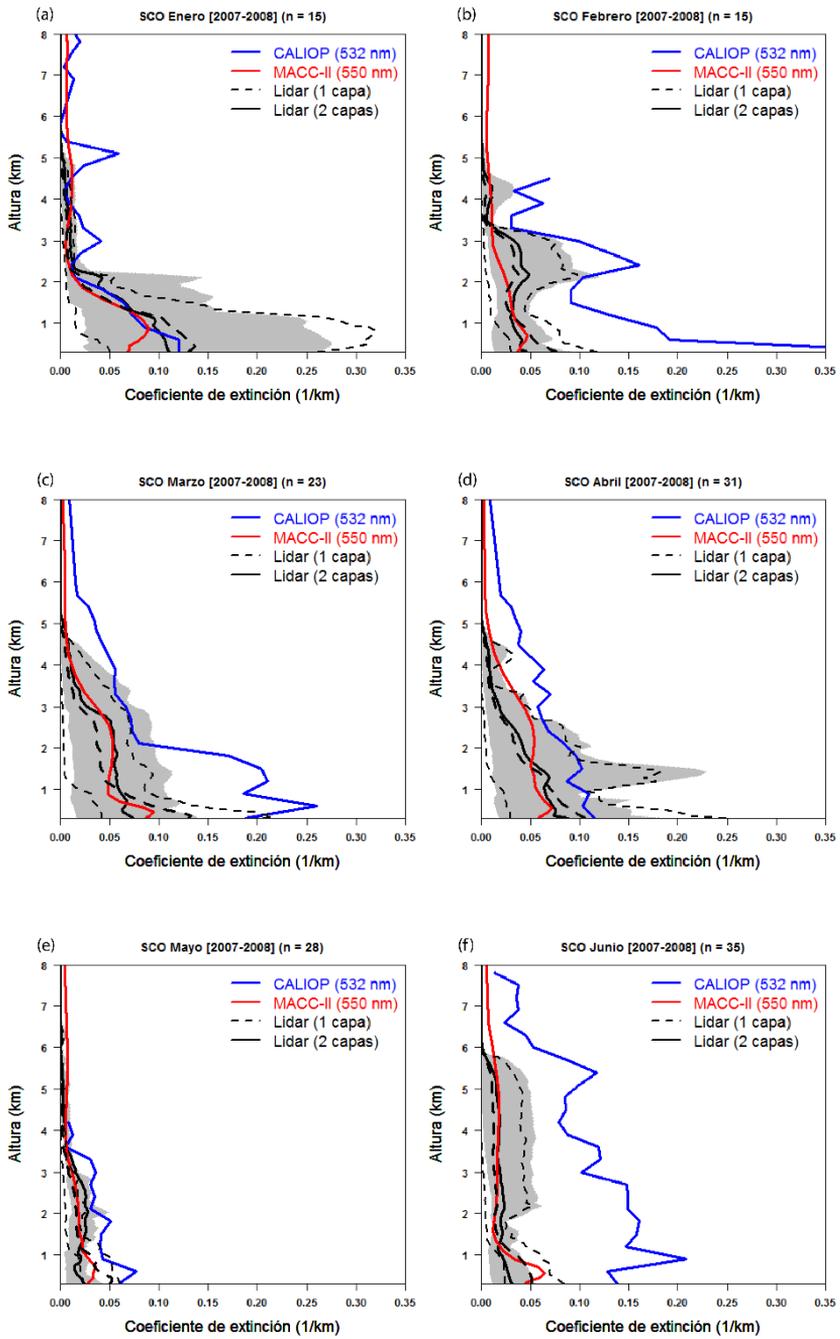
El verano (julio-septiembre) es la temporada más importante en términos de impacto de polvo. Durante esta temporada la SAL entra frecuentemente en la FT subtropical (Karyampudi et al., 1999) y afecta a la FT libre inferior (1-6 km) (Cuevas et al., 2013, 2015; Rodríguez et al., 2014) sobre Tenerife con un alto contenido de polvo y humedad. Los perfiles de extinción a una y dos capas presentan las máximas diferencias relativas en superficie (57-83%) (Figura 5.12, (g), (h) y (i)), pero en altura son capaces de detectar el máximo de extinción aproximadamente en el mismo nivel (entre 2.3-2.7 km), aunque con una ligera infraestimación del coeficiente de extinción por parte de la metodología a una capa (17-53%). El MACC-II tiene un comportamiento intermedio entre las dos metodologías que involucran al MPL-3, tanto dentro de la MBL como en niveles más altos (hasta 3

km). De nuevo CALIOP parece tener un perfil muy parecido a los anteriores, pero nuevamente sobreestimando los valores de coeficientes de extinción.

Finalmente, en los meses de otoño (octubre y noviembre) se observan diferencias relativas MPL-3 a una y dos capas entre 9-39% en superficie, coincidiendo prácticamente ambos perfiles en el nivel de 1 km (Figura 5.12, (j) y (k)). Se observa también una infraestimación del perfil obtenido por el MACC-II en niveles bajos respecto a los dos perfiles anteriores (<50%), pero existe un buen acuerdo por encima de 1.5 km con los perfiles de MPL-3 a dos capas. CALIOP obtiene un buen acuerdo con el perfil del MPL-3 a una capa hasta 1 km en el mes de noviembre, pero sobreestima de nuevo en capas altas.

Dejando de lado la intercomparación entre los cuatro perfiles de extinción, se debe resaltar que, de acuerdo con los resultados extraídos en la sección anterior, son los perfiles extraídos con datos MPL-3 mediante la inversión a dos capas los que son capaces de reproducir las esperadas condiciones de mezcla dentro de la MBL además de la esperada estratificación de los aerosoles dentro de la SAL en niveles intermedios, donde se observa el máximo en la concentración de aerosoles.

La sobreestimación sistemática observada en los perfiles de extinción extraídos del sensor CALIOP puede ser debida tanto a la amplia ventana temporal escogida para el criterio de coincidencia MPL-3/CALIOP/MACC-II como a la amplia ventana espacial de 1.5° de radio en torno a SCO escogida para dicha comparación. Hay que resaltar que los perfiles MPL-3 han sido filtrado de nubes siguiendo la metodología propuesta por Clothiaux et al. (1998), pero tanto el periodo de 3h alrededor de la inversión MPL-3 como la amplia ventana espacial escogida podría no garantizar la ausencia de nubes en la información CALIOP utilizada en la presente intercomparación. Además, también hay que tener en cuenta que las medidas en condiciones de baja carga de aerosoles (en FT o en superficie en meses muy limpios, como el mes de junio) resultan en una disminución drástica en la razón señal-ruido, aumentando la incertidumbre en la medida. Por último, hay que resaltar que estamos trabajando con datos CALIOP de nivel 2, en los que no se han incorporado los criterios de calidad que sí aparecen en el nivel 3.



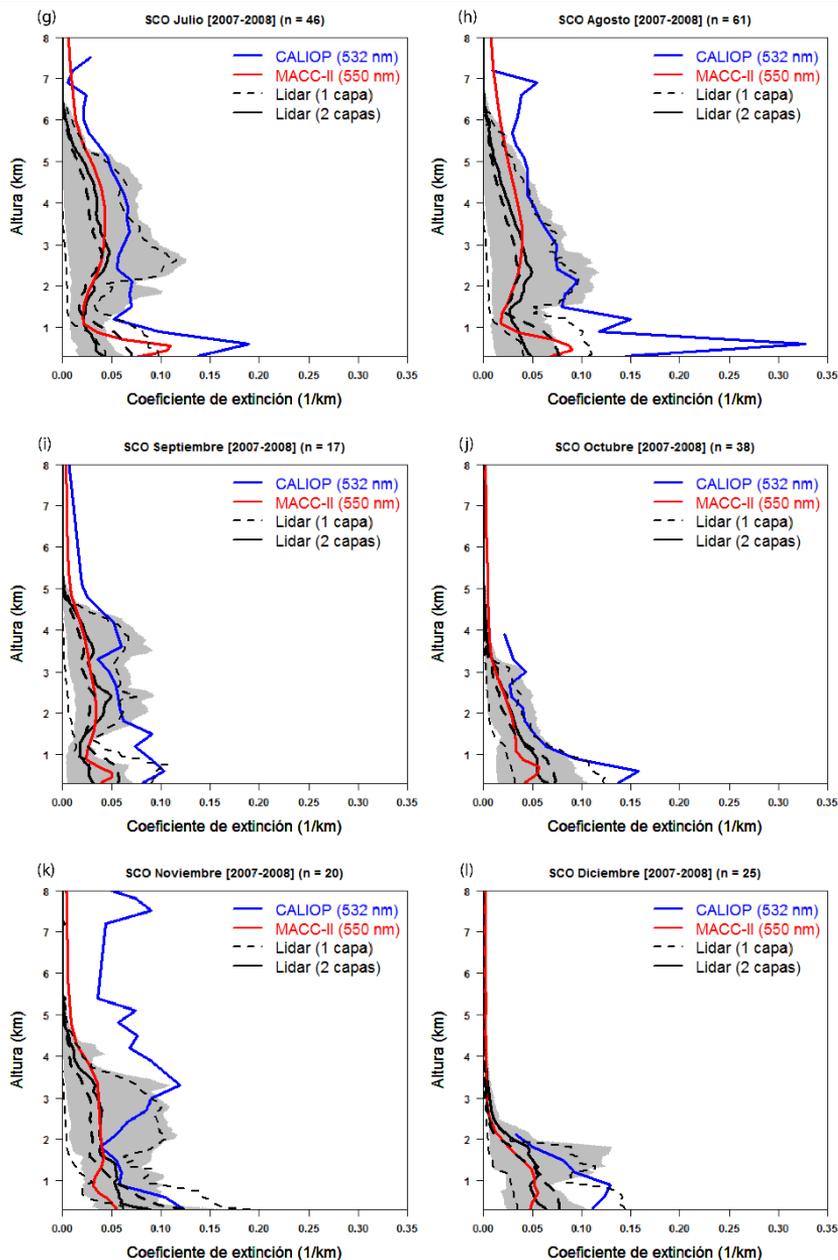


Figura 5.12. Coeficientes de extinción mensual promedio libres de nubes obtenidos con perfiles simultáneos de CALIOP (línea azul), MACC-II (línea roja), MPL-3 a una capa (línea gruesa negra discontinua) y MPL-3 a dos capas (línea negra continua) para el periodo 2007-2008. El área sombreada gris representa el rango entre los percentiles 10 y 90 para la inversión a dos capas y las líneas negras discontinuas presentan el mismo rango para una capa.

Capítulo 6

**Estudio de las capas altas de aerosoles
en la atmósfera**

En este capítulo se estudiarán capas de aerosoles presentes en la alta troposfera y baja estratosfera. Para ello haremos uso del método de la transmitancia (Platt, 1973; Young, 1995; Chen et al., 2002; Platt et al., 2002) y la inversión Fernald-Klett (Fernald et al., 1972; Fernald 1984; Klett, 1981 and 1985). Veremos casos concretos, capas de aerosoles estratosféricas o en la alta troposfera, ya sean inyectadas por la erupción de volcanes y/o producidas por incendios. Dichas capas de aerosol han recorrido largas distancias, pudiendo ser detectadas con el MPL-3 de SCO.

Antes de comenzar con los estudios de los diferentes episodios expondremos en la Tabla 6.1 las referencias y los valores de LR tanto para los aerosoles procedentes de incendios como de volcanes.

Tabla 6.1. Valores de LR para aerosoles procedentes de incendios y volcanes y las referencias.

Tipo de aerosol: procedente de incendios			
Fuente	LR ₃₅₅ (sr)	LR ₅₃₂ (sr)	Referencias
América del Norte	42-59	45-60	Ancellet et al. (2016)
Este de Europa	-	27-55	Samaras et al. (2015)
Península Ibérica	52-66	49-66	Pereira et al. (2014)
América del Norte	58±17	56±25	Preißler et al. (2013)
Rumanía	43-73	43-46	Nicolae et al. (2013)
Grecia	41.1±6.6	55.9±7.8	Nicolae et al. (2013)
Ucrania	32-48	52-54	Nicolae et al. (2013)
Península Ibérica	51±17	54±28	Nicolae et al. (2013)
Sur de España	60-65	60-65	Alados-Arboledas et al. (2011)
Corea	46±7	65±8	Noh et al. (2008)
Siberia/Canadá	46±13	53±11	Müller et al. (2007)
Tipo de aerosol: procedente de volcanes			
Fuente	LR ₃₅₅ (sr)	LR ₅₃₂ (sr)	Referencias
Chile	-	72±14	Prata et al. (2017)
Islas Aleutianas (Alaska)	-	68±21	Prata et al. (2017)
Isla de Matua (Rusia)	-	66±15	Prata et al. (2017)
Eritrea	55±6	48-50	Sawamura, et al. (2012)
Islandia	-	65	Winker et al. (2012)
Centro de Europa	-	50±10	Ansmann et al. (2011)
Alemania	-	50-60	Pisani et al. (2012)
Italia	-	50-90	Pisani et al. (2012)
Centro de Europa	30-60	30-45	Mattis et al. (2010)

6.1 Observaciones del aerosol estratosférico producido por el volcán Nabro

En este apartado se expondrá un caso de estudio de capas altas de aerosol procedente de la erupción de un volcán, utilizando para ello diferentes herramientas, tanto para su detección, localización, procedencia y estudio.

Imágenes para detectar la capa de aerosol mediante el MPL-3

Desde el 26 de junio hasta el 22 de septiembre se detectó con el MPL-3 una capa de aerosol estratosférico, como se muestra en las imágenes de detección de capas altas; la capa señalada en blanco indica que se trata de una capa de aerosol debido a su continuidad en el tiempo (Figura 6.1). Posteriormente en los mapas de color de la RCS se puede observar dicha capa de aerosol. Se han elegido a modo de ejemplo los perfiles correspondientes al día de la entrada de la capa de aerosol estratosférico sobre Santa Cruz de Tenerife (26-06-2011, Figura 6.2 (a)) y otro día donde se ve claramente dicha capa (29-06-2011, Figura 6.2 (b)). También se ha representado el coeficiente de extinción mediante el método Fernald-Klett, utilizando un ajuste por debajo de la base de la capa donde se elige un rango de zona molecular más amplio. El valor de LR impuesto es de 50 sr de media, teniendo en cuenta los valores que se observan en la Tabla 6.1 para esos mismos días (ver Figuras 6.3 (a) y (b), respectivamente).

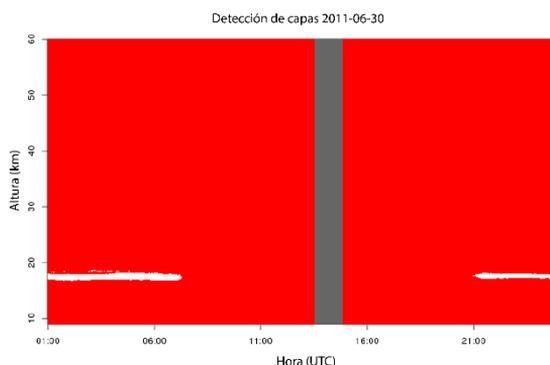


Figura 6.1. Mapa de color de detección de capas altas, la capa señalada en blanco indica la capa de aerosol.

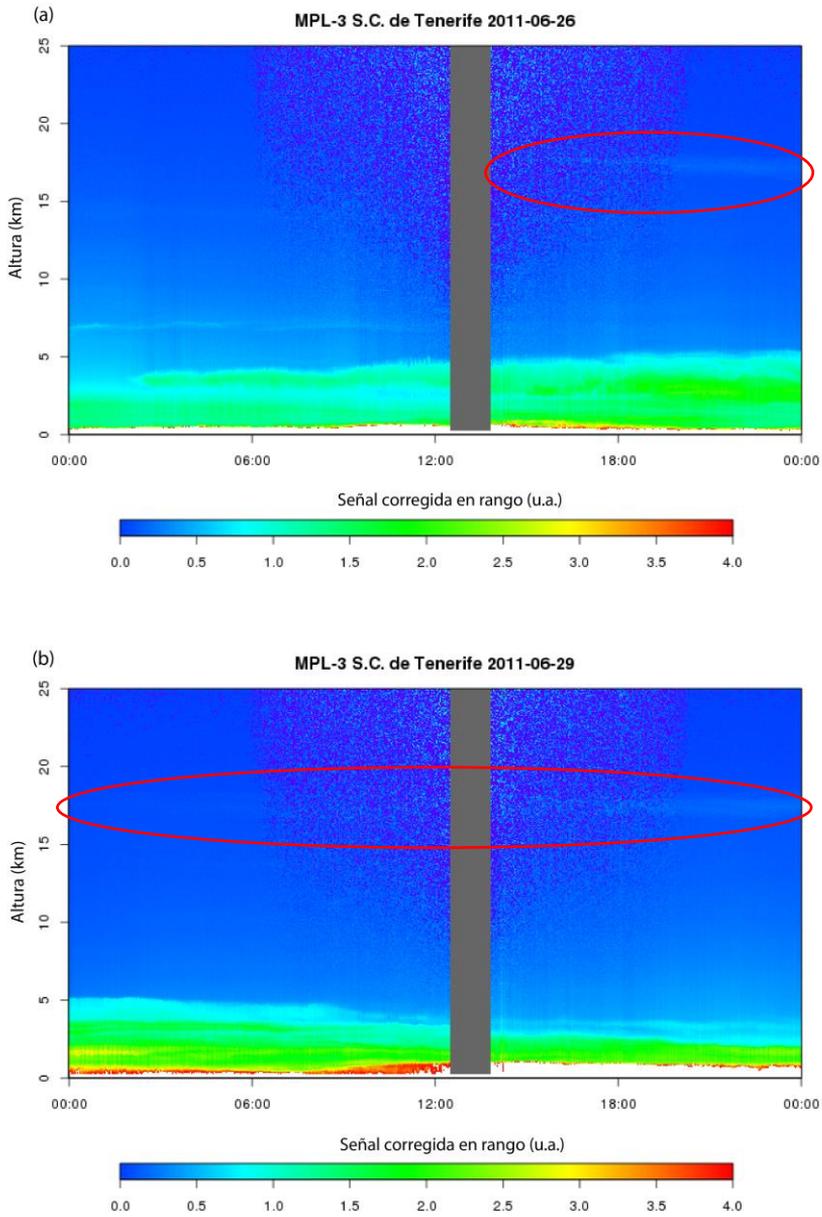


Figura 6.2. RCS del MPL-3 para los días (a) 26 de junio de 2011 y (b) 29 de junio de 2011 (la línea roja rodea la capa de aerosol estratosférica).

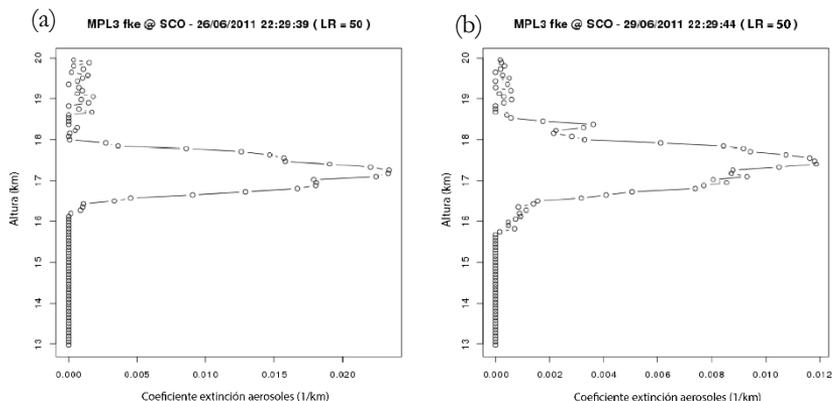


Figura 6.3. Perfil del coeficiente de extinción (LR=50 sr) del MPL-3 para los días (a) 26 de junio 2011 y (b) 29 de junio de 2011.

Para determinar la procedencia de esta capa de aerosol se utilizaron las retrotrayectorias HYSPLIT (*Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory*).

Retrotrayectorias HYSPLIT

Se han estudiado las retrotrayectorias HYSPLIT (Stein et al., 2015; Rolph et al., 2017), desde el 26 de junio hasta el 22 de septiembre de 2011 a alturas desde 15 hasta 20 km con llegada a Santa Cruz de Tenerife a las 12 h y a 10 días. A continuación representamos para todo el período estudiado la restrotrayectorias con llegadas a 15 (Figura 6.4), 17.5 (Figura 6.5) y 20 km (Figura 6.6), indicando todas ellas que la procedencia de las masas de aire venían de la zona de erupción del volcán Nabro.

Nos centraremos en las retrotrayectorias con llegada a Santa Cruz de Tenerife a 17.5 km, ya que la altura de la capa de aerosoles que nos encontramos se encuentra entre 17-18 km, llegando a alcanzar 19 km. Se puede observar en la Figura 6.5 (17.5 km) cómo la mayoría de retrotrayectorias entre el 26 de junio y el 22 de septiembre

de 2011 proceden del este de África, concretamente de la zona de la erupción del Nabro. Sin embargo, las retrotrayectorias anteriores a estas fechas tenían un origen Atlántico (no mostradas).

Cabe destacar que las masas de aire estudiadas antes del período de estudio tienen origen en el oeste y se dirigen hacia el este, pero cuando se comienza a detectar el episodio de estudio las masas han cambiado de dirección. Este cambio en la dirección del viento en la estratosfera puede ser explicado en términos del cambio que se produce en el índice QBO (*Quasi-Biennial Oscillation*) entre julio y agosto (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/correlation/qbo.data>), que conlleva un cambio en el patrón de viento zonal ecuatorial/tropical en 30 mb, o aproximadamente 23.7 km de altura (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>). Este viento que provenía del oeste sufrió un cambio al este, estando de acuerdo con las retrotrayectorias que encontramos a principios de junio.

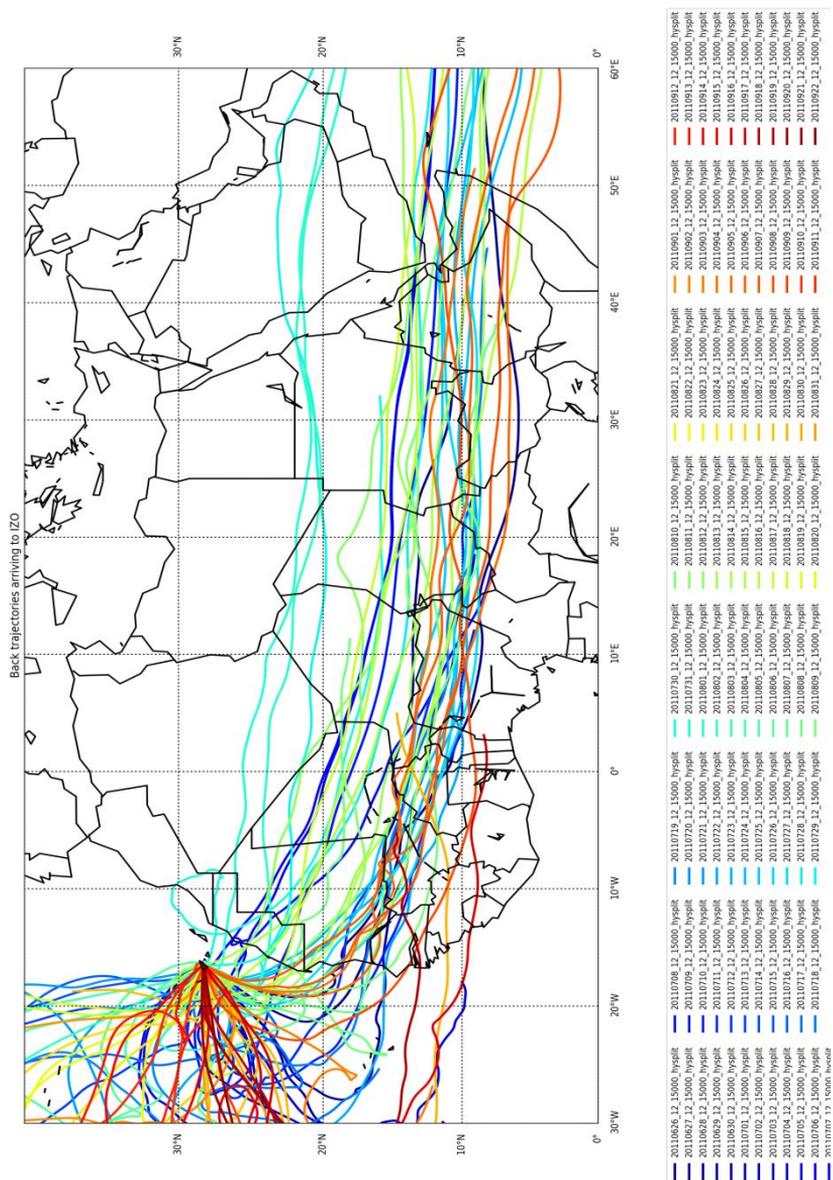


Figura 6.4. Imagen de retrotrayectorias HYSPLIT, para una altura de llegada de 15 km a Santa Cruz de Tenerife, desde 26 junio-22 septiembre de 2011 (leyenda de la imagen).

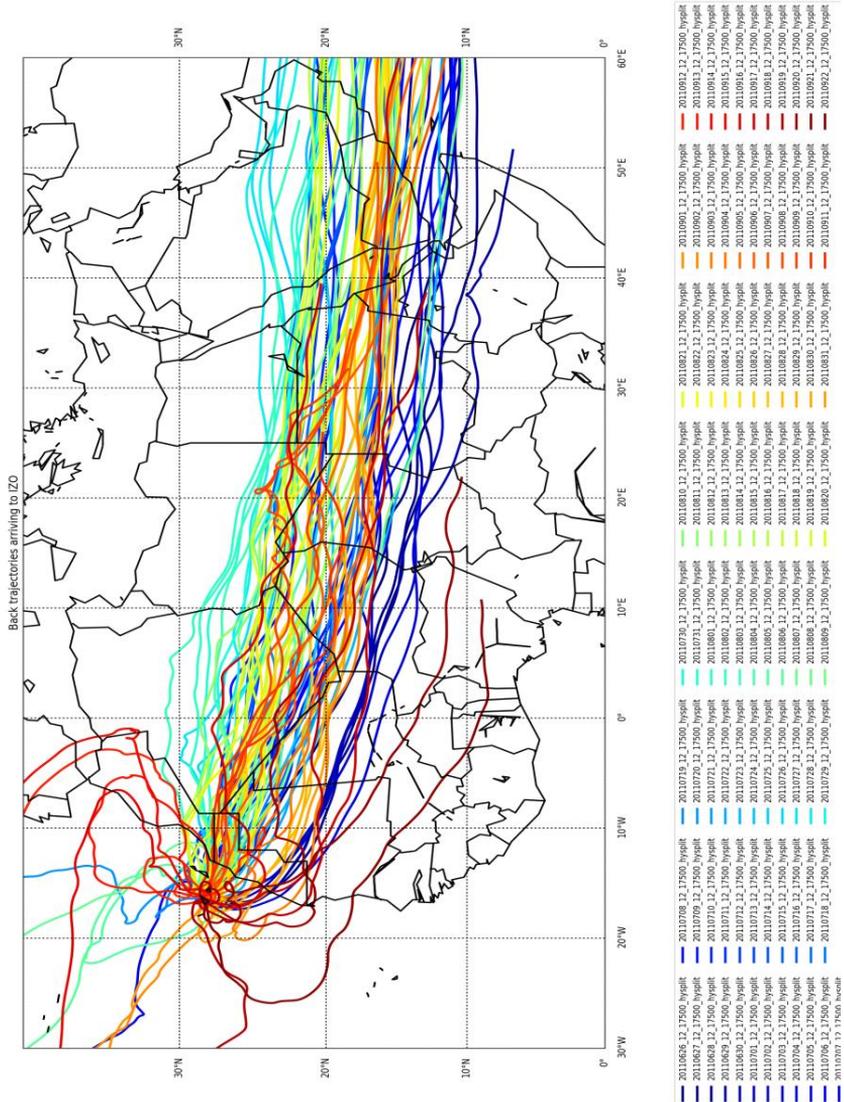


Figura 6.5. Imagen de retrotrayectorias HYSPLIT, para una altura de llegada de 17.5 km a Santa Cruz de Tenerife, desde 26 junio-22 septiembre de 2011 (leyenda de la imagen).

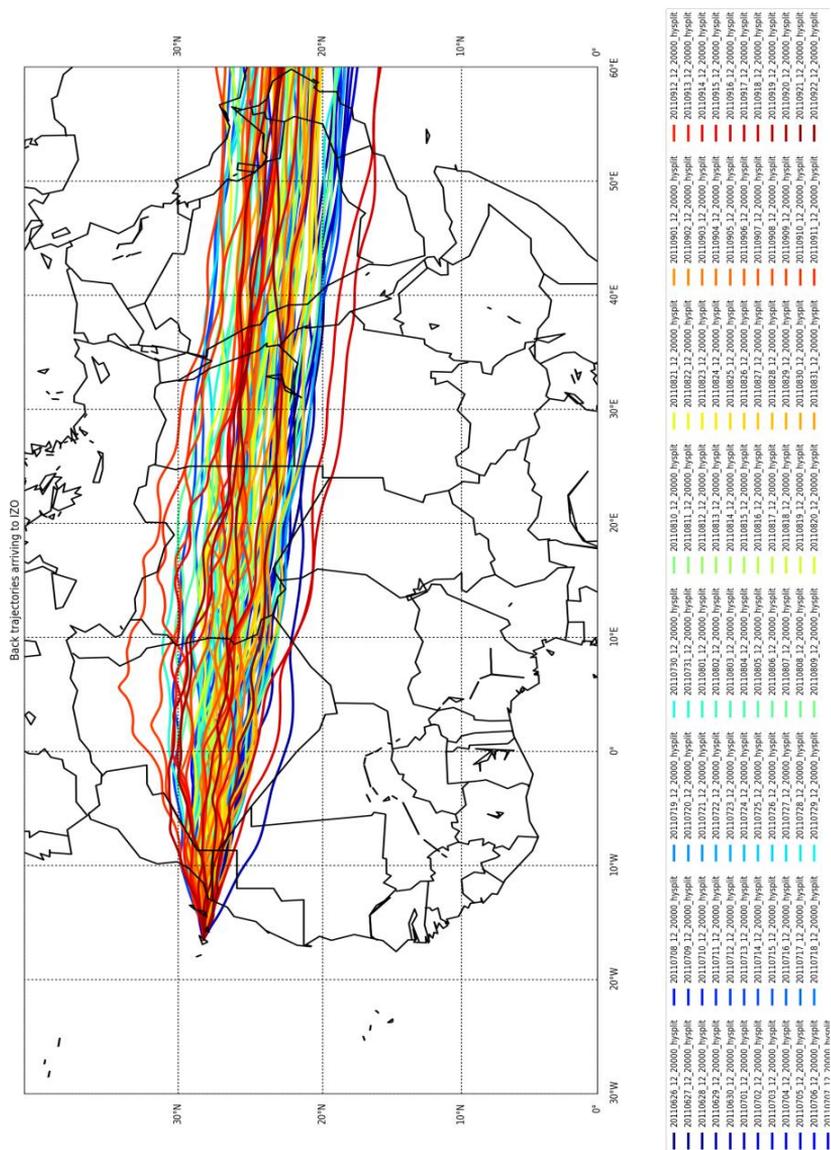


Figura 6.6. Imagen de retrotrayectorias HYSPLIT, para una altura de llegada de 20 km a Santa Cruz de Tenerife, desde 26 junio-22 septiembre de 2011 (leyenda de la imagen).

Localización de la zona fuente

El volcán Nabro (13.37° N, 41.7° E, 2248 m s. n. m.) se encuentra situado en el Triángulo de Afar, al sudeste de Eritrea, cerca de la frontera con Somalia, en pleno cuerno de África (Figura 6.7), en una zona vulcanológicamente activa. La primera erupción de este volcán y de la que se tiene constancia documental ocurrió el 13 de junio de 2011 (03:00-05:00 hora local, UTC+3h) (Figura 6.8), la cual duró hasta el mes de septiembre. Esta erupción estuvo precedida de movimientos sísmicos de cierta importancia, llegándose a registrar un terremoto de 5.7 grados en la escala Richter. El penacho fruto de la erupción llegó a alcanzar una altura de casi 14 kilómetros y logró desplazarse a más de 1000 km de distancia hacia el noroeste (Figura 6.9), alcanzando al vecino Sudán. Esto causó no pocos problemas, como la evacuación de las poblaciones cercanas hacia zonas seguras, cancelación de vuelos, incluso alto el fuego en el eterno conflicto militar con la vecina Etiopía, amén de la muerte de algunas personas por asfixia debida al dióxido de azufre que emanaba del enorme cráter del Nabro, de 8 kilómetros de diámetro (*Smithsonian's Global Volcanism Program*, SGVP, 2011). El seguimiento por satélites realizado por la NASA descubrió grandes concentraciones de nubes de dióxido de azufre y mostró que la lava expulsada por el volcán recorrió enormes distancias, de más de 15 kilómetros. Para hacernos una idea de la magnitud de la erupción, se calcula que la cantidad de dióxido de azufre expulsada por el Nabro fue de 1.5 Tg, (Clarisse et al., 2012) convirtiéndose así en el mayor emisor de esta sustancia en el período comprendido entre 2002 y 2012 (Bourassa et al., 2013).



Figura 6.7. Localización del volcán Nabro.

Imágenes MODIS del volcán Nabro



Figura 6.8. Imagen satélite (MODIS-Aqua) de la erupción del volcán Nabro, el 13 de junio 2011.

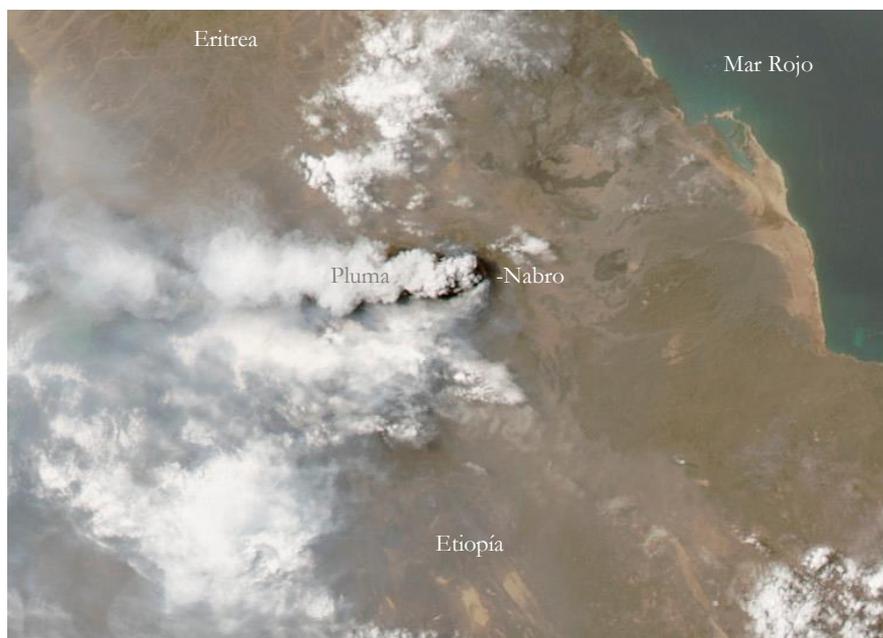


Figura 6.9. Imagen satélite (MODIS-Aqua) de la erupción del volcán Nabro, el 15 de junio 2011.

A continuación, se hará uso de diferentes herramientas, como MODIS (*Moderate resolution Imaging Spectrometer*, <https://modis.gsfc.nasa.gov/about/>), CALIPSO y NAAPS (*Navy Aerosol Analysis and Prediction System*, <https://www.nrlmry.navy.mil/aerosol/>) (Anexo I).

Imágenes (1 mes/MODIS-Terra) de AOD

A continuación veremos las imágenes de satélite (MODIS-Terra) de AOD para los meses de junio (Figura 6.10), julio (Figura 6.11), agosto (Figura 6.12) y septiembre (Figura 6.13).

La escala de color en las siguientes imágenes indica que un valor de AOD de 0.1 se corresponde con un cielo cristalino, con máxima visibilidad, mientras que un valor de 1 muestra la presencia de aerosoles densos.

- Junio

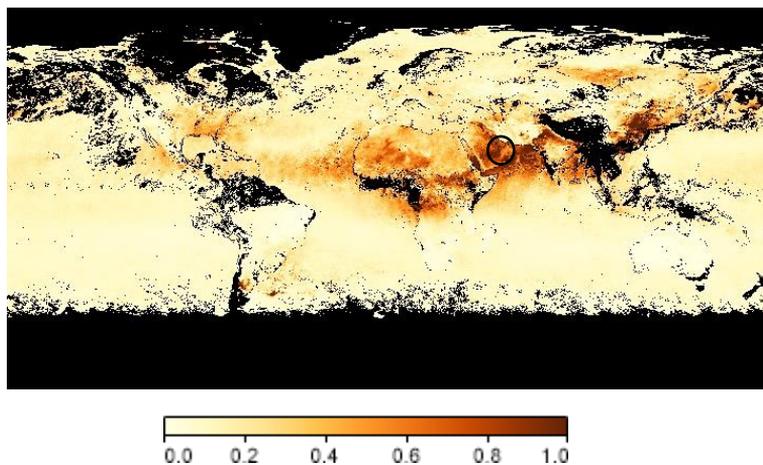


Figura 6.10. Imagen satélite (MODIS-Terra) de AOD, junio 2011, el círculo negro rodea la zona fuente, en este caso el Nabro.

- Julio

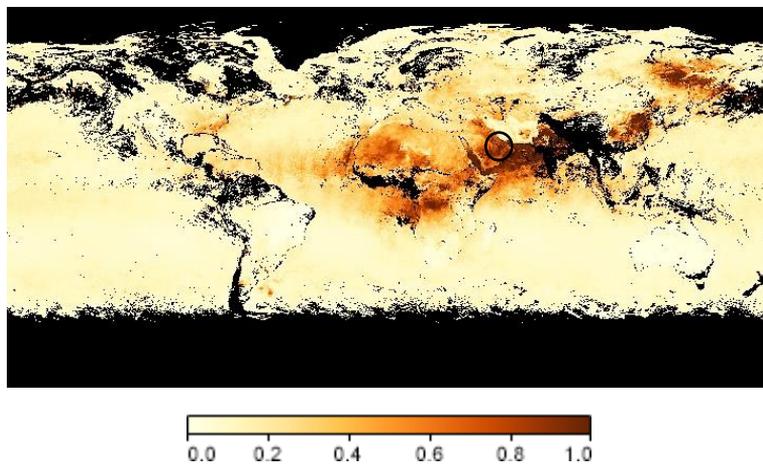


Figura 6.11. Imagen satélite (MODIS-Terra) de AOD, julio 2011, el círculo negro rodea la zona fuente, en este caso el Nabro.

- Agosto

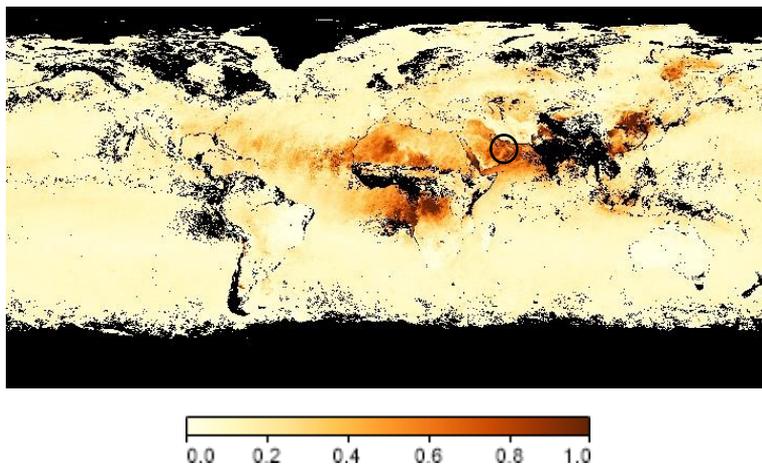


Figura 6.12. Imagen satélite (MODIS-Terra) de AOD, agosto 2011, el círculo negro rodea la zona fuente, en este caso el Nabro.

- Septiembre

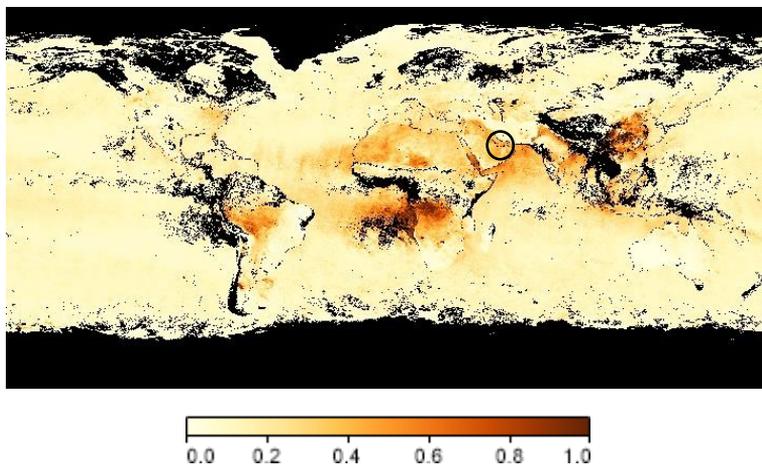


Figura 6.13. Imagen satélite (MODIS-Terra) de AOD, septiembre 2011, el círculo negro rodea la zona fuente, en este caso el Nabro.

Se puede observar que en los meses de junio y julio los valores de AOD son altos, aproximándose a 1 en la escala de color en el mes de julio en la zona de la erupción del Nabro. En agosto disminuyen estos valores sensiblemente y ya en septiembre hay una disminución considerable de AOD.

Imágenes del NAAPS

A continuación, se muestran imágenes del NAAPS para los días 13 y 15 de junio de 2011. La imagen superior izquierda da el AOD total, la superior derecha la concentración en superficie de sulfatos, la inferior izquierda la concentración en superficie de polvo y por último la imagen inferior derecha la concentración en superficie de humo. Se puede observar para el día 13 de junio (Figura 6.14) cómo aparecen en el cuerno de África elevadas concentraciones superficiales de humo y también bajas concentraciones de sulfatos. En la imagen para el día 15 de junio (Figura 6.15) esta concentración superficial de humo es menor a la del 13 (momento de la erupción) y abarca prácticamente la misma extensión.

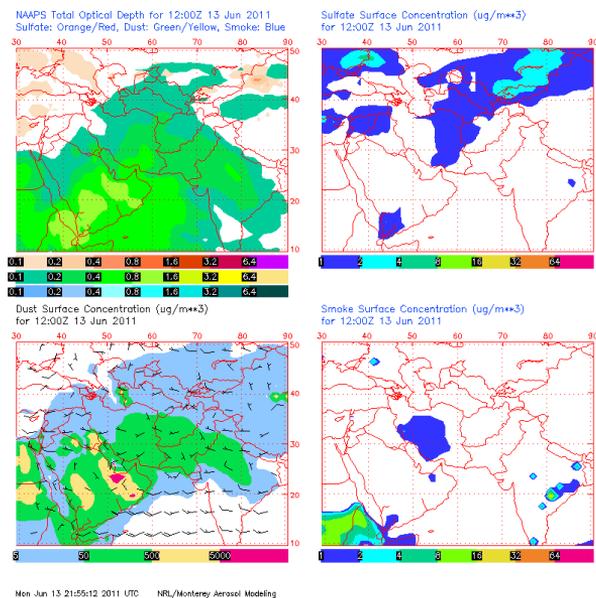


Figura 6.14. Imagen del NAAPS para el 13 de junio de 2011.

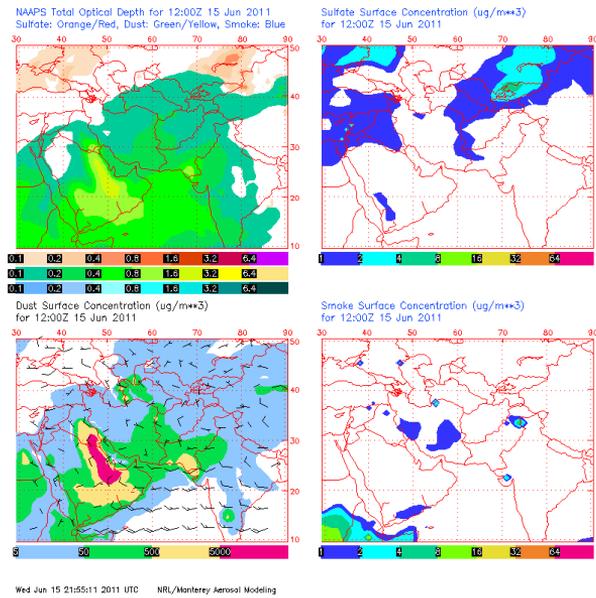


Figura 6.15. Imagen del NAAPS para el 15 de junio de 2011.

Imágenes CALIPSO

Se ha seleccionado el 29 de junio de 2011 para observar la señal de retrodispersión atenuada. En la Figura 6.16 se pueden observar las pasadas del satélite CALIPSO para ese día. Las líneas rojas indican las pasadas del satélite por el día y en azul por la noche. En la Figura 6.17 se puede observar la pasada nocturna justo por encima de las Islas (nivel 1). En la Figura 6.18 se observa la imagen correspondiente al pase del satélite por las Islas Canarias indicado en rojo en la Figura 6.17, donde se detecta una mayor retrodispersión sobre los 17 km. También se puede comprobar en la Figura 6.19 en color amarillo sobre los 17 km que esta capa se corresponde con una capa catalogada como de aerosol estratosférica.

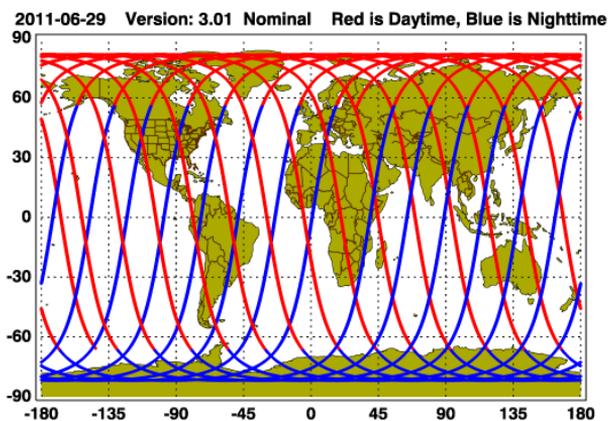


Figura 6.16. Imagen de la pasada del CALIPSO para el 29 de junio de 2011, el rojo indica que es por el día y el azul las pasadas de la noche (imagen cedida por NASA Langley Research Center's CALIPSO database).

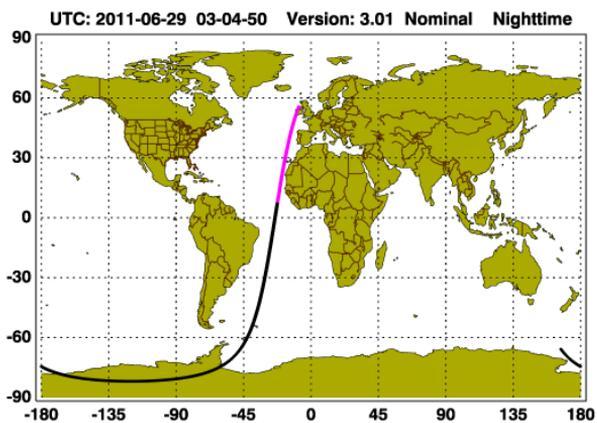


Figura 6.17. Imagen de la pasada del CALIPSO para el 29 de junio de 2011, sobre las Islas Canarias por la noche (imagen cedida por NASA Langley Research Center's CALIPSO database).

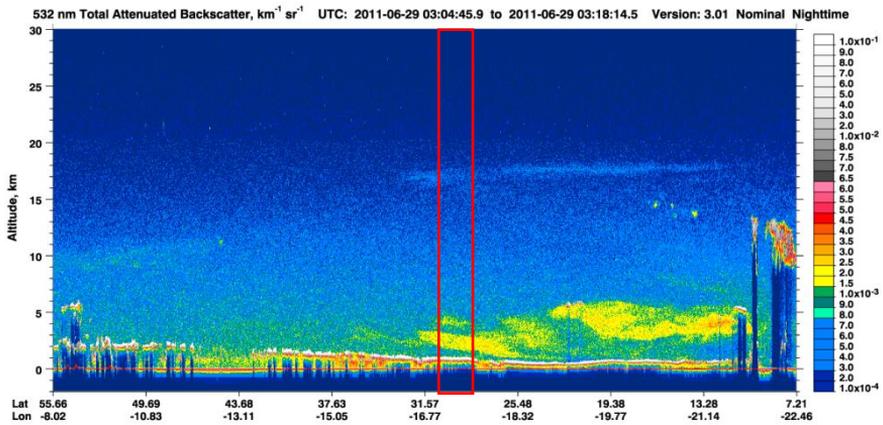


Figura 6.18. Imagen del CALIPSO para el 29 de junio de 2011, de la señal de retrodispersión atenuada (imagen cedida por NASA Langley Research Center's CALIPSO database).

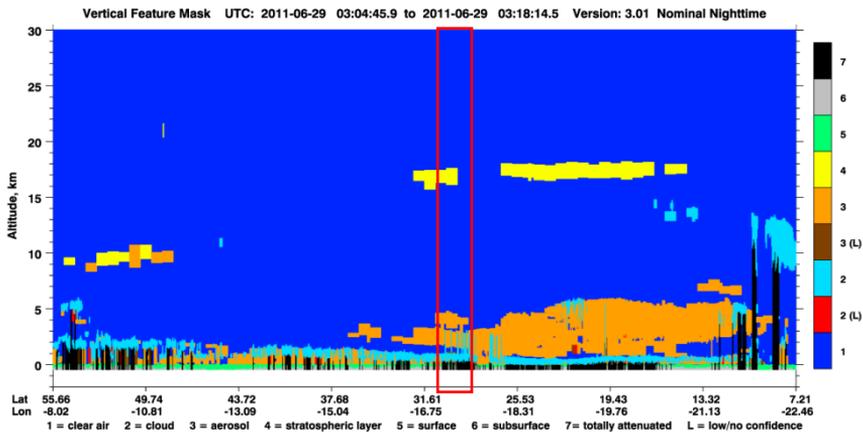


Figura 6.19. Imagen del CALIPSO para el 29 de junio de 2011, clasificación vertical de nubes, aerosoles, cielo limpio, etc. (imagen cedida por NASA Langley Research Center's CALIPSO database).

Análisis con el MPL-3

Seguidamente se hará uso del método de la transmitancia (Platt, 1973; Young, 1995; Chen et al., 2002; Platt et al., 2002) y de la inversión

Fernald-Klett (Fernald et al., 1972; Fernald 1984; Klett, 1981 and 1985) para así poder caracterizar esta capa de aerosol.

A continuación se representa un perfil de RCS para el día 27 de junio de 2011 donde se puede observar un pico en la señal alrededor de los 17 km (Figura 6.20) y el ajuste lineal matricial para obtener las alturas de las capas y el AOD por el método de la transmitancia (Figura 6.21) expuesto en el Capítulo 4 (sección 4.3.6).

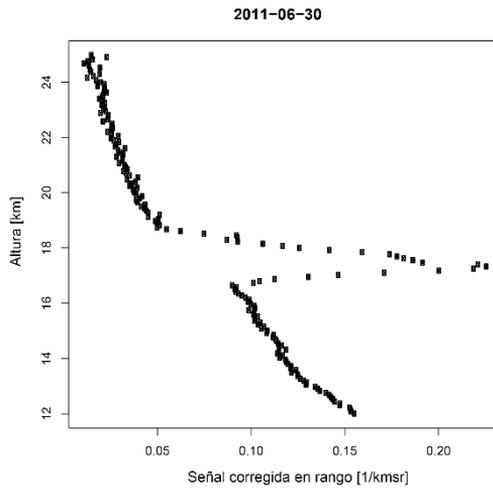


Figura 6.20. Perfil de la RCS para el día 30 de junio de 2011.

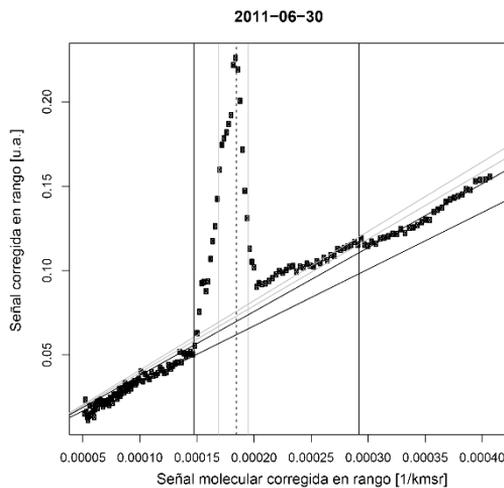


Figura 6.21. Ajuste utilizado en el método de la transmitancia para el día 30 de junio de 2011.

En la Figura 6.22 se presentan las alturas de la tropopausa y las alturas de la base y del tope de la capa de aerosol; se puede observar que la tropopausa tiene una cierta variabilidad alrededor de 1 km a lo largo del período de estudio. Las alturas de la base y de la cima siguen una tendencia con cierta variabilidad al igual que la tropopausa, quedando esta confinada en la baja estratosfera. En la Figura 6.23 se representa el espesor geométrico de dicha capa varía en el rango entre 2 km y 4.5 km aproximadamente. Estos valores se exponen en la tabla 6.2.

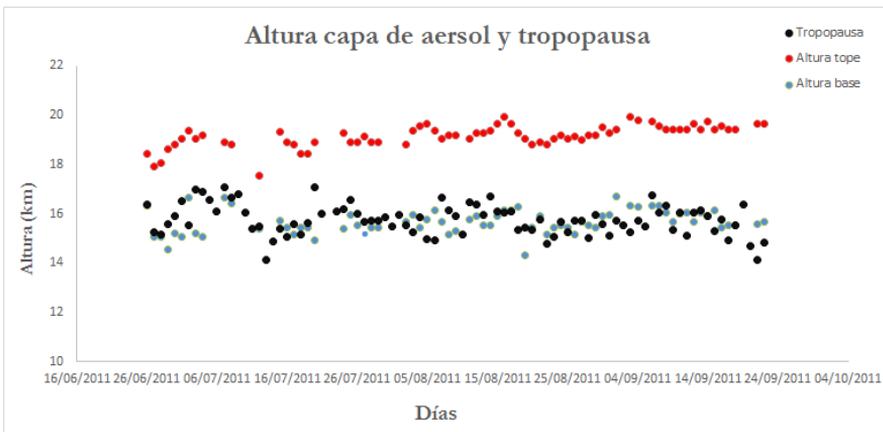


Figura 6.22. Representación gráfica de la altura de la tropopausa (puntos negros) y de las alturas de la base (puntos azules) y del tope (puntos rojos) de la capa de aerosol en el período de estudio.

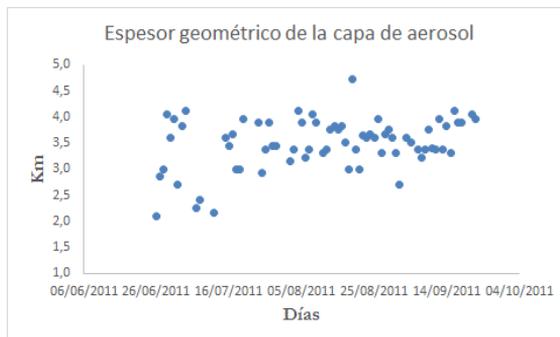


Figura 6.23. Representación gráfica del espesor geométrico de la capa de aerosol para el período de estudio.

En la siguiente Figura (6.24) se representa el AOD obtenido por el método de la transmitancia y el resultante de la inversión Fernald-Klett, se puede observar que los valores obtenidos mediante el método de la transmitancia son ligeramente superiores, es decir, una sobreestimación del 30% respecto de los obtenidos con la inversión Fernald-Klett.

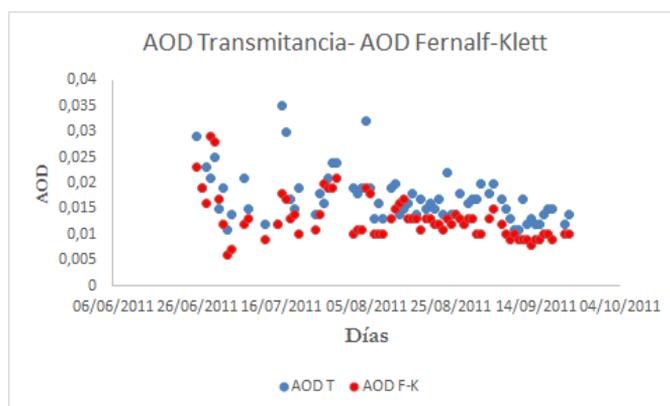


Figura 6.24. Representación gráfica del AOD obtenido por el método de la transmitancia y por la inversión Fernald-Klett.

En la Tabla 6.2 se exponen los resultados obtenidos mediante el método de la transmitancia y la inversión Fernald-Klett. En dicha tabla se representa el AOD medido en columna a 523 nm desde el SCO (AOD_{total}), la altura de la tropopausa, el AOD obtenido para la capa de estudio mediante el método de la transmitancia (AOD_T), el porcentaje de AOD de la capa que contribuye al AOD total, la altura de la base de la capa (Z_{base}), la altura del tope de la capa (Z_{tope}) y el espesor geométrico de la capa (Z_g).

En la Tabla 6.3 se exponen los resultados hallados mediante el método de Fernald-Klett con la mediana de un valor LR prefijado (LR=65 sr) el AOD obtenido (AOD_{F-K}) para la capa de aerosol, el AOD_T determinado con el anterior método. A continuación se expondrán los resultados cuantitativos que se mostraron en las Figuras anteriores (6.22, 6.23 y 6.24)

Tabla 6.2. Altura de la Troposfera, valores del AOD total y AOD obtenido con el método de la transmitancia, % de la contribución del AOD_T al AOD total, valores de las alturas de la base y de la cima de la capa y el espesor geométrico de la capa.

Fecha (2011)	Altura Tropopausa a (km)	AOD _{total} (523nm)	AOD _T	% AOD _T contribuye AOD _{total}	Z _{base} (km)	Z _{top} (km)	Z _g (km)
26-06	16.37	0.22±0.03	0.029±0.006	13.18	16.35	18.45	2.10
27-06	15.23	0.41±0.03	0.019±0.010	4.63	15.07	17.92	2.85
28-06	15.17	0.51±0.04	0.023±0.004	4.51	15.07	18.07	3.00
29-06	15.59	0.31±0.05	-	-	14.55	18.60	4.05
30-06	15.92	0.28±0.01	0.025±0.014	8.93	15.22	18.82	3.60
01-07	16.52	0.36±0.03	0.015±0.002	5.35	15.07	19.05	3.97
02-07	15.53	0.45±0.02	-	-	16.65	19.35	2.70
03-07	17.00	0.25±0.06	0.011±0.002	4.40	15.22	19.05	3.82
04-07	16.89	0.08±5·10 ⁻⁴	0.014±0.001	17.50	15.07	19.20	4.12
05-07	16.54	0.16±0.07	-	-	-	-	-
06-07	16.07	0.26±0.02	-	-	-	-	-
07-07	17.09	0.32±0.03	0.021±0.003	6.60	16.65	18.9	2.25
08-07	16.64	0.15±0.05	0.015±0.002	10	16.42	18.82	2.40
09-07	16.78	0.10±0.02	-	-	-	-	-
10-07	16.05	0.09±6·10 ⁻⁴	-	-	-	-	-
11-07	15.40	-	-	-	-	-	-
12-07	15.48	-	0.012±0.004	-	15.37	17.55	2.17
13-07	14.14	-	-	-	-	-	-
14-07	14.89	-	-	-	-	-	-
15-07	15.40	-	0.012±0.006	-	15.71	19.31	3.60
16-07	15.04	0.32±0.02	0.035±0.010	10.93	15.45	18.90	3.45
17-07	15.58	0.17±0.03	0.030±0.004	17.64	15.15	18.82	3.67
18-07	15.16	0.10±0.01	0.017±0.003	17	15.45	18.45	3.00
19-07	15.62	-	0.015±0.004	-	15.45	18.45	3.00
20-07	17.06	0.10±0.03	0.019±0.004	19	14.92	18.90	3.97
21-07	15.99	0.08±4·10 ⁻³	-	-	-	-	-
22-07	-	0.09±3·10 ⁻³	-	-	-	-	-
23-07	16.09	0.09±6·10 ⁻³	0.014±0.002	15.56	15.37	19.27	3.9
24-07	16.19	0.08±8·10 ⁻³	-	-	15.97	18.90	2.92

Fecha (2011)	Altura Tropopausa (km)	AOD _{total} (523nm)	AOD _T	% AOD _T contribuye AOD _{total}	Z _{base} (km)	Z _{top} (km)	Z _g (km)
25-07	16.57	0.09±6·10 ⁻³	0.016±0.007	17.78	15.97	18.90	3.37
26-07	16.02	0.09±0.01	0.021±0.006	23.34	15.52	19.12	3.90
27-07	15.68	0.14±0.03	0.024±0.006	17.14	15.22	18.90	3.45
28-07	15.70	0.50±0.04	0.024±0.007	4.8	15.45	18.90	3.45
29-07	15.71	0.64±0.19	-	-	-	-	-
30-07	15.87	0.05±5·10 ⁻³	-	-	-	-	-
31-07	15.47	0.55±0.03	-	-	-	-	-
01-08	15.97	0.06±9·10 ⁻³	-	-	15.67	18.82	3.15
02-08	15.55	0.06±0.01	0.018±0.003	30	15.97	19.35	3.37
03-08	15.25	0.17±0.05	0.019±0.003	31.67	15.45	19.57	4.12
04-08	15.86	0.20±0.08	0.032±0.008	16	15.75	19.65	3.90
05-08	14.97	0.05±7·10 ⁻³	-	-	16.12	19.35	3.22
06-08	14.93	0.06±8·10 ⁻³	0.013±0.003	21.67	15.67	19.05	3.37
07-08	16.67	0.12±0.01	0.016±0.003	13.34	15.15	19.20	4.01
08-08	16.13	0.16±0.04	0.013±0.001	8.12	15.30	19.20	3.90
09-08	15.89	0.62±0.05	-	-	-	-	-
10-08	15.16	0.22±0.07	0.019±0.005	8.64	15.75	19.05	3.30
11-08	16.46	0.22±0.02	0.020±0.009	9.09	15.90	19.27	3.37
12-08	16.38	0.11±0.01	0.014±0.009	12.72	15.52	19.27	3.75
13-08	15.95	0.14±0.02	0.015±0.005	10.71	15.52	19.35	3.82
14-08	16.72	0.41±0.09	0.016±0.004	3.90	15.90	19.65	3.75
15-08	16.09	0.65±0.04	0.018±0.001	2.77	16.12	19.95	3.82
16-08	16.06	0.45±0.05	0.014±0.005	3.12	16.12	19.65	3.52
17-08	16.07	0.44±0.01	-	-	16.27	19.27	3.00
18-08	15.37	0.41±0.02	0.015±0.004	3.66	14.32	19.05	4.72
19-08	15.43	0.05±2·10 ⁻³	0.016±0.003	32	15.45	18.82	3.37
20-08	15.33	0.05±6·10 ⁻³	0.015±0.005	30	15.90	18.90	3.00
21-08	15.75	0.04±5·10 ⁻³	0.017±0.005	42.50	15.15	18.79	3.64
22-08	14.79	0.10±0.01	0.014±0.003	14	15.45	19.05	3.60
23-08	15.04	0.07±9·10 ⁻³	0.022±0.004	31.43	15.52	19.20	3.67
24-08	15.68	0.27±0.03	0.014±0.004	5.18	15.45	19.05	3.60
25-08	15.26	0.31±0.01	0.014±0.004	4.51	15.15	19.12	3.97
26-08	15.70	0.23±0.01	0.018±0.003	7.82	15.67	18.97	3.30
27-08	15.72	0.15±0.01	-	-	15.52	19.20	3.67
28-08	15.01	0.08±8·10 ⁻³	0.016±0.004	20	15.45	19.20	3.75
29-08	15.95	0.06±9·10 ⁻³	0.017±0.007	28.34	15.90	19.50	3.60
30-08	15.56	0.05±5·10 ⁻³	0.017±0.003	34	15.97	19.27	3.30
31-08	15.12	0.06±0.01	-	-	16.72	19.42	2.70
01-09	15.71	0.08±0.02	-	-	-	-	-
02-09	15.52	0.05±7·10 ⁻³	0.018±0.004	36	16.35	19.95	3.60
03-09	15.27	0.05±10 ⁻³	0.02±0.007	40	16.27	19.80	3.52
04-09	15.74	0.04±10 ⁻³	-	-	-	-	-
05-09	15.49	0.08±0.02	0.017±0.005	21.25	16.35	19.72	3.37
06-09	16.73	0.14±0.01	0.015±0.006	10.71	16.31	19.54	3.23
07-09	16.07	0.27±0.04	0.013±0.002	4.81	16.05	19.42	3.37
08-09	16.35	0.36±0.02	0.011±0.002	3.06	15.67	19.42	3.75
09-09	15.35	0.38±0.02	0.011±0.001	3.06	16.01	19.42	3.41
10-09	16.03	0.10±0.05	0.017±0.003	17	16.05	19.42	3.37
11-09	15.10	0.06±9·10 ⁻³	0.012±0.002	20	15.67	19.65	3.97
12-09	16.07	0.05±5·10 ⁻³	0.013±0.002	26	16.05	19.42	3.37
13-09	16.12	0.08±6·10 ⁻³	0.012±0.002	15	15.90	19.72	3.82
14-09	15.89	0.07±6·10 ⁻³	0.012±0.002	17.14	16.12	19.42	3.30
15-09	15.28	0.04±10 ⁻³	0.014±0.002	35	15.45	19.57	4.12
16-09	15.79	0.09±0.06	0.015±0.003	16.67	15.52	19.42	3.90
17-09	14.93	0.07±0.01	0.015±0.002	21.4	15.52	19.42	3.90
18-09	15.54	0.08±2·10 ⁻³	-	-	-	-	-
19-09	16.39	0.13±0.01	-	-	-	-	-
20-09	14.69	0.12±0.01	0.012±0.002	10	15.60	19.65	4.05
21-09	14.13	0.38±0.10	0.014±0.009	3.68	15.67	19.65	3.97
22-09	14.85	-	-	-	-	-	-

Tabla 6.3. Valores de AOD_{F-K} y AOD_T .

Fecha (2011)	AOD_{F-K}	AOD_T	Fecha (2011)	AOD_{F-K}	AOD_T
26-06	0.023±0.004	0.029±0.006	10-08	0.019±0.005	0.013±0.001
27-06	0.019±0.003	0.019±0.010	11-08	0.020±0.009	0.015±0.002
28-06	0.016±0.002	0.023±0.004	12-08	0.014±0.009	0.016±0.002
29-06	-	-	13-08	0.015±0.005	0.017±0.002
30-06	0.028±0.005	0.025±0.014	14-08	0.016±0.004	0.013±0.001
01-07	0.017±0.001	0.015±0.002	15-08	0.018±0.001	0.013±0.001
02-07	-	-	16-08	0.014±0.005	0.013±0.001
03-07	0.006±0.002	0.011±0.002	17-08	-	-
04-07	-	0.014±0.001	18-08	0.015±0.004	0.013±0.001
05-07	-	-	19-08	0.016±0.003	0.013±0.001
06-07	-	-	20-08	0.015±0.005	0.012±0.002
07-07	0.012±0.001	0.021±0.003	21-08	0.017±0.005	0.012±0.002
08-07	0.013±0.003	0.015±0.002	22-08	0.014±0.003	0.011±0.001
09-07	-	-	23-08	0.022±0.004	0.013±0.001
10-07	-	-	24-08	0.014±0.004	0.012±0.001
11-07	-	-	25-08	0.014±0.004	0.014±0.001
12-07	0.009±0.002	0.012±0.004	26-08	0.018±0.003	0.013±0.001
13-07	-	-	27-08	-	-
14-07	-	-	28-08	0.016±0.004	0.013±0.001
15-07	0.012±0.003	0.012±0.006	29-08	0.017±0.007	0.013±0.001
16-07	0.018±0.002	0.035±0.010	30-08	0.017±0.003	0.010±0.002
17-07	0.017±0.001	0.030±0.004	31-08	-	-
18-07	0.013±0.001	0.017±0.003	01-09	-	-
19-07	0.014±0.002	0.015±0.004	02-09	0.018±0.004	0.013±0.001
20-07	0.010±0.001	0.019±0.004	03-09	0.02±0.007	0.015±0.001
21-07	-	-	04-09	-	-
22-07	-	-	05-09	0.017±0.005	-
23-07	-	0.014±0.002	06-09	0.015±0.006	0.010±0.002
24-07	-	-	07-09	0.013±0.002	-
25-07	0.020±0.001	0.016±0.007	08-09	0.011±0.002	-
26-07	0.019±0.001	0.021±0.006	09-09	0.011±0.001	-
27-07	0.019±0.002	0.024±0.006	10-09	0.017±0.003	-
28-07	0.021±0.002	0.024±0.007	11-09	0.012±0.002	0.009±0.001
29-07	-	-	12-09	0.013±0.002	0.008±0.001
30-07	-	-	13-09	0.012±0.002	0.009±0.001
31-07	-	-	14-09	0.012±0.002	0.009±0.001
01-08	-	-	15-09	0.014±0.002	0.010±0.001
02-08	0.011±0.001	0.018±0.003	16-09	0.015±0.003	0.010±0.001
03-08	0.011±0.001	0.019±0.003	17-09	0.015±0.002	0.009±0.001
04-08	0.019±0.001	0.032±0.008	18-09	-	-
05-08	0.018±0.205	-	19-09	-	-
06-08	0.010±0.001	0.013±0.003	20-09	0.012±0.002	0.010±0.001
07-08	0.010±0.001	0.016±0.003	21-09	0.014±0.009	0.010±0.004
08-08	-	0.013±0.001	22-09	-	-
09-08	-	-	-	-	-

La capa de aerosol se detectó desde el 26 de junio hasta el 22 de septiembre de 2011. Dicha capa se encuentra la mayor parte del tiempo en la baja estratosfera, siendo menores los casos donde se encuentra entre la alta troposfera y la baja estratosfera. El espesor geométrico de la capa muestra cierta variabilidad, en rangos que varían desde 2 hasta 4.7 km, siendo su valor promedio de 3.5 ± 0.5 . La ausencia de movimientos verticales en la baja estratosfera favorece que se establezca una capa de aerosoles homogénea en ella.

Los valores de AOD_T presentan un promedio de 0.017 ± 0.005 . Comparando el AOD total en columna de la estación de AERONET en SCO con el AOD_T obtenido, el rango de AOD a la contribución estratosférica varía desde un 3% hasta un 40%, debido a la variabilidad en el AOD total en columna.

En cuanto a la comparación del AOD_{F-K} y AOD_T , determinados de diferentes modos como ya comentamos, se puede decir que generalmente el AOD_T sobreestima en un 30% respecto al AOD_{F-K} , pero estos valores tienen buen acuerdo con los determinados por diferentes autores (Guerrero-Rascado et al., 2012; Sawamura et al., 2012). Se puede observar la disminución de AOD_{F-K} y AOD_T a medida que ocurre el episodio de estudio.

En cuanto a los LR para partículas volcánicas encontrados mediante el método de la transmitancia combinado con la inversión de Fernald-Klett, se obtienen valores que se pueden localizar en la bibliografía expuesta en la Tabla 6.1. Se muestra el valor promedio ya que los LR tienen mucha variabilidad. El LR para todo el período es de 93 ± 20 sr; este dato se aproxima a los de los autores como Pisani et al. (2012) y Prata et al. (2017).

5.2 Observaciones del aerosol en la alta troposfera-estratosfera procedente de incendios.

En este apartado se analizarán 3 casos de estudio relativos a incendios procedentes de Estados Unidos y Canadá.

- Caso de estudio 1

Imágenes para detectar la capa de aerosol mediante el MPL-3

A continuación se expone el mapa de color de detección de capas para el día 17 de septiembre de 2009, donde se señala en blanco alrededor de los 16 km una capa de aerosol a primeras horas del día y sobre los 10 km aparecen nubes (presenta discontinuidad en el tiempo)(Figura 6.25). Estas capas se pueden distinguir en los mapas de color de la RCS del 16 y 17 de septiembre de 2009 (Figuras 6.26 (a) y (b) respectivamente). También se ha representado el coeficiente de extinción ($LR=50$ sr) para el 17 de septiembre de 2009. Este perfil muestra su máximo de coeficiente de extinción alrededor de los 16 km (Figuras 6.27).

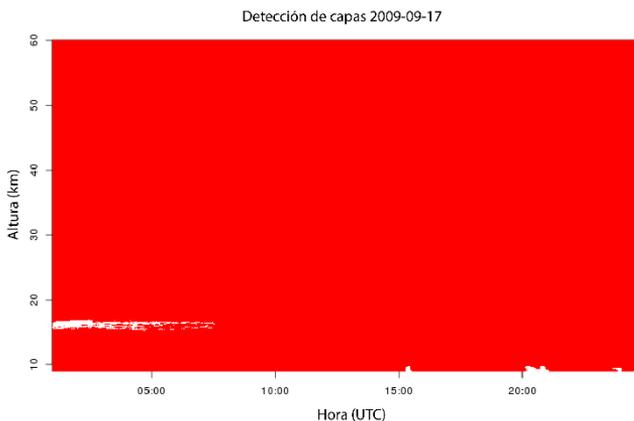


Figura 6.25. Mapa de color de detección de capas altas, la capa señalada en blanco indica la capa de aerosol.

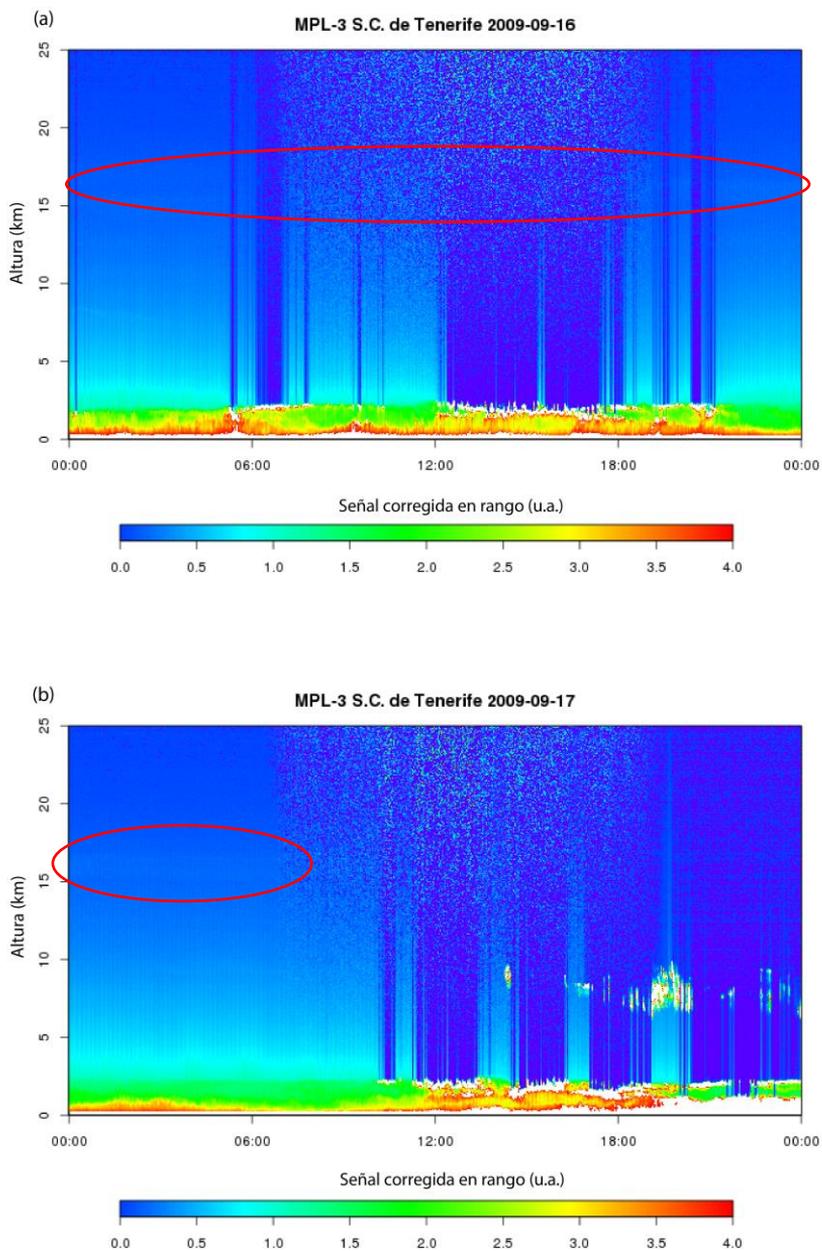


Figura 6.26. RCS del MPL-3 de los días: (a) 16 de septiembre de 2009 y (b) 17 de septiembre 2009 (la línea roja rodea la capa de aerosol estratosférica)

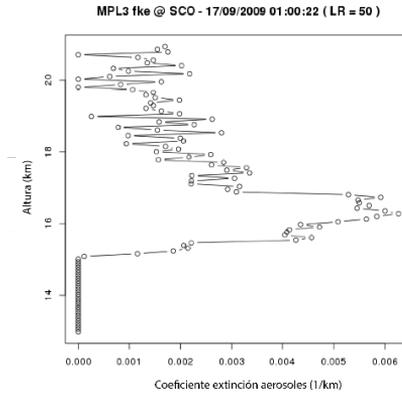


Figura 6.27. Perfil del coeficiente de extinción (LR=50 sr) del MPL-3 para el día 17 de septiembre de 2009.

Retrotrayectorias HYSPLIT

Se han analizado las retrotrayectorias de los días 16 y 17 (Figuras 6.28 (a) y (b) respectivamente) de septiembre de 2009, para las alturas de 14, 15 y 16 km a las 12 h y 8 h respectivamente y a 10 días.

Destacan las retrotrayectorias con llegadas a las Islas Canarias para las alturas de 14 y 15 km provenientes de la zona oeste de Estados Unidos. Para los días 16 y 17 de septiembre pasan masas de aire por la zona de los incendios de Los Ángeles con llegada a las Islas entre 14 y 15 km.

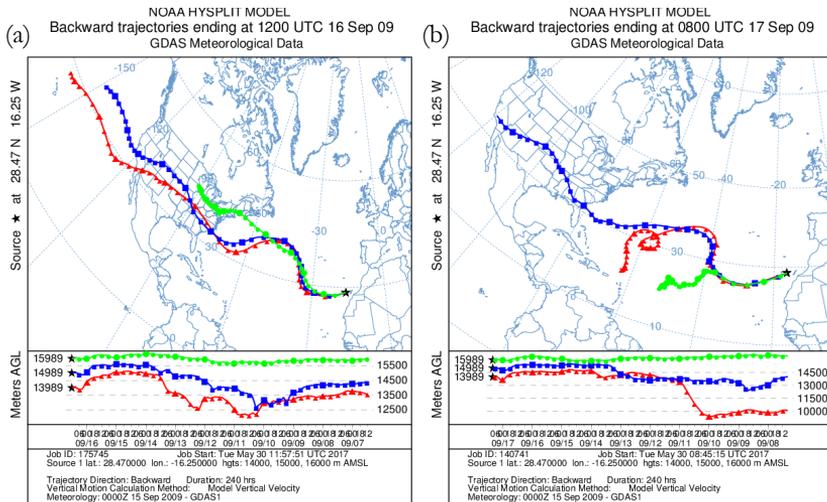


Figura 6.28. (a)Retrotrayectorias HYSPLIT, con llegada a Santa Cruz de Tenerife, para el 16 de septiembre de 2009, (b) Retrotrayectorias HYSPLIT, con llegada a Santa Cruz de Tenerife, para el 17 de septiembre de 2009.

- Localización de la zona fuente

El 29 de agosto se produjeron incendios en el condado de Los Ángeles (Figura 6.29). Según un informe del mismo día del Departamento de Silvicultura y Protección contra Incendios de California (<http://www.fire.ca.gov/>), tres fuegos quemaron dicho condado ese día. Según el informe del día 30 de agosto, el humo del incendio sopla hacia el norte de las llamas, lejos de la metrópoli de Los Ángeles, y al este de los campos agrícolas profundos del Valle Central de California (Figura 6.30). Un informe del 3 de septiembre de dicho departamento mencionado anteriormente señalaba que el incendio había quemado 586 kilómetros cuadrados y había dañado o destruido más de 70 casas, tres propiedades comerciales y más de 30 dependencias u otras estructuras y ya se habían formado nubes de tipo pyrocumulonimbus (Figura 6.31). El 18 de septiembre los bomberos siguieron monitoreando una línea de contención de 212 kilómetros alrededor del fuego. Desde el 26 de agosto el incendio había quemado 650 kilómetros cuadrados, pero las autoridades esperaban que el fuego

fuera contenido el 19 de septiembre (<https://earthobservatory.nasa.gov/NaturalHazards/event.php?id=39998>) (<http://latimesblogs.latimes.com/lanow/2009/09/more-progress-in-station-fire-but-canyons-still-under-threat.html>).



Figura 6.29. Localización del condado de Los Ángeles.

Imágenes MODIS de los incendios de Arizona



Figura 6.30. Imagen satélite (MODIS-Terra) de los incendios de Los Ángeles, del 30 de agosto de 2009.



Figura 6.31. Imagen satélite (MODIS-Aqua) de los incendios de Los Ángeles, del 2 de septiembre de 2009.

Imágenes (1 mes/MODIS-Terra) de AOD

A continuación, se expondrá la imagen de satélite (MODIS-Terra) de AOD para los meses de agosto (Figura 6.32) y septiembre (Figura 6.33) de 2009.

La escala de color en las siguientes imágenes indica que un valor de AOD de 0.1 se corresponde con un cielo cristalino, con máxima visibilidad, mientras que un valor de 1 muestra la presencia de aerosoles densos.

- Agosto

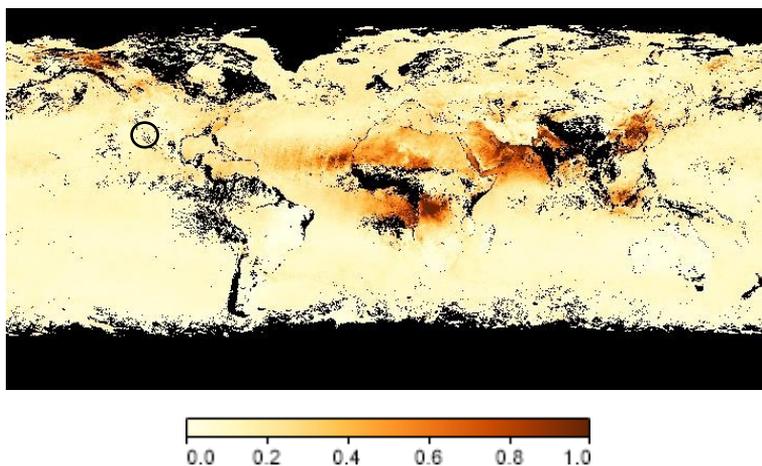


Figura 6.32. Imagen satélite (MODIS-Terra) de AOD, agosto 2009, el círculo negro rodea la zona fuente, en este caso Los Ángeles.

- Septiembre

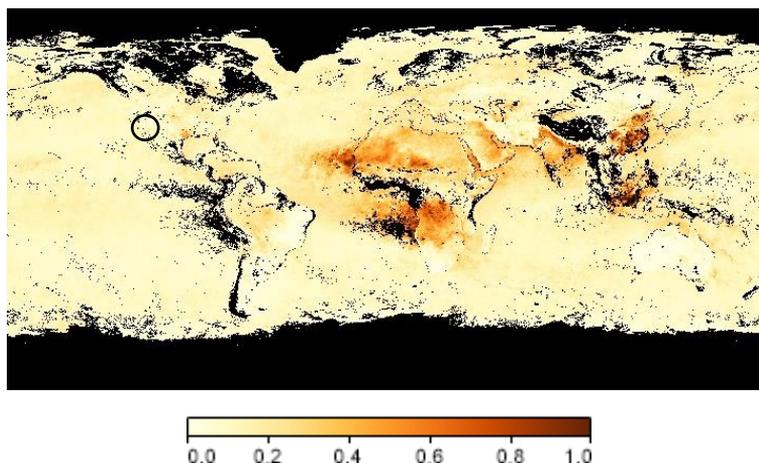


Figura 6.33. Imagen satélite (MODIS-Terra) de AOD, septiembre 2009, el círculo negro rodea la zona fuente, en este caso Los Ángeles.

Al oeste de Estados Unidos se observan unos valores de AOD que están en torno al 0.2-04 en agosto, mientras que en septiembre esos valores disminuyen considerablemente.

Imágenes de incendios activos (1 mes/MODIS-Terra)

La barra de color se basa en un recuento del número (no del tamaño) de los incendios observados en un área de 1.000 kilómetros cuadrados. Los píxeles blancos muestran el extremo más alto del conteo, hasta 100 fuegos en un área de 1000 kilómetros cuadrados por día. Los píxeles amarillos muestran hasta 10 fuegos, los naranjas muestran 5 fuegos, y las áreas rojas tan sólo 1 fuego por día. Seguidamente se muestra la imagen de incendios activos para los meses de agosto (Figura 6.34) y septiembre (Figura 6.35) de 2009.

- Agosto

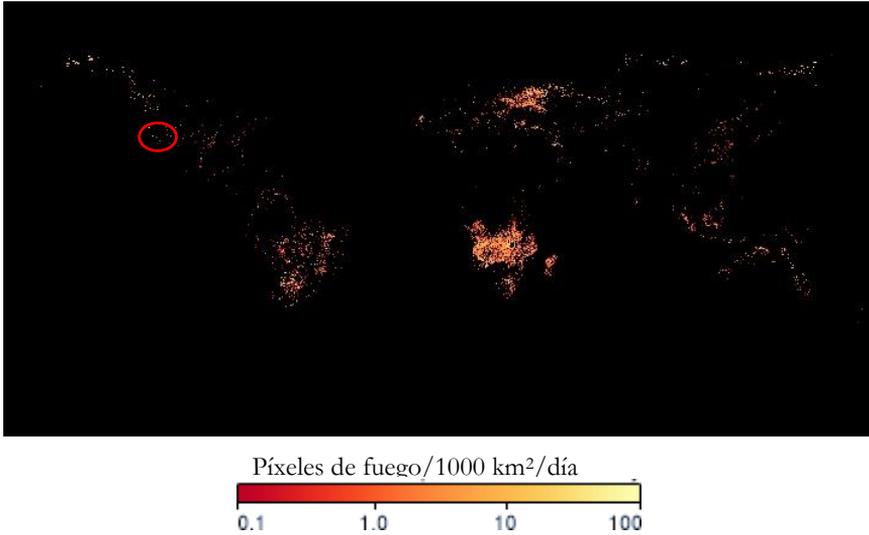


Figura 6.34. Imagen satélite (MODIS-Terra) de incendios activos, agosto 2009, la línea roja indica la zona fuente.

- Septiembre

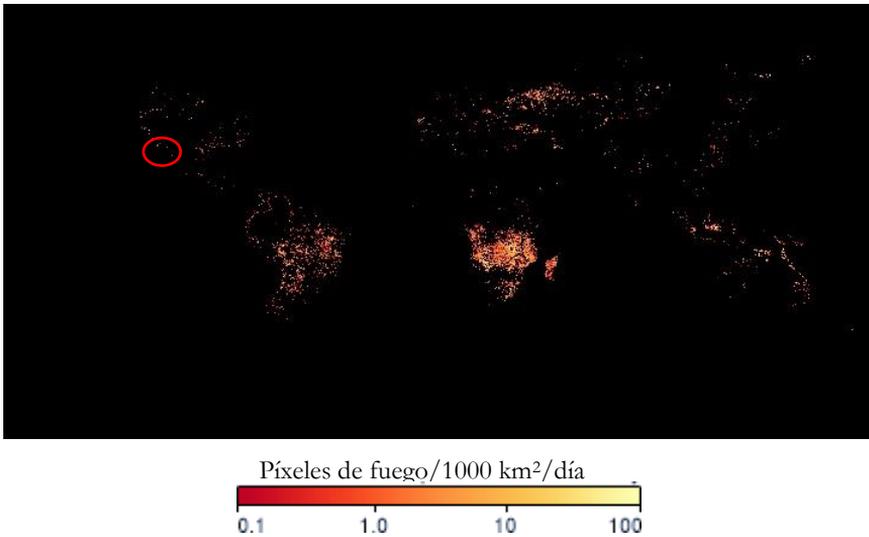


Figura 6.35. Imagen satélite (MODIS-Terra) de incendios activos, septiembre 2009, la línea roja indica la zona fuente.

En la imagen de MODIS de incendios activos para los meses de agosto y septiembre de 2009; se observa que para la zona del condado de Los Ángeles existe una mezcla de píxeles entre amarillos y blancos, con mayor predominio de los píxeles blancos. Se puede observar que en el condado de Los Ángeles tenemos píxeles en amarillos y blancos, para los meses de agosto y septiembre indicando entre 10 y 100 fuegos en un área de 1000 km².

Imágenes del NAAPS

A continuación se muestran imágenes del NAAPS para los días 29 de agosto y para el 3 de septiembre de 2009. La imagen superior izquierda da el AOD total, la superior derecha la concentración en superficie de sulfatos, la inferior izquierda la concentración en superficie de polvo y, por último, la imagen inferior derecha la concentración en superficie de humo. Se puede observar para el día 29 de agosto (Figura 6.36) cómo aparece en el condado de Los Ángeles cierta concentración en superficie de humo. En la imagen para el día 3 de septiembre (Figura 6.37) esta concentración es superior a la del 29 y abarca una mayor extensión.

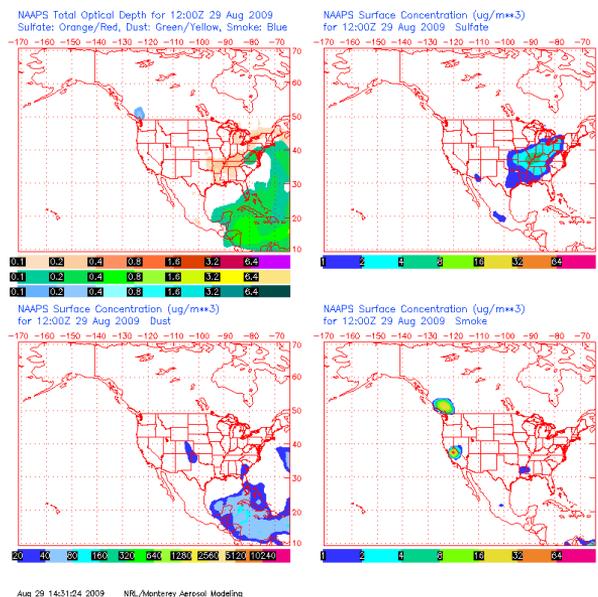


Figura 6.36. Imagen del NAAPS para el 29 de agosto de 2009.

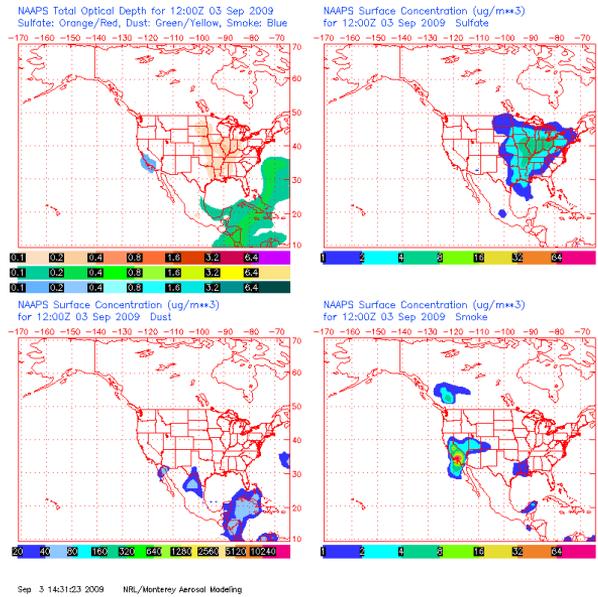


Figura 6.37. Imagen del NAAPS para el 03 de septiembre de 2009.

Análisis con el MPL-3

A continuación se representa un perfil de RCS para el día 17 de septiembre de 2009 (Figura 6.38) donde se puede observar un pico alrededor de los 16 km y el ajuste lineal matricial para obtener las alturas de la capas y el AOD por el método de la transmitancia (Figura 6.39) expuesto en el Capítulo 4 (sección 4.3.6).

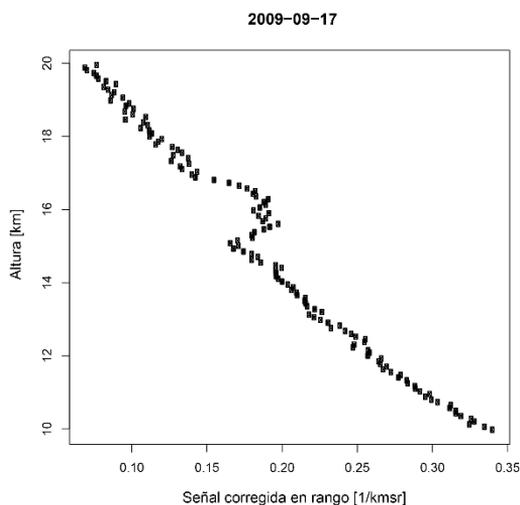


Figura 6.38. Perfil de la RCS para el día 17 de septiembre de 2009.

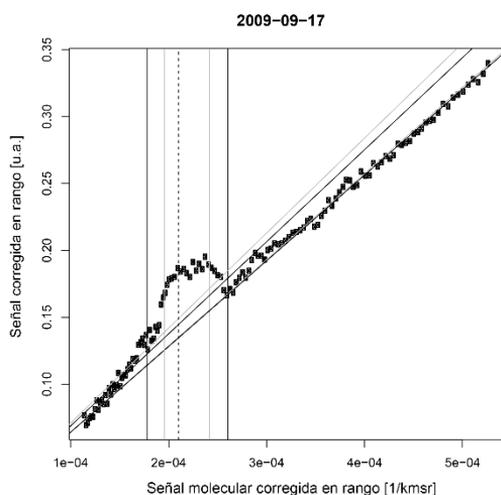


Figura 6.39. Ajuste utilizado en el método de la transmitancia para el día 17 de septiembre de 2009.

En la Tabla 6.4 se exponen los resultados obtenidos mediante el método de la transmitancia y la inversión Fernald-Klett. En dicha tabla se representa el AOD medido en columna a 523 nm desde el SCO (AOD_{total}), la altura de la tropopausa, el AOD obtenido con el método de la transmitancia (AOD_T), el porcentaje de AOD de la capa que contribuye al AOD total, la altura de la base de la capa (Z_{base}), la altura

del tope de la capa (Z_{tope}) y el espesor geométrico de la capa (Z_g).

En la Tabla 6.5 se expone los resultados hallados mediante el método de Fernald-Klett con la mediana de un valor LR prefijado (LR=54 sr) el AOD obtenido (AOD_{F-K}) para la capa de aerosol, el AOD_T determinado con el anterior método.

Tabla 6.4. Altura de la Troposfera, valores del AOD total y AOD obtenido con el método de la transmitancia, % de la contribución del AOD de la capa al AOD total, valores de las alturas de la base y de la cima de la capa, espesor geométrico de la capa y LR de la capa encontrado de aerosol.

Fecha (2009)	Altura Tropopausa (km)	AOD_{total}	AOD_T	% AOD _T contribuye AOD _{total}	Z_{base} (km)	Z_{top} (km)	Z_g (km)
16-09	14.63	0.13±0.02	0.012±0.008	9.2	14.77	17.85	3.07
17-09	15.60	0.07±0.01	-	-	-	-	-

Tabla 6.5. Valores de AOD_{F-K} y AOD_T .

Fecha (2009)	AOD_{F-K}	AOD_T
16-09	0.007	0.012±0.008
17-09	-	-

La capa de aerosol se puede observar los días 16 y 17 de septiembre de 2009 pero sólo podemos cuantificar los diferentes valores a estudiar que se obtienen para el día 16. Dicha capa se encuentra en la baja estratosfera. El espesor geométrico de la capa es de 3.07 km.

El AOD_T es 0.012±0.008. Comparando el AOD total en columna de la estación de AERONET en SCO con el AOD de la capa obtenido, la contribución al AOD en columna de esta capa estratosférica es de un 9.2%.

En cuanto a la comparación del AOD_{F-K} y AOD_T , determinados de diferentes modos como ya comentamos, se puede

decir que el AOD_T da un valor superior, como en el caso del Nabro.

En cuanto al valor del LR obtenido para el día 16 de septiembre de 2009 para partículas de incendios encontrados mediante el método de la transmitancia combinado con la inversión de Fernald-Klett, se obtiene un valor de 94 ± 21 . Este valor sale fuera del rango propuesto en la bibliografía, acercándose más a los valores obtenidos para el Nabro.

- Caso de estudio 2

Imágenes de la RCS del MPL-3

A continuación se representa un mapa de color de detección de capas, señalando en blanco la capa de aerosol, y de la RCS, donde se observa la presencia de una capa de aerosol a lo largo del día 11 de junio de 2011 (Figuras 6.40 y 6.41 respectivamente). También se ha representado el coeficiente de extinción ($LR=50$ sr) para el día 11 de junio (Figura 6.42). En el perfil se muestra una mayor extinción entre 14 y 15 km.

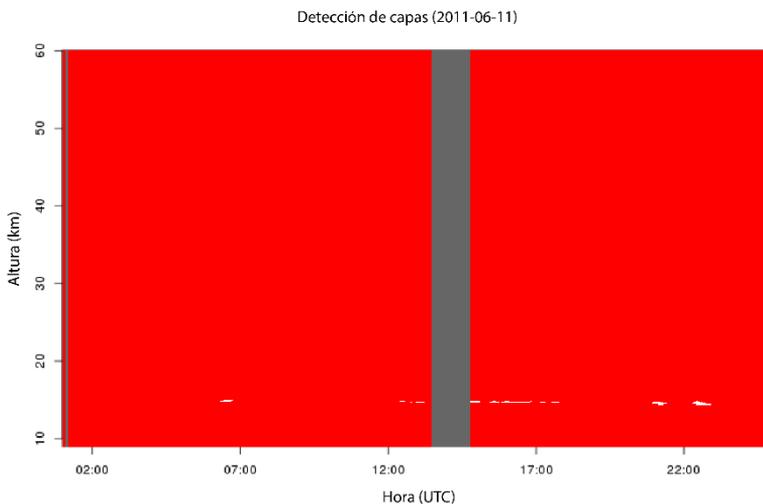


Figura 6.40. Mapa de color de detección de capas altas, la capa señalada en blanco indica la capa de aerosol

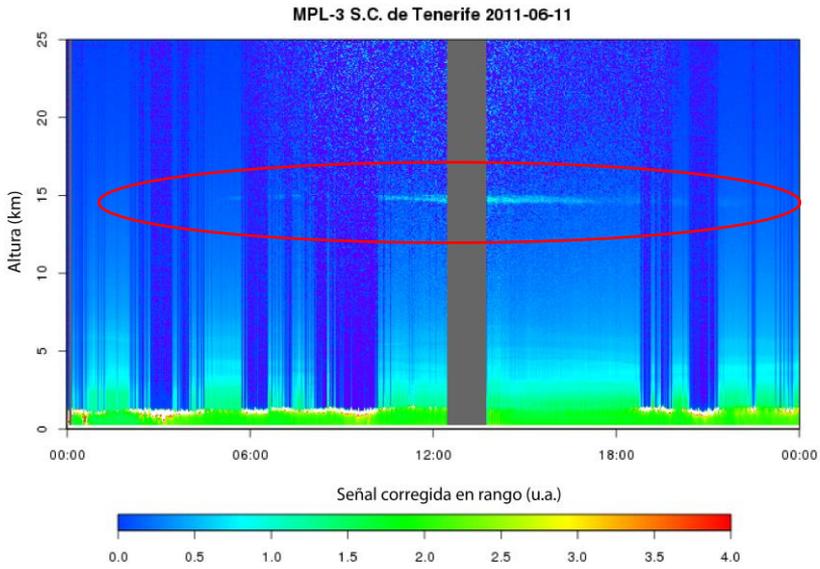


Figura 6.41. RCS del MPL-3 para el 11 de junio de 2011, la línea roja rodea la capa de aerosol estratosférica.

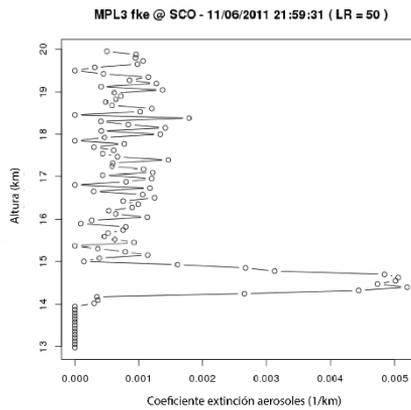


Figura 6.42. Perfil del coeficiente de extinción (LR=50 sr) del MPL-3 para día 11 de junio de 2011.

Retrotrayectorias HYSPLIT

Se han analizado las retrotrayectorias de los días 10, 11 y 12 de junio de 2011 (Figuras 6.43 (a), (b) y (c) respectivamente), para las alturas de 14, 15 y 15.5 km a las 12 h y a 10 días. Destacan las retrotrayectorias con llegadas a las Islas Canarias para las alturas de 14 y 15 km provenientes de la zona oeste de Estados Unidos. Para el 11 de junio pasan masas de aire por la zona de los incendios en Arizona con llegada a las Islas entre 14 y 15 km.

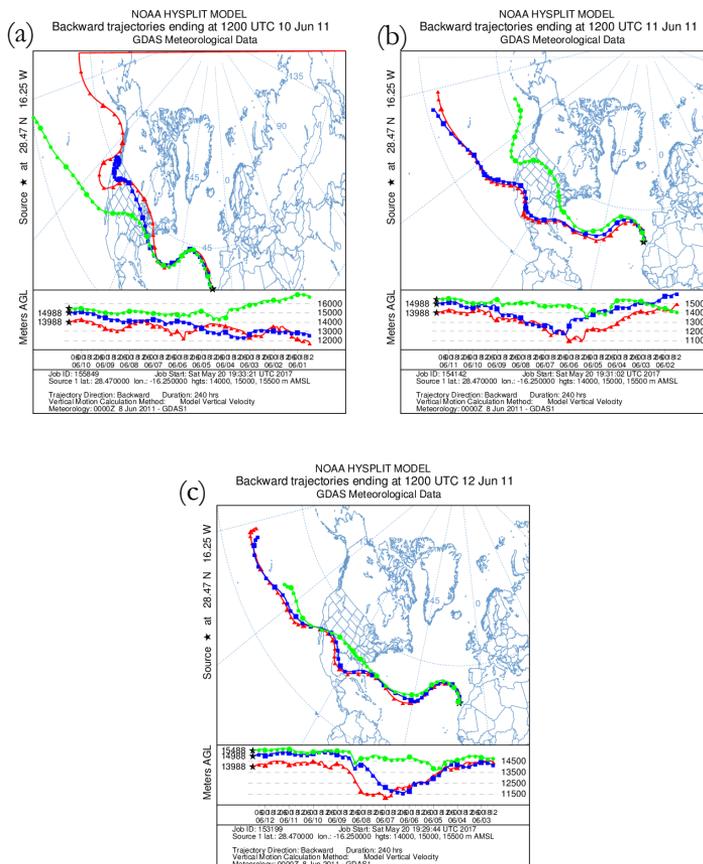


Figura 6.43. Retrotrayectorias HYSPLIT, con llegada a Santa Cruz de Tenerife, para los días: (a) el 10 de junio de 2011, (b) el 11 de junio de 2011 y (c) el 12 de junio de 2011.

- Localización de la zona fuente

Un fuerte incendio en el estado de Arizona en Estados Unidos (Figura 6.44) que comenzó el 29 de mayo de 2011 al este de dicho estado (Figura 6.45), de unos 1500 kilómetros cuadrados de extensión, obligó a miles de personas a evacuar sus viviendas. Las llamas arrasaron los primeros días unos 1600 kilómetros cuadrados y destruyeron 11 edificios, mayormente en el Parque Nacional Apache-Sitgreaves. La humareda obligó a desviar vuelos de aviones comerciales. Los vientos y las condiciones calurosas y secas ayudaron al fuego a crecer rápidamente la semana después del inicio del incendio. Los vientos soplaban el fuego hacia el noreste en dirección a las comunidades de Alpine y Nutrioso, las cuales fueron evacuadas. La densa columna de humo que fluía hacia el norte desde el incendio masivo afectó la calidad del aire de zonas tan lejanas como Wyoming y Georgia. Las nubes que se elevan sobre el humo entre Alpine y Nutrioso se asemejan a las nubes clásicas de fuego-pyrocumulus o pyrocumulonimbus. Tales nubes se forman cuando el calor intenso del fuego empuja el aire hacia la atmósfera. A lo largo de la zona de incendios, los vientos y las condiciones climáticas calurosas y secas permitieron que el incendio creciera rápidamente el 5 de junio. A comienzos del 6 de junio, el incendio había quemado 780 kilómetros cuadrados, convirtiéndolo en el tercer incendio más grande en la historia de Arizona. El fuego de Wallow continuó consumiendo una gran extensión de tierra boscosa en las montañas de Arizona del este el 7 de junio de 2011. Al final del día, el fuego había quemado 1342 kilómetros cuadrados. El humo se extendía por los Estados Unidos, nublando los cielos sobre el Medio Oeste (Figura 6.46).

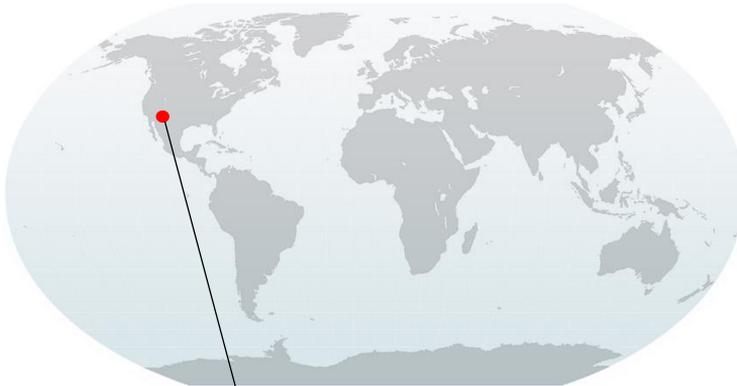


Figura 6.44. Localización del estado de Arizona.

Imágenes MODIS de los incendios de Arizona



Figura 6.45. Imagen satélite (MODIS-Aqua) de los incendios de Arizona, del 4 de junio de 2011.



Figura 6.46. Imagen satélite (MODIS-Aqua) de los incendios de Arizona, del 7 de junio de 2011.

Imágenes (1 mes/MODIS-Terra) de AOD

A continuación se expondrá la imagen de satélite (MODIS-Terra) de AOD para el mes de junio de 2011 (Figura 6.47).

La escala de color en las siguientes imágenes indica que un valor de AOD de 0.1 se corresponde con un cielo cristalino, con máxima visibilidad, mientras que un valor de 1 muestra la presencia de aerosoles densos.

- Junio

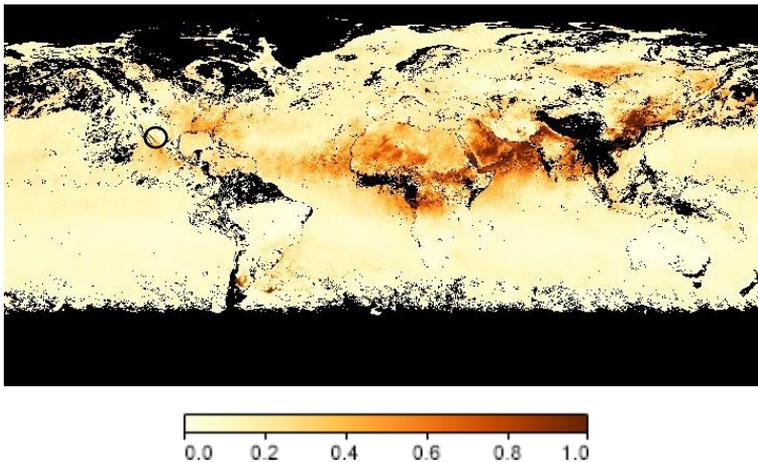


Figura 6.47. Imagen satélite (MODIS-Terra) de AOD, junio 2011, el círculo negro rodea la zona fuente, en este caso Los Ángeles.

Al oeste de Estados Unidos se observa un AOD entre 0.4 y 0.6.

Imágenes de incendios activos (1 mes/MODIS-Terra)

Seguidamente se muestra la imagen de incendios activos para el mes de junio de 2011 (Figura 6.48).

La barra de color se basa en un recuento del número (no del tamaño) de los incendios observados en un área de 1.000 kilómetros cuadrados. Los píxeles blancos muestran el extremo más alto del conteo, hasta 100 fuegos en un área de 1000 kilómetros cuadrados por día. Los píxeles amarillos muestran hasta 10 fuegos, los naranjas muestran 5 fuegos, y las áreas rojas tan sólo 1 fuego por día.

- Junio



Figura 6.48. Imagen satélite (MODIS-Terra) de incendios activos, junio 2011 la línea roja indica la zona fuente.

En la imagen de MODIS de incendios activos para el mes de junio de 2011 se observa que para la zona de Arizona existe una mezcla de colores de píxeles que van desde el rojo al naranja y al blanco.

Imágenes NAAPS

A continuación se muestran imágenes del NAAPS para los días 29 de mayo y para el 7 de junio de 2011. La imagen superior izquierda da el AOD total, la superior derecha la concentración en superficie de sulfatos, la inferior izquierda la concentración en superficie de polvo y por último, la imagen inferior derecha la concentración en superficie de humo. Se puede observar para el día 29 de mayo (Figura 6.49) cómo aparecen en el estado de Arizona elevadas concentraciones en superficie de humo. En la imagen para el día 3 de septiembre (Figura 6.50) concentración también es elevada y abarcando casi todo los Estados Unidos.

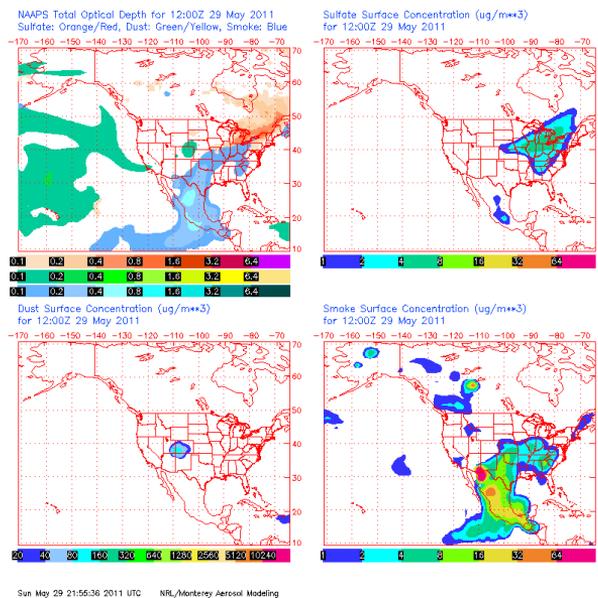


Figura 6.49. Imagen del NAAPS para el 29 de mayo de 2011.

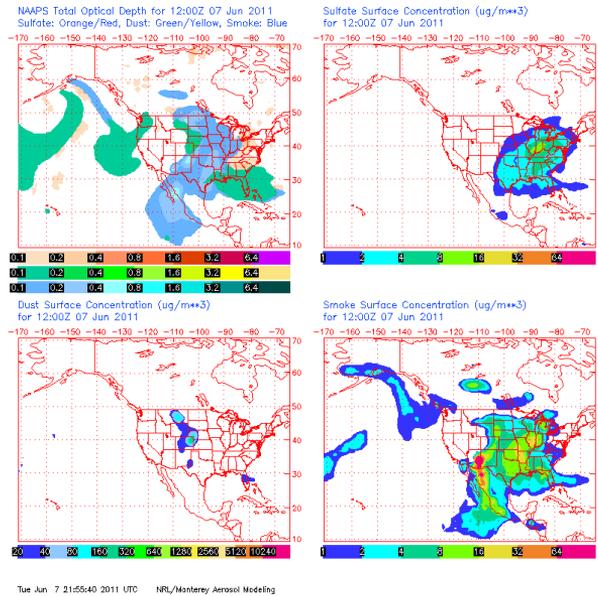


Figura 6.50. Imagen del NAAPS para el 07 de junio de 2011.

Análisis con el MPL-3

A continuación se representa un perfil de RCS para el día 11 de junio de 2011 (Figura 6.51) y el ajuste lineal matricial para obtener las alturas de la capas y el AOD por el método de la transmitancia (Figura 6.52) expuesto en el Capítulo 4 (sección 4.3.6). Se destaca el ruido de la señal RCS ya que el estudio se hace por el día, y eso se traslada a la hora de ajuste matricial que se observa en la Figura 6.52.

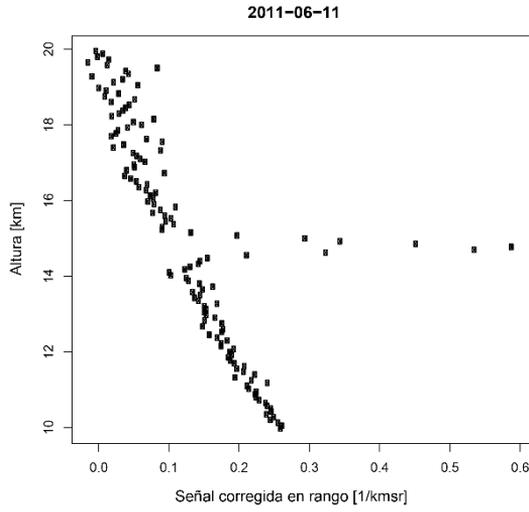


Figura 6.51. Perfil de la RCS para el día 11 de junio de 2011.

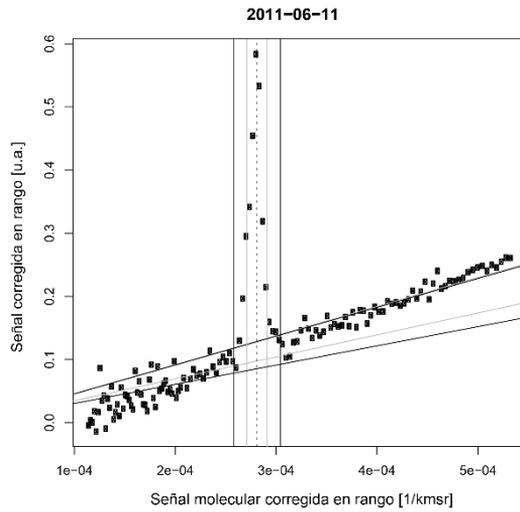


Figura 6.52. Ajuste utilizado en el método de la transmitancia para el día 11 de junio de 2011.

En la Tabla 6.6 se exponen los resultados obtenidos mediante el método de la transmitancia y la inversión Fernald-Klett. En dicha tabla se representa el AOD medido en columna a 523 nm desde el SCO (AOD_{total}), la altura de la tropopausa, el AOD obtenido para la capa de estudio (AOD_T), el porcentaje de AOD de la capa que contribuye al AOD total, la altura de la base de la capa (Z_{base}), la altura del tope de la capa (Z_{tope}) y el espesor geométrico de la capa (Z_g).

En la Tabla 6.7 se exponen los resultados hallados mediante el método de Fernald-Klett con la mediana de un valor LR prefijado ($LR=54$ sr) el AOD obtenido (AOD_{F-K}) para la capa de aerosol, el AOD_T determinado con el anterior método.

Tabla 6.6. Altura de la Troposfera, valores del AOD total y AOD determinado con el método de la transmitancia, % de la contribución del AOD de la capa al AOD total, valores de las alturas de la base y de la cima de la capa y espesor geométrico de la capa.

Fecha (2011)	Altura Tropopausa (km)	AOD_{total}	AOD_T	% AOD_{capa} contribuye AOD_{total}	Z_{base} (km)	Z_{top} (km)	Z_g (km)
11-06	15.06	$0.06 \pm 6 \cdot 10^{-3}$	0.019 ± 0.009	31.7	14.25	15.67	1.42

Tabla 6.7. Valores de AOD_{F-K} y AOD_T .

Fecha (2011)	AOD_{F-K}	AOD_T
11-06	0.024 ± 0.010	0.019 ± 0.001

La capa de aerosol se detectó sólo un día el 16 de junio de 2011. Dicha capa se encuentra entre en la baja estratosfera y la alta troposfera. El espesor geométrico de la capa es de 1.42 km.

El AOD_T es de 0.019 ± 0.009 . Comparando el AOD total en columna de la estación de AERONET en SCO con el AOD de la capa obtenido, el porcentaje de AOD de la contribución estratosférica es de un 31.7%.

En cuanto a la comparación del AOD_{F-K} y AOD_T , determinados de diferentes modos, como ya comentamos, se puede decir que en este caso el AOD_{F-K} es superior al AOD_T , al contrario de los resultados obtenidos en los otros casos de estudio.

En cuanto al valor de LR para partículas de incendios encontrados mediante el método de la transmitancia combinado con la inversión de Fernald-Klett, es de 81 ± 37 , valor superior a los encontrados en la bibliografía expuesta en este capítulo. Si tenemos en cuenta las grandes dispersiones que existen con los valores de LR encontrados en la bibliografía, se puede decir que se aproxima a dichos valores.

- Caso de estudio 3

Imágenes de la RCS del MPL-3

A continuación se muestran los mapas de color de detección de capas, señalando en blanco las capas de aerosol en torno a los 10 y 11 km aproximadamente para el día 30 de junio de 2013 (Figura 6.53) y de la RCS correspondientes a los días 29 y 30 de junio de 2013 (Figuras 6.54 (a) y (b)) donde se puede apreciar las capas de aerosol. Cabe destacar la gráfica de coeficiente de extinción ($LR=50$ sr) donde se observan dos capas, una entre 9 y 10 km y otra sobre los 11 km (ver Figura 6.55).

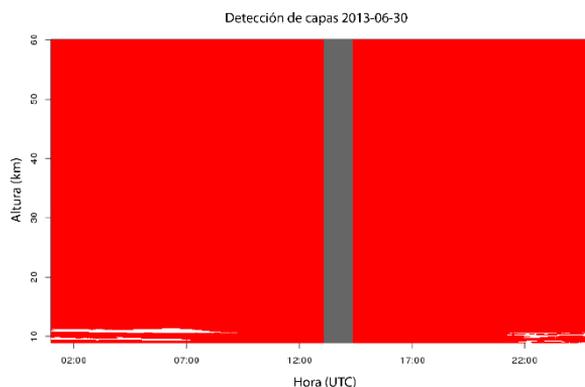


Figura 6.53. Mapa de color de detección de capas altas, la capa señalada en blanco indica la capa de aerosol.

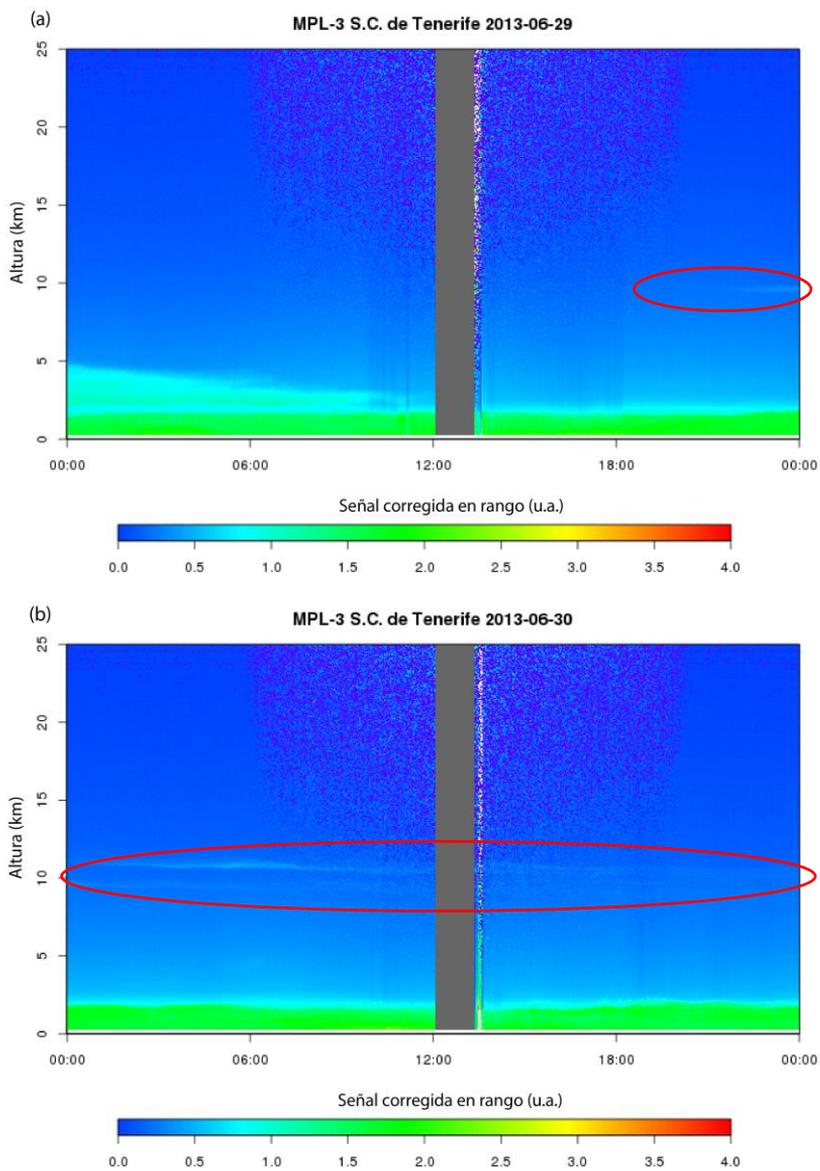


Figura 6.54. RCS del MPL-3 para los días: (a) 29 de junio de 2011 y (b) 20 de junio de 2011 (la línea roja rodea la capa de aerosol).

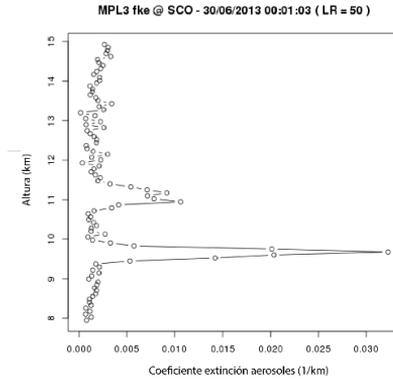
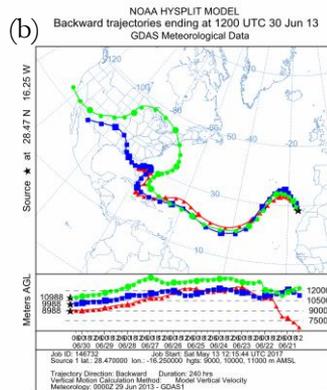
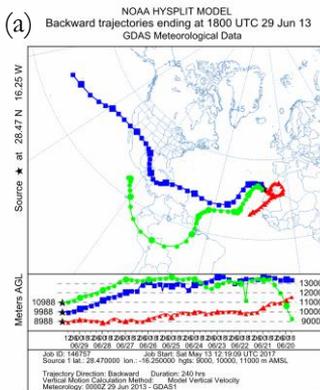


Figura 6.55. Perfil del coeficiente de extinción (LR=50 sr) del MPL-3 para día 30 de junio de 2013.

Retrotrayectorias HYSPLIT

Se han analizado las retrotrayectorias de los días 29 y 30 de junio (Figuras 6.56 (a) y (b)) y del 1 al 3 de julio de 2013 (Figura 6.56 (c), (d) y (e) respectivamente), para las alturas de 9, 10 y 11 km a las 12h, a 10 días. Destacan las retrotrayectorias con llegadas a las Islas Canarias para las alturas de 10 km provenientes de la zona oeste de Estados Unidos y sobre los 11 km de Canadá. Para el 29 de junio pasan masas de aire por la zona de los incendios en Colorado con llegada a las Islas sobre los 10 km.



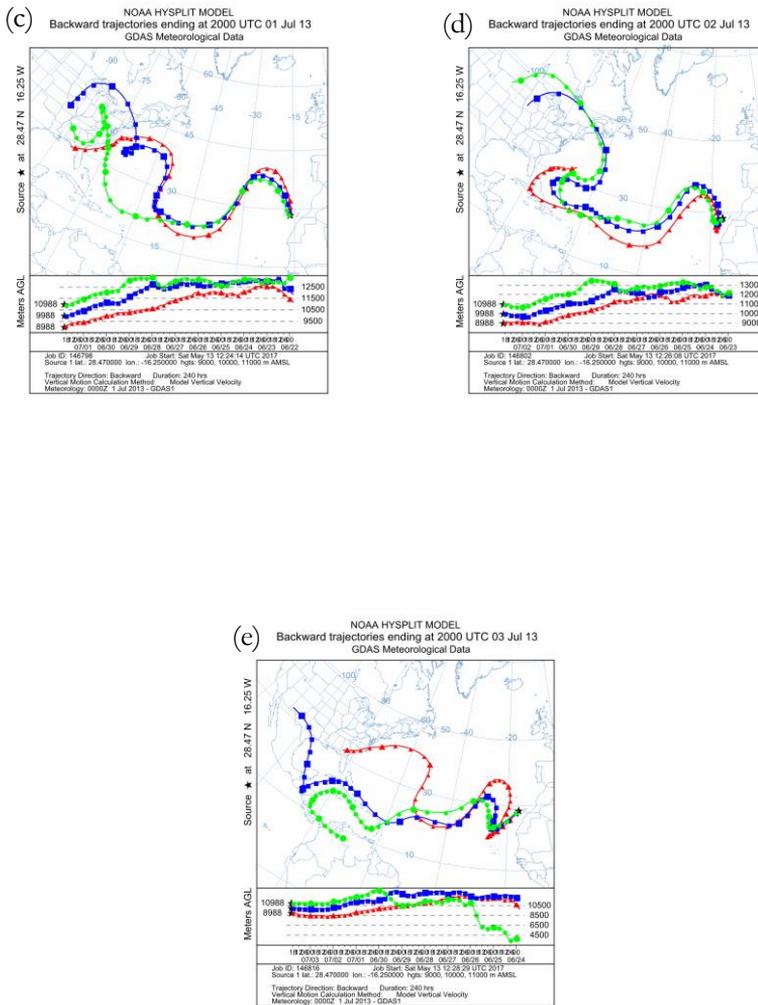


Figura 6.56. Retrotrayectorias HYSPLIT, con llegada a Santa Cruz de Tenerife, para los días: (a) 29 de junio de 2013, (b) 30 de junio de 2013, (c) 01 de julio de 2013, (d) 02 de julio de 2013 y (e) 03 de julio de 2013.

- Localización de la zona fuente

Los intensos incendios en Quebec (Figura 6.57) enviaron grandes cantidades de humo a finales de junio de 2013. Los fuegos produjeron altísimas nubes de pyrocúmulos que inyectaron humo en la atmósfera. Los vientos del nivel superior lo dispersaron a través del Océano Atlántico.

El humo del incendio forestal es una combinación de gases y aerosoles: pequeñas partículas sólidas y líquidas suspendidas en el aire, por lo que los instrumentos de detección remota que se encargan del seguimiento de los aerosoles pueden encontrar humo.

El 23 de junio de 2013, OMPS (*Ozone Mapper Profiler Suite en el satélite Suomi National Polar-Orbiting Partnership* (Suomi-NPP)) detectó un penacho denso con aerosoles provenientes de humo sobre el Océano Atlántico Norte, al este de Terranova. La pluma voló hacia el este el día 24 y llegó a Francia el 25 de junio. Mientras los incendios forestales en Colorado (Figura 6.57) pudieron haber contribuido a la pluma, se puede observar los penachos de humo de los incendios sobre Colorado a finales de junio (Figuras 6.58 y 6.59), un análisis de trayectoria de Alain Malo, meteorólogo del Servicio Meteorológico de Canadá, sugiere que gran parte del humo provenía realmente de Quebec (Figura 6.60). La ambigüedad explica por qué los científicos de teledetección rara vez utilizan sólo un sensor para analizar eventos de transporte de humo como éste. Es común que las columnas de humo de incendios forestales atraviesen el Atlántico, y los científicos utilizan varios sensores de satélite para observar el proceso (<https://earthobservatory.nasa.gov/NaturalHazards/view.php?id=81500>). Pero cada sensor tiene sus puntos fuertes y sus debilidades, explicó Hongbin Yu, científico de la Universidad de Maryland que recientemente escribió un análisis de observaciones por satélite de eventos de transporte de aerosoles entre continentes (Yu et al., 2013).



Figura 6.57. Localización del estado de Colorado (Estados Unidos) y Quebec (Canadá).

Imágenes MODIS de los incendios en Colorado



Figura 6.58. Imagen satélite (MODIS-Aqua) de los incendios del Colorado, del 7 de junio de 2013.



Figura 6.59. Imagen tomada por los astronautas de la Estación Espacial Internacional de los incendios del Colorado, del 19 de junio de 2013 (<https://earthobservatory.nasa.gov/NaturalHazards/view.php?id=81485>).



Figura 6.60. Imagen satélite (MODIS-Aqua) de los incendios en Quebec, del 4 de julio de 2013.

Imágenes (1 mes/MODIS-Terra) de AOD

A continuación se expondrá la imagen de satélite (MODIS-Terra) de AOD para el mes de junio (ver Figura 6.61) y julio (ver Figura 6.62) de 2013.

La escala de color en las siguientes imágenes indica que un valor de AOD de 0.1 se corresponde con un cielo cristalino, con máxima visibilidad, mientras que un valor de 1 muestra la presencia de aerosoles densos.

- Junio

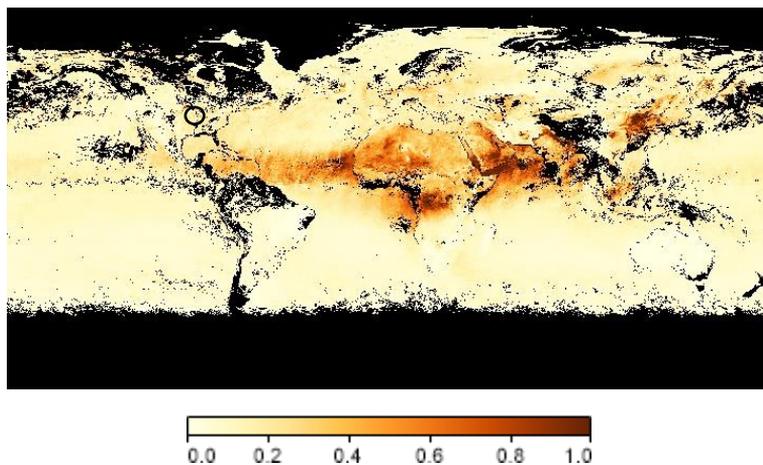


Figura 6.61. Imagen satélite (MODIS-Terra) de AOD, junio 2013, los círculos negros indican la zona de fuente.

- Julio

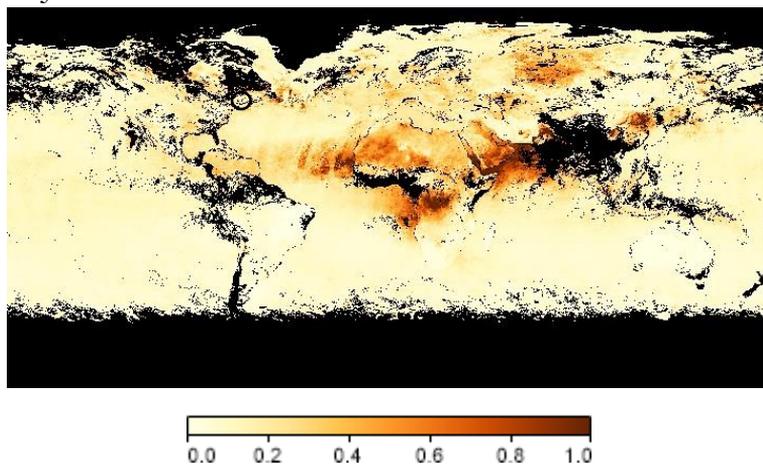


Figura 6.62. Imagen satélite (MODIS-Terra) de AOD, julio 2013, los círculos negros indican la zona de fuente.

Se puede observar que en la gráfica de junio (Figura 6.61) existen valores de AOD mayores que en la de julio (Figura 6.62) en América del Norte.

Imágenes de incendios activos (1 mes/MODIS-Terra)

Seguidamente se muestra la imagen global de incendios para el mes de junio (Figura 6.63) y julio (Figura 6.64) de 2013.

La barra de color se basa en un recuento del número (no del tamaño) de los incendios observados en un área de 1.000 kilómetros cuadrados. Los píxeles blancos muestran el extremo más alto del conteo, hasta 100 fuegos en un área de 1000 kilómetros cuadrados por día. Los píxeles amarillos muestran hasta 10 fuegos, los naranjas muestran 5 fuegos, y las áreas rojas tan sólo 1 fuego por día.

- Junio

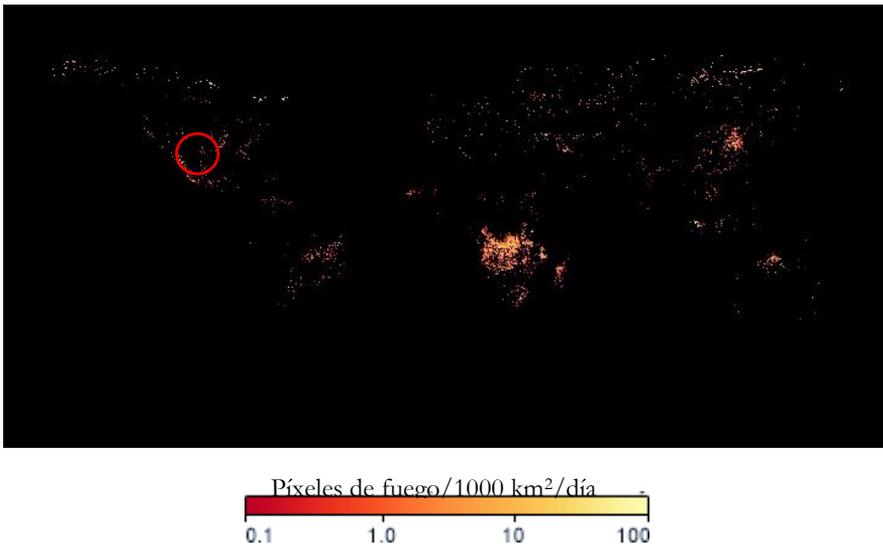


Figura 6.63. Imagen satélite (MODIS-Terra) de incendios activos, junio 2013, los círculos rojos indican la zona fuente.

- Julio

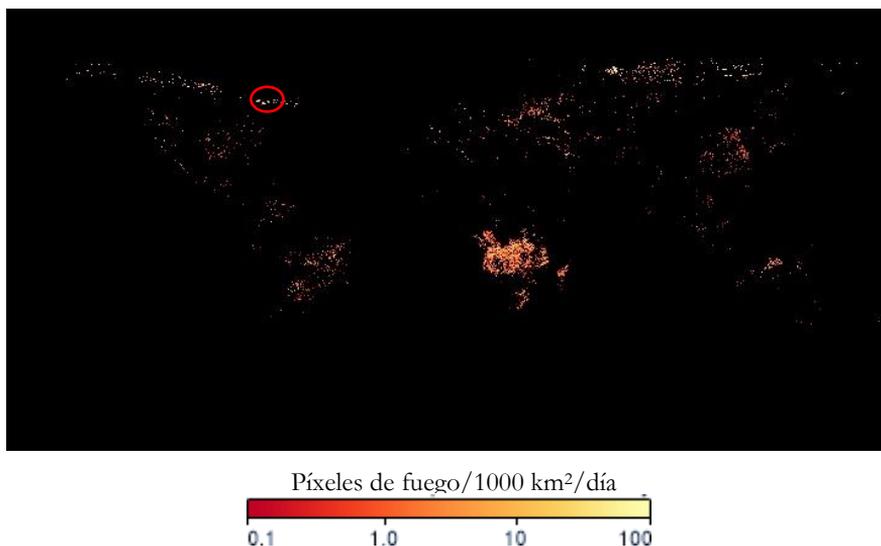


Figura 6.64. Imagen satélite (MODIS-Terra) de incendios activos, julio 2013, los círculos rojos indican la zona fuente.

En los incendios activos mostrados anteriormente, cabe comentar que el mes de junio (Figura 6.63) aparece mayor actividad al oeste de Estados Unidos, mientras que en julio (6.64) existe más actividad en Canadá, con valores cercanos al blanco, indicando hasta 100 fuegos en un área de 1000 km².

Imágenes NAAPS

A continuación mostramos imágenes del NAAPS para los días 7 de junio y para el 4 de julio de 2013. La imagen superior izquierda da el AOD total, la superior derecha la concentración en superficie de sulfatos, la inferior izquierda la concentración en superficie de polvo y por último la imagen inferior derecha la concentración en superficie de humo. Se puede observar para el día 7 de junio (Figura 6.65) cómo aparecen en el estado de Colorado elevadas concentraciones en superficie de humo. En la imagen para el día 4 de julio (Figura 6.66) la

concentración también es elevada, abarcando casi todo los Estados Unidos y Canadá.

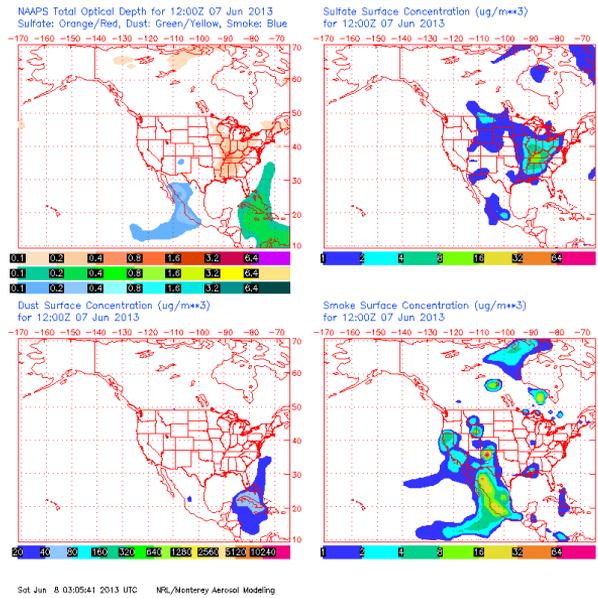


Figura 6.65. Imagen del NAAPS para el 07 de junio de 2013.

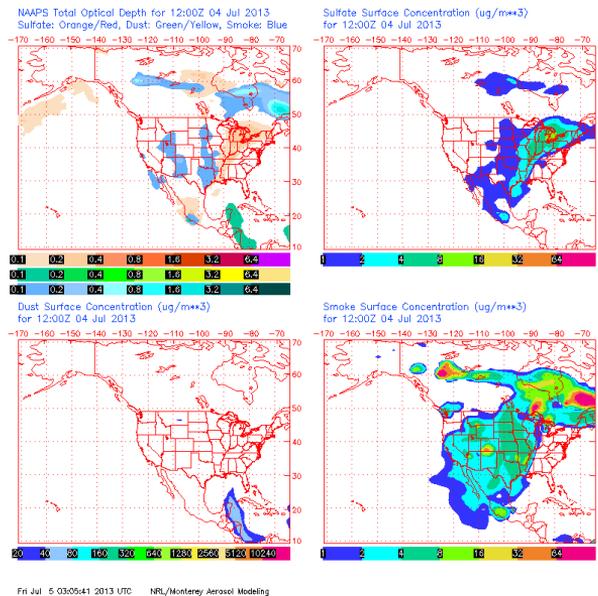


Figura 6.66. Imagen del NAAPS para el 04 de julio de 2013.

Análisis con el MPL-3

A continuación se representa un perfil de RCS para el día 17 de junio de 2013; se pueden apreciar dos picos en la señal, el primero alrededor de los 10 km y el segundo en torno a los 11 km (Figura 6.67) y el ajuste lineal matricial para obtener las alturas de la capas y el AOD por el método de la transmitancia (Figura 6.68) expuesto en el Capítulo 4 (sección 4.3.6).

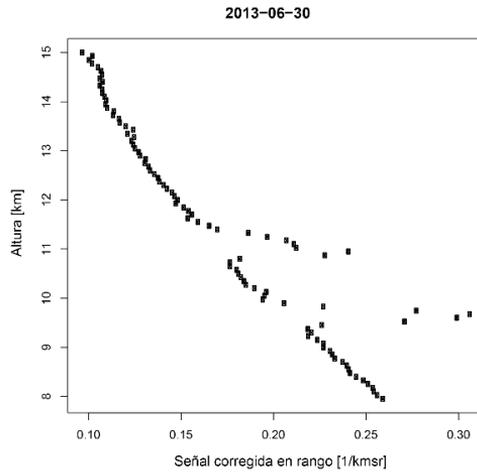


Figura 6.67. Perfil de la RCS para el día 30 de junio de 2013.

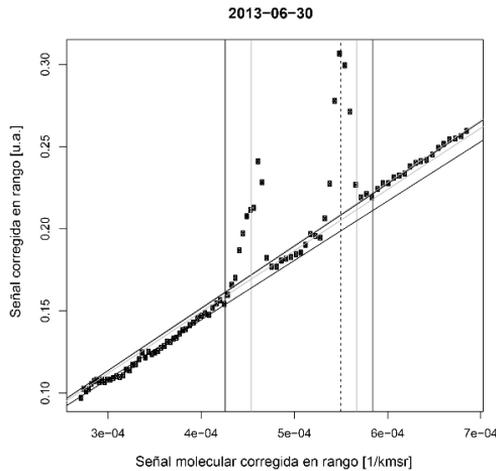


Figura 6.68. Ajuste utilizado en el método de la transmitancia para el día 11 de junio de 2011.

En la Tabla 6.8 se exponen los resultados obtenidos mediante el método de la transmitancia y la inversión Fernald-Klett. En dicha tabla se representa el AOD medido en columna a 523 nm desde el SCO (AOD_{total}), la altura de la tropopausa, el AOD obtenido por el método de la transmitancia para la capa de estudio (AOD_T), el porcentaje de AOD de la capa que contribuye al AOD total, la altura de la base de la capa (Z_{base}), la altura del tope de la capa (Z_{tope}) y el espesor geométrico de la capa (Z_g).

En la Tabla 6.9 se exponen los resultados hallados mediante el método de Fernald-Klett con la mediana de un valor LR prefijado ($LR=54$ sr) el AOD obtenido (AOD_{F-K}) para la capa de aerosol, el AOD_T determinado con el anterior método.

Tabla 6.8. Altura de la Troposfera, valores del AOD total y AOD de la capa obtenido mediante el método de la transmitancia, % de la contribución del AOD de la capa al AOD total, valores de las alturas de la base y de la cima de la capa, espesor geométrico de la capa.

Fecha (2013)	Altura Tropopausa (km)	AOD_{total}	AOD_T	% AOD_T contribuye al AOD_{total}	Z_{base} (km)	Z_{top} (km)	Z_g (km)
29-06	16.94	$0.09 \pm 8 \cdot 10^{-3}$	-	-	-	-	-
30-06	17.29	$0.11 \pm 5 \cdot 10^{-3}$	0.024 ± 0.001	21.8	9.22	11.70	2.47
01-07	16.84	0.17 ± 0.01	0.012 ± 0.001	7.1	9.45	11.85	2.40
02-07	16.97	0.23 ± 0.04	0.014 ± 0.003	6.1	10.42	11,77	1.35
03-07	15.60	0.50 ± 0.06	-	-	-	-	-

Tabla 6.9. Valores de AOD_{F-K} y AOD_T .

Fecha (2013)	AOD_{F-K}	AOD_T
29-06	-	-
30-06	0.011 ± 0.001	0.024 ± 0.001
01-07	0.006	0.012 ± 0.001
02-07	$0,007 \pm 0.001$	0.014 ± 0.003
03-07	-	-

La capa de aerosol se detectó desde el 29 de junio hasta el 03 de julio de 2011. Sólo se pudo determinar los valores de estudio para tres de los días. Dicha capa se encuentra por debajo de la alta troposfera, es decir, por debajo de la tropopausa. El espesor geométrico de la capa en promedio es de 2.1 ± 0.6 km.

El AOD_T tiene un promedio de 0.017 ± 0.006 . Comparando el AOD total en columna de la estación de AERONET en SCO con el AOD de la capa obtenido, el porcentaje de AOD_{capa} que contribuye al AOD total varía en el rango del 6.1% al 21.8%, pero el AOD total también varía, siendo su promedio de 0.22 ± 0.16 .

En cuanto a la comparación del AOD_{F-K} y AOD_T , este último es superior al AOD_{F-K} , como ocurre en la mayoría de los casos de estudio analizados.

En cuanto a los LR para partículas de incendio encontrados mediante el método de la transmitancia combinado con la inversión de Fernald-Klett, no se pudo determinar.

Hay que reseñar que la capa de aerosol está por debajo de la tropopausa, situándose en la alta troposfera; si se observan las retrotrayectorias, la salida de las masas de aire se encuentran sobre los 13-14 km para descender a los 9-10 km en la zona de estudio (Figura 6.56).

Capítulo 7
Conclusiones

7.1 Conclusiones

En este capítulo se presentan las conclusiones más importantes extraídas del trabajo presentado en esta Tesis.

1. Se ha extraído el coeficiente de extinción de aerosoles (α) haciendo uso de la sinergia de datos LIDAR (MPL-3) y de técnicas de fotometría solar (CE-318) en el periodo 2007-2016. Se ha aplicado la metodología de inversión del coeficiente α a una capa haciendo uso de datos MPL-3, ampliamente utilizada en la bibliografía, así como la metodología de inversión a dos capas, que utiliza datos de AOD de dos estaciones a diferentes alturas para incorporar información necesaria sobre la estratificación de los aerosoles en dicho proceso de inversión. Se trata del primer ejemplo en la bibliografía en el que se ha aplicado esta técnica.
2. La comparación de los coeficientes α obtenidos mediante los procesos de inversión a una y dos capas en el periodo 2007-2016 muestran la viabilidad de la metodología de inversión a dos capas en comparación con la metodología a una capa. La primera de ellas no es capaz de reproducir las condiciones de mezcla presentes en la MBL, obteniendo valores de α en general sobreestimados (41-50% en superficie) y con una variación de α en el primer kilómetro de la atmósfera entre 32-46%. Se observa también una infraestimación de α en capas altas, especialmente cuando la SAL está presente (valores de α un 80% inferiores a los observados con el método de dos capas en el máximo de extinción asociado a la SAL). En este sentido el método de inversión con una capa no es capaz de reproducir el máximo en la extinción en presencia de la SAL durante los meses de verano, localizado alrededor de 3 km de altura.
3. La comparación de los LR realizada entre los valores obtenidos con el proceso de inversión a dos capas haciendo uso de datos LIDAR MPL-3 con los valores calculados con datos AERONET muestran un buen acuerdo, con valores promedio de la mediana de 49.2 sr y 48 sr, respectivamente, en todo el periodo de estudio 2007-2016.

4. La comparativa de los perfiles de extinción α del MPL-3 a una y dos capas con los perfiles extraídos mediante el reanálisis de simulación de polvo mineral (MACC-II) y los perfiles de extinción extraídos con el sensor CALIOP en el periodo 2007-2008 mostraron un buen acuerdo entre el MPL-3 a una y dos capas y el reanálisis MACC-II, con diferencias relativas máximas (<50%) en los meses de otoño-invierno. Cabe destacar que las diferencias relativas más importantes en α entre la metodología de inversión a una y dos capas se observan en el nivel superficial (hasta un 85%), y en el nivel de máxima extinción dentro de la SAL. En este último caso la metodología a una capa reproduce un máximo de extinción aproximadamente en el mismo nivel que la metodología a dos capas, pero este máximo de α es un 17-53% menor. Respecto a los perfiles de CALIOP hay que destacar que se observa en general una sobreestimación de α (diferencias relativas en general >70%), especialmente en niveles bajos.
5. Se han detectado una serie de capas de aerosoles en la alta troposfera y baja estratosfera haciendo uso de señal MPL-3, y se determinó su procedencia haciendo uso de retrotrayectorias, imágenes MODIS, NAAPS y CALIOP. Se distinguieron cuatro casos de estudio, uno de origen volcánico (volcán Nabro, Eritrea) y tres de incendios (Norte América y Canadá). Cabe destacar que el estudio de la erupción del volcán Nabro realizado en la presente Tesis abarca un intervalo temporal de aproximadamente tres meses, lo que constituye el estudio más prolongado realizado hasta el momento del citado evento.
6. Con el método de la transmitancia se pudo obtener el AOD de las capas de aerosoles así detectadas. Y mediante el método de Klett en algunos casos se pudo determinar el LR, que da información del tipo de partícula presente en dichas capas. Los valores LR obtenidos concuerdan con los valores presentes en la literatura para aerosoles de tipo volcánico y procedentes de incendios.
7. Se determinó la contribución de cada una de estas capas altas al AOD total en todos los casos. En el caso de la erupción del volcán Nabro supuso una contribución que osciló entre el 3%-

40% en todo el citado periodo de aproximadamente tres meses. Se estimó el valor del AOD de la capa de aerosoles utilizando el Método de Klett imponiendo un LR extraído de la bibliografía. Los AOD así determinados son inferiores a los calculados por el método de la transmitancia. Los espesores geométricos de las capas detectadas oscilaron entre 1 km y 4.5 km en general en los cuatro casos de estudio.

8. Se ha detectado que todos estos eventos se localizan por encima de la tropopausa, a excepción de un evento en el que localizó por debajo de este nivel (caso de estudio 3: incendios procedentes de Colorado y Quebec), de forma que la capa de aerosoles aparece como una capa homogénea a consecuencia de los escasos movimientos atmosféricos en este nivel de la atmósfera, lo que favorece su tiempo de residencia superior.

7.2 Líneas futuras de investigación

Los siguientes pasos a tener en cuenta justo después de realizado este trabajo se enumeran en las siguientes líneas:

- Estimar cuantitativamente de los errores de la inversión a dos capas.
- Incluir información en el proceso de inversión del espesor óptico de aerosoles de otros fotómetros situados a distintas alturas dentro de la Isla de Tenerife, como las otras dos estaciones de AERONET existentes en Tenerife: La Laguna, 568 m s. n. m. y el pico Teide, 3570 m s. n. m. La estación situada en La Laguna nos daría información de la altura intermedia de la capa límite, y la estación en el pico Teide nos proporcionaría una importante información sobre la carga de aerosoles esperablemente menor a esa altura, además de un posible cambio del tipo de partículas. Con esta información adicional se lograría extender la metodología de inversión actual de dos

capas a una inversión a tres capas (SCO-IZO-Teide) o incluso a cuatro capas (SCO-La Laguna-IZO-Teide).

- Desarrollar un método de inversión del coeficiente de extinción de aerosoles especialmente diseñado para el periodo nocturno, incluyendo información de fotometría lunar de los nuevos fotómetros CE-318T recientemente instalados tanto en SCO como en IZO.

- Realizar una intercomparación entre el MPL-3 y un nuevo LIDAR-Cimel recientemente instalado en SCO, que proporciona información en dos longitudes de onda (532 nm y 808 nm), con sus correspondientes canales polarizados.

- Desarrollar un software para la detección automática de capas altas de aerosoles con el MPL-3 y el nuevo LIDAR-Cimel, que proporciona información del tipo de partícula presente en la atmósfera. Proceder a la comparación de los resultados proporcionados con ambos instrumentos.

Anexo I

A continuación se van a describir las herramientas auxiliares empleadas en esta Tesis:

- Modelo HYSPLIT
- Modelo NAAPS
- Modelo MACC-II
- CALIPSO
- MODIS

Modelo HYSPLIT

Una retrotrayectoria permite el estudio de la evolución geográfica de una masa de aire desde un tiempo anterior al momento de estudio, proporcionando la posición de la masa de aire en intervalos periódicos. La gran parte de los métodos de cálculo de retrotrayectorias utilizan datos meteorológicos bien modelizados y utilizan alguna de las siguientes suposiciones:

- La trayectoria que ha seguido la masa de aire permanece sobre una superficie de presión constante (isobárica).
- La trayectoria que ha seguido la masa de aire permanece sobre una superficie potencial constante (isoentrópica).
- La trayectoria que ha seguido la masa de aire utiliza el campo de velocidades vertical del viento.

La primera suposición corresponde con el modelo isobárico, la segunda con el modelo isoentrópico y por último la tercera con el modelo de velocidad vertical.

Para detectar la zona de procedencia de las masas de aire se puede utilizar el modelo isobárico. Si se está interesado en conocer como varía las propiedades de las partículas al pasar por diferentes zonas se suele utilizar el modelo de velocidad vertical.

En modelo que se ha utilizado en esta Tesis es el modelo de velocidad vertical.

El modelo HYSPLIT (*Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory*), desarrollado conjuntamente por la NOAA en

Estados Unidos (*National Oceanographic and Atmospheric Administration*) y el Australia's Bureau of Meteorology.

Este modelo tiene varias formas para poder ejecutarlo, bien mediante de forma remota en un servidor del NOAA (<http://ready.arl.noaa.gov/hypub-bin/trajtype.pl?runtype=archive>), o bien descargando el programa y ejecutando de forma local.

Se trata de un modelo Lagrangiano que se utiliza para calcular trayectorias, procesos de dispersión, concentración de partículas y deposición. La última versión de HYSPLIT realiza un amplio rango de simulaciones relacionada con el transporte a gran escala, dispersión y depósito de contaminantes. Los datos meteorológicos de entrada deben ser en el formato ARL (*Air Resources Laboratory*), que es una compresión del GRIB (estándar de la Organización Meteorológica Mundial, OMM). La base de datos meteorológicos usados para el cálculo de las retrotrayectorias es la base GDAS (Stein et al., (2005); Rolph (2017)).

Como autora de este trabajo quiero agradecer al Laboratorio de Recursos Aéreos de la NOAA (ARL) por el suministro del modelo de transporte y dispersión HYSPLIT y / o el sitio web para determinar las retrotrayectorias (<http://www.ready.noaa.gov>) utilizado en esta publicación.

MODELO NAAPS

El modelo NAAPS (*Navy Aerosol Analysis and Prediction System*) de la División Meteorológica Marina (*Marine Meteorology Division*), Laboratorio de Investigación Naval (*Naval Research Laboratory, NRL*) (<https://www.nrlmry.navy.mil/aerosol/>) proporciona predicciones de espesor óptico de aerosol así como la densidad a nivel de superficie de sulfatos, polvo mineral y aerosol derivado de la combustión de biomasa, es decir, humo. El NAAPS ofrece salidas diarias a las 00, 06, 12 y 18 horas. También tiene un archivo histórico desde enero de 1999.

Los gráficos regionales se presentan en un panel con formato de cuatro imágenes individuales.

- Gráfico superior izquierdo: espesor óptico a 550 nm para tres componentes: sulfatos (naranja-rojo), polvo mineral (verde-amarillo) y humo (azul).
- Gráfico superior derecho: densidad de sulfatos ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) en superficie.
- Gráfico inferior izquierdo: densidad de polvo ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) en superficie.
- Gráfico inferior derecho: densidad de humo ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) en superficie.

MODELO MACC-II

MACC-II (*Monitoring Atmospheric Composition & Climate, - Interim Implementation*) es el tercero de una serie de proyectos que dependen de la Comisión Europea y la Agencia Espacial Europea (ESA) que persiguen el objetivo de establecer el servicio atmosférico para el programa Europeo de Observación de la Tierra.

MACC-II conjuga observaciones in situ y vía satélite con modelos numéricos avanzados con el fin de crear productos como por ejemplo previsiones a cinco días sobre la composición atmosférica mundial y previsiones a cuatro días de la calidad del aire en Europa.

Así, durante los incendios declarados en el sureste de Europa en agosto de 2012, MACC-II se valió de un sistema de detección de incendios en tiempo real, a partir de observaciones satelitales, para estimar la cantidad de partículas de humo liberadas a la atmósfera.

Esta información se empleó seguidamente en un modelo de predicción para prever la extensión del penacho de humo en los días posteriores.

Además presta apoyo a estudios sobre incidencias relacionadas con contaminantes y sobre posibles intervenciones con las que mitigar sus efectos, al aportar evaluaciones anuales de la calidad del aire y vigilar los gases de efecto invernadero, sus fuentes y sumideros en la superficie de la Tierra.

Se puede encontrar más información adicional sobre el MACC-II en el trabajo de Cuevas et al. (2015).

MODIS

Las imágenes MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectrometer*) Rapid Response System de la NASA, de sus dos satélites Aqua y Terra, son de gran importancia y utilidad para poder identificar el transporte de diferentes aerosoles, como el del aerosol desértico y poder localizar incendios forestales y erupciones volcánicas entre otras cosas.

El análisis visual aporta información en los estudios, pero se ve limitado por no conocer la altura a la que viajan los diferentes aerosoles, por ejemplo. Esta herramienta es de gran utilidad y sirve para validar modelos (<https://modis.gsfc.nasa.gov/>).

CALIPSO

El LIDAR CALIOP (*Cloud-Aerosol LIdar with Orthogonal Polarization*) a bordo del satélite CALIPSO (*Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation*) (<https://www-calipso.larc.nasa.gov/>) es el principal instrumento de este satélite. Este LIDAR proporciona perfiles de coeficiente de retrodispersión atenuada total a 1064 y 532 nm y la depolarización lineal de la señal retrodispersada, permitiendo la eliminación de nubes e identificar aerosoles no esféricos. Winker et al. (2004, 2007 and 2009) dan una descripción completa de este LIDAR.

Anexo II

En la actualidad se realizan unas tareas de mantenimiento diario y de control para que el MPL-3 funcione correctamente. Dichas tareas se describen a continuación:

- Transferencia de archivos al servidor del INTA

Cada día se comprueba que los archivos horarios de medidas se han transferido correctamente al servidor del INTA. De lo contrario hay que hacer la transferencia de forma manual. Normalmente la transferencia de estos archivos se realiza de forma automática vía FTP al servidor del INTA, de forma horaria mediante programa, desde donde MPLNET transfiere a su vez los archivos a su propio servidor. De esta manera podemos consultar en tiempo cuasi-real los perfiles del MPL-3 de Tenerife en la web (<https://mplnetgsfc.nasa.gov/>) de la red MPLNET (ver figura II.1).

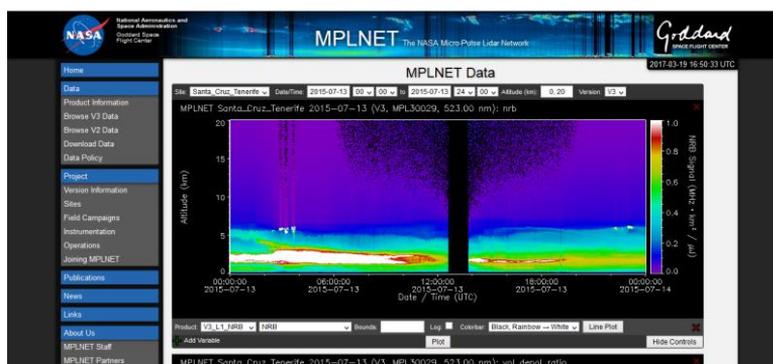


Figura II.1. Captura de pantalla de la web (<https://mplnetgsfc.nasa.gov/>) MPLNET, para el MPL-3 de Santa Cruz de Tenerife.

- Transferencia de archivos y el buen funcionamiento de la web de los sistemas LIDAR del CIAI (AEMET)

Todos los días se visita la web interna del CIAI (ver figura II.2) donde se encuentran varios sistemas LIDAR entre ellos el MPL-3 y observar el correcto funcionamiento y que no faltan datos. La web ofrece en tiempo cuasi real datos de dicho instrumento.

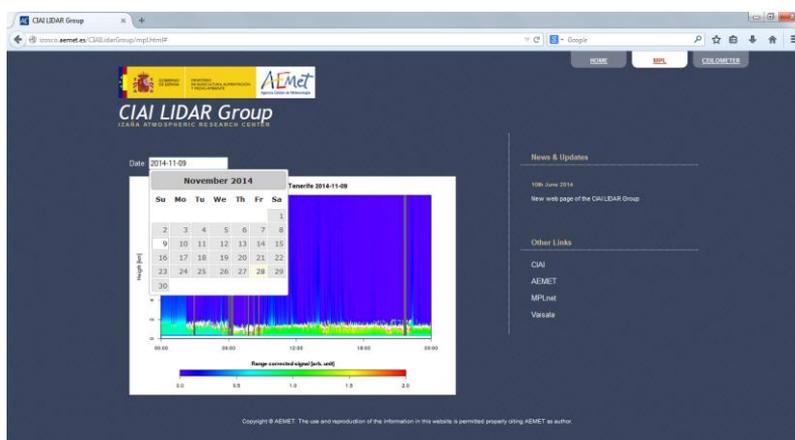


Figura II.2. Captura de pantalla de la web interna del CIAI (AEMET) para el MPL-3 de Santa Cruz de Tenerife.

- Control del deshumidificador y del aire acondicionado

Todas las mañanas se debe vaciar el depósito de agua del deshumidificador que se encuentra en el laboratorio del MPL-3, porque se llena generalmente a diario. Cuando el depósito está lleno el deshumidificador se apaga automáticamente, haciendo que la humedad en el laboratorio se incremente y perjudique al equipo. En la actualidad, se ha logrado automatizar esta tarea, haciendo que el laboratorio tenga una humedad lo más constante posible y por lo tanto que no perjudique al instrumento.

Se debe mirar también el buen funcionamiento del aire acondicionado y mantenerlo a la temperatura óptima para el buen funcionamiento del instrumento.

- Control de la temperatura del laboratorio

Se debe comprobar varias veces al día, que la temperatura del laboratorio sea de unos 20°C aproximadamente, para que la temperatura del MPL-3 se mantenga en un rango de 20-25°C. Nunca se deben superar los 30°C, ya que sería muy perjudicial

para el instrumento. Existe un sensor de temperatura en la habitación donde se encuentra el MPL-3 (como se ha comentado anteriormente), cuyo valor se puede obtener a través del LCC (LIDAR Control Console), interfaz donde se muestran los valores del software de control, (ver figura II.3). También se deben comprobar las tres temperaturas principales del MPL-3 (telescopio, detector y láser). Estas temperaturas se muestran a través del programa “Wmpl20xp.exe” (ver figura II.4), que es el programa de adquisición de los datos dado por el fabricante del instrumento.

- Control de la humedad del laboratorio

Se comprueba diariamente la humedad relativa del laboratorio; ésta debe estar en torno a un 50%, nunca superando el 80%. Hay un sensor de humedad, cuyo valor se obtiene a través del programa LCC (ver figura II.3).

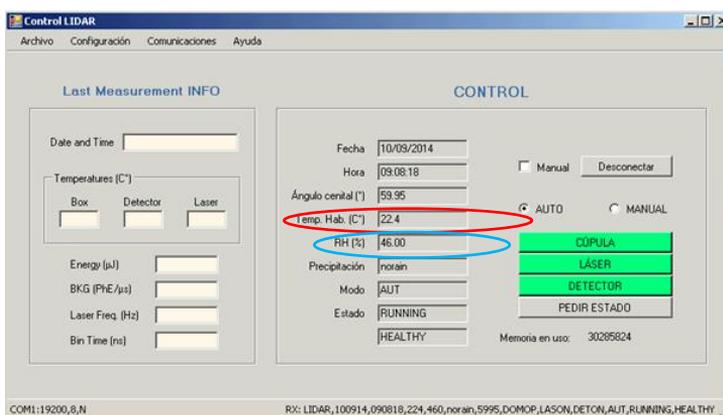


Figura II-3. Captura de pantalla de la ventana del programa LCC, donde se puede consultar la temperatura (círculo rojo) y la humedad (círculo azul) del laboratorio donde se encuentra el MPL-3.

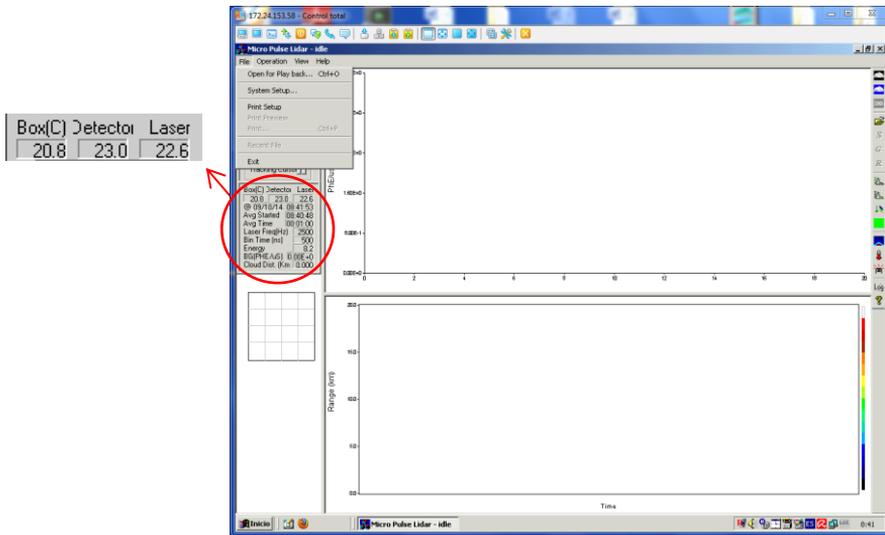


Figura II-4. Captura de pantalla de la ventana del programa Wmpl20xp.exe: en el panel de la izquierda (círculo amarillo), se muestran las temperaturas del telescopio, detector y láser.

- Limpieza de la ventana óptica

Se limpia con frecuencia la ventana óptica (ver figuras II.5 (a) y (b)), ya que al estar al aire libre se deposita polvo en ella, o si ha llovido se marcan las gotas sobre dicha ventana. Al estar cerca del mar, además es necesario mantener limpia dicha ventana porque la sal deteriora el recubrimiento que tiene dicha óptica.

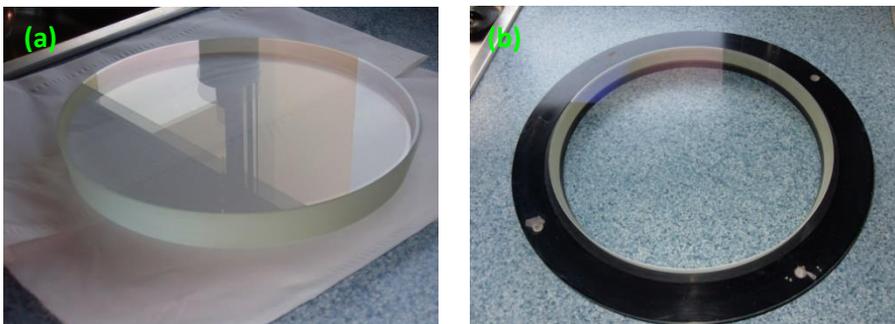


Figura II.5. (a) Vista de la venta óptica sin soporte y (b) con soporte.

- Tareas a realizar en condiciones de precipitación
Cuando se está en condiciones de precipitación, la cúpula que protege al MPL-3 se cierra automáticamente, pero hay que cerciorarse, una vez comience la precipitación (ver figura II.6 (a)), de que se ha cerrado correctamente. Una vez haya cesado la lluvia se tiene que volver a comprobar que se abre correctamente (ver figura II.6(b)).

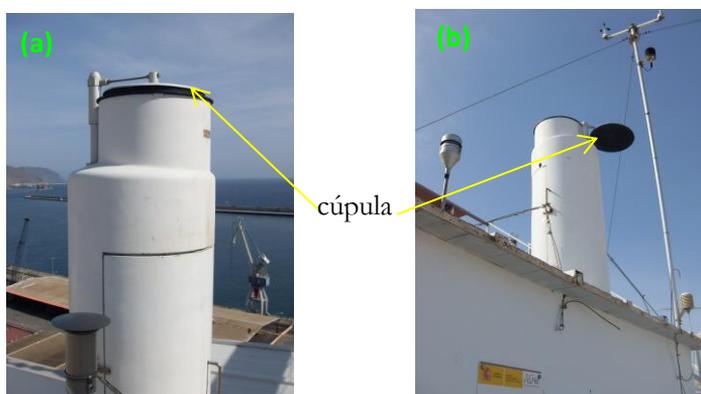


Figura II.6. (a) Vista de la cúpula cerrada y (b) abierta.

- Tareas a realizar desde el 14 de mayo hasta el 29 de julio

El MPL-3 se apagará desde el 14 mayo hasta el 29 julio entre las 13:25-14:45 horas (GMT+1) debido al ángulo cenital del sol que estará por debajo de 10° , ya que si incide directamente el sol sobre el equipo puede dañar el detector. Hay que estar pendiente de la cúpula como las horas a las que se apaga y se enciende el MPL-3.

Se anotan todas las temperaturas, humedades, cometarios acerca de estas tareas realizadas y se registran para tenerlas documentadas.

Referencias

- Adedokun, J. A., Emofurieta, W. O., and Adedeji, O. A.: Physical, mineralogical and chemical properties of Harmattan dust at Ile-Ife, Nigeria, *Theoretical and Applied Climatology*, 40, 161-169, doi: 10.1007/BF00866179, 1989.
- Alados-Arboledas, L., Müller, D., Guerrero-Rascado, J. L., Navas-Guzmán, F., Pérez-Ramírez, D., and Olmo, F. J.: Optical and microphysical properties of fresh biomass burning aerosol retrieved by Raman lidar, and star-and sun-photometry. *Geophysical Research Letters*, 38(1), doi: 10.1029/2010GL045999, 2011.
- Albrecht, B. A.: Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness, *Science*, 245, 1227-1231, 1989.
- Alexander, D. R., Rohlfs, M. L., & Stauffer, J. C.: Chemical aerosol detection using femtosecond laser pulses. In *AeroSense'97* (pp. 22-29), International Society for Optics and Photonics, doi: 10.1364/OE.25.009435, 1997.
- Alonso-Pérez, S., Cuevas, E., and Querol, X.: Objective identification of synoptic meteorological patterns favouring African dust intrusions into the marine boundary layer of the subtropical eastern north Atlantic región, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 113, 109, doi: 10.1007/s00703-011-0150-z, 2011.
- Alonso-Pérez, S., Cuevas, E., Querol, X., Viana, M., and Guerra, J. C.: Impact of the Saharan dust outbreaks on the ambient levels of total suspended particles (TSP) in the marine boundary layer (MBL) of the Subtropical Eastern North Atlantic Ocean, *Atmospheric Environment*, 41, 9468-9480, doi: 10.1016/j.atmosenv.2007.08.049, 2007.
- Amiridis, V., Balis, D. S., Kazadzis, S., Bais, A., Giannakaki, E., Papayannis, A., & Zerefos, C.: Four-year aerosol observations with a Raman lidar at Thessaloniki, Greece, in the frame work of European Aerosol Research Lidar Network (EARLINET), *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*, 110(D21), doi: 10.1029/2005JD006190, 2005.
- Ancellet, G., Pelon, J., Totems, J., Chazette, P., Bazureau, A., Sicard, M., and Mallet, M.: Long-range transport and mixing of aerosol sources during the 2013 North American biomass burning episode: analysis of multiple lidar observations in the western

- Mediterranean basin. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(7), 4725-4742, doi: 10.5194/acp-16-4725-2016, 2016.
- Andreae, M. O.: Biomass burning: its history, use, and distribution and its impact, 1991.
- Andreae, M. O., and Crutzen, P. J.: Atmospheric aerosols: Biogeochemical sources and role in atmospheric chemistry, *Science*, 276, 1052-1058, doi: 10.1126/science.276.5315.1052, 1997.
- Ångström, A.: On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air, *Geografiska Annaler*, 11, 156–166, doi:10.2307/519399, 1929.
- Ansmann, A.: Ground-truth aerosol lidar observations: can the Klett solutions obtained from ground and space be equal for the same aerosol case?. *Applied optics*, 45(14), 3367-3371, 2006.
- Ansmann, A., Bösenberg, J., Chaikovsky, A., Comerón, A., Eckhardt, S., Eixmann, R., Márquez, M. Á. L. and others: Long-range transport of Saharan dust to northern Europe: The 11–16 October 2001 outbreak observed with EARLINET, *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*, 108(D24), doi: 10.1029/2003JD003757, 2003.
- Ansmann, A., Riebesell, M., Wandinger, U., Weitkamp, C., Voss, E., Lahmann, W., and Michaelis, W.: Combined Raman elastic-backscatter lidar for vertical profiling of moisture, aerosol extinction, backscatter, and lidar ratio, *Applied Physics B: Lasers and Optics*, 55, 18-28, doi: 10.1007/BF00348608, 1992.
- Ansmann, A., Seifert, P., Tesche, M., and Wandinger, U.: Profiling of fine and coarseparticle mass: case studies of Saharandust and Eyjafjallajökull/Grimsvötn volcanic plumes, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(20), 9399-9415, doi: 10.5194/acp-12-9399-2012, 2012.
- Ansmann, A., Tesche, M., Seifert, P., Gross, S., Freudenthaler, V., Apituley, A., and Hiebsch, A.: Ash and fine-mode particle mass profiles from EARLINET-AERONET observations over central Europe after the eruptions of the Eyjafjallajökull volcano in 2010. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D20), doi: 10.1029/2010JD015567, 2011.

- Argall, P. S., and Sica, R. J.: LIDAR in the Encyclopedia of Imaging Science and Technology Ed. J.P. Hornak. John Wiley & Sons Inc., New York, Jan 2002.
- Avila, A., Queralt-Mitjans, I., and Alarcón, M.: Mineralogical composition of African dust delivered by red rains over northeastern Spain, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102, 21977-21996, doi: 10.1029/97JD00485, 1997.
- Baibakov, K., O'Neill, N. T., Ivanescu, L., Duck, T. J., Perro, C., Herber, A., Schulz, K.-H. and Schrems, O.: Synchronous starphotometry and lidar measurements at Eureka in High Canadian Arctic. *Atmospheric Measurement Techniques Discussions*, 8(2), doi:10.5194/amt-8-3789-2015, 2015.
- Baray, J. L., Leveau, J., Porteneuve, J., Ancellet, G., Keckhut, P., Posny, F., and Baldy, S.: Description and evaluation of a tropospheric ozone lidar implemented on an existing lidar in the southern subtropics, *Applied optics*, 38, 6808-6817, doi: 10.1364/AO.38.006808 1999.
- Barber, P. W., and Hill S. C.: *Light Scattering by Particles: Computational, Methods*, World Scientific Publishing, Singapore, 261 pp, doi: 10.1007/3-540-37672-0_4, 1990.
- Barbini, R., Colao, F., De Dominicis, L., Fantoni, R., Fiorani, L., Palucci, A., and Artamonov, E. S.: Analysis of simultaneous chlorophyll measurements by lidar fluorosensor, MODIS and SeaWiFS, *International journal of remote sensing*, 25, 2095-2110, doi: 10.1080/01431160310001618086, 2004.
- Barbini, R., Colao, F., Fantoni, R., Micheli, C., Palucci, A., & Ribezzo, S.: Design and application of a lidar fluorosensor system for remote monitoring of phytoplankton, *ICES Journal of Marine Science: Journal du Conseil*, 55, 793-802, doi: 10.1006/jmsc.1998.0373, 1998.
- Barnaba, F., & Gobbi, G. P.: Modeling the aerosol extinction versus backscatter relationship for lidar applications: maritime and continental conditions, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 21(3), 428-442, doi: 10.1175/1520-0426(2004)021<0428:MTAEVB>2.0.CO;2, 2004.

- Barreto, Á., Cuevas Agulló, E., Granados-Muñoz, M. J., Alados-Arboledas, L., Romero Campos, P. M., Gröbner, J., Kouremeti, N., Sorokin, M., Holben, B., Almansa, F., and Cimel.: The new sun-sky-lunar Cimel CE318-T multiband photometer-a comprehensive performance evaluation, doi: 10.5194/amt-9-631, 2016.
- Barria, J. B., Dobroc, A., Coudert-Alteirac, H., Raybaut, M., Cézard, N., Dherbecourt, J. B., Schmid, T., Faure, B., Souhaité, G., Pelon, J., Melkonian, J. M., Godard, A., and Lefebvre, M.: Simultaneous remote monitoring of atmospheric methane and water vapor using an integrated path DIAL instrument based on a widely tunable optical parametric source, *Applied Physics B*, 117, 509-518, doi: 10.1007/s00340-014-5862-6, 2014.
- Barry R. G., and Chorley R. J.: *Atmósfera, tiempo y clima*, Ed Omega, Barcelona, España, séptima edición, ISBN: 84-282-1182-5, 1999.
- Bates, T. S., Lamb, B. K., Guenther, A., Dignon, J., and Stoiber, R. E.: Sulfur emissions to the atmosphere from natural sources. *Journal of Atmospheric Chemistry*, 14, 315-337, doi: 10.1007/BF00115242, 1992.
- Bedoya, A.: *Lidar Ultravioleta para estudiar el origen de aerosoles en la baja tropósfera de Medellín*, Medellín, Colombia, 2015.
- Behrendt, A., Nakamura, T., and Tsuda, T.: Combined temperature lidar for measurements in the troposphere, stratosphere, and mesosphere, *Applied optics*, 43, 2930-2939, doi: 10.1364/AO.43.002930, 2004.
- Biniatoglou, I., Basart, S., Alados-Arboledas, L., Amiridis, V., Argyrouli, A., Baars, H., Burlizzi, P. and others: A methodology for investigating dust model performance using synergistic EARLINET/AERONET dust concentration retrievals [Discussionpaper], doi: 10.5194/amtd-8-3605-2015.
- Bisson, S. E., Goldsmith, J. E., and Mitchell, M. G.: Narrow-band, narrow-field-of-view Raman lidar with combined day and night capability for tropospheric water-vapor profile measurements, *Applied optics*, 38, 1841-1849, doi: 10.1364/AO.38.001841, 1999.
- Bohren F. C., and Huffman, D. R.: *Absorption and Scattering of Light by Small Particles*, John Wiley and Sons, Inc., New York, 530 pp, 1983.

- Bösenberg J.: Ground-based differential absorption lidar for water-vapor and temperature profiling: methodology, *Applied Optics* 37, 3845-3860, doi: 10.1364/AO.37.003845, 1998.
- Boucher, O., Randall, D., Artaxo, P., Bretherton, C., Feingold, G., Forster, P., Kerminen, V.-M., Kondo, Y. H., Liao, H., Lohmann, U., Rasch, P., Satheesh, S. K., Sherwood, S., Stevens, B., and Zhang, X. Y.: Clouds and aerosols In *Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 571-657), Cambridge University Press, 2013.
- Bourassa, A. E., Robock, A., Randel, W. J., Deshler, T., Rieger, L. A., Lloyd, N. D., and Degenstein, D. A.: Response to Comments on "Large Volcanic Aerosol Load in the Stratosphere Linked to Asian Monsoon Transport", *Science*, 339(6120), 647-647, doi: 10.1126/science.1227961, 2013.
- Bovchaliuk, V., Goloub, P., Podvin, T., Veselovskii, I., Tanre, D., Chaikovsky, A. and Victor, S.: Comparison of aerosol properties retrieved using GARRLiC, LIRIC, and Raman algorithms applied to multi-wavelength lidar and sun/sky-photometer data. *Atmospheric Measurement Techniques*, 9(7), 3391-3405, 2016.
- Bowman, M. R., Gibson, A. J., and Sandford, M. C. W.: Atmospheric sodium measured by a tuned laser radar, *Nature*, 221, 456-457, doi: 10.1038/221456a0, 1969.
- Brasseur, G., Orlando, J. J., and Tyndall, G. S.: *Atmospheric chemistry and global change*, Oxford University Press, 1999.
- Brasseur, G. P., Prinn, R. G., and Pszenny, Alexander A.: *Atmospheric Chemistry in a Changing World: An Integration and Synthesis of a Decade of Tropospheric Chemistry Research; the International Global Atmospheric Chemistry Project of the International Geosphere-Biosphere Programme; with 22 Tables*, Springer Science & Business Media, doi: 10.1007/978-3-642-18984-5, 2003.
- Brown, R.T.: A new LIDAR for Meteorological Application, *Journal Of Applied Meteorology*, 12,698-708, doi:10.1175/1520-0450(1973)012<0698:ANLFMA>2.0.CO;2, 1973.

- Bufton, J. L., Garvin, J. B., Cavanaugh, J. F., Ramos-Izquierdo, L. A., Clem, T. D., and Krabill, W. B.: Airborne lidar for profiling of surface topography, *Optical Engineering*, 30, 72-78, doi: 10.1117/12.55770, 1991.
- Bureau, R.: Measures en Météorologie, *Meteorologie*, 3, 292, 1946.
- Buseck, P. R. and Schwartz, S. E.: Tropospheric Aerosols, In *Treatise on Geochemistry*, edited by Heinrich D. Holland and Karl K. Turekian, Pergamon, Oxford, 2003, Pages 91-142, ISBN 9780080437514, doi: 10.1016/B0-08-043751-6/04178-5, 2003.
- Bustos J.J., E. Cuevas, C. Marrero, S. Afonso. Caracterización de masa de aire en la troposfera libre y en la capa de mezcla en Canarias. 1ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Almería, 1998.
- Campbell, J. R., Hlavka, D. L., Welton, E. J., Flynn, C. J., Turner, D. D., Spinhirne, J. D., Scott, V. S., and Hwang, I. H.: Full-time, eye-safe cloud and aerosol lidar observation at atmospheric radiation measurement program sites: Instruments and data processing, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(4), 431-442, doi.org/10.1175/1520-0426 (2002)019<0431:FTESCA>2.0.CO; 2, 2002.
- Caquineau, S., Gaudichet, A., Gomes, L., Magonthier, M. C., and Chatenet, B., Saharan dust: Clay ratio as a relevant tracer to assess the origin of soil-derived aerosols, *Geophysical research letters*, 25, 983-986, doi:/10.1029/98GL00569, 1998.
- Carlson, T. N., and Prospero, J. M.: The large-scale movement of Saharan air outbreaks over the northern equatorial Atlantic, *Journal of applied meteorology*, 11, 283-297, 1972.
- Chaikovsky, A., Dubovik, O., Holben, B., Bril, A., Goloub, P., Tanré, D., Grudo, J. and others: Lidar-Radiometer Inversion Code (LIRIC) for the retrieval of vertical aerosol properties from combined lidar/radiometer data: development and distribution in EARLINE^T, *Atmospheric Measurement Techniques*, 9(3), 1181-1205, doi: 10.5194/amt-9-1181-2016, 2016.
- Chambers, D. M., and Nordin, G. P.: Stratified volume diffractive optical elements as high-efficiency gratings, *JOSA A*, 16, 1184-1193, doi: 10.1364/JOSAA.16.001184, 1999.
- Chanin, M. L., Garnier, A., Hauchecorne, A., and Porteneuve, J.: A Doppler lidar for measuring winds in the middle atmosphere,

- Geophysical research letters, 16(11), 1273-1276, doi: 10.1029/GL016i011p01273, 1989.
- Chen, W. N., Chiang, C. W., and Nee, J. B.: Lidar ratio and depolarization ratio for cirrus clouds, *Applied Optics*, 41, 6470-6476, doi: 10.1364/AO.41.006470, 2002.
- Chou, C., Formenti, P., Maille, M., Ausset, P., Helas, G., Harrison, M., and Osborne, S.: Size distribution, shape, and composition of mineral dust aerosols collected during the African Monsoon Multidisciplinary Analysis Special Observation Period 0: Dust and Biomass-Burning Experiment field campaign in Niger, January 2006, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113, doi: 10.1029/2008JD009897, 2008.
- Churnside, J. H., Tatarskii, V. V., and Wilson, J. J.: Oceanographic lidar attenuation coefficients and signal fluctuations measured from a ship in the Southern California Bight, *Applied optics*, 37, 3105-3112, doi: 10.1364/AO.37.003105, 1998.
- Clarisse, L., Hurtmans, D., Clerbaux, C., Hadji-Lazaro, J., Ngadi, Y., and Coheur, P. F.: Retrieval of sulphur dioxide from the infrared atmospheric sounding interferometer (IASI). *Atmospheric Measurement Techniques*, 5(3), 581-594, doi: 10.5194/amt-5-581-2012, 2012.
- Clauß, M.: Particle size distribution of airborne micro-organisms in the environment-A review, *Landbauforschung Applied Agricultural and Forestry Research*, 65, 77-100, 2015.
- Clothiaux, E. E., Mace, G. G., Ackerman, T. P., Kane, T. J., Spinhirne, J. D., and Scott, V. S.: An automated algorithm for detection of hydrometeor returns in micropulse lidar data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15(4), 1035-1042, doi: 10.1175/1520-0426(1998)015<1035:AAAFDO>2.0.CO; 2, 1998.
- Collis, R., and Russell, P.: Lidar measurement of particles and gases by elastic backscattering and differential absorption, *Laser monitoring of the atmosphere*, 71-151, doi: 10.1007/3-540-07743-X_18, 1976.
- Córdoba-Jabonero, C., Adame, J. A., Campbell, J. R., Cuevas, E., Díaz, J. P., Expósito, F., and Gil-Ojeda, M.: Lidar Ratio Derived for Pure Dust Aerosols: Multi-Year Micro Pulse Lidar Observations in a Saharan Dust-Influenced Region, In *EPJ Web of*

- Conferences (Vol. 119, p. 23017), EDP Sciences, doi: 10.1051/epjconf/201611923017, 2016 (a).
- Córdoba-Jabonero, C., Adame, J. A., Grau, D., Cuevas, E., and Gil-Ojeda, M.: Lidar Ratio discrimination retrieval in a two-layer aerosol system from elastic lidar measurements in synergy with sun-photometry data. In Proceedings of the International Conference in Atmospheric Dust (DUST 2014), Castellana Marina (Italy) (pp. 1-6), doi: 10.14644/dust.2014.040, 2014.
- Córdoba-Jabonero, C., Andrey-Andrés, J., Gómez, L., Adame, J. A., Sorribas, M., Navarro-Comas, M., Puentedura, O., Cuevas, E., and Gil-Ojeda, M.: Vertical mass impact and features of Saharan dust intrusions derived from ground-based remote sensing in synergy with airborne in-situ measurements, *Atmospheric Environment*, 142, 420-429, doi.org/10.1016/j.atmosenv.2016.08.003, 2016 (b).
- Córdoba-Jabonero, C., Lopes, F. J., Landulfo, E., Cuevas, E., Ochoa, H., and Gil-Ojeda, M.: Diversity on subtropical and polar cirrus clouds properties as derived from both ground-based lidars and CALIPSO/CALIOP measurements. *Atmospheric Research*, 183, 151-165, doi: 10.1016/j.atmosres.2016.08.015, 2017.
- Córdoba-Jabonero, C., Sorribas, M., Guerrero-Rascado, J. L., Adame, J., Hernández, Y., Lyamani, H., Cachorro, V., Gil-Ojeda, M., Alados-Arboledas, L., Cuevas, E., and de la Morena, B.: Synergetic monitoring of Saharan dust plumes and potential impact on surface: a case study of dust transport from Canary Islands to Iberian Peninsula, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11, 3067-3091, doi: 10.5194/acp-11-3067-2011, 2011.
- Cooney, J. A.: Measurements on the Raman component of laser atmospheric backscatter, *Applied Physics Letters*, 12, 40-42, doi: 10.1063/1.1651884, 1968.
- Cooney, J.: Measurement of atmospheric temperature profiles by Raman backscatter, *Journal of applied meteorology*, 11, 108-112, doi:10.1175/1520-0450(1972)011<0108:MOATPB>2.0.CO;2 1972.
- Cuadrat, J. M., Pita, M. F.: *Climatología*, Ed. Cátedra, Madrid, España, tercera edición, ISBN: 84-376-1531-3, 2004.

- Cuevas, E.: Estudio del comportamiento del ozono troposférico en la estación de Izaña (Tenerife) y la relación con la dinámica atmosférica. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 1995.
- Cuevas, E., Camino, C., Benedetti, A., Basart, S., Terradellas, E., Baldasano, J. M., Morcrette, J. J., Marticorena, B., Goloub, P., Mortier, A., Berjón, A., Hernández, Y., Gil-Ojeda, M., and Schulz, M.: The MACC-II 2007–2008 reanalysis: atmospheric dust evaluation and characterization over northern Africa and the Middle East, *Atmos. Chem. Phys.*, 15, 3991-4024, doi: 10.5194/acp-15-3991-2015, 2015.
- De Tomasi, F., and Perrone, M. R.: Lidar measurements of tropospheric water vapor and aerosol profiles over southeastern Italy, *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*, 108(D9), doi: 10.1029 /2002JD002781, 2003.
- Deirmendjian, D.: Scattering and polarization properties of water clouds and hazes in the visible and infrared, *Applied Optics*, 3, 187-196, doi: 10.1364/AO.3.000187, 1964.
- Deirmendjian, D.: Electromagnetic radiation scattering by spherical polydispersed particles, 1969.
- DeMott, P. J., Sassen, K., Poellot, M. R., Baumgardner, D., Rogers, D. C., Brooks, S. D., Prenni, A. J., and Kreidenweis, S. M.: African dust aerosols as atmospheric ice nuclei, *Geophysical Research Letters*, 30, 1732, doi: 10.1029/2003GL017410, 2003.
- Dho, S. W., Park, Y. J., & Kong, H. J.: Experimental determination of a geometric form factor in a lidar equation for an inhomogeneous atmosphere, *Applied Optics*, 36, 6009-6010, doi.org/10.1364/AO.36.006009, 1997.
- Díaz, A. M., García, O. E., Gonzalez, J., Guirado, C., Expósito, F. J., Díaz, J. P., and Guerra, J. C.: Estructura vertical de las invasiones de polvo mineral sobre las Islas Canarias durante 2004, *Revista de Teledetección*, 24, 89-93, 2005.
- Di Girolamo, P., Pappalardo, G., Spinelli, N., Berardi, V., and Velotta, R.: Lidar observations of the stratospheric aerosol layer over southern Italy in the period 1991–1995, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101, 18765-18773, doi: 10.1029/96JD 01172, 1996.

- Dubovik, O., and King, M. D.: A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance Measurements, *Journal of Geophysical Research*, 105, 20673-20696, doi: 10.1029/2000JD900282, 2000.
- Dubovik, O., Smirnov, A., Holben, B. N., King, M. D., Kaufman, Y. J., Eck, T. F., and Slutsker, I.: Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from Aerosol Robotic Network (AERONET) Sun and sky radiance measurements, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105, 9791-9806, doi: 10.1029/2000JD900040, 2000.
- Duclaux J. P.E.: Sondage de l'atmosphère par rayon lumineux. *J. Phys, Radium*, 7, pp.361-364, doi: 10.1051/ jphysrad: 0193600709036 100, 1936.
- Dupont, J. C., Haeffelin, M., Morille, Y., Comstock, J. M., Flynn, C., Long, C. N., Sivaraman, C., and Newson, R. K.: Cloud properties derived from two lidars over the ARM SGP site, *Geophysical Research Letters*, 38, doi: 10.1029/2010GL046274, 2011.
- Eloranta, E. W., King, J. M., & Weinman, J. A.: The determination of wind speeds in the boundary layer by monostatic lidar, *Journal of applied meteorology*, 14, 1485-1489, doi: 10.1175/1520-0450 (1975)014<1485:TDOWSI>2.0.CO;2, 1975.
- Elterman, L.: The measurement of stratospheric density distribution with the searchlight technique, *Journal of Geophysical Research*, 56, 509-520, doi: 10.1029/JZ056i004p00509, 1951.
- Elterman, L.: *Atmospheric Attenuation Model in the Ultraviolet, Visible, and Infrared Regions for Altitudes to 50 km*, A. F. Cambridge Research Laboratories, Hanscom Field, MA., AFCRL-68-0153, 1968.
- Eriksen, T., Hoppe, U. P., Thrane, E. V., and Blix, T. A.: Rocketborne Rayleigh lidar for in situ measurements of neutral atmospheric density, *Applied optics*, 38, 2605-2613, doi.org/10.1364/AO.38.002605, 1999.
- Evans, B. T. N., Yee, E., Roy, G., and Ho, J.: Remote detection and mapping of bioaerosols, *Journal of aerosol science*, 25, 1549-1566, doi: 10.1016/0021-8502(94)90224-0, 1994.

- Felix, F., Keenlside, W., Kent, G., and Sandford, M. C. W.: Laser radar observations of atmospheric potassium, *Nature*, 246, 345-346, doi: 10.1038/246345a0, 1973.
- Fernald, F. G., Herman, B. M., and Reagan, J. A.: Determination of aerosol height distributions by lidar, *Journal of Applied meteorology*, 11, 482-489, doi: 10.1175/1520-0450.1972.
- Fernald, F. G.: Analysis of atmospheric lidar observations- Some comments, *Applied optics*, 23(5), 652-653, doi.org/10.1364/AO.23.000652, 1984.
- Fischer, K. W., Abreu, V. J., Skinner, W. R., Barnes, J. E., McGill, M. J., and Irgang, T. D.: Visible wavelength Doppler lidar for measurement of wind and aerosol profiles during day and night, *Optical Engineering*, 34, 499-511, doi: 10.1117/12.188598, 1995.
- Fitzgerald, J. W.: Marine aerosols: A review. *Atmospheric Environment. Part A, General Topics*, 533-545, doi: 10.1016/0960-1686(91)90050-H, 1991.
- Flamant, C., Pelon, J., Flamant, P. H., & Durand, P.: Lidar determination of the training zone thickness at the top of the unstable marine atmospheric boundary layer, *Boundary-Layer Meteorology*, 83(2), 247-284, doi: 10.1023/A: 1000258318944, 1997.
- Font, I.: El tiempo atmosférico en las Islas Canarias, *Servicio Meteorológico Nacional (INM), Serie A*, 26, 1956.
- Formenti, P., Elbert, W., Maenhaut, W., Haywood, J., and Andreae, M. O.: Chemical composition of mineral dust aerosol during the Saharan Dust Experiment (SHADE) airborne campaign in the Cape Verde region, September 2000, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108, doi: 10.1029/2002JD002648, 2003.
- Forster, P., Ramaswamy, V., Artaxo, P., Berntsen, T., Betts, R., Fahey, D. W., Haywood, J., Lean, J., Lowe, D. C., Myhre, G., Nganga, J., Prinn, R., Raga, G., Schulz, M., and Van Dorland R.: Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing. Chapter 2. In *Climate Change 2007, The Physical Science Basis*, 2007.
- Fredriksson, K. A., and Hertz, H. M.: Evaluation of the DIAL technique for studies on NO₂ using a mobile lidar system,

- Applied optics, 23, 1403-1411, doi: 10.1364/AO.23.001403, 1984.
- Freitas, S. R., Longo, K. M., Chatfield, R., Latham, D., Silva Dias, M. A. F., Andreae, M. O., Prins, E., Santos, J. C., Gielow, R., and Carvalho Jr, J. A.: Including the sub-grid scale plume rise of vegetation fires in low resolution atmospheric transport models. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(13), 3385-3398, doi: 10.5194/acp-7-3385-2007, 2007.
- García, M. I., Rodríguez, S., and Alastuey, A.: Impact of North America on the aerosol composition in the North Atlantic free troposphere. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(12), 7387-7404, doi: 10.5194/acp-2017-60, 2017.
- Garnier, A., and Chanin, M. L.: Description of a Doppler Rayleigh lidar for measuring winds in the middle atmosphere, *Applied Physics B: Lasers and Optics*, 55, 35-40, 1992.
- Gentry, B. M., and Chen, H.: Tropospheric wind measurements obtained with the Goddard Lidar Observatory for Winds (GLOW): validation and performance. In *International Symposium on Optical Science and Technology* (pp. 74-81), International Society for Optics and Photonics, doi:10.1364/EE.2016.EM2A.3, 2002.
- Glaccum, R. A. and Prospero, J. M.: Saharan aerosols over the tropical North Atlantic-Mineralogy, *Marine geology*, 37, 295-321, doi: 10.1016/0025-3227(80)90107-3, 1980.
- Goldsmith, J. E. M., Blair, F. H., Bisson, S. E., and Turner, D. D.: Turn-key Raman lidar for profiling atmospheric water vapor, clouds, and aerosols., *Applied Optics*, 37, 4979-4990, doi: 10.1364/AO.37.004979, 1998.
- Granier, C., Jegou, J. P., and Megie, G.: Iron atoms and metallic species in the Earth's upper atmosphere, *Geophysical research letters*, 16, 243-246, doi: 10.1029/GL016i003p00243, 1989.
- Groß, S., Tesche, M., Freudenthaler, V., Toledano, C., Wiegner, M., Ansmann, A., Althausen, D. and Seefeldner, M.: Characterization of Saharan dust, marine aerosols and mixtures of biomass-burning aerosols and dust by means of multi-wavelength depolarization and Raman lidar measurements

- during SAMUM 2, *Tellus B*, 63(4), 706-724, doi: 10.1111/j.1600-0889.2011.00556.x, 2011.
- Guenther, G. C., Thomas, R. W., and LaRocque, P. E.: Design considerations for achieving high accuracy with the SHOALS bathymetric lidar system. In *CIS Selected Papers: Laser Remote Sensing of Natural Waters--From Theory to Practice* (pp. 54-71), International Society for Optics and Photonics, 1996.
- Guerra, D. V., Schwemmer, G. K., Wooten, A. D., Chaudhuri, S. S., and Wilkerson, T. D.: Prototype holographic atmospheric scanner for environmental remote sensing, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 104, 22287-22292, doi: 10.1029/1999JD900324, 1999.
- Guerrero-Rascado, J. L., Olmo Reyes, F. J., Avilés-Rodríguez, I., Navas-Guzmán, E., Pérez-Ramírez, D., Lyamani, H., and Alados-Arboledas, L.: Extreme Saharan dust event over the southern Iberian Peninsula in september 2007: active and passive remote sensing from surface and satellite, doi: 10.5194/acp-9-8453-2009, 2009.
- Guerrero-Rascado, J. L., Olmo, F. J., Molero, F., Navas Guzmán, F., Costa, M. J., Silva, A. M., Pujadas, M., Sicard, M., and Alados-Arboledas, L.: Aerosol direct radiative effects of a transatlantic biomass burning plume over Granada, Spain. In *IV Reunión Española de Ciencia y Tecnología de Aerosoles- RECTA*, C7-1C7-6, 2010.
- Guerrero-Rascado, J. L., Olmo, F. J., Molero, F., Navas Guzmán, F., Costa, M. J., Silva, A. M., Pujadas, M., Sicard, M., and Alados-Arboledas, L.: Characterization of atmospheric aerosols for a long-range transport of biomass-burning from North America over the Iberian Peninsula, *Proceedings 25th International Laser Radar Conference*, 580-583, 2011.
- Guirado, C.: Characterization of the total column aerosol properties in the subtropical región, *Tesis Doctoral*, Universidad de Valladolid, 19 de junio de 2015.
- Haarig, M., Engelmann, R., Ansmann, A., Veselovskii, I., Whiteman, D. N., and Althausen, D.: 1064nm rotational Raman lidar for particle extinction and lidar-ratio profiling: cirrus case study, *Atmos. Meas. Tech.*, doi: 10.5194/amt-9-4269-2016, 2016.

- Hägeli, P., Steyn, D. G., and Strawbridge, K. B.: Spatial and temporal variability of mixed-layer depth and entrainment zone thickness, *Boundary-layer meteorology*, 97, 47-71, doi: 10.1023/A:1002790424133, 2000.
- Halldorsson, T., and Langerholc, J.: Geometrical form factors for the lidar function, *Applied Optics*, 17, 240-244, doi.org/10.1364/AO.17.000240, 1978.
- Hansen, A. D. A., and Rosen, H.: Individual measurements of the emission factor of aerosol black carbon in automobile plumes, *Journal of the Air & Waste Management Association*, 40, 1654-1657, doi: 10.1080/10473289.1990.10466812, 1990.
- Hansen, J., Sato, M. and Ruedy, R., 1997: Radiative forcing and climate response, *Journal of Geophysical Research*, 102, 6831-6864, doi: 10.1029/96JD03436, 1997.
- Hao, C. H., Guo, P., Chen, H., Zhang, Y. C., and Chen, S. Y.: Determination of geometrical form factor in coaxial lidar system, In *ISPDI 2013-Fifth International Symposium on Photoelectronic Detection and Imaging* (pp. 89051V-89051V). International Society for Optics and Photonics, 2013.
- Hayden, K. L., Anlauf, K. G., Hoff, R. M., Strapp, J. W., Bottenheim, J. W., Wiebe, H. A., Froude F. A., Martin J. B., Steyn D. G., and McKendry, I. G.: The vertical chemical and meteorological structure of the boundary layer in the Lower Fraser Valley during Pacific'93, *Atmospheric Environment*, 31, 2089-2105, doi: 10.1016/S1352-2310(96)00300-7, 1997.
- Hey, J. V., Coupland, J., Foo, M. H., Richards, J., and Sandford, A.: Determination of overlap in lidar systems, *Applied optics*, 50, 5791-5797, doi:10.1364/AO.50.005791, 2011.
- Hickson, P.: Hydrodynamics of rotating liquid mirrors. I. Synchronous disturbances, *Applied optics*, 45, 8052-8062, doi: 10.1364/AO.45.008052, 2006.
- Hidy G. M.: *Atmospheric sulphur and nitrogen oxides*, Academic Press, 1994.
- Higdon, N. S., Fox, M. J., Dean, D. R., Dowling, J. A., Kelly, B. T., Senft, D. C., Pierrottet, D. K., Hamilton, C. M., Richter, D. A., and Bousek, R. R.: *Air Force Research Laboratory Long-Range*

- Airborne CO₂ DIAL Chemical Detection System. NASA, (19980236744), 1998.
- Higdon, N. S., Browell, E. V., Ponsardin, P., Grossmann, B. E., Butler, C. F., Chyba, T. H., Mayo, M. N., Allen, R. J., Heuser, A. W., Grant, W. B., Ismail, S., Mayor, S. D., and carter A. F.: Airborne differential absorption lidar system for measurements of atmospheric water vapor and aerosols, *Applied optics*, 33, 6422-6438, doi: 10.1364/AO.33.006422, 1994.
- Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, I., Tanre, D., Buis, J. P., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J. A., Kaufman, Y. J., Nakajima, T., Lavenue, F., Jankowiak, I., and Smirnov, A.: AERONET—A federated instrument network and data archive for aerosol characterization, *Remote sensing of environment*, 66(1), 1-16, doi: 10.1016/S0034-4257(98)00031-5, 1998.
- Holben, B. N., Tanre, D., Smirnov, A., Eck, T. F., Slutsker, I., Abuhassan, N., and Kaufman, Y. J.: An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D11), 12067-12097, 2001
- Horvath, H.: Influence of atmospheric aerosols upon the global radiation balance, *Atmospheric particles*, 5, 62-63, 1998.
- Hoyt, D. V.: A redetermination of the Rayleigh optical depth and its application to selected solar radiation problems, *Journal of Applied Meteorology*, 16, 432-436, doi:10.1175/1520-0450(1977)016<0432:AROTRO>2.0.CO;2, 1977.
- Hulburt, E. O.: Observations of a searchlight beam to an altitude of 28 kilometers, *JOSA*, 27(11), 377-382, 1937.
- IPCC 1988, Reporto f the First Session of the WMO/ UNEP Intergovernmental Panel on Climate Change. Geneva: World Meteorological Organitacion, 1988.
- IPCC 1996, Houghton, J. T.: Climate change 1995: The science of climate change: Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Vol. 2), Cambridge University Press, 1996.
- IPCC 2001, Smithson, P. A.: Climate change 2001: the scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change,

- edited by Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., Van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell K., and Johnson, C. A., Cambridge University Press, 2001.
- IPCC 2007, Solomon, S.: Climate change 2007-the physical science basis: Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC (Vol. 4), Cambridge University Press, 2007.
- IPCC 2014, Change, Intergovernmental Panel on Climate. IPCC. Climate Change, 2014.
- Iqbal, M.: An introduction to solar radiation, Academic Press, 1983.
- Irish, J. L., and Lillycrop, W. J.: Scanning laser mapping of the coastal zone: The SHOALS system, ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 54, 123-129, doi: 10.1016/S0924-2716(99)00003-9, 1999.
- Irish, J. L., and White, T. E.: Coastal engineering applications of high-resolution lidar bathymetry, Coastal Engineering, 35, 47-71, doi: 10.1016/S0378-3839(98)00022-2, 1998.
- Ishii, S., Shibata, T., Mizutani, K., and Itabe, T.: Optical fiber coupled multitelescope lidar system: Application for a Rayleigh lidar, Review of scientific instruments, 67, 3270-3273, doi: 10.1063/1.1147407, 1996.
- Jaen, M. V. M.: Características de la tropopausa en la región de Canarias (1982-1993), Revista de Geografía Norte Grande, 22, 59-66, 1995.
- Jaenicke, R.: Natural aerosols, Annals of the New York Academy of Sciences, 338, 317-329, doi: 10.1111/j.1749-6632.1980.tb17129.x, 1980.
- Johnson, B. T.: The semi direct aerosol effect, The University of Reading, UK., doi:10.1175/JCLI-3233.1, 2003.
- Joshi, D., Kumar, D., Maini, A. K., and Sharma, R. C.: Detection of biological warfare agents using ultra violet-laser induced fluorescence LIDAR, Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy, 112, 446-456, doi: 10.1016/j.saa.2013.04.082, 2013.
- Kandler, K., Benker, N., Bundke, U., Cuevas, E., Ebert, M., Knippertz, P., Rodríguez, S., Schütz, L., and Weinbruch, S.: Chemical composition and complex refractive index of Saharan Mineral Dust at Izana, Tenerife (Spain) derived by electron

- microscopy, *Atmospheric Environment*, 41, 8058-8074, doi: 10.1016/j.atmosenv.2007.06.047,2007.
- Karyampudi, V. M., Palm, S. P., Reagen, J. A., Fang, H., Grant, W. B., Hoff, R. M., Pierce, H. F., Torres, O., Browell, E. V. and Melfi, S. H.: Validation of the Saharan dust plume conceptual model using lidar, Meteosat, and ECMWF data. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80(6), 1045-1075, 1999.
- Kaufman, Y. J., I. Koren, L. A. Remer, D. Tanré, P. Ginoux, and S. Fan: Dust transport and deposition observed from the Terra-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) spacecraft over the Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 110, D10S12, doi:10.1029/2003JD004436, 2005.
- Kavaya, M. J., Beyon, J. Y., Koch, G. J., Petros, M., Petzar, P. J., Singh, U. N., Trieu, B. C., and Yu, J.: The Doppler aerosol wind (DAWN) airborne, wind-profiling coherent-detection Lidar system: overview and preliminary flight results, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 31, 826-842., doi: 10.1175/JTECH-D-12-00274.1, 2014.
- Keckhut, P., McDermid, S., Swart, D., McGee, T., Godin-Beekmann, S., Adriani, A., Barnes, J., Baray J. L., Bencherif, H., Claude, H., di Sarra, A. G., Fiocco, G., Hansen, G., Hauchecorne, A., Leblanc, T., Lee, C. H., Pal, S., Megie, G., Nakane, H., Neuber, R., Steinbrecht, W., and Thayer, J.: Review of ozone and temperature lidar validations performed within the framework of the Network for the Detection of Stratospheric Change, *Journal of Environmental Monitoring*, 6, 721-733, doi: 10.1039/b404256e , 2004.
- Keppler, H.: Experimental evidence for the source of excess sulfur in explosive volcanic eruptions, *Science*, 284, 1652-1654, doi: 10.1126/science.284.5420.1652, 1999.
- Klauber, G., Simi, C. G., Brinegar II, P. M., & Williams, M. M.: Evaluation of frequency agile laser (FAL) for chemical detection. In *AeroSense'97* (pp. 92-103), International Society for Optics and Photonics, 1997.
- Kleissl, J., Honrath, R. E., Dziobak, M. P., Tanner, D., Val Martín, M., Owen, R. C., and Helmig, D.: Occurrence of upslope flows at the Pico mountaintop observatory: A case study of orographic

- flows on a small, volcanic island, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112, doi: 10.1029/2006JD007565, 2007.
- Klett, J. D.: Stable analytical inversion solution for processing lidar returns, *Applied Optics*, 20, 211-220, doi: 10.1364/AO.20.000211, 1981.
- Klett, J. D.: Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios, *Applied Optics*, 24, 1638-1643, doi: 10.1364/AO.24.001638, 1985.
- Kölsch, H. J., Rairoux, P., Wolf, J. P., and Wöste, L.: Simultaneous NO and NO₂ DIAL measurement using BBO crystals, *Applied optics*, 28, 2052-2056, doi: 1364/AO.28.002052, 1989.
- Kovalev, V. A.: Distortions of the extinction coefficient profile caused by systematic errors in lidar data, *Applied optics*, 43, 3191-3198, doi: 10.1364/AO.43.003191, 2004.
- Kovalev, V. A., and Eichinger, W. E: *Elastic lidar: theory, practice, and analysis methods*, John Wiley and Sons, ISBN: 0-471-20171-5, 2004.
- Kumar, D., and Rocadenbosch, F., Determination of the overlap factor and its enhancement for medium-size tropospheric lidar systems: a ray-tracing approach. *Journal of Applied Remote Sensing*, 7, 073591-073591, 2013.
- Kwong, K. M., Liu, J. N., Chan, P. W., and Lee, R.: Using LIDAR Doppler velocity data and chaotic oscillatory-based neural network for the forecast of meso-scale wind field. In *Evolutionary Computation, 2008. CEC 2008.(IEEE World Congress on Computational Intelligence)*, IEEE Congress on (pp. 2012-2019), IEEE, 2008.
- Leonard, D. A.: Observation of Raman scattering from the atmosphere using a pulsed nitrogen ultraviolet laser, *Nature*, 216, 142-143, doi: 10.1038/216142a0, 1967.
- Leonard, D. A., Caputo, B., and Hoge, F. E.: Remote sensing of subsurface water temperature by Raman scattering, *Applied Optics*, 18, 1732-1745, doi:10.1364/AO.18.001732, 1979.
- Levin, I. M., and Shifrin, K. S.: Potential for determining the sea water absorption coefficient by satellite pulsed lidar, *Remote sensing of environment*, 65, 105-111, 1998.

- Linke, C., Möhler, O., Veres, A., Mohacsi, A., Bozóki, Z., Szabó, G., and Schnaiter, M.: Optical properties and mineralogical composition of different Saharan mineral dust samples: a laboratory study, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 3315-3323, 2006.
- Liu, J., Zheng, Y., Li, Z., Flynn, C., Welton, E. J., and Cribb, M.: Transport, vertical structure and radiative properties of dust events in southeast China determined from ground and space sensors, *Atmospheric environment*, 45, 6469-6480, doi: 10.1016/j.atmosenv.2011.04.031, 2011.
- Lopatin, A., Dubovik, O., Chaikovsky, A., Goloub, P., Lapyonok, T., Tanré, D., and Litvinov, P.: Enhancement of aerosol characterization using synergy of lidar and sun-photometer coincident observations: the GARRLiC algorithm, *Atmospheric Measurement Techniques*, 6(8), 2065-2088, doi: 10.5194/amt-6-2065-2013, 2013.
- Mallet, C., and Bretar, F.: Full-waveform topographic lidar: State-of-the-art, *ISPRS Journal of photogrammetry and remote sensing*, 64, 1-16, doi: 10.1016/j.isprsjprs.2008.09.007, 2009.
- Masonis, S. J., Anderson, T. L., Covert, D. S., Kapustin, V., Clarke, A. D., Howell, S., & Moore, K.: A study of the extinction-to-backscatter ratio of marine aerosol during the Shoreline Environment Aerosol Study, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 20(10), 1388-1402, doi: 10.1175/1520-0426(2003)020<1388:ASOTER>2.0.CO;2, 2003.
- Mattis, I., Siefert, P., Müller, D., Tesche, M., Hiebsch, A., Kanitz, T., and Ansmann, A.: Volcanic aerosol layers observed with multiwavelength Raman lidar over central Europe in 2008–2009. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D2), doi: 10.1029/2009JD013472, 2010.
- McCartney, E. J.: *Optics of Atmosphere, Scattering by Molecules and Particles*, John Wiley & Sons, Inc., New York, 1977.
- McCormick, M. P., and Fuller Jr, W. H.: Lidar measurements of two intense stratospheric dust layers, *Applied Optics*, 14, doi:10.1364/AO.14.000004, 1975.

- McCormick, M. P., Thomason, L. W., and Trepte, C. R.: Atmospheric effects of the Mt Pinatubo eruption, *Nature*, 373, 399-404, doi: 10.1038/373399a0, 1995.
- McKay, J. A.: Single and tandem Fabry–Perot etalons as solar background filters for lidar, *Applied optics*, 38, 5851-5858, doi: 10.1364/AO.38.005851, 1999.
- Megie, G. J., Ancellet, G., and Pelon, J.: Lidar measurements of ozone vertical profiles, *Applied optics*, 24, 3454-3463, doi: 10.1364/AO.24.003454, 1985.
- Melfi, S. H., Lawrence Jr, J. D., and McCormick, M. P.: Observation of Raman scattering by water vapor in the atmosphere, *Applied Physics Letters*, 15, 295-297, doi: 10.1364/AO.24.003454, 1969.
- Melfi, S. H.: Remote measurements of the atmosphere using Raman scattering, *Applied Optics*, 11, 1605-1610, doi: 10.1364/AO.11.001605, 1972.
- Menu, L., Flamant, C., Pelon, J., and Flamant, P. H.: Urbanboundary-layer height determination from lidar measurements over the Paris area, *AppliedOptics*, 38(6), 945-954 doi: 10.1364/ AO. 38.000945, 1999.
- Menzies, R. T., and Hardesty, R. M.: Coherent Doppler lidar for measurements of wind fields, *Proceedings of the IEEE*, 77(3), 449-462, doi: 10.1109/5.24130, 1989.
- Mészáros, E.: *Fundamentals of Atmospheric Aerosol Chemistry*, Akadémiai Kiado, Budapest, ISBN: 9789630576246, 1999.
- Milton, M. J. T., Woods, P. T., Jolliffe, B. W., Swann, N. R. W., and McIlveen, T. J.: Measurements of toluene and other aromatic hydrocarbons by differential-absorption lidar in the near-ultraviolet, *Applied Physics B: Lasers and Optics*, 55, 41-45, doi: 10.1007/BF00348611, 1992.
- Mona, L., Amodeo, A., Pandolfi, M., &Pappalardo, G.: Saharan dust intrusions in the Mediterranean area: Three years of Raman lidar measurements, *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*, 111(D16), doi: 10.1029/2005JD006569, 2006.
- Mona, L., Liu, Z., Müller, D., Omar, A., Papayannis, A., Pappalardo, G., Sugimoto, N., and Vaughan, M.: Lidar measurements for desert dust characterization: an overview, *Advances in*

- Meteorology, 2012, article ID 356265, doi: 10.115/2012/356265, 2012.
- Morille, Y., Haeffelin, M., Drobinski, P., & Pelon, J.: STRAT: An automated algorithm to retrieve the vertical structure of the atmosphere from single-channellidar data, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24(5), 761-775, doi: 10.1175/JTECH2008.1, 2007.
- Mortier, A., Goloub, P., Podvin, T., Deroo, C., Chaikovsky, A., Ajtai, N., Blarel, L., Tanre, D. and Derimian, Y.: Detection and characterization of volcanic ash plumes over Lille during the Eyjafjallajökull eruption. *Atmospheric Chemistry & Physics*, 13(7), doi: 10.5194/acpd-12-31031-2012, 2013.
- Müller, D., Ansmann, A., Mattis, I., Tesche, M., Wandinger, U., Althausen, D., and Pisani, G.: Aerosol-type-dependent lidar ratios observed with Raman lidar. *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*, 112(D16), doi: 10.1029/2006JD008292, 2007.
- Murray, B. J., O'sullivan, D., Atkinson, J. D., and Webb, M. E.: Ice nucleation by particles immersed in supercooled cloud droplets, *Chemical Society Reviews*, 41, 6519-6554, doi: 10.1039/C2CS35200A, 2012.
- Nakajima, T., Tonna, G., Rao, R., Boi, P., Kaufman, Y., and Holben, B.: Use of sky brightness measurements from ground for remote sensing of particulate polydispersions. *Applied Optics*, 35(15), 2672-2686, 1996.
- Nicolae, D., Nemuc, A., Müller, D., Talianu, C., Vasilescu, J., Belegante, L., and Kolgotin, A.: Characterization of fresh and aged biomass burning events using multiwavelength Raman lidar and mass spectrometry. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(7), 2956-2965, doi: 10.1002/jgrd.50324, 2013.
- Noh, Y. M., Kim, Y. J., and Müller, D.: Seasonal characteristics of lidar ratios measured with a Raman lidar at Gwangju, Korea in spring and autumn. *Atmospheric Environment*, 42(9), 2208-2224, doi: 10.1016/j.atmosenv.2007.11.045, 2008.
- O'Dowd, C. D., Smith, M. H., Consterdine, I. E., and Lowe, J. A.: Marine aerosol, sea-salt, and the marine sulphur cycle: A short

- review, *Atmospheric Environment*, 31, 73-80, doi: 10.1016/S1352-2310(96)00106-9, 1997.
- O'Dowd, C. D., and De Leeuw, G.: Marine aerosol production: a review of the current knowledge, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 365, 1753-1774, doi: 10.1098/rsta.2007.2043, 2007.
- Olmo, F. J., and ALADOS-ARBOLEDAS, L.: Pinatubo eruption effects on solar radiation at Almeria (36.83 N, 2.41 W). *Tellus B*, 47(5), 602-606 doi: 10.1034/j.1600-0889.47.issue5.7.x, 1995.
- Omar, A. H., Winker, D. M., Vaughan, M. A., Hu, Y., Trepte, C. R., Ferrare, R. A., and Kuehn, R. E.: The CALIPSO automated aerosol classification and lidar ratio selection algorithm. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(10), 1994-2014, doi: 10.1175/2009JTECHA1231.1, 2009.
- Pal, S., Behrendt, A., and Wulfmeyer, V.: Elastic-backscatter-lidar-based characterization of the convective boundary layer and investigation of related statistics, In *Annales geophysicae: atmospheres, hydrospheres and space sciences* (Vol. 28, No. 3, p. 825), 2010.
- Pan, Y. L.: Detection and characterization of biological and other organic-carbon aerosol particles in atmosphere using fluorescence, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 150, 12-35, doi: 10.1016/j.jqsrt.2014.06.007, 2015.
- Papayannis, A., Balis, D., Amiridis, V., Chourdakis, G., Tsaknakis, G., Zerefos, C., and Grabowski, J.: Measurements of Saharan dust aerosols over the Eastern Mediterranean using elastic backscatter-Raman lidar, spectro photometric and satellite observations in the frame of the EARLINET Project, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5(8), 2065-2079, 2005.
- Papayannis, A., Mamouri, R. E., Amiridis, V., Remoundaki, E., Tsaknakis, G., Kokkalis, P., Veselovskii, I., Kolgotin, A., Nenes, A., and Fountoukis, C.: Optical-microphysical properties of Saharan dust aerosols and composition relationship using a multi-wavelength Raman lidar, in situ sensors and modelling: a

- case study analysis, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(9), 4011-4032 doi: 10.5194/acp-12-4011-2012, 2012.
- Penndorf, R.: Tables of the refractive index for standard air and the Rayleigh scattering coefficient for the spectral region between 0.2 and 20.0 μ and their application to atmospheric optics, *Josa*, 47, 176-182, doi: 10.1364/JOSA.47.000176, 1957.
- Pereira, S. N., Preißler, J., Guerrero-Rascado, J. L., Silva, A. M., and Wagner, F.: Forest fire smoke layers observed in the free troposphere over Portugal with a Multiwavelength Raman Lidar: optical and microphysical properties. *The Scientific World Journal*, doi: 10.1155/2014/421838 ,2014.
- Pérez-Ramírez, D., Lyamani, H., Olmo, F. J., Whiteman, D. N., Navas-Guzmán, F., and Alados-Arboledas, L.: Cloud screening and quality control algorithm for star photometer data: assessment with lidar measurements and with all-sky images. *Atmospheric Measurement Techniques*, 5(7), 1585, doi: 10.5194/amt-5-1585-2012, 2012.
- Pettifer, R. E. W.: Signal induced noise in lidar experiments, *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 37, 669-673, doi: 10.1016/0021-9169(75)90062-8, 1975.
- Pisani, G., Boselli, A., Coltelli, M., Leto, G., Pica, G., Scollo, S., and Wang, X.: Lidar depolarization measurement of fresh volcanic ash from Mt. Etna, Italy. *Atmospheric environment*, 62, 34-40, 2012.
- Platt, C. M. R.: Lidar and radiometric observations of cirrus clouds, *Journal of the atmospheric sciences*, 30, 1191-1204, doi:10.1175/1520-0469(1973)030<1191:LAROOOC>2.0.CO;2, 1973.
- Platt, C. M. R., Young, S. A., Austin, R. T., Patterson, G. R., Mitchell, D. L., and Miller, S. D.: LIDAR observations of tropical cirrus clouds in MCTEX. Part I: Optical properties and detection of small particles in cold cirrus, *Journal of the atmospheric sciences*, 59, 3145-3162, oi.org/10.1175/JAS2844sup11, 2002.
- Prata, A. T., Young, S. A., Siems, S. T., and Manton, M. J.: Lidar ratios of stratospheric volcanic ash and sulfate aerosols retrieved from CALIOP measurements, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, <https://doi.org/10.5194/acp-2016-1173>, in review, 2017.

- Preißler, J., Wagner, F., Guerrero-Rascado, J. L., and Silva, A. M.: Two years of free-tropospheric aerosol layers observed over Portugal by lidar. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(9), 3676-3686, doi: 10.1002/jgrd.50350, 2013.
- Premebida, C., Monteiro, G., Nunes, U., and Peixoto, P.: A lidar and vision-based approach for pedestrian and vehicle detection and tracking. In *Intelligent Transportation Systems Conference, 2007. ITSC 2007. IEEE* (pp. 1044-1049). IEEE, 2007.
- Priedhorsky, W. C., Smith, R. C., and Ho, C.: Laser ranging and mapping with a photon-counting detector, *Applied optics*, 35, 441-452, doi: 10.1364/AO.35.000441, 1996.
- Pósfai, M., and Molnár, A.: Aerosol particles in the troposphere: A mineralogical introduction, *Environmental mineralogy*, 2, 197-252, 2000.
- Povey, A. C., Grainger, R. G., Peters, D. M., Agnew, J. L., and Rees, D.: Estimation of a lidar's overlap function and its calibration by nonlinear regression, *Applied optics*, 51(21), 5130-5143, doi: 10.1364/AO.51.005130, 2012.
- Powell, D. M., Reagan, J. A., Rubio, M. A., Erxleben, W. H., and Spinhirne, J. D.: ACE-2 multiple angle micro-pulse lidar observations from Las Galletas, Tenerife, Canary Islands, *Tellus B*, 52, 652-661, doi: 10.1034/j.1600-0889.2000.00059.x, 2000.
- Prospero, J. M., and Carlson, T. N.: Radon-222 in the North Atlantic trade winds: Its relationship to dust transport from Africa, *Science*, 167, 974-977, doi: 10.1126/science.167.3920.974, 1970.
- Prospero, J. M., and Carlson, T. N.: Vertical and areal distribution of Saharan dust over the western equatorial North Atlantic Ocean, *Journal of Geophysical Research*, 77, 5255-5265, doi: 10.1029/JC077i027p05255, 1972.
- Prospero, J. M., Glaccum, R. A., and Nees, R. T.: Atmospheric transport of soil dust from Africa to South America, doi: 10.1038/289570a0, 1981.
- Prospero, J. M., Nees, R. T., and Uematsu, M.: Deposition rate of particulate and dissolved aluminum derived from Saharan dust in precipitation at Miami, Florida, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 92, 14723-14731, doi: 10.1029/JD092iD12p14723, 1987.
- Prospero, J. M.: Saharan dust transport over the North Atlantic Ocean and Mediterranean: an overview, In *The impact of desert dust*

- across the Mediterranean, Springer Netherlands, 133-151, doi: 10.1007/978-94-017-3354-0_13, 1996.
- Prospero, J. M.: Long-term measurements of the transport of African mineral, *Journal of Geophysical Research*, 104, 15-917, 1999.
- Prospero, J. M., and Lamb, P. J.: African droughts and dust transport to the Caribbean: Climate change implications, *Science*, 302(5647), 1024-1027, doi:10.1126/science.1089915, 2003.
- Querol, X., Alastuey, A., Rodriguez, S., Plana, F., Ruiz, C. R., Cots, N., Massagué, G., and Puig, O.: PM10 and PM2.5 source apportionment in the Barcelona Metropolitan area, Catalonia, Spain, *Atmospheric Environment*, 35, 6407-6419, doi: 10.1016/S1352-2310(01)00361-2, 2001.
- Razenkov, I.: Characterization of a Geiger-mode avalanche photodiode detector for high spectral resolution lidar (Doctoral dissertation, University of Wisconsin-Madison), 2010.
- Reagan, J. A., McCormick, M. P., and Spinhirne, J. D.: Lidar sensing of aerosols and clouds in the troposphere and stratosphere, *Proceedings of the IEEE*, 77, 433-448, doi: 10.1109/5.24129, 1989.
- Reichardt, J.: Cloud and aerosol spectroscopy with Raman lidar, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 31, 1946-1963, doi:10.1175/JTECH-D-13-00188.1, 2014.
- Renker, D.: Geiger-mode avalanche photodiodes, history, properties and problems. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment*, 567, 48-56, doi:10.1016/j.nima.2006.05.060, 2006.
- Richter, P. I.: Air pollution monitoring with LIDAR. *TrAC Trends in Analytical Chemistry*, 13, 263-266, doi: 10.1016/0165-9936(94)87062-4, 1994.
- Robock, A.: Volcanic eruptions and climate, *Reviews of Geophysics*, 38, 191-219, doi: 10.1029/1998RG000054, 2000.
- Rocadembosch, F., Sicard, M., Comerón, A., Rodríguez, A., Muñoz, C., López, M., García, R., and Agishev, R.: Remote sensing mediante LIDAR en la UPC, Rama de estudiantes del IEEE de Barcelona, *Burán*, 20, 21-26, 2003.
- Rodríguez, S., Cuevas, E., Prospero, J. M., Alastuey, A., Querol, X., López-Solano, J., García, M. I. and Alonso-Pérez, S.: Modulation of Saharan dust export by the North African dipole.

- Atmospheric Chemistry and Physics, 15(13), 7471-7486, doi: 10.5194/acp-15-7471-2015, 2015.
- Rodríguez, S., Torres, C., Guerra, J. C., and Cuevas, E.: Transport pathways of ozone to marine and free-troposphere sites in Tenerife, Canary Islands, *Atmospheric Environment*, 38, 4733-4747, doi: 10.1016/j.atmosenv.2004.05.021, 2004.
- Rodríguez-Franco, J. J.: Caracterización de la alta troposfera-baja estratosfera (UTLS) subtropical: tropopausa y distribución vertical de ozono, 2009.
- Rodríguez-Franco, J. J., and Cuevas, E.: Characteristics of the subtropical tropopause region based on long-term highly resolved sonde records over Tenerife, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118, doi: 10.1002/jgrd.50839, 2013.
- Rodríguez- González, J. M., López, C., Chueca, S., Martín, T. J., Gil-Ojeda, M., Cuevas, E., Ayala, V. and Guillemont, N.: Lidar MPL en Santa Cruz de Tenerife, Proyecto de automatización y control de medidas, XI Congreso Nacional de Teledetección, Puerto de la Cruz, Tenerife, Islas Canarias, 21-23 septiembre, 2005.
- Rolph, G.D.: Real-time Environmental Applications and Display sYstem (READY) Website (<http://www.ready.noaa.gov>). NOAA Air Resources Laboratory, College Park, MD, 2017.
- Ruiz Manuel, R. S.: Análisis de la aplicación del radar láser (LIDAR) para el monitoreo del límite de vehicular en tramos peligrosos sobre carreteras en Guatemala, Trabajo de Graduación, Universidad de San Carlos de Guatemala, Facultad de Ingeniería, Guatemala, 2005.
- Samaras, S., Nicolae, D., Böckmann, C., Vasilescu, J., Biniatoglou, I., Labzovskii, L., and Papayannis, A.: Using Raman-lidar-based regularized microphysical retrievals and Aerosol Mass Spectrometer measurements for the characterization of biomass burning aerosols. *Journal of Computational Physics*, 299, 156-174, doi: 10.1016/j.jcp.2015.06.045, 2015.
- Sanap, S. D., Ayantika, D. C., Pandithurai, G., and Niranjana, K.: Assessment of the aerosol distribution over Indian subcontinent in CMIP5 models, *Atmospheric environment*, 87, 123-137, doi: 10.1016/j.atmosenv.2014.01.017, 2014.

- Sasano, Y., and Nakane, H.: Significance of the extinction/backscatter ratio and the boundary value term in the solution for the two-component lidar equation, *Applied optics*, 23, 11_1-13, doi:10.1364/AO.23.0011_1, 1984.
- Sasano, Y., Browell, E. V., and Ismail, S.: Error caused by using a constant extinction/backscattering ratio in the lidar solution, *Applied Optics*, 24, 3929-3932, doi:10.1364/AO.24.003929, 1985.
- Sassen, K.: The polarization lidar technique for cloud research: A review and current assessment, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 72, 1848-1866, doi: [http://dx.doi.org/10.1175/15200477\(1991\)072<1848:TPLTFC>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/15200477(1991)072<1848:TPLTFC>2.0.CO;2), 1991
- Sassen, K., DeMott, P. J., Prospero, J. M., and Poellot, M. R.: Saharan dust storms and indirect aerosol effects on clouds: CRYSTAL-FACE results, *Geophysical Research Letters*, 30, 1633, doi: 10.1029/2003GL017371, 2003.
- Sawamura, P., Vernier, J. P., Barnes, J. E., Berkoff, T. A., Welton, E. J., Alados-Arboledas, L., Navas-Guzmán, F., Pappalardo, G., Mona, L., Madoona, F., Lange, D., Sicard, M., Dodin-Beekmann, S., Payen, G., Wang, Z., Hu, S., Tripathi, S. N., Cordoba-Jabonero, C., and Hoff R. M.: Stratospheric AOD after the 2011 eruption of Nabro volcano measured by lidars over the Northern Hemisphere, *Environmental Research Letters*, 7, 034013, doi: 10.1088/1748-9326/7/3/034013, 2012.
- Schröder, F., Kärcher, B., Fiebig, M., and Petzold, A.: Aerosol states in the free troposphere at northern midlatitudes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107 (D21), doi: 10.1029/2000JD000194, 2002.
- Schütz, L., and Seibert, M.: Mineral aerosols and source identification, *Journal of aerosol science*, 18, 1-10, doi: 10.1016/0021-8502(87)90002-4, 1987.
- Seinfeld, J. H., & Pandis, S. N.: *Atmospheric chemistry and physics: From air pollution to climate change*. Hoboken, N.J: J, Wiley, 2006.

- Sicard, M., Molero, F., Guerrero-Rascado, J. L., Pedrós, R., Expósito, F. J., Córdoba-Jabonero, C., Bolarín, J. M., Comerón, A., Rocandebosch, F., Pujadas, M., Alados-Arboledas, L., Martínez-Lozano J. A., Díaz, J. P., Gil-Ojeda, M., Requena, A., Navas-Gúzman, F., and Moreno, J. M.: Aerosol LiDAR intercomparison in the framework of SPALINET—The Spanish LiDAR network: Methodology and results, *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 47, 3547-3559, doi: 10.1109/TGRS.2009.2021525, 2009.
- Sloane, C. S., Watson, J., Chow, J., Pritchett, L., and Richards, L. W.: Size-segregated fine particle measurements by chemical species and their impact on visibility impairment in Denver, *Atmospheric Environment. Part A. General Topics*, 25, 1013-1024, doi: 10.1016/0960-1686(91)90143-U, 1991.
- Smirnov, A., Holben, B. N., Eck, T. F., Dubovik, O., and Slutsker, I.: Cloud-screening and quality control algorithms for the AERONET database. *Remote Sensing of Environment*, 73(3), 337-349, 2000.
- Smullin, L. D., and Fiocco, G.: Optical echoes from the moon, *Nature*, 194, 1267-1267, doi: 10.1038/1941267a0, 1962.
- South, A. M., Povey, I. M., and Jones, R. L.: Broadband lidar measurements of tropospheric water vapor profiles, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103, 31191-31202, doi: 10.1029/98JD02852, 1998.
- Spinhirne, J. D.: Micro pulse lidar, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 31, 48-55, doi: 10.1109/36.210443, 1993.
- Sroga, J. T., Eloranta, E. W., Shipley, S. T., Roesler, F. L., & Tryon, P. J.: High spectral resolution lidar to measure optical scattering properties of atmospheric aerosols. 2: Calibration and data analysis, *Applied optics*, 22, 3725-3732, doi: 10.1364/AO.22.003725, 1983.
- Stein, A.F., Draxler, R. R., Rolph, G.D., Stunder, B. J. B., Cohen, M. D., and Ngan, F.: NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 96, 2059-2077, <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00110.1>, 2015.

- Stoffelen, A., Pailleux, J., Källén, E., Vaughan, J. M., Isaksen, I., Flamant, P., Wergen, W., Andersson E., Schyberg, H., Culoma, A., Meynart, R., Endermann M., and Ingmann, P.: The Atmospheric Dynamics Mission for global wind field measurement. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86, 73-87, doi: 10.1175/BAMS-86-1-73, 2005.
- Stull, R. B.: *An introduction to boundary layer meteorology*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, ISBN: 978-90-277-2769-5, 1988.
- Synge, E. H.: XCI. A method of investigating the higher atmosphere, *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 9, 1014-1020, doi: 10.1080/14786443008565070, 1930.
- Takeuchi, N., Shimizu, H., and Okuda, M.: Detectivity estimation of the DAS lidar for NO₂, *Applied optics*, 17(17), 2734-2738, doi:10.1364/AO.17.002734, 1978.
- Tilgner, C., and Zahn, U. V.: Average properties of the sodium density distribution as observed at 69 N latitude in Winter, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 93, 8439-8454, doi: 10.1029/JD093iD07p08439, 1988.
- Torres, C., E. Cuevas y J. C. Guerra: Caracterización de la capa de mezcla marítima y de la atmósfera libre en la región subtropical sobre Canarias, 3ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Valencia, 4-8 febrero, 2002.
- Tsamalis, C., Chédin, A., Pelon, J., and Capelle, V.: The seasonal vertical distribution of the Saharan Air Layer and its modulation by the wind, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13, 11235-11257, doi:10.5194/acp-13-11235-2013, 2013.
- Tunved, P., Hansson, H. C., Kulmala, M., Aalto, P., Viisanen, Y., Karlsson, H., Kristensson A., Swietlicki, E., Dal Maso M., Ström, J., and Komppula, M.: One year boundary layer aerosol size distribution data from five nordic background stations, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 3, 2183-2205, 2003.
- Van de Hulst, H. C.: *Light Scattering by Small Particles*, John Wiley & Sons, Inc., New York, 470, doi: 10.1002/qj.49708436025, 1957.

- Viana, M., Querol, X., Alastuey, A., Cuevas, E., Rodríguez, S.: Influence of African dust on the levels of atmospheric particulates in the Canary Islands air quality network, *Atmospheric Environment*, 36, 5861–5875, doi: 10.1016/S1352-2310(02)00463-6, 2002.
- Viana Rodríguez, M. D. M.: Niveles, composición y origen del material particulado atmosférico en los sectores Norte y Este de la Península Ibérica y Canarias, Universidad de Barcelona, 2003.
- Vogelmann, H., and Trickl, T.: Wide-range sounding of free-tropospheric water vapor with a differential-absorption lidar (DIAL) at a high-altitude station, *Applied optics*, 47, 2116–2132, doi: 10.1364/AO.47.002116, 2008.
- Wallace, P. J., and Gerlach, T. M.: Magmatic vapor source for sulfur dioxide released during volcanic eruptions: evidence from Mount Pinatubo, *Science*, 265, 497–499, doi: 10.1126/science.265.5171.497, 1994.
- Wandinger, U.: Weitkamp, C. (Ed.): Lidar: range-resolved optical remote sensing of the atmosphere (Vol. 102). Springer Science and Business, 2006.
- Wandinger, U., Ansmann, A., Reichardt, J., and Deshler, T.: Determination of stratospheric aerosol microphysical properties from independent extinction and backscattering measurements with a Raman lidar, *Applied optics*, 34, 8315–8329, doi: 10.1364/AO.34.008315, 1995.
- Wang, C. K., and Philpot, W. D.: Using airborne bathymetric lidar to detect bottom type variation in shallow waters, *Remote Sensing of Environment*, 106(1), 123–135, doi: 10.1016/j.rse.2006.08.003, 2007.
- Warneck, P.: Chemistry of the natural atmosphere, International Geophysics Series, Wiley & Sons, Academic press, 1988.
- Wehner, B., and Wiedensohler, A.: Long term measurements of submicrometer urban aerosols: statistical analysis for correlations with meteorological conditions and trace gases, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 3, 867–879, doi: 10.5194/acp-3-867-2003, 2003.

- Welton, E. J. and Campbell, J. R.: Micropulse lidar signals: Uncertainty analysis. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(12), 2089-2094, 2002.
- Whitby, K. T.: The physical characteristics of sulfur aerosols, *Atmospheric Environment*, 12, 135-159, doi: 10.1016/0004-6981(78)90196-8, 1978.
- Whitby, K. T.: Aerosol formation in urban plumes. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 338(1), 258-275, doi: 10.1111/j.1749-6632.1980.tb17125.x, 1980.
- Whiteman, D. N., Melfi, S. H., and Ferrare, R. A.: Raman lidar system for the measurement of water vapor and aerosols in the Earth's atmosphere, *Applied Optics*, 31, 3068-3082, doi:10.1364/AO.31.003068, 1992.
- Whiteman, D. N.: Examination of the traditional Raman lidar technique. I. Evaluating the temperature-dependent lidar equations, *Applied Optics*, 42, 2571-2592, doi.org/10.1364/AO.42.002571, 2003a.
- Whiteman, D. N.: Examination of the traditional Raman lidar technique. II. Evaluating the ratios for water vapor and aerosols, *Applied optics*, 42, 2593-2608, vb, doi:10.1364/AO.42.002593, 2003b.
- Winker, D. M., Hunt, W. H., and McGill, M. J.: Initial performance assessment of CALIOP, *Geophysical Research Letters*, 34, doi: 10.1029/2007GL030135, 2007.
- Winker, D. M., Liu, Z., Omar, A., Tackett, J., and Fairlie, D.: CALIOP observations of the transport of ash from the Eyjafjallajökull volcano in April 2010. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D20), doi: 10.1029/2011JD016499, 2012
- WMO: Commission for Instruments and Methods of Observation, Sixteenth session WMO no. 1138, Saint Petersburg, Secretariat of the World Meteorological Organization, 2014.
- Wojtanowski, J., Zygmunt, M., Muzal, M., Knysak, P., Młodzianko, A., Gawlikowski, A., Drozd, T., Kopczyński, K., Mierczyk, Z., Kaszczuk, M., Traczyk, M., Gietka, A., Piotrowski, W., Jakubaszek, M., and Ostrowski, R.: Performance verification of a LIF-LIDAR technique for stand-off detection and classification of biological agents, *Optics & Laser Technology*, 67, 25-32, doi: 10.1016/j.optlastec.2014.08.013, 2015.

- Wu, M., Ray, M., Fung, K. H., Ruckman, M. W., Harder, D., and Sedlacek, A. J.: Stand-off detection of chemicals by UV Raman spectroscopy, *Applied Spectroscopy*, 54, 800-806, 2000.
- Wulfmeyer, V.: Ground-based differential absorption lidar for water-vapor and temperature profiling: development and specifications of a high-performance laser transmitter, *Applied optics*, 37, 3804-3824, doi:10.1364/AO.37.003804, 1998.
- Young, A. T.: Revised depolarization corrections for atmospheric extinction, *Applied Optics*, 19, 3427-3428, doi:10.1364/AO.19.003427, 1980.
- Young, A. T.: Rayleigh scattering, *Applied Optics*, 20, 533-535., doi:10.1364/AO.20.000533, 1981a.
- Young, A. T.: On the Rayleigh-scattering optical depth of the atmosphere, *Journal of Applied Meteorology*, 20, 328-330, doi:10.1175/1520-0450(1981)020<0328:OTRSOD>2.0.CO;2, 1981b.
- Young, S. A.: Analysis of lidar backscatter profiles in optically thin clouds, *Applied optics*, 34, 7019-7031, doi:10.1364/AO.34.007019, 1995.
- Yu, H., Chin, M., Yuan, T., Bian, H., Remer, L. A., Prospero, J. M., Omar, A., Winker, D., Yang, Y., Zhang, Y., Zhang, Z., and Zhao, C.: The fertilizing role of African dust in the Amazon rainforest: A first multiyear assessment based on data from Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations, *Geophysical Research Letters*, 42, 1984-1991, doi: 10.1002/2015GL063040, 2015.
- Yu, H., Remer, L. A., Kahn, R. A., Chin, M., and Zhang, Y.: Satellite perspective of aerosol intercontinental transport: From qualitative tracking to quantitative characterization. *Atmospheric Research*, 124, 73-100, doi: 10.1016/j.atmosres.2012.12.013, 2013.
- Zhao, C., Wang, Y., Wang, Q., Li, Z., Wang, Z., and Liu, D: A new cloud and aerosol layer detection method based on micropulse lidar measurements, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(11), 6788-6802, doi: 10.1002/2014JD021760, 2014.

Contribuciones Científicas

Algunos de los resultados previos y otros que aparecen en esta Tesis han sido publicados en revistas científicas de interés internacional y en comunicaciones a Congresos y a Libros.

Congresos

Y. Hernández, S. Alonso Pérez, E. Cuevas, C. Camino, R. Ramos, J. Bustos, C. Marrero, C. Córdoba-Jabonero and M. Gil-Ojeda: “Micro Pulse Lidar and Ceilometer inte-comparison during Saharan dust intrusions over the Canary Islands”, V Reunion Española de Ciencia y Tecnología de Aerosoles (RECTA 2011), CIEMAT Madrid (España), 27-29 junio. ISBN: 978-84-7834-662-2, 2011.

C. Córdoba-Jabonero, M. Sorribas, J. L. Guerrero-Rascado, J. A. Adame, **Y. Hernández**, H. Lyamani, V. Cachorro, M. Gil-Ojeda, L. Alados-Arboledas, E. Cuevas and B. de la Morena: “Saharan dust monitoring. Part1: Detection, identification and vertical structure analysis”, V Reunion Española de Ciencia y Tecnología de Aerosoles (RECTA 2011), CIEMAT Madrid (España), 27-29 junio. ISBN: 978-84-7834-662-2, 2011.

C. Córdoba-Jabonero, M. Sorribas, J. L. Guerrero-Rascado, J. A. Adame, **Y. Hernández**, H. Lyamani, V. Cachorro, M. Gil-Ojeda, L. Alados-Arboledas, E. Cuevas and B. de la Morena: “Saharan dust monitoring. Part2: Evaluation of potential dust impact on surface”, V Reunion Española de Ciencia y Tecnología de Aerosoles (RECTA 2011), CIEMAT Madrid (España), 27-29 junio. ISBN: 978-84-7834-662-2, 2011.

C. Córdoba-Jabonero, M. Sorribas, J. L. Guerrero-Rascado, J. A. Adame, **Y. Hernández**, H. Lyamani, V. Cachorro, M. Gil-Ojeda, L. Alados-Arboledas, E. Cuevas and B. de la Morena: “Saharan dust monitoring. Part1: Dust detection, identification and vertical structure analysis”, European Aerosol Conference EAC 2011, Manchester, 4-9 September 2011.

C. Córdoba-Jabonero, M. Sorribas, J. L. Guerrero Rascado, J. A. Adame, **Y. Hernández**, H. Lyamani, V. Cachorro, M. Gil-Ojeda, L. Alados Arboledas, E. Cuevas and B. de la Morena: “Saharan dust monitoring. Part2: Evaluation of potencial dust impact on surface” European Aerosol Conference EAC 2011, Manchester, 4-9 September 2011.

C. Camino, S. Alonso-Pérez, E. Terradellas, S. Rodríguez, A. J. Gómez, P. M. Romero-Campos, **Y. Hernández**, S. Basart, J. M. Baldasano and E. Cuevas: “An empirical relationship to estimate mineral dust concentration from visibility observations”, European Aerosol Conference EAC 2012, Granada, 2-7 September 2012.

C. Córdoba-Jabonero, D. Toledo, J.A. Adame, **Y. Hernández**, E. Cuevas and M. Gil-Ojeda: “Saharan Air Layer (SAL) over Tenerife: Summertime statistic análisis from lidar measurements”, European Aerosol Conference EAC 2012, Granada, 2-7 September 2012.

J. L. Guerrero-Racado, J.A., Bravo-Aranda, F. Wagner, C. Córdoba-Jabonero, F. Molero, D. Lange, M. Granados-Muñoz, J. Preißler, D. Toledo, A. J. Fernández, M. Sicard, F. Navas-Guzmán, **Y. Hernández**, A. M. Silva, M. Pujadas, A. Comerón, S. Pereira, F. Rocadenbosh, and L. Alados-Arboledas: “Detection of the stratospheric volcanic aerosol plume from the Nabro eruption in summer 2011 in the Framework of SPALINET”, European Aerosol Conference EAC 2012, Granada, 2-7 September 2012.

Y. Hernández, S. Alonso-Pérez, E. Cuevas, C. Camino, J. Bustos, A. J. Gómez-Pelaez, R. Ramos, C. Córdoba-Jabonero and M. Gil-Ojeda: “Planetary Boundary Layer and Saharan Air Layer top height determination using Ceilometer and Micro Pulse Lidar. Intercomparison for two case Studies”, European Aerosol Conference EAC 2012, Granada, 2-7 September 2012.

A. Barreto, E. Cuevas, B. Damiri, P.M. Romero, C. Guirado, **Y. Hernández** and M. Gil-Ojeda: “A new Lunar Photometer to characterize aerosol properties and atmospheric water vapor at nighttime”, WMO Technical conference on meteorological and environmental instruments and methods of observation, (TECO-2012), Brussels (Belgium), 16-18 October 2012.

R. D. García, O. E. García, V. E. Cachorro, E. Cuevas, C. Guirado, **Y. Hernández**, A. Berjón and A. M. de Frutos: ” Vertical Distribution of the Mineral Dust Radiative Forcing in Tenerife”, 2nd Iberian Meeting on Aerosol Science and Technology RICTA, 2014, Tarragona 7-9 July 2014.

A. Barreto, E. Cuevas, A. Mortier, P. Goloub, T. Poduin, L. Blarel, V. Choliy and **Y. Hernández**: “Nighttime characterization of AOD and water vapor using lunar photometry. Synergies with Lidar technique”, WMO Technical conference on meteorological and environmental instruments and methods of observation, (CIMO TECO-METEOREX, 2014), St. Petersburg (Russian Federation) 7-16 July 2014.

Publicaciones en revistas Científicas

Córdoba-Jabonero, C., Sorribas, M., Guerrero-Rascado, J. L., Adame, J., **Hernández, Y.**, Lyamani, H., Cachorro, V., Gil-Ojeda, M., Alados-Arboledas, L., Cuevas, E., and Morena, B.: Synergetic monitoring of Saharan dust plumes and potential impact on surface: a case study of dust transport from Canary Islands to Iberian Peninsula. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(7), 3067-3091, doi: 10.5194/acp-11-3067-2011, 2011.

Barreto, A., Cuevas, E., Damiri, B., Guirado, C., Berkoff, T., Berjón, A. J., **Hernández, Y.**, Almansa, F., and Gil-Ojeda, M.: A new method for nocturnal aerosol measurements with a lunar photometer

prototype. *Atmospheric Measurement Techniques*, 6(3), 585-598, doi: 10.5194/amt-6-585-2013, 2013.

Bolsée, D., Pereira, N., Decuyper, W., Gillotay, D., Yu, H., Sperfeld, P., Pape, S., Cuevas, E., Redondas, A., **Hernández, Y.**, and Weber, M.: Accurate determination of the TOA solar spectral NIR irradiance using a primary standard source and the Bouguer–Langley technique. *Solar Physics*, 289(7), 2433-2457, doi: 10.1007/s11207-014-0474-1, 2014, 2014.

Cuevas, E., Camino, C., Benedetti, A., Basart, S., Terradellas, E., Baldasano, J. M., Morcrette, J. J., Marticorena, B., Goloub, P., Mortier, A., Berjón, A., **Hernández, Y.**, Gil-Ojeda, M., and Schulz, M.: The MACC-II 2007–2008 reanalysis: atmospheric dust evaluation and characterization over northern Africa and the Middle East. *Atmos. Chem. Phys.*, 15(8), 3991-4024, doi: 10.5194/acp-15-3991-2015, 2015.

Barreto, Á., Román, R., Cuevas, E., Berjón, A. J., Almansa, A. F., Toledano, C., González, R., **Hernández, Y.**, Blarel, L., Goloub, P. and Yela, M.: Assessment of nocturnal Aerosol Optical Depth from lunar photometry at Izaña high mountain Observatory. *Atmos. Meas. Tech. Discuss.* <https://doi.org/10.5194/amt-2016-423>, 2017.

Report

Cuevas, E., Milford, C., Bustos, J. J., del Campo-Hernández, R., García, O. E., García, R. D., Gómez-Peláez, A. J., Ramos, R., Redondas, A., Reyes, E., Rodríguez, S., Romero-Campos, P. M., Schneider, M., Belmonte, J., Gil-Ojeda, M., Almansa, F., Alonso-Pérez, S., Barreto, A., González-Morales, Y., Guirado-Fuentes, C., López-Solano, C., Afonso, S., Bayo, C., Berjón, A., Bethencourt, J., Camino, C., Carreño, V., Castro, N. J., Cruz, A. M., Damas, M., De Ory-Ajamil, F., García, M. I., Fernández-de Mesa, C. M., González, Y., Hernández, C., **Hernández, Y.**, Hernández, M. A., Hernández-Cruz, B., Jover, M., Kühl, S. O., López-Fernández, R., López-Solano, J., Peris, A., Rodríguez-Franco, J. J., Sálamo, C., Sepúlveda, E. and

Sierra, M.: Izaña Atmospheric Research Center Activity Report 2012-2014, State Meteorological Agency (AEMET), Madrid, Spain, and World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland. [online] Available from: http://www.wmo.int/pages/prog/arep/gaw/documents/Final_GAW_Report_No_219.pdf (Accessed 30 June 2015), NIPO: 281-15-004-2, 2015.

Lista de figuras

Capítulo 2

Figura 2.1. Estructura térmica vertical de la atmósfera.....	II-5
Figura 2.2. Estructura de la capa límite planetaria.....	II-5
Figura 2.3. Imágenes de microscopio de barrido electrónico.....	II-15
Figura 2.4. Contribución de diferentes factores al forzamiento radiativo.....	II-17
Figura 2.5. Esquema de la teledetección pasiva.....	II-18
Figura 2.6. Propagación de la luz a través de una capa turbia.....	II-20

Capítulo 3

Figura 3.1. Esquema de los componentes de un LIDAR simple.....	III-5
Figura 3.2. Esquema de las diferentes configuraciones de un LIDAR.....	III-9
Figura 3.3. MPL-3 situado en Santa Cruz de Tenerife.....	III-17
Figura 3.4. Imágenes de los sensores.....	III-19
Figura 3.5. Imagen de la caja de la electrónica donde se encuentran los relés.....	III-19
Figura 3.6. (a) Imagen del motor que permite abrir o cerrar la cúpula del MPL-3. (b) Imagen de la cúpula abierta. (c) Imagen de la cúpula cerrada.....	III-20
Figura 3.7. Representación gráfica de la corrección DT.....	III-22
Figura 3.8. Ejemplo de un archivodeadtime.cor.....	III-23
Figura 3.9. Representación gráfica de los valores de DKC, 2012-2014.....	III-24
Figura 3.10. Representación gráfica de la función AFP, 2012-2014.....	III-25
Figura 3.11. Representación gráfica de los valores de AFP a 600 m.....	III-26
Figura 3.12. Representación gráfica de la función de OVP.....	III-29
Figura 3.13. Representación gráfica de diferentes parámetros para el estudio del OVP.....	III-31
Figura 3.14. Red AERONET, distribución global de estaciones de medida.....	III-32
Figura 3.15. Componentes principales de un fotómetro Cimel-CE.....	III-33

Capítulo 4

Figura 4.1. (a) Perfiles verticales de humedad y temperatura en Tenerife. (b) Perfil de la isla de Tenerife, con diferentes localizaciones, estratificación de la troposfera y régimen de vientos.....	IV-4
Figura 4.2. Mapa de la situación de las Islas Canarias.....	IV-6
Figura 4.3. Localización de IZO y SCO en la Isla de Tenerife.....	IV-8
Figura 4.4. (a) Vista del SCO desde el mar. (b) y (c) Vistas de la terraza del SCO.....	IV-8
Figura 4.5. Vista de IZO.....	IV-10
Figura 4.6. Representación gráfica de las alturas de referencia.....	IV-18
Figura 4.7. Representación gráfica de los perfiles de RCS, AEC, ABC y AOD, obtenidos en la inversión en una capa.....	IV-20
Figura 4.8. Representación gráfica de los perfiles de RCS, AEC, ABC y AOD, obtenidos en la inversión a dos capas.....	IV-22
Figura 4.9. Mapa de color, donde se señala en blanco la capa de aerosol.....	IV-24

Figura.4.9. Mapa de color, donde se señala en blanco capas de nubes en torno a 10 km y un error en la señal del instrumento.....IV-24
 Figura.4.11. Ajustes para determinar el AOD de la capa de aerosol por el método de la transmitancia.....IV-27

Capítulo 5

Figura 5.1. Diagrama de dispersión de los LR frente al AOD para la inversión a una capa.....V-7
 Figura 5.2. Diagrama de cajas de los LR anuales para la inversión a una capa.....V-8
 Figura 5.3. Histograma de los LR anuales para la inversión a una capa.....V-9
 Figura 5.4. Diagrama de dispersión de los LR.....V-11
 Figura 5.5. Histograma de los LR anuales para la capa inferior en el proceso de la inversión a dos capas.....V-12
 Figura 5.6. Histograma de los LR anuales para la capa superior (AOD>0.05) en el proceso de la inversión a dos capas.....V-12
 Figura 5.7. Histograma de los LR anuales para la capa superior (AOD<0.05) en el proceso de la inversión a dos capas.....V-13
 Figura 5.8. Diagrama de cajas de los LR anuales para la inversión a dos capas. Las cajas rojas corresponden a la capa inferior y las negras a la capa superior.....V-14
 Figura 5.9. Diagrama de cajas de la comparativa de los LR anuales obtenidos mediante información de fotometría solar (AERONET, en rojo) y la inversión a dos capas (en negro).....V-15
 Figura 5.10. Coeficientes de extinción (α) estacional promedio y mediana en el periodo 2007-2016. El área sombreada en azul representa el rango entre los percentiles 20 y 80. La línea azul continua representa la altura de Izaña (2400 m s.n.m.).....V-17
 Figura 5.11. Coeficientes de extinción promedio y mediana en el periodo 2007-2016 para condiciones de presencia de polvo mineral en SCO e IZO en los meses de verano (valores umbrales en el AE de 0.6 y de 0.5 para IZO y SCO, respectivamente). El área sombreada en azul representa el rango entre los percentiles 20 y 80. La línea azul continua representa la altura de Izaña (2400 m s.n.m.).....V-19
 Figura 5.12. Coeficientes de extinción mensual promedio obtenidos con perfiles simultáneos con CALIOP (línea azul), MACC-II (línea roja), MPL-3 a una capa (línea gruesa negra discontinua) y MPL-3 a dos capas (línea negra continua) para el periodo 2007-2008. El área sombreada gris representa el rango entre los percentiles 10 y 90 para la inversión a dos capas y las líneas negras discontinuas presentan el mismo rango para una capa.....V-23

Capítulo 6

Figura 6.1. Mapa de color de detección de capas altas, la capa señalada en blanco indica la capa de aerosol.....VI-4

Figura 6.2. RCS del MPL-3 para los días (a) 26 de junio de 20011 y (b) 29 de junio de 2011.....VI-5

Figura 6.3. Perfil del coeficiente de extinción (LR=50 sr) del MPL-3 para los días (a) 26 de junio 2011 y (b) 29 de junio de 2011.....VI-6

Figura 6.4. Imagen de retrotrayectorias HYSPLIT, para una altura de llegada de 15 km a Santa Cruz de Tenerife, desde 26 junio-22 septiembre de 2011.....VI-8

Figura 6.5. Imagen de retrotrayectorias HYSPLIT, para una altura de llegada de 17.5 km a Santa Cruz de Tenerife, desde 26 junio-22 septiembre de 2011.....VI-9

Figura 6.6. Imagen de retrotrayectorias HYSPLIT, para una altura de llegada de 20 km a Santa Cruz de Tenerife, desde 26 junio-22 septiembre de 2011.....VI-10

Figura 6.7. Localización del volcán Nabro.....VI-12

Figura 6.8. Imagen satélite (MODIS-Aqua) de la erupción del volcán Nabro, el 13 de junio 2011.....VI-12

Figura 6.9. Imagen satélite (MODIS-Aqua) de la erupción del volcán Nabro, el 15 de junio 2011.....VI-13

Figura 6.10. Imagen satélite (MODIS-Terra) de AOD, junio 2011, el círculo negro rodea la zona fuente, en este caso el Nabro.....VI-14

Figura 6.11. Imagen satélite (MODIS-Terra) de AOD, julio 2011, el círculo negro rodea la zona fuente, en este caso el Nabro.....VI-14

Figura 6.12. Imagen satélite (MODIS-Terra) de AOD, agosto 2011, el círculo negro rodea la zona fuente, en este caso el Nabro.....VI-15

Figura 6.13. Imagen satélite (MODIS-Terra) de AOD, septiembre 2011, el círculo negro rodea la zona fuente, en este caso el Nabro.....VI-15

Figura 6.14. Imagen del NAAPS para el 13 de junio de 2011.....VI-16

Figura 6.15. Imagen del NAAPS para el 15 de junio de 2011.....VI-17

Figura 6.16. Imagen de la pasada del CALIPSO para el 29 de junio de 2011, el rojo indica que es por el día y el azul las pasadas de la noche (imagen cedida por NASA Langley Research Center's CALIPSO database).....VI-18

Figura 6.17. Imagen de la pasada del CALIPSO para el 29 de junio de 2011, sobre las Islas Canarias por la noche (imagen cedida por NASA Langley Research Center's CALIPSO database).....VI-18

Figura 6.18. Imagen del CALIPSO para el 29 de junio de 2011, de la señal de retrodispersión atenuada (imagen cedida por NASA Langley Research Center's CALIPSO database).....VI-19

Figura 6.19. Imagen del CALIPSO para el 29 de junio de 2011, clasificación vertical de nubes, aerosoles, cielo limpio, etc. (imagen cedida por NASA Langley Research Center's CALIPSO database).....VI-19

Figura 6.20. Perfil de la RCS para el día 27 de junio de 2011.....VI-20

Figura 6.21. Ajuste utilizado en el método de la transmitancia para el día 27 de junio de 2011.....VI-20

Figura 6.22. Representación gráfica de la altura de la tropopausa (puntos negros) y de las alturas de la base (puntos azules) y del tope (puntos rojos) de la capa de aerosol en el período de estudio.....VI-21

Figura 6.23. Representación gráfica del espesor geométrico de la capa de aerosol para el período de estudio.....	VI-21
Figura 6.24. Representación gráfica del AOD obtenido por el método de la transmitancia y por la inversión Fernald-Klett.....	VI-22
Figura 6.25. Mapa de color de detección de capas altas, la capa señalada en blanco indica la capa de aerosol.....	VI-27
Figura 6.26. RCS del MPL-3 de los días: (a) 16 de septiembre de 2009 y (b) 17 de septiembre 2009.....	VI-28
Figura 6.27. Perfil del coeficiente de extinción (LR=50 sr) del MPL-3 para día los días: (a) 16 de septiembre de 2009 y (b) 17 de septiembre de 2009.....	VI-29
Figura 6.28. (a)Retrotrayectorias HYSPLIT, con llegada a Santa Cruz de Tenerife, para el 16 de septiembre de 2009, (b) Retrotrayectorias HYSPLIT, con llegada a Santa Cruz de Tenerife, para el 17 de septiembre de 2009.....	VI-30
Figura 6.29. Localización del condado de Los Ángeles.....	VI-31
Figura 6.30. Imagen satélite (MODIS-Terra) de los incendios de Los Ángeles, del 30 de agosto de 2009.....	VI-32
Figura 6.31. Imagen satélite (MODIS-Aqua) de los incendios de Los Ángeles, del 2 de septiembre de 2009.....	VI-32
Figura 6.32. Imagen satélite (MODIS-Terra) de AOD, agosto 2009, el círculo negro rodea la zona fuente, en este caso Los Ángeles.....	VI-33
Figura 6.33. Imagen satélite (MODIS-Terra) de AOD, septiembre 2009, el círculo negro rodea la zona fuente, en este caso Los Ángeles.....	VI-34
Figura 6.34. Imagen satélite (MODIS-Terra) de incendios activos, agosto 2009, la línea roja indica la zona fuente.....	VI-35
Figura 6.35. Imagen satélite (MODIS-Terra) de incendios activos, septiembre 2009, la línea roja indica la zona fuente.....	VI-35
Figura 6.36. Imagen del NAAPS para el 29 de agosto de 2009.....	VI-36
Figura 6.37. Imagen del NAAPS para el 03 de septiembre de 2009.....	VI-37
Figura 6.38. Perfil de la RCS para el día 17 de septiembre de 2009.....	VI-38
Figura 6.39. Ajuste utilizado en el método de la transmitancia para el día 17 de septiembre de 2009.....	VI-38
Figura 6.40. Mapa de color de detección de capas altas, la capa señalada en blanco indica la capa de aerosol.....	VI-40
Figura 6.41. RCS del MPL-3 para el 11 de junio de 2011, la línea roja rodea la capa de aerosol estratosférica.....	VI-41
Figura 6.42. Perfil del coeficiente de extinción (LR=50 sr) del MPL-3 para día 11 de junio de 2011.....	VI-41
Figura 6.43. Retrotrayectorias HYSPLIT, con llegada a Santa Cruz de Tenerife, para los días: (a) el 10 de junio de 2011, (b) el 11 de junio de 2011 y (c) el 12 de junio de 2011.....	VI-42
Figura 6.44. Localización del estado de Arizona.....	VI-44
Figura 6.45. Imagen satélite (MODIS-Aqua) de los incendios de Arizona, del 4 de junio de 2011.....	VI-44
Figura 6.46. Imagen satélite (MODIS-Aqua) de los incendios de Arizona, del 7 de junio de 2011.....	VI-45
Figura 6.47. Imagen satélite (MODIS-Terra) de AOD, junio 2011, el círculo negro rodea la zona fuente, en este caso Los Ángeles.....	VI-45

Figura 6.48. Imagen satélite (MODIS-Terra) de incendios activos, junio 2011 la línea roja indica la zona fuente.....	VI-46
Figura 6.49. Imagen del NAAPS para el 29 de mayo de 2011.....	VI-47
Figura 6.50. Imagen del NAAPS para el 07 de junio de 2011.....	VI-48
Figura 6.51. Perfil de la RCS para el día 11 de junio de 2011.....	VI-49
Figura 6.52. Ajuste utilizado en el método de la transmitancia para el día 11 de junio de 2011.....	VI-49
Figura 6.53. Mapa de color de detección de capas altas, la capa señalada en blanco indica la capa de aerosol.....	VI-51
Figura 6.54. RCS del MPL-3 para los días: (a) 29 de junio de 2011 y (b) 20 de junio de 2011 (la línea roja rodea la capa de aerosol).....	VI-52
Figura 6.55. Perfil del coeficiente de extinción ($I.R=50$ sr) del MPL-3 para día 30 de junio de 2013.....	VI-53
Figura 6.56. Retrotrayectorias HYSPLIT, con llegada a Santa Cruz de Tenerife, para los días: (a) 29 de junio de 2013, (b) 30 de junio de 2013, (c) 01 de julio de 2013, (d) 02 de julio de 2013 y (e) 03 de julio de 2013.....	VI-54
Figura 6.57. Localización del estado de Colorado (Estados Unidos) y Quebec (Canadá).....	VI-56
Figura 6.58. Imagen satélite (MODIS-Aqua) de los incendios del Colorado, del 7 de junio de 2013.....	VI-56
Figura 6.59. Imagen tomada por los astronautas de la Estación Espacial Internacional de los incendios del Colorado, del 19 de junio de 2013.....	VI-57
Figura 6.60. Imagen satélite (MODIS-Aqua) de los incendios en Quebec, del 4 de julio de 2013.....	VI-57
Figura 6.61. Imagen satélite (MODIS-Terra) de AOD, junio 2013, los círculos negros indican la zona de fuente.....	VI-58
Figura 6.62. Imagen satélite (MODIS-Terra) de AOD, julio 2013, los círculos negros indican la zona de fuente.....	VI-58
Figura 6.63. Imagen satélite (MODIS-Terra) de incendios activos, junio 2013, los círculos rojos indican la zona fuente.....	VI-59
Figura 6.64. Imagen satélite (MODIS-Terra) de incendios activos, julio 2013, los círculos rojos indican la zona fuente.....	VI-60
Figura 6.65. Imagen del NAAPS para el 07 de junio de 2013.....	VI-61
Figura 6.66. Imagen del NAAPS para el 04 de julio de 2013.....	VI-61
Figura 6.67. Perfil de la RCS para el día 30 de junio de 2013.....	VI-62
Figura 6.68. Ajuste utilizado en el método de la transmitancia para el día 11 de junio de 2011.....	VI-62

Lista de tablas

Capítulo 1

Tabla 1.1. Trabajos previos sobre caracterización de la estructura vertical de aerosoles en la zona de estudio.....I-6

Capítulo 2

Tabla 2.1. Composición media de la atmósfera seca por debajo de los 80 km.....II-4

Capítulo 3

Tabla 3.1. Características generales del MPL-3.....III-16

Capítulo 5

Tabla 5.1. Valores de LR por diversos autores para diferentes tipos de aerosoles..V-5

Tabla 5.2. Numero de días con datos de RCS y número total de inversiones para el período de estudio.....V-6

Tabla 5.3. Número de datos de episodios ocurridos de calima en superficie para el período de estudio. Incluye el porcentaje de casos ocurridos en los meses de verano (julio-septiembre).....V-9

Tabla 5.4. Coeficientes de extinción estacional promedio (km^{-1}) en superficie y a 1 km de altura para cada una de las dos metodologías de inversión a una ($\alpha_{1\text{capa}}$) y dos capas ($\alpha_{2\text{capas}}$).....V-18

Capítulo 6

Tabla 6.1. Valores de LR para aerosoles procedentes de incendios y volcanes y las referencias.....VI-3

Tabla 6.2. Altura de la Troposfera, valores del AOD total y AOD_T , % de la contribución del AOD_T al AOD total, valores de las alturas de la base y de la cima de la capa, espesor geométrico de la capa y LR de la capa encontrada de aerosol.....VI-23

Tabla 6.3. Valores de AOD_{F-K} y AOD_TVI-25

Tabla 6.4. Altura de la Troposfera, valores del AOD total y AOD_T , % de la contribución del AOD_T al AOD total, valores de las alturas de la base y de la cima de la capa, espesor geométrico de la capa y LR de la capa encontrado de aerosol.....VI-39

Tabla 6.5. Valores de AOD_{F-K} y AOD_TVI-39

Lista de tablas

Tabla 6.6. Altura de la Troposfera, valores del AOD total y AOD _T , % de la contribución del AOD de la capa al AOD total, valores de las alturas de la base y de la cima de la capa, espesor geométrico de la capa y LR de la capa encontrado de aerosol.....	VI-50
Tabla 6.7. Valores de AOD _{F-K} y AOD _T	VI-50
Tabla 6.8. Altura de la Troposfera, valores del AOD total y AOD _T , % de la contribución del AOD de la capa al AOD total, valores de las alturas de la base y de la cima de la capa, espesor geométrico de la capa y LR de la capa encontrado de aerosol.....	VI-63
Tabla 6.9. Valores de AOD _{F-K} y AOD _T	VI-63

Lista de acrónimos

AERONET *Aerosol Robotic Network* (GSFC)
AEMET: Agencia Estatal de Meteorología
AOD *Aerosol Optical Depth*: espesor óptico de aerosoles
CALIOP *Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization*
CALIPSO *Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation*
CE *Cimel Electronique*
CIAI: Centro de Investigación Atmosférica de Izaña (AEMET)
DIAL *Differential Absorption Lidar*: Lidar de absorción diferencial
DT: Dead Time
EA: Exponente de Ångström
FOV *Field of View*: campo de visión
FT *Free Troposphere*: troposfera libre
GALION *GAW Aerosol Lidar Observation Network*
GAW *Global Atmosphere Watching* (VAG)
GDAS *Global Data Assimilation System*
GSFC *Goddard Space Flight Center* (NASA)
HYSPLIT *Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory*
INTA: Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial
IPCC *Intergovernmental Panel on Climate Change*: Panel Intergubernamental del Cambio Climático
IZO: Observatorio Atmosférico de Izaña (CIAI)
LIDAR *Light Detection and Ranging*
LR *Lidar Ratio*
MACC-II *Monitoring Atmospheric Composition and Climate - Interim Implementation*
MBL *Marine Boundary Layer*: Capa límite marina
MODIS *Moderate resolution Imaging Spectrometer*
MPL *Micro Pulse Lidar*
MPLNET *Micro Pulse Lidar Network* (NASA)
NAAPS *Navy Aerosol and Prediction System*
NAFDI *North African Dipole Intensity*
NASA *National Aeronautics and Space Administration*
NCEP-GFS *National Center for Environmental Prediction Global Forecasting System*
NRL *Naval Research Laboratory*
OMM: Organización Meteorológica Mundial
OMPS *Ozone Mapper Profiler Suite*

PBL *Planetary Boundary Layer*
PFR *Precision Filter Radiometer*
PRF *Pulse Repetition Frequency*
QBO *Quasi-Biennial Oscillation*
RADAR *Radio Detection and Ranging*
RCS *Range Corrected Signal*: Señal corregida en rango
SAL *Saharan Air Layer*: Capa de aire sahariano
SCO: Observatorio de Santa Cruz de Tenerife (CIAI)
SGVP *Smithsonian's Global Volcanism Program*
SNR *Signal to Noise Ratio*
SPALINET *Spanish LIDAR Network*: Red española de LIDAR
SPCM *Single Photon Counting Module*
TIL *Temperature Inversion Layer*: Capa de inversión térmica
VAG: Vigilancia Atmosférica Global (GAW)
WRC *World Radiation Center*