

TESIS DOCTORAL

**TÉCNICA LIDAR PARA LA CARACTERIZACIÓN
ATMOSFÉRICA MEDIANTE DISPERSIÓN
ELÁSTICA Y RAMAN**

JUAN LUIS GUERRERO RASCADO



Grupo Física de la Atmósfera



Universidad de Granada



Centro Andaluz de Medio Ambiente

Editor: Editorial de la Universidad de Granada
Autor: Juan Luis Guerrero Rascado
D.L.: GR. 187-2009
ISBN: 978-84-691-8587-2

UNIVERSIDAD DE GRANADA

DEPARTAMENTO DE FÍSICA APLICADA

GRUPO DE FÍSICA DE LA ATMÓSFERA

TESIS DOCTORAL

TÉCNICA LIDAR PARA LA CARACTERIZACIÓN

ATMOSFÉRICA MEDIANTE DISPERSIÓN

ELÁSTICA Y RAMAN

Tesis presentada por Juan Luis Guerrero Rascado para optar al grado de Doctor.

Director de Tesis:
Dr. Lucas Alados Arboledas
Catedrático de la Universidad de Granada
Departamento de Física Aplicada
Universidad de Granada

Granada, Noviembre de 2008

El trabajo de investigación que se expone en la presente memoria, titulada: **TÉCNICA LIDAR PARA LA CARACTERIZACIÓN ATMOSFÉRICA MEDIANTE DISPERSIÓN ELÁSTICA Y RAMAN**, que para aspirar al grado de Doctor en Física presenta Juan Luis Guerrero Rascado, ha sido realizado en la Universidad de Granada gracias a la beca concedida por el Ministerio de Educación y Ciencia “Formación de Profesorado Universitario (convocatoria 2004)”, bajo la dirección de:

VºBº

El Director:

Dr. LUCAS ALADOS ARBOLEDAS

Aspirante a grado de Doctor

Ldo. JUAN LUIS GUERRERO RASCADO

AGRADECIMIENTOS

Y por fin he llegado hasta aquí. Cuando empecé parecía que el día de terminar la tesis estaba lejos, pero en cambio hoy parece que todo este tiempo ha pasado en un breve suspiro. Tanto esfuerzo, tantos recuerdos y tantas personas a las que agradecer su granito de arena... Es normal leer en los agradecimientos de todas las tesis, que probablemente no aparezcan todas las personas que en mayor o menor medida han aportado algo. Ahora soy yo quien escribe y me doy cuenta de ello... así que me disculpo por adelantado por si olvido a alguien.

En primer lugar quiero expresar mi más sincero agradecimiento a mi director de tesis, el Catedrático D. Lucas Alados Arboledas, por su dedicación y apoyo constante que ha hecho posible la realización de este trabajo. Durante estos años ha sido más que un tutor para mí: ante todo fue, ha sido y será un modelo a imitar y un amigo.

Quiero dar las gracias a toda mi familia por soportarme y apoyarme durante todos estos años de trabajo y esfuerzo, pero en especial a mi madre por confiar siempre en mí y brindarme la oportunidad de estudiar una carrera lejos de su hogar. Aunque ya te lo he dicho muchas veces...las siguientes líneas son para ti Iván. Los agradecimientos más sinceros son para ti por creer siempre en mí, por ayudarme sin descanso hasta el último momento, por devolverme la calma en los momentos de desesperación y por darme las fuerzas que tantas veces he perdido. Sin ti esta tesis nunca se podría haber terminado. Te estaré eternamente agradecido.

También quisiera agradecer a los miembros del Grupo de Física de la Atmósfera por tantos y tan buenos momentos que hemos tenido este tiempo tras los seminarios, durante las campañas, mientras realizábamos estancias y en los congresos. Gracias a Inma y Hassan por aquellos días en Italia, a Paco Pepe por hacerme reír en las duras campañas, a Fran y Juan Antonio por aguantarme los momentos de estrés, a Penélope por orientarme en todo momento, a Dani y Alberto por la ayuda prestada en estos años, y a Borja...simplemente por ser como es, un compañero y ante todo un amigo. Mil gracias a Andy por sus revisiones desinteresadas aún cuando el tiempo se agotaba. Y

sobre todo a Jaime, por sus consejos, tanto científicos como personales, y por la ayuda que siempre me ha proporcionado.

Cómo olvidarme de mis amigos, aquellos que siempre han estado ahí cuando los he necesitado. ¡Espero no olvidarme de ninguno! A Carmen que me lleva soportando muchos años y espero que lo siga haciendo. A Clara por la compañía en estos últimos cuatro años (¿seguirá siendo así?). A Araceli por hacerme sentir especial y a Javi por convertirse casi en mi familia en Granada. A Víctor y Maria José, ¿qué hubiera sido de los desayunos sin vosotros?. A Noemí y Susana por todos los buenos momentos que me habéis regalado. A Juan, Santi, Maria José, Migue, Vanesa y Jose por hacerme disfrutar y olvidar el estrés laboral. A Marian por todas las “preguntillas” que le he hecho a lo largo de todos estos años sacándome de tantos y tantos apuros, y A Juan Alfredo por solucionarme tantos problemas informáticos. A ambos, gracias por hacerme el trabajo más fácil.

Es justo dar las gracias a todas aquellas personas con los que he colaborado. En primer lugar me gustaría dar las gracias al grupo del Istituto di Metodologie per l'Analisi Ambientale de Potenza por el trato recibido durante mi estancia con ellos y por sus consejos en el desarrollo de la implementación de algoritmos de esta tesis. También me gustaría dar las gracias a los compañeros del Observatorio de Geofísica de Évora, en especial a la Dr. Ana María Silva y al Dr. Frank Wagner por el buen “feeling” que surgió durante nuestra colaboración y que no olvidaré nunca. Por otra parte, estoy en deuda con el grupo Lidar de la Universidad Politécnica de Cataluña que siempre ha mostrado interés en nuestro trabajo y han estado dispuestos a resolvernos cualquier duda. Finalmente, debo dar las gracias a Javier Andrey del INTA porque sin él nunca podría haber finalizado esta memoria, y a la Dr. Liz Alfonso Méndez por sus revisiones desinteresadas.

Y ahora los agradecimientos formales. Quisiera expresar mi gratitud a la NOAA Air Resources Laboratory (ARL), Naval Research Laboratory y Barcelona Supercomputing Center por el modelo de dispersión y transporte HYSPLIT, los mapas de aerosol NAAPS y los datos de polvo del modelo DREAM, respectivamente. Estoy enormemente agradecido a los científicos de la misión MODIS y el personal de la NASA asociado por la producción de los datos empleados en este estudio. También quisiera agradecer a la Dr. A. M. Silva y Dr. V. E. Cachorro por su esfuerzo en

establecer y mantener las estaciones de AERONET en Évora y El Arenosillo. Finalmente, agradecer a la herramienta de análisis y visualización de datos online Giovanni de la NASA mantenida por el Goddard Earth Sciences (GES) Data and Information Services Center (DISC), una parte de la División del Sistema Tierra-Sol de la NASA.

Y por si acaso se me olvida alguien.....Gracias a todos.

ÍNDICE

Resumen	1
Abstract	9
Capítulo I: Introducción	17
Capítulo II: Fundamentos	27
II.1 Introducción	28
II.2 Características de la atmósfera	28
II.3 El aerosol atmosférico	30
II.4 Clasificación del aerosol atmosférico	32
<i>II.4.1 Aerosol mineral</i>	32
<i>II.4.2 Aerosol marino</i>	34
<i>II.4.3 Sulfatos</i>	34
<i>II.4.4 Compuestos de nitrógeno</i>	34
<i>II.4.5 Compuestos de carbono</i>	35
<i>II.4.6 Aerosol biológico</i>	35
II.5 Propiedades físicas del aerosol atmosférico	36
II.6 Interacción radiación-atmósfera	39
<i>II.6.1 Dispersión elástica</i>	41
<i>II.6.2 Extinción</i>	44
<i>II.6.3 Dispersión Raman</i>	47
<i>II.6.4 Absorción</i>	49
<i>II.6.5 Ecuación de transporte radiativo (ETR)</i>	50
II.7 Principio de funcionamiento de la técnica Lidar	53
II.8 La ecuación Lidar	55
Referencias	63

Capítulo III: Instrumentación	71
III.1 Introducción	73
III.2 El sistema Lidar Raman LR321D400	73
<i>III.2.1 Sistema emisor</i>	75
<i>III.2.2 Sistema receptor</i>	76
<i>III.2.3 Sistema de detección</i>	78
<i>III.2.3.1 Tubos fotomultiplicadores</i>	78
<i>III.2.3.2 APD</i>	79
<i>III.2.4 Sistema de registro y almacenamiento de datos</i>	80
III.3 Seguridad en el sistema Lidar	83
III.4 Intercomparación de sistemas Lidar y EARLINET	85
<i>III.4.1 Telecover</i>	88
<i>III.4.2 Ajuste Rayleigh</i>	93
<i>III.4.3 Medida de corriente oscura</i>	95
<i>III.4.4 Medida de posición cero</i>	97
III.5 Lidar a bordo del satélite CALIPSO: CALIOP	99
<i>III.5.1 Sistema emisor de CALIOP</i>	100
<i>III.5.2 Sistema receptor de CALIOP</i>	101
<i>III.5.3 Sistema de adquisición de datos y procesado de la señal de CALIOP</i>	102
III.6 Fotómetro solar Cimel CE 318-4	104
III.7 Fotómetro estelar Excalibur	108
Referencias	110
Capítulo IV: Metodología	115
IV.1 Introducción	117
IV.2 Preprocesado de datos	117
IV.3 Algoritmo de Klett-Fernald-Sasano	119
<i>IV.3.1 Método de Klett</i>	120
<i>IV.3.1.1 Método de Klett: solución hacia delante</i>	122
<i>IV.3.1.2 Método de Klett: solución hacia atrás</i>	122
<i>IV.3.2 Método de Klett-Fernald-Sasano</i>	123
IV.4 Componente molecular	125
IV.5 Algoritmo Raman para la extinción de aerosol	127

IV.6 Algoritmo para retrodispersión mediante la técnica combinada elástica-Raman	130
IV.7 Razón Lidar	133
IV.8 Evaluación de errores en los algoritmos de inversión	137
<i>IV.8.1 Revisión de errores en la técnica Lidar elástica</i>	137
<i>IV.8.2 Revisión de errores en la técnica Lidar Raman</i>	141
<i>IV.8.2.1 Revisión de errores en el coeficiente de extinción de aerosol en la técnica Lidar Raman</i>	141
<i>IV.8.2.2 Revisión de errores en el coeficiente de retrodispersión de aerosol en la técnica Lidar Raman</i>	146
<i>IV.8.3 Evaluación de errores aleatorios mediante técnica Monte Carlo</i>	147
IV.9 EARLINET: Intercomparación de algoritmos elástico y Raman	150
<i>IV.9.1 Etapa 1 de intercomparación de algoritmos</i>	152
<i>IV.9.2 Etapa 2 de intercomparación de algoritmos</i>	154
<i>IV.9.3 Etapa 3 de intercomparación de algoritmos</i>	157
<i>IV.9.4 Etapa 4 de intercomparación de algoritmos</i>	159
<i>IV.9.5 Etapa 5 de intercomparación de algoritmos</i>	162
IV.10 Proporción de mezcla de vapor de agua	163
IV.11 Metodología para la obtención de propiedades del aerosol atmosférico integradas en columna a partir de datos de fotometría solar	166
IV.12 Selección de razón Lidar mediante comparación con fotometría solar	168
IV.13 Metodologías para la obtención de propiedades del aerosol atmosférico integradas en columna a partir de datos de fotometría estelar	169
Referencias	172
Capítulo V. Resultados I: Validación de las medidas del satélite CALIPSO mediante Lidar Raman en superficie	183
V.1 Introducción	184
V.2 La misión CALIPSO	185
V.3 La estación de EARLINET en Granada	189
V.4 Instrumentación	192
V.5 Comparación de perfiles verticales nivel 1: casos de estudio	193

<i>V.5.1 Estado de medidas CALIPSO en la estación de EARLINET en Granada</i>	193
<i>V.5.2 Conversión de los perfiles de EARLINET en perfiles de CALIPSO</i>	194
<i>V.5.3 Caso de estudio 1: Evento de polvo sahariano (05/07/2008)</i>	195
<i>V.5.4 Caso de estudio 2: Episodio de contaminación (01/12/2007)</i>	201
<i>V.5.5 Caso de estudio 3: Nubes de tipo cirro (16/04/2008)</i>	208
Referencias	214
Capítulo VI. Resultados II: Evento extremo de polvo sahariano sobre el Sur de la Península Ibérica	221
VI.1 Introducción	222
VI.2 Sitio experimental e instrumentación	224
VI.3 Contexto general del evento extremo de polvo sahariano	225
VI.4 Teledetección pasiva en Granada	231
VI.5 Evolución espacial de teledetección pasiva sobre el sur de la Península Ibérica	235
VI.6 Perfiles verticales mediante teledetección activa	238
VI.7 Comparación entre teledetección activa y pasiva	247
VI.8 Validación del modelo BSC DREAM	249
Referencias	252
Chapter VI. Results II: Extreme Saharan dust event over Southern Iberian Peninsula	259
VI.1 Introduction	260
VI.2 Experimental site and instrumentation	262
VI.3 General context of the extreme Saharan dust event	263
VI.4 Passive remote sensing at Granada	269
VI.5 Spatial evolution of pasive remote sensing over Southern Iberian Peninsula	273
VI.6 Vertical profiles by active remote sensing	276
VI.7 Comparison between active and passive remote sensing	285
VI.8 BSC DREAM model validation	287
References	289

Capítulo VII. Resultados III: campaña experimental CAPEX	297
VII.1 Introducción	298
VII.2 Descripción del sitio experimental	300
VII.3 Instrumentación y metodología	301
VII.4 Caracterización de las condiciones atmosféricas durante CAPEX	303
VII.5 Caso de estudio A: Episodio de contaminación europea	308
VII.6 Caso de estudio B: Evento de polvo sahariano	314
VII.7 Aproximación de cierre: Análisis de los perfiles de coeficiente de extinción de aerosol	319
VII.8 Aproximación de cierre: Análisis de la razón Lidar	321
Referencias	326
Capítulo VIII. Resultados IV: Campaña experimental DAMOCLES	333
VIII.1 Introducción	334
VIII.2 Descripción de la campaña	336
VIII.3 Instrumentación	339
<i>VIII.3.1 Instrumentación in situ a bordo del avión Aviocar C-212</i>	<i>339</i>
<i>VIII.3.2 Sistema de sondeos termodinámicos</i>	<i>341</i>
VIII.4 Resultados obtenidos a partir de Lidar en superficie e instrumentación aerotransportada	342
VIII.5 Calibración del canal de vapor de agua del sistema Lidar Raman	350
VIII.6 Aplicación de la calibración del canal de vapor de agua: Variación mensual y estacional en los perfiles verticales de proporción de mezcla de vapor de agua sobre Granada	354
Referencias	361
Conclusiones y perspectivas	367
Conclusions and perspectives	375
Resultados publicados	381
1. Artículos publicados	382

2. Contribuciones a congresos	385
Apéndice A. Tabla de especificaciones técnicas del sistema Lidar Raman	395
A.1 Especificaciones técnicas del sistema Lidar Raman LR321D400	396
A.2 Especificaciones técnicas del sistema Lidar Raman LR331D400	400
Apéndice B. Descripción de herramientas auxiliares	405
B.1 Descripción del modelo HYSPLIT	406
B.2 Descripción del modelo NAAPS	407
B.3 Descripción del modelo SKIRON	408
B.4 Descripción del modelo DREAM	409
B.5 Descripción de MODIS	409
Referencias	411

RESUMEN

El aerosol atmosférico juega un papel importante en el sistema climático de la Tierra y su estudio debe abordarse desde diferentes puntos de vista. El aerosol atmosférico interactúa con la radiación solar y térmica modulando el balance de radiación de la Tierra. El efecto radiativo del aerosol es responsable de las grandes incertidumbres en la valoración del forzamiento radiativo del clima de la Tierra. Según el IV informe de IPCC (Intergovernmental Panel on Change Climate) [Forster et al., 2007], el forzamiento radiativo inducido por el aerosol atmosférico tiene una incertidumbre que dobla al valor estimado. Las incertidumbres inducidas por los diferentes factores contribuyentes se deben conocer a fin de estimar la incertidumbre total en las estimaciones del forzamiento directo/indirecto. Además, el aerosol atmosférico modifica las propiedades microfísicas de las nubes ya que actúan como núcleos de condensación y núcleos de formación de hielo, e influyen en la química del ozono al modificar la radiación ultravioleta [Balis et al., 2002; Zerefos et al., 2002]. Asimismo, la deposición de algunos tipos de aerosol atmosférico como el polvo mineral sahariano afecta a los ciclos bioquímicos en el océano [Kremling and Streau, 1993] y en los ecosistemas terrestres [Reichholf, 1986] e interfieren con la monitorización de la componente antropogénica de los niveles de PM_{10} sobre los países mediterráneos [López et al., 2005].

La técnica Lidar es muy útil en la investigación atmosférica porque proporciona información de varios parámetros atmosféricos con alta resolución espacial y temporal. Los fotómetros solares Cimel y otros instrumentos de teledetección pasiva son capaces de proporcionar información sobre las propiedades físicas y ópticas del aerosol, pero estas metodologías integradas en columna no proporcionan información sobre la estructura vertical. Por esta razón, se usan cada vez más los sistemas Lidar para caracterizar la atmósfera, particularmente en términos de resolución vertical.

En el pasado se ha hecho un gran esfuerzo para monitorizar la distribución horizontal, vertical y temporal del aerosol. La predicción de cambios atmosféricos a escala sinóptica y climática requiere el análisis de datos que incluyen una gran variedad de variables. En este sentido estos datos deben provenir de diferentes instrumentos tanto en superficie como a bordo de plataformas aéreas y de satélite [Anderson et al., 2005; Stephens et al., 2002].

Durante las campañas intensivas se usan típicamente medidas in situ a bordo de aeronaves para caracterizar las propiedades del aerosol, mientras que los sistemas Lidar y otros instrumentos de teledetección se dedican a la monitorización a largo plazo y a la caracterización del aerosol atmosférico. Por lo tanto, es importante comparar las medidas in situ con las medidas de teledetección para valorar si estas últimas proporcionan una estimación coherente de los perfiles verticales del aerosol [Masonis et al., 2002; Osborne et al., 2007].

Los estudios a largo plazo de propiedades del aerosol atmosférico a escala global requieren el uso de medidas desde satélite. El Lidar desde el espacio es una herramienta efectiva para observar la distribución global de nubes y partículas de aerosol [McCormick et al, 1993; McCormick, 1995], y por lo tanto es útil para la validación de modelos climáticos y para estudios de procesos de cambio climático [Tao et al., 2008]. Actualmente, uno de los desarrollos más exitosos es la misión CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar Infrared Pathfinder Satellite Observations).

La tesis titulada “Técnica Lidar para la caracterización atmosférica mediante dispersión elástica y Raman” es el resultado del esfuerzo realizado durante casi cuatro años, incluyendo una puesta a punto instrumental, desarrollo algorítmico y medidas tanto rutinarias como en campañas intensivas. Uno de los principales objetivos de esta tesis ha sido la puesta a punto del instrumento y de las metodologías para la inversión de perfiles de propiedades ópticas del aerosol por medio de la teledetección activa, usando la técnica Lidar. Para lograr este objetivo, el control de calidad ha sido muy importante. En este sentido, los tests desarrollados en el marco de la red EARLINET (European Aerosol Research Lidar Network) [Bösenberg et al., 2001] se han aplicado sistemáticamente al hardware y a los algoritmos de inversión Lidar. Un objetivo adicional ha sido la aplicación de la metodología a los datos adquiridos sobre una base regular en el Centro Andaluz de Medio Ambiente (CEAMA) y durante campañas intensivas de medida. Esto

ha permitido la comparación de la caracterización atmosférica por medio de una amplia variedad de instrumentación, incluyendo sensores de teledetección pasiva, sensores de teledetección activa (Lidar) desde satélite y medidas in situ desde aeronaves.

Esta tesis se organiza del siguiente modo. El capítulo I se dedica a presentar el marco general. El fundamento teórico se muestra en el capítulo II. En el capítulo III se presenta la instrumentación empleada, haciendo especial énfasis en el sistema Lidar Raman. Este capítulo incluye los resultados de los diferentes tests que se han aplicado al subsistema óptico del Lidar Raman operado en Granada en la red EARLINET. El capítulo IV se dedica a describir las metodologías implementadas para obtener perfiles de propiedades ópticas del aerosol y la intercomparación de algoritmos llevada a cabo en el marco de EARLINET. El capítulo V presenta una comparación entre los primeros productos de la misión CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar Infrared Pathfinder Satellite Observations) y el sistema Lidar Raman operado desde superficie en el CEAMA. El estudio y análisis del evento de polvo sahariano extremo en el periodo del 3 al 7 de Septiembre de 2007 sobre Granada se presenta en el capítulo VI. Se presta especial atención a este singular evento que se ha monitorizado por medio de instrumentación de teledetección activa y pasiva. El capítulo VII se dedica a presentar resultados del estudio combinado del aerosol atmosférico mediante el sistema Lidar Raman e instrumentación aerotransportada durante la campaña CAPEX (Clouds and Aerosols over Portugal Experiment), desarrollada en el Sur de Portugal. Se han considerado diferentes condiciones atmosféricas a fin de valorar los procedimientos aplicados. Análogamente, el capítulo VIII se dedica a presentar los resultados de la combinación de medidas Lidar y medidas in situ a bordo de una aeronave llevadas a cabo durante la campaña DAMOCLES (Determinación de aerosoles por medidas obtenidas en columna (Lidar y extinción) y superficie). Además, se describe la calibración del canal de vapor de agua del sistema Lidar realizada durante la campaña DAMOCLES y se aplica satisfactoriamente al primer año de datos Lidar medidos regularmente en Granada.

Como una tarea relevante de esta tesis se ha analizado el funcionamiento óptico del sistema Lidar usando diferentes herramientas desarrolladas en la red EARLINET. Se han cuantificado los principales problemas del sistema óptico y se han desarrollado los procedimientos de corrección adecuados.

Se ha implementado la inversión de propiedades ópticas del aerosol tanto desde el punto de vista elástico como Raman. Estos procedimientos se han probado en la actividad de intercomparación de algoritmos de la red EARLINET. Tras estos tests, se considera que la metodología está disponible para la aplicación sistemática a los datos experimentales. Se ha llevado a cabo un análisis de errores y se ha implementado un procedimiento basado en la técnica Monte Carlo para tener en cuenta la propagación de errores en la inversión de propiedades ópticas.

El conjunto de metodologías implementadas en esta tesis se han aplicado a un caso especial medido en Granada. Se ha usado una combinación sinérgica de Lidar y fotometría (solar y estelar) para caracterizar un evento de polvo sahariano sobre el área de estudio. Las propiedades ópticas del aerosol se han explicado en términos de otras fuentes de información como retrotrayectorias, NAAPS, DREAM, SKIRON y MODIS.

La participación del sistema Lidar en campañas intensivas, desarrolladas en la Península Ibérica, han permitido la posibilidad de llevar a cabo un análisis del aerosol atmosférico combinando Lidar y medidas in situ con instrumentación a bordo de aeronaves. Se obtienen buenos resultados en el experimento de cierre DAMOCLES que involucraba perfiles de coeficiente de extinción obtenidos por medio de medidas Lidar y perfiles de distribuciones de tamaño de partículas en condiciones de aerosol marino. En el Sur de Portugal, se ha obtenido un acuerdo aceptable entre las propiedades ópticas derivadas de medidas Lidar y en aeronaves para transporte a gran distancia de polvo mineral y masas de aire contaminadas.

Este estudio representa el desarrollo de la primera aplicación sistemática de la técnica Lidar Raman en una estación española. Las metodologías y procedimientos desarrollados se usarán sistemáticamente en la caracterización climática del aerosol atmosférico sobre el Sureste de la Península Ibérica.

REFERENCIAS

- Anderson, T. L., R. J. Charlson, N. Bellouin, O. Boucher, M. Chin, S. A. Christopher, J. Haywood, Y. J. Kaufman, S. Kinne, J. A. Ogren, L. A. Remer, T. Takemura, D. Tanre, O. Torres, C. R. Trepte, B. A. Wielicki, D. M. Winker, and H. Yu, “An A-Train strategy for quantifying direct aerosol radiative forcing”, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 86 (12), 1795-1809, 2005.
- Balis, D. S., C. S. Zerefos, K. Kourtidis, A. F. Bais, A. Hofzumahaus, A. Kraus, R. Schmitt, M. Blumthaler, and G. P. Gobbi, “Measurements and modeling of the photolysis rates during the Photochemical Activity and Ultraviolet Radiation (PAUR) II campaign”, *J. Geophys. Res.*, 107(D18), 8138, doi:10.1029/2000JD000136, 2002.
- Bösenberg, J., A. Ansmann, J. M. Baldasano, D. Balis, C. Böckmann, B. Calpini, A. Chaikovskiy, P. Flamant, A. Hagard, V. Mitev, A. Papayannis, J. Pelon, D. Resendes, J. Schneider, N. Spinelli, T. Trickl, G. Vaughan, G. Visconti, and M. Wiegner,” EARLINET: a European aerosol research lidar network, laser remote sensing of the atmosphere”. In: Dabas, A., Loth, C., Pelon, J. (Eds.), *Selected Papers of the 20th International Laser Radar Conference*, 2001. Edition Ecole Polytechnique, Palaiseau, France, pp. 155–158, 2001.
- Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D.W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D.C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz and R. Van Dorland, Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.
- Kremling, K., and P. Streau, “Saharan dust influenced trace element fluxes in deep North Atlantic subtropical waters”, *Deep Sea Res.*, Part I, 40, 1155–1168, 1993.
- López, J. M., M. S. Callén, R. Murillo, T. García, M. V. Navarro, M. T. de la Cruz and A. M. Mastral, “Levels of selected metals in ambient air PM10 in an urban site of Zaragoza (Spain)”, *Env. Res.*, 99, 58-67, 2005.
- Masonis, S. J., K. Franke, A. Ansmann, D. Müller, D. Althausen, J. A. Ogren, A. Jefferson, and P. J. Sheridan, “An intercomparison of aerosol light extinction and 180°-backscatter as derived using in situ instruments and Raman lidar during the INDOEX campaign”, *J. Geophys. Res.*, 107(D19), 8014, doi:10.1029/2000JD000035, 2002.
- McCormick, M. P., D. M. Winker, E. V. Browell, J. A. Coakley, C. S. Gardner, R. M. Hoff, G. S. Kent, S. H. Melfi, R. T. Menzies, C. M. R. Platt, D. A. Randall, and J. A. Reagan, “Scientific investigations planned for the Lidar in-space technology experiment (LITE)”, *Bul. Am. Meteor. Soc.*, 74, 205–214, 1993.

- McCormick, M. P., "Spaceborne lidar," *Rev. Laser Eng.* 23, 175–193, 1995.
- Osborne, S. R., J. M. Haywood, and N. Bellouin, "In situ and remote sensing measurements of the mean microphysical and optical properties of industrial pollution aerosol during ADRIEX," *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 133(S1), 17–32, 2007.
- Reichholf, J. H., "Is Saharan dust a major source of nutrients for the Amazonian forest", *Suud. Neotrop. Fauna Environ.*, 21, 251–255, 1986.
- Stephens, G. L., G. V. Deborah, R. J. Boain, G. G. Mace, K. Sassen, Z. Wang, A. J. Illingworth, E. J. O'Connor, W. B. Rossow, S. L. Durden, S. D. Miller, R. T. Austin, A. Benedetti, C. Mitrescu, and the CloudSat Science Team, et al., "The CloudSat mission and the A-Train", *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 83 (12), 1771-1790, 2002.
- Tao, Z., M. P. McCormick, and D. Wu, "A comparison method for spaceborne and ground-based lidar and its application to the CALIPSO lidar", *Appl. Phys. B*, 91, 639-644, 2008.
- Zerefos, C. S., K. A. Kourtidis, D. Melas, D. Balis, P. Zanis, L. Katsaros, H. T. Mantis, C. Repapis, I. Isaksen, J. Sundet, J. Herman, P. K. Bhartia, B. Calpini, "Photochemical Activity and Solar Ultraviolet Radiation Modulation Factors (PAUR): An overview of the project", *J. Geophys. Res.*, 107(D18), 8134, doi:10.1029/2000JD000134, 2002.



ABSTRACT

Atmospheric aerosol plays a very important role in the Earth's climate system and its study must be approached from different points of view. Atmospheric aerosols interact with solar and thermal radiation, modulating the Earth radiation budget. The radiative effect of the aerosol is responsible of large uncertainties in the assessment of the radiative forcing of the Earth's Climate. According to IV Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Change Climate [Forster et al., 2007] the aerosol-induced radiative forcing is subject to an uncertainty of more than a factor of two. The uncertainties induced by different contributing factors should be resolved in order to estimate the overall uncertainty in the direct/indirect forcing estimates. In addition, atmospheric aerosol modify clouds microphysical properties by acting as cloud condensation nuclei and ice forming nuclei, and influence the ozone chemistry by modifying the UV radiation [Balis et al., 2002; Zerefos et al., 2002]. Likewise, deposition of some types of atmospheric aerosols like Saharan mineral dust affects the biochemical cycles in oceanic [Kremling and Streau, 1993] and terrestrial ecosystems [Reichholf, 1986] and interfering with the monitoring of the anthropogenic component of PM₁₀ levels over the Mediterranean countries [López et al., 2005].

The Lidar technique is very useful in atmospheric research because it provides information on several atmospheric parameters with high spatial and temporal resolution. Cimel sunphotometers and other passive remote sensors are able to provide information on the aerosol physical and optical properties, but these column-integrated methodologies do not provide any information on vertical structure. For this reason, Lidars are increasingly used to characterize the atmosphere, particularly in terms of vertical resolution.

In the past, great effort has been done to monitor the aerosol horizontal, vertical and temporal distribution. The forecast of atmospheric changes in synoptic and climatic scale requires the analyses of datasets that include a great variety of variables. In this

sense, those data must arise from different instruments both on surface and aboard on aircraft and satellite platform [Anderson et al., 2005; Stephens et al., 2002].

During intensive field campaigns aircraft in situ measurements are typically used to characterize aerosol properties, whereas Lidars and other remote sensing instruments are dedicated to long-term monitoring and characterization of atmospheric aerosols. Therefore, it is important to compare in situ and remote sensing measurements to assess whether they provide a consistent estimation of aerosol vertical profiles [Masonis et al., 2002; Osborne et al., 2007].

Atmospheric aerosol properties long term studies on global scale require the use of satellite measurements. Spaceborne Lidar is an effective tool for observing the global distribution of clouds and aerosol particles [McCormick et al, 1993; McCormick, 1995], and therefore useful for use in validation of climate models and for process studies related to climate change [Tao et al., 2008]. At present, one of the most successful developments is the CALIPSO mission (Cloud-Aerosol Lidar Infrared Pathfinder Satellite Observations).

The thesis entitled “Characterization of the Atmosphere by Elastic and Raman Lidar” is the result of the effort carried out during almost four years, including instrumental set up, algorithm development and both routine measurements and intensive field campaigns. One of the main goals of this thesis have been the development of the instrumental setup and the methodology for retrieving aerosol optical properties profiles by means of active remote sensing, using the Lidar technique. In achieving this goal the quality assurance has been very important. In this sense, tests developed in the framework of EARLINET (European Aerosol Research Lidar Network) [Bösenberg et al., 2001] have been systematically applied to the Lidar hardware and retrieval algorithms. An additional goal has been the application of the methodology to data acquired in a regular basis in the Andalusian Center for Environmental Studies (CEAMA) and during intensive field campaigns. This has allowed the comparison of atmospheric aerosol characterization by means of a broad variety of instrumentation, including ground based passive remote sensing, satellite active remote sensing by Lidar and in situ measurements from aircraft.

This thesis is organized as follows. Chapter I is devoted to present the general framework. The theoretical background is shown in chapter II. In chapter III the instrumentation employed is presented, with special emphasis on the Raman Lidar system. This chapter includes the results of the different tests applied to the optical subsystem of the Raman Lidar operated in Granada in the frame of EARLINET. Chapter IV is devoted to describe the methodologies implemented to derive profiles of aerosol optical properties and the algorithm's intercomparison performed in the framework of EARLINET. Chapter V presents a comparison between the first products of CALIPSO mission (Cloud-Aerosol Lidar Infrared Pathfinder Satellite Observations) and the ground-based Raman Lidar operated at CEAMA. The study and analysis of the extreme Saharan dust event detected in the period from 3 up to 7 September 2007 over Granada is presented in Chapter VI. Special attention has been paid to this singular event that has been monitored by means of both active and passive remote sensing instruments. Chapter VII is dedicated to present the results of the combined study of atmospheric aerosols by Raman Lidar and airborne instrumentation during CAPEX (Clouds and Aerosols over Portugal Experiment) field campaign, developed in Southern Portugal. Different atmospheric conditions have been considered in order to assess the procedures applied. Similarly, chapter VIII is devoted to present the results of the joint Lidar and aircraft measurements performed during DAMOCLES (Determinación de aerosoles por medidas obtenidas en columna (Lidar y extinción) y superficie) field campaign. In addition, the calibration of the Lidar water vapour channel performed during DAMOCLES campaign is described and successfully applied to the first year of Lidar data measured regularly at Granada.

As a relevant task of this thesis the optical performance of the Lidar system has been analyzed using different tools developed in the frame of EARLINET. The main problems in the optical system have been quantified and appropriated correction procedures have been developed.

The retrieval of aerosol optical properties has been implemented both for Raman and elastic operation. These procedures have been tested in the frame of EARLINET algorithm intercomparison activity. After these tests, the methodology is considered suitable for systematic application to experimental data. Error analysis has been performed, and a procedure based on Monte Carlo technique has been implemented to deal with error propagation in the retrieval of optical properties.

The set of methodologies implemented in this thesis have been applied to a special case measured at Granada. A synergetic combination of Lidar and photometry (sun and star based) has been used to characterize a Saharan dust outbreak over the study area. Aerosol optical properties have been explained in terms of other information sources like backtrajectories, NAAPS, DREAM, SKIRON and MODIS.

The participation of the Lidar system in intensive field campaigns, developed in the Iberian Peninsula, has allowed the possibility to perform atmospheric aerosol analysis combining Lidar and in situ measurements by instrumentation aboard aircraft. Good results are obtained in the closure experiment DAMOCLES involving extinction coefficient profiles derived by Lidar measurements and particle size distribution profiles under a marine aerosol. In South Portugal, during CAPEX, appropriated agreement between optical properties derived from Lidar and aircraft measurement has been obtained for long transport of mineral dust and polluted air masses.

This study represents the development of the first systematic application of the Raman Lidar technique in a Spanish station. The methodologies and procedures developed will be used systematically in the climatic characterization of the atmospheric aerosol over the South-eastern of the Iberian Peninsula.

REFERENCES

- Anderson, T. L., R. J. Charlson, N. Bellouin, O. Boucher, M. Chin, S. A. Christopher, J. Haywood, Y. J. Kaufman, S. Kinne, J. A. Ogren, L. A. Remer, T. Takemura, D. Tanre, O. Torres, C. R. Trepte, B. A. Wielicki, D. M. Winker, and H. Yu, “An A-Train strategy for quantifying direct aerosol radiative forcing”, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 86 (12), 1795-1809, 2005.
- Balis, D. S., C. S. Zerefos, K. Kourtidis, A. F. Bais, A. Hofzumahaus, A. Kraus, R. Schmitt, M. Blumthaler, and G. P. Gobbi, “Measurements and modeling of the photolysis rates during the Photochemical Activity and Ultraviolet Radiation (PAUR) II campaign”, *J. Geophys. Res.*, 107(D18), 8138, doi:10.1029/2000JD000136, 2002.
- Bösenberg, J., A. Ansmann, J. M. Baldasano, D. Balis, C. Böckmann, B. Calpini, A. Chaikovskiy, P. Flamant, A. Hagard, V. Mitev, A. Papayannis, J. Pelon, D. Resendes, J. Schneider, N. Spinelli, T. Trickl, G. Vaughan, G. Visconti, and M. Wiegner,” EARLINET: a European aerosol research lidar network, laser remote sensing of the atmosphere”. In: Dabas, A., Loth, C., Pelon, J. (Eds.), *Selected Papers of the 20th International Laser Radar Conference*, 2001. Edition Ecole Polytechnique, Palaiseau, France, pp. 155–158, 2001.
- Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D.W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D.C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz and R. Van Dorland, Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.
- Kremling, K., and P. Streau, “Saharan dust influenced trace element fluxes in deep North Atlantic subtropical waters”, *Deep Sea Res.*, Part I, 40, 1155–1168, 1993.
- López, J. M., M. S. Callén, R. Murillo, T. García, M. V. Navarro, M. T. de la Cruz and A. M. Mastral, “Levels of selected metals in ambient air PM10 in an urban site of Zaragoza (Spain)”, *Env. Res.*, 99, 58-67, 2005.
- Masonis, S. J., K. Franke, A. Ansmann, D. Müller, D. Althausen, J. A. Ogren, A. Jefferson, and P. J. Sheridan, “An intercomparison of aerosol light extinction and 180°-backscatter as derived using in situ instruments and Raman lidar during the INDOEX campaign”, *J. Geophys. Res.*, 107(D19), 8014, doi:10.1029/2000JD000035, 2002.
- McCormick, M. P., D. M. Winker, E. V. Browell, J. A. Coakley, C. S. Gardner, R. M. Hoff, G. S. Kent, S. H. Melfi, R. T. Menzies, C. M. R. Platt, D. A. Randall, and J. A. Reagan, “Scientific investigations planned for the Lidar in-space technology experiment (LITE)”, *Bul. Am. Meteor. Soc.*, 74, 205–214, 1993.

- McCormick, M. P., "Spaceborne lidar," *Rev. Laser Eng.* 23, 175–193, 1995.
- Osborne, S. R., J. M. Haywood, and N. Bellouin, "In situ and remote sensing measurements of the mean microphysical and optical properties of industrial pollution aerosol during ADRIEX," *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 133(S1), 17–32, 2007.
- Reichholf, J. H., "Is Saharan dust a major source of nutrients for the Amazonian forest", *Suud. Neotrop. Fauna Environ.*, 21, 251–255, 1986.
- Stephens, G. L., G. V. Deborah, R. J. Boain, G. G. Mace, K. Sassen, Z. Wang, A. J. Illingworth, E. J. O'Connor, W. B. Rossow, S. L. Durden, S. D. Miller, R. T. Austin, A. Benedetti, C. Mitrescu, and the CloudSat Science Team, et al., "The CloudSat mission and the A-Train", *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 83 (12), 1771-1790, 2002.
- Tao, Z., M. P. McCormick, and D. Wu, "A comparison method for spaceborne and ground-based lidar and its application to the CALIPSO lidar", *Appl. Phys. B*, 91, 639-644, 2008.
- Zerefos, C. S., K. A. Kourtidis, D. Melas, D. Balis, P. Zanis, L. Katsaros, H. T. Mantis, C. Repapis, I. Isaksen, J. Sundet, J. Herman, P. K. Bhartia, B. Calpini, "Photochemical Activity and Solar Ultraviolet Radiation Modulation Factors (PAUR): An overview of the project", *J. Geophys. Res.*, 107(D18), 8134, doi:10.1029/2000JD000134, 2002.

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

En los últimos años ha surgido una preocupación generalizada acerca del clima y en particular sobre el riesgo de que el hombre esté induciendo un cambio en él. De acuerdo con los resultados publicados recientemente en el Cuarto Informe del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático, el clima de la Tierra ha cambiado de modo evidente, tanto global como regionalmente, desde la era pre-industrial. Este informe señala que existen claras evidencias de que el calentamiento global observado durante los últimos cincuenta años se debe a la actividad humana. Según el criterio de la Organización Meteorológica Mundial (OMM), el clima es la síntesis del tiempo meteorológico en un periodo de tiempo esencialmente amplio como para establecer sus características estadísticas (valores medios, variancias, probabilidades de fenómenos extremos...). El clima es el resultado de la interacción entre los diferentes componentes del Sistema Climático, que incluye la atmósfera, la hidrosfera, la criosfera, la litosfera y la biosfera. Estos subsistemas del Sistema Climático interactúan entre sí, intercambiando energía, materia y cantidad de movimiento. La fuente fundamental de energía del Sistema Climático tiene un origen exterior al propio sistema y es la energía radiante del Sol. La Tierra absorbe una parte de la radiación solar que incide sobre ella y refleja el resto. Esta energía que entra en el Sistema Climático es redistribuida por las circulaciones atmosférica y oceánica y reemitida en longitudes de onda del infrarrojo térmico al espacio. De este modo, se produce un balance global entre la energía entrante, de origen solar, y la saliente, emitida por la Tierra. Cualquier factor capaz de alterar el intercambio radiativo de la Tierra con el espacio o que altere la redistribución de energía entre los diferentes componentes del Sistema Climático va a afectar al clima. En este sentido, se habla de un forzamiento climático como cualquier cambio en el balance de energía del sistema Tierra-Atmósfera, hablándose de forzamiento positivo si el efecto es producir un

calentamiento de la superficie terrestre y de la baja atmósfera, y de forzamiento negativo en caso contrario.

Las actividades humanas son responsables, entre otros efectos, de haber incrementado la concentración de algunos gases atmosféricos, como el dióxido de carbono, el metano, el óxido de nitrógeno y el ozono troposférico. Estos gases son radiativamente activos en el infrarrojo térmico y absorben de modo efectivo la radiación infrarroja emitida por la superficie terrestre. Este proceso de absorción que lleva asociado el consiguiente proceso de emisión, tanto hacia la superficie terrestre como hacia el espacio, produce el conocido efecto invernadero. Este fenómeno natural es responsable de que en la superficie terrestre la temperatura sea unos 30 K mayor de lo que sería en ausencia de atmósfera. Ahora bien, un aumento de la concentración de estos gases, conocidos como gases de efecto invernadero, produce un forzamiento radiativo del clima al alterar el balance de energía global.

Por otro lado, existen otros componentes atmosféricos que también están siendo alterados por la actividad humana como el aerosol atmosférico. El aerosol atmosférico no es otra cosa que la suspensión de pequeñas partículas sólidas o líquidas en el seno del aire atmosférico. En cuanto a sus orígenes debemos indicar que las hay de origen natural, como es el caso de las producidas por erupciones volcánicas, y de origen antropogénico, como las generadas en conexión con la quema de combustibles fósiles. Estas partículas intervienen de modo activo en el establecimiento del balance radiativo del Sistema Tierra-Atmósfera. Esta intervención tiene lugar de forma directa, mediante el proceso de dispersión y absorción de la radiación tanto solar como infrarroja térmica, aunque su interacción con la primera es más importante. Pero también se producen efectos indirectos sobre el balance de radiación, ya que el aerosol produce modificaciones en la estructura microfísica de las nubes, que conllevan modificaciones en su cuantía y en sus efectos radiativos. Las partículas que forman parte del aerosol atmosférico tienen orígenes muy diversos, tanto naturales (tormentas de arena, actividad volcánica) como antropogénicos (quema de biomasa y combustible fósiles, degradación del terreno). Existen evidencias de que la concentración de partículas de aerosol troposférico ha aumentado en los últimos años debido al incremento de emisiones antropogénicas, tanto de partículas como de gases precursores de la formación de las mismas. Esto supone una modificación en el balance radiativo del Sistema Tierra-

Atmósfera, que se traduce en un forzamiento del clima cuyo signo parece ser negativo. Es decir, en cierto modo podrían contrarrestar el forzamiento positivo debido al incremento de los gases de efecto invernadero. No obstante, existe un elevado grado de incertidumbre acerca de la magnitud del forzamiento debido al aerosol atmosférico. Así, hay que decir que aunque la mayor parte del aerosol se localizan en las capas bajas de la troposfera, el efecto radiativo del aerosol depende de su distribución vertical en la atmósfera, que se ve sustancialmente alterada por la presencia de capas de aerosol en la troposfera libre en procesos de transporte de partículas a media y larga distancia. Por otro lado, las partículas que forman parte del aerosol sufren diferentes procesos físicos y químicos en la atmósfera, sobre todo en el interior de las nubes, y son eliminados de un modo eficaz por la precipitación, de modo que su tiempo medio de residencia no excede la semana. Este corto tiempo de residencia sumado al carácter heterogéneo y a veces discontinuo de sus fuentes hace que el aerosol atmosférico presente una distribución no homogénea, con una localización preponderante en la proximidad de sus fuentes, aunque en ocasiones son posibles procesos de transporte a gran distancia. Evidentemente, estos aspectos dificultan tanto el propio estudio del aerosol como la valoración de sus efectos radiativos a nivel global. Por otro lado, el forzamiento radiativo del aerosol depende no sólo de su distribución espacial sino también de la forma de los mismos, su distribución de tamaño y composición.

El aerosol atmosférico afecta el clima directamente al interactuar con la radiación solar y terrestre, e indirectamente mediante su efecto en la microfísica de nubes, el albedo y la precipitación. La influencia en el balance de energía del aerosol troposférico es comparable con el efecto global neto de las nubes (aproximadamente -1 W m^{-2}). Sin embargo, a escala regional el efecto radiativo medio del aerosol, por ejemplo el debido al polvo mineral sobre el océano, puede ser alrededor de -10 W m^{-2} . En el aerosol no se produce una compensación de su efecto sobre los rangos de radiación solar y terrestre, lo que provoca que su efecto radiativo sea relativamente fuerte comparado con el de las nubes. En lo referente al efecto del aerosol en las nubes, hay que decir que su origen se debe a partículas submicrométricas que actúan como núcleos de condensación y a las grandes partículas de polvo que son eficientes núcleos de congelación.

La dispersión de luz por aerosol y las reflexiones por las nubes (que necesitan a las partículas del aerosol como núcleos de condensación) representan los dos principales efectos del aerosol en la radiación que penetra en la atmósfera, pudiendo producir un efecto de enfriamiento. Por tanto es importante conocer las propiedades de dispersión angular de la radiación dispersada, principalmente dominadas por el tamaño y forma de las partículas. Algunos tipos de aerosol también absorben radiación solar, transfiriendo energía a la atmósfera, produciendo un efecto de calentamiento y cambiando por consiguiente el perfil vertical de temperatura. En este sentido se sabe que el hollín procedente de fuentes urbanas e industriales y el polvo (natural y debido al cambio de uso del suelo) son muy importantes.

De acuerdo con los resultados del último informe del Grupo Intergubernamental de expertos sobre el Cambio Climático, la temperatura superficial media global de la Tierra se ha incrementado en $0.74^{\circ}\text{C} \pm 0.18^{\circ}\text{C}$ durante el último siglo (1906–2005). Este calentamiento, al menos parcialmente, es el resultado del forzamiento antropogénico del clima. Tanto el signo como la magnitud de la contribución del aumento de los gases de efecto invernadero a este forzamiento está definido, pero hay que indicar que en la cuantificación del forzamiento antropogénico del clima existen grandes incertidumbres asociadas, entre otros factores, al efecto del aerosol. Con el fin de reducir esta incertidumbre se hace necesario realizar estudios regionales en los que se caractericen las propiedades del aerosol, especialmente aquellas que afectan de un modo más marcado el forzamiento climático del mismo. En este tipo de estudios se trata de obtener información que nos permita conocer los cambios estacionales en el régimen de aerosol de la zona de estudio, y por ello es conveniente realizar campañas experimentales que incluyan en su duración más de un ciclo estacional. Por otro lado, con el fin de hacer posible la inferencia de la existencia de tendencias en el aumento o disminución de la carga de aerosol hace necesario mantener programas de observación operativos a largo plazo.

El aerosol atmosférico se puede observar y analizar, bien *in situ* mediante impactadores o contadores de partículas, o bien a distancia mediante instrumentos de teledetección activos o pasivos. La teledetección pasiva se basa en la modificación del campo de radiación solar inducido por el aerosol; esta técnica de observación se ha utilizado durante décadas y todavía se usa desde las estaciones en superficie. La

observación en superficie más simple es la extinción del haz solar directo. Las medidas de radiancia y polarización del cielo también contienen información del aerosol y son útiles para complementar las de extinción. La teledetección activa usa una fuente de radiación para “iluminar” la atmósfera y hace uso de la radiación retrodispersada hacia el sistema de detección para caracterizar las propiedades del medio.

Debemos señalar que el interés en la caracterización de los efectos radiativos producidos por el aerosol se extienden a otros ámbitos científicos. Así, es conocido el gran desarrollo de las técnicas de observación de la Tierra desde el espacio. En especial cuando el interés está en la observación de la superficie terrestre, la atmósfera se comporta como un medio interpuesto cuyos efectos se deben descontar. De estos efectos atmosféricos el del aerosol es especialmente delicado debido a su variabilidad espacio-temporal, y a la necesidad de un mayor conocimiento experimental de las características radiativas de las diferentes combinaciones de aerosol que pueden presentarse en un lugar y en un instante dado.

España es un país especialmente afectado por el aerosol atmosférico natural debido a los frecuentes aportes naturales procedentes del Norte de África (Sahara y Sahel) y a efectos de resuspensión en su propio territorio. Los prolongados periodos sin lluvias y los procesos de recirculación y envejecimiento de masas de aire, típicos del levante español, son procesos atmosféricos que hacen que los niveles de fondo de aerosol en España sean muy superiores al del resto de los países europeos. En la última década se ha observado un incremento muy importante en el tráfico, el cual ha provocado un incremento significativo en los niveles de partículas dañinas para la salud, y estudios recientes apuntan a que las intrusiones africanas, con alto contenido de partículas grandes, podría aumentar tanto en frecuencia como en intensidad debido a procesos severos de desertización que están teniendo lugar en el Magreb y en el Sahel con gran relevancia a escala global. Así, la persistente sequía que desde hace más de 30 años azota la zona del Sahara y Sahel, junto al crecimiento desmedido de prácticas agrícolas y ganaderas extensivas, han terminado prácticamente desecando extensas zonas acuáticas como el Lago Chad, disminuyendo la cubierta vegetal protectora y aumentando la frecuencia e intensidad de las tormentas de arena.

El trabajo desarrollado en esta tesis conecta claramente con la investigación que actualmente desarrolla el Grupo de Física de la Atmósfera de la Universidad de

Granada. Así, conecta con los compromisos adquiridos por la participación en las redes de observación global AERONET (Aerosol Robotic Network, liderada por la NASA) y EARLINET (European Aerosol Lidar Network, red de lídars avanzados europeos). Asimismo, ha estado conectado con el desarrollo de los proyectos CALIPSO-PANDORA y AEROGLOBAL, financiados con fondos del Ministerio de Educación y Ciencia y la Junta de Andalucía, respectivamente, así como en el proyecto del marco del VI Programa Marco de la UE, EARLINET-ASOS.

Esta tesis se organiza de la siguiente forma. El capítulo II de esta memoria presenta una revisión de los conceptos fundamentales utilizados en el trabajo. Se han cubierto aspectos relativos al aerosol atmosférico y a la transferencia de radiación en la atmósfera. Evidentemente, nuestro interés radica principalmente en aquellos aspectos del transporte radiativo en los que el aerosol juega un papel fundamental. Estos conceptos son fundamentales para comprender el procedimiento de inversión de las señales Lidar. En este sentido, se describe la técnica Lidar como técnica fundamental en el desarrollo de este trabajo de investigación y se presenta la ecuación Lidar como la ecuación básica para analizar las propiedades ópticas del aerosol con resolución vertical.

En el Capítulo III se hace un estudio extensivo de la instrumentación de medida empleada. Tras presentar las características del sistema Lidar Raman empleado, se han analizado con detalle el subsistema óptico mediante los diferentes tests que se han realizado en el marco de la red EARLINET. Esta tarea resulta fundamental a la hora de obtener unas medidas fiables. Asimismo, se presentan otros instrumentos que han permitido completar el análisis proporcionado por el sistema Lidar Raman. Así, se describe el Lidar CALIOP a bordo del satélite CALIPSO y se presentan las principales características del fotómetro solar Cimel CE 318-4 y algunos aspectos del fotómetro estelar Excalibur.

El capítulo IV describe las metodologías empleadas para la obtención de propiedades ópticas del aerosol atmosférico y para la estimación del vapor de agua en la atmósfera. Aquí se describen las metodologías correspondientes a los instrumentos presentados en el capítulo anterior, haciendo especial énfasis en la metodología de la técnica Lidar, que representa el núcleo fundamental de esta tesis. Así, en este capítulo se presentan tanto el preprocesado de los datos Lidar como los algoritmos elástico y Raman para la obtención de perfiles de propiedades ópticas del aerosol, y una revisión

de los errores que afectan a dichos algoritmos. Como especial aportación de esta tesis se describe el método empleado para la evaluación del error en estos algoritmos mediante técnica Monte Carlo y se presentan los resultados de la intercomparación de algoritmos en la red EARLINET. Los resultados obtenidos nos permiten garantizar el correcto funcionamiento de los algoritmos empleados en esta tesis. Para concluir lo referente a metodología Lidar, se describe de método de cálculo de perfiles de vapor de agua. Finalmente, se presenta la metodología para la obtención de propiedades del aerosol atmosférico integradas en columna a partir de técnicas fotométricas, tanto solar como estelar.

El capítulo V presenta la validación de los primeros productos del satélite CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar Infrared Pathfinder Satellite Observations) mediante el sistema Lidar Raman de superficie situado en la estación de EARLINET en el Centro Andaluz de Medio Ambiente (CEAMA). Para ello se hace una revisión de la misión CALIPSO, del protocolo de medida implementado en la red europea para la medida de perfiles desde superficie en coincidencia con pasadas de CALIPSO y de los procedimientos implementados para para realizar la comparación de perfiles medidos desde la plataforma espacial y desde superficie. De la serie de datos recogidos en coincidencia con pasadas de CALIPSO sobre la estación de Granada desde Junio de 2006 a Agosto de 2008, se presentan varios casos de estudio bajo condiciones atmosféricas bien diferenciadas, que permiten establecer resultados de interés de cara al análisis sistemático que se realizará en el futuro.

El capítulo VI muestra el potencial de la técnica Lidar a través del estudio y análisis del evento de polvo sahariano extremo en el periodo del 3 al 7 de Septiembre de 2007 sobre Granada. Para ello se ha realizado un análisis exhaustivo combinando tanto la teledetección activa como pasiva (solar y estelar), permitiendo obtener un gran volumen de información a partir del análisis multi-instrumental. Asimismo, la información obtenida desde superficie en la estación de Granada se ha combinado con datos de instrumentos a bordo de plataformas espaciales como Aqua-MODIS y CALIPSO, y con fuentes adicionales de información como es el análisis de retro trayectorias y los modelos NAAPS y DREAM.

El capítulo VII muestra los resultados de la campaña CAPEX (Clouds and Aerosols over Portugal Experiment), desarrollada en el Sur de Portugal. Durante esta

campaña el estudio del aerosol atmosférico se realizó combinando la técnica Lidar y técnicas de fotometría solar, ambas desde superficie, con instrumentación aerotransportada. Así, se presentan los resultados de dos casos de estudio con transporte a gran distancia de polvo mineral y con masas de aire contaminadas. Este capítulo sienta las bases de los procedimientos para la combinación de medidas obtenidas desde superficie y medias in situ a partir de instrumentación aerotransportada.

Análogamente, el capítulo VIII se dedica a presentar los resultados de la combinación de medidas Lidar y medidas in situ a bordo de una aeronave llevadas a cabo durante la campaña DAMOCLES (Determinación de Aerosoles por Medidas Obtenidas en Columna (Lidar y Extinción) y Superficie). Además, se presentan los resultados de la calibración del canal de vapor de agua del sistema Lidar realizada durante la campaña DAMOCLES. Finalmente, se incluye la aplicación de este calibrado al análisis del primer año de perfiles Lidar de vapor de agua obtenidos sobre una base regular de medidas en Granada, lo que permite realizar un análisis estacional de la distribución vertical de vapor de agua sobre nuestra estación.

Finalmente en Conclusiones y Perspectivas se sintetizan los resultados más relevantes del trabajo y se indica, a la vista de los mismos, las líneas futuras de trabajo en el estudio de las propiedades del aerosol utilizando la técnica Lidar.

CAPÍTULO II. FUNDAMENTOS

ÍNDICE

II.1. INTRODUCCIÓN.....	28
II.2. CARACTERÍSTICAS DE LA ATMÓSFERA.....	28
II.3. EL AEROSOL ATMOSFÉRICO	30
II.4. CLASIFICACIÓN DEL AEROSOL ATMOSFÉRICO	32
II.4.1. AEROSOL MINERAL	32
II.4.2. AEROSOL MARINO.....	34
II.4.3. SULFATOS	34
II.4.4. COMPUESTOS DE NITRÓGENO.....	34
II.4.5. COMPUESTOS DE CARBONO.....	35
II.4.6. AEROSOL BIOLÓGICO.....	35
II.5. PROPIEDADES FÍSICAS DEL AEROSOL ATMOSFÉRICO	36
II.6. INTERACCIÓN RADIACIÓN-ATMÓSFERA.....	39
II.6.1. DISPERSIÓN ELÁSTICA	41
II.6.2. EXTINCIÓN.....	44
II.6.3. DISPERSIÓN RAMAN.....	47
II.6.4. ABSORCIÓN.....	49
II.6.5. ECUACIÓN DE TRANSPORTE RADIATIVO (ETR).....	50
II.7. PRINCIPIO DE FUNCIONAMIENTO DE LA TÉCNICA LIDAR .	54
II.8. LA ECUACIÓN LIDAR.....	56
REFERENCIAS	63

II.1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se describen los fundamentos básicos y necesarios para llevar a cabo la caracterización de las propiedades ópticas del aerosol atmosférico realizada en esta tesis.

Se comienza con la descripción de las características principales de la atmósfera. Las siguientes secciones se dedican a la introducción del concepto de aerosol atmosférico, su clasificación y propiedades físicas. A continuación, se presentan los mecanismos de interacción de la radiación con la atmósfera, centrándonos en los procesos de mayor interés en teledetección. Posteriormente, se expone el principio de funcionamiento de la técnica Lidar para finalmente presentar la ecuación Lidar general particularizando para las configuraciones de dispersión elástica y Raman.

II.2. CARACTERÍSTICAS DE LA ATMÓSFERA

La atmósfera de la Tierra se compone principalmente de los gases N_2 y O_2 al 78 y 21 % en volumen, respectivamente. Los restantes constituyentes, denominados gases traza, constituyen menos del 1 % de la atmósfera. Estos gases traza juegan un papel crucial en el balance radiativo de la Tierra, así como en la definición de las propiedades químicas de la atmósfera. Dependiendo de su tiempo de vida, las especies traza pueden mostrar una enorme variabilidad espacial y temporal. El vapor de agua es un componente minoritario y principalmente se encuentra en la baja atmósfera, con una concentración altamente variable tanto en el tiempo como en el espacio.

En términos generales la atmósfera se divide en la baja atmósfera y la alta atmósfera. Se considera que la baja atmósfera se extiende hasta la cima de la estratosfera, aproximadamente hasta unos 50 km. Desde el punto de vista térmico la atmósfera terrestre se divide en diferentes capas, dentro de las cuales la temperatura, la presión y la densidad varían con la altura (Figura 2.1). El presente estudio se centrará en la troposfera que es la capa más baja de la atmósfera y que se extiende desde la superficie hasta la tropopausa, situada a una altura variable entre 5 y 18 km. La variación de esta altura depende de la época de año (mayor en verano que en invierno) y

de la latitud (mayor en el ecuador que en los polos). Esta capa se caracteriza por una disminución casi lineal de la temperatura con la altura y una rápida mezcla vertical. Aunque la extensión de la troposfera es pequeña comparada con la altura total de la atmósfera, contiene el 80% de su masa. La troposfera se subdivide en la capa límite planetaria que se extiende desde superficie hasta una altura típica de 1 km (aunque su extensión es altamente variable dependiendo de las condiciones atmosféricas y las características de la zona), y la troposfera libre que constituye el resto de la troposfera.

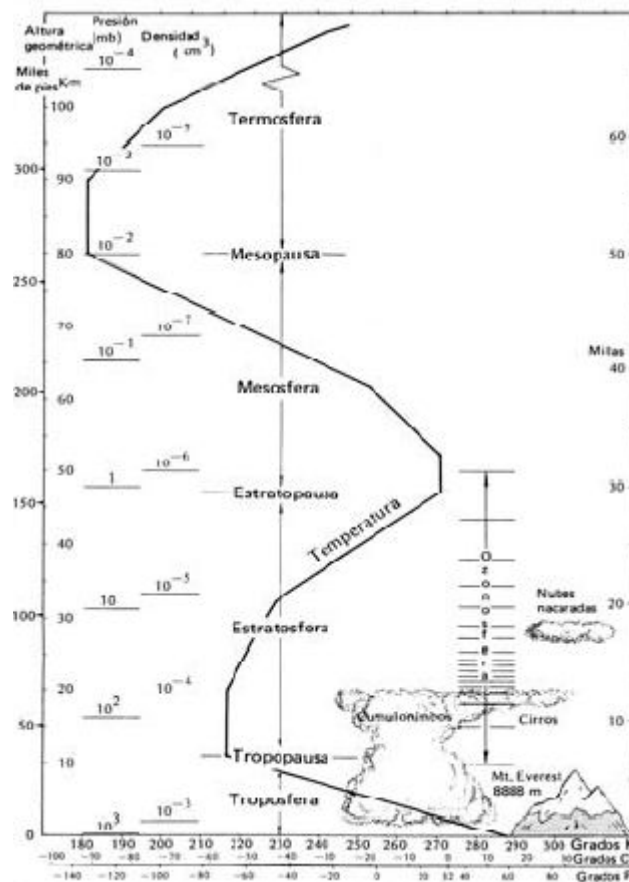


Figura 2.1. Variación de la temperatura y la presión con la altitud. Adaptada de Barry and Chorley (1999).

Las restantes capas son la estratosfera, mesosfera, termosfera y exosfera. La estratosfera se extiende desde la tropopausa hasta la estratopausa a unos 45-55 km aproximadamente. Es una capa donde la temperatura aumenta con la altura causando que la mezcla vertical sea lenta. La mesosfera se extiende desde la estratopausa hasta la

mesopausa 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, y permite una mezcla vertical rápida. La termosfera se sitúa por encima de la mesopausa y es una capa caracterizada por altas temperaturas que son resultado de la absorción de la radiación de onda corta por parte del N_2 y O_2 , permitiendo una rápida mezcla vertical. Por último la exosfera es la región más externa de la atmósfera (> 500 km) donde las moléculas con suficiente energía pueden escapar de la atracción gravitatoria.

II.3. EL AEROSOL ATMOSFÉRICO

La atmósfera contiene partículas de tamaños que varían desde un tamaño ligeramente mayor que el de las moléculas hasta varios milímetros como el granizo o los productos emitidos durante erupciones volcánicas. Estas partículas siempre están presentes en la atmósfera y muestran concentraciones altamente variables. Se define el aerosol como un sistema que consta de un gas y de partículas sólidas o líquidas que permanecen suspendidas en él al menos varios minutos. Particularizando para el caso en que el medio gaseoso sea la atmósfera tenemos que la atmósfera en su conjunto es un aerosol que denominamos a partir de ahora aerosol atmosférico [Horvath, 1998].

El aerosol atmosférico tiene un profundo impacto en el clima global y regional debido tanto a efectos directos como indirectos. El efecto directo consiste en que el aerosol dispersa y absorbe la radiación tanto solar como infrarroja térmica [Haywood and Shine, 1997; Forster et al., 2007], aunque su interacción con la primera es más importante. Las variables clave para entender y valorar el forzamiento radiativo¹ directo son las propiedades ópticas del aerosol, que dependen de la longitud de onda, composición, concentración y distribución espacial y temporal del mismo. Por su parte, el efecto indirecto se refiere a que las partículas de aerosol actúan como núcleos de condensación y congelación, provocando modificaciones en las propiedades microfísicas de las nubes, que conllevan modificaciones en su cuantía y en sus efectos

¹ El forzamiento radiativo es una medida de la influencia que un factor ejerce en la modificación del equilibrio entre la energía entrante y saliente en el sistema Tierra-atmósfera, y es un índice de la importancia del factor como mecanismo potencial de cambio climático. Se expresa en vatios por metro cuadrado (Wm^{-2})

radiativos [Kaufman et al., 2005; Forster et al., 2007]. El parámetro clave que permite determinar el forzamiento radiativo indirecto es la efectividad de una partícula de aerosol para actuar como núcleo de condensación de la nube, que depende del tamaño, composición química, estado de agregación de la partícula y de las condiciones ambientales.

Actualmente, se han logrado progresos sustanciales en la cuantificación del efecto directo del aerosol. Por el contrario, las estimaciones del forzamiento radiativo indirecto debido al aerosol antropógeno siguen siendo problemáticas, aunque la evidencia observacional apunta a un forzamiento indirecto negativo inducido por el aerosol en las nubes cálidas. Ahora se conoce que el efecto radiativo indirecto del aerosol también abarca efectos sobre las nubes de hielo y de fase mixta, pero aún no se han cuantificado (aunque es probable que sea positivo) [IPCC, 2001].

A diferencia de los gases de efecto invernadero, que únicamente producen el calentamiento del planeta, las partículas de aerosol pueden provocar tanto calentamiento como enfriamiento [Horvath et al., 2002]. En este sentido, el efecto radiativo de muchos tipos de aerosol es sensible a su distribución vertical. A pesar de los avances realizados, aún existen incertidumbres evidentes debido a la falta de información sobre la variabilidad espacio-temporal del aerosol y de sus propiedades [Forster et al., 2007]. La variabilidad del aerosol atmosférico queda patente en los eventos de transporte a gran distancia, como los asociados a las intrusiones de polvo Sahariano [Lyamani et al., 2005; Lyamani et al., 2006a; Lyamani et al., 2006b] o a eventos a escala global como la inyección de partículas en la estratosfera tras erupciones volcánicas como las de El Chichón y el Monte Pinatubo [Olmo and Alados-Arboledas, 1995].

Forster et al. [2007] apuntan que para poder obtener una adecuada estimación del forzamiento del clima es necesario conocer las incertidumbres debidas a los diferentes factores. Para ello es necesaria una red de monitorización del aerosol atmosférico a escala global. Se han realizado medidas de propiedades ópticas, físicas y químicas del aerosol atmosférico desde superficie en numerosos lugares, tanto dentro del marco de monitorización del aerosol a largo plazo como específicamente dentro de campañas experimentales intensas. Un gran avance respecto al IPCC 2001 es el aumento de estaciones en superficie para realizar teledetección pasiva mediante fotometría solar dentro de la ya establecida red AERONET (Aerosol RObotic

NETwork) [Holben et al., 1998] y el establecimiento de redes para realizar teledetección activa mediante sistemas Lidar como EARLINET (European Aerosol Research Lidar Network) [Bösenberg et al., 2001], MPLNET (Micro-Pulsed Lidar NETwork) [Welton et al., 2001], ADNET (Asian Dust NETwork) [Murayama et al., 2001], REALM (Regional East Atmospheric Lidar Mesonet) [Hoff and McCann, 2002], entre otras.

Las iniciativas promovidas desde distintos organismos como el Panel Intergubernamental para el Cambio Climático (IPCC), la Organización Mundial de la Salud (OMS), la Organización Meteorológica Mundial (OMM), etc., tratan de impulsar el desarrollo de acciones encaminadas a mejorar el conocimiento y la evaluación del impacto asociado a las partículas atmosféricas y la minimización, en lo posible, de sus efectos negativos. Por ello, son numerosos los proyectos orientados al estudio de las propiedades ópticas y radiativas del aerosol atmosférico y sus efectos sobre el clima, y los proyectos dedicados a la caracterización fisicoquímica de las partículas consideradas como contaminantes.

II.4. CLASIFICACIÓN DEL AEROSOL ATMOSFÉRICO

El aerosol atmosférico se puede clasificar según diferentes criterios. Desde el punto de vista del origen, el aerosol atmosférico puede ser natural o antropogénico. Atendiendo al mecanismo de formación, las partículas de aerosol se clasifican en primarias cuando son emitidas como tales a la atmósfera y secundarias cuando se generan a través de reacciones químicas. Estas reacciones químicas pueden ser resultado de la interacción entre gases precursores en la atmósfera para formar una nueva partícula por condensación, o entre un gas y una partícula para generar una partícula nueva por adsorción o coagulación [Warneck, 1988].

II.4.1. AEROSOL MINERAL

Las partículas minerales constituyen la fracción mayoritaria (en masa) del aerosol atmosférico [44% de la emisión global a nivel terrestre, Duce, 1995; IPCC, 1996]. El origen de estas partículas es primario, ya que se emiten directamente a la

atmósfera. Se originan por la acción de los vientos sobre la superficie terrestre y la mayor emisión a escala global se produce en regiones áridas o semi-áridas, típicamente en las latitudes comprendidas aproximadamente entre 10-35°N, donde se incluyen el Norte de África, Oriente Medio y Asia Central [Prospero et al., 2002]. A pesar de que la mayor emisión de partículas minerales se produce en las áreas desérticas mencionadas, existe una emisión significativa a escala local en regiones semi-áridas como el Sureste de la Península Ibérica. La composición del aerosol mineral varía de una región a otra dependiendo de las características y composición de los suelos, pero generalmente está constituida por calcita, cuarzo, dolomita, arcillas, 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; Caquineau et al., 1998].

Las zonas áridas del Norte de África proporcionan grandes cantidades de partículas minerales, que se inyectan a la atmósfera bajo las condiciones meteorológicas adecuadas. En los últimos años se ha estimado que la emisión anual de polvo varía entre 1000 y 2150Tg por año [Penner, et al., 2001; Chin et al., 2002; Werner et al., 2002; Tegen et al., 2002; Zender et al., 2003; Luo et al., 2003; Mahowald and Luo, 2003; Tegen et al., 2004]. Se calcula que aproximadamente el 60% se desplaza hacia el Golfo de Guinea, un 30% hacia América Central, y el 10% restante hacia Europa [D'Almeida, 1987]. De esta forma, el transporte de partículas minerales de los desiertos africanos del Sahara y el Sahel forma parte de un ciclo de intercambio entre los continentes, la atmósfera y los océanos.

Además de las partículas minerales de origen natural, es necesario considerar la existencia de fuentes de partículas mineral de origen antropogénico. Entre ellas se encuentran actividades como la construcción, la minería o la fabricación de cerámicas o cementos, que generan partículas minerales ya sea a través de la propia actividad o durante los procesos de manipulación y transporte de materias primas. El tráfico también puede constituir una fuente de partículas minerales, a través de la erosión del firme de rodadura [Querol et al., 2001].

II.4.2. AEROSOL MARINO

El aerosol marino es el segundo tipo de partícula con mayor importancia en cuanto al volumen total de emisiones a escala global con un 38% de las emisiones globales a nivel terrestre [IPCC, 1996]. Al igual que el aerosol mineral, las partículas de aerosol marino tienen fundamentalmente origen natural y son partículas primarias al ser emitidas directamente a la atmósfera. El aerosol marino está principalmente compuesto por cloruro sódico aunque otras formas de cloruros y sulfatos también se encuentran presentes.

II.4.3. SULFATOS

Los sulfatos presentes en la atmósfera son fundamentalmente 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. Los gases de origen natural precursores de los sulfatos son esencialmente emitidos a través de emisiones biológicas y durante las emisiones volcánicas [Andreae and Crutzen, 1997]. Los compuestos de azufre representan alrededor del 7-10% de las emisiones globales a nivel terrestre [IPCC, 1996]. Sobre la superficie de los mares y océanos es posible encontrar una amplia variedad de compuestos orgánicos y microorganismos que emiten gases sulfurados como el dimetil-sulfuro (DMS) [Sieburth, 1982; Andreae, 1986]. Por otra parte, los sulfatos de origen no natural representan la fracción principal de partículas atmosféricas antropogénicas, y las emisiones antropogénicas a su vez se encuentran en el origen de entre 60-80 % del azufre en la atmósfera a escala global [Chuang et al., 1997].

II.4.4. COMPUESTOS DE NITRÓGENO

Los compuestos de nitrógeno en la atmósfera (principalmente NO_3^- y NH_4^+), al igual que los sulfatos, son de origen mayoritariamente secundario y provienen de la reacción de precursores gaseosos naturales y antropogénicos. Estos compuestos representan aproximadamente el 2-5 % de las emisiones globales a nivel terrestre [IPCC, 1996]. Por su parte, los compuestos de nitrógeno de origen natural se suelen

originar a partir de las emisiones de los suelos (nitrificación, N_2O), los incendios forestales (NO_2 , NO), las descargas eléctricas (NO) y las emisiones biológicas (NH_3) [Seinfeld and Pandis, 1998].

II.4.5. COMPUESTOS DE CARBONO

Los compuestos de carbono presentan una gran variedad de especies tanto naturales como antropogénicas. Para su estudio, se suele distinguir entre carbono elemental y materia orgánica. El carbono elemental es de especial interés debido a su máxima capacidad de absorción de la radiación solar [Sloane et al., 1991]. Por otro lado, los compuestos de carbono orgánicos se pueden emitir directamente a la atmósfera (por fuentes naturales y antropogénicas) o formarse por condensación de compuestos orgánicos volátiles. Los compuestos carbonosos representan alrededor del 2-5 % de las emisiones globales a nivel terrestre [IPCC, 1996].

II.4.6. AEROSOL BIOLÓGICO

Actualmente está siendo objeto de interés el denominado aerosol biológico o bioaerosol, que está constituido por pequeños organismos vivos que se encuentran suspendidos en el aire. Su estudio requiere una aproximación multidisciplinar, ya que en él interactúan las ciencias atmosféricas, la botánica (ya que son los vegetales los que liberan pólenes y esporas a la atmósfera) y la medicina (debido a que estos pólenes y esporas que pueden afectar a la salud de las personas). Estudios recientes indican, que además de hongos, las bacterias y probablemente virus pueden sobrevivir a largos viajes de miles de kilómetros en la alta atmósfera suspendidos en partículas minerales procedentes del Sahara y transportados por el viento [Polymenakou et al., 2008].

II.5. PROPIEDADES FÍSICAS DEL AEROSOL ATMOSFÉRICO

Las partículas de aerosol se caracterizan por su forma, tamaño, composición química y contenido total, lo que determina sus características radiativas. Para caracterizar de un modo simple un conjunto de partículas suspendidas en el seno de un fluido se puede hacer en término de su densidad, que representa la cantidad total de masa por unidad de volumen de aire, normalmente expresada en $\mu\text{g}/\text{m}^3$ para aerosol atmosférico. También es común emplear la densidad numérica de partículas N , por unidad de volumen, expresada en unidades inversas de volumen.

Sin embargo, la descripción más completa del aerosol la proporcionan las distintas distribuciones de tamaño. Consideremos partículas esféricas con un radio comprendido en el intervalo logarítmico $[\ln r, \ln r + d \ln r]$; el número de partículas en este intervalo será dN y la masa dM . El uso de la escala logarítmica resulta útil dado el amplio rango de tamaños de las partículas de aerosol. Denominamos distribución de tamaño de número a $dN/d \ln r = n(r)$, y distribución de tamaño de masa a $dM/d \ln r = m(r)$. De forma similar puede definirse la distribución de tamaño de volumen $dV/d \ln r = v(r)$, que representa el volumen de aerosol en una columna de aire de sección transversal unidad, por unidad logarítmica de radio de las partículas. El número total de partículas (y de modo similar la masa y el volumen total) se obtiene entonces por integración entre el radio menor y mayor que presentan las partículas:

$$N = \int_{r_{\min}}^{r_{\max}} n(r) d \ln r \quad (2.1)$$

En el caso de que las partículas se pueden considerar esféricas, las distribuciones de volumen y número (análogamente de masa y número) se pueden relacionar mediante la siguiente expresión:

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

La observación reiterada de las distribuciones de tamaño medidas en la atmósfera ha mostrado que éstas siguen ciertas reglas, por lo que permite su modelización. La aproximación más común es representar dichas distribuciones por una expresión matemática con pocos parámetros ajustables, obtenidos de las observaciones.

Actualmente es un problema abierto clarificar el número de parámetros necesarios para definir las características radiativas del aerosol y cuáles pueden obtenerse con certeza únicamente a partir de las observaciones realizadas. Una buena representación para el aerosol, especialmente los de menor tamaño, en áreas limpias y contaminadas, es la función de distribución log - normal [Hegg et al., 1993]:

$$v(r) = \frac{dV}{d \ln r} = \frac{V_0}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{\ln^2(r/r_m)}{2\sigma^2}\right] \quad (2.3)$$

Funciones similares pueden describir las distribuciones de tamaño de número y masa. En esta representación r_m y σ son los dos parámetros ajustables, V_0 representa el volumen de partículas en la columna atmosférica por unidad de sección transversal. La desviación estándar del logaritmo de los radios σ representa la anchura de la distribución de volumen. El radio medio geométrico de las partículas r_m o radio modal es el parámetro que proporciona la posición del máximo de la curva de distribución. Algunos autores establecen que la distribución de tamaño se puede simular muy bien por una distribución de tamaño log-normal con la anchura y el radio modal adecuados [Tanré et al., 1997] (Tabla.2.1).

Componente	σ	r_m (μm)	r_{min} (μm)	r_{max} (μm)	M^* ($\mu g m^{-3} / part. cm^{-3}$)
Insoluble	2.51	6.00	0.005	20.0	$2.37 \cdot 10^1$
Soluble en agua	2.24	0.15	0.005	20.0	$1.34 \cdot 10^{-3}$
Hollín	2.00	0.05	0.005	20.0	$5.99 \cdot 10^{-5}$
Sal marina (modo acumulación)	2.03	0.94	0.005	20.0	$8.02 \cdot 10^{-1}$
Sal marina (modo grande)	2.03	7.90	0.005	60.0	$2.24 \cdot 10^2$
Mineral (modo nucleación)	1.95	0.27	0.005	20.0	$2.78 \cdot 10^{-2}$
Mineral (modo acumulación)	2.00	1.60	0.005	20.0	5.53
Mineral (modo grande)	2.15	11.00	0.005	60.0	$3.24 \cdot 10^2$
Mineral transportado	2.20	3.00	0.02	5.0	$1.59 \cdot 10^1$
Gotas de sulfato	2.03	0.31	0.005	20.0	$2.28 \cdot 10^{-2}$

Tabla 2.1. Propiedades microfísicas de los componentes que forman un aerosol. σ , r_{mod} , r_{min} y r_{max} son los parámetros de la distribución log-normal de la ecuación 2.3. M^* es la densidad másica del aerosol M ($\mu g / m^3$) normalizada a una partícula por cm^3 de aire [Hess et al., 1998].

La distribución de tamaño de aerosol atmosférico se puede representar con frecuencia como la suma de tres distribuciones de tamaño log-normales, llamadas modos, construyendo así una función de distribución multimodal (Figura 2.2). Ambas

modelizaciones de la distribución real muestran muy buen acuerdo en el rango de radios más representativos. Los modos de la distribución conjunta se suelen clasificar en tres tipos [Whitby et al., 1978]. El modo de nucleación que está formado por partículas con diámetros modales entre $0.01-0.05 \mu m$, precursoras de la condensación del vapor de agua. El modo de acumulación que está constituido por partículas de $0.2-0.8 \mu m$ de diámetro modal, y que permanecen en la atmósfera aproximadamente una semana, pudiendo dar lugar a condensaciones o coagulaciones con partículas del modo de nucleación. Por último, el modo de partículas grandes presenta diámetros modales $\geq 3 \mu m$. Una terminología aplicada usualmente en ciencias atmosféricas es la de partículas finas que son aquellas partículas de diámetro $<1 \mu m$ y partículas gruesas con diámetros $>1 \mu m$. En ciencias epidemiológicas este corte es distinto, considerando como partículas finas a todas aquellas partículas de diámetro $<2.5 \mu m$.

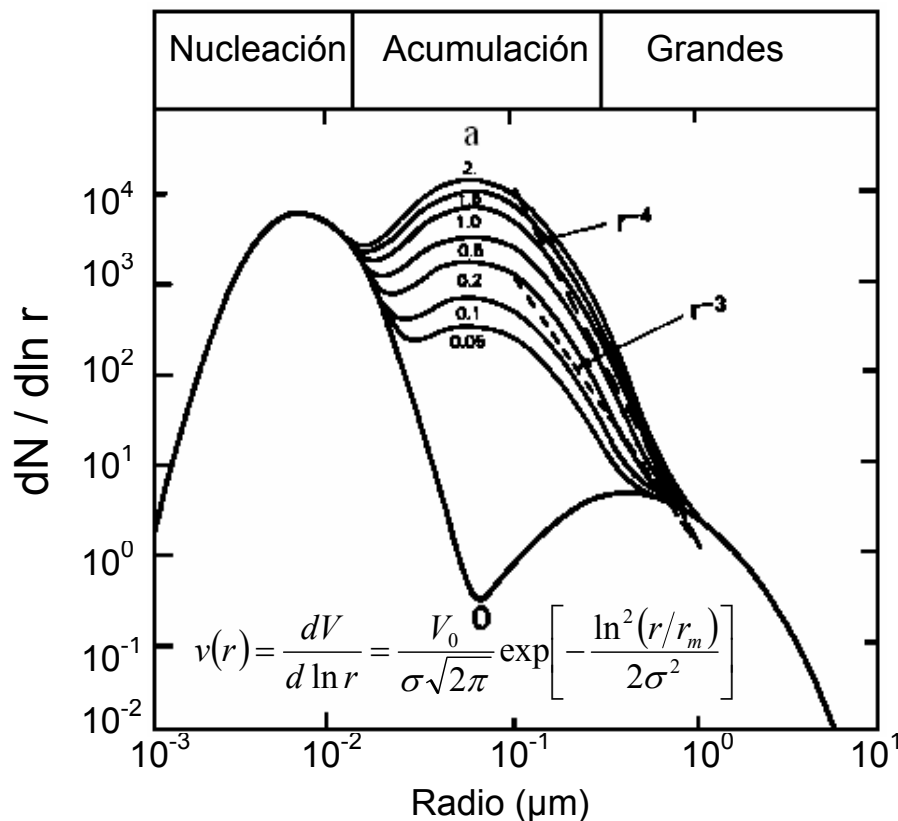


Figura 2.2. Tres distribuciones log - normales con un contenido variable del modo de acumulación en función de "a" (para $a = 0$ no hay modo de acumulación, $a = 1$ modo de acumulación típico del aire contaminado) [Kaufman and Fraser, 1983].

La distribución de tamaño depende de la fuente y transporte de las partículas de aerosol, y es altamente variable incluso para el mismo tipo de aerosol. Recoger partículas y medir sus distribuciones de tamaño no es algo trivial, y todas las técnicas miden partículas solamente en un rango de tamaño limitado. Más aún, la mayoría de los métodos perturban más o menos la población real del aerosol. Los que producen menor perturbación son aquellos que obtienen la distribución de tamaño a partir de técnicas de teledetección como se presentará en el capítulo IV.

Además de la forma, el contenido y la distribución de tamaño, otra propiedad física importante que caracteriza al aerosol, y que está relacionada con su composición química, es el índice de refracción. Para partículas no absorbentes este parámetro es un número real, y se obtiene como la razón de las velocidades de la luz en el vacío y en el material. Para partículas que absorben radiación es un número complejo $m = n_s - ki$, con n_s y k reales positivos. La parte imaginaria, k da cuenta del proceso de absorción de la luz. Recogiendo partículas con algún dispositivo apropiado se puede medir su índice de refracción. Generalmente la parte real del índice de refracción se puede determinar con bastante precisión, sin embargo es más complicado determinar la parte imaginaria, ya que está relacionada con las propiedades de absorción de la radiación por parte de las partículas.

II.6. INTERACCIÓN RADIACIÓN-ATMÓSFERA

La magnitud básica empleada para representar la energía radiante emitida (recibida) por unidad de tiempo en una longitud de onda determinada, es lo que se conoce como flujo radiante monocromático Φ_λ , y se expresa en $W\mu m^{-1}$. Esta magnitud no da ninguna información de la distribución de la radiación en una dirección, o sobre una superficie. Cuando una cantidad de flujo radiante $d\Phi_\lambda$ incide (o es emitida) por un elemento de superficie dS de un detector (o fuente), sin tener en cuenta la dirección, se define la densidad de flujo radiante o irradiancia F_λ como el flujo emitido o recibido por unidad de área, y se mide en $Wm^{-2}\mu m^{-1}$.

Como veremos más adelante las partículas de aerosol atmosférico pueden redistribuir la radiación en todas direcciones del espacio, pero no con la misma eficacia en todas ellas. Para caracterizar la emisión de fuentes puntuales se define la intensidad radiante I_λ , que representa la cantidad de flujo, $d\Phi_\lambda$ propagado en el ángulo sólido $d\Omega$, y se expresa en vatios por micra y por estereoradián, $W\mu m^{-1}sr^{-1}$. Para aplicar el concepto de intensidad a fuentes extensas, se define la radiancia L_λ (ecuación.2.4) o flujo radiante que se propaga en un cono elemental en una dirección dada, \vec{s} , por unidad de ángulo sólido $d\Omega$ y unidad de área dS perpendicular a la dirección de propagación de la radiación (Figura 2.3). L_λ se expresa en $Wm^2\mu m^{-1}sr^{-1}$, y dado que es función de la dirección, proporciona una descripción completa del campo radiativo.

$$L_\lambda = \frac{d^2\Phi_\lambda}{d\Omega dS} \quad (2.4)$$

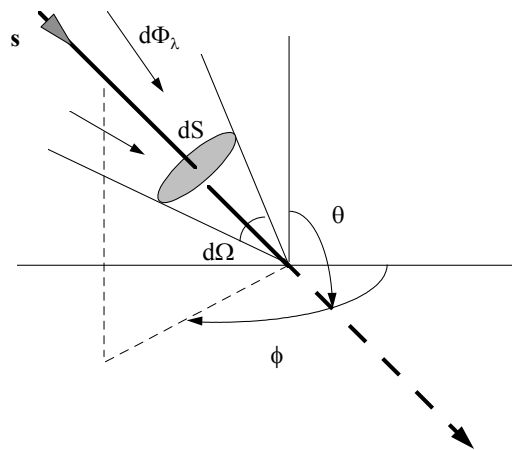


Figura 2.3. Definición de radiancia. Los ángulos cenital θ y acimutal ϕ definen la dirección \vec{s} de la radiación incidente.

La radiación electromagnética a su paso por la atmósfera sufre diferentes procesos de reflexión, dispersión y absorción por las partículas y gases que constituyen este medio de propagación. Esta interacción de la radiación con las partículas dependerá de sus tamaños, composición y propiedades.

La atenuación de radiación por partículas del aerosol y gases es el resultado de la combinación de dos procesos: (i) absorción, proceso en el que el fotón incidente llega a formar parte de la energía interna de la partícula con la que interacciona, y de esta forma la radiación absorbida se transforma en otras formas de energía; (ii) dispersión elástica, en este proceso una partícula en el camino de una onda electromagnética produce un redireccionamiento de la energía de ésta a otras direcciones del espacio. En este tipo de interacción onda-partícula los fotones incidentes no llegan a formar parte de la energía interna de la partícula. La dispersión se puede producir por una sola molécula o partícula (interacción a dos cuerpos), dispersión simple, o por varias, dispersión múltiple. Experimentalmente se demuestra que es válida la suposición de dispersión simple, o que predomina sobre la dispersión múltiple, si al duplicar el volumen o la concentración en el medio de propagación se duplica la cantidad de radiación dispersada. Además de la dispersión elástica, que es el tipo de dispersión dominante en la atmósfera, la radiación también puede dispersarse inelásticamente a partir de moléculas, de modo que se observa un desplazamiento en la longitud de onda, que es característico de cada molécula. Este proceso se describirá posteriormente.

II.6.1. DISPERSIÓN ELÁSTICA

La capacidad del medio para absorber y dispersar la radiación se cuantifica a través de los coeficientes de absorción $\sigma_{ab}(\lambda)$ y dispersión $\sigma_{dis}(\lambda)$, respectivamente, normalmente expresados en m^{-1} . Estos coeficientes representan la fracción de flujo radiante extinguida de un haz de radiación que viaja en una cierta dirección, como consecuencia de la absorción o la dispersión, por unidad de espesor del medio de propagación. Los procesos de dispersión dependen en gran medida de las propiedades físicas de los elementos dispersantes, y de la longitud de onda λ de la radiación incidente. Para el tratamiento matemático de tales procesos conviene expresar adecuadamente el tamaño de las partículas a través del denominado parámetro esférico de tamaño: $x = 2\pi r / \lambda$, donde r es el radio de las partículas y λ se expresa en μm [Iqbal, 1983]:

- Cuando $x < 0.6/n_s$, con n_s la parte real del índice de refracción de las partículas m , la dispersión esta gobernada por la teoría de Rayleigh, es decir, $\sigma_{dis}(\lambda)$ es función de λ^{-4} . En una atmósfera sin nubes se aplica a las moléculas de aire, la mayoría con un tamaño de $0.001 \mu m$.
- Cuando $x > 5$, la dispersión es principalmente un proceso de reflexión difusa que rara vez ocurre en la atmósfera terrestre.
- Cuando $0.6/n_s < x < 5$, la dispersión está gobernada por la teoría de Mie, y se aplica a partículas de tamaño mayor a $0.01 \mu m$ como las partículas de aerosol.

El ángulo formado por la dirección de incidencia y la de dispersión se denomina ángulo de dispersión Θ . Cuando $\Theta = 0^\circ$ la dispersión se produce completamente en el sentido de la propagación, y si $\Theta = 180^\circ$ la denominada retrodispersión ocurre en el sentido opuesto. El proceso de dispersión Rayleigh es totalmente simétrico respecto de la dirección perpendicular a la dirección de propagación (Figura 2.4). Esta dispersión es máxima a $\Theta = 0^\circ$ y $\Theta = 180^\circ$, y mínima a $\Theta = \pm 90^\circ$. Sin embargo, en la dispersión de Mie la retrodispersión es menor que la dispersión hacia delante. Aumentando el tamaño de la partícula, la fracción de radiación retrodispersada puede disminuir por debajo de un 10%.

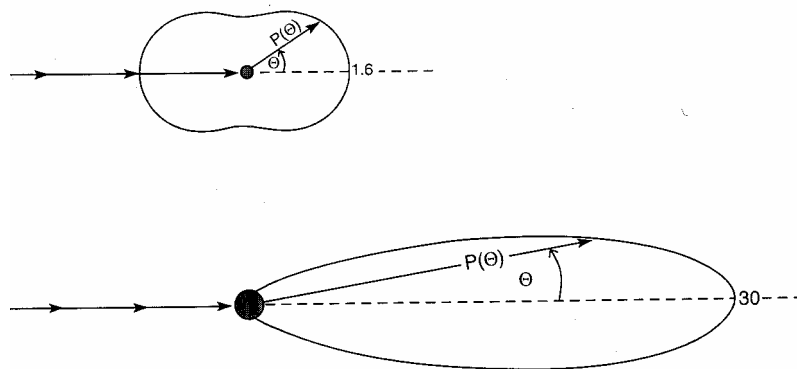


Figura 2.4. Arriba, dispersión de Rayleigh. Abajo, dispersión de Mie.

Consideremos ahora un elemento de volumen, dV , de un medio isótropo no absorbente, sobre el que incide un haz de radiación caracterizado por la irradiancia F (a

partir de ahora no indicaremos de modo explícito el carácter monocromático de las magnitudes). El flujo, $d^2\Phi$, dispersado por dV en el ángulo sólido $d\Omega$, en una dirección determinada por el ángulo Θ con respecto a la dirección de incidencia, es:

$$d^2\Phi = Ff(\Theta)dVd\Omega \quad (2.5)$$

donde $f(\Theta)$ (en $\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$) es la función de dispersión, que caracteriza la distribución angular de los fotones dispersados por las partículas del medio.

La cantidad total de flujo dispersado se obtiene integrando sobre todas las direcciones:

$$d\Phi = FdV \int_{4\pi} f(\Theta)d\Omega \quad (2.6)$$

El flujo dispersado por el elemento de volumen, dV , debe ser igual al que se pierde debido a la dispersión a lo largo de un espesor ds del elemento de volumen. Notando por dA a la sección transversal del elemento de volumen, el flujo incidente en él es FdA y la cantidad total de flujo dispersado es $d\Phi = \sigma_{dis} \cdot F \cdot dA \cdot ds = \sigma_{dis} \cdot F \cdot dV$. Comparando con la ecuación anterior obtenemos la relación de $f(\Theta)$ con el coeficiente de dispersión σ_{dis} :

$$\sigma_{dis} = \int_{4\pi} f(\Theta)d\Omega \quad (2.7)$$

Si únicamente nos interesa la dependencia angular de $f(\Theta)$, se define un parámetro adimensional normalizado llamado función de fase $P(\Theta)$, relacionado con $f(\Theta)$ mediante:

$$P(\Theta) = 4\pi \frac{f(\Theta)}{\sigma_s} \quad (2.8)$$

Dicha normalización se deduce de las ecuaciones 2.7 y 2.8 como:

$$\frac{1}{4\pi} \int_{\Omega} P(\Theta) d\Omega = 1 \quad (2.9)$$

Este parámetro $P(\Theta)$ representa la fracción de radiación dispersada en la dirección Θ , por unidad de ángulo sólido, con respecto a la radiación dispersada en todas las direcciones. En un medio isótropo (igual dispersión en todas direcciones) $P(\Theta)=1$. Por estar normalizada, $P(\Theta)$ sólo depende de las características de las partículas dispersantes, pero no de su cantidad, lo cual solamente se refleja en σ_{dis} .

Los detalles de la función de fase se pierden en el proceso de dispersión múltiple y sólo la primera interacción de la radiación con las partículas juega un papel especial en el reparto de la radiación dispersada. Además, en un medio real no isótropo dicho reparto no es simétrico. Para tener en cuenta esta asimetría, al representar la función de fase real mediante expresiones analíticas se introduce en ellas un parámetro adimensional denominado factor de asimetría g [Lenoble, 1993]:

$$g = \langle \cos \Theta \rangle = \frac{\int_0^{\pi} \cos \Theta P(\Theta) d \cos \Theta}{\int_0^{\pi} P(\Theta) d \cos \Theta} \quad (2.10)$$

El valor del factor de asimetría depende del tamaño y la forma de las partículas, de manera que aumenta cuando éstas crecen o son menos esféricas. Para la dispersión isotrópica o simétrica (de Rayleigh), $g = 0$, y para la dispersión en el sentido de propagación de la radiación, $\Theta = 0$, $g = 1$. En una atmósfera sin nubes g varía entre 0.1 (muy limpia) y 0.75 (contaminada) [Zege et al., 1991]. En presencia de nubes g varía de 0.8 a 0.9.

II.6.2. EXTINCIÓN

En general, se puede considerar que los procesos de absorción y dispersión ocurren simultáneamente. El proceso conjunto es lo que se denomina extinción, y se cuantifica por el coeficiente de extinción $\alpha(\lambda)$:

$$\alpha(\lambda) = \sigma_{ab}(\lambda) + \sigma_{dis}(\lambda) \quad (2.11)$$

La importancia relativa de la dispersión y la absorción se caracteriza con el albedo de dispersión simple:

$$\omega_0(\lambda) = \frac{\sigma_{dis}(\lambda)}{\alpha(\lambda)} = 1 - \frac{\sigma_{ab}(\lambda)}{\alpha(\lambda)} \quad (2.12)$$

Así, en un medio constituido sólo por gases y partículas que no absorben radiación $\omega_0(\lambda) = 1$.

Consideremos ahora un haz de radiación solar propagándose en una cierta dirección perpendicular a un espesor ds de un medio. La atenuación o extinción de la radiación (incluyendo tanto el proceso de dispersión como el de absorción) a lo largo del espesor seleccionado se evalúa mediante un parámetro adimensional conocido como espesor óptico $\tau(\lambda)$ definido mediante la siguiente expresión:

$$\tau(\lambda) = \int_{s_1}^{s_2} \alpha(\lambda) ds \quad (2.13)$$

En ciencias atmosféricas es usual definir la profundidad óptica o espesor óptico normal $\delta(\lambda)$, como el espesor óptico medido verticalmente (dirección cenital) sobre un nivel dado. Por tanto se define como:

$$\delta(\lambda) = \int_{z_1}^{z_2} \alpha(\lambda) dz \quad (2.14)$$

El espesor óptico $\tau(\lambda)$, y la profundidad óptica $\delta(\lambda)$ se relacionan a través de la masa óptica relativa de aire o masa óptica $m(\theta_0)$ (Figura 2.5), y depende del ángulo cenital θ_0 formado por la dirección de propagación de la radiación solar con la vertical z . Para $\theta_0 < 75^\circ$ la masa óptica suele aproximarse por $m(\theta_0) = 1/\cos(\theta_0)$. Para $\theta_0 > 75^\circ$ la aproximación deja de ser válida y deben tenerse en cuenta los efectos de refracción, buscando expresiones más o menos complejas para $m(\theta_0)$ [Schmid and Wehrli, 1995].

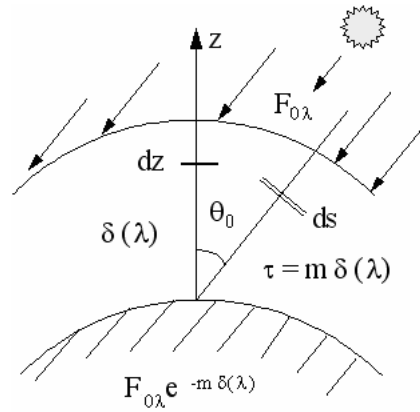


Figura 2.5. Atenuación atmosférica de un haz de radiación solar que incide según la dirección θ_0 .

La primera expresión exacta del coeficiente de extinción para partículas esféricas se obtuvo resolviendo las ecuaciones de Maxwell para el caso de ondas electromagnéticas interaccionando con un obstáculo, mediante un desarrollo en serie [Mie, 1908]. Esta expresión de σ_e , para una suspensión de partículas esféricas con diferentes tamaños, se obtiene por integración entre los valores mínimo r_m , y máximo, r_M del radio de las partículas presentes en la suspensión:

$$\alpha = \int_{r_m}^{r_M} \pi r^2 Q_e(x, m) n(r) dr \quad (2.15)$$

donde Q_e es el llamado factor de eficiencia de extinción expresado en términos del parámetro esférico de tamaño x , y del índice de refracción de las partículas m . El factor Q_e es la suma de los correspondientes factores de absorción y dispersión, $Q_e = Q_{dis} + Q_{ab}$, expresados de forma análoga a la de Q_e . Haciendo uso de la ecuación 2.1 para una suspensión homogénea de aerosol, todos con igual tamaño, obtenemos $\alpha = \pi r^2 Q_e N$.

El factor de eficiencia Q_e es un parámetro adimensional, y para partículas esféricas se obtiene directamente de la teoría de Mie. El cálculo de factor Q_e para partículas con geometrías más complejas, pasa por emplear modelos que las representen de forma adecuada [Bohren and Hoffman, 1983; Killinger et al., 1988]. El factor Q_e se puede entender como la efectividad con la que la partícula interacciona con la radiación. Para partículas de aerosol Q_e toma valores mayores o menores a la unidad,

dependiendo de que el tamaño de éstos sea comparable o menor que la longitud de onda de la radiación incidente.

De la radiación solar que alcanza la atmósfera aproximadamente el 30% se devuelve al espacio principalmente por reflexión desde las nubes, y 25% es absorbido en la atmósfera, principalmente por vapor de agua, ozono y dióxido de carbono. De este modo sólo el 45% de la radiación solar es absorbida en la superficie terrestre tras atravesar la atmósfera. Los procesos de absorción y dispersión debidos a moléculas y partículas modifican la cantidad de radiación en su paso por la atmósfera. En una atmósfera despejada, el aerosol atmosférico juega un papel esencial en el proceso de dispersión de la radiación solar que la atraviesa, y en menor medida en la absorción. El resto de los constituyentes atmosféricos también afectan a la composición espectral de la radiación que recibimos sobre la superficie terrestre en la región del visible. Los procesos de extinción más importantes en el dominio del espectro de onda corta son: la absorción debida al ozono en el ultravioleta en las bandas de Hartley y Huggins, y en el visible en las bandas de Chappuis; la absorción en el infrarrojo próximo en las bandas del dióxido de carbono, y de modo más importante en las de vapor de agua, principal responsable del calentamiento radiativo en la troposfera; la dispersión molecular en el ultravioleta y en el visible; la dispersión y absorción por partículas de aerosol y cristales o gotas de nube.

II.6.3. DISPERSIÓN RAMAN

Además de la dispersión elástica existe la dispersión inelástica, denominada Raman. Cuando la radiación se dispersa inelásticamente a partir de moléculas se produce un desplazamiento de frecuencia (y por tanto de la longitud de onda) característico de cada molécula. Este mecanismo de dispersión permite un cambio del estado cuántico de la molécula (rotacional y/o vibracional), y la frecuencia del fotón dispersado se desplaza. Si la molécula absorbe energía, es decir, se excita a un nivel de energía más alto, disminuye la energía del fotón dispersado, y la longitud de onda se desplaza hacia el rojo. Llamamos a este proceso inelástico dispersión Raman Stokes. Si la molécula transfiere energía al fotón dispersado disminuyendo su nivel de energía, la frecuencia del fotón dispersado aumenta, la longitud de onda se desplaza hacia el azul, y

hablamos de dispersión Raman anti-Stokes. El tiempo de vida de la interacción es muy pequeño, casi instantáneo, siendo inferior a $10^{-14} s$. Se produce cualquiera que sea la longitud de onda incidente y proporciona un espectro de líneas desplazadas respecto a la longitud de onda incidente. Estos desplazamientos dependen de la molécula estudiada y viene dado por:

$$\Delta\bar{\nu} = \bar{\nu}_1 - \bar{\nu}_s = \frac{\Delta E}{hc} \quad (2.16)$$

donde $\bar{\nu}_i = 1/\lambda_i$ hace referencia al número de onda (cm^{-1}), ΔE es la diferencia de energía entre los niveles energéticos involucrados de la molécula, h es la constante de Planck y c la velocidad de la luz en el vacío. El estudio de tal espectro permite la medida simultánea de una amplia variedad de componentes y la medida absoluta de su proporción de mezcla. El proceso de dispersión Raman tiene una eficiencia muy baja debido a que las correspondientes secciones eficaces son muy bajas, $10^{-32} - 10^{-28} cm^2 molécula^{-1}$, pero puede mejorarse trabajando en la región ultravioleta del espectro ya que la sección eficaz diferencial Raman es proporcional a λ^{-4} .

Las bajas secciones eficaces de dispersión Raman requieren concentraciones comparablemente altas de los componentes atmosféricos a investigar. Por consiguiente, el N_2 , O_2 y vapor de agua, como principales constituyentes del aire, son de primer interés. Mientras que el N_2 y O_2 , cuyas densidades atmosféricas son conocidas en principio a partir de temperatura y presión, se usan como gases de referencia, la densidad de vapor de agua, que es altamente variable tanto en el espacio como en el tiempo, es uno de los objetivos a determinar con la dispersión Raman.

El cálculo de los niveles de energía moleculares es sencillo para moléculas biatómicas homonucleares, en nuestro caso N_2 y O_2 . Para tales moléculas la aproximación con el modelo de un oscilador armónico rotando libremente proporciona la energía de los niveles vibracionales:

$$E_{vib,\nu} = hc\bar{\nu}_{vib}(\nu + 1/2) \quad \text{con } \nu = 0,1,2,\dots \quad (2.17)$$

donde $\bar{\nu}_{vib}$ es el número de onda vibracional específico o frecuencia del oscilador de la molécula y ν el número cuántico vibracional.

Para los niveles de energía rotacional tenemos en buena aproximación:

$$E_{rot,J,\nu} = hc[B_{\nu}J(J+1) - D_{\nu}J^2(J+1)^2] \text{ con } J = 0,1,2,\dots \quad (2.18)$$

donde J es el número cuántico rotacional, B_{ν} es la constante rotacional específica y D_{ν} la constante de distorsión centrífuga o estiramiento de la molécula. Las constantes B_{ν} y D_{ν} dependen del verdadero estado vibracional ν de la molécula. El término que incluye a D_{ν} contabiliza el efecto del estiramiento centrífugo del eje de la molécula debido a la rotación. Su contribución relativa a $E_{rot,J,\nu}$ es pequeña y sólo juega un papel para J grandes. A las temperaturas atmosféricas muchas moléculas se encuentran en sus niveles vibracionales (y también electrónicos) fundamentales, es decir, con $\nu = 0$. En estas circunstancias las bandas Stokes serán mucho más importantes que las bandas anti-Stokes. Además, cada nivel vibracional da lugar a una banda de líneas con separación muy pequeña correspondientes a diferentes transiciones en el número cuántico rotacional. De esta forma la excitación con un haz láser de las moléculas atmosféricas N_2 , O_2 y H_2O serán esencialmente transiciones tipo Stokes con $\nu = 0 \rightarrow 1$. Las constantes $\bar{\nu}_{vib}$, B_0 , B_1 y D_0 necesarias para calcular el desplazamiento de frecuencia Raman del N_2 y O_2 para las aplicaciones Lidar Raman se recogen en la Tabla 2.2 [Weitkamp, 2005]:

Gas	$\bar{\nu}_{vib} (cm^{-1})$	$B_0 (cm^{-1})$	$B_1 (cm^{-1})$	$D_0 (cm^{-1})$
N_2	2330.7	1.98957	1.97219	$5.76 \cdot 10^{-6}$
O_2	1556.4	1.43768	1.42188	$4.85 \cdot 10^{-6}$

Tabla 2.2. Constantes moleculares para el cálculo de los desplazamientos de frecuencia Raman para el N_2 y O_2 . Tabla adaptada de Weitkamp (2005).

II.6.4. ABSORCIÓN

Al atravesar la atmósfera la energía solar es en parte absorbida por los constituyentes atmosféricos, lo cual aumenta la energía interna de los mismos, y parte

de esta energía puede ser finalmente responsable del aumento de temperatura en la atmósfera. La absorción se denomina selectiva porque solamente afecta a unas determinadas longitudes de onda, líneas de absorción. Cuando en un determinado rango espectral encontramos líneas de absorción muy próximas se producen solapamientos que nos llevan a hablar de bandas de absorción.

Los principales absorbentes de la radiación solar en la atmósfera son el N_2 , O_2 , O_3 y el vapor de agua. También son absorbentes el CO_2 , NO_2 , CH_4 , CO , H_2SO_4 , los óxidos de nitrógeno y diferentes combinaciones de hidrocarburos. Los gases atómicos como el Oxígeno (O) y el Nitrógeno (N) absorben de forma continua los rayos X y las longitudes de onda corta hasta $0.085 \mu m$. El Nitrógeno (N_2) presenta una fuerte banda de absorción en el ultravioleta, cerca de $0.1 \mu m$, y bandas más débiles entre 0.23 y 0.34 (Bandas de Vegard-Kaplan). El Oxígeno tiene tres bandas de absorción en el visible a 0.63 , 0.69 y $0.76 \mu m$. Además de la absorción en el visible, el Oxígeno tiene fuertes bandas de absorción para $\lambda < 0.1 \mu m$ (Banda de Runge), entre 0.12 y $0.20 \mu m$ (Banda de Schuman) y entre 0.20 y $0.26 \mu m$ (Banda de Hertzberg). El Ozono (O_3) tiene una banda de absorción fuerte entre 0.21 y $0.30 \mu m$ (Banda de Hartley), una más débil entre 0.3 y $0.35 \mu m$ (Banda de Huggins) y otra en la región del visible entre 0.44 y $0.64 \mu m$ (Banda de Chappuis). El Ozono también presenta bandas de absorción en el infrarrojo, en 4.8 , 9.6 y $14.2 \mu m$. La absorción del vapor de agua juega un papel muy importante en la atenuación de la radiación solar en la región del infrarrojo próximo. Presenta tres bandas de absorción intensas en 1.1 , 1.4 y $1.8 \mu m$, y otras bandas importantes en 0.72 , 0.82 , 0.94 , 2.7 , 3.2 y $6.3 \mu m$. El dióxido de carbono (CO_2) tiene bandas de absorción importantes en la región infrarroja, en 1.45 , 1.6 , 2.0 , 2.7 , 4.3 , 4.8 y $5.2 \mu m$. Por encima de $2.3 \mu m$ la energía contenida en el espectro solar es pequeña (menor que 5%), y la acción combinada de absorción de H_2O y CO_2 hacen que la energía recibida en la superficie para estas longitudes de onda sea muy pequeña.

II.6.5. ECUACIÓN DE TRANSPORTE RADIATIVO (ETR)

En esta sección se presenta la ecuación básica que describe el transporte de radiación en cualquier medio de propagación, y que se basa en el Principio de Conservación de la Energía.

Básicamente, la variación de radiancia, dL_λ observada cuando un haz de radiación atraviesa un elemento de volumen de un medio, tiene dos componentes (Figura 2.6). Por un lado, se produce atenuación de dicha radiación por el medio de forma que $dL_\lambda^1 = -\alpha(\lambda)L_\lambda ds$, y por otro, el haz se puede ver intensificado por la propia emisión del medio y por la dispersión múltiple desde todas las direcciones. Este efecto se evalúa con el término fuente J_λ . Así, el aumento en la radiancia viene dado por $dL_\lambda^2 = \alpha(\lambda)J_\lambda ds$. La variación total de radiancia será entonces $dL_\lambda = dL_\lambda^1 + dL_\lambda^2$. Dividiendo por $\alpha(\lambda)ds$ llegamos a la ecuación general de transporte radiativo en la atmósfera (ETR):

$$\frac{dL_\lambda}{\alpha(\lambda)ds} = -L_\lambda + J_\lambda \quad (2.19)$$

Cuando no se considera la contribución debida a la emisión, situación apropiada para las longitudes de onda solares, la función fuente se podrá expresar en términos de la función de fase $P(\Theta)$ y la ETR queda como:

$$\frac{dL_\lambda}{\alpha(\lambda)ds} = -L_\lambda + \frac{\omega_0(\lambda)}{4\pi} \int_{\Omega} L_\lambda P(\Theta) d\Omega \quad (2.20)$$

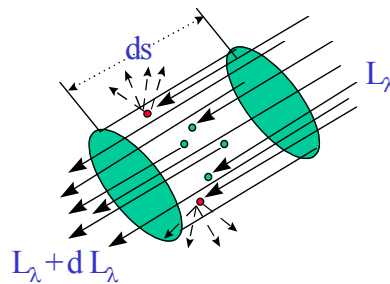


Figura 2.6. Transmisión de un haz de radiación en la atmósfera.

El siguiente paso consiste en encontrar una solución de esta ecuación, obtenida en una situación elemental, para el caso de una atmósfera lo más equivalente posible a la real. La geometría más simple para un medio atenuante es una capa limitada por dos planos infinitos y paralelos, donde las propiedades del material son constantes en un plano paralelo a éstos y la radiación incidente es constante en las dos fronteras. Éste es el caso de atmósferas plano-paralelas, que constituye en muchas situaciones una buena

aproximación de la atmósfera real, en la que las variaciones verticales son mucho más rápidas que las horizontales para todas las magnitudes. En esta situación es conveniente medir las distancias sobre la dirección normal z , al plano de estratificación (Figura 2.7).

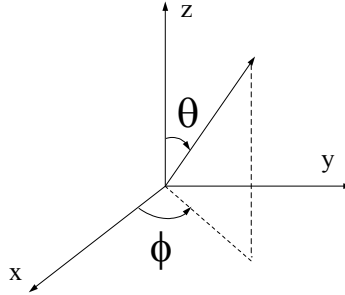


Figura 2.7. Coordenadas que definen la posición de un punto. Cuando dichas coordenadas estén notadas con el subíndice 0 se referirán a la posición solar.

Con esta geometría es posible aproximar la masa óptica por $m^{-1} = \mu = \cos \theta$. Realizando el cambio de variable $dz = \mu ds$ en la ecuación de transporte radiativo y haciendo uso de la definición de profundidad óptica $\delta(\lambda)$ (ecuación 2.14), obtenemos:

$$\mu \frac{dL_{\lambda}(\delta_{\lambda}, \mu, \phi)}{d\delta_{\lambda}} = -L_{\lambda}(\delta_{\lambda}, \mu, \phi) + J_{\lambda}(\delta_{\lambda}, \mu, \phi) \quad (2.21)$$

Supongamos que la radiancia no varía con el tiempo, que no presenta gradientes horizontales en sus valores (atmósfera plana y estratificada) y admitamos una atmósfera isótropa (la función fuente no tiene direcciones privilegiadas). Multiplicando la anterior expresión por $e^{-\delta_{\lambda}/\mu}$, e integrando entre δ_{λ} y δ_0 , con $\delta_0 = 0$ en la cima de la atmósfera, llegamos a la solución para la radiancia en el nivel δ_{λ} :

$$L_{\lambda}(\delta_{\lambda}; \mu, \phi) = L_{\lambda}(\delta_0; \mu, \phi) e^{-\frac{(\delta_0 - \delta_{\lambda})}{\mu}} + \int_{\delta_{\lambda}}^{\delta_0} J_{\lambda}(\delta'_{\lambda}; \mu, \phi) e^{-\frac{(\delta'_{\lambda} - \delta_{\lambda})}{\mu}} \frac{d\delta'_{\lambda}}{\mu} \quad (2.22)$$

Esta ecuación es integrodiferencial ya que en general $J_{\lambda} = J_{\lambda}(L_{\lambda})$. Su interpretación física es simple (Figura 2.8). Si consideramos una capa del medio comprendida entre los niveles definidos por δ_{λ} y δ_0 , la radiancia que llega al nivel con δ_{λ} es igual a la radiancia que incide en el nivel caracterizado por δ_0 , atenuada entre

ambos niveles, más la contribución del propio medio que es atenuada por las sucesivas capas δ' .

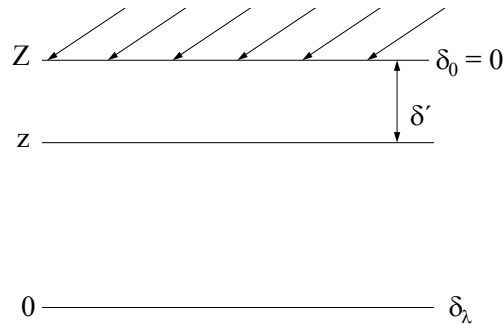


Figura 2.8. Atmósfera plano - paralela iluminada por un haz solar.

En el caso de la irradiancia solar directamente transmitida, para la cual las contribuciones de emisión y dispersión desde otras direcciones diferentes a la del haz directo se pueden despreciar, la solución de la ecuación de transferencia se reduce a la conocida Ley de Beer-Bouguer-Lambert (Figura 2.8):

$$L_{\lambda}(\delta_{\lambda}; \mu, \phi) = L_{\lambda}(\delta_0; \mu, \phi) e^{-\mu(\delta_0 - \delta_{\lambda})} \quad (2.23)$$

Esta expresión nos dice que la disminución de radiación directamente transmitida, en un medio atenuante, sigue una ley de tipo exponencial. Esta última expresión se puede utilizar para la irradiancia solar (y estelar) directa, correspondiente a integrar la radiancia que viene del Sol (u otra estrella) en el pequeño ángulo sólido que el Sol (u otra estrella) subtende desde la Tierra.

$$F_{\lambda} = F_{0\lambda} e^{-m(\theta_0)\delta_{\lambda}} \quad (2.24)$$

Ésta es la expresión clave que describe el funcionamiento de los instrumentos de teledetección pasiva para la monitorización del aerosol atmosférico.

II.7. PRINCIPIO DE FUNCIONAMIENTO DE LA TÉCNICA LIDAR

La técnica Lidar (acrónimo de LIght Detection And Ranging) es una técnica de teledetección de parámetros físicos o químicos de la atmósfera, que es capaz de proporcionar información de sobre la presencia, naturaleza y distribución tanto espacial como temporal de diferentes constituyentes atmosféricos.

Este tipo de técnica es similar desde un punto de vista funcional al radar (acrónimo de RAdio Detection And Ranging). Tanto es así que a veces el término Lidar es sustituido por el de radar óptico. La diferencia esencial entre las dos técnicas radica en la diferencia entre los dominios espectrales de las ondas electromagnéticas que utilizan para llevar a cabo la teledetección. De esta forma mientras el radar emplea ondas de radio, el Lidar emplea radiación láser en el rango ultravioleta, visible e infrarrojo.

Esquemáticamente un sistema Lidar está constituido por un sistema de transmisión que consiste en una fuente pulsante láser, que emite radiación a la atmósfera, un sistema de recepción de la radiación retrodispersada por la atmósfera, basado en un telescopio, y, por último, un sistema de selección espectral y de detección de la radiación recibida (Figura 2.9).

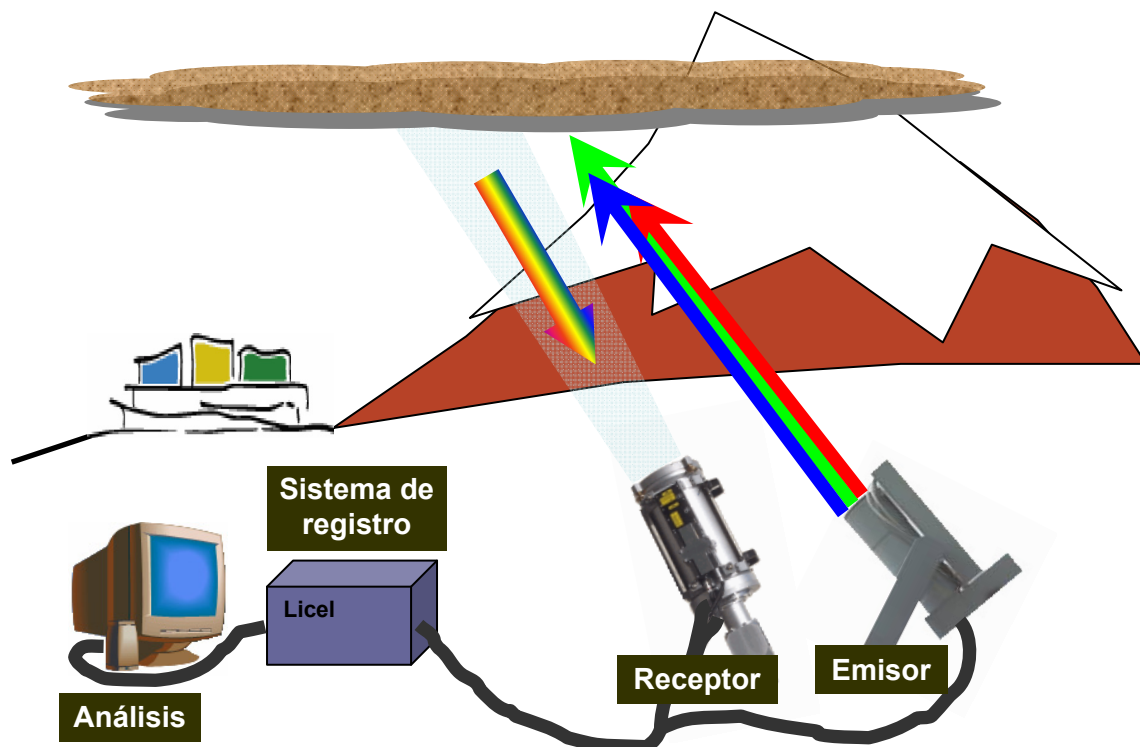


Figura 2.9. Esquema conceptual de las partes principales de un sistema Lidar.

La radiación emitida a la atmósfera interacciona con las moléculas y partículas que componen la atmósfera de forma que esa radiación en parte se dispersa y en parte se absorbe. La radiación que se retrodispersa se recoge mediante el telescopio mientras que la radiación dispersada en direcciones distintas a la dirección de propagación del haz láser o que es absorbida por las moléculas y partículas de la atmósfera no se recoge en el sistema de medida y conlleva una atenuación del haz láser. La energía retrodispersada recibida en el telescopio se selecciona espectralmente y se transforma en señales eléctricas proporcionales al flujo radiativo recibido. La señal incluye las propiedades de retrodispersión de la atmósfera, que dependen de la longitud de onda empleada, del número de partículas, de su tamaño, forma y propiedades ópticas de las mismas, así como de las moléculas que el haz láser encuentra durante su propagación. A partir del tratamiento de estas señales se puede obtener información de la presencia y de propiedades ópticas de las partículas de aerosol atmosférico mediante los métodos de inversión que se presentan en el Capítulo IV, proporcionando su distribución espacial. Por tanto, el Lidar permite la realización de medidas resueltas en distancia, es decir, permite obtener perfiles de diversos parámetros atmosféricos en función de la distancia. A partir de la medida del retardo entre la emisión del pulso láser y la recepción de la radiación retrodispersada se puede calcular la distancia a la cual se encuentra el blanco atmosférico.

La técnica Lidar presenta ventajas frente a otras técnicas de monitorización de la atmósfera, justificando el creciente interés y el esfuerzo continuo de mejora de los sistemas basados en ella. De hecho la teledetección láser consiste en estudiar los constituyentes atmosféricos, entre ellos contaminantes, de forma que no se perturba el medio observado, en el sentido de que no es necesario extraer una muestra del gas a analizar, de forma que se elimina el riesgo de modificar la muestra durante el proceso de medida. De esta forma hoy en día la técnica Lidar se ha convertido, en una herramienta importante en las ciencias atmosféricas debido a sus aplicaciones. Permite estudiar, entre otros, la capa límite planetaria [Matthias and Bösenberg, 2002], transporte a gran distancia [Ansmann et al., 2003], el aerosol estratosférico originado en erupciones volcánicas [Ferrare et al., 1992], propiedades físicas y ópticas de cirros [Ansmann et al., 1992 and Reichardt et al, 2002], crecimiento higroscópico de partículas de aerosol [Ferrare et al., 1998] y calidad del aire [Philbrick et al., 2002].

II.8. LA ECUACIÓN LIDAR

La forma de la expresión matemática que se debe usar para obtener información de parámetros atmosféricos mediante láser depende del tipo de interacción que tenga lugar entre los constituyentes atmosféricos que se pretenden estudiar y la radiación láser empleada [Seinfeld and Pandis, 1998]. Para poder obtener información de la atmósfera a partir de la radiación retrodispersada es necesario determinar una relación entre la energía recibida en el sistema receptor en término de parámetros atmosféricos que modifican el perfil láser y de parámetros del propio instrumento que lleva a cabo la medida.

Para obtener esta expresión consideramos un sistema Lidar en configuración monoestática (es decir, con el sistema transmisor y receptor fijos en una posición próxima) basado en una fuente láser pulsante. La ecuación Lidar para la retrodispersión, tanto elástica como inelástica, expresa el flujo de energía $P(\lambda, \lambda_L, R)$ recibido en el receptor en el intervalo espectral como resultado de la retrodispersión (elástica o inelástica) desde el elemento de volumen atmosférico ($dA \cdot \Delta R$) a distancia R del sistema láser (Figura 2.10) viene dada por [Measures, 1984]:

$$P(\lambda, \lambda_L, R) = \int J(\lambda, \lambda_L, R, r) \cdot \Delta\lambda \cdot \Delta R \cdot p(\lambda, R, r) \cdot dA(R, r) \quad (2.25)$$

donde:

λ es la longitud de onda de la radiación recibida;

λ_L es la longitud de onda de la radiación emitida por la fuente láser;

$J(\lambda, \lambda_L, R, r)$ es la radiancia espectral por unidad de distancia, en la longitud de onda λ debida a la retrodispersión (elástica o inelástica) del haz emitido por el láser (en la longitud de onda λ_L). Se considera que este término de retrodispersión se origina en la posición r de una superficie normal a la dirección de propagación situada a una altura R ;

$\Delta\lambda$ es el ancho de banda de la radiación medida;

$p(\lambda, R, r)$ es la probabilidad de que la radiación de longitud de onda λ proveniente del elemento de volumen analizado en posición r situado a una altura R incida sobre el detector;

$dA(R, r)$ es el elemento de área de la región atmosférica analizada situada en la posición r y una altura R .

La probabilidad $p(\lambda, R, r)$ depende de múltiples factores entre ellos consideraciones geométricas, factores físicos como los procesos de interacción radiación-materia, e instrumentales como las propiedades ópticas del sistema receptor y del sistema de selección espectral. Así podemos expresar la probabilidad de la siguiente forma:

$$p(\lambda, R, r) = \frac{A_0}{R^2} \cdot T(\lambda, R) \cdot \xi(\lambda) \cdot O(R, r) \quad (2.26)$$

donde:

A_0 es el área del telescopio;

$T(\lambda, R)$ es la transmisividad atmosférica en la longitud de onda λ a la altura R . Este factor se define como $T(\lambda, R) = \exp\left(-\int_0^R \alpha(\lambda, \zeta) d\zeta\right)$ siendo $\alpha(\lambda, R)$ el coeficiente de extinción que tiene en cuenta tanto el proceso de absorción como el de dispersión que sufre el haz láser durante su propagación a través de la atmósfera.

$\xi(\lambda)$ es la respuesta espectral del sistema de recepción en la longitud de onda λ y tiene en cuenta la óptica del sistema, los elementos de selección espectral y el receptor;

$O(R, r)$ es el factor de solapamiento, que representa la probabilidad de que la radiación procedente de la posición r a una altura R alcance al receptor basándonos exclusivamente en consideraciones geométricas, para lo que asumimos que sólo depende de la superposición del haz láser con el campo de visión del telescopio receptor.

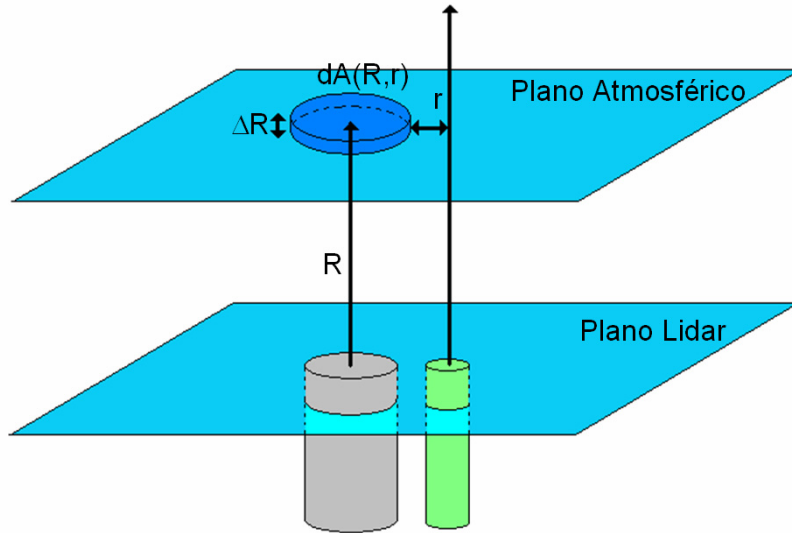


Figura 2.10. Representación esquemática del volumen atmosférico analizado.

La radiancia espectral por unidad de longitud $J(\lambda, \lambda_L, R, r)$ depende del tipo de interacción entre la radiación láser y el componente atmosférico, de modo que proporciona información de su naturaleza y densidad. Como estamos considerando la dispersión tanto elástica como inelástica podemos escribir:

$$J(\lambda, \lambda_L, R, r) = \beta(\lambda, \lambda_L, R, r) \cdot F(R, r) \quad (2.27)$$

donde:

$F(R, r)$ es la irradiancia láser en la posición r a una altura R ;

$\beta(\lambda, \lambda_L, R, r)$ es el coeficiente de retrodispersión, que representa la fracción de la energía incidente que se retrodispersa. El coeficiente de retrodispersión $\beta(\lambda, \lambda_L, R, r)$ se puede expresar en función de propiedades de los centros dispersores y de la longitud de onda incidente del siguiente modo:

$$\beta(\lambda, \lambda_L, R, r) = \sum_i N_i(R, r) \left\{ \frac{d\sigma(\lambda_L)}{d\Omega} \right\} L_i(\lambda) \quad (2.28)$$

donde:

$N_i(R, r)$ es la densidad numérica de la especie i -ésima de dispersores;

$d\sigma(\lambda_L)/d\Omega$ es la sección eficaz diferencial de retrodispersión en la longitud de onda emitida por el láser λ_L ;

$L_i(\lambda)$ es la fracción de la radiación retrodispersada que cae dentro del intervalo espectral $(\lambda, \lambda + \Delta\lambda)$.

El flujo total recibido por el detector en el instante t , que corresponde al tiempo que tarda el pulso en propagarse (a la velocidad de la luz, c) hasta alcanzar la altura R y que la radiación retrodispersada alcance el receptor, se puede expresar como:

$$P(\lambda, \lambda_L, R) = \int_{\Delta R} dR \int_{\Delta\lambda_0} d\lambda \int J(\lambda, \lambda_L, R, r) \cdot p(\lambda, R, r) \cdot dA(R, r) \quad (2.29)$$

La integral en distancia se extiende sobre el rango de distancias ΔR para tener en cuenta el hecho de que la radiación que alcanza el detector en el tiempo t proviene del volumen muestreado situado en la distancia $R = ct/2$ y con espesor ΔR . Esto se debe a que estamos suponiendo una fuente láser pulsante y a que se muestrea la señal retrodispersada durante breves intervalos de tiempo, que dependen de la frecuencia de muestreo del sistema de registro empleado. La integral en longitudes de onda se extiende sobre la ventana espectral $\Delta\lambda_0$ del sistema receptor centrado en λ . Teniendo en cuenta las ecuaciones 2.26 y 2.27 podemos expresar la ecuación 2.29 como:

$$P(\lambda, \lambda_L, R) = A_0 \int_{\Delta R} \frac{dR}{R^2} \int_{\Delta\lambda_0} \xi(\lambda) d\lambda \int \beta(\lambda, \lambda_L, R, r) \cdot T(\lambda, R) \cdot O(R, r) \cdot F(R, r) \cdot dA(R, r) \quad (2.30)$$

Para calcular $P(\lambda, \lambda_L, R)$ vamos a hacer algunas suposiciones. Asumimos que la longitud de onda de la radiación láser emitida y la radiación dispersada son del mismo orden de magnitud y si ambas son mucho más pequeñas que la ventana espectral del receptor $\Delta\lambda_0$ podemos tratar la función $L_i(\lambda)$, y por tanto $\beta(\lambda, \lambda_L, R, r)$, como una función de tipo delta. Además asumimos que en la zona de solapamiento entre el campo de visión del receptor y el haz láser el volumen de atmósfera muestreado solamente presenta variaciones relevantes de sus propiedades a lo largo de la dirección de propagación del haz, de forma que la función $\beta(\lambda, \lambda_L, R, r)$ es independiente de r . En estas condiciones la ecuación 2.30 se puede expresar como:

$$P(\lambda, \lambda_L, t) = A_0 \xi(\lambda) \int_{\Delta R} \beta(\lambda, \lambda_L, R) \cdot T(\lambda, R) \frac{dR}{R^2} \int O(R, r) \cdot F(R, r) \cdot dA(R, r) \quad (2.31)$$

Como se mencionó anteriormente el factor $O(R, r)$ sólo depende de la superposición del haz láser con el campo de visión del telescopio receptor y esencialmente es 1 dentro de la región de solapamiento y 0 fuera de ella. Además asumimos que la irradiancia láser es uniforme sobre el área estudiada $A(R)$ en la altura R . De esta forma se tiene:

$$\int O(R, r) \cdot F(R, r) \cdot dA(R, r) = O(R) \cdot F(R) \cdot A(R) \quad (2.32)$$

Teniendo en cuenta estas últimas consideraciones podemos expresar la ecuación 2.31 del siguiente modo:

$$P(\lambda, \lambda_L, R) = A_0 \xi(\lambda) \int_{\Delta R} \beta(\lambda, \lambda_L, R) \cdot T(\lambda, R) \cdot O(R) \cdot F(R) \cdot A(R) \frac{dR}{R^2} \quad (2.33)$$

Dado que generalmente el rango de interés es mayor que la longitud del pulso láser $c\tau_L$ (siendo c la velocidad de la luz y τ_L la duración del pulso láser), es decir, la resolución espacial del sistema es elevada, se puede considerar que los términos dependientes de R son constantes sobre intervalos de integración pequeños, con lo que la ecuación 2.33 toma la forma:

$$P(\lambda, \lambda_L, R) = \Delta R \cdot \frac{A_0}{R^2} \cdot \xi(\lambda) \cdot \beta(\lambda, \lambda_L, R) \cdot T(\lambda, R) \cdot O(R) \cdot F(R) \cdot A(R) \quad (2.34)$$

Con la hipótesis de una función rectangular para el pulso láser de duración τ_L la irradiancia se puede expresar del siguiente modo:

$$F(R) = \frac{E_L \cdot T(\lambda_L, R)}{\tau_L \cdot A(R)} \quad (2.35)$$

donde

E_L es la energía de salida del pulso láser;

$T(\lambda_L, R)$ es la transmisividad atmosférica en la longitud de onda λ_L a la altura R .

Finalmente combinando las ecuaciones 2.33 y 2.34 se obtiene:

$$P(\lambda, \lambda_L, R) = P_0(\lambda_L) \cdot \Delta R \cdot \frac{A_0}{R^2} \cdot \xi(\lambda) \cdot O(R) \cdot \beta(\lambda, \lambda_L, R) \cdot T(\lambda, R) \cdot T(\lambda_L, R) \quad (2.36)$$

donde se ha introducido $P_0(\lambda_L) = E_L / \tau_L$ que es flujo radiativo a la salida del láser. El factor ΔR es la resolución espacial del sistema Lidar establecida en término de la duración del pulso. En un instante de tiempo determinado el pulso láser de duración τ_L ilumina una porción de la atmósfera de longitud $c\tau_L$. Debido a que la radiación medida ha realizado un recorrido de ida y un recorrido de vuelta antes de ser detectada por el sistema Lidar, la columna atmosférica de la cual se recibe señal en el instante t tiene una longitud igual a $c\tau_L/2$. Para determinar la resolución real de un sistema Lidar además es necesario tener en cuenta el tiempo característico de la interacción radiación-materia τ_i que se emplea para la medida así como la resolución temporal del sistema de adquisición empleado τ_d . Considerando todos los factores la resolución espacial de un sistema Lidar vendrá dada por:

$$\Delta R = c \frac{\tau_L + \tau_i + \tau_d}{2} \quad (2.37)$$

La resolución espacial de un sistema Lidar, cuya expresión estricta se acaba de plantear, se puede simplificar en la práctica. Teniendo en cuenta que el fenómeno de interacción-radiación materia empleado en la medida es la dispersión, se puede considerar que $\tau_i \ll \tau_L, \tau_d$, ya que el tiempo característico de la interacción es muy pequeño ($\tau_i < 10^{-14} s$). Por otra parte, la frecuencia de muestreo del sistema de adquisición es tal que se puede considera que $\tau_L \ll \tau_d$, de forma que finalmente la resolución espacial de un sistema Lidar viene dada por:

$$\Delta R = \frac{c\tau_d}{2} \quad (2.38)$$

Finalmente, el flujo total retrodispersado recibido en un instante t por un sistema Lidar es:

$$P(\lambda, \lambda_L, R) = P_0(\lambda_L) \cdot C \cdot \frac{O(R)}{R^2} \cdot \beta(\lambda, \lambda_L, R) \cdot \exp\left(-\int_0^R [\alpha(\lambda, \zeta) + \alpha(\lambda_L, \zeta)] d\zeta\right) \quad (2.39)$$

donde $C = A_0 c \tau_d \xi(\lambda)/2$ es una constante que recoge todos los parámetros del sistema independientes de R .

Cuando el sistema Lidar detecta radiación retrodispersada por la atmósfera en la misma longitud de onda que la emitida por el láser, se dice que el sistema presenta configuración elástica y permite obtener la distribución vertical del aerosol atmosférico a partir de la dispersión elástica. Por el contrario, cuando el sistema Lidar detecta radiación retrodispersada inelásticamente por efecto Raman, se dice que el sistema presenta configuración Raman o inelástica. La Tabla 2.3 recoge la ecuación Lidar para cada una de estas dos configuraciones.

Configuración	$\lambda_{recibida}$	Ecuación
Elástica	$\lambda = \lambda_L$	$P(\lambda_L, R) = P_0(\lambda_L) \cdot C \cdot \frac{O(R)}{R^2} \cdot \beta(\lambda_L, R) \cdot \exp\left(-2 \int_0^R \alpha(\lambda_L, \zeta) d\zeta\right)$
Raman	$\lambda \neq \lambda_L$	$P(\lambda, \lambda_L, R) = P_0(\lambda_L) \cdot C \cdot \frac{O(R)}{R^2} \cdot \beta(\lambda, \lambda_L, R) \cdot \exp\left(-\int_0^R [\alpha(\lambda, \zeta) + \alpha(\lambda_L, \zeta)] d\zeta\right)$

Tabla 2.3. Ecuación Lidar particularizada para las configuraciones elástica y Raman.

REFERENCIAS

- Adedokun J.A., W. O. Emofurieta, and O. A. Adedeji, "Physical, chemical and mineralogical properties of harmattan dust at Ile-Ife, Nigeria", *Theoretical and Applied Climatology*, 40, 161-169, 1989.
- Andreae, M.O., "The ocean as a source of atmospheric sulphur compounds", In *The role of air-sea exchange in geochemical cycling* (ed. Buat-Ménard (ed.)), pp. 331-362. Reidel, 1986.
- Andreae, M.O., and P. J. Crutzen, "Atmospheric aerosols: Biogeochemical sources and role in atmospheric chemistry", *Science*, 276, 1052-1058, 1997.
- Ansmann, A., M. Riebesell, U. Wandinger, C. Weitkamp, and W. Michaelis, "Independent measurement of extinction and backscatter profiles in cirrus clouds by using a combined Raman elastic backscatter lidar". *Appl. Opt.*, 31, 7113-7131, 1992.
- Ansmann A., J. Bösenberg, A. Chaikovsky, A. Comerón, S. Eckhardt, R. Eixmann, V. Freudenthaler, P. Ginoux, L. Komguem, H. Linné, M. A. López Márquez, V. Matthias, I. Mattis, V. Mitev, D. Müller, S. Music, S. Nickovic, J. Pelon, L. Sauvage, P. Sobolewsky, M. K. Srivastava, A. Stohl, O. Torres, G. Vaughan, U. Wandinger, and M. Wiegner, "Long-range transport of Saharan dust to northern Europe: The 11-16 October 2001 out break observed with EARLINET", *J. Geophys. Res.*, 108 (D24), 4783, doi:10.1029/2003JD003757, 2003.
- Avila A., I. Queralt, and M. Alarcón, "Mineralogical composition of African dust delivered by red rains over North-Eastern Spain", *J. Geophys. Res.*, 102, 21977-21996, 1997.
- Barry, R. G., and Chorley, *Atmósfera, tiempo y clima*. Ed. Omega, Barcelona, España, 1999.
- Bohren, C. F., and D. R. Hoffman, "Absorption and scattering by small particles", John Wiley, New York, pp, 530, 1983.
- Bösenberg J., A. Ansmann, J. M. Baldasano, D. Balis, C. Böckmann, B. Calpini, A. Chaikovsky, P. Flamant, A. Hagard, V. Mitev, A. Papayannis, J. Pelon, D. Resendes, J. Schneider, N. Spinelli, T. Trickl, G. Vaughan, G. Visconti and M. Wiegner, "EARLINET: a European aerosol research lidar network". In *Laser Remote Sensing of the Atmosphere*, A. Dabas, C. Loth, and J. Pelon, eds., selected papers of the 20th International Laser Radar Conference (Edition Ecole Polytechnique, Palaiseau, France, 2001), pp. 155–158, 2001.
- Caquineau S., A. Gaudichet, L. Gomes, M. C. Magonthier, and B. Chatenet, "Saharan dust: Clay ratio as a relevant tracer to assess the origin of soil delivered aerosols", *Geophys. Res. Lett.*, 25, 983-986, 1998.

- Chin, M., P. Ginoux, S. Kinne, O. Torres, B. N. Holben, B.N. Duncan, R. V. Martin, J. A. Logan, A. Higurashi, and T. Nakajima, “Tropospheric aerosol optical thickness from the GOCART model and comparisons with satellite and sun photometer measurements”, *J. Atmos. Sci.*, 59, 461–483, 2002.
- Chuang, C. C., J. E. Penner, K. E. Taylor, A. S. Grossman, and J. J. Walton. “An assessment of the radiative effects of anthropogenic sulphate”, *J. Geophys. Res.*, 102, 3761-3778, 1997.
- D’Almeida, G., “A model for Saharan dust transport”, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 25: 903-916, 1987.
- Duce R.A., Sources, distributions and fluxes of mineral aerosols and their relationship to climate, In *Aerosol forcing of climate* (ed. R J Charlson & J Heinzenberg (eds.)), pp. 43-72. Wiley, 1995.
- Ferrare, R. A., S. H. Melfi, D. N. Whiteman and K. D. Evans, “Raman lidar measurements of Pinatubo aerosols over south-eastern Kansas during November-December 1991”, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 1599-1602, 1992.
- Ferrare, R. A., S. H. Melfi, D. N. Whiteman, K. D. Evans, M. Poellot, and Y. J. Kaufman, “Raman lidar measurements of aerosol extinction and backscattering, 2, Derivation of aerosol real refractive index, single-scattering albedo, and humidification factor using Raman lidar and aircraft size distribution measurements”, *J. Geophys. Res.*, 103, 19673-19689, 1998.
- Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D.W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D.C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz and R. Van Dorland, Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.
- Glaccum R.A., and J. M. Prospero, “Saharan aerosols over the tropical North-Atlantic – mineralogy”, *Mar. Geol.* 37, 295- 321, 1980.
- Haywood, J. M. and K. P. Shine, “Multi-spectral calculations of the direct radiative forcing of tropospheric sulphate and soot aerosols using a column model”, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 123 (543), 1907-1930, 1997.
- Hegg D. A., R. J. Ferek, and P. V. Hobbs, “Aerosol size distribution in the cloudy atmospheric boundary layer of the North Atlantic ocean”, *J. Geophys. Res.*, 98, 8841-8846, 1993.
- Hess, M., P. Koepke, and I. Schult, “Optical-properties of aerosols and clouds – the software package OPAC”, *Bul. Ame. Meteorol. Soc.*, 79, 831-844, 1998.

- Hoff R. M. and K. J. McCann, “A Regional East Atmospheric Lidar Mesonet (REALM)”, *Eos Trans. Amer. Geophys. Union*, **83** (Fall Meeting Suppl. A22C0147), 2002.
- Holben B. N., T. F. Eck, I. Slutsker, D. Tanre, J. P. Buis, A. Setzer, E. Vermote, J. A. Reagan, Y. J. Kaufman, T. Nakajima, F. Lavenu, I. Jankowiak and A. Smirnov, “Aeronet- a federated instrument network and data archive for aerosol characterization”, *Remote Sens. Environ*, 66, 1-16, 1998.
- Horvath H., “Influence of atmospheric aerosols upon the global radiation balance. Atmospheric particles”, R. M. Harrison and R. Van Grieken Eds., John Wiley & Sons Ltd, 1998.
- Horvath, H., L. Alados-Arboledas, F. J. Olmo, O. Jovanovic, M. Gangl, W. S. Kaller, C. Sánchez, H. Saurzopf, and S. Seidl, “Optical Characteristics of the Aerosol in Austria and Spain and its effect on radiative forcing”, *J. Geophys. Res.*, 107, NO. D19, doi: 10.1029/2001JD001472, 2002.
- IPCC-1996 Climate change. The science of climate change. Meira Filho LG Houghton JT, Callander BA, Harris N, Kattenberg A, Maskell K (Eds.). Cambridge University Press, 1996.
- IPCC-2001, Climate Change 2001: The Scientific Basis, edited by J. T. Houghton et al., Cambridge Univ. Press, New York, 2001.
- Iqbal, M., An introduction to solar radiation’, Academic Press, Toronto, Canada, 1983.
- Kaufman, Y. J., and R. S. Fraser, “Light extinction by aerosols during summer air pollution”, *J. Appl. Meteor.*, 22, 10, 1694 – 1706, 1983.
- Kaufman, Y. J., I. Koren, L. A. Remer, D. Rosenfeld, and Y. Rudich, “The effect of smoke, dust, and pollution aerosol on shallow cloud development over the Atlantic Ocean”, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 102 (32), 11207-11212, 2005.
- Killinger, R. T., and R. H. Zerull, “Effects of shape and orientation to be considered for optical particle sizing”, In: *Optical Particles sizing. Theory and Practice*, G. Gouesbet and G. Gréhan Eds. Plenum, New York, 419-429, 1988.
- Lenoble, J., *Atmospheric Radiative Transfer*, Deepak, Hampton, Va., ISBN 0-937194-21-2, 1993.
- Luo, C., N. M. Mahowald, and J. del Corral, “Sensitivity study of meteorological parameters on mineral aerosol mobilization, transport, and distribution”, *J. Geophys. Res.*, 108, 4447, doi:10.1029/2003JD003483, 2003.
- Lyamani, H., F. J. Olmo, L. Alados-Arboledas, “Saharan dust outbreak over southeastern Spain as detected by sun photometer”, *Atmos. Environ.*, vol. 39, 38, 7276-7284, 2005.

- Lyamani, H., F. J. Olmo, A. Alcántara and L. Alados-Arboledas , “Atmospheric aerosols during the 2003 heat wave in southeastern Spain I: Spectral optical depth”, *Atmos. Environ.*, vol. 40, 33, 6453-6464, 2006a.
- Lyamani, H., F. J. Olmo, A. Alcántara, L. Alados-Arboledas , “Atmospheric aerosols during the 2003 heat wave in southeastern Spain II: Microphysical columnar properties and radiative forcing”, *Atmos. Environ.*, vol. 40, 33, 6465-6476, 2006b.
- Mahowald, N. M., and C. Luo, “A less dusty future?”, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1903, doi:10.1029/2003GL017880, 2003.
- Matthias V. and J. Bösenberg, “Aerosol climatology for the planetary boundary layer derived from regular lidar measurements”, *Atmospheric Research*, 63, 221-245, 2002.
- Measures R. M., “Laser remote sensing: Fundamentals and Application”, Wiley, New York, 1984.
- Mie, G., “Beiträge zur Optik trüber Median, speziell kolloidaler Metallösungen”, *Ann. Phys.*, 25, 377 – 455, 1908.
- Murayama T., N. Sugimoto, I. Uno, K. Kinoshita, K. Aoki, N. Hagiwara, Z. Liu, I. Matsui, T. Sakai, T. Shibata, K. Arao, B. Sohn, J. Won, S. Yoon, T. Li, J. Zhou, H. Hu, M. Abo, K. Iokibe, R. Koga and Y. Iwasaka, “Ground-based network observation of Asian dust events of April 1998 in East Asia”, *J. Geophys. Res.*, 106, 18345–18360, 2001.
- Olmo, F. J. and L. Alados-Arboledas, “Pinatubo eruption effects on solar radiation at Almería”, *Tellus*, 47B, 602-606, 1995.
- Polymenakou, P. N., M. Mandalakis, E. G. Stephanou, and A. Tselepides, “Particle Size Distribution of Airborne Microorganisms and Pathogens during an Intense African Dust Event in the Eastern Mediterranean”, *Environ Health Perspect*, 16(3), 292–296, 2008.
- Penner, J. E., et al., Aerosols, their direct and indirect effects, in *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 J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C. A. Johnson, chap. 5, pp. 291– 336, Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 2001.
- Philbrick, C. Russell, “Application of Raman Lidar Advancements in Meteorology and Air Quality Monitoring,” *Remote Sensing of the Atmosphere, Environment, and Space*, SPIE , 4893, 61-69, 2002.
- Prospero J.M., P. Ginoux, O. Torres, and S. Nicholson, “Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust derived from the NIMBUS7 TOMS absorbing aerosol product”, *Reviews of Geophysics*, 40(1), 2- 1:2-27, 2002.

- Querol X., A. Alastuey, S. Rodríguez, F. Plana, E. Mantilla and C. R. Ruiz, "Monitoring of PM₁₀ and PM_{2.5} around primary particulate anthropogenic emission sources", *Atmos. Environ.*, 35, 845-858, 2001.
- Reichardt J., S. Reichardt, M. Hess and T. J. McGee, "Correlations among the optical properties of cirrus cloud particles: microphysical interpretation", *J. Geophys. Res.* 107, 4562-4573, 2002.
- Schmid, B., and C. Wehrli, "Comparison of sun photometer calibration by use of the Langley technique and the standard lamp", *Appl. Opt.*, 34, 21, 4500, 1995.
- Schütz L. and Sebert M. "Mineral aerosols and source identification", *J. Aerosol Sci.*, 18, 1-10, 1987.
- Seinfeld J. H. and S. N. Pandis, "Atmospheric Chemistry and Physics", Wiley Interscience 1998.
- Sieburth, J. M., "Microbiological and organic-chemical processes in the surface and mixed layers", In Air-sea exchange of gases and particles / NATO ASI Ser., C108 (ed. P S Liss & W G N Slinn (eds.)), pp. 121-172. Reidel, 1982.
- Sloane, C. S., J. Watson, J. Chow, L. Pritchett, and L. W. Richards, "Size-segregated fine particle measurements by chemical species and their impact on visibility impairment in Denver", *Atmos. Environ.*, 25(Part A), 1013-1024, 1991.
- Tanré D., Y. J. Kaufman, M. Herman, and S. Matoo, "Remote sensing of aerosol optical properties over oceans using MODIS/EOS spectral radiances", *J. Geophys. Res.*, vol. 102, No. D14, 16971-16988, 1997.
- Tegen, I., S. P. Harrison, K. E. Kohfeld, I. C. Prentice, M. T. Coe, and M. Heimann, "The impact of vegetation and preferential source areas on global dust aerosol: Results from a model study", *J. Geophys. Res.*, 107, 4576, 2002.
- Tegen, I., M. Werner, S. Harrison, and K. Kohfeld, "Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission", *Geophys. Res. Lett.*, vol. 31, L05105, doi:10.1029/2003GL019216, 2004.
- Warneck P., 1988, "Chemistry of the natural atmosphere", International Geophysics Series, Wiley & Sons, 41. Academy Press, 757 pp, 1988.
- Weitkamp C., "Lidar: Range-Resolved Optical remote Sensing of the Atmosphere", Springer, ISBN 0-387-40075-3, 2005.
- Welton, E. J., J. R. Campbell, J.D. Spinhirne, and V.S. Scott, Global monitoring of clouds and aerosols using a network of micro-pulse lidar systems. In: *Lidar Remote Sensing for Industry and Environmental Monitoring* [Singh, U.N., T. Itabe, and N. Sugimoto (eds.)]. SPIE, Bellingham, WA, pp. 151-158, 2001.

- Werner, M., I. Tegen, S. P. Harrison, K. E. Kohfeld, I. C. Prentice, Y. Balkanski, H. Rodhe, and C. Roelandt, “Seasonal and interannual variability of the mineral dust cycle under present and glacial climate conditions”, *J. Geophys. Res.*, *107*, 4744, doi:10.1029/2002JD002365, 2002.
- Whitby K. T., “The physical characteristics of sulfur aerosol”, *Atmos. Env.*, *12*, 135-159, 1978.
- Zege, E. P., A. P. Ivanov, and I. L. Katsev, “Image transfer through a scattering medium”, Springer Berlin, 1991.
- Zender, C. S., H. Bian, and D. Newman, “Mineral Dust Entrainment And Deposition (DEAD) model: Description and 1990s dust climatology”, *J. Geophys. Res.*, *108*, 4416, doi:10.1029/2002JD002775, 2003.

CAPÍTULO III. INSTRUMENTACIÓN

ÍNDICE

III.1. INTRODUCCIÓN	73
III.2. EL SISTEMA LIDAR RAMAN LR321D400	73
<i>III.2.1. SISTEMA EMISOR</i>	75
<i>III.2.2. SISTEMA RECEPTOR</i>	76
<i>III.2.3. SISTEMA DE DETECCIÓN</i>	78
<i>III.2.3.1. Tubos fotomultiplicadores</i>	78
<i>III.2.3.2. APD</i>	79
<i>III.2.4. SISTEMA DE REGISTRO Y ALMACENAMIENTO DE DATOS</i>	80
III.3. SEGURIDAD EN EL SISTEMA LIDAR RAMAN	83
III.4. INTERCOMPARACIÓN DE SISTEMAS LIDAR EN EARLINET	85
<i>III.4.1. TELECOVER</i>	88
<i>III.4.2. AJUSTE RAYLEIGH</i>	93
<i>III.4.3. MEDIDA DE CORRIENTE OSCURA</i>	95
<i>III.4.4. MEDIDA DE POSICIÓN CERO</i>	97
III.5. LIDAR A BORDO DEL SATÉLITE CALIPSO: CALIOP	99
<i>III.5.1. SISTEMA EMISOR DE CALIOP</i>	100
<i>III.5.2. SISTEMA RECEPTOR DE CALIOP</i>	101
<i>III.5.3. SISTEMA DE ADQUISICIÓN DE DATOS Y PROCESADO DE LA SEÑAL DE CALIOP</i>	102

III.6. FOTÓMETRO SOLAR CIMEL CE 318-4	104
III.7. FOTÓMETRO ESTELAR EXCALIBUR.....	108
REFERENCIAS	110

III.1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se describe la instrumentación empleada. Así, se comienza describiendo el sistema Lidar Raman, que es el instrumento fundamental en el trabajo desarrollado. A continuación se presentan algunas nociones de seguridad en el ámbito de la teledetección basada en láser y se evalúa la distancia vertical de seguridad mínima para dicho sistema. Posteriormente, se presentan los resultados de diversos tests aplicados al subsistema óptico del sistema Lidar Raman. A continuación se describe el Lidar CALIOP a bordo del satélite CALIPSO. Posteriormente, se presentan las principales características del fotómetro solar Cimel CE 318-4 y, finalmente, se describen algunos aspectos del fotómetro estelar Excalibur.

III.2. EL SISTEMA LIDAR RAMAN LR321D400

El sistema Lidar Raman (Raymetrics S.A., Grecia) (Figura 3.1) presenta una configuración monoestática biaxial y está compuesto de un sistema emisor, un sistema de recepción, una unidad de selección espectral, un sistema de detección y un sistema de registro y almacenamiento de datos (Figura 3.2). En la Tabla 3.1 se recogen las características técnicas fundamentales del sistema Lidar Raman empleado.



Figura 3.1. Sistema Lidar Raman LR321D400.

Emisor	
Tipo de láser	Nd:YAG
Longitud de onda (nm)	1064, 532, 355
Energía/pulso (mJ)	110, 65, 60
Duración del pulso (ns)	9, 8, 7
Frecuencia de repetición típica (Hz)	10
Radio del haz (mm)	4
Divergencia del haz (mrad)	08., 0.8, 0.9
Receptor	
Tipo de telescopio	Cassegrain
Diámetro espejo primario (mm)	400
Diámetro espejo secundario (mm)	9
Detector	APD (@1064nm), PMT (resto de canales)
Modo de detección	Analógico, Recuento de fotones
Separación de canales	Espejos dicróicos, cubo de polarización y filtros interferenciales
Longitud de onda (nm)	355, 387, 408, 532p, 532s, 607, 1064
Ancho a mitad de pico del filtro (nm)	1.0, 3.0, 1.0, 0.5, 0.5, 3.0, 1.0
Adquisición de datos	
Para 1064 nm	Sistema de registro temporal, 12 Bit 20 MHz adquisición analógica
Para 532, 355 nm	Sistema de registro temporal, 12 Bit 20 MHz adquisición analógica, 250 MHz adquisición en recuento de fotones
Para 387, 408, 607 nm	Recuento de fotones, 250 MHz
Resolución espacial máxima (m)	7.5
Resolución temporal (minutos)	1 (día), 5 (noche)

Tabla 3.1. Características técnicas del sistema Lidar Raman.

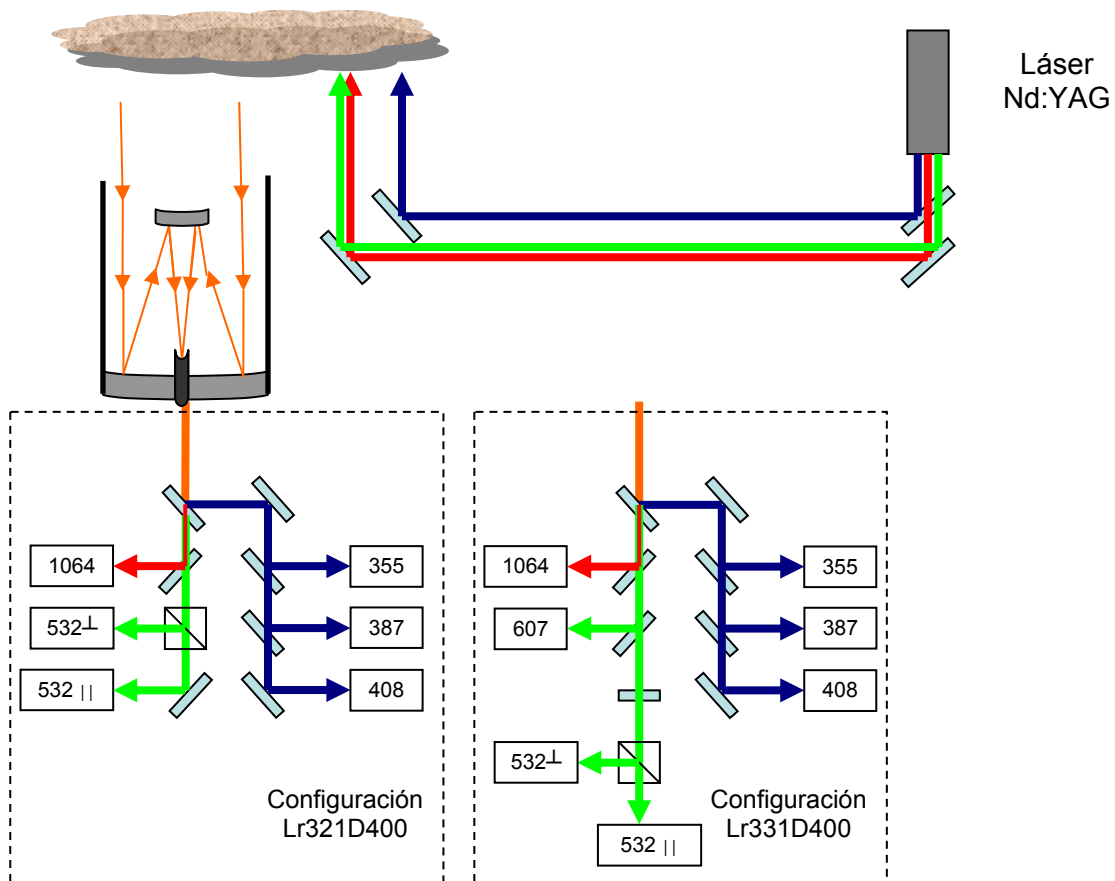


Figura 3.2. Diagrama esquemático del sistema Lidar Raman.

III.2.1. SISTEMA EMISOR

El sistema emisor está formado por una fuente láser y espejos reflectores (Figura 3.3). La fuente láser usada es un láser pulsante de Nd:YAG (Neodymium-doped Yttrium Aluminum Garnet) emitiendo pulsos a la longitud de onda fundamental de 1064 nm, sin embargo se obtienen emisiones adicionales a 532 y 355 nm mediante generadores de segundo y tercer armónico, respectivamente. La frecuencia de repetición del láser puede ser 1, 2, 5 y 10 Hz, aunque generalmente se opera a 10 Hz. El láser consta de una cabeza óptica y una unidad de alimentación. Los espejos reflectores están concebidos para proporcionar una reflexión alta (>96%) en las longitudes de onda reflejadas (355 y 532/1064 nm) y permiten dirigir el haz láser hacia la atmósfera. Están instalados sobre monturas de alta calidad que permiten el alineamiento de los haces láser emitidos con una precisión del orden de varios microradianes.

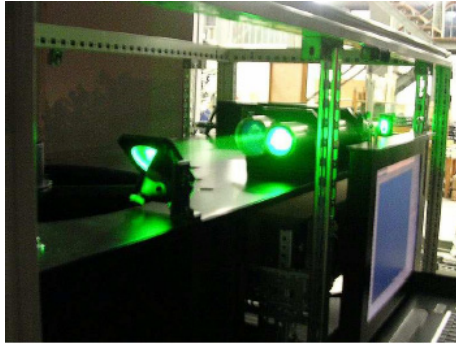


Figura 3.3. Sistema emisor del Lidar Raman.

III.2.2. SISTEMA RECEPTOR

El sistema receptor es un telescopio de diseño Cassegrain con un colimador y una unidad de selección espectral que consiste en espejos dicróicos, filtros interferenciales y un cubo de polarización. El telescopio de tipo Cassegrain se compone de un espejo primario y un espejo secundario. El espejo primario tiene un diámetro de 400 mm y está cubierto con una capa resistente de material de alta reflectividad apropiada para la región espectral de 350-1100 nm. El material óptico seleccionado muestra un coeficiente de expansión térmica muy bajo y excelente homogeneidad frente a la expansión térmica. Debido a su elevada calidad interna puede pulirse con alta precisión y tiene una excelente estabilidad química. El espejo secundario tiene un diámetro de 9 mm y tiene una capa similar a la del espejo primario. La radiación recibida en el sistema Lidar se recoge mediante el telescopio y se focaliza en la unidad óptica situada sobre el punto focal del telescopio.

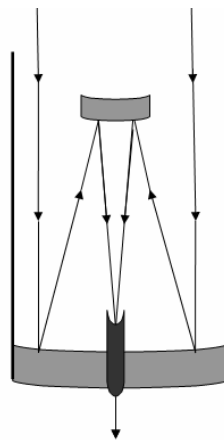


Figura 3.4. Sistema receptor del Lidar Raman.

La unidad óptica está equipada con un diafragma de 4 mm de diámetro. A la salida de la unidad óptica los haces están colimados con un diámetro de 15 mm y pasan a la unidad de selección espectral. Una serie espejos dicróicos y un cubo de polarización, todos ellos con posición fija, llevan a cabo la separación en siete canales que corresponden a las longitudes de onda elásticas a 1064, 532p (polarización paralela, 532s (polarización perpendicular) y 355 nm, y 387 (señal desplazada Raman del nitrógeno a partir de 355 nm), 408 nm (señal desplazada Raman del vapor de agua a partir de 355 nm). Durante la actualización del sistema Lidar Raman LR321D400, realizada en el verano de 2007, se modificó la unidad de selección espectral para disponer de un canal Raman adicional a 607 nm (señal desplazada Raman del nitrógeno a 532 nm). Para hacer referencia a esta nueva configuración se empleará a partir de ahora la denominación sistema Lidar Raman LR331D400. Para cada longitud de onda existen filtros interferenciales que seleccionan las longitudes de onda de interés y rechazan la radiación de fondo atmosférica. La Tabla 3.1 muestra los respectivos anchos de banda a mitad de máximo (FWHM) de los filtros interferenciales usados. Las Figura 3.5 y 3.6 presentan las unidades de selección espectral para las configuraciones LR321D400 y LR331D400, respectivamente.

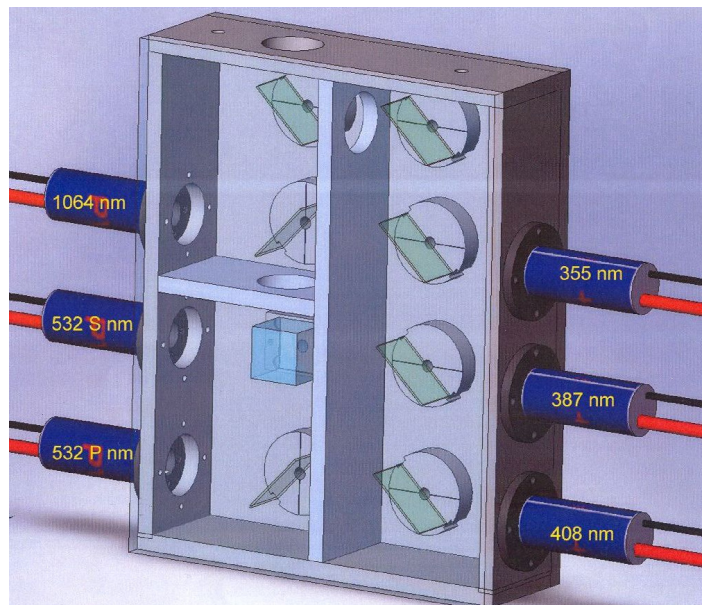


Figura 3.5. Unidad de selección espectral del sistema Lidar Raman en configuración LR321D400.

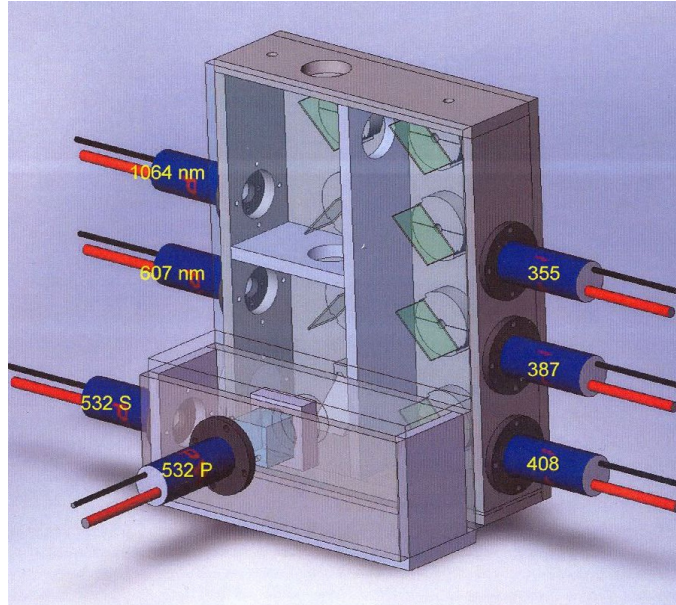


Figura 3.6. Unidad de selección espectral del sistema Lidar Raman en configuración LR331D400.

III.2.3. SISTEMA DE DETECCIÓN

La unidad de adquisición de señal consta de los detectores de señal, que son tubos fotomultiplicadores (PMT) y un fotodiodo de silicio de avalancha (APD). Una vez que la señal recibida es separada espectralmente se detecta mediante tubos fotomultiplicadores de la serie Hamamatsu R7400, montados directamente en las respectivas salidas de la unidad de separación espectral. Los tubos fotomultiplicadores usados son compactos y proporcionan un funcionamiento óptimo en el rango espectral 355-607 nm. El fotodiodo de avalancha de silicio se basa en la serie EG&G C3095xE de fotodiodos de Silicio, diseñados para trabajar de forma óptima en longitudes de onda largas ($\lambda > 900$ nm). Finalmente se emplea un sistema de registro Licel para la adquisición de datos, que está especialmente diseñado para aplicaciones de teledetección.

III.2.3.1. Tubos fotomultiplicadores

Tras atravesar la unidad de selección espectral, las señales Lidar se detectan mediante los tubos fotomultiplicadores de la serie Hamamatsu R7400 conectados directamente a la dicha unidad (Figuras 3.5-3.7). Como se ha indicado, los tubos

fotomultiplicadores empleados han sido seleccionados para que proporcionen un funcionamiento óptimo en el rango espectral 355-607 nm. Los tubos fotomultiplicadores de la serie Hamamatsu R7400U tienen un diámetro de 16 mm e incorporan un multiplicador de electrones de 8 etapas que permiten obtener una ganancia de un factor 700000. La serie R7400U presente un excelente tiempo de respuesta con tiempos de subida de 0.78 ns.

El voltaje de alimentación óptimo de los tubos fotomultiplicadores, es decir el que garantiza una respuesta lineal, está comprendido entre 750-850 V, dependiendo de la intensidad de la señal recibida y de las condiciones atmosféricas (como son las condiciones de luz de cielo de fondo durante el día o de noche y la presencia de nubes). Normalmente, durante el día los tubos fotomultiplicadores trabajan a un voltaje ligeramente más bajo que durante la noche. Estos voltajes se tienen en cuenta durante el preprocesado de la señal Lidar.



Figura 3.7. Tubo fotomultiplicador del sistema de detección del instrumento Lidar Raman.

III.2.3.2. APD

El fotodiodo de avalancha de silicio se basa en la serie EG&G C3095xE de fotodiodos de silicio. Esta serie se ha diseñado de tal forma que su respuesta a las longitudes de onda largas (es decir, $\lambda > 900\text{nm}$) ha sido aumentada sin introducir ninguna propiedad indeseable (Figura 3.8). Al mismo tiempo se han mantenido propiedades deseables tales como bajo ruido y tiempo rápidos de subida y de bajada. La principal ventaja de este tipo de dispositivo es la sensibilidad en el infrarrojo cercano frente a los fotomultiplicadores. La eficiencia cuántica a la longitud de onda fundamental del Nd:YAG (1064 nm) es del 38%.

El fotodiodo de avalancha de silicio consta de la cabeza de detección y la unidad de alimentación. La cabeza de detección contiene el fotodiodo de avalancha y el preamplificador. El fotodiodo de avalancha está montado sobre un sistema de refrigeración termoeléctrico y está estabilizado en temperatura dentro de una caja sellada herméticamente. La cabeza de detección está montada en una plataforma de traslación en los ejes XYZ para un fácil alineamiento óptico. La unidad de alimentación proporciona el voltaje necesario para el preamplificador y los circuitos compensadores de la temperatura.

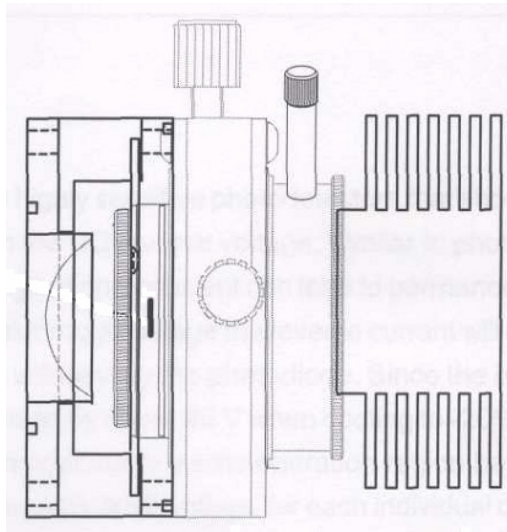


Figura 3.8. Esquema del fotodiodo de avalancha del sistema de detección del instrumento Lidar Raman.

III.2.4. SISTEMA DE REGISTRO Y ALMACENAMIENTO DE DATOS

El sistema de registro temporal Licel es un potente sistema de adquisición de datos, especialmente diseñado para aplicaciones de teledetección. Combina en un sistema de adquisición la detección analógica de la corriente del fotomultiplicador y la detección en modo de recuento de fotones. La combinación de un potente conversor analógico/digital (12 Bit a 20 MHz) con un sistema rápido de recuento de fotones a 250 MHz aumenta sustancialmente el rango dinámico de la señal adquirida en comparación con los sistemas convencionales. El promediado de las señales se lleva a cabo mediante unos circuitos integrados de aplicación específica o ASIC (Application Specific Integrated Circuit) que funcionan mejor que las soluciones basadas en los microprocesadores CSIC o RISC. Una interfaz de datos de alta velocidad permite la

lectura de la señal adquirida entre dos disparos láser. La implementación de este concepto hace del sistema de registro temporal Licel la mejor solución para todas las aplicaciones donde se requiere la detección rápida y precisa del fotomultiplicador, fotodiodo u otras señales eléctricas a velocidades de repetición altas.

El sistema de registro temporal Licel está formado por un digitalizador temporal de gran rapidez que incluye un sistema de promediado de señales, un discriminador para detección de un único fotón y un contador de impulsos multicanal combinado con preamplificadores para ambos sistemas. Para la detección analógica la señal se amplifica según el rango de entrada seleccionado y se digitaliza mediante un convertidor analógico/digital con una razón de muestreo de 20 MHz y con una resolución de 12 bits. La señal sumada se almacena en una memoria RAM de 24 bits.

Al mismo tiempo se amplifica la parte de la señal en el dominio de frecuencias altas y se detectan eventos de fotones individuales con un discriminador rápido a 250 MHz. La señal en modo de recuento de fotones se escribe en un sumador de 16 bits de ancho que permite promediar hasta 4094 ciclos de adquisición.

El modo de detección analógico se usa para detectar señales Lidar intensas, que proceden de distancias relativamente cortas (típicamente menos de 6-8 km). El sistema de registro temporal Licel funcionando en el modo de detección analógica se basa en un conversor analógico/digital que muestrea y digitaliza las señales lidar con una razón de muestreo de 20 MHz y con una resolución de 12 bits. La memoria dispone de 16000 posiciones. Cada posición de memoria corresponde a una resolución espacial de 7.5 m. En la Figura 3.9 se muestra una señal Lidar típica adquirida en el modo de detección analógico.

El modo de detección de recuento de fotones se usa para detectar señales Lidar de intensidad muy baja (típicamente distancias grandes mayores de 6-8 km para los canales elásticos y en todo el rango de distancias para los canales Raman). Así, el tubo fotomultiplicador funciona bajo condiciones de electrón único. El flujo es tan bajo que se pueden medir unas pocas decenas de fotones por segundo. En el modo de recuento de fotones el flujo incidente es tal que el cátodo emite sólo electrones individuales. El flujo de electrones resultante es proporcional al flujo de la radiación incidente sobre el

fotocátodo, de forma que los pulsos de corriente así generados pasan a un contador de pulso. Esta señal se almacena posteriormente.

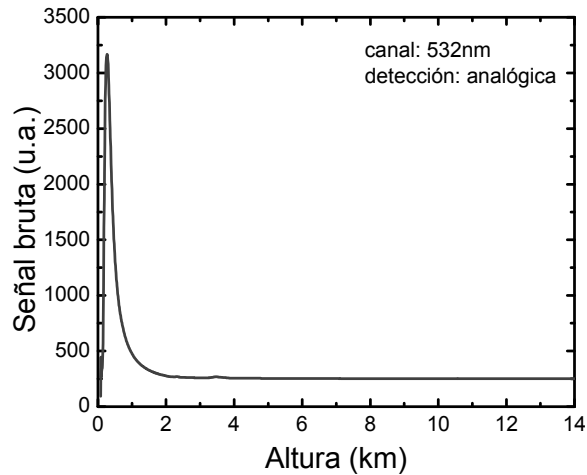


Figura 3.9. Señal Lidar típica adquirida en el modo de detección analógico.

Debido a las fluctuaciones estadísticas en la multiplicación de electrones, la amplitud de pulsos de electrones individuales se distribuye según una estadística de Poisson [Bösenberg, 1998]. Para obtener en el modo de recuento de fotones una razón señal-ruido satisfactoria en la señal Lidar, se deben integrar un número suficientemente grande de disparos láser (normalmente más de 1000). Si la señal Lidar recibida es mayor de 60-100 MHz se debe corregir la señal de salida para tener en cuenta el efecto de tiempo muerto. Si el tiempo muerto del contador τ es comparable a la separación media de dos pulsos sucesivos, el error en el recuento puede ser apreciable y es necesario aplicar la siguiente corrección:

$$N_{\text{verdadero}} = \frac{N_{\text{observado}}}{1 - N_{\text{observado}} \cdot \tau} \quad (3.1)$$

donde τ es el tiempo muerto del contador, $N_{\text{observado}}$ es el número de cuentas medidas y $N_{\text{verdadero}}$ es el número de cuentas corregidas. El valor de la constante de tiempo muerto depende del tubo fotomultiplicador empleado. En el caso de los tubos fotomultiplicadores usados en el sistema Lidar Raman de esta tesis el valor de la

constante de tiempo muerto es de 4 ns. En la Figura 3.10 se muestra una señal Lidar típica adquirida en el modo de recuento de fotones.

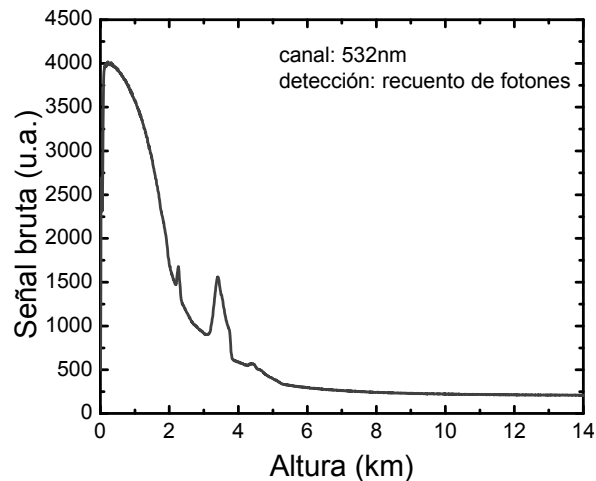


Figura 3.10. Señal Lidar típica adquirida en el modo de recuento de fotones.

III.3. SEGURIDAD EN EL SISTEMA LIDAR RAMAN

Uno de los principales elementos a tener en cuenta en la teledetección basada en láser es la seguridad. El Instituto Nacional de Estándar Americano (ANSI) en 1973 recomendó los niveles de exposición máxima permitida para la seguridad del ojo humano en varias regiones del espectro. En esta sección evaluaremos los riesgos que implica el uso del sistema Lidar Raman empleado en esta tesis.

Los estudios realizados muestran que al menos son tres los principales mecanismos de lesiones: mecano-térmicos, térmicos y fotoquímicos [Measures, 1984]. Pueden aparecer lesiones de la retina por exposiciones de corta duración debido a un calentamiento localizado (que conlleva asimismo una onda de choque foto-acústica) en la vecindad de gránulos altamente absorbentes [Wolbarsht and Sliney, 1974]. Para tiempos de exposición mayores, el daño más probable es la desnaturalización térmica de moléculas orgánicas complejas [Vassiliadis, 1974] o actividad fotoquímica.

Las restricciones impuestas a cualquier sistema de teledetección basado en láser dependen fundamentalmente de su modo de operación [Measures, 1984]. Así por ejemplo, los sistemas que operan durante la noche y apuntan hacia el cielo tendrán unas

restricciones mucho menores que los sistemas aerotransportados que operan durante el día. Las características que determinan la capacidad de daño son la energía de salida, diámetro del haz, duración del pulso, longitud de onda, camino óptico del haz, divergencia del haz y tiempo de exposición. El láser empleado en el sistema Lidar de esta tesis es un láser de Clase IV y por tanto se debe evitar la exposición del ojo y la piel tanto a la radiación directa como dispersada. El efecto biológico de una radiación incidente depende de la energía absorbida por unidad de superficie absorbente. En este caso, al tratarse de un láser pulsante, vamos a calcular la exposición máxima permitida (MPE) definida como el nivel máximo de radiación láser al que podría estar expuesta una persona sin efectos peligrosos o cambios biológicos en el ojo o piel. Los niveles de MPE se determinan en función de la longitud de onda, tiempo de exposición y frecuencia de pulsos, y aparecen definidos en la normativa ANSI Z136.1. La Tabla 3.2 presenta un extracto de dicha normativa para las longitudes de onda empleadas por el sistema Lidar Raman.

Longitud de onda (nm)	Tiempo de exposición t (s)	MPE (J/cm^2)
355	10^{-9} -10	$0.56 \cdot t^{1/4}$
532	10^{-9} - $1.8 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-7}$
1064	10^{-9} - $5.0 \cdot 10^{-5}$	$5.32 \cdot 10^{-6}$

Tabla 3.2. Niveles de exposición máxima permitida (MPE) adaptado de la normativa ANSI Z136.1.

Se define la distancia nominal de peligro ocular (NOHD) como la distancia mínima de seguridad ocular. Esta distancia se obtiene a partir de la siguiente expresión:

$$NOHD = \frac{1}{\theta} \left\{ \sqrt{\frac{4 \cdot E}{\pi \cdot MPE}} - d \right\} \quad (3.2)$$

donde θ es la divergencia del haz, E la energía por pulso, MPE la exposición máxima permitida y d el diámetro del haz a la salida. En la Tabla 3.3 se recoge el valor de cada uno de los parámetros que intervienen en el cálculo del NOHD y el valor obtenido para cada uno de los canales. Los valores obtenidos nos permiten asegurar que no existe riesgo de afección ocular para personas transportadas en aeronaves ya que no existe

ninguna vía aérea justamente sobre la vertical de la estación de medida y la vía más cercana tiene una altitud mínima de 7468 m.

Parámetro	Longitud de onda		
	1064 nm	532 nm	355 nm
Energía/pulso (mJ)	110	65	60
Diámetro del haz (mm)	6	6	6
Divergencia del haz (mrad)	0.8	0.8	0.9
MPE (J/cm^2)	$5.32 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-7}$	$3.15 \cdot 10^{-3}$
NOHD (m)	2021	5078	48

Tabla 3.3. Parámetros que intervienen en el cálculo del NOHD y su valor en función de la longitud de onda para el sistema Lidar Raman.

Para los láseres pulsantes se debe aplicar una corrección adicional [Kovalev and Eichinger, 2004]. En la Tabla 3.2, los valores de MPE por pulso deben ser multiplicados por el factor de corrección C_p . Este factor de corrección depende del número de pulsos láser durante el intervalo de tiempo durante el cual se produce la exposición de forma que $C_p = n^{-1/4}$. Para luz visible o condiciones en las que no se espera que se produzca una mirada fija intencionada dentro del haz, se toma como tiempo de exposición 0.25 s. Para situaciones en las que se espera que deliberadamente se produzca una mirada fija dentro del haz, se usa un periodo de tiempo de 10 s [Kovalev and Eichinger, 2004].

III.4. INTERCOMPARACIÓN DE SISTEMAS LIDAR EN EARLINET

La técnica Lidar es una herramienta útil para monitorizar la atmósfera con una resolución espacial y temporal alta. Como es conocido, todos los dispositivos experimentales deben ser calibrados para obtener medidas fiables. Sin embargo, en los sistemas Lidar, debido a la propia complejidad del sistema, no es posible realizar una calibración absoluta y el proceso de calibración debe diseñarse de modo que se pueda llevar a cabo la calibración durante el proceso de medida, usando alturas o rangos de referencia. De este modo, la señal Lidar se calibra de forma relativa en cada sesión experimental.

Actualmente está operativa la primera red a nivel europeo de sistemas Lidar avanzados dedicados a la caracterización del aerosol atmosférico en el marco del proyecto EARLINET (European Aerosol Research Lidar Network) [Bösenberg et al., 2001]. EARLINET es un proyecto europeo iniciado en Mayo de 2000 cuyo principal objetivo es establecer a escala continental una base de datos de la distribución horizontal, vertical y temporal del aerosol sobre Europa, mediante una red constituida por 25 estaciones Lidar operando en 13 países europeos diferentes (Figura 3.11). La estación Lidar ubicada en el Centro Andaluz de Medio Ambiente (CEAMA) (Granada, España, 37.16° N, 3.61° O y 680 m s.n.m.)¹ se incorporó a esta red en Abril de 2005 y desde 2008 participa como miembro asociado en el proyecto EARLINET-ASOS (European Aerosol Research Lidar Network - Advanced Sustainable Observation System) del VI programa Marco de la Unión Europea. Los datos de esta red podrán contribuir a la cuantificación de la distribución del aerosol, al estudio de las propiedades ópticas y procesos de formación y agregación de las partículas de aerosol, al análisis de los procesos de transporte a gran escala, a la validación de modelos de predicción de transporte de partículas de aerosol y a la predicción del clima futuro. Además, se requiere información adicional como la relativa al análisis del movimiento de las masas de aire, que permiten conocer la evolución de las masas de aire que alcanzan la estación de medida. Los perfiles verticales de propiedades del aerosol atmosférico (con alta resolución espacial) junto con el análisis del origen de las masas de aire permiten estudiar los fenómenos de transporte del aerosol en Europa y los procesos de modificación del aerosol durante su movimiento en la troposfera libre.

EARLINET se extiende desde el mar Mediterráneo en el Sur hasta la isla de Andoya, más allá del Círculo Polar Ártico. Hay estaciones marinas en latitudes medias como Biltoven, Cabauw y Hamburgo, y estaciones con clima continental como Belsk y Minsk. La cuenca mediterránea está cubierta por tres estaciones españolas (Granada, Barcelona y Madrid) en su extremo Oeste, cuatro estaciones en Italia y dos estaciones en el Este del Mediterráneo. Debido a esta gran extensión geográfica EARLINET puede estudiar una gran variedad de tipos de aerosol bajo diferentes condiciones meteorológicas y climatológicas. Hay estaciones con condiciones muy limpias como Andoya, con condiciones relativamente limpias como Cabauw y altamente contaminadas como Atenas. En numerosas ocasiones al año se pueden observar plumas

¹ El término s.n.m. se refiere a altura sobre el nivel de mar.

de aerosol de polvo mineral que son transportadas desde el desierto del Sahara a diferentes zonas de Europa, de forma que Granada, junto con las estaciones de Barcelona y Madrid, resulta fundamental para el estudio del aerosol mineral antes de su mezcla con el aerosol antropogénico europeo. También se detectan plumas de humo procedentes de incendios forestales en regiones próximas, principalmente dentro de la capa límite planetaria, y procedentes de fuentes remotas en América del Norte o Siberia, localizadas en la troposfera libre.

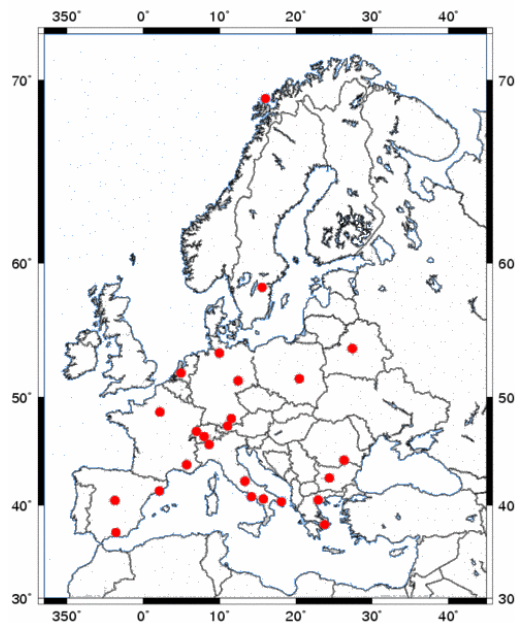


Figura 3.12. Localización de las estaciones Lidar de la red EARLINET.

Para garantizar una cobertura continua y homogénea desde el punto de vista temporal y consistente desde el punto de vista estadístico, las estaciones Lidar incluidas en EARLINET efectúan medidas simultáneamente tres veces por semana: dos medidas nocturnas tras el anochecer (Lunes y Jueves) y una medida diurna (Lunes en torno a las 13:00 GMT). Además, el proyecto EARLINET-ASOS tiene entre sus objetivos la estandarización de estaciones a través de diferentes actividades. Así, la actividad de “Control de Calidad” (NA3) se concibió para la garantizar la calidad de las medidas Lidar de las estaciones de EARLINET tanto desde el punto de vista de los algoritmos de inversión como de los sistemas Lidar [Freudenthaler et al., 2006]. En este sentido, los resultados de la intercomparación de algoritmos se pueden ver en Böckmann et al. (2004) y Pappalardo et al. (2004), y los resultados de la intercomparación de instrumentos en Matthais et al. (2004). Adicionalmente, la comunidad Lidar española

creó la red SPALINET (SPanish Advanced Lidar Network) para llevar a cabo una intercomparación de instrumentos a nivel del territorio español y portugués [Sicard, et al, 2008]. Esta red, establecida a partir de una iniciativa de los tres grupos españoles pertenecientes a EARLINET, consta actualmente de ocho estaciones Lidar. Los resultados de la intercomparación de instrumentos se pueden encontrar en Sicard, et al (2008). Dentro del proyecto EARLINET-ASOS se han desarrollado nuevas herramientas que permiten comprobar la parte óptica de los sistemas Lidar. Estos análisis se presentan en las siguientes secciones.

III.4.1. TELECOVER

En un sistema Lidar ideal las señales retrodispersadas desde todas las alturas dentro del rango de medida tienen la misma transmisión en el sistema óptico. El principal problema en un sistema real es que la unidad de transmisión-recepción presenta una transmisión dependiente de la altura. Este factor en la ecuación Lidar (ecuación 2.35) se denomina función de solapamiento $O(z)$ y tradicionalmente se define en términos del solapamiento incompleto entre el campo de visión del telescopio receptor y el haz láser emitido (Figura 3.13). Ésta es una primera aproximación y en condiciones reales es posible que otras características opto-mecánicas tengan influencia en la función de solapamiento. Entre ellas deben tenerse en cuenta la dependencia con el ángulo de incidencia de la transmisión de los recubrimientos ópticos en los divisores de haz y filtros interferenciales, el viñeteo del haz de luz por las aperturas mecánicas y la inhomogeneidad espacial de los detectores [Simeonov et al., 1999].

El test Telecover se utiliza para comparar varias señales recogidas usando diferentes partes del telescopio. El procedimiento consiste en cubrir el telescopio de forma que solamente se use un cuadrante del telescopio en cada medida (Figura 3.14). Para cada haz láser los cuadrantes se definen en referencia a la posición del haz láser de 355 nm o 532/1064 nm. Así, el haz láser considerado en el test debe quedar alineado con la bisectriz del cuadrante Norte. En un sistema ideal, las señales retrodispersadas normalizadas desde los diferentes cuadrantes deben ser iguales (excluyendo el rango con solapamiento incompleto). Las diferencias entre las señales podrían ser debidas a

inclinación del haz, desalineamiento del telescopio, viñeteo o las otras causas mencionadas previamente.

El test Telecover se ha realizado a través de la siguiente secuencia: Norte-Este-Sur-Oeste-Norte2 (Figura 3.14). Algunas recomendaciones a seguir son: i/ se toman las medidas en cada cuadrante durante un breve periodo de tiempo (típicamente 2 minutos); ii/ la primera medida (cuadrante Norte) se repite al realizar las mediadas en los restantes cuadrantes, para así evaluar la estabilidad atmosférica durante el test; iii/ es preferible realizar el test en condiciones nocturnas donde se supone que la estabilidad atmosférica es mayor; y iv/ es aconsejable realizar el test en condiciones de baja carga de aerosol ya que la estabilidad de la atmósfera puede reducirse en presencia de plumas de aerosol inhomogéneas. El seguimiento de las indicaciones mencionadas anteriormente permite detectar diferencias en las señales medidas en cada cuadrante que dependen exclusivamente de parámetros instrumentales, excluyendo cualquier variabilidad atmosférica.

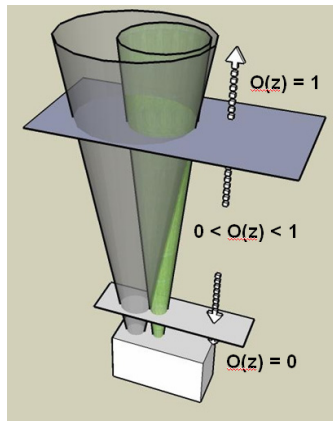


Figura 3.13. Configuración esquemática de los sistemas emisor y receptor de un sistema Lidar.

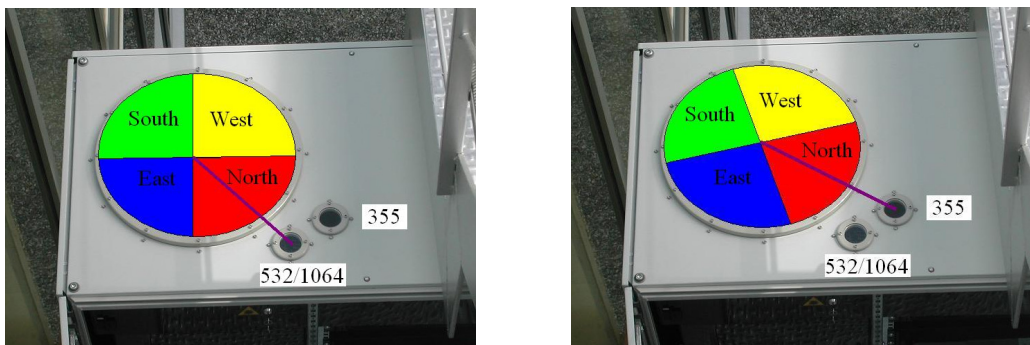


Figura 3.14. Cuadrantes para el test Telecover. Para cada haz láser los cuadrantes se definen en referencia a la posición del haz láser de 355 nm o 532/1064 nm. Así, el haz láser considerado en el test debe quedar alineado con la bisectriz del cuadrante Norte.

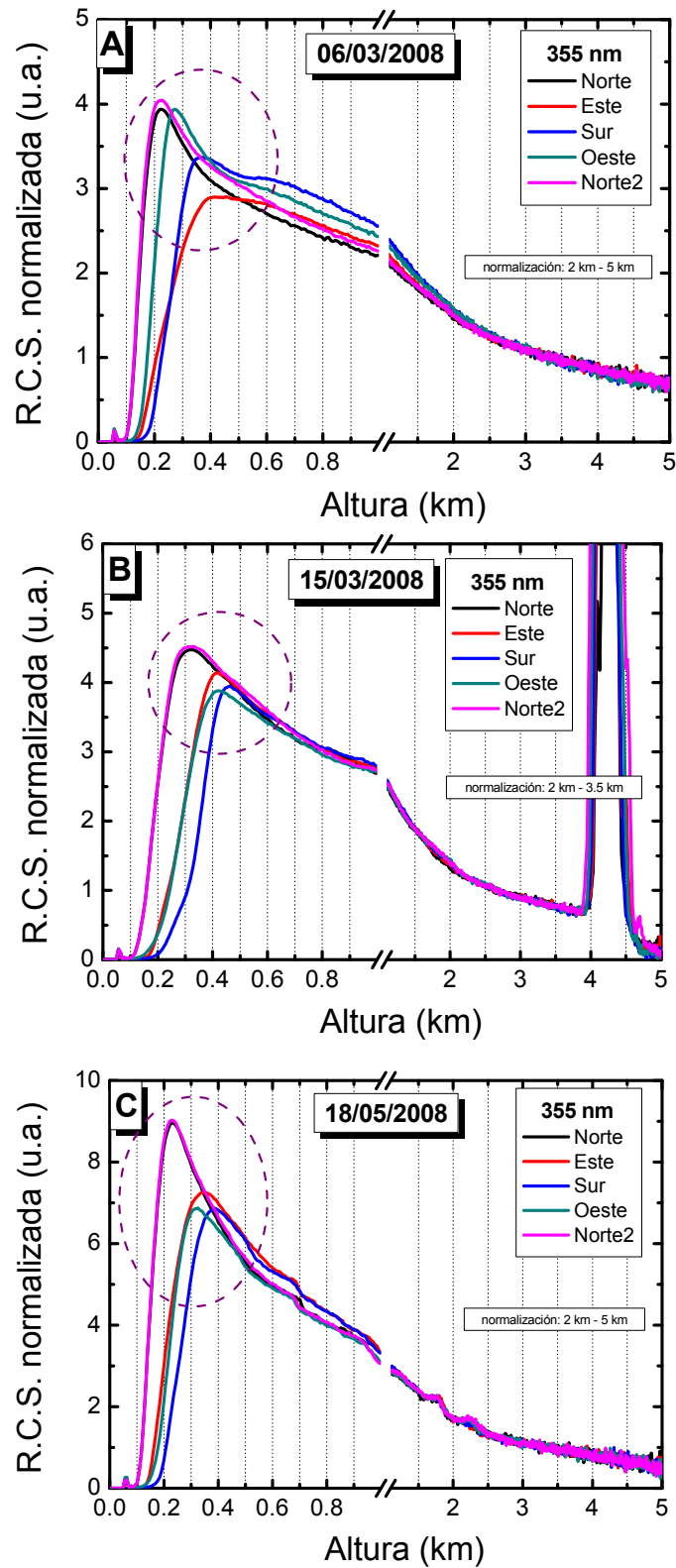


Figura 3.15. Señales corregidas de rango normalizadas a 355 nm según los diferentes cuadrantes del test Telecover para los diferentes días del experimento. Se incluye el rango de normalización en cada gráfica.

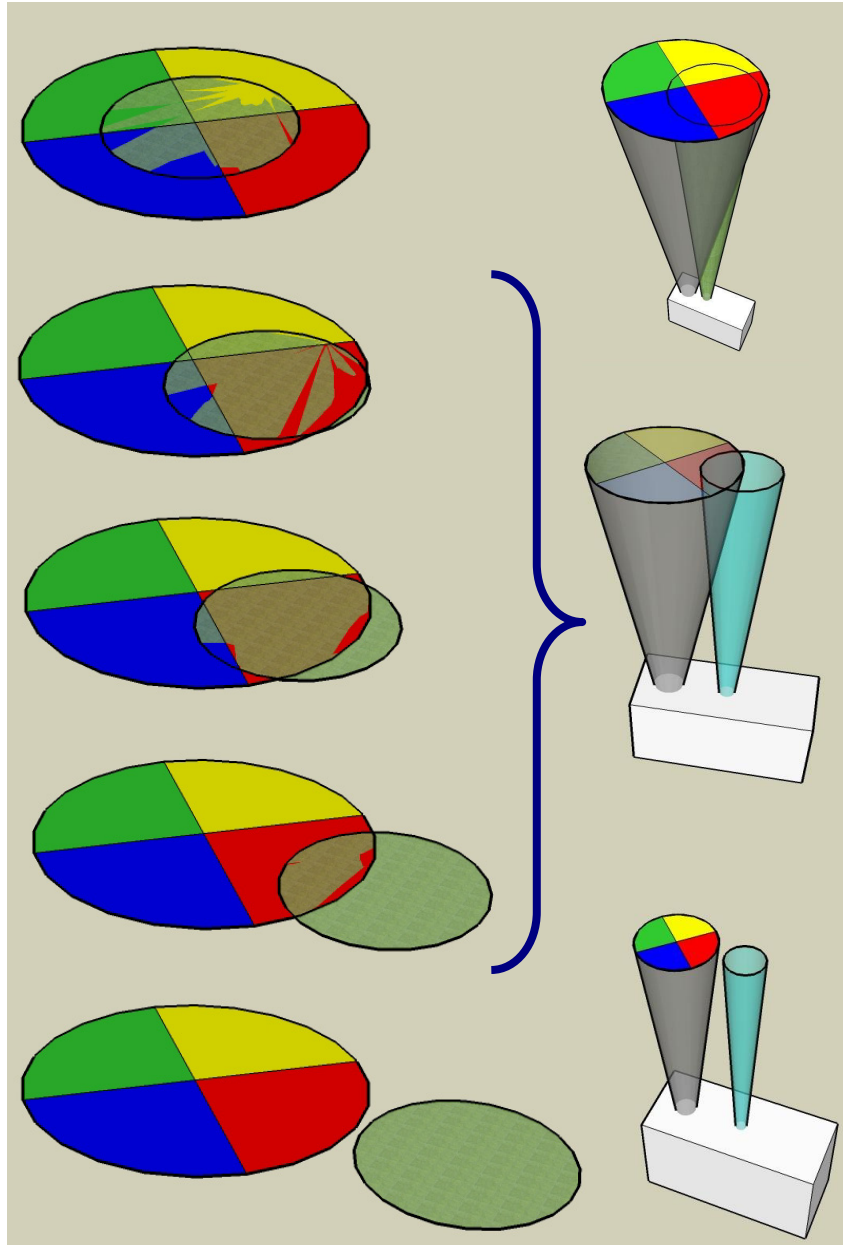


Figura 3.16. Variación con la altura de la función de solapamiento. Para cada cuadrante, el solapamiento completo se alcanza a diferente altura. Cerca de superficie no se produce ningún solapamiento entre el campo de visión del telescopio y el haz láser, $O(z) = 0$. A medida que aumenta la distancia respecto al instrumento, comienza a producirse un solapamiento incompleto, $0 < O(z) < 1$, que es diferente para cada cuadrante. A distancias suficientemente grandes respecto del instrumento, se alcanza el solapamiento completo $O(z) = 1$.

El test Telecover se ha realizado en tres días distintos bajo diferentes condiciones atmosféricas. En la Figura 3.15 se muestra la señal corregida de rango normalizada en 355 nm (configuración derecha en la Figura 3.14). La medida en el cuadrante Norte se ha llevado a cabo tanto al comienzo como al fin del experimento

para valorar la variabilidad atmosférica durante el proceso. El análisis en el rango cercano (indicado por el círculo en las gráficas de la Figura 3.15) hasta alcanzar la altura de solapamiento completo en cada cuadrante permite comprobar el alineamiento del sistema Lidar.

Cuadrante	Altura de solapamiento completo @ 355 nm (m)		
	A	B	C
Norte	220	330	230
Este	450	420	340
Sur	360	460	390
Oeste	270	420	330
Norte2	200	320	230

Tabla 3.4. Alturas de solapamiento completo a 355 nm para cada cuadrante durante el test Telecover en tres días diferentes.

En un sistema ideal, el solapamiento en los diferentes cuadrantes debe ser: Norte=Norte2 < Este = Oeste < Sur, como queda esquematizado en la Figura 3.16. De la comparación de las señales de los cuadrantes Norte y Norte2 se puede afirmar que las condiciones atmosféricas fueron suficientemente estables durante los tests B y C. En cambio, para el test A las diferencias entre las curvas Norte y Norte2 indican una ligera variabilidad atmosférica, por lo que el test Telecover puede no ser completamente fiable. En la Tabla 3.4 se recogen las alturas de solapamiento completo correspondiente a las gráficas de la Figura 3.15 para cada cuadrante en los tres test Telecover realizados. En el test B las diferencias obtenidas entre los cuadrantes Norte y Norte2, y entre los cuadrante Este y Oeste son menores que la incertidumbre experimental, así que se puede afirmar que el alineamiento realizado durante esta medida era bueno. En el test C las diferencias entre los cuadrantes Este y Oeste muestra una ligera inclinación del haz láser hacia el sector Oeste, ya que la altura de solapamiento del cuadrante es menor que la del Este.

Se ha elegido un día representativo para mostrar la dependencia espectral de los resultados del test Telecover. Así la Tabla 3.5 muestra las alturas de solapamiento completo en todas las longitudes de onda para cada cuadrante durante el test Telecover del 6 de Marzo de 2008. El solapamiento completo parece alcanzarse antes en 355 m, en

comparación con las restantes longitudes de onda. Asimismo, se observan diferencias entre los cuadrantes Este y Oeste, indicando una ligera inclinación del haz láser hacia el sector Oeste.

Cuadrante	Altura de solapamiento completo (m)			
	355 nm	532p nm	532s nm	1064 nm
Norte	220	250	250	490
Este	450	350	320	440
Sur	360	460	410	470
Oeste	270	430	440	570
Norte2	200	250	240	410

Tabla 3.5. Alturas de solapamiento completo en todas las longitudes de onda para cada cuadrante durante el test Telecover del 6 de Marzo de 2008.

Los valores presentados en la Tabla 3.5 son representativos de los resultados obtenidos durante los diferentes test Telecover realizados. De esta forma podemos concluir que para el sistema Lidar Raman ubicado en el Centro Andaluz de Medio Ambiente la altura de solapamiento completo, en término medio, se alcanza a 450, 460, 440 y 570 m a 355, 532p, 532s y 1064 nm, respectivamente.

III.4.2. AJUSTE RAYLEIGH

El ajuste Rayleigh o molecular es una herramienta que permite analizar la calidad de la señal en el rango lejano. Para ello se compara la señal corregida de rango medida por el sistema Lidar con la señal molecular corregida de rango.

La señal molecular corregida de rango tiene en cuenta el coeficiente de retrodispersión molecular, la corrección con la distancia al cuadrado y la atenuación debido a la transmisividad atmosférica. Así la señal molecular corregida de rango se define como:

$$R.C.S._{mol}(z) = \beta_{mol}(z) \cdot z^2 \exp\left\{-2 \int_0^z \alpha_{mol}(\xi) d\xi\right\} \quad (3.3)$$

donde los coeficiente de retrodispersión y extinción molecular, β_{mol} y α_{mol} respectivamente, se pueden calcular a partir de la teoría Rayleigh empleando perfiles de

radiosondeo o una atmósfera estándar. Para comparar la señal molecular corregida de rango molecular con la señal corregida de rango medida es necesario normalizar ésta última. La constante de normalización se calcula en una región que suponemos libre de aerosol, típicamente en la troposfera libre. En la Figura 3.17 se muestra la comparación de la señal molecular corregida de rango molecular y la señal medida corregida de rango en función de la longitud de onda. El rango apropiado para calcular la normalización de las señales se sitúa en el intervalo de 6-7 km. Como se desprende de la Figura 3.17, las curvas experimentales se ajustan a la curva Rayleigh a partir de los 5.0 km (s.n.m.). El buen ajuste observado a partir de esta altura permite afirmar que el alineamiento del sistema era correcto durante la medida.

En la Figura 3.18 se presentan los perfiles de coeficiente de retrodispersión molecular y total (aerosol + moléculas) correspondientes a los perfiles de señal corregida de rango presentados en la Figura 3.17. Los perfiles moleculares se han calculado a partir de la teoría Rayleigh asumiendo un perfil de presión y temperatura de atmósfera estándar, que se ha escalado con los valores reales de presión y temperatura en superficie. Los perfiles de coeficiente de retrodispersión aerosol se han calculado a partir del método de Klett-Fernald-Sasano que se describe en el capítulo IV. Finalmente, los perfiles de coeficiente de retrodispersión total se han obtenido a partir de la suma de los coeficientes de retrodispersión molecular y de aerosol. Como se puede apreciar, en la zona Rayleigh (a partir de los 5.0 km s.n.m.) los perfiles de retrodispersión total se superponen a los perfiles moleculares, indicando una región libre de partículas de aerosol.

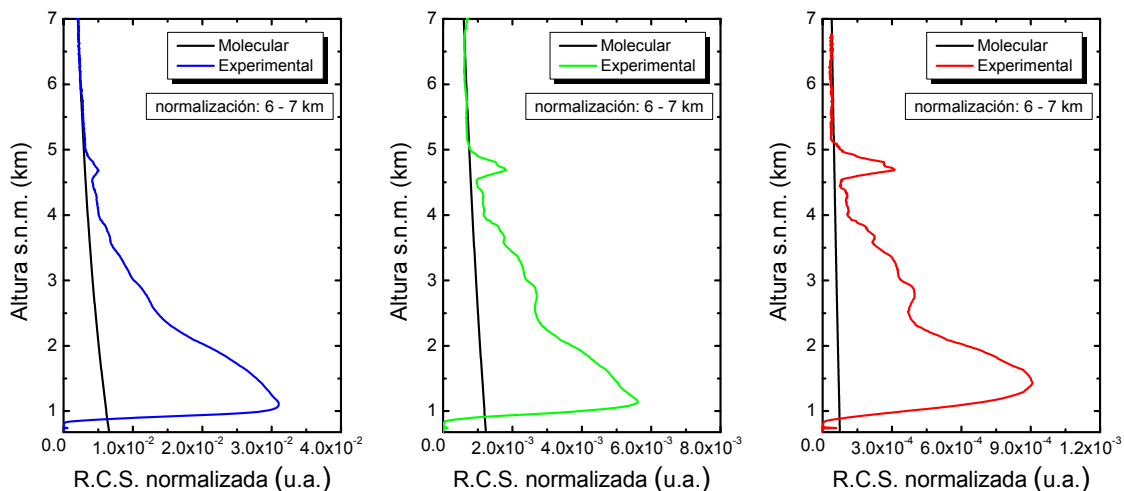


Figura 3.17. Comparación de la señal molecular corregida de rango y la señal medida corregida de rango en función de la longitud de onda. El rango de normalización se incluye en las gráficas.

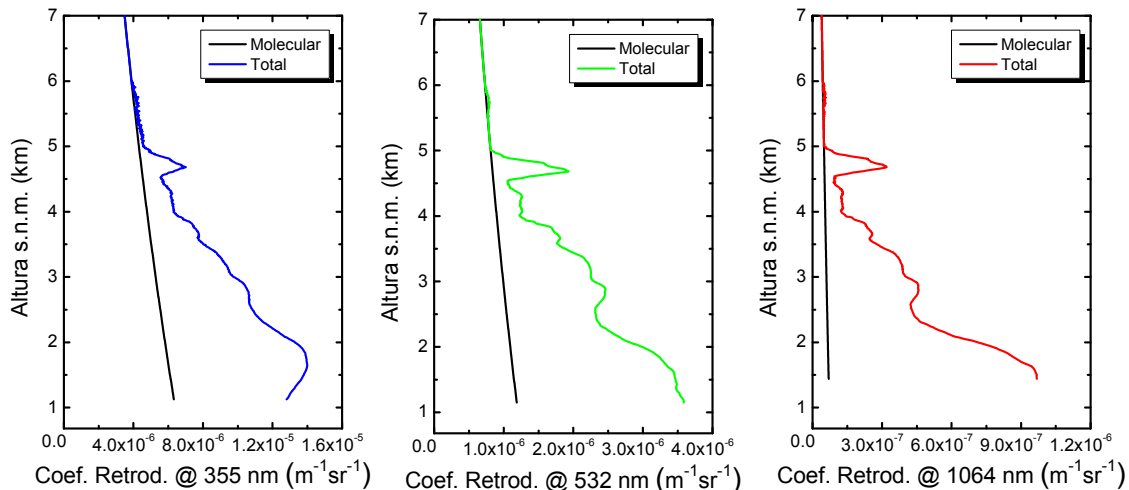


Figura 3.18. Comparación de los perfiles de coeficiente de retrodispersión molecular y total (aerosol + moléculas).

III.4.3. MEDIDA DE CORRIENTE OSCURA

La medida de corriente oscura consiste en una medida realizada con el telescopio totalmente cubierto o con los detectores cubiertos, que se realiza con suficiente tiempo de promediado (en nuestro caso se ha cubierto el telescopio con una lámina oscura que impide que la radiación alcance al sistema óptico). Esta señal muestra picos parásitos y distorsiones de la señal que no provienen de la interacción de la radiación con la atmósfera sino que provienen de propio sistema Lidar, como por ejemplo picos parásitos debido a los pulsos de la lámpara flash o al sistema de disparo. Para llevar a cabo el test de corriente oscura es necesario que todos los parámetros del sistema, como por ejemplo los voltajes aplicados a los detectores, se configuren de la misma forma que para una medida normal. Además hay que prestar especial atención a que ninguna porción de radiación láser alcance a los detectores.

En la Figura 3.19 se muestran las curvas de corriente oscura para cada canal de medida promediada durante un periodo de aproximadamente 10 minutos junto con la correspondiente señal corregida de rango promediada durante un periodo de 30 minutos y adquirida justo antes de la medida de corriente oscura. Como se aprecia en la Figura 3.19 la señal de corriente oscura presenta valores muy inferiores a la señal corregida de rango para todo el rango de alturas sondeado, oscilando en torno al valor cero. Únicamente las curvas a 1064 nm muestran un comportamiento anómalo, de forma que la señal de corriente oscura es mayor que la señal corregida de rango a partir de los 13

km. Esto se debe a una inclinación del haz de 1064 nm que provoca pérdida de señal a partir de esa altura.

Como puede observarse, en ningún canal aparecen picos parásitos debido a la lámpara flash ni a ningún otro componente del sistema Lidar. Ejemplos de estos picos parásitos pueden verse en www.earlinet.org.

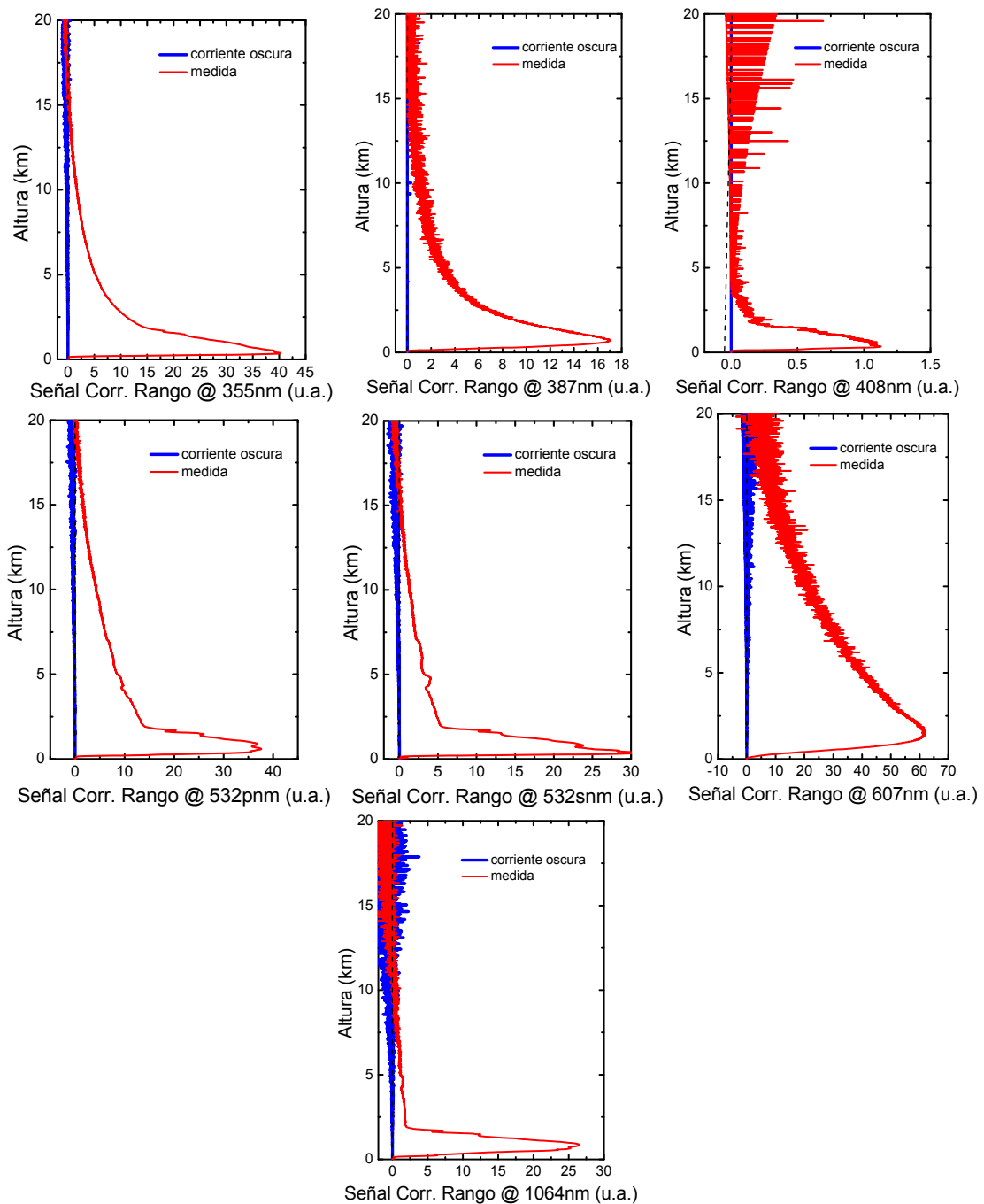


Figura 3.19. Señal de corriente oscura para cada uno de los canales del sistema Lidar Raman. Se incluye la medida real realizada justo antes de la medida de corriente oscura.

III.4.4. MEDIDA DE POSICIÓN CERO

Un error en el retraso entre la salida real del pulso láser y el comienzo de la etapa de detección puede causar grandes errores en la señal en el rango cercano hasta aproximadamente 1 km. Especialmente las señales Raman se pueden distorsionar dramáticamente porque la pendiente de la señal en el rango cercano cambia mucho con este error al aplicar la corrección de distancia. Por lo tanto merece la pena realizar algún esfuerzo verificar que la posición cero se encuentra realmente donde asumimos que está.

En el caso de que se recojan muestras con pretrigger, la posición cero se puede detectar fácilmente debido a picos de luz parásita reflejada en las paredes del laboratorio o similares. En el caso de que se recojan muestras sin pretrigger, la señal de retorno de un objeto en el rango cercano con una distancia al Lidar definida permite realizar la calibración de la posición cero. Para sistemas Licel sin generador de trigger (y por lo tanto sin pretrigger) una distancia de una o dos posiciones (que equivale a 7.5 y 15 m, respectivamente) debería ser suficiente.

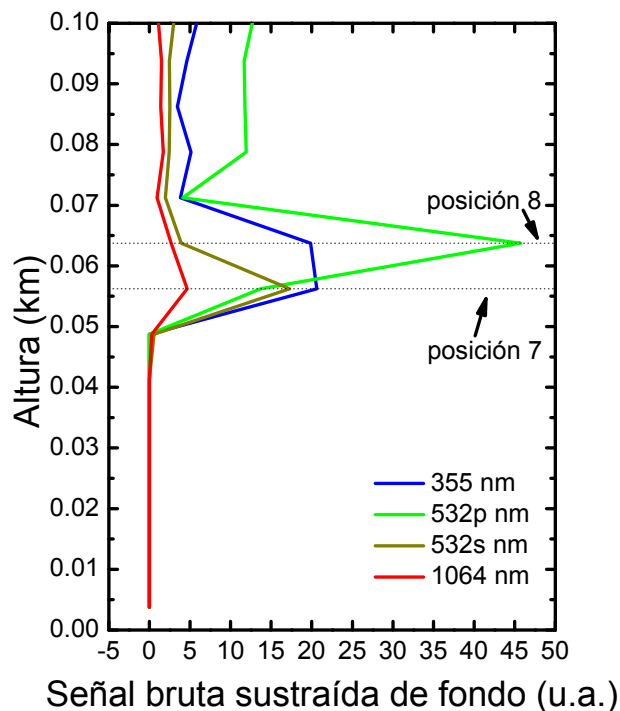


Figura 3.20. Señal bruta sustraída de fondo cada uno de los canales del sistema Lidar Raman en modo de detección analógica.

La Figura 3.20 muestra la señal bruta sustraída de fondo para los canales del sistema Lidar Raman en modo de detección analógica. El sistema Lidar Raman empleado en esta tesis no dispone de pretrigger (véase Apéndice A), pero las paredes de la ventana en el techo a través del cual se transmite el haz láser a la atmósfera reflejan suficiente luz láser difusa para producir un pico de posición cero (Figura 3.21). Como se indica en la Figura 3.20, los picos de posición cero se encuentran en la posición 8 (52.5 m) para los canales 355, 532s y 1064 nm, y en la posición 9 (60.0 m) para el canal de 532p nm. Estos picos, que asumimos tienen su origen en el reflejo de radiación difusa en las paredes de la ventana del techo, deberían encontrarse en la posición cero, lo que indica una asincronía entre el disparo láser y el inicio de la adquisición de datos. El retraso temporal es de 175 ns para los canales de 355, 532s y 1064nm, y 200 ns para el canal de 532p nm.

A la hora de invertir las señales analógicas este retraso debe tenerse en cuenta reescalando en distancia las señales, de forma que estos picos se sitúen en la posición cero. Esta fuerte señal de retorno se podría reducir o eliminar bloqueando la salida láser con un material que absorba la componente difusa (por ejemplo una cartulina).



Figura 3.21. Configuración del laboratorio en el que está instalado el sistema Lidar Raman. Las paredes de la ventana del techo reflejan suficiente luz láser difusa.

Como se ha mostrado en los apartados anteriores, en esta tesis se ha llevado a cabo un estudio exhaustivo del subsistema óptico del Lidar Raman empleado en la

misma. Para ello se han realizado, en el marco de la actividad de “Control de Calidad” (NA3) de la red EARLINET, los diferentes test presentados anteriormente. Del análisis de los resultados se desprende que la altura a la cual se alcanza el solapamiento completo es diferente para cada canal de medida siendo la altura de solapamiento perfecto, en término medio, de 450, 460, 440 y 570 m a 355, 532p, 532s y 1064 nm, respectivamente. Asimismo, el análisis de la señal en el rango lejano indica que las curvas experimentales se ajustan a la curva Rayleigh, lo que permite evaluar el correcto alineamiento del sistema durante las medidas. El análisis de los perfiles de corriente de oscuridad muestra que en ningún canal aparecen picos parásitos debido a la lámpara flash ni a ningún otro componente del sistema Lidar, lo que permite afirmar ningún componente del sistema interfiere durante el proceso de medida. Finalmente, se ha detectado un retraso entre el inicio de la adquisición de datos y la emisión del pulso láser, que indica un desplazamiento vertical de los perfiles. El test de calibración de posición cero ha permitido evaluar este desplazamiento y reescalar las señales medidas antes de aplicar los algoritmos de inversión.

III.5. LIDAR A BORDO DEL SATÉLITE CALIPSO: CALIOP

CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) es el principal instrumento del satélite CALIPSO. CALIOP proporciona perfiles de coeficiente de retrodispersión atenuada total a 1064 y 532 nm y la despolarización lineal de la señal retrodispersada, permitiendo la discriminación de nubes y la identificación de la presencia de partículas de aerosol no esféricas. Una descripción completa puede verse en Winker et al. (2004).

CALIOP consta de un sistema emisor y un sistema receptor. La Figura 3.22 muestra el corazón del Lidar de CALIPSO. El instrumento está construido sobre un banco óptico en forma de T que asegura la estabilidad del alineamiento emisor-receptor. El banco está hecho de grafito que proporciona una estructura estable tanto mecánica como térmicamente. El telescopio receptor está adosado a un lado del banco con la óptica receptora y los detectores en el otro lado. El transmisor láser está adosado a la parte superior de la T mediante un mecanismo de precisión que permiten realizar ajustes

al alineamiento de forma precisa y exacta. En la Tabla 3.6 se recogen las características técnicas fundamentales del sistema Lidar CALIOP.

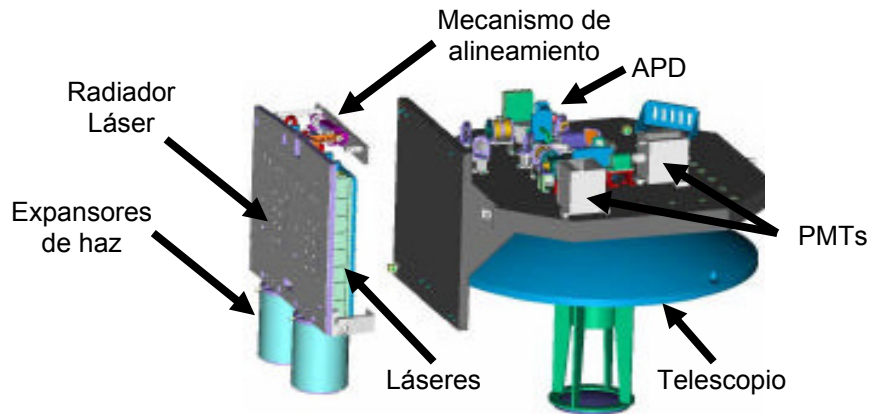


Figura 3.22. Sistemas emisor y receptor de CALIOP.

Emisor	
Tipo de láser	Nd:YAG
Longitud de onda (nm)	1064, 532
Energía/pulso (mJ)	110, 110
Duración del pulso (ns)	20
Frecuencia de repetición típica (Hz)	20.16
Pureza de polarización	> 1000:1 (532 nm)
Rango de alineamiento	$\pm 1^\circ$ con pasos de $1.6 \mu rad$
Divergencia del haz (μrad)	100 (tras expansión)
Receptor	
Diámetro espejo (m)	1
Campo de visión (μrad)	130
Detector	APD (@1064nm), PMT (@532nm)
Transmisión del pico (%)	84 (@1064nm), 85 (@532nm)

Tabla 3.6. Características técnicas del sistema Lidar CALIOP.

III.5.1. SISTEMA EMISOR DE CALIOP

El sistema emisor de CALIOP consta de dos láseres idénticos, cada uno con un expansor de haz y un sistema de dirección del haz que asegura el alineamiento entre el transmisor y el receptor. Los láseres de Nd:YAG producen simultáneamente pulsos a

1064 y 532 nm a una frecuencia de repetición de pulso de 20.16 Hz, y con una duración de pulso de 20ns. Cada láser genera pulsos de 220 mJ de energía que posteriormente son doblados en frecuencia para producir pulsos de 110 mJ tanto en 1064 como en 532 nm. Se puede seleccionar uno u otro láser pero ambos no pueden operar simultáneamente. Cada láser está alojado en una cabina sellada que contiene aire seco a una presión ligeramente superior a la presión atmosférica estándar. La energía de los pulsos de salida en cada longitud de onda se miden usando sensores localizados dentro de cada cabina. Se usan expansores de haz para reducir la divergencia angular del haz emitido y para producir un haz de 70 m de diámetro sobre la superficie de la Tierra. Los láseres se enfrían usando un radiador térmico, evitando el uso de bombas y circuitos de refrigeración.

III.5.2. SISTEMA RECEPTOR DE CALIOP

El sistema receptor consta del telescopio, óptica de transmisión, detectores, preamplificadores, todo situado sobre un banco óptico estable. El telescopio receptor está hecho completamente de berilio para aumentar la ligereza y minimizar el efecto de los gradientes térmicos, tiene un diámetro de 1 m y su diseño es similar al del telescopio construido para el instrumento GLAS del satélite ICESat. Una mampara ligera de un compuesto de carbón protege a los espejos de la radiación solar directa. El telescopio está aislado térmicamente del banco óptico. Un diafragma limitador de campo en el foco del telescopio define un campo de visión de recepción de 130 mrad (ángulo completo) y también rechaza la luz parásita. Un obturador móvil permite bloquear toda la luz para permitir medidas de corriente oscura de los detectores. Asimismo, el mecanismo de obturación también permite situar un despolarizador en el camino óptico del haz de 532 nm para calibrar la despolarización. Se usan varios filtros interferenciales en 532 nm para reducir el fondo solar mientras que solamente un filtro interferencial es necesario para 1064 nm. Se emplean tubos fotomultiplicadores (PMTs) a 532 nm porque proporcionan amplio rango dinámico lineal, corriente oscura muy baja y una eficiencia cuántica razonable. En 1064 nm se emplea un fotodiodo de avalancha (APD) porque tienen buen rango dinámico y eficiencia cuántica pero la corriente oscura es mucho mayor que en los tubos fotomultiplicadores. Así, los canales de 532 nm son más sensibles.

CALIOP debe de ser capaz de medir de forma precisa señales en la región libre de aerosol entre 30 y 35 km así como las señales fuertes procedentes de las nubes. Debido a esto, todos los detectores emplean el modo analógico, aunque las ganancias electrónicas de los canales 532 nm son suficientemente grandes como para permitir la detección de evento con un único fotón.

III.5.3. SISTEMA DE ADQUISICIÓN DE DATOS Y PROCESADO DE LA SEÑAL DE CALIOP

El proceso de adquisición de datos se muestra en la Figura 3.23 en término de alturas sobre el nivel del mar. El cronómetro se inicia cuando se dispara el láser. Cuando el pulso alcanza la altura de 115 km sobre el nivel del mar, comienza la detección del tubo fotomultiplicador y se adquieren perfiles en los tres canales de medida (el fotodiodo de avalancha siempre está conectado). Los perfiles analógicos se muestrean a 10 MHz (que corresponde a una resolución espacial de 15 m) hasta que transcurre el tiempo correspondiente a la altura de 18.5 km por debajo del nivel del mar, instante en el que se deja de muestrear. Las señales adquiridas entre 40 km (30 km para el canal de 1064 nm) y -2 km se usan para crear los perfiles de datos, mientras que la parte por encima de 60 km y por debajo de -11 km se emplean para medir la corriente oscura.

El instrumento mide el fondo de corriente oscura de cada perfil a partir de la señal medida entre 112 y 97 km, donde las señales láser retrodispersadas son despreciables. La señal de corriente oscura se sustrae electrónicamente del perfil analógico antes de la digitalización para usar más eficientemente el rango dinámico.

La resolución fundamental de muestreo del Lidar es 30 m en vertical y 333 m en horizontal. Estos valores están determinados por el ancho de banda del receptor y la frecuencia de repetición de pulsos láser. Así, se obtienen perfiles con resolución de 30 m entre 40 y -2 km a 532 nm, y entre 30 y -2 km a 1064 nm. Las diferencias de rango se deben a que las señales de retorno en 1064 nm de la atmósfera puramente molecular por encima de 30 km son despreciables. La atmósfera se vuelve más uniforme espacialmente a medida que aumentamos la altitud. Además, las señales en la alta atmósfera tienden a ser más débiles y requieren un promediado mayor. Debido a esto,

CALIOP proporciona perfiles con una resolución variable con la altura para recoger las características tanto de la alta atmósfera como de la baja troposfera. En la Tabla 3.7 se recoge el grado de promediado que se aplica en cada altura.

Altura (km)	Res. Horizontal (km)	Res. Vertical (m)	Res. Vertical (m)
30.1 – 40.0	5.0	300	-
20.2 – 30.1	1.67	180	180
8.2 – 20.2	1.0	60	60
-0.5 – 8.2	0.33	30	60
-2.0 – -0.5	0.33	300	300

Tabla 3.7. Resolución espacial de los perfiles del sistema Lidar CALIOP.

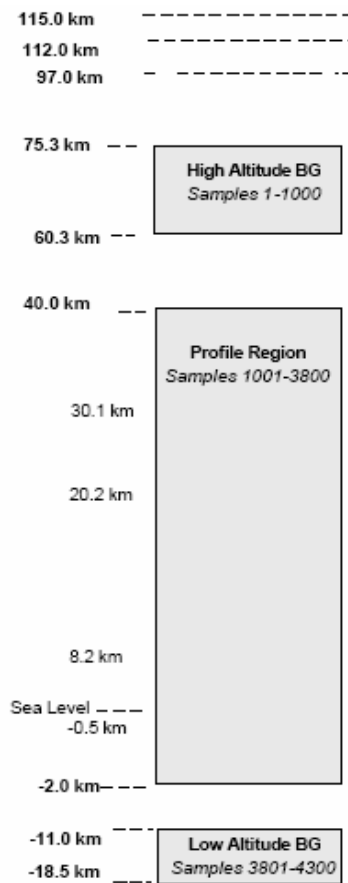


Figura 3.23. Esquema de adquisición de datos de CALIPSO.

III.6. FOTÓMETRO SOLAR CIMEL CE 318-4

En las medidas analizadas en la presente tesis, tanto en campañas especiales como en el estudio en la estación de Granada, se ha usado el fotómetro solar CE318-4 fabricado en Cimel Electronique (París, Francia). Este instrumento está diseñado para soportar las inclemencias del tiempo, realizando observaciones de manera automática siguiendo un protocolo de medida establecido, bajo unas mínimas exigencias de atención (sólo requiere revisiones periódicas para asegurar su buen funcionamiento).

El fotómetro solar Cimel CE318-4 (Figura 3.24) se compone de una cabeza detectora, un robot, una batería y una caja electrónica para controlar el sistema. La cabeza detectora está sellada adecuadamente para evitar la humedad (Tabla 3.7). En esta cabeza detectora se encuentran los dos detectores de que dispone (dos fotodiodos de silicio) para medir la radiación directa del Sol y la radiancia del cielo. Esta cabeza incorpora 7 filtros interferenciales (con longitudes de onda nominales centradas en 340, 380, 440, 670, 870, 936 y 1020 nm), colocados en una rueda giratoria con un motor paso a paso. Además de este modelo, Cimel Electronique fabrica otras variantes, cuya distinción está fundamentalmente en los filtros utilizados, por ejemplo un filtro añadido en 500 nm. Además, dispone de un termistor para medir la temperatura del detector y así corregir de cualquier dependencia térmica el detector de silicio. El filtro 936 nm se utiliza para el estudio del vapor de agua, y el resto de filtros para el estudio del aerosol.

La cabeza detectora lleva acoplados dos colimadores con un campo de visión de 1.2° (FOV). Estos colimadores están diseñados para lograr un rechazo de luz parásita de 10^{-5} . Además, para lograr un mejor rango dinámico para la radiancia de cielo, el colimador dedicado a esta tarea tiene una apertura 10 veces mayor que el utilizado en la irradiancia del Sol. Los colimadores están protegidos por una ventana de cuarzo que permite realizar observaciones en el ultravioleta con el detector de silicio con suficiente relación señal-ruido para hacer observaciones espectrales entre 340 y 1020 nm.

El robot consiste en una montura altacimutal con dos motores de transmisión directa paso a paso que dirigen la cabeza del sensor en las direcciones azimutal y cenital con una exactitud de 0.05° . El sistema de seguimiento calcula la posición del Sol basándose en las coordenadas y hora del lugar, y el robot dirige la cabeza del sensor aproximadamente hacia el Sol. Más tarde, un sensor de cuatro cuadrantes apunta al Sol

con mayor exactitud justo antes de realizar una medida. Una vez finalizada, el instrumento vuelve a la posición de reposo, esperando a la próxima secuencia de medida.



Figura 3.24. Fotómetro solar Cimel CE318-4 (Cortesía de LAA&co).

Modelo	Cimel CE 318-4
Detector	Fotodiodo de Silicio
Nº filtros/ longitud de onda	7 1020-936-870-670-440-380-340 nm
FWHM	10-10-10-10-10-4-2 nm
Nº colimadores	2
FOV/ Apertura	1.2° Apertura de cielo es 10 veces mayor apertura directa
Sist. búsqueda del sol	Detector cuatro cuadrantes. Exactitud 0.05°
Tipo de medidas	Directa Almucantar Plano principal
Uso	Aerosol Vapor de agua
Motores	Motores paso a paso acimutal y cenital
Alimentación	Batería interna para la óptica Batería externa para los motores Recargable por panel solar o 220V

Tabla 3.7. Características técnicas del fotómetro solar Cimel CE 318-4.

El control de la cabeza detectora y de los motores lo realiza la caja electrónica que incluye un sistema de adquisición de datos. En éste se almacena el protocolo de observación que se desea realizar, así como las medidas. Estas medidas se descargan diariamente de forma automática, a un ordenador o se transmiten via satélite a la sede de AERONET.

Para la alimentación del sistema se dispone de una batería interna, que alimenta la óptica y el sistema de control electrónico, y de una batería externa que alimenta los motores. Estas baterías se recargan gracias a un panel solar, permitiéndonos de esta manera un funcionamiento continuo. Si se desea, para la recarga de las baterías es posible utilizar la corriente eléctrica en lugar del panel solar.

Por defecto, el sistema se encuentra en una posición de reposo, con los colimadores apuntando hacia el suelo con una ligera inclinación, la cual permite que la lluvia resbale y en ningún caso penetre en ellos. En caso de lluvia un sensor de humedad inhibirá cualquier movimiento del sistema distinto de la posición de aparcado.

La medida de la radiación directa solar se compone de tres observaciones espectrales (tripleto), con una duración de unos 10 segundos cada una, tomadas con una separación de 30 segundos entre ellas. Este tripleto se realiza en una serie de masas ópticas escogidas de antemano para la realización de una calibración de las medidas de irradiancia durante la mañana y la tarde usando la calibración Langley (escenario Langley). Entre los escenarios Langley de la mañana y de la tarde, la radiación directa solar se mide a intervalos de 15 minutos. La utilidad del tripleto es la detección de nubes, ya que la variación de la medida debido al aerosol tiene menor frecuencia que la debida a las nubes [Smirnov et al., 2000].

Las medias de radiancia del cielo sólo se realizan con los filtros de 440, 670, 870 y 1020 nm. Estas medias son de dos tipos: el almucantar y el plano principal (Figura 3.25). La medida de almucantar consiste en una serie de medidas tomadas con un ángulo cenital constante y a ángulos de acimut específicos con relación a la posición del Sol. Durante la secuencia de medida para cada uno de los canales, el instrumento realiza siempre una primera medida de la irradiancia solar directa y seguidamente realiza un barrido a un lado del disco solar hasta llegar a 180°. Una vez acabada una rama, realiza el mismo proceso para el otro lado del disco solar. El tiempo aproximado de duración

de la medida es de 40 segundos por cada rama. Esta secuencia se realiza para masas ópticas de 4, 3, 2 y 1.7 durante la mañana y la tarde, y cada hora entre las 9 y las 15 horas.

La secuencia de plano principal opera en planos de ángulo acimutal constante, midiendo sólo por encima del disco solar hasta alcanzar 150° de separación con respecto al Sol manteniendo el ángulo acimutal. Al igual que el almucantar, el tiempo de ejecución de esta secuencia es de unos 40 segundos aproximadamente. Estas observaciones se realizan cada hora cuando la masa óptica es menor que 2, coincidiendo con la menor efectividad de las medidas de almucantar.

En esta tesis se han utilizado varias unidades de este instrumento. Algunos de ellos, como una unidad de la Universidad de Granada y otra unidad del Centro de Geofísica de Évora (Portugal), están incluidos en la red AERONET (Aerosol Robotic Network [Holben et al., 1998], diseñada para la caracterización de las partículas del aerosol desde superficie a escala regional y global, y la validación de las determinaciones que sobre las mismas se realizan mediante las nuevas técnicas desde satélite.

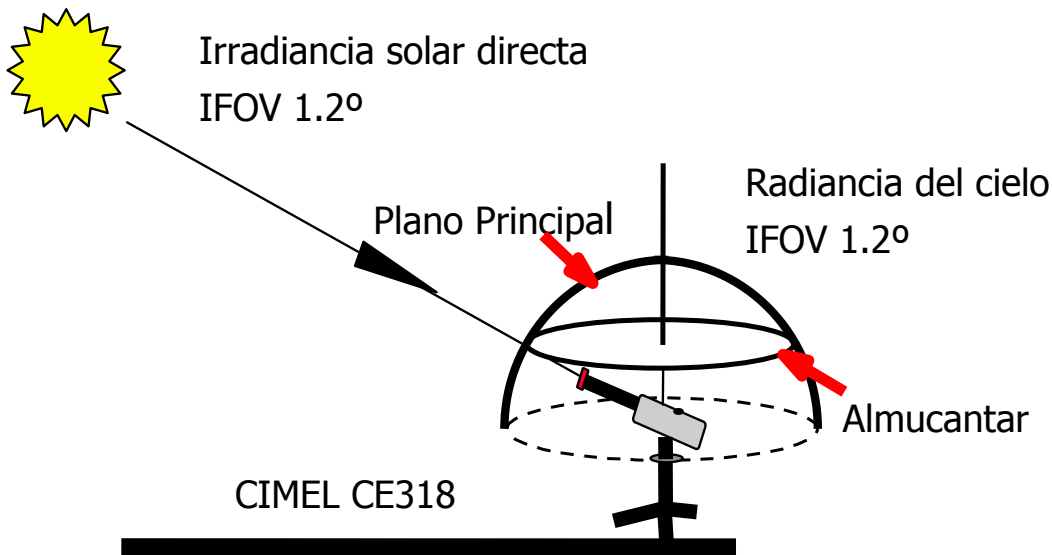


Figura 3.25. Esquema de medidas realizadas por el fotómetro solar Cimel.

Las unidades Cimel CE-318 usadas en el presente trabajo han sido calibradas siguiendo los protocolos de AERONET y los datos empleados son datos nivel 2.

III.7. FOTÓMETRO ESTELAR EXCALIBUR

En el grupo de Física de la Atmósfera de la Universidad de Granada se ha desarrollado un fotómetro estelar Excalibur con el objetivo de realizar una monitorización continua de la profundidad óptica de aerosol [Pérez-Ramírez et al., 2008a]. En este campo ya se habían hecho progresos por Leiterer et al. (1995) y Schulz (1998), que instalaron un fotómetro estelar en la estación de Koldewey (Noruega, 78.95° N, 11.93° E) en Enero de 1996. La principal diferencia entre los fotómetros estelares desarrollados por los autores mencionados y Excalibur es que en este último diseño se usa una cámara CCD en lugar de un tubo fotomultiplicador (PMT).

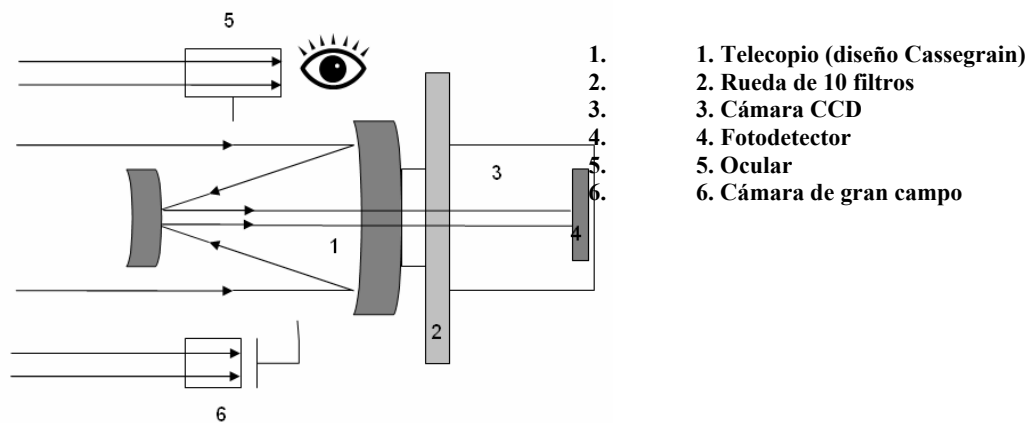


Figura 3.26. Esquema del fotómetro estelar Excalibur.

La Figura 3.26 muestra el esquema del fotómetro estelar. Los rayos de luz paralelos procedentes de la estrella se recogen mediante un telescopio basado en un diseño Cassegrain (CELESTRON CGE 1100). La luz de la estrella después pasa a través de una rueda de 10 filtros. Actualmente se dispone de siete filtros de banda estrecha (CVI Laser LLC) centrados en las longitudes de onda de 380, 435, 500, 670, 880, 940 y 1020 nm, y un filtro adicional V-Johnson. Los filtros tienen una función rendija cuadrada con FWHM entre 7.66-11.23 nm. El ocular se ha fijado al telescopio para facilitar la inspección visual de la estrella. También se usa una cámara CCD de gran campo externa, unida y perfectamente alineada con el telescopio, para asegurar un alineamiento adecuado para una estrella dada. La estrella elegida se selecciona usando coordenadas astronómicas, y después se usa una rutina de centrado de campo para mover el telescopio hasta que el punto más brillante se sitúa en los píxeles centrales de

la cámara CCD. El corazón del fotómetro estelar es el detector de la cámara CCD. En nuestro caso usamos una cámara CCD SBIG ST8-XME. El fotómetro estelar está situado dentro de una cúpula (Galactica USA) y la apertura de la cúpula se controla mediante un dispositivo detector de nubes que puede cerrarla bajo condiciones nocturnas de mal tiempo como lluvia o niveles de humedad altos.

Hay varias fuentes de error que afectan las medidas [Massey, 1997]. Por esto se realizan tests y correcciones para eliminar errores y obtener datos fiables. Estos tests se realizaron en las instalaciones del Centro Astronómico Hispano-Alemán en Calar Alto (37.22° N, 2.55° W, 2168 m s.n.m.), localizado en la Sierra de los Filabres (Almería, Sur de España) y operado por el Max-Planck-Institut für Astronomie en Heidelberg (Alemania) y Instituto Andaluz de Astrofísica (CSIC, España) [Pérez-Ramírez et al., 2008b].

Para el calibrado del fotómetro estelar Excalibur se ha seguido la técnica Langley [Schmid and Wehrl, 1995]. Este método consiste en realizar observaciones de irradiancia de una estrella a nivel de superficie a diferentes ángulos elevación de la misma, y por consiguiente para diferentes valores de masa óptica atmosférica. Realizando la representación gráfica del logaritmo de las lecturas del fotómetro, frente a la masa óptica relativa y extrapolando a masa óptica cero se obtiene la constante de calibración, que corresponde a la señal en tensión que detectaría nuestro instrumento en la cima de la atmósfera. Este procedimiento, conocido comúnmente como Calibración Langley, también nos permite inferir profundidades ópticas, a partir de las pendientes de las representaciones independientes, sin el conocimiento de la constante de calibración.

REFERENCIAS

- Böckmann C., U. Wandinger, A. Ansmann, J. Bösenberg, V. Amiridis, A. Boselli, A. Delaval, F. De Tomasi, M. Frioud, I. V. Grigorov, A. Hågård, M. Horvat, M. Iarlori, L. Komguem, S. Kreipl, G. Larchevêque, V. Matthias, A. Papayannis, G. Pappalardo, F. Rocadenbosch, J. A. Rodrigues, J. Schneider, V. Shcherbakov, and M. Wiegner, "Aerosol lidar intercomparison in the framework of the EARLINET project. 2. Aerosol backscatter algorithms", *Appl. Opt.* 43, 977-989, 2004.
- Bösenberg, J., "Ground-based differential absorption lidar for water-vapor and temperature profiling: methodology", *Appl. Opt.*, 37, 3845-3860, 1998.
- Bösenberg, J., A. Ansmann, J. M. Baldasano, D. Balis, C. Böckmann, B. Calpini, A. Chaikovsky, P. Flamant, A. Hagard, V. Mitev, A. Papayannis, J. Pelon, D. Resendes, J. Schneider, N. Spinelli, T. Trickl, G. Vaughan, G. Visconti, and M. Wiegner, "EARLINET: a European aerosol research lidar network, laser remote sensing of the atmosphere". In: Dabas, A., Loth, C., Pelon, J. (Eds.), *Selected Papers of the 20th International Laser Radar Conference*, 2001. Edition Ecole Polytechnique, Palaiseau, France, pp. 155–158, 2001.
- Freudenthaler, V., C. Böckmann, J. Bösenberg, and G. Pappalardo, "European Aerosol Research Lidar Network – Advanced Sustainable Observation System (EARLINET-ASOS), plans for quality assurance", *Proc. 23rd ILRC*, 24-28 July 2006, Nara, Japan, Ed. C. Nagasawa, N. Sugimoto, ISBN4-9902916-0-3, 2006.
- Holben, B. N., T. F. Eck, I. Slutsker, D. Tanre, J. P. Buis, A. Setzer, E. Vermote, J. A. Reagan, Y. J. Kaufman, T. Nakajima, F. Lavenue, I. Jankowiak, and A. Smirnov, "Aeronet- a federated instrument network and data archive for aerosol characterization", *Remote Sensing of Environment*, 66, 1-19, 1998.
- Kovalev V. A. and W. E. Eichinger, *Elastic Lidar: Theory, Practice and Analysis Methods*. Wiley-Interscience, 2004.
- Leiterer, U., A. Naebert, T. Naebert, and G. Alekseeva, G., "A new star photometer developed for spectral aerosol optical thickness measurements in Lindenberg", *Contributions to Atmospheric Physics*, 68, 133–141, 1995.
- Massey, P., "A user's guide for CCD reduction with IRAF", Available online at: <http://iraf.noao.edu/docs/photom.html>, 1997.
- Matthias, V., V. Freudenthaler, A. Amodeo, I. Balin, D. Balis, J. Bösenberg, J., A. Chaikovsky, G. Chourdakis, A. Comerón, A. Delaval, F. De Tomasi, R. Eixmann, A. Hågård, L. Komguem, S. Kreipl, R. Matthey, V. Rizi, J. A. Rodrigues, U. Wandinger, and X. Wang, "Aerosol lidar intercomparison in the framework of the EARLINET project. 1. Instruments", *Appl. Opt.*, 43, 961-976, 2004.
- Measures R. M., *Laser Remote Sensing*, John Wiley & Sons, Inc., New York, 1984.

- Pappalardo, G., A. Amodeo, M. Pandolfi, U. Wandinger, A. Ansmann, J. Bösenberg, V. Matthias, V. Amiridis, F. De Tomasi, M. Frioud, M. Iarlori, L. Komguem, A. Papayannis, F. Roca-denbosch, and X. Wang, “Aerosol lidar intercomparison in the framework of EARLINET project. 3. Raman lidar algorithm for aerosol extinction, backscatter, and lidar ratio”, *Appl. Opt.*, 43, 5370-5385, 2004.
- Pérez-Ramírez, D., J. Aceituno, B. Ruiz, F. J. Olmo, and L. Alados-Arboledas, “Development and calibration of a star photometer to measure the aerosol optical depth: Smoke observations at a high mountain site”, *Atmos. Environ.*, 42, 2733-2738, 2008a.
- Pérez-Ramírez, D., B. Ruiz, J. Aceituno, F. J. Olmo, and L. Alados-Arboledas, “Application of Sun/star photometry to derive the aerosol optical depth”, *I. J. Rem. Sen.*, vol. 29, 5113–5132, 2008b.
- Schmid, B. and C. Wehrli, “Comparison of sun photometer calibration by use of the Langley technique and the standard lamp”, *Appl. Opt.*, 34, 4500-4512 (1995).
- Schulz, K. H., “Product Catalogue”, Dr. Schulz and Partners GmbH, Buckow, Germany, 1998.
- Sicard, M., A. Comerón, F. Molero, J. L. Guerrero-Rascado, R. Pedrós, F. Javier Expósito, C. Córdoba-Jabonero, F. Roca-denbosch, M. Pujadas, L. Alados-Arboledas, J. A. Martínez-Lozano, J. P. Díaz, M. Gil, “Aerosol lidar intercomparison in the framework of SPALINET – the SPANISH LIDAR NETWORK: methodology and results”, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, aceptado, 2008.
- Simeonov, V., G. Larcheveque, P. Quaglia, H. Van den Bergh, and B. Calpini, “Influence of the photomultiplier tube spatial uniformity on lidar signals”, *Appl. Opt.*, 38, 5186-5190, 1999.
- Smirnov, A., B. N. Holben, T. F. Eck, O. Dubovik, and I. Slutsker, “Cloud-screening and quality control algorithms for the AERONET database”, *Rem. Sens. Environ.*, 73 (3), 337-349, 2000.
- Vassiliais, A., *Laser Applications in Medicine and Biology*, vol. 2 (ed. M. L. Wolbarsht), Plenum Press, New York, 1974.
- Winker, D. M., W. H. Hunt, and C. A. Hostetler, “Status and performance of the CALIOP lidar”, *Proc. SPIE Int. Soc. Eng.*, 5575, 8-15, 2004.
- Wolbarsht, M. L., and D. H. Sliney, *Laser Applications in Medicine and Biology*, vol. 2 (ed. M. L. Wolbarsht), Plenum Press, New York, 1974.

CAPÍTULO IV. METODOLOGÍA

ÍNDICE

IV.1. INTRODUCCIÓN	117
IV.2. PREPROCESADO DE DATOS.....	117
IV.3. ALGORITMO DE KLETT-FERNALD-SASANO	119
<i>IV.3.1. MÉTODO DE KLETT.....</i>	<i>120</i>
<i>IV.3.1.1. Método de Klett: solución hacia adelante.....</i>	<i>122</i>
<i>IV.3.1.2. Método de Klett: solución hacia atrás.....</i>	<i>122</i>
<i>IV.3.2. MÉTODO DE KLETT-FERNALD-SASANO.....</i>	<i>123</i>
IV.4. COMPONENTE MOLECULAR	125
IV.5. ALGORITMO RAMAN PARA EXTINCIÓN DE AEROSOL	127
IV.6. ALGORITMO PARA RETRODISPERSIÓN MEDIANTE LA TÉCNICA COMBINADA ELÁSTICA-RAMAN	130
IV.7. RAZÓN LIDAR.....	133
IV.8. EVALUACIÓN DE ERRORES EN LOS ALGORITMOS DE INVERSIÓN	137
<i>IV.8.1. REVISIÓN DE ERRORES EN LA TÉCNICA LIDAR ELÁSTICA.....</i>	<i>137</i>
<i>IV.8.2. REVISIÓN DE ERRORES EN LA TÉCNICA LIDAR RAMAN.....</i>	<i>141</i>
<i>IV.8.2.1. Revisión de errores en el coeficiente de extinción de aerosol en la técnica Lidar Raman.....</i>	<i>141</i>
<i>IV.8.2.2. Revisión de errores en el coeficiente de retrodispersión de aerosol en la técnica Lidar Raman</i>	<i>146</i>

IV.8.3. EVALUACIÓN DE ERRORES ALEATORIOS MEDIANTE TÉCNICA MONTE CARLO.....	147
IV.9. EARLINET: INTERCOMPARACIÓN DE ALGORITMOS ELÁSTICO Y RAMAN.....	150
IV.9.1. ETAPA 1 DE INTERCOMPARACIÓN DE ALGORITMOS.....	152
IV.9.2. ETAPA 2 DE INTERCOMPARACIÓN DE ALGORITMOS.....	154
IV.9.3. ETAPA 3 DE INTERCOMPARACIÓN DE ALGORITMOS.....	157
IV.9.4. ETAPA 4 DE INTERCOMPARACIÓN DE ALGORITMOS.....	159
IV.9.5. ETAPA 5 DE INTERCOMPARACIÓN DE ALGORITMOS.....	162
IV.10. PROPORCIÓN DE MEZCLA DE VAPOR DE AGUA	163
IV.11. METODOLOGÍAS PARA LA OBTENCIÓN DE PROPIEDADES DEL AEROSOL ATMOSFÉRICO INTEGRADAS EN COLUMNA A PARTIR DE DATOS DE FOTOMETRÍA SOLAR	166
IV.12. SELECCIÓN DE RAZÓN LIDAR MEDIANTE COMPARACIÓN CON FOTOMETRÍA SOLAR	168
IV.13. METODOLOGÍAS PARA LA OBTENCIÓN DE PROPIEDADES DEL AEROSOL ATMOSFÉRICO INTEGRADAS EN COLUMNA A PARTIR DE DATOS DE FOTOMETRÍA ESTELAR.....	169
REFERENCIAS	172

IV.1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se describen las metodologías empleadas para la obtención de propiedades ópticas del aerosol atmosférico y para la estimación del vapor de agua en la atmósfera. Se describen las metodologías correspondientes a los instrumentos presentados en el capítulo III, haciendo especial énfasis en las metodologías de la técnica Lidar que es el núcleo fundamental de esta tesis. Así, el capítulo se inicia con el preprocesado de los datos Lidar en la sección IV.2, para más tarde presentar los algoritmos para la obtención de perfiles de propiedades ópticas del aerosol (algoritmos elástico y Raman) en las secciones IV.3-IV.7. La sección IV.8 se dedica a la revisión de los errores que afectan a los algoritmos anteriores y la presentación del método empleado en esta tesis. En la sección IV.9 se presentan los resultados de la intercomparación de algoritmos en la red EARLINET. La sección IV.10 concluye la parte de metodologías Lidar con la descripción del método de cálculo de perfiles de vapor de agua. Finalmente, las secciones IV.11-IV.13 presentan la metodología para la obtención de propiedades del aerosol atmosférico integradas en columna a partir de técnicas fotométricas, tanto solar como estelar.

IV.2. PREPROCESADO DE DATOS

El preprocesado de los datos consiste en una serie de tratamientos que se deben emplear sobre las señales Lidar en bruto antes de aplicar cualquier algoritmo de inversión. Las señales Lidar en bruto que se han obtenido a partir a 600 pulsos durante el día y 3000 pulsos durante la noche (ambos a una frecuencia de repetición de pulso de 10 Hz) presentan una razón señal ruido que puede ser mejorable. Para ello se promedian las señales en modo analógico y se suman las señales en modo de recuento de fotones, en un cierto intervalo de tiempo durante el cual se asume que la variabilidad de las propiedades atmosféricas es pequeña.

La primera corrección que se aplica es la corrección de fondo. La detección de la señal de fondo es inherente al proceso de medida de forma que la señal de fondo es una señal originada tanto por la luz del cielo como por el ruido de la instrumentación empleada. La corrección de fondo consiste en el cálculo de esta señal y su sustracción a

la señal Lidar medida. Para ello se define una región en el rango lejano, se calcula el valor promedio de la señal Lidar medida en dicha región y se sustrae a toda la señal Lidar medida. Para el análisis de los datos en esta tesis se emplea un intervalo de alturas entre 75 y 105 km, o equivalentemente un intervalo temporal entre 250-350 μs tras el disparo láser.

El siguiente tratamiento es la aplicación de la corrección de tiempo muerto. Esta corrección se aplica a las señales detectadas en modo de recuento de fotones. Esta corrección es necesaria porque todos los detectores requieren cierto intervalo de tiempo para discriminar y procesar un evento. Si un segundo evento ocurre durante ese intervalo, el evento no contará. Se define el tiempo muerto como el mínimo intervalo de tiempo necesario para separar dos eventos y que el sistema de detección sea capaz de registrarlo. En los sistemas de detección no paralizables el tiempo muerto es fijo y si un fotón llega durante ese tiempo, el fotón es ignorado pero no aumenta la cantidad total de tiempo muerto. La corrección de tiempo muerto viene dada por:

$$N_{real} = N_{medido} / (1 - N_{medido} \cdot \tau_{muerto}) \quad (4.1)$$

donde N_{real} es el número de fotones real, N_{medido} es el número de fotones medido y τ_{muerto} es el tiempo muerto del detector.

Por último se aplica la corrección de distancia. La señal corregida de rango se define como la señal retrodispersada detectada por el Lidar (una vez que se han aplicado las correcciones anteriores) multiplicada por la distancia al cuadrado.

$$X(z) = P(z) \cdot z^2 \quad (4.2)$$

donde $X(z)$ es la señal corregida de rango y $P(z)$ es el flujo de energía del láser retrodispersada en la longitud de onda λ_L desde una distancia z . Esta simple corrección de distancia permite compensar la divergencia del haz láser. Es uno de los parámetros Lidar más simples y, a pesar de estar definido de forma sencilla, es el punto de partida de cualquier análisis Lidar ya que proporciona una información cualitativa de la estratificación de las partículas en la columna atmosférica. Así, la visualización de los perfiles de señal corregida de rango en función del tiempo permite conocer

cualitativamente lo que sucede en la vertical del instrumento de medida en el transcurso del tiempo.

IV.3. ALGORITMO DE KLETT-FERNALD-SASANO

Desde hace décadas la literatura científica recoge muchas discusiones relativas a las soluciones de la ecuación Lidar en configuración elástica [Davis, 1969; Fernald et al., 1972; Collis and Russell, 1976; Fernald, 1984; Klett, 1981 and 1985; Sasano and Nakane, 1984; Sasano et al., 1985]. Gran parte de estas soluciones no son más que modificaciones de la solución de Hirschfeld and Bordan (1954) para radares meteorológicos.

Como se presentó en el capítulo II, la ecuación para un sistema Lidar monoestático apuntando cenitalmente ($R = z$) en el caso de dispersión simple puede expresarse como:

$$P(\lambda_L, z) = P_0(\lambda_L) \cdot C \cdot \frac{O(z)}{z^2} \cdot \beta(\lambda_L, z) \cdot \exp\left(-2 \int_0^z \alpha(\lambda_L, \zeta) d\zeta\right) \quad (4.3)$$

donde $P(\lambda_L, z)$ es el flujo de energía del láser retrodispersada en la longitud de onda λ_L desde una distancia z ; $P_0(\lambda_L)$ es el flujo de energía del láser emitida en un longitud de onda λ_L ; C es una constante del sistema independiente de la altura; $O(z)$ es la función de solapamiento; $\beta(\lambda_L, z)$ es el coeficiente de retrodispersión total; $\alpha(\lambda_L, \zeta)$ es el coeficiente de extinción total, y por último, ζ es una variable de integración con unidades de distancia. $C = A_0 c \tau_d \xi(\lambda)/2$ depende del área A_0 del telescopio de recepción, de la velocidad de la luz c , la resolución temporal τ_d del sistema de adquisición empleado, y la eficiencia del sistema de recepción $\xi(\lambda)$ en la longitud de onda λ .

Desde el punto de vista matemático esta ecuación plantea un inconveniente para su inversión ya que a partir de un conjunto de ecuaciones pretendemos obtener dos conjuntos de incógnitas, $\beta(\lambda_L, z)$ y $\alpha(\lambda_L, z)$. Adicionalmente, existe otra incógnita a tener en cuenta que es la constante del sistema C . En las siguientes líneas se describe

un método para resolver con éxito este problema de inversión. Por simplicidad conceptual, inicialmente se considerará el caso de una atmósfera monocomponente para más tarde presentar el caso más realista de atmósfera bicomponente (componente molecular y componente de aerosol).

IV.3.1. MÉTODO DE KLETT

El método de Klett [Klett, 1981 and 1985] resuelve el problema de inversión teniendo en cuenta tres consideraciones:

- Sólo se dispone de una única señal retrodispersada elásticamente.
- En cada inversión la señal Lidar se calibra en una altura de referencia, por lo que no se requiere una calibración absoluta del sistema. Así se consigue reducir el número de incógnitas al no depender de la constante del sistema C.
- Existe una dependencia lineal entre el coeficiente de retrodispersión y extinción totales, definiendo la razón Lidar como:

$$LR(\lambda_L, z) = \frac{\alpha(\lambda_L, z)}{\beta(\lambda_L, z)} \quad (4.4)$$

Se debe tener información de la razón Lidar o al menos conocimiento de un valor razonable promedio para toda la columna atmosférica.

A partir de estas premisas y considerando la ecuación 4.3 podemos definir la señal corregida de rango como:

$$X(z) = P(z) \cdot z^2 = P_0 \cdot C \cdot \beta(z) \cdot \exp\left(-2 \int_0^z \alpha(\zeta) d\zeta\right) \quad (4.5)$$

Por simplicidad a partir de ahora se va a omitir la dependencia con la longitud de onda del láser λ_L . Adicionalmente y por simplicidad, se ha considerado únicamente la parte del perfil en la cual el haz láser se solapa completamente con el campo de visión del

telescopio receptor, es decir, aquella en la que la función de solapamiento alcanza el valor unidad.

Una variable más conveniente para nuestro propósito requiere el uso del logaritmo natural sobre la señal corregida de rango de forma que se puede suprimir el factor exponencial:

$$\text{Ln}[X(z)] = \text{Ln}[P_0 \cdot C] + \text{Ln}[\beta(z)] - 2 \int_0^z \alpha(\zeta) d\zeta \quad (4.6)$$

La ecuación diferencial correspondiente a la ecuación 4.6 se obtiene mediante derivación de la misma, tomando la siguiente forma:

$$\frac{d}{dz} \text{Ln}[X(z)] = \frac{1}{\beta(z)} \frac{d\beta(z)}{dz} - 2\alpha(z) \quad (4.7)$$

Teniendo en cuenta la definición de razón Lidar, ecuación 4.4, podemos expresar la ecuación 4.7 en términos de un único conjunto de incógnitas, $\beta(z)$:

$$\frac{d\beta(z)}{dz} - \beta(z) \cdot \frac{d}{dz} \text{Ln}[X(z)] = 2LR(z) \cdot \beta^2(z) \quad (4.8)$$

Podemos resolver la ecuación anterior considerando que es una ecuación diferencial de tipo Bernoulli, cuya solución viene dada por:

$$\begin{aligned} & \beta^{-1}(z) \cdot \exp \left[\int_{z_{ref}}^z \frac{d}{dz} \text{Ln}[X(z)] dz \right] = \\ & - 2 \int_{z_{ref}}^z LR(\zeta) \cdot \exp \left[\int_{z_{ref}}^{\zeta} \frac{d}{dz'} \text{Ln}[X(z')] dz' \right] d\zeta + \beta^{-1}(z_{ref}) \end{aligned} \quad (4.9)$$

Finalmente reordenando términos obtenemos:

$$\beta(z) = \frac{\beta(z_{ref}) \cdot X(z)}{X(z_{ref}) - 2\beta(z_{ref}) \int_{z_{ref}}^z LR(\zeta) \cdot X(\zeta) d\zeta} \quad (4.10)$$

La elección de la altura de referencia z_{ref} da lugar a dos variantes para la solución del algoritmo cuyas ventajas e inconvenientes se presentan en los siguientes párrafos.

IV.3.1.1. Método de Klett: solución hacia adelante

La solución hacia adelante se basa en la elección de la altura de referencia z_{ref} en el rango cercano, por lo que también se conoce como solución de punto próximo. Con esta geometría de resolución, se dice que la solución se construye hacia adelante ($z_{ref} < z$). La ventaja de este método es que la señal corregida de rango en el punto de referencia $X(z_{ref})$ presenta buena razón señal-ruido. Los inconvenientes surgen del hecho de que al aumentar progresivamente la distancia el denominador disminuye de valor y los errores se amplifican. Además, el coeficiente de retrodispersión total a la altura de referencia $\beta(z_{ref})$ puede no ser bien conocido.

IV.3.1.2. Método de Klett: solución hacia atrás

La solución hacia atrás se basa en la elección de la altura de referencia z_{ref} en el rango lejano, por lo que también se conoce como solución de punto remoto. Con esta geometría de resolución, se dice que la solución se construye hacia atrás ($z_{ref} > z$). Particularizando la ecuación 4.10 para esta solución se tiene:

$$\beta(z) = \frac{\beta(z_{ref}) \cdot X(z)}{X(z_{ref}) + 2\beta(z_{ref}) \int_z^{z_{ref}} LR(\zeta) \cdot X(\zeta) d\zeta} \quad (4.11)$$

Este método corrige los inconvenientes del método anterior ya que el coeficiente de retrodispersión total puede ser bien conocido si se elige una altura de referencia donde la atmósfera solamente presenta contribución molecular. Además al aumentar progresivamente la distancia el denominador aumenta su valor y tiende a compensar los errores en la determinación de $\beta(z_{ref})$. El inconveniente es el efecto del ruido en el término $X(z_{ref})$, que será discutido posteriormente en la sección IV.8.1.

IV.3.2. MÉTODO DE KLETT-FERNALD-SASANO

El método de Klett-Fernald-Sasano [Fernald et al., 1972; Fernald, 1984; Klett, 1981 and 1985; Sasano and Nakane, 1984; Sasano et al., 1985] es una modificación del método de Klett presentado anteriormente, en el que se separan explícitamente las contribuciones de aerosol y moléculas. Teniendo en cuenta esta premisa los coeficientes de retrodispersión y extinción totales se pueden expresar como:

$$\begin{aligned}\beta(z) &= \beta_{aer.}(z) + \beta_{mol.}(z) \\ \alpha(z) &= \alpha_{aer.}(z) + \alpha_{mol.}(z)\end{aligned}\quad (4.12)$$

Asimismo deberemos considerar la razón Lidar para la contribución de aerosol LR_{aer} y para la contribución de moléculas LR_{mol} . A partir de la teoría de Rayleigh se puede obtener el valor de la razón Lidar para moléculas:

$$LR_{mol} = \frac{8\pi}{3} sr \quad (4.13)$$

Empleando la definición de razón Lidar podemos expresar el coeficiente de extinción total (ecuación 4.12) en término de los coeficientes de retrodispersión de aerosol y molecular:

$$\begin{aligned}\alpha(z) &= LR_{aer.}(z) \cdot \beta_{aer.}(z) + LR_{mol.} \cdot \beta_{mol.}(z) = \\ LR_{aer.}(z) \cdot [\beta(z) - \beta_{mol.}(z)] + LR_{mol.} \cdot \beta_{mol.}(z) &= LR_{aer.}(z) \cdot \beta(z) + [LR_{mol.} - LR_{aer.}(z)] \cdot \beta_{mol.}(z)\end{aligned}\quad (4.14)$$

De forma análoga al desarrollo teórico del método de Klett, partimos de la señal corregida de rango (ecuación 4.4) introduciendo la nueva expresión para el coeficiente de extinción total (ecuación 4.14):

$$X(z) = P(z) \cdot z^2 = P_0 \cdot C \cdot \beta(z) \cdot \exp\left(-2 \int_0^z (LR_{aer.}(\zeta) \cdot \beta(\zeta) + [LR_{mol.} - LR_{aer.}(\zeta)] \cdot \beta_{mol.}(\zeta)) d\zeta\right)\quad (4.15)$$

Por simplicidad a partir de ahora se va a omitir la referencia a la dependencia con la longitud de onda del láser λ_L . Llegados a este punto es útil definir una nueva variable $X'(z)$ que nos facilitará los cálculos posteriores:

$$X'(z) = X(z) \cdot \exp\left(2 \int_0^z [LR_{mol} - LR_{aer}(\zeta)] \beta_{mol}(\zeta) d\zeta\right) \quad (4.16)$$

Así tomando el logaritmo natural sobre la nueva variable $X'(z)$ podemos suprimir la función exponencial y se obtiene la siguiente expresión:

$$\begin{aligned} \ln[X'(z)] &= \ln[X(z)] + 2 \int_0^z [LR_{mol} - LR_{aer}(\zeta)] \beta_{mol}(\zeta) d\zeta = \ln[P_0 \cdot C] + \ln[\beta(z)] - 2 \int_0^z \alpha(\zeta) d\zeta \\ &+ 2 \int_0^z [LR_{mol} - LR_{aer}(\zeta)] \beta_{mol}(\zeta) d\zeta = \ln[\beta(z)] - 2 \int_0^z LR_{aer}(\zeta) \cdot \beta_{mol}(\zeta) d\zeta \end{aligned} \quad (4.17)$$

La ecuación diferencial correspondiente a la ecuación 4.17 se obtiene mediante derivación de la misma, tomando la siguiente forma:

$$\frac{d\beta(z)}{dz} - \beta(z) \cdot \frac{d}{dz} \ln[X'(z)] = 2LR_{aer}(z) \cdot \beta(z) \quad (4.18)$$

Como se puede apreciar, la ecuación anterior presenta la misma forma que la ecuación 4.10 deducida para el método de Klett sin más que intercambiar $X(z)$ por $X'(z)$. Así esta ecuación diferencial de tipo Bernoulli, cuya solución viene dada por la siguiente expresión, permite resolver el problema de inversión:

$$\beta(z) = \frac{\beta(z_{ref}) \cdot X'(z)}{X'(z_{ref}) - 2\beta(z_{ref}) \int_{z_{ref}}^z LR_{aer}(\zeta) \cdot X(\zeta) d\zeta} \quad (4.19)$$

Expresando la ecuación anterior en término de nuestras variables de interés se obtiene:

$$\begin{aligned} \beta_{aer}(z) &= -\beta_{mol}(z) + \\ &\frac{\beta(z_{ref}) \cdot X(z) \cdot \exp\left(2 \int_{z_{ref}}^z [LR_{mol} - LR_{aer}(\zeta)] \beta_{mol}(\zeta) d\zeta\right)}{X(z_{ref}) - 2\beta(z_{ref}) \int_{z_{ref}}^z LR_{aer}(z') \cdot X(z') \cdot \exp\left(2 \int_{z_{ref}}^{z'} [LR_{mol} - LR_{aer}(\zeta)] \beta_{mol}(\zeta) d\zeta\right) dz'} \end{aligned} \quad (4.20)$$

Esta ecuación, que formalmente es igual a la empleada ampliamente dentro de la red EARLINET [Böckmann et al., 2004], será la empleada para analizar los datos Lidar elásticos en esta tesis.

IV.4. COMPONENTE MOLECULAR

Como se ha puesto de manifiesto en la sección anterior, el problema de inversión de la señal Lidar requiere la evaluación de la contribución molecular. La componente molecular se puede obtener a partir de datos reales de radiosondeos (no siempre disponibles en la estación de medida) o a partir de una Atmósfera Estándar escalada a las condiciones de temperatura y presión registradas en la estación de superficie. Una atmósfera estándar es una representación simplificada de la Atmósfera de la Tierra. Se ha elegido la Atmósfera Estándar de 1976 [U. S. Standard Atmosphere, 1976] por su simplicidad de cálculo como se podrá apreciar en las siguientes líneas y por ser la parametrización empleada en la red EARLINET.

En esta formulación la atmósfera se modela en diferentes capas, en cada una de las cuales existe un gradiente de temperatura fijo (dependencia lineal de la temperatura con la altura) y la presión se calcula usando la ecuación hidrostática. Así la Atmósfera Estándar se parametriza mediante las siguientes expresiones:

$$P = P_0 \cdot \exp\left[-\frac{G \cdot (z_g - z_0)}{T_0}\right] \quad \text{si} \quad \frac{dT}{dz} = 0 \quad (4.21)$$

$$P = P_0 \cdot \left[\frac{T_0}{T}\right]^{\frac{G}{dT/dz}} \quad \text{si} \quad \frac{dT}{dz} \neq 0 \quad (4.22)$$

siendo T_0 , P_0 y z_0 la temperatura, presión y altura de la base de la capa, z_g la altura geopotencial definida como $z_g = z \cdot R_E / (z + R_E)$ con R_E el radio de la Tierra (6372795 m), y G la constante hidrostática definida como $G = g \cdot M / R$ con g la aceleración de la gravedad a nivel del mar, M la masa molecular media del aire (de valor constante igual a 28.9644 hasta 86 km donde el efecto de la separación difusiva se vuelve importante) y R la constante universal de los gases ($8.31432 \text{ J} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{mol}^{-1}$).

Capa atmosférica (km)	dT/dz (K/km)
0-11	-6.5
11-20	0
20-32	1.0
32-47	2.8
47-51	0
51-71	-2.8
71-86	-2

Tabla 4.1. Gradientes de temperatura según capas atmosféricas para la Atmósfera Estándar de 1976.

Por otra parte, el índice de refracción es un importante parámetro en la interacción de la radiación con medios dispersantes y absorbentes. El índice de refracción es un número complejo cuya parte real es el cociente entre la velocidad de fase de la onda electromagnética en el medio de interés y la velocidad en el vacío. La parte imaginaria está relacionada con la capacidad de absorber la radiación electromagnética. La parte real del índice de refracción del aire se puede parametrizar en función de la longitud de onda como indicó Bucholtz [1995]:

$$(n_s - 1) \cdot 10^8 = \frac{5791817}{238.0185 - \left(\frac{1}{\lambda}\right)^2} + \frac{167909}{57.362 - \left(\frac{1}{\lambda}\right)^2} \quad \lambda > 0.23 \mu\text{m} \quad (4.23)$$

$$(n_s - 1) \cdot 10^8 = 8060.15 + \frac{2480990}{132.274 - \left(\frac{1}{\lambda}\right)^2} + \frac{17455.7}{39.32957 - \left(\frac{1}{\lambda}\right)^2} \quad \lambda \leq 0.23 \mu\text{m} \quad (4.24)$$

donde n_s es del índice de refracción para aire estándar a la temperatura 15 °C y λ la longitud de onda en micrómetros.

Así, finalmente el coeficiente de retrodispersión molecular se puede calcular a partir de la teoría Rayleigh y de la ecuación fundamental de los gases ideales, mediante la siguiente expresión:

$$\beta_{mol}(z) = \frac{9\pi^2 (n_s^2 - 1)^2}{\lambda^4 N_s^2 (n_s^2 + 2)^2} \left(\frac{6 + 3\rho}{6 - 7\rho} \right) N_s \frac{T_0}{P_0} \frac{P(z)}{T(z)} \quad (4.25)$$

donde n_s el índice de refracción del aire, γ el factor de depolarización (γ es 0.0301, 0.0284 y 0.0273 para 355, 532 y 1064 nm respectivamente) [Bucholtz, 1995] y la densidad numérica de moléculas $N_s = 2.547 \cdot 10^{19} \text{ cm}^{-3}$ para condiciones de atmósfera estándar a nivel de superficie ($P_0 = 1013.25 \text{ hPa}$ y $T_0 = 15^\circ \text{ C}$).

IV.5. ALGORITMO RAMAN PARA EXTINCIÓN DE AEROSOL

La dispersión Raman es un fenómeno de dispersión puramente molecular que se viene empleando con éxito en técnicas de teledetección desde finales de los años 1960. En un sistema Lidar Raman la longitud de onda de la luz dispersada se desplaza respecto de la longitud de onda emitida por el láser, y tal desplazamiento depende de la molécula dispersora. Dado que para un gas con densidad numérica conocida, como es el caso nitrógeno o el oxígeno atmosférico, se conoce el coeficiente de retrodispersión Raman, se puede conocer el coeficiente de extinción del aerosol a partir de la señal retrodispersada inelásticamente empleando el algoritmo que se presenta en esta sección [Ansmann et al., 1992].

Como se presentó en el capítulo II, la ecuación que permite analizar la radiación retrodispersada inelásticamente para un sistema Lidar monoestático apuntando cenitalmente ($R = z$) puede expresarse como:

$$P(\lambda_L, \lambda_R, z) = P_0(\lambda_L) \cdot C_R \cdot \frac{O(z)}{z^2} \cdot \beta(\lambda_L, \lambda_R, z) \cdot \exp\left(-\int_0^z [\alpha(\lambda_L, \zeta) + \alpha(\lambda_R, \zeta)] d\zeta\right) \quad (4.26)$$

donde λ_L y λ_R es la longitud de onda láser (emisión) y desplazada Raman (recepción); $P(\lambda_L, \lambda_R, z)$ es el flujo de energía del láser retrodispersada en la longitud de onda λ_L desde una distancia z ; $P_0(\lambda_L)$ es el flujo de energía del láser emitida en un longitud de onda λ_L ; C_R es una constante del sistema independiente de la altura; $O(z)$ es la función de solapamiento; $\beta(\lambda_L, \lambda_R, z)$ es el coeficiente de retrodispersión de dispersores Raman; $\alpha(\lambda_L, \zeta)$ y $\alpha(\lambda_R, \zeta)$ son los coeficientes de extinción total en las longitudes de onda λ_L y λ_R , y por último, ζ es una variable de integración con unidades de distancia. La constante C_R toma la forma $C_R = A_0 c \tau_d \xi(\lambda_L, \lambda_R)/2$ y como

puede apreciarse depende del área A_0 del telescopio de recepción, de la velocidad de la luz c , la resolución temporal τ_d del sistema de adquisición empleado, y $\xi(\lambda_L, \lambda_R)$ es la eficiencia del sistema de recepción dependiente de las longitudes de onda consideradas λ_L y λ_R .

Para calcular el coeficiente de extinción de aerosol a partir de la ecuación 4.26 es necesario detectar radiación retrodispersada de forma inelástica por moléculas cuya densidad numérica en la atmósfera sea conocida como es el caso del nitrógeno o el oxígeno molecular [Ferrare et al., 1998]. La clave del algoritmo Raman para obtención del coeficiente de extinción de aerosol radica en el hecho de que el coeficiente retrodispersión para dispersores Raman se puede calcular mediante la ecuación:

$$\beta(\lambda_L, \lambda_R, z) = N(z) \cdot \frac{d\sigma(\phi, \pi, \lambda_R)}{d\Omega} \quad (4.27)$$

donde $N(z)$ es la densidad numérica de dispersores a la altura z y $d\sigma(\phi, \pi, \lambda_R)/d\Omega$ es la sección eficaz de retrodispersión Raman. Bajo estas consideraciones la ecuación Lidar Raman (ecuación 4.26) se reduce a una ecuación de una incógnita que permite calcular el coeficiente de extinción de aerosol a partir de efectuar el logaritmo y calcular la derivada respecto a la altura. Por simplicidad, se va a considerar únicamente la parte del perfil en la cual el haz láser se solapa completamente con el campo de visión del telescopio receptor, es decir, donde la función de solapamiento alcanza el valor unidad:

$$\alpha_{aer}(\lambda_L, z) + \alpha_{aer}(\lambda_R, z) = \frac{d}{dz} \left[\ln \frac{N(z)}{P(\lambda_L, \lambda_R, z) \cdot z^2} \right] - \alpha_{mol}(\lambda_L, z) - \alpha_{mol}(\lambda_R, z) \quad (4.28)$$

Asumiendo una dependencia del coeficiente de extinción de aerosol con la longitud de onda del tipo:

$$\frac{\alpha_{aer}(\lambda_L, z)}{\alpha_{aer}(\lambda_R, z)} = \left(\frac{\lambda_L}{\lambda_R} \right)^{-k} \quad (4.29)$$

se obtiene para el coeficiente de extinción de aerosol la siguiente expresión:

$$\alpha_{aer}(\lambda_L, z) = \frac{\frac{d}{dz} \left[\ln \frac{N(z)}{P(\lambda_L, \lambda_R, z) \cdot z^2} \right] - \alpha_{mol}(\lambda_L, z) - \alpha_{mol}(\lambda_R, z)}{1 + \left(\frac{\lambda_L}{\lambda_R} \right)^k} \quad (4.30)$$

La componente molecular se puede obtener a partir de datos reales de radiosondeos (no siempre disponibles en los casos de esta tesis) o a partir de una Atmósfera Estándar como se mostró en la sección anterior.

El punto más crítico del método surge de la necesidad de calcular la derivada del logaritmo del cociente entre la densidad numérica de dispersores Raman y la señal Lidar multiplicada por la distancia al cuadrado. Como sabemos la derivada es una operación que se define sólo para funciones continuas y aquí el denominador del argumento de la derivada, lejos de ser una función continua, es adquirido con una resolución espacial nominal de 7.5 m. Por tanto, dado que la señal a analizar para determinar el coeficiente de extinción de aerosol es discontinua y es imposible un cálculo analítico para la obtención de la derivada, es necesario calcular este término de forma numérica [Russo et al., 2006].

La técnica tradicionalmente usada [Measures, 1984; Whiteman, 1999] para calcular una derivada numérica como la contenida en la ecuación 4.30 es suponer que el término $\ln \left[\frac{N(z)}{P(\lambda_L, \lambda_R, z) \cdot z^2} \right]$ se comporta aproximadamente como una función lineal de la forma $a + bz$ sobre un rango de interés. Se lleva a cabo una regresión sobre cada intervalo considerado de forma que el valor de b corresponde al valor de derivada. Por otra parte, las fluctuaciones estadísticas de la señal Lidar Raman puede producir grandes fluctuaciones en la derivada y por tanto en el perfil del coeficiente de extinción. En consecuencia generalmente se hace necesario el uso de técnicas de suavizado de datos [Pappalardo et al., 2004]. Existen diversos métodos que normalmente se emplean para manipular las señales Lidar como son la media en ventana (data binning), la media móvil (sliding average) y los filtros Savitsky-Golay [Press et al., 1992]. Es necesario tener en cuenta que la aplicación de un método particular de manipulación de datos afecta no sólo al resultado final sino también al error [Pappalardo et al., 2004].

Para el sistema Lidar Raman, como se describió en el capítulo III, los canales Raman están diseñados para detectar la radiación retrodispersada inelásticamente por

moléculas de nitrógeno respecto a una radiación de emisión 355nm o 355 y 532 nm, para las configuraciones LR321D400 y LR331D400, respectivamente.

IV.6. ALGORITMO PARA RETRODISPERSIÓN MEDIANTE LA TÉCNICA COMBINADA ELÁSTICA-RAMAN

En la sección anterior ha descrito el procedimiento para obtener el coeficiente de extinción de aerosol a partir de la señal Lidar Raman. Para obtener información del coeficiente de retrodispersión de aerosol es necesario además utilizar la ecuación Lidar en configuración elástica donde el coeficiente de retrodispersión contiene tanto la contribución de moléculas como la contribución de aerosol. En este sentido, el método de combinación de señales permite obtener el coeficiente de retrodispersión de aerosol mediante el cociente de la señal Lidar retrodispersada elásticamente y de la señal Raman [Ansmann et al., 1992].

Para obtener el coeficiente de retrodispersión de aerosol mediante la técnica combinada elástica-Raman vamos a partir de la ecuación Lidar (ecuación 2.39) particularizadas para el caso de configuración elástica y Raman (Tabla 2.3). Por claridad se muestran de nuevo las ecuaciones Lidar elástica y Raman:

$$P(\lambda_L, z) = P_0(\lambda_L) \cdot C \cdot \frac{O(z)}{z^2} \cdot \beta(\lambda_L, z) \cdot \exp\left(-2 \int_0^z \alpha(\lambda_L, \zeta) d\zeta\right) \quad (4.31)$$

$$P(\lambda_L, \lambda_R, z) = P_0(\lambda_L) \cdot C_R \cdot \frac{O(z)}{z^2} \cdot \beta(\lambda_L, \lambda_R, z) \cdot \exp\left(-\int_0^z [\alpha(\lambda_L, \zeta) + \alpha(\lambda_R, \zeta)] d\zeta\right) \quad (4.32)$$

donde λ_L y λ_R es la longitud de onda láser (emisión) y desplazada Raman (recepción). Las constantes independientes de la altura vienen dadas por $C = A_0 c \tau_d \xi(\lambda_L)/2$ y $C_R = A_0 c \tau_d \xi(\lambda_L, \lambda_R)/2$. Por simplicidad vamos a emplear la siguiente nomenclatura:

$$T_{mol/aer}(\lambda_i, z) = \exp\left(-\int_0^z \alpha_{mol/aer}(\lambda_i, \zeta) d\zeta\right) \quad (4.33)$$

De forma análoga a los algoritmos anteriores podemos descomponer los coeficientes de extinción y retrodispersión en sus componentes de aerosol y molecular.

El perfil del coeficiente de retrodispersión de aerosol se puede determinar a partir del cociente de la señal Lidar elástica $P(\lambda_L, z)$ y de la señal Raman $P(\lambda_L, \lambda_R, z)$ adquiridas simultáneamente. Así se obtiene la siguiente ecuación:

$$\frac{P(\lambda_L, z)}{P(\lambda_L, \lambda_R, z)} = \frac{\xi(\lambda_L)}{\xi(\lambda_L, \lambda_R)} \cdot \frac{\beta_{aer}(\lambda_L, z) + \beta_{mol}(\lambda_L, z)}{\beta_{mol}(\lambda_L, \lambda_R, z)} \cdot \frac{T_{aer}(\lambda_L, z) \cdot T_{mol}(\lambda_L, z)}{T_{aer}(\lambda_R, z) \cdot T_{mol}(\lambda_R, z)} \quad (4.34)$$

Como puede apreciarse en la ecuación anterior, al efectuar el cociente de las ecuaciones el término de transmitancia, tanto de moléculas como de aerosol, para el recorrido de ida de la radiación emitida por el láser se ha simplificado. En esta ecuación sólo se desconoce el cociente de las eficiencias en los canales Raman y elástico ya que los parámetros moleculares se pueden calcular de forma teórica a partir de radiosondeos o la Atmósfera Estándar de 1976 y la transmitancia de aerosol se obtiene mediante el algoritmo descrito en la sección anterior. Este cociente se puede calcular asumiendo la existencia de una atmósfera libre de aerosol en la altura de referencia z_{ref} (altura de calibración) donde la que se cumple:

$$\beta_{aer}(\lambda_L, z_{ref}) \ll \beta_{mol}(\lambda_L, z_{ref}) \quad (4.35)$$

Típicamente esta condición se cumple en la alta troposfera. Particularizando la ecuación 4.34 para la altura de referencia z_{ref} se obtiene:

$$\frac{P(\lambda_L, z_{ref})}{P(\lambda_L, \lambda_R, z_{ref})} = \frac{\xi(\lambda_L)}{\xi(\lambda_L, \lambda_R)} \cdot \frac{\beta_{mol}(\lambda_L, z_{ref})}{\beta_{mol}(\lambda_L, \lambda_R, z_{ref})} \cdot \frac{T_{aer}(\lambda_L, z_{ref}) \cdot T_{mol}(\lambda_L, z_{ref})}{T_{aer}(\lambda_R, z_{ref}) \cdot T_{mol}(\lambda_R, z_{ref})} \quad (4.36)$$

Esta ecuación nos permite calcular el cociente de las eficiencias en los canales elástico y Raman:

$$\frac{\xi(\lambda_L)}{\xi(\lambda_L, \lambda_R)} = \frac{P(\lambda_L, z_{ref})}{P(\lambda_L, \lambda_R, z_{ref})} \cdot \frac{\beta_{mol}(\lambda_L, \lambda_R, z_{ref})}{\beta_{mol}(\lambda_L, z_{ref})} \cdot \frac{T_{aer}(\lambda_R, z_{ref}) \cdot T_{mol}(\lambda_R, z_{ref})}{T_{aer}(\lambda_L, z_{ref}) \cdot T_{mol}(\lambda_L, z_{ref})} \quad (4.37)$$

Si introducimos la ecuación 4.37 en la ecuación 3.34 se obtiene:

$$\frac{P(\lambda_L, z)}{P(\lambda_L, \lambda_R, z)} = \frac{P(\lambda_L, z_{ref})}{P(\lambda_L, \lambda_R, z_{ref})} \cdot \frac{\beta_{mol}(\lambda_L, \lambda_R, z_{ref})}{\beta_{mol}(\lambda_L, z_{ref})} \cdot \frac{T_{aer}(\lambda_R, z_{ref}) \cdot T_{mol}(\lambda_R, z_{ref})}{T_{aer}(\lambda_L, z_{ref}) \cdot T_{mol}(\lambda_L, z_{ref})} \cdot \frac{\beta_{aer}(\lambda_L, z) + \beta_{mol}(\lambda_L, z)}{\beta_{mol}(\lambda_L, \lambda_R, z)} \cdot \frac{T_{aer}(\lambda_L, z) \cdot T_{mol}(\lambda_L, z)}{T_{aer}(\lambda_R, z) \cdot T_{mol}(\lambda_R, z)} \quad (4.38)$$

Reorganizando términos de obtiene:

$$\frac{P(\lambda_L, z)}{P(\lambda_L, \lambda_R, z)} = \frac{1}{K} \cdot \frac{\beta_{mol}(\lambda_L, \lambda_R, z_{ref})}{\beta_{mol}(\lambda_L, z_{ref}) \cdot \beta_{mol}(\lambda_L, \lambda_R, z)} \cdot (\beta_{aer}(\lambda_L, z) + \beta_{mol}(\lambda_L, z)) \cdot \frac{T_{aer}(\lambda_L, z) \cdot T_{mol}(\lambda_L, z)}{T_{aer}(\lambda_R, z) \cdot T_{mol}(\lambda_R, z)} \quad (4.39)$$

donde K es una constante de calibración definida como:

$$K = \frac{P(\lambda_L, \lambda_R, z_{ref}) \cdot T_{aer}(\lambda_L, z_{ref}) \cdot T_{mol}(\lambda_L, z_{ref})}{P(\lambda_L, z_{ref}) \cdot T_{aer}(\lambda_R, z_{ref}) \cdot T_{mol}(\lambda_R, z_{ref})} \quad (4.40)$$

La expresión 4.38 se puede simplificar aún más teniendo en cuenta la definición del coeficiente de retrodispersión molecular (ecuación 4.27):

$$\begin{aligned} \frac{\beta_{mol}(\lambda_L, \lambda_R, z_{ref})}{\beta_{mol}(\lambda_L, z_{ref}) \cdot \beta_{mol}(\lambda_L, \lambda_R, z)} &= \frac{N(z_0) \cdot \frac{d\sigma(\phi, \pi, \lambda_R)}{d\Omega}}{N(z_0) \cdot \frac{d\sigma(\phi, \pi, \lambda_L)}{d\Omega} \cdot N(z) \cdot \frac{d\sigma(\phi, \pi, \lambda_R)}{d\Omega}} \\ &= \frac{1}{N(z) \cdot \frac{d\sigma(\phi, \pi, \lambda_L)}{d\Omega}} = \frac{1}{\beta_{mol}(\lambda_L, z)} \end{aligned} \quad (4.41)$$

Sustituyendo la expresión anterior en la ecuación 4.39 se tiene:

$$\frac{P(\lambda_L, z)}{P(\lambda_L, \lambda_R, z)} = \frac{1}{K} \cdot \frac{\beta_{aer}(\lambda_L, z) + \beta_{mol}(\lambda_L, z)}{\beta_{mol}(\lambda_L, z)} \cdot \frac{T_{aer}(\lambda_L, z) \cdot T_{mol}(\lambda_L, z)}{T_{aer}(\lambda_R, z) \cdot T_{mol}(\lambda_R, z)} \quad (4.42)$$

Finalmente se obtiene la expresión del coeficiente de retrodispersión de aerosol:

$$\beta_{aer}(\lambda_L, z) = \beta_{mol}(\lambda_L, z) \cdot \left[K \cdot \frac{P(\lambda_L, z)}{P(\lambda_L, \lambda_R, z)} \cdot \frac{T_{aer}(\lambda_R, z) \cdot T_{mol}(\lambda_R, z)}{T_{aer}(\lambda_L, z) \cdot T_{mol}(\lambda_L, z)} - 1 \right] \quad (4.43)$$

Esta ecuación también puede expresarse como:

$$\beta_{aer}(\lambda_L, z) = \beta_{mol}(\lambda_L, z) \cdot \left[K \cdot \frac{P(\lambda_L, z)}{P(\lambda_L, \lambda_R, z)} \cdot \frac{\exp\left(-\int_0^z [\alpha_{aer}(\lambda_R, \zeta) + \alpha_{mol}(\lambda_R, \zeta)] d\zeta\right)}{\exp\left(-\int_0^z [\alpha_{aer}(\lambda_L, \zeta) + \alpha_{mol}(\lambda_L, \zeta)] d\zeta\right)} - 1 \right] \quad (4.44)$$

Para reducir el error en la constante de calibración es útil realizar un promediado de este valor en un rango de alturas de atmósfera libre de aerosol en vez de considerar un único valor en la altura z_{ref} :

$$K = \frac{P(\lambda_L, \lambda_R, z_{ref}) \cdot T_{aer}(\lambda_L, z_{ref}) \cdot T_{mol}(\lambda_L, z_{ref})}{P(\lambda_L, z_{ref}) \cdot T_{aer}(\lambda_R, z_{ref}) \cdot T_{mol}(\lambda_R, z_{ref})} \quad (4.45)$$

IV.7. RAZÓN LIDAR

La razón Lidar se define como el cociente entre el coeficiente de extinción y el coeficiente de retrodispersión. Esta cantidad relaciona dos propiedades ópticas que dependen de la longitud de onda de la radiación incidente y es sensible tanto a la distribución de tamaño como al índice de refracción, por lo que su comportamiento no es obvio [Ackermann, 1998]. Debido a que esta cantidad contiene el coeficiente de retrodispersión de aerosol, la razón Lidar es sensible a la forma geométrica de las partículas (en contraste el coeficiente de extinción no depende de la forma significativamente) [Mishchenko et al., 1997; Kalashnikova and Sokolik, 2002; Müller et al., 2003b]. La atmósfera real es una mezcla de diferentes componentes y cada uno de ellos con índices de refracción y distribuciones de tamaño distintas. Además, las combinaciones de diferentes tipos de aerosol son múltiples, lo que proporciona una mayor variedad de razones Lidar posibles. Debido a que existen componentes del aerosol atmosférico que pueden cambiar sus propiedades debido a variaciones de la humedad relativa, las propiedades químicas, físicas y ópticas del aerosol pueden variar con la altura. La conversión de perfiles de coeficiente de retrodispersión obtenidos mediante técnica elástica en perfiles de extinción requiere un conocimiento adecuado de la razón Lidar para algunos tipos de aerosol claves como son el aerosol urbano, marino, polvo desértico y procedente de incendios. Este conocimiento es particularmente necesario en el caso de sistemas Lidar a bordo de satélites que realizan observaciones sobre el océano y regiones costeras [Müller et al., 2007]. Como se ha demostrado en numerosos estudios [Ansmann et al., 2002; Müller et al., 2002, 2003a, 2005; Mattis et al., 2004], la razón Lidar es una cantidad que nos permite caracterizar el aerosol. En la Tabla 4.2 se recogen algunos de los valores de razones Lidar propuestos en la literatura para diferentes tipos de aerosol.

Marino							
Tipo y Fuente	Capa	Lr ₃₅₅ (sr)	Lr ₅₃₂ (sr)	Lr ₁₀₆₄ (sr)	Lr ₃₅₅ / Lr ₅₃₂	Lr ₅₃₂ / Lr ₁₀₆₄	Referencia
Atlántico Norte (ACE2)	PBL	-	23 ± 3 (R)	-	-	-	Müller et al. (2007)
Océano Índico Tropical (INDOEX)	PBL FT	- -	23 ± 5 (R) 29 ± 8 (R)	- -	- ≈ 1	- -	Müller et al. (2007)
Sur de Italia (EARLINET)	-	23-44 ¹ (R)	-	-	-	-	De Tomasi and Perrone (2003)
Estudio Numérico	-	15-30	15-30	25-50	-	-	Ackermann (1998)
Hawaii	-	-	25 ± 4	-	-	-	Masonis et al. (2003)
Grecia (EARLINET)	PBL FT	28 ± 11 (R) 28 ± 11 (R)	- -	- -	- -	- -	Amiridis et al. (2005)
Estudio Numérico	-	17-60 ²	-	-	-	-	Barnaba et al. (2004)
Marino Contaminado							
Tipo y Fuente	Capa	Lr ₃₅₅ (sr)	Lr ₅₃₂ (sr)	Lr ₁₀₆₄ (sr)	Lr ₃₅₅ / Lr ₅₃₂	Lr ₅₃₂ / Lr ₁₀₆₄	Referencia
Océano Índico Tropical (INDOEX)	PBL	-	30-40	-	-	-	Müller et al. (2007)
Incendio							
Tipo y Fuente	Capa	Lr ₃₅₅ (sr)	Lr ₅₃₂ (sr)	Lr ₁₀₆₄ (sr)	Lr ₃₅₅ / Lr ₅₃₂	Lr ₅₃₂ / Lr ₁₀₆₄	Referencia
Canadá (EARLINET)	FT	46 ± 13	53 ± 11	-	0.8 ± 0.2	-	Müller et al. (2007)
Corea	-	46 ± 7 (R)	65 ± 8 (R)	-	-	-	Noh et al. (2008)
Asia	FT	40	65	-	-	-	Murayama et al. (2004)

¹ Razón Lidar evaluada en 351 nm.

² Razón Lidar evaluada en 351 nm.

Polvo desértico							
Tipo y Fuente	Capa	Lr ₃₅₅ (sr)	Lr ₅₃₂ (sr)	Lr ₁₀₆₄ (sr)	Lr ₃₅₅ / Lr ₅₃₂	Lr ₅₃₂ / Lr ₁₀₆₄	Referencia
Estudio Numérico (esferas)	-	42-48	17-25	17-25	-	-	Ackermann (1998)
Sahara (SAMUM)	PBL	55 ± 6	55 ± 6 (R)	-	1	-	Müller et al. (2007)
Sahara (EARLINET)	FT	-	59 ± 11 (R)	-	≈ 1.1	-	Müller et al. (2007)
Gobi (Beijing)	PBL	-	35 ± 5 (R)	-	-	-	Müller et al. (2007)
Arabia Saudi (INDOEX)	FT	38 ± 5	38 ± 5 (R)	-	≈ 1	-	Müller et al. (2007)
Sur de Italia (EARLINET)	2.5-3.5 km 3.5-5.0km 5.0-8.0km	46 ± <10 ³ 58 ± <10 77 ± <10	- - -	- - -	- - -	- - -	Pisani (2006)
Grecia (EARLINET)	PBL FT	72 ± 34 (R) 57 ± 29 (R)	- -	- -	- -	- -	Amiridis et al. (2005)
Sur de Italia (EARLINET)	-	38 ± 15 (R)	-	-	-	-	Mona et al. (2006)
Grecia (EARLINET)	FT	51.7 ± 24.7 (R)	-	-	-	-	Balis et al. (2004)
Asia	FT	-	42-55 (R)	-	-	-	Liu et al. (2002)
Asia	FT	49 ± 9 (R)	43 ± 7 (R)	-	-	-	Murayama et al. (2004)
Grecia (EARLINET)	FT	53 ± 1 (R) 44 ± 2 (R)	-	-	-	-	Papayannis et al. (2005)
Norte de Europa (EARLINET)	FT	50-90 (R)	40-80 (R)	-	-	-	Ansmann et al. (2003)
Sur de Italia (EARLINET)	-	48-74 ⁴ (R)	-	-	-	-	De Tomasi and Perrone (2003)
Corea	-	56 ± 10 (R)	51 ± 6 (R)	-	-	-	Noh et al. (2008)
Beijing	-	84 (K)	-	-	-	-	Papayannis et al. (2007)

³ Razón Lidar evaluada en 351 nm.

⁴ Razón Lidar evaluada en 351 nm.

Urbano/Continental							
Tipo y Fuente	Capa	Lr ₃₅₅ (sr)	Lr ₅₃₂ (sr)	Lr ₁₀₆₄ (sr)	Lr ₃₅₅ / Lr ₅₃₂	Lr ₅₃₂ / Lr ₁₀₆₄	Referencia
Europa Central (EARLINET)	PBL	58 ± 12	53 ± 11	-	1.1 ± 0.3	-	Müller et al. (2007)
Suroeste Europa (ACE 2)	FT	-	45 ± 9	-	-	-	Müller et al. (2007)
Alemania (EARLINET)	PBL FT	58 ± 12 (R) 52 ± 16 (R)	53 ± 11 (R) 53 ± 20 (R)	45 ± 15			Mattis et al. (2004)
Grecia (EARLINET)	PBL FT	40-56 ± 22-27 (R) 38-44 ± 19-25 (R)	-	-	-	-	Amiridis et al. (2005)
Sur de Italia (EARLINET)	-	50-63 ⁵ (R)	-	-	-	-	De Tomasi and Perrone (2003)
Sur de Italia (EARLINET)	1-2 km	55 ± 4 ⁶ (primavera) 51 ± 3 (verano) 52 ± 4 (otoño) 72 ± 5 (invierno)	-	-	-	-	Pisani (2006)
Estudio Numérico	-	40-70	45-80	40-70	-	-	Ackermann (1998)

Tabla 4.2. Valores medios (y desviación estándar) para la razón Lidar de aerosol en 355, 532 y 1064 nm según tipo de aerosol. Se indica el lugar de medida y el método de evaluación (R=Raman, K=Klett-Fernald-Sasano).

⁵ Razón Lidar evaluada en 351 nm.

⁶ Razón Lidar evaluada en 351 nm.

IV.8. EVALUACIÓN DE ERRORES EN LOS ALGORITMOS DE INVERSIÓN

La técnica Lidar presenta tres fuentes fundamentales de incertidumbre, que determinan el error cometido en la evaluación de los perfiles de retrodispersión de aerosol calculados mediante la técnica Lidar elástica, y de los perfiles de extinción, retrodispersión y razón Lidar de aerosol calculados mediante la técnica Lidar Raman. Estas fuentes de error son errores de tipo estadístico asociados a la detección de la señal, errores sistemáticos asociados a la incertidumbre en los parámetros de entrada y los errores introducidos por el procedimiento empleado, como por ejemplo la integración temporal de la señal Lidar en periodos en los que las propiedades ópticas atmosféricas varíen. Los algoritmos presentados en las secciones IV.3, IV.5 y IV.6 son aplicables en la región donde la función de solapamiento toma valor unidad. En las regiones en las que no se verifica esta condición existe una fuente de error sistemático adicional que debe ser tomada en cuenta.

En esta sección se describen los errores asociados a la técnica Lidar. Debido a la complejidad de cada algoritmo se van a presentar los errores asociados a cada uno de ellos por separado. Finalmente, se concluye con la descripción de la técnica empleada en esta tesis para la evaluación de los errores aleatorios en los perfiles de parámetros ópticos.

IV.8.1. REVISIÓN DE ERRORES EN LA TÉCNICA LIDAR ELÁSTICA

Como se comentó anteriormente, entre las fuentes de error en la técnica Lidar elástica encontramos los errores estadísticos debido a señales ruidosas. En el caso de sistemas Lidar reales la señal medida $P_m(\lambda_L, \lambda_R, z)$ es el resultado de la contribución de la señal retrodispersada $P'(\lambda_L, \lambda_R, z)$, de la señal de fondo P_{fondo} y de la señal de ruido P_{ruido} :

$$P_m(\lambda_L, \lambda_R, z) = P'(\lambda_L, \lambda_R, z) + P_{fondo} + P_{ruido} \quad (4.46)$$

En la ecuación 4.46 los términos P_{fondo} y P_{ruido} son variables aleatorias. La cantidad que se emplea en el análisis Lidar es $P(\lambda_L, \lambda_R, z) = P_m(\lambda_L, \lambda_R, z) - \overline{P_{fondo} + P_{ruido}}$ y generalmente su función de distribución estadística es bastante compleja [Bösenberg, 1998]. El término promedio $P_{fondo} + P_{ruido}$ se puede determinar como el promedio de la señal en un intervalo espacial donde la señal retrodispersada es despreciable o en un intervalo temporal antes de disparar el láser. Para el análisis de los datos en esta tesis se emplea un intervalo de alturas entre 75 y 105 km, o equivalentemente un intervalo temporal entre 250-350 μs tras el disparo láser, como se presentó en la sección VI.2. Generalmente, la señal $P(\lambda_L, \lambda_R, z)$ es distinta de $P'(\lambda_L, \lambda_R, z)$ y puede tomar valores negativos en regiones con una baja razón señal-ruido. Por el contrario para niveles de razón señal-ruido altos, se puede asumir que $P(\lambda_L, \lambda_R, z) = P'(\lambda_L, \lambda_R, z)$ y en este caso sólo hay que tener en cuenta el error estadístico debido a la señal de ruido.

El efecto del ruido sobre la inversión de señales Lidar elásticas ha sido discutido en profundidad por Comerón et al. (2004). Estos autores encontraron que la elección de una posición particular para comenzar la inversión, que esté afectada sustancialmente por ruido, puede tener un gran impacto en la inversión porque está multiplicado por la distancia al cuadrado. De esta forma, el efecto del ruido tiende a disminuir a medida que la altura es más pequeña. Desde el punto de vista práctico, esto acentúa la importancia de promediar la señal afectada de ruido sobre un cierto número N de posiciones alrededor de la cual comienza la inversión y de asignar el valor resultante del promedio a esta posición, siempre que se cumpla que la señal varíe lentamente en torno a la posición de inicio de la inversión. Asimismo, Comerón et al. (2004) apuntaron que es recomendable emplear un máximo valor de N que satisfaga la relación $N \cdot \Delta R \approx 200m$, siendo ΔR la resolución espacial del sistema Lidar.

Los errores sistemáticos, en la determinación del coeficiente de retrodispersión de aerosol mediante técnica Lidar elástica, tienen su origen en la estimación de la razón Lidar, la evaluación del perfil del coeficiente de retrodispersión molecular y de su valor en una altura de referencia así como en los efectos de la dispersión múltiple.

El algoritmo de Klett-Fernald-Sasano permite invertir el perfil del coeficiente de retrodispersión (ecuación 4.20) y extinción de aerosol a partir de señales Lidar elásticas asumiendo una razón Lidar que debe ser impuesta a priori. Para el análisis de los datos

elásticos incluidos en esta tesis se ha empleado una razón Lidar independiente de la altura. La consideración de una razón Lidar constante asume esencialmente que la distribución de tamaños y la composición del aerosol no cambian en el campo de visión del sistema Lidar y que las variaciones en el perfil de retrodispersión de aerosol únicamente se deben a cambios en su densidad numérica [Fernald, 1984]. La elección de una razón Lidar adecuada es vital en este algoritmo, pudiéndose emplear tres aproximaciones para ello: (a) elegir una razón Lidar (asumiendo una incertidumbre típica del 20%) en función del tipo de aerosol presente en la atmósfera durante la medida teniendo en cuenta la bibliografía, como se ha presentado en la sección IV.7; (b) elegir la razón Lidar mediante un estudio combinado con datos de fotometría solar, como se describirá en la sección IV.13; (c) aplicar el perfil de razón Lidar obtenido mediante la técnica Raman durante la noche anterior o posterior a la medida elástica. En esta tesis se ha optado por elegir la razón Lidar en función de datos proporcionados por técnicas de fotometría solar por varias razones. Por un lado, la estación de medida incluye la operación automática de fotómetros solares. Por otro lado, la suposición de elegir un perfil de razón Lidar obtenido mediante técnica Raman puede introducir errores cuando se aplica a datos elásticos medidos con una separación temporal considerable.

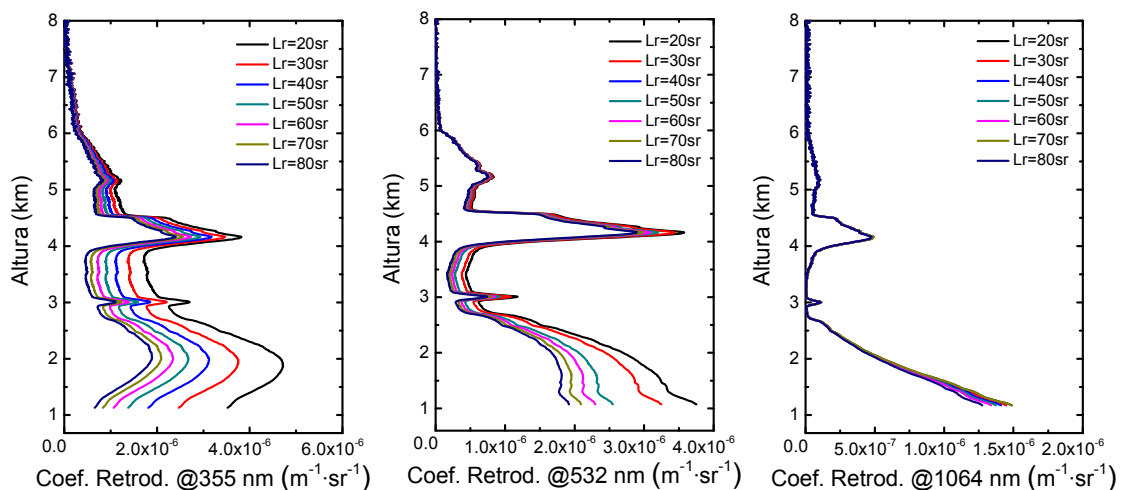


Figura 4.1. Dependencia del coeficiente de retrodispersión con la razón Lidar. Para cada longitud de onda del sistema Lidar (355, 532 y 1064 nm) se ha variado la razón Lidar entre 20 y 80 sr con un paso de 10 sr.

Todos los métodos anteriores llevan asociada una incertidumbre. Para evaluar la bondad de la elección de un valor de una razón Lidar se ha investigado la dependencia del coeficiente de retrodispersión con la razón Lidar para diferentes valores de ésta en cada una de las longitudes de onda del sistema Lidar. Así, la Figura 4.1 muestra el coeficiente de retrodispersión calculado variando la razón Lidar entre 20 y 80 sr con pasos de 10 sr para 355, 532 y 1064 nm. En ella se aprecia que la dependencia del coeficiente de retrodispersión con la razón Lidar es baja a 1064 nm, y es más importante a medida que decrece la longitud de onda. De esta forma, la elección del valor de razón Lidar es más condicionante en 355 que en 1064 nm, ya que pequeñas desviaciones en la elección de razón Lidar respecto al valor verdadero implica un error adicional en el coeficiente de retrodispersión. Además, para una longitud de onda dada el coeficiente de retrodispersión muestra mayor variabilidad con la razón Lidar para valores bajos de este parámetro, siendo especialmente variable para valores de razón Lidar inferiores a 50 sr aproximadamente.

Una fuente de error sistemático adicional en la técnica elástica es la estimación del coeficiente de retrodispersión molecular (ecuación 4.20). Ya que la sección eficaz Rayleigh se conoce con gran precisión, la incertidumbre en este valor de referencia proviene esencialmente de la incertidumbre en la densidad numérica molecular, o equivalentemente, de los perfiles de presión y temperatura (ecuación 4.25). Russell (1979) indicó que cuando se usan densidades de modelos o interpolaciones, los errores pueden ser grandes si no se usa el modelo apropiado o el procedimiento de interpolación adecuado. Cuando se toman estas precauciones, el error en la densidad se puede limitar a un 3% [Planet, 1979]. Para reducir este error, se recomienda el uso de perfiles obtenidos de radiosondeos simultáneos con la medida Lidar. En cualquier caso, típicamente se estima una incertidumbre menor del 1% en el perfil de densidad numérica en la localización y en el instante en que se realiza el radiosondeo [Hoxit, 1973; Lenhard, 1973]. Por otra parte, estudios de variabilidad espacial y temporal de la capa límite indican que la incertidumbre sólo aumenta sobre un 1% dentro de un radio de 100 km y 6 h de la medida de radiosondeo, si no intervienen movimientos frontales de masas de aire. Un estudio más reciente reduce estos límites a 20-30 km y a 20-30 minutos [Ferrare et al., 1995]. En nuestro caso, los datos de radiosondeo más cercanos se encuentran en la estación de Murcia (38.0° N, 1.17° W, 69 m s.n.m.⁷) a una distancia

⁷ El término s.n.m. se refiere a altura sobre el nivel de mar.

de aproximadamente 225 km, y la estación de Gibraltar (36.17° N, 5.33°, 4 m s.n.m.) a una distancia de aproximadamente 190km, por lo que no es recomendable su uso. Por ello, en esta tesis se emplea la Atmósfera Estándar de 1976 [U. S. Standard Atmosphere, 1976] escalada con los valores reales de presión y temperatura en superficie.

La ecuación 4.1, que incluye un término de transmitancia en el camino de ida y de vuelta, está escrita bajo la suposición de que todos los fotones son dispersados mediante dispersión simple. En realidad, un pequeño porcentaje de fotones dispersados lo hace mediante un proceso de dispersión múltiple, de forma que una parte de ellos pueden ser redirigidos al campo de visión del telescopio receptor. La dispersión múltiple depende de parámetros atmosféricos como los coeficientes de dispersión y absorción o el tamaño de las partículas dispersoras, y de parámetros instrumentales. Whitemann (1999) mostró que en muchas circunstancias el efecto de la dispersión múltiple debido a aerosol troposférico es despreciable, siendo solamente significativos en nieblas y nubes.

Finalmente debemos considerar la fuente de error debida al procedimiento de manipulación de los datos. Esta fuente de error se describe en profundidad en la sección IV.8.2.1, ya que es una fuente que debe ser tomada en cuenta especialmente para la inversión del coeficiente de extinción de aerosol mediante la técnica Raman.

IV.8.2. REVISIÓN DE ERRORES EN LA TÉCNICA LIDAR RAMAN

IV.8.2.1. Revisión de errores en el coeficiente de extinción de aerosol en la técnica Lidar Raman

Al igual que en la técnica Lidar elástica, una de las fuentes de error en la técnica Lidar Raman son los errores aleatorios debido a señales ruidosas. A partir de la ecuación 4.30 podemos evaluar el error en el coeficiente de extinción de aerosol asociado a la detección de la señal Lidar Raman. Para ello vamos a descomponer la expresión 4.30 en todos sus términos:

$$\alpha_{aer}(\lambda_L, z) = \frac{\frac{d}{dz}[\ln N(z)] - \frac{d}{dz}[\ln P(\lambda_L, \lambda_R, z)] - \frac{d}{dz}[\ln z^2] - \alpha_{mol}(\lambda_L, z) - \alpha_{mol}(\lambda_R, z)}{1 + \left(\frac{\lambda_L}{\lambda_R}\right)^k} \quad (4.47)$$

Así, el término de error asociado exclusivamente al proceso de detección de la señal viene dado por la siguiente expresión:

$$\Delta\alpha_{aer}(\lambda_L, z) = \frac{\frac{dP(\lambda_L, \lambda_R, z)}{dz}}{\left[1 + \left(\frac{\lambda_L}{\lambda_R}\right)^k\right] \cdot P^2(\lambda_L, \lambda_R, z)} \cdot \Delta P(\lambda_L, \lambda_R, z) \quad (4.48)$$

donde $\Delta P(\lambda_L, \lambda_R, z)$ es el error en la señal Lidar medida.

Como se discutió en la sección IV.8.1 en el caso de sistemas Lidar reales la señal medida se puede expresar como $P_m(\lambda_L, \lambda_R, z) = P'(\lambda_L, \lambda_R, z) + P_{fondo} + P_{ruido}$, siendo $P'(\lambda_L, \lambda_R, z)$ la señal retrodispersada, P_{fondo} la señal de fondo y P_{ruido} la señal de ruido. Debido a que las contribuciones P_{fondo} y P_{ruido} son variables aleatorias, es necesario emplear la cantidad $P(\lambda_L, \lambda_R, z) = P_m(\lambda_L, \lambda_R, z) - \overline{P_{fondo} + P_{ruido}}$, que generalmente es una función de distribución estadística bastante compleja [Bösenberg, 1998]. Dado que generalmente, la señal $P(\lambda_L, \lambda_R, z)$ es distinta de $P'(\lambda_L, \lambda_R, z)$ y puede tomar valores negativos en regiones con una baja razón señal-ruido, la ecuación 4.30 no sería directamente aplicable ya que el logaritmo de un argumento negativo no está definido. Así, es obvio que es necesario sumar las señales en modo de recuento de fotones hasta conseguir que $P(\lambda_L, \lambda_R, z)$ sea mayor que cero antes de calcular el coeficiente de extinción de aerosol y también es obvio que rechazar los valores negativos de $P(\lambda_L, \lambda_R, z)$ introduce un sesgo que resulta en un error adicional. Por el contrario para niveles de razón señal-ruido altos, se puede asumir que $P(\lambda_L, \lambda_R, z) = P'(\lambda_L, \lambda_R, z)$ y en este caso sólo hay que tener en cuenta el error estadístico debido a la señal de ruido.

Entre las fuentes de errores sistemáticos, en la determinación del coeficiente de extinción de aerosol mediante la técnica Lidar Raman (ecuación 4.30), encontramos la estimación de los perfiles de temperatura y presión, así como la selección del parámetro

k , asociado a la dependencia espectral del coeficiente de extinción de aerosol, y la dispersión múltiple.

El cálculo del coeficiente de extinción de aerosol mediante la técnica Lidar Raman requiere una estimación de los perfiles de presión y temperatura, necesarios para generar el perfil de densidad numérica de dispersores Raman, $N(z)$, incluido en la ecuación 4.30. Para obtener estos perfiles de presión y temperatura se puede emplear los datos de radiosondeos próximos a la estación de medida o alternativamente una formulación basada en la atmósfera estándar. El error cometido al emplear un método u otro es más relevante en el caso de que existan fuertes inversiones térmicas, ya que la atmósfera estándar no recoge estas situaciones particulares. Así, en presencia de capas de fuerte inversión térmica puede aparecer una incertidumbre importante en el coeficiente de extinción como resultado de un error en la estimación de los gradientes de temperatura. Por ejemplo, Ansmann et al. (1992) encontró que en zonas con un gradiente de temperatura de $+13 \text{ K/km}$ el error en el coeficiente de extinción de aerosol es de $0.32 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$. En general, la influencia de este error en la evaluación del coeficiente de extinción es pequeña, y normalmente es despreciable cuando no existen capas de fuerte inversión porque el error en el gradiente de temperatura es pequeño. Así por ejemplo, un error en la estimación de la temperatura y de la presión de -10 K y de $+10 \text{ hPa}$, respectivamente, induce un error en el coeficiente de extinción de aerosol de $+0.04 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$. Para reducir esta fuente de error se pueden utilizar perfiles de presión y temperatura procedentes de un radiosondeo simultáneo con la medida Lidar. En nuestro caso, no es recomendable utilizar datos de radiosondeo debido a la gran distancia entre el sistema Lidar y las estaciones de sondeos más próximas (aproximadamente 200 km). Esta gran distancia, unida a que una de las estaciones de sondeos está situada sobre la costa, hace que los sondeos obtenidos en ellas no sean representativos de las condiciones en el área de Granada. Por ello, en esta tesis se ha optado por utilizar la Atmósfera Estándar de 1976 [U. S. Standard Atmosphere, 1976] escalada con los valores reales de presión y temperatura en superficie.

Otra fuente de error radica en la elección del parámetro k . Generalmente se emplea un valor de parámetro k igual a 1 excepto para nubes de tipo cirro donde se usa un valor igual a 0. Esta generalización surge de trabajos previos. Así, Ansmann et al. (1992) encontraron que una desviación del valor verdadero de k de 0.5 y 1 provoca un

error relativo en el coeficiente de extinción de aerosol menor del 2 y 4%, respectivamente. Por otra parte, Whiteman (2001) encontró un error relativo en el coeficiente de extinción de aerosol inferior al 6 y 8 % para un cambio de 0 a 2 en el parámetro k en la capa límite planetaria. A fin de reducir la incertidumbre en este término, el parámetro k se puede estimar de los perfiles de coeficiente de extinción de aerosol en dos longitudes de onda Raman si la configuración del instrumento de medida lo permite. Por simplicidad en esta tesis asumiremos un valor de k igual a 1.

Adicionalmente, una fuente de error sistemático, que debe ser tomada en cuenta en la técnica Lidar Raman para la determinación del coeficiente de extinción, es la debida a la dispersión múltiple en presencia de nubes. Cuando existe un gran número de partículas dispersantes, la probabilidad de que los fotones sufran más de un proceso de dispersión aumenta, de forma que una parte de ellos pueden ser redirigidos al campo de visión del telescopio receptor. En este caso, se detectaría un mayor número de fotones, por lo que la atenuación es menor que la que se obtendría para el caso de dispersión simple, y la ecuación Lidar Raman (ecuación 4.26) no sería válida. En la bibliografía se han dado diferentes estimaciones para el efecto de la dispersión múltiple ya que depende tanto de parámetros atmosféricos (profundidad óptica de la nube, distancia de la nube al sistema Lidar y propiedades de dispersión de las partículas que constituyen la nube) como de parámetros instrumentales (campo de visión del telescopio receptor y divergencia del haz láser). Así, Ansmann et al. (1992) estimaron que el efecto de la dispersión múltiple contribuye menos del 10% en la base de la nube y del orden del 5% en el interior de ella. Wandinger (1998) encontró que el error debido a la dispersión múltiple es del orden del 50% en la base de las nubes (tanto de agua como de cristales de hielo) y que disminuye al penetrar en la nube hasta por debajo del 20%. Esta fuente de error no va a ser significativa en los datos empleados en esta tesis ya que normalmente las medidas tomadas se han realizado bajo condiciones de cielo despejado y, como mostró Whiteman (2001), en muchas circunstancias el efecto de la dispersión múltiple debido a aerosol troposférico es despreciable.

Finalmente, debemos considerar la fuente de error debida al procedimiento de manipulación de los datos. En este sentido se debe tener en cuenta tanto el procedimiento de suma temporal como el suavizado vertical de los datos. Las señales Lidar Raman se detectan en modo de recuento de fotones y se adquieren sumando un

gran número de pulsos, para garantizar que el error estadístico asociado a la detección de la señal se mantenga dentro de unos niveles aceptables en todo el rango de alturas medido. En el caso de los datos Lidar Raman empleados esta tesis se ha utilizado intervalos de 30 minutos con una frecuencia de repetición del láser de 10 Hz . Así, los perfiles de señales Raman se han obtenido sumando 3000 pulsos en señales en modo de recuento de fotones, para obtener un perfil de 5 minutos. Posteriormente los perfiles los perfiles en modo de recuento de fotones se suman para tener un valor representativo de 30 minutos. La presencia del logaritmo en la ecuación 4.30 representa una relación no lineal entre el coeficiente de extinción de aerosol, la señal Lidar medida y el perfil de densidad numérica de dispersores Raman, por lo que se deben tomar precauciones a la hora de realizar estas operaciones. Como mostró Ansmann et al. (1992), el error asociado al promediado o suma temporal de los datos se puede reducir considerablemente o incluso evitarse dividiendo el periodo total de medida en intervalos con condiciones de extinción de aerosol constantes. Para poder dividir adecuadamente el periodo total de medida es necesario almacenar las señales Lidar con una alta resolución temporal. Así, este autor propone determinar los periodos en los que se puede considerar el coeficiente de extinción de aerosol casi constante a partir de una serie temporal de perfiles de señales elásticas.

Como se comentó en la sección IV.5 la naturaleza de la señal Lidar Raman hace necesario el uso de técnicas de suavizado como son la media en ventana (data binning), la media móvil (sliding average) y los filtros Savitsky-Golay, entre otros [Pappalardo et al., 2004]. La aplicación de un método particular de manipulación de datos afecta no sólo al resultado final sino también al error [Pappalardo et al., 2004], e incluso algoritmos que usan diferentes resoluciones verticales aplicados a los mismos datos sintéticos pueden provocar desviaciones del 30%, siendo más importantes en las zonas donde los datos son más ruidosos [Godin et al., 1999]. En esta tesis se ha empleado la técnica de media móvil por ser la que ha proporcionado mejores resultados durante el proceso de intercomparación de algoritmos en la red EARLINET.

IV.8.2.2. Revisión de errores en el coeficiente de retrodispersión de aerosol en la técnica Lidar Raman

Una de las fuentes de error en la técnica Lidar Raman para retrodispersión de aerosol (ecuación 4.44) está asociada con los errores aleatorios debido a señales ruidosas. Esta fuente de error ha sido descrita suficientemente en secciones previas.

Las fuentes de errores sistemáticos en la determinación del coeficiente de retrodispersión de aerosol mediante la técnica Raman son la estimación de los perfiles de retrodispersión molecular, de extinción molecular y de aerosol, así como sus valores en la altura de referencia. El error cometido en la estimación de los perfiles con contribución molecular ha sido previamente descrito en las secciones IV.8.1.y IV.8.2.1. Como apuntó Ansmann et al. (1992), la incertidumbre en la estimación de los perfiles de presión y temperatura en el caso de no disponer de datos de radiosondeo provoca un error entre el 5 y el 10% en la estimación del coeficiente de retrodispersión de aerosol mediante la técnica Raman. Asimismo, el error cometido en la estimación del coeficiente de extinción de aerosol ha sido descrito en la sección IV.8. 2. 1.

Un punto clave en esta técnica es el valor de la constante de calibración K (ecuación 4.44). Se estima que un valor del cociente $\beta_{aer}(\lambda_L, z_{ref})/\beta_{mol}(\lambda_L, z_{ref})$ igual a 0.1 en lugar de 0 induce un error relativo del orden del 10 % en el coeficiente de retrodispersión [Ansmann et al., 1992]. Al igual que en la técnica Lidar elástica (sección IV.8.1.), para reducir el error en la constante de calibración se aconseja promediar un cierto número de posiciones alrededor de la altura de referencia y asignar el valor resultante del promedio a esta posición (ecuación 4.45). Un valor de rango típico es 500m [D'Amico, comunicación personal].

El efecto de dispersión múltiple no afecta a la determinación del coeficiente de retrodispersión mediante la técnica Raman [Ansmann et al, 1992]. Esto se debe a que, en esta técnica combinada, el coeficiente de retrodispersión se calcula esencialmente mediante el cociente de dos señales (ecuación 4.44) y, como la dispersión múltiple afecta tanto al numerador como al denominador de forma prácticamente igual, el efecto tiende a cancelarse [Wandinger, 1998].

Finalmente, como en el caso de la determinación del coeficiente de extinción de aerosol (ecuación 4.30), se debe tener en cuenta un error adicional debido al tratamiento

temporal de los datos. Así, es necesario promediar las señales en modo analógico y sumar las señales en modo de recuento de fotones durante un intervalo de muestreo durante el cual las propiedades de dispersión de las partículas no varíen fuertemente [Ansmann et al, 1992].

IV.8.3. EVALUACIÓN DE ERRORES ALEATORIOS MEDIANTE TÉCNICA MONTE CARLO

En esta sección se pretende evaluar la propagación de los errores aleatorios asociados a las medidas Lidar. Los errores aleatorios son aquellos errores inevitables que se producen por eventos imposibles de controlar durante el proceso de medida. Como se ha puesto de manifiesto en las secciones anteriores, el procesado de la señal Lidar para obtener propiedades ópticas atmosféricas es complicado debido a la complejidad de los algoritmos y procedimientos no lineales involucrados [Pappalardo et al., 2004]. Para evitar los cálculos analíticos tradicionales de propagación de errores, se va a emplear un método elegante y fiable para estimar los errores aleatorios de las señales Lidar, que es la técnica Monte Carlo.

La técnica Monte Carlo se puede describir en términos generales como una técnica de simulación estadística, es decir un método de simulación que emplea secuencias de números aleatorios. La técnica Monte Carlo se ha usado en las últimas décadas para la simulación de fenómenos físicos complejos como el transporte radiativo en la atmósfera y en procesos subnucleares en experimentos de altas energías. El único requerimiento de la técnica Monte Carlo es que el fenómeno físico a estudiar debe estar descrito por una función de probabilidad. La técnica consiste en que una vez que se conoce la función de probabilidad, se generan muestras aleatorias a partir de dicha función de probabilidad que constituyen el conjunto de datos sintéticos sobre el que se analiza el fenómeno [Zwillinger, 2003]. En lo que a la técnica Lidar se refiere, se va a emplear la técnica de simulación Monte Carlo para estimar la propagación del error aleatorio, de las señales Lidar medidas, en los perfiles de propiedades ópticas invertidos por las técnicas de Klett-Fernald-Sassano o Raman, descritas anteriormente.

En las siguientes líneas se presenta la evaluación de la propagación de errores aleatorios, asociados a las señales Lidar medidas, en las propiedades ópticas obtenidas

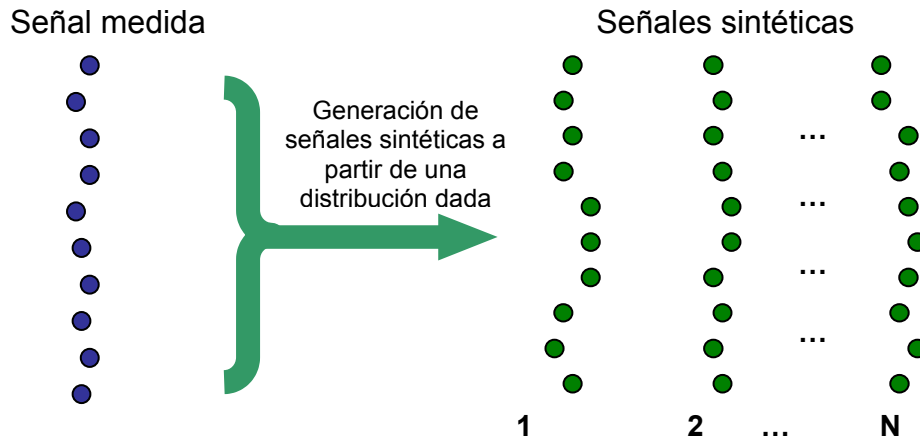
por medio de la técnica Lidar mediante métodos Monte Carlo. La Figura 4.2 muestra el esquema del proceso. El procedimiento se basa en la generación de perfiles sintéticos a partir de una señal medida. En esta técnica, los valores de la señal Lidar correspondientes a cada altura se consideran descritos por una función de distribución de probabilidad. Dependiendo del tipo señal Lidar la distribución de probabilidad es distinta. Así, la estadística de señales detectadas en modo analógico viene dada por una distribución de Gauss mientras que la estadística de señales detectadas en modo de recuento de fotones viene dada por una distribución de Poisson.

Las señales sintéticas se generan teniendo en cuenta las características del conjunto de medidas experimentales. Así, a partir del conjunto de señales medidas durante un intervalo de tiempo típico de 30 minutos, se define el valor esperado de la señal como el valor promedio en el caso de detección analógica o la suma de señales en el caso de detección en modo de recuento de fotones. Adicionalmente, se determina la desviación estándar en función de la altura para dicho conjunto de señales experimentales teniendo en cuenta el tipo de distribución de probabilidad. Una vez conocidos el valor esperado y la desviación estándar del conjunto de señales experimentales, se generan señales N sintéticas mediante un generador de números aleatorios.

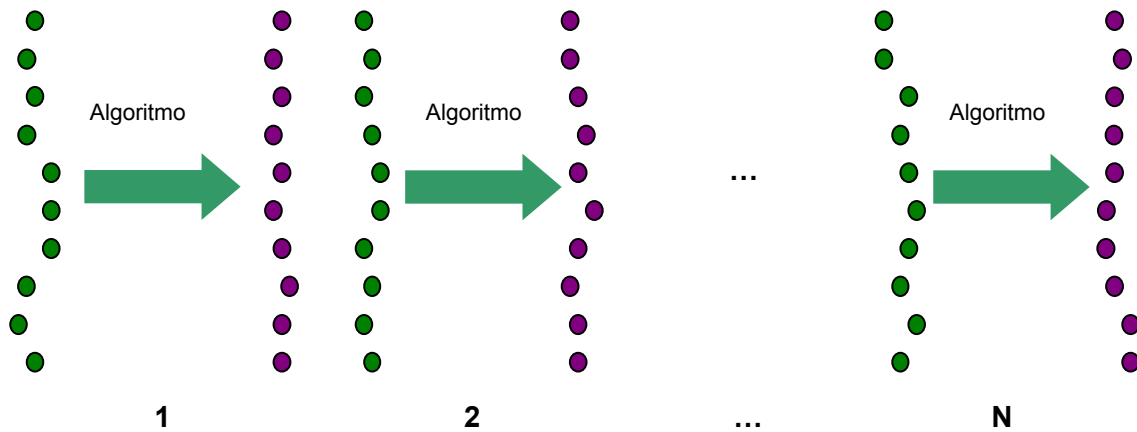
A cada una de las señales Lidar generadas sintéticamente se les aplica el algoritmo de inversión con el que se esté trabajando, es decir, el algoritmo de Klett-Fernald-Sasano, el algoritmo Raman para extinción de aerosol o el algoritmo Raman para retrodispersión de aerosol. La aplicación del algoritmo a cada una de las señales generadas sintéticamente se debe realizar con las mismas elecciones de los parámetros empleados para la obtención del perfil de las propiedades ópticas a partir de los datos experimentales.

Por ejemplo, se debe mantener invariante los parámetros del preprocesado de la señal, la razón Lidar y la altura de referencia en el caso de la aplicación del algoritmo de Klett-Fernald-Sasano, o la dependencia espectral en el caso del algoritmo Raman para extinción de aerosol. Una vez aplicados los algoritmos se obtienen como salida de los mismos N perfiles de propiedades ópticas.

Paso 1. A partir de la señal medida y su distribución estadística, se generan N señales sintéticas mediante la generación de números aleatorios según la distribución característica de la señal.



Paso 2. Se aplica el algoritmo de inversión a cada una de las N señales sintéticas generadas para conseguir un conjunto de N soluciones a partir de estos perfiles generados sintéticamente.



Paso 3. Se calcula la desviación estándar de las soluciones obtenidas y ésta es una medida del error aleatorio asociado al perfil medido.

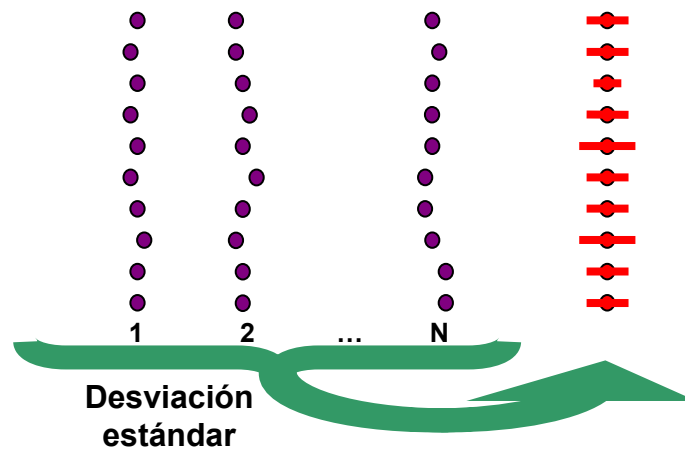


Figura 4.2. Esquema de la evaluación de errores en la técnica Lidar mediante métodos Monte Carlo.

Finalmente, este conjunto de N perfiles de propiedades ópticas presenta cierta variabilidad que viene caracterizada por su desviación estándar. Esta variabilidad, calculada en función de la altura, es una estimación del error aleatorio asociado al procedimiento de inversión. Para elegir el número N de señales sintéticas a generar se ha analizado la convergencia del error en diferentes casos. Se ha probado diferentes casos variando el número N entre 5 y 60, y se ha encontrado que el error converge para un valor de $N=15$. Para asegurar la convergencia del error en esta tesis se ha optado por emplear por defecto $N=30$.

IV.9. EARLINET: INTERCOMPARACIÓN DE ALGORITMOS ELÁSTICO Y RAMAN

La red EARLINET (European Aerosol Research Lidar Network) [Bösenberg et al., 2001a] es una red a escala europea cuyo principal objetivo es establecer una base de datos cuantitativa de la distribución horizontal, vertical y temporal sobre Europa. Como se presentó en el capítulo III, desde su establecimiento en Febrero de 2000, se han incorporado diferentes estaciones Lidar a EARLINET y actualmente 25 estaciones Lidar componen la red. La estación de Granada se incorporó en Abril de 2005 y desde 2008 participa como miembro asociado en el proyecto EARLINET-ASOS (European Aerosol Research Lidar Network - Advanced Sustainable Observation System) del VI programa Marco de la Unión Europea.

Un ejercicio básico, y necesario para garantizar la calidad de las medidas de la red, es la comparación de los algoritmos que se usan para calcular los parámetros ópticos a partir de señales Lidar tanto elásticas como Raman. La importancia de tales comparaciones se ha mostrado en publicaciones que describen redes similares como la red Lidar de Aerosol Alemana [Bösenberg et al., 2001b] y la NDSC (Network for the Detection of Stratospheric Change) [Steinbrecht et al., 1997]. Las primeras intercomparaciones se realizaron tras el establecimiento de EARLINET. Estas intercomparaciones incluyeron: intercomparación de instrumentos [Matthias et al., 2004], intercomparación de algoritmos para retrodispersión de aerosol [Böckmann et al., 2004] e intercomparación de algoritmos Raman para extinción, retrodispersión y

razón Lidar [Pappalardo et al., 2004]. Debido a la incorporación de nuevos miembros a la red se realizó una segunda intercomparación en 2006-2007.

La intercomparación de algoritmos se realizó mediante la distribución de señales sintéticas a cada estación Lidar. Estas señales deberían ser invertidas con los algoritmos apropiados con el fin de obtener perfiles de propiedades ópticas del aerosol en tres longitudes de onda (355, 532 y 1064 nm). De esta forma, se comprobaron tanto la exactitud y precisión de los algoritmos como la experiencia de los grupos y las limitaciones del método en sí mismo para casos con diferente grado de dificultad. Las señales sintéticas Lidar fueron calculadas con el modelo de simulación Lidar del Institute of Tropospheric Research en Leipzig (Alemania). Este software permite simular señales Lidar retrodispersadas elástica e inelásticamente para una variedad de parámetros del sistema con modelos de atmósfera variable y permitiendo la simulación de diferentes tipos de aerosol y nubes. Así, se puede incluir el fondo del cielo, señal de ruido, función de solapamiento y perfiles de coeficientes de extinción y de razón Lidar para la simulación de capas de aerosol y nubes.

El proceso de intercomparación de algoritmos se realizó en cinco etapas. Las etapas 1 y 2 estuvieron dedicadas a la intercomparación del algoritmo elástico y Raman, respectivamente, partir de un conjunto mínimo de información. Las etapas 3 y 4 se refieren a la intercomparación Raman y elástica, respectivamente, a partir de un conjunto de máxima información. Finalmente, la etapa 5 se dedicó a la generación de barras de error para ambos algoritmos. Debe notarse que las etapas 1 y 2 son las más difíciles y a la vez las más reales, ya que tanto el perfil de razón Lidar como el valor de referencia son desconocidos. Por consiguiente, no sólo se evalúa la precisión y exactitud de los algoritmos, sino también la dependencia de la solución con la estimación de la razón Lidar y el valor de referencia. Las soluciones se distribuyeron una vez terminada la intercomparación.

Con el fin de evaluar la intercomparación se comparan los perfiles invertidos con los perfiles de la solución. Para ello se calculan los perfiles de diferencias absolutas y diferencias relativas según las siguientes expresiones:

$$\Delta perfil_{absoluta} = |perfil_{invertido} - perfil_{solución}| \quad (4.49)$$

$$\Delta perfil_{relativa} = \frac{\Delta perfil_{absoluta}}{perfil_{solución}} \cdot 100 \quad (4.50)$$

Así, el error absoluto medio y el error relativo medio en un rango de alturas, se calculan como es usual mediante las expresiones:

$$\overline{\Delta perfil}_{absoluta / relativa} = \frac{\sum_{i=1}^n \Delta perfil_{absoluta / relativa}}{n} \quad (4.51)$$

donde n es el número de alturas son comparadas. Finalmente, la desviación estándar se calcula como:

$$\delta perfil_{absoluta / relativa} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\Delta perfil_{absoluta / relativa} - \overline{\Delta perfil}_{absoluta / relativa})^2}{n}} \quad (4.52)$$

IV.9.1. ETAPA 1 DE INTERCOMPARACIÓN DE ALGORITMOS

En la etapa 1 de intercomparación se distribuyeron los datos elásticos sintéticos para 355, 532 y 1064 nm sin más información que la temperatura y presión de superficie (14.45° C y 1008.9 hPa, respectivamente). En la figura 4.3 se presentan los resultados de la etapa 1 de la intercomparación incluyendo el valor de razón Lidar constante con la altura empleado para invertir el perfil de retrodispersión de aerosol. Esta etapa pone de manifiesto la importancia de la elección de la razón Lidar. En cuanto a la elección de razón Lidar, se observa un buen acuerdo en gran parte de los perfiles si bien es necesario notar que la razón Lidar usada de 50 y 60 sr en 355 y 1064 nm, respectivamente, sobreestima el coeficiente de retrodispersión de aerosol por debajo de 1500m.

La Figura 4.3 y la Tabla 4.3 muestran los detalles de la etapa 1 de la intercomparación según la evaluación realizada en esta tesis. En la columna izquierda de la Figura 4.3 se presenta los coeficientes de retrodispersión de aerosol para todas las longitudes de onda intercomparadas entre 0 y 8.0 km, mientras que en la columna derecha de la misma figura se representa el error relativo en la capa límite planetaria. Se debe notar que los perfiles de retrodispersión de aerosol se han invertido solamente en la

región de solapamiento completo, de forma que por debajo de 0.3225 km no es posible llevar a cabo una intercomparación. Como puede observarse, los errores relativos dentro de la capa límite son menores del 20% que es el límite establecido en la red EARLINET [Matthias et al., 2004].

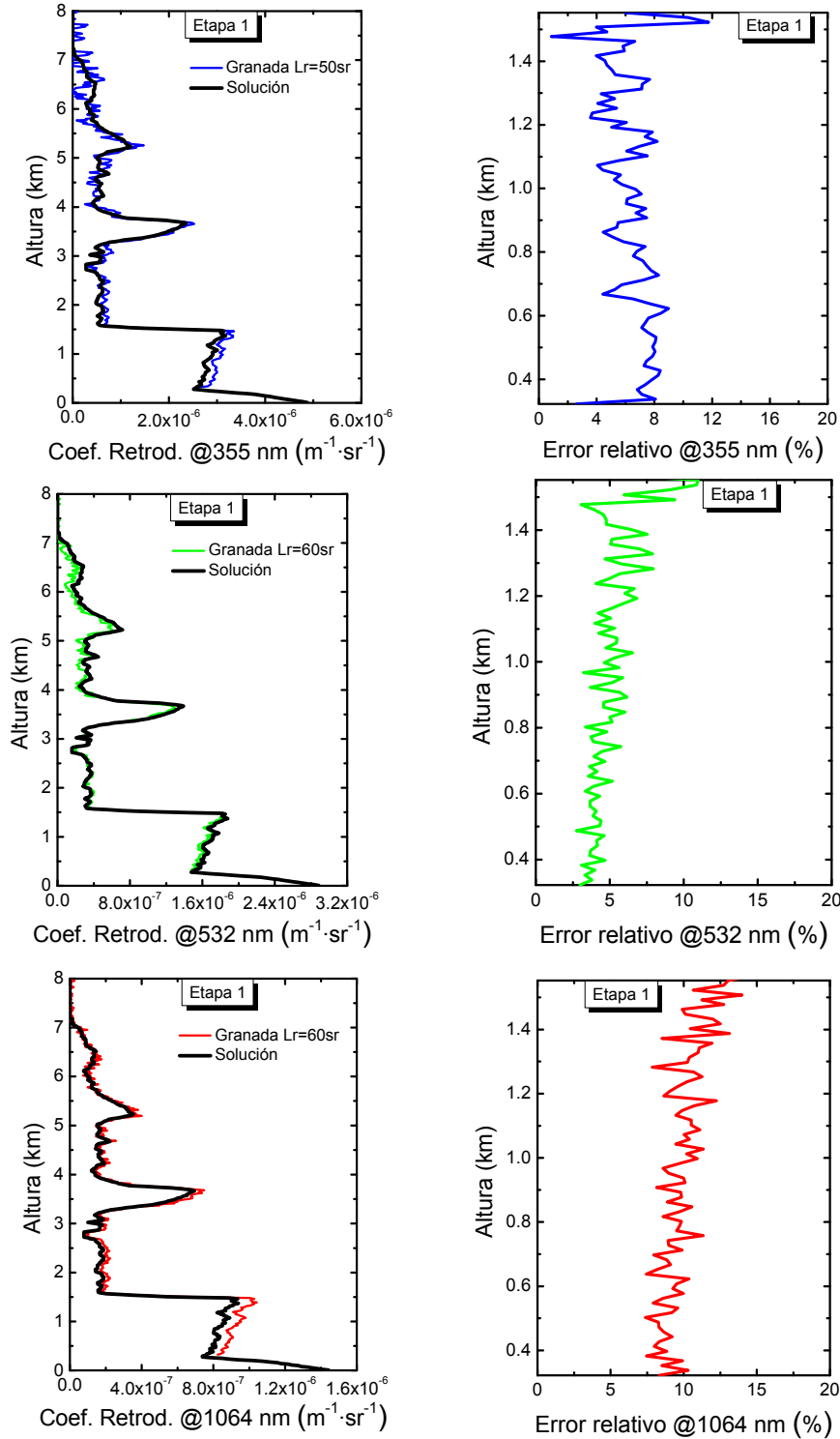


Figura 4.3. Izquierda, perfiles de retrodispersión de aerosol en las tres longitudes de onda intercomparadas con el perfil simulado (curva de color negro) para la etapa 1 de la intercomparación. Derecha, perfil de error relativo en las tres longitudes de onda intercomparadas para la región correspondiente a la capa límite planetaria.

La Tabla 4.3 proporciona el error relativo medio entre 0.3225 y 1.5525 km y el error absoluto medio entre 1.5675 y 15.0075 km. Se han delimitado estas dos regiones porque los criterios para intercomparar dentro de la capa límite planetaria (típicamente con alto contenido de aerosol) y en la troposfera libre (típicamente con bajo contenido de aerosol) deben ser distintos. Así, para pasar un criterio de calidad en la capa límite planetaria las desviaciones calculadas deben estar por debajo de uno de los límites o de desviación relativa o de desviación absoluta. En regiones como la troposfera libre, la media y la desviación estándar se dan solamente en término de números absolutos. La razón es que para retrodispersión de aerosol baja, las comparaciones en términos relativos pueden alcanzar fácilmente valores superiores al 100% aunque las desviaciones absolutas permanezcan pequeñas. Debido a esto no es aconsejable emplear aquí un criterio relativo.

Teniendo en cuenta los resultados presentados, podemos concluir que el algoritmo elástico de la estación de Granada trabaja bien, y en general puede reproducir los perfiles simulados en la etapa 1, a pesar de solamente conocer la presión y temperatura de superficie.

Etapa 1		
Longitud de onda (nm)	Error Relativo Medio 0.3225-1.5525 km (%)	Error Absoluto Medio 1.5675-15.0075 km ($\text{m}^{-1}\cdot\text{sr}^{-1}$)
355	6.4 ± 1.7	$6 \cdot 10^{-8} \pm 9 \cdot 10^{-8}$
532	5.0 ± 1.6	$2 \cdot 10^{-8} \pm 3 \cdot 10^{-8}$
1064	9.9 ± 1.4	$0.9 \cdot 10^{-8} \pm 1.4 \cdot 10^{-8}$

Tabla 4.3. Errores medios y desviaciones estándar en la etapa 1.

IV.9.2. ETAPA 2 DE INTERCOMPARACIÓN DE ALGORITMOS

En la etapa 2 de intercomparación se distribuyeron los datos inelásticos sintéticos para 387 y 607 nm, correspondientes a las longitudes de onda desplazadas Raman de 355 y 532 nm, respectivamente. Asimismo, para la obtención de los perfiles de retrodispersión mediante el algoritmo Raman y el perfil de razón Lidar, se emplearon las señales elásticas sintéticas de 355 y 532 nm proporcionadas en la etapa 1 junto a los

valores de temperatura y presión de superficie (14.45° C y 1008.9 hPa, respectivamente). Para realizar la inversión se ha supuesto una dependencia espectral $k = 1$.

La Figura 4.4 y las Tablas 4.4 y 4.5 muestran los detalles de la etapa 2 de la intercomparación. La Figura 4.4 presenta los perfiles de coeficiente de extinción y retrodispersión de aerosol entre 0 y 8.0 km en 355 y 532 nm, y el perfil de razón Lidar en la capa límite planetaria para las mismas longitudes de onda. Se debe notar que tanto los perfiles de extinción como de razón Lidar se han invertido solamente en la región de solapamiento completo, de forma que por debajo de 0.3225 km no es posible llevar a cabo una intercomparación. En el caso de los perfiles de retrodispersión calculados mediante la técnica combinada elástica-Raman es posible invertir incluso en alturas inferiores, debido a la cancelación de las funciones de solapamiento de las dos señales involucradas. Como puede observarse en las Tablas 4.4 y 4.5, los errores relativos medios dentro de la capa límite planetaria son inferiores al 20% y en la troposfera libre los errores absolutos son inferiores a $0.5 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$ para el coeficiente de retrodispersión y $0.5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$ para el coeficiente de extinción, para ambas longitudes de onda, que son los límites establecidos por la red EARLINET [Matthias et al., 2004]. Así, podemos afirmar que el algoritmo Raman implementado en esta tesis permite reproducir los perfiles simulados en la etapa 2 a pesar de solamente conocer la presión y temperatura de superficie.

Etapa 2		
Longitud de onda (nm)	Error Relativo Medio 0.3225-1.5525 km (%)	Error Absoluto Medio 1.5675-15.0075 km (m^{-1})
355	8 ± 6	$1.1 \cdot 10^{-5} \pm 1.8 \cdot 10^{-5}$
532	11 ± 9	$1.0 \cdot 10^{-5} \pm 1.6 \cdot 10^{-5}$

Tabla 4.4. Errores medios y desviaciones estándar de extinción de aerosol en la etapa 2.

Etapa 2		
Longitud de onda (nm)	Error Relativo Medio 0.3225-1.5525 km (%)	Error Absoluto Medio 1.5675-15.0075 km ($m^{-1} \cdot sr^{-1}$)
355	2.0 ± 1.7	$7.70 \cdot 10^{-8} \pm 0.15 \cdot 10^{-8}$
532	3.0 ± 1.3	$2 \cdot 10^{-8} \pm 3 \cdot 10^{-8}$

Tabla 4.5. Errores medios y desviaciones estándar de retrodispersión de aerosol en la etapa 2.

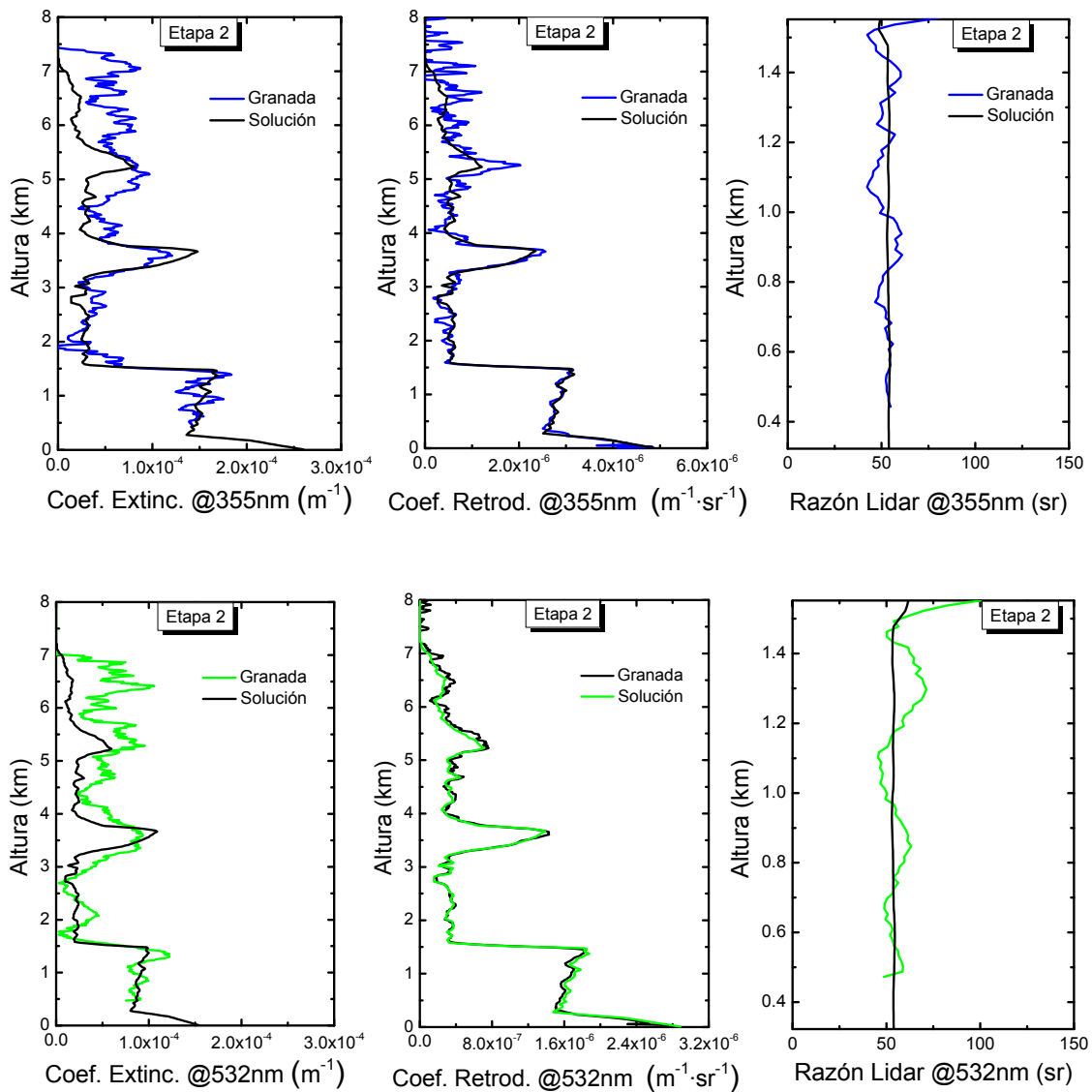


Figura 4.4. Arriba, perfiles de extinción, retrodispersión y razón Lidar de aerosol en 355 nm. intercomparadas con el perfil simulado (curva de color negro) para la etapa 2 de la intercomparación. Abajo, las mismas propiedades en 532 nm.

IV.9.3. ETAPA 3 DE INTERCOMPARACIÓN DE ALGORITMOS

En la etapa 3 de intercomparación se emplearon los perfiles elásticos e inelásticos proporcionados en las etapas previas junto a nueva información. Este conjunto de nueva información incluía: el parámetro de dependencia con la longitud de onda o parámetro k ($k = 1$), un perfil sintético de presión y temperatura (Figura 4.5), y los valores de referencia de retrodispersión a 355 y 532 nm ($4.14 \cdot 10^{-9} \text{ m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$ y $2.45 \cdot 10^{-9} \text{ m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$ a 355 y 532 nm, respectivamente, ambos en el rango 8.0-10.0 km).

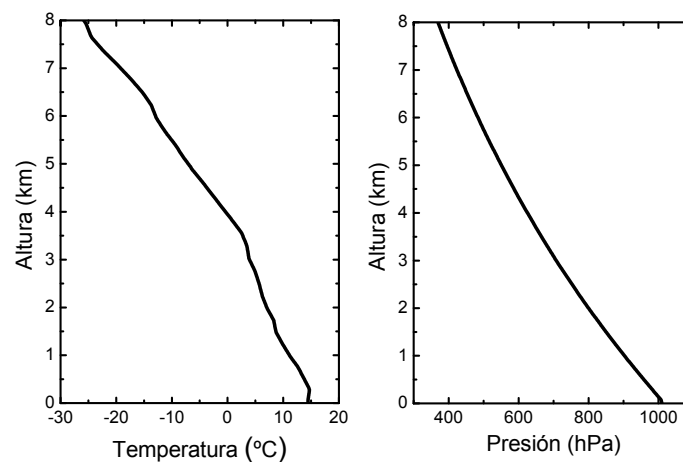


Figura 4.5. Perfiles sintéticos de temperatura y presión para la etapa 3 de la intercomparación.

La Figura 4.6 y las Tablas 4.6 y 4.7 muestran los detalles de la etapa 3 de la intercomparación. La Figura 4.6 presenta los perfiles de coeficiente de extinción, retrodispersión y razón Lidar con el mismo formato que la Figura 4.4. En la etapa 3 de la intercomparación se obtienen valores de las propiedades ópticas que son prácticamente idénticos a los obtenidos en la etapa 2. Dado que en ambas etapas se ha empleado un valor de dependencia espectral $k = 1$, podemos asumir que cualquier diferencia obtenida entre los perfiles invertidos en las etapas 2 y 3 se debe fundamentalmente a los efectos de considerar una atmósfera estándar con los valores de presión y temperatura en superficie en lugar de considerar un perfil de atmósfera dado. Como se aprecia en las Tablas 4.6 y 4.7, los valores de error relativo medio y error absoluto medio son iguales a los presentados para la etapa 2 o ligeramente inferiores. Esto nos permite afirmar dos hechos. Por un lado, el algoritmo Raman empleado permite reproducir los perfiles simulados en la etapa 3 teniendo en cuenta que se conocen los perfiles de presión y temperatura. Por otro lado, admitiendo conocidos los

restantes parámetros (como son la dependencia espectral y los valores de referencia de retrodispersión) la influencia de los perfiles de presión y temperatura, generados mediante una Atmósfera Estándar escalada con los valores reales de presión y temperatura de superficie, no es excesivamente relevante en la inversión de propiedades ópticas del aerosol mediante la técnica Raman.

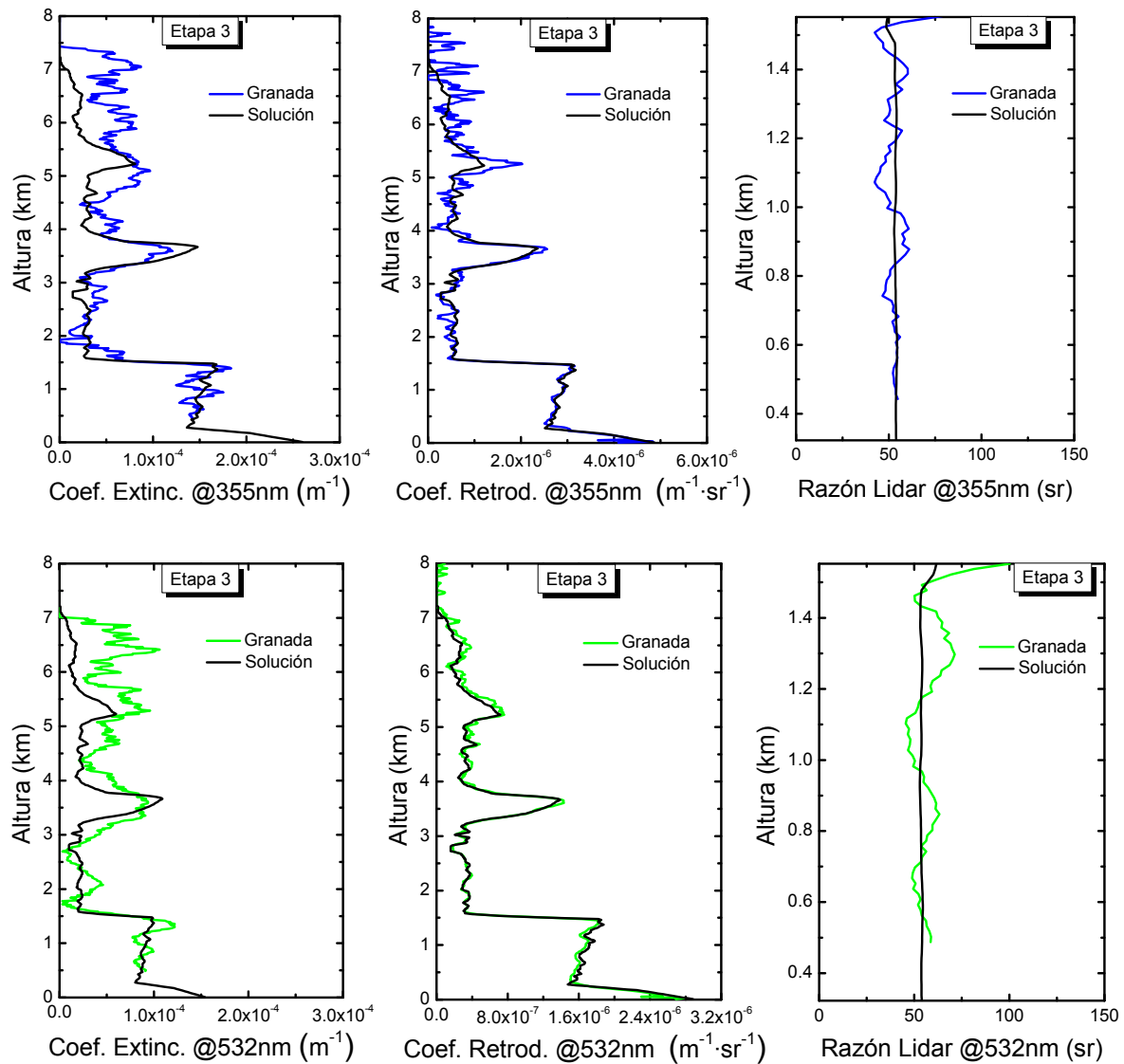


Figura 4.6. Arriba, perfiles de extinción, retrodispersión y razón Lidar de aerosol en 355 nm. intercomparadas con el perfil simulado (curva de color negro) para la etapa 3 de la intercomparación. Abajo, las mismas propiedades en 532 nm.

Etapa 3		
Longitud de onda (nm)	Error Relativo Medio 0.3225-1.5525 km (%)	Error Absoluto Medio 1.5675-15.0075 km (m^{-1})
355	8 ± 6	$1 \cdot 10^{-5} \pm 2 \cdot 10^{-5}$
532	11 ± 10	$1.0 \cdot 10^{-5} \pm 1.6 \cdot 10^{-5}$

Tabla 4.6. Errores medios y desviaciones estándar de extinción de aerosol en la etapa 3.

Etapa 3		
Longitud de onda (nm)	Error Relativo Medio 0.3225-1.5525 km (%)	Error Absoluto Medio 1.5675-15.0075 km ($m^{-1} \cdot sr^{-1}$)
355	2.0 ± 1.7	$7.70 \cdot 10^{-8} \pm 0.15 \cdot 10^{-8}$
532	3.0 ± 1.3	$2 \cdot 10^{-8} \pm 3 \cdot 10^{-8}$

Tabla 4.7. Errores medios y desviaciones estándar de retrodispersión de aerosol en la etapa 3.

IV.9.4. ETAPA 4 DE INTERCOMPARACIÓN DE ALGORITMOS

En la etapa 4 de intercomparación se emplearon los perfiles elásticos proporcionados en la etapa 1 junto al perfil sintético de presión y temperatura, y los valores de referencia de retrodispersión a 355 y 532 nm ($4.14 \cdot 10^{-9} m^{-1} \cdot sr^{-1}$ y $2.45 \cdot 10^{-9} m^{-1} \cdot sr^{-1}$ a 355 y 532 nm, respectivamente, ambos en el rango 8.0-10.0 km) proporcionados en la etapa 3 (Figura 4.7). Además se distribuyeron los perfiles de razón Lidar en las tres longitudes de onda intercomparadas (Figura 4.7) y el valor de referencia de retrodispersión a 1064 nm ($1.22 \cdot 10^{-9} m^{-1} \cdot sr^{-1}$ a 1064 nm en el rango 8.0-10.0 km).

La Figura 4.8 y la Tabla 4.8 muestran los detalles de la etapa 4 de la intercomparación. La Figura 4.8 presenta los perfiles de coeficiente de retrodispersión de aerosol para todas las longitudes de onda intercomparadas en la columna de la izquierda, y el error relativo en la capa límite planetaria en la columna de la derecha, siguiendo el mismo formato de la Figura 4.3. Se debe notar la mejora sustancial que muestra el método de inversión cuando se conoce mayor información que la suministrada en la etapa 1 de la intercomparación. Como muestra la Tabla 4.8 la incorporación de un perfil de presión y temperatura y sobre todo de un perfil de razón

Lidar variable con la altura permite reproducir la solución con mayor exactitud y precisión, especialmente en la capa límite planetaria. Así, los valores de error relativo medio obtenidos en la capa límite planetaria para la etapa 4 se reducen en un 50 % respecto a los obtenidos en la etapa 1 para 355 y 532 nm y en un 80 % para 1064 nm. Por su parte, los valores de error absoluto medio en la troposfera libre también experimentan una disminución respecto a la etapa 1, aunque no tan marcada con en la capa límite planetaria. Así, por ejemplo los valores de error absoluto medio obtenidos para la troposfera libre en la etapa 4 se reducen un 15 % en 355 nm y un 60% en 1064 nm respecto a los obtenidos en la etapa 1.

Teniendo en cuenta estos resultados, podemos afirmar que el algoritmo elástico de la estación de Granada puede reproducir los perfiles simulados en la etapa 4 dentro de los criterios de calidad marcados por la red EARLINET [Matthias et al., 2004].

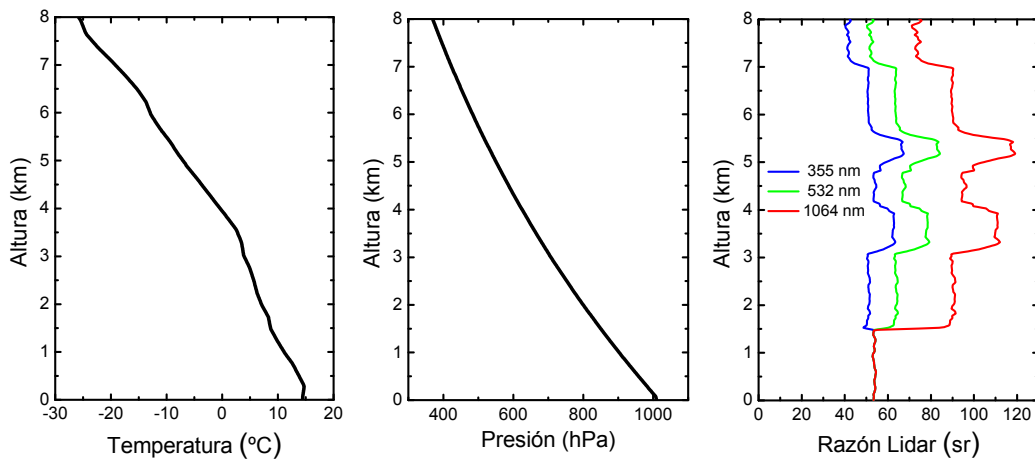


Figura 4.7. Perfiles sintéticos de parámetros de entrada para la etapa 4 de la intercomparación. De izquierda a derecha, perfiles de presión, temperatura y razón Lidar para las tres longitudes de onda intercomparadas.

Etapa 4		
Longitud de onda (nm)	Error Relativo Medio 0.3225-1.5525 km (%)	Error Absoluto Medio 1.5675-15.0075 km (m ⁻¹ ·sr ⁻¹)
355	3.0 ± 1.8	5·10 ⁻⁸ ± 7·10 ⁻⁸
532	2.7 ± 1.1	2·10 ⁻⁸ ± 3·10 ⁻⁸
1064	1.6 ± 0.9	4·10 ⁻⁹ ± 7·10 ⁻⁹

Tabla 4.8. Errores medios y desviaciones estándar de la etapa 4.

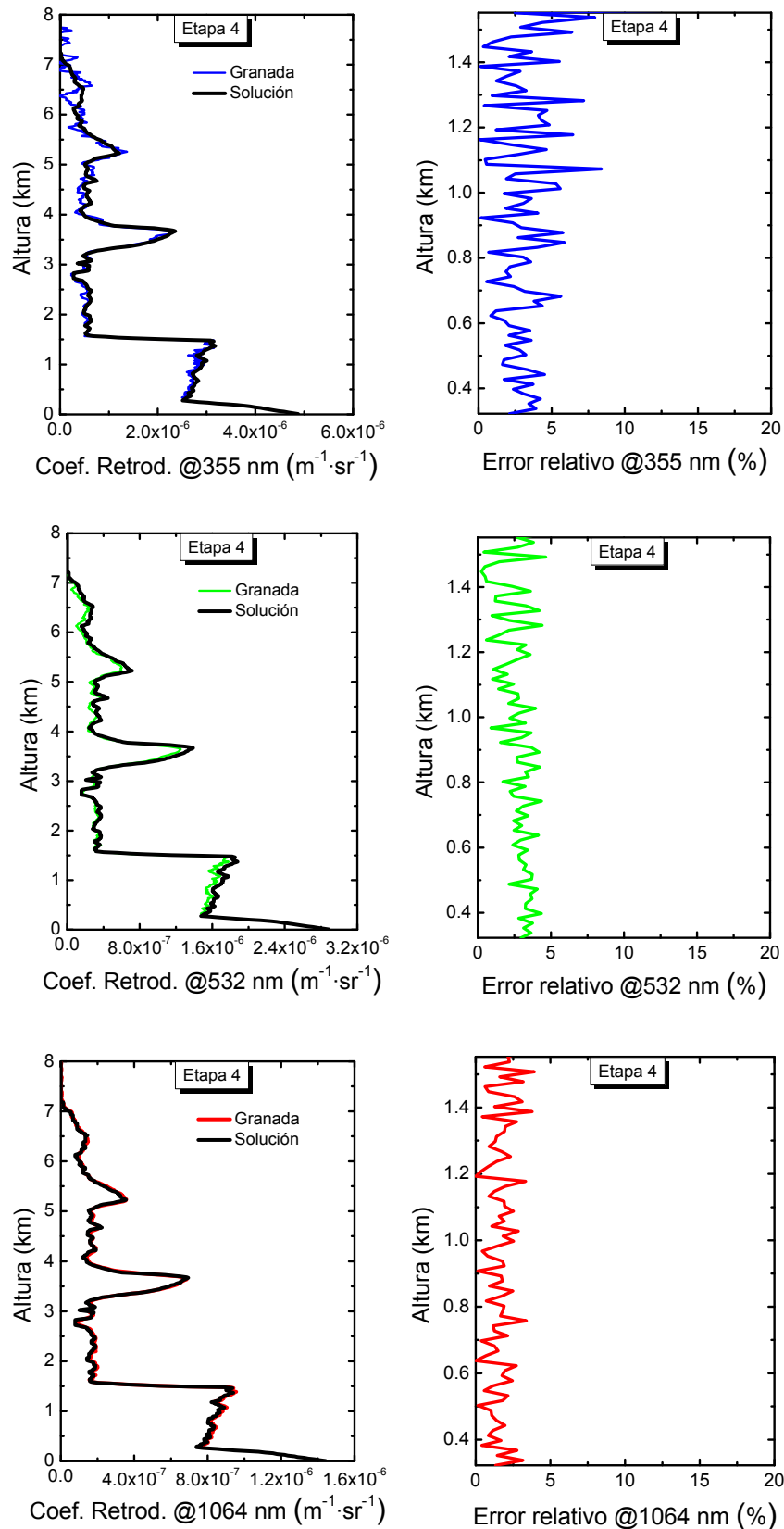


Figura 4.8. Izquierda, perfiles de retrodispersión de aerosol en las tres longitudes de onda intercomparadas con el perfil simulado (curva de color negro) para la etapa 4 de la intercomparación. Derecha, perfil de error relativo en las tres longitudes de onda intercomparadas para la región correspondiente a la capa límite planetaria.

IV.9.5. ETAPA 5 DE INTERCOMPARACIÓN DE ALGORITMOS

Durante la actividad de intercomparación se añadió una nueva etapa respecto a la intercomparación realizada anteriormente en la red. El objetivo de la etapa 5 era la evaluación del error en los perfiles de las propiedades ópticas obtenidas. Por ello en esta etapa no se proporcionó información adicional a la de las etapas 3 y 4 y se solicitó la implementación de la técnica Monte Carlo presentada en la sección IV.8.3 para la propagación del error aleatorio. Como resultado de esta etapa se muestran los errores obtenidos para los perfiles de coeficiente de retrodispersión de aerosol evaluados con el método de Klett-Fernald-Sasano (Figura 4.9), y los perfiles de extinción, retrodispersión y razón Lidar del aerosol evaluados con el algoritmo Raman en 355 nm (Figura 4.10) y en 532 nm (Figura 4.11).

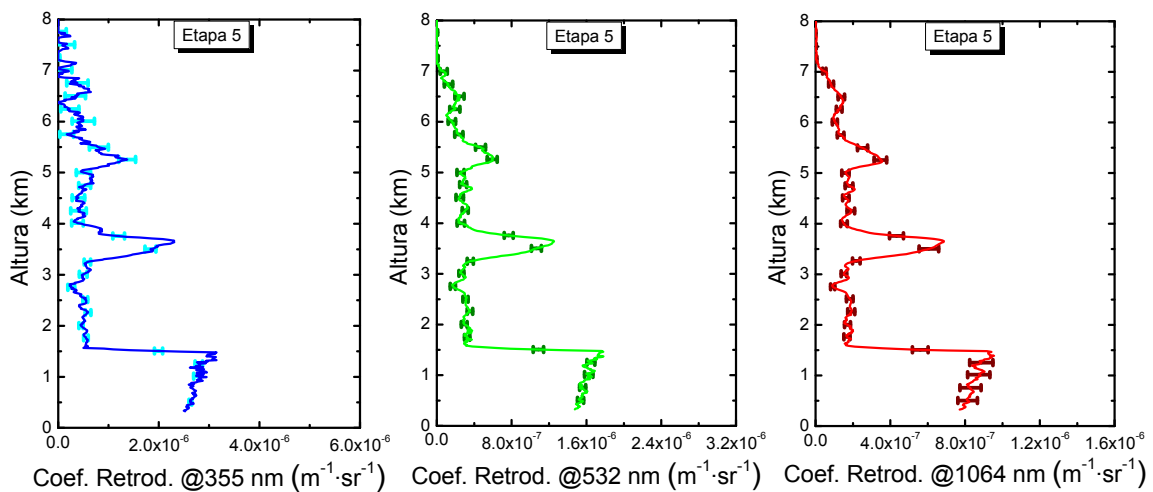


Figura 4.9. Error asociado a los perfiles de retrodispersión de aerosol evaluados con el método de Klett-Fernald-Sasano en la etapa 5 de la intercomparación.

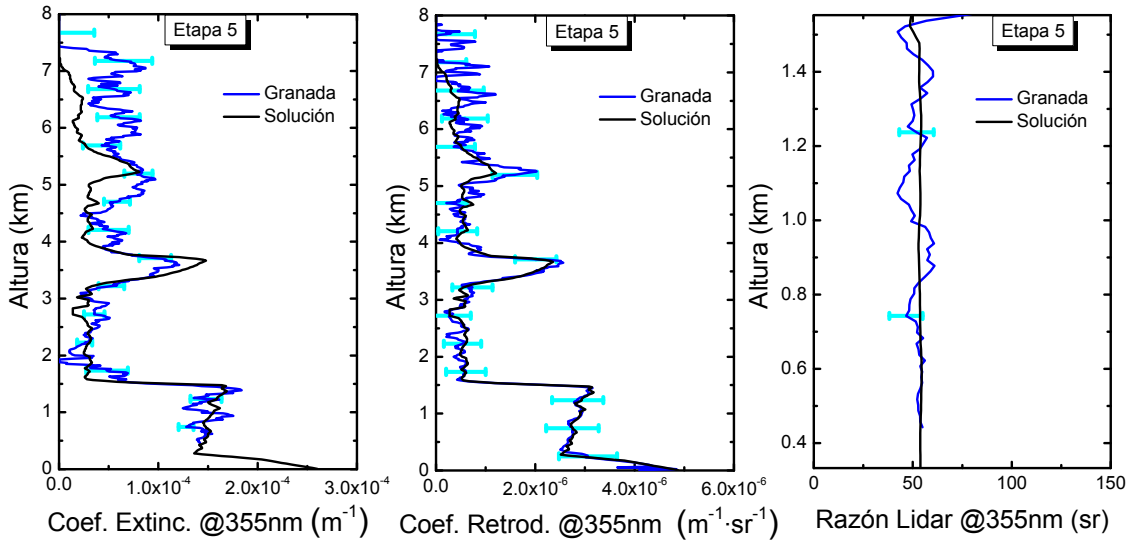


Figura 4.10. Error asociado a los perfiles de extinción, retrodispersión y razón Lidar de aerosol en 355 nm evaluados con el método Raman en la etapa 5 de la intercomparación.

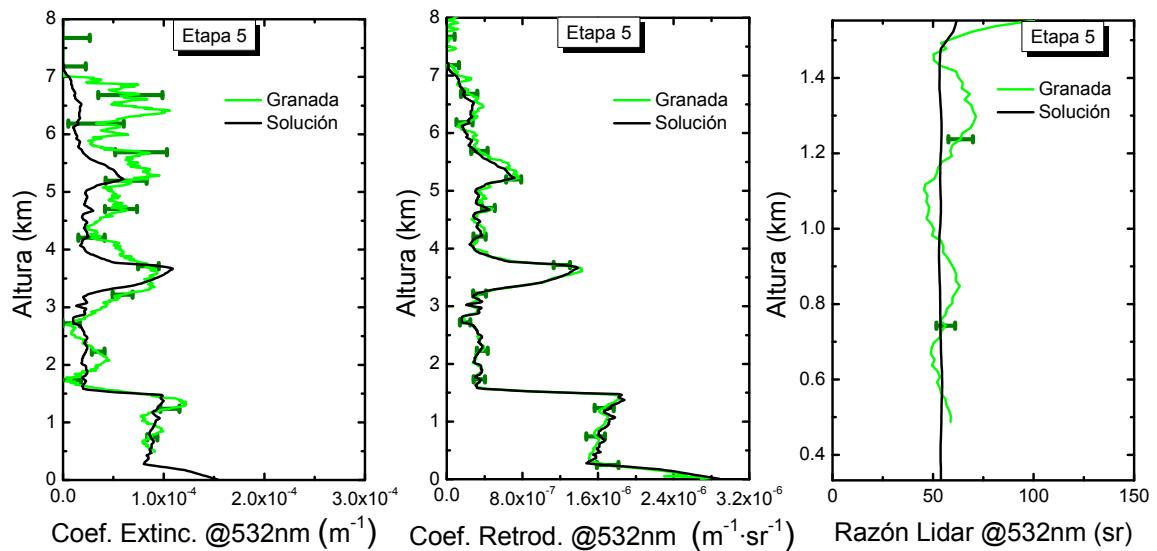


Figura 4.11. Error asociado a los perfiles de extinción, retrodispersión y razón Lidar de aerosol en 532 nm evaluados con el método Raman en la etapa 5 de la intercomparación.

IV.10. PROPORCIÓN DE MEZCLA DE VAPOR DE AGUA

El análisis Raman se puede usar para obtener concentración de gases. El método es aplicable a cualquier gas activo Raman con alta concentración atmosférica, como por ejemplo el vapor de agua. El vapor de agua es uno de los constituyentes atmosféricos

más importantes caracterizándose por una alta variabilidad en el espacio y en el tiempo, y aún no se ha logrado una comprensión adecuada de sus procesos.

El método Raman para concentración de vapor de agua involucra la detección de las señales retrodispersadas en las bandas Raman vibracionales, una correspondiente al vapor de agua y la otra asociada a un gas de referencia, en este caso el nitrógeno.

Las ecuaciones Lidar para las señales del nitrógeno y el vapor de agua se pueden expresar como:

$$P(\lambda_L, \lambda_{RN_2}, z) = P_0(\lambda_L) \cdot C_{RN_2} \cdot \frac{O_{N_2}(z)}{z^2} \cdot \beta(\lambda_L, \lambda_{RN_2}, z) \cdot \exp\left(-\int_0^z [\alpha(\lambda_L, \zeta) + \alpha(\lambda_{RN_2}, \zeta)] d\zeta\right) \quad (4.53)$$

$$P(\lambda_L, \lambda_{RH_2O}, z) = P_0(\lambda_L) \cdot C_{RH_2O} \cdot \frac{O_{H_2O}(z)}{z^2} \cdot \beta(\lambda_L, \lambda_{RH_2O}, z) \cdot \exp\left(-\int_0^z [\alpha(\lambda_L, \zeta) + \alpha(\lambda_{RH_2O}, \zeta)] d\zeta\right) \quad (4.54)$$

donde λ_L es la longitud de onda láser (emisión), y λ_{RN_2} y λ_{RH_2O} las longitudes de onda desplazadas Raman (recepción) para el nitrógeno y el vapor de agua, respectivamente; $P(\lambda_L, \lambda_{RN_2}, z)$ y $P(\lambda_L, \lambda_{RH_2O}, z)$ es el flujo de energía del láser retrodispersada en las longitudes de onda desplazadas Raman del nitrógeno λ_{RN_2} y del vapor de agua λ_{RH_2O} , respectivamente, desde una distancia z ; $P_0(\lambda_L)$ es el flujo de energía del láser emitida en un longitud de onda λ_L ; C_{RN_2} y C_{RH_2O} son las constantes del sistema independientes de la altura que dependen de factores tales como la eficiencia del detector, área del telescopio receptor, la resolución temporal del sistema de adquisición empleado y la velocidad de la luz; $O_{N_2}(z)$ y $O_{H_2O}(z)$ son las funciones de solapamiento, que describen las características de solapamiento entre el haz láser y el campo de visión del telescopio del sistema Lidar como función de la distancia al instrumento; $\beta(\lambda_L, \lambda_{RN_2}, z)$ es el coeficiente de retrodispersión para moléculas de nitrógeno y $\beta(\lambda_L, \lambda_{RH_2O}, z)$ representa la misma magnitud pero asociada a las moléculas de vapor de agua; $\alpha(\lambda_L, \zeta)$, $\alpha(\lambda_{RN_2}, \zeta)$ y $\alpha(\lambda_{RH_2O}, \zeta)$ son los coeficientes de extinción total en las longitudes de onda λ_L y λ_R , y por último, ζ es una variable de integración con unidades de distancia.

Como se comentó en secciones anteriores, el coeficiente retrodispersión para dispersores Raman se puede calcular mediante la ecuación 4.27 particularizada para un sistema Lidar monoestático en configuración Raman apuntando cenitalmente ($R = z$). Así, la ecuación 4.27 en el caso de que los dispersores Raman sean moléculas de nitrógeno o moléculas de vapor de agua se puede expresar como:

$$\beta(\lambda_L, \lambda_{RN_2}, z) = N_{N_2}(z) \cdot \frac{d\sigma_{N_2}(\phi, \pi, \lambda_{RN_2})}{d\Omega} \quad (4.55)$$

$$\beta(\lambda_L, \lambda_{RH_2O}, z) = N_{H_2O}(z) \cdot \frac{d\sigma_{H_2O}(\phi, \pi, \lambda_{RH_2O})}{d\Omega} \quad (4.56)$$

donde $N_{N_2}(z)$ y $N_{H_2O}(z)$ es la densidad numérica de moléculas de N_2 y H_2O , respectivamente, y $d\sigma_{N_2}(\phi, \pi, \lambda_{RN_2})/d\Omega$ y $d\sigma_{H_2O}(\phi, \pi, \lambda_{RH_2O})/d\Omega$ es la sección eficaz de retrodispersión Raman para las moléculas de N_2 y H_2O , respectivamente. La proporción de mezcla de vapor de agua (w) se define como el cociente de la masa de vapor de agua frente a la masa de aire seco en una muestra de la atmósfera. Combinando las ecuaciones 4.54-4.57 obtenemos:

$$\frac{P(\lambda_L, \lambda_{RH_2O}, z)}{P(\lambda_L, \lambda_{RN_2}, z)} = \frac{C_{RH_2O} \cdot N_{H_2O}(z) \cdot \frac{d\sigma_{H_2O}(\phi, \pi, \lambda_{RH_2O})}{d\Omega}}{C_{RN_2} \cdot N_{N_2}(z) \cdot \frac{d\sigma_{N_2}(\phi, \pi, \lambda_{RN_2})}{d\Omega}} \cdot \exp\left(\int_0^z [\alpha(\lambda_{RN_2}, \zeta) - \alpha(\lambda_{RH_2O}, \zeta)] d\zeta\right) \quad (4.57)$$

Esta ecuación asume funciones de solapamiento idénticas para la detección de las moléculas de nitrógeno y de vapor de agua y secciones eficaces de retrodispersión Raman independientes de la altura para las dos señales. A partir de la ecuación anterior obtenemos el cociente $N_{H_2O}(z)/N_{N_2}(z)$ que es proporcional a la proporción de mezcla de vapor de agua:

$$\frac{N_{H_2O}(z)}{N_{N_2}(z)} = \frac{P(\lambda_L, \lambda_{RH_2O}, z)}{P(\lambda_L, \lambda_{RN_2}, z)} \frac{C_{RN_2} \cdot \frac{d\sigma_{N_2}(\phi, \pi, \lambda_{RN_2})}{d\Omega}}{C_{RH_2O} \cdot \frac{d\sigma_{H_2O}(\phi, \pi, \lambda_{RH_2O})}{d\Omega}} \cdot \exp\left(-\int_0^z [\alpha(\lambda_{RN_2}, \zeta) - \alpha(\lambda_{RH_2O}, \zeta)] d\zeta\right) \quad (4.58)$$

y por lo tanto

$$w(z) = \frac{P(\lambda_L, \lambda_{RH_2O}, z)}{P(\lambda_L, \lambda_{RN_2}, z)} C \frac{C_{RN_2} \cdot \frac{d\sigma_{N_2}(\phi, \pi, \lambda_{RN_2})}{d\Omega}}{C_{RH_2O} \cdot \frac{d\sigma_{H_2O}(\phi, \pi, \lambda_{RH_2O})}{d\Omega}} \exp\left(-\int_0^z [\alpha(\lambda_{RN_2}, \zeta) - \alpha(\lambda_{RH_2O}, \zeta)] d\zeta\right) \quad (4.59)$$

donde C tiene en cuenta la fracción en masa correspondiente al nitrógeno en la atmósfera (75.52%). De esta forma, el perfil de proporción de mezcla de vapor de agua se obtiene mediante el cociente de la señal de vapor de agua frente a la señal de nitrógeno, un factor de calibración constante y una corrección exponencial debido a la diferencia en extinción entre las longitudes de onda desplazadas del nitrógeno y del vapor de agua. Esta exponencial se puede evaluar a partir de perfiles de atmósfera estándar de presión y temperatura, pero resulta ser despreciable en muchos casos.

La constante de calibración depende de las secciones eficaces de retrodispersión efectiva del nitrógeno y del vapor de agua, el ancho del filtro, la transmisión de la atmósfera y la eficiencia del detector [Gerding et al., 2004]. Su cálculo teórico es complicado de llevar a cabo para un sistema real pero puede ser obtenido experimentalmente [Turner and Goldsmith, 1999; Sherlock et al., 1999]. La constante de calibración se puede determinar mediante comparación con radiosondeos. A fin de obtener la constante de calibración para el canal de vapor de agua Lidar se llevó a cabo una campaña experimental en El Arenosillo (Huelva) (España, 37.11° N, 6.73° O, 0 m s.n.m.) durante 2006. Una descripción detallada de la campaña de calibración se presentará en el capítulo VIII.

IV.11. METODOLOGÍAS PARA LA OBTENCIÓN DE PROPIEDADES DEL AEROSOL ATMOSFÉRICO INTEGRADAS EN COLUMNA A PARTIR DE DATOS DE FOTOMETRÍA SOLAR

Cuando un haz de radiación incide sobre un volumen de aire con una determinada carga de moléculas y partículas, la dependencia espectral de la radiación atenuada, así como la radiación dispersada en todas direcciones a través del elemento de volumen, puede proporcionar una información que puede utilizarse para estimar propiedades ópticas y físicas del aerosol. Los distintos procesos de dispersión que sufre la radiación solar al atravesar la atmósfera dan lugar a una componente difusa de la

radiación y a una componente directa (no dispersada). A partir de medidas, realizadas desde superficie, de la irradiancia solar directa se puede obtener la profundidad óptica del aerosol. Por otro lado combinado las medidas anteriores con las de radiancia difusa del cielo, bajo condiciones de cielo despejado, pueden obtenerse, mediante la aplicación de algoritmos de inversión apropiados [Dubovik and King, 2000; Dubovik et al., 2000; Dubovik et al., 2002; Dubovik et al., 2002b; Nakajima et al., 1996; Olmo et al. 2006], propiedades microfísicas del aerosol tales como el albedo de dispersión simple, la función de fase de dispersión simple, el parámetro de asimetría, la distribución de tamaño y el índice de refracción complejo. Las medidas se realizan en longitudes de onda específicas fuera de las bandas de absorción fuerte (ventanas atmosféricas).

La profundidad óptica de aerosol, $\delta(\lambda)$, se obtiene a partir de la profundidad óptica total, $\delta_{total}(\lambda)$, una vez que se descuentan los efectos debidos a la dispersión de moléculas y a la absorción gaseosa que pueda afectar a esa longitud de onda, λ . Como se comentó en el capítulo III, las medidas de irradiancia del fotómetro solar Cimel CE 318-4 consta de tres observaciones (tripleto) separadas aproximadamente 30 s entre sí, lo que nos permite llevar a cabo la detección de nubes. Esta detección se basa en el hecho de que la variación temporal de las nubes es mayor que la del aerosol, provocando una variación medible en el tripleto. El algoritmo de detección de nubes es el descrito por Smirnov et al. (2000). Este método en general produce datos buenos salvo en el caso de presencia de cirros delgados estables.

Una vez obtenida la profundidad óptica del aerosol para cada una de las longitudes de onda nominales del fotómetro solar, se puede estimar su dependencia espectral a partir de la ley de turbiedad de Angström [Angström, 1929]:

$$\delta(\lambda) = b(\lambda/\lambda_0)^{-a} \quad (4.60)$$

siendo $\lambda_0 = 1000$ nm. A partir de esta simple expresión los coeficientes de turbiedad de Angström, a y b , se pueden calcular a partir del ajuste lineal de $\ln[\delta(\lambda)]$ frente a $\ln[\lambda/\lambda_0]$. De esta forma el exponente de Angström, a , es una medida de la dependencia espectral de la profundidad óptica de aerosol y es sensible a la distribución de tamaño de partícula [Shifrin, 1995].

Las medidas almucantar de radiancia del cielo a 440, 670, 870 y 1020 nm junto con las medidas de irradiancia directa solar en las mismas longitudes de onda permiten obtener las distribuciones de tamaño volumétricas ($dV(r)/dlnr$ ($\text{cm}^3\text{cm}^{-2}$)), el albedo de dispersión simple $\omega_{0A\lambda}$, y el parámetro de asimetría g_λ , en estas cuatro longitudes de onda. Los datos empleados en esta tesis se han obtenido de las inversiones de AERONET [Holben et al., 1998] versión 2 [Dubovik and King, 2000; Dubovik et al., 2000; Dubovik et al., 2002; Dubovik et al., 2002b].

Como se mencionó en la descripción del instrumento Cimel CE 318-4 en el capítulo III, a partir de las medidas realizadas en el filtro centrado en 936 nm se puede hacer una estimación del contenido de vapor de agua en la columna atmosférica, también denominado contenido de agua precipitable. Los datos de contenido de agua precipitable se han obtenido de AERONET [Holben et al, 1998].

IV.12. SELECCIÓN DE RAZÓN LIDAR MEDIANTE COMPARACIÓN CON FOTOMETRÍA SOLAR

Como se mencionó en la sección IV.3, para obtener los perfiles del coeficiente de retrodispersión y de extinción de aerosol en la baja troposfera el método de Klett-Fernald-Sasano asume una razón Lidar que debe ser impuesta a priori. A fin de llevar a cabo una buena selección se puede usar un análisis sinérgico con el fotómetro solar Cimel CE-318-4. De esta forma, se ha usado un procedimiento iterativo, en el que se selecciona la razón Lidar que optimiza la comparación de los valores de profundidad óptica de aerosol obtenidos a partir de la integración de los perfiles de extinción de aerosol derivados de las medidas Lidar con los valores de profundidad óptica proporcionados por el Cimel CE-318-4. A partir del perfil del coeficiente de extinción obtenido del procesado de las señales Lidar, la profundidad óptica de aerosol se puede calcular mediante la siguiente expresión:

$$\delta(\lambda) = \alpha_\lambda(z_{overlap}) \cdot \Delta z + \int_{z_{overlap}}^{z_0} \alpha_\lambda(z) dz \quad (4.61)$$

donde $\delta(\lambda)$ es la profundidad óptica de aerosol a la longitud de onda λ , $z_{overlap}$ es la altura donde el factor de solapamiento del Lidar es cercano a 1, Δz es la diferencia

entre la altura de solapamiento y la altura de la estación Lidar, $\alpha_\lambda(z)$ es el coeficiente de extinción de aerosol, z_0 es un límite superior que representa una región libre de aerosol y z es una variable de integración. Este método de cálculo de profundidad óptica asume dos suposiciones: por un lado la ausencia de aerosol estratosférico y por otro que la capa límite planetaria está homogéneamente mezclada entre la superficie y la altura donde el factor de solapamiento del Lidar es cercano a 1. La segunda suposición es especialmente cierta en las horas centrales del día ya que la radiación solar activa los procesos convectivos que permiten homogeneizar el aerosol dentro la capa límite planetaria.

El método de selección comienza eligiendo un valor inicial de razón Lidar. Con este valor se procede a invertir el perfil de retrodispersión de aerosol elástico y, a partir de él, el perfil de extinción de aerosol asociado. Con dicho perfil se calcula la profundidad óptica de aerosol según la expresión 4.62 y se compara con el valor correspondiente proporcionado por el Cimel CE-318-4. Si dichos valores difieren se propone un nuevo valor de razón Lidar, que se convierte en una nueva entrada para el algoritmo de Klett-Fernald-Sasano. Así se vuelve a aplicar el método hasta conseguir un valor de profundidad óptica semejante con ambos instrumentos variando la razón Lidar con un paso de 1 sr. Se admite una diferencia de profundidad óptica de aerosol de 0.01 para 532 y 1064 nm y 0.02 para 355 nm. Este criterio se elige en virtud de la incertidumbre del fotómetro solar, que es ≤ 0.01 para $\lambda \geq 440nm$ y ≤ 0.02 para $\lambda < 440nm$ [Holben et al., 1998; Smirnov et al., 2000].

IV.13. METODOLOGÍAS PARA LA OBTENCIÓN DE PROPIEDADES DEL AEROSOL ATMOSFÉRICO INTEGRADAS EN COLUMNA A PARTIR DE DATOS DE FOTOMETRÍA ESTELAR

La caracterización del aerosol atmosférico integrada en columna por la noche se ha hecho a través fotometría estelar. La principal ventaja de la fotometría estelar frente a la fotometría solar es el gran número de estrellas disponibles. Sin embargo, existe una desventaja importante que es el nivel de señal recibida. La ley fundamental que evalúa

la atenuación de la radiación a través de un medio, ley de Beer-Bouguer-Lambert, es la que se usa tanto para la fotometría solar como para la fotometría estelar.

En la fotometría solar es usual llevar a cabo una calibración relativa del instrumento mediante la técnica Langley, y así podemos expresar la ley de Beer-Bouguer-Lambert en términos de la señal medida por el fotómetro:

$$U_{\lambda} = U_{0\lambda} \cdot e^{-m \cdot \delta_{total}(\lambda)} \quad (4.62)$$

donde U_{λ} es el voltaje medido por el fotómetro; $U_{0\lambda}$ representa el voltaje extraterrestre obtenido mediante la técnica Langley, es decir, la constante de calibración; m la masa óptica (parámetro que tiene en cuenta la posición de la fuente respecto a la dirección cenital, como se definió en la sección II.6.2.) y $\delta_{total}(\lambda)$ es la profundidad óptica total. En primera aproximación vamos a usar la bien conocida técnica Langley [Tanaka et al, 1986; Soufflet et al, 1992; Forgan, 1994; Schmid and Wehrli, 1995; Mitchell and Forgan, 2003]. Debido a la rotación de la Tierra, una estrella dada describe una trayectoria aparente a través del cielo, por lo que para un observador local la estrella cambia su posición a lo largo de la noche. Este método incluye lecturas del fotómetro a diferentes masas ópticas y en él se representa los logaritmos de las lecturas frente a la masa óptica relativa. Según la ley de Beer-Bouguer-Lambert, la ordenada proporciona la magnitud extraterrestre fuera de la atmósfera. Para realizar una calibración adecuada con esta técnica, en fotometría estelar se requieren condiciones estables con carga de aerosol y luminosidad de fondo bajas. Por ello suelen emplearse localizaciones en alta montaña, con carga de aerosol reducida y alejados de fuentes locales de aerosol [Schmid and Wehrli, 1995; Alcántara et al, 2004].

En el caso de la fotometría estelar es más apropiado adoptar los criterios astronómicos que se han usado durante varios años [Pickles, 1999]. Así vamos a expresar las medidas en términos de la denominada magnitud estelar, S . La magnitud estelar, variable empleada tradicionalmente por los astrónomos, determina el brillo aparente de una estrella con respecto al brillo de un grupo de estrellas estándar seleccionadas. Así, la magnitud de la estrella se expresa tradicionalmente mediante la siguiente ecuación:

$$S(\lambda) = -2.5 \cdot \log_{10} \left(\frac{f_{\lambda}}{f_{0\lambda}} \right) \quad (4.63)$$

donde f_{λ} es el flujo recibido en la superficie de la Tierra y $f_{0\lambda}$ es el flujo de referencia estándar. En nuestro caso, dado que no necesitamos trabajar con magnitudes absolutas determinaremos la magnitud estelar en términos de las cuentas registradas en el CCD:

$$S(\lambda) = 2.5 \cdot \log_{10} (CN_{\lambda}) \quad (4.64)$$

En este contexto, la ley de Beer-Bouguer-Lambert se expresa como:

$$S(\lambda) = S_0(\lambda) - 1.086 \cdot m \cdot \delta_{total}(\lambda) \quad (4.65)$$

donde S_{λ} es la magnitud terrestre de la estrella y $S_{0\lambda}$ es la magnitud extraterrestre de la estrella, m es la masa óptica y $\delta_{total}(\lambda)$ es la profundidad óptica total. El factor 1.086 aparece al multiplicar 2.5 por $\log(e)$.

Esta última expresión es la base del conocido “método de una estrella” [Herber et al., 2002]. En este método es necesario el conocimiento de la magnitud extraterrestre $S_0(\lambda)$. Es obvia la similitud con el método usado en fotometría solar y por eso se usa la técnica Langley para calibrar. Debido a la traslación terrestre, las estrellas disponibles para la fotometría estelar cambian de estación a estación. Por esto es necesario calibrar un gran número de estrellas para poder realizar medidas a lo largo de todo el año [Pérez-Ramírez et al., 2008a]. Una descripción más detallada de los procedimientos seguidos se puede encontrar en Pérez-Ramírez et al. (2008a, 2008b).

Finalmente, tras calcular la profundidad óptica total, la profundidad óptica de aerosol se calcula sustrayendo la profundidad óptica Rayleigh, así como las profundidades ópticas por absorción del O_3 and NO_2 [Alados-Arboledas et al., 2003] de modo análogo a como se procede con el radiómetro solar Cimel CE 318-4 [Pérez-Ramírez et al., 2008a].

REFERENCIAS

- Ackermann J., “The extinction-to-backscatter ratio of tropospheric aerosol: A numerical study”, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 15, 1043-1050, 1998.
- Alados-Arboledas, L., H. Lyamani, and F. J. Olmo, “Aerosol size properties at Armilla, Granada (Spain)”. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 129 (590), 1395-1413, 2003.
- Alcántara-Ruiz, A., Olmo, F.J., Alados-Arboledas, L., “Langley calibrations of sunphotometer at Sierra Nevada, Granada, Spain”, *Óptica Pura y Aplicada*, 37, 3263–3269, 2004.
- Amiridis, V., D. S. Balis, S. Kazidzis, A. Bais, and E. Giannakaki, “ Four-year aerosol observation with a Raman lidar at Thessaloniki, Greece, in the framework of the European Aerosol Research Lidar Network (EARLINET) “, *J. Geophys. Res.*, 110, D21203, doi: 10.1029/2005JD006190, 2005.
- Angström, A., “On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air”, *Geografiska Annaler*, 11, 156–166, 1929.
- Ansmann, A., U. Wandinger, M. Riebesell, C. Weitkamp, and W. Michaelis, “Independent measurement of extinction and backscatter profiles in cirrus clouds by using a combined Raman elastic-backscatter lidar”, *Appl. Opt.*, 31, 7113-7131, 1992.
- Ansmann A., F. Wagner, D. Müller, D. Althausen, A. Herber, W. von Hoyningen-Huene, and U. Wandinger, “ European pollution outbreaks during ACE 2: Optical particle properties inferred from multiwavelength lidar and star-Sun photometry”, *J. Geophys. Res.*, 107 (D15), 4259, doi: 10.1029/2001JD001109, 2002.
- Ansmann A, J. Bösenberg, A. Chaikovsky, A. Comerón, S. Eckhardt, R. Eixmann, V. Freudenthaler, P. Ginoux, L. Komguem, H. Linné, M. A. López Márquez, V. Matthias, I. Mattis, V. Mitev, D. Müller, S. Music, S. Nickovic, J. Pelon, L. Sauvage, P. Sobolewsky, M. K. Srivastava, A. Stohl, O. Torres, G. Vaughan, U. Wandinger, and M. Wiegner, “Long-range transport of Saharan dust to northern Europe: The 11-16 October 2001 out break observed with EARLINET”. *J. Geophys. Res.*, 108 (D24), 4783, doi: 10.1029/2003JD003757, 2003.
- Balis, D. S., V. Amiridis, S. Nickovic, A. Papayannis, and C. Zerefos, “Optical properties of Saharan dust layers as detected by a Raman lidar at Thessaloniki, Greece”, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L13104, doi: 10.1029/2004GL019881, 2004.
- Barnaba, F., F. De Tomasi, G. P. Gobbi, M. R. Perrone, A. Tafuro, “Extinction versus backscatter relationships for lidar applications at 351 nm: maritime and desert aerosol simulations and comparison with observations”, *Atmos. Res.*, 70, 229-259, 2004.

- Böckmann C., U. Wandinger, A. Ansmann, J. Bösenberg, V. Amiridis, A. Boselli, A. Delaval, F. De Tomasi, M. Frioud, I. V. Grigorov, A. Hågård, M. Horvat, M. Iarlori, L. Komguem, S. Kreipl, G. Larchevêque, V. Matthias, A. Papayannis, G. Pappalardo, F. Rocadenbosch, J. A. Rodrigues, J. Schneider, V. Shcherbakov, and M. Wiegner, "Aerosol lidar intercomparison in the framework of the EARLINET project. 2. Aerosol backscatter algorithms", *Appl. Opt.* 43, 977-989, 2004.
- Bösenberg, J., "Ground-based differential absorption lidar for water-vapor and temperature profiling: methodology", *Appl. Opt.*, 37, 3845-3860, 1998.
- Bösenberg, J., A. Ansmann, J. M. Baldasano, D. Balis, C. Böckmann, B. Calpini, A. Chaikovskiy, P. Flamant, A. Hagard, V. Mitev, A. Papayannis, J. Pelon, D. Resendes, J. Schneider, N. Spinelli, T. Trickl, G. Vaughan, G. Visconti, and M. Wiegner, "EARLINET: a European aerosol research lidar network, laser remote sensing of the atmosphere". In: Dabas, A., Loth, C., Pelon, J. (Eds.), *Selected Papers of the 20th International Laser Radar Conference, 2001*. Edition Ecole Polytechnique, Palaiseau, France, pp. 155-158, 2001a.
- Bösenberg, J., M. Alpers, D. Althausen, A. Ansmann, C. Böckmann, R. Eixmann, A. Franke, V. Freudenthaler, H. Giehl, H. Jäger, S. Kreipl, H. Linne, V. Matthias, I. Mattis, M. Müller, J. Sarközi, L. Schneidenbach, J. Schneider, T. Trickl, E. Vorobieva, U. Wandinger, and M. Wiegner, "The German aerosol lidar network: methodology, data, analysis," Rep. 317 (Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Germany), 2001b.
- Bucholtz A., "Rayleigh-scattering calculations for the terrestrial atmosphere", *Appl. Opt.*, 34, 2765-2773, 1995.
- Collis R. T. H., and P. B. Russell, in *Laser Monitoring of the Atmosphere*, E.D. Hinkley, Ed. (Springer, New York, 1976), p.117.
- Comerón, A. F. Rocadenbosch, M. A. López, A. Rodríguez, C. Muñoz, D. García-Vizcaíno, and M. Sicard, "Effects of noise on lidar data inversion with the backward algorithm", *Appl. Opt.*, 43, 2572-2577, 2004.
- De Tomasi, F., and M. R. Perrone, "Lidar measurements of tropospheric water vapor and aerosol profiles over southeastern Italy", *J. Geophys. Res.*, 108(D9), 4286, doi: 10.1029/2002JD002781, 2003.
- Dubovik, O. and M. D. King, "A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements", *J. Geophys. Res.*, 105, 20,673-20,696, 2000.
- Dubovik, O., A. Smirnov, B.N. Holben, M.D. King, Y. J. Kaufman, T.F. Eck and I. Slutsker, Accuracy assessment of aerosol optical properties retrieval from AERONET sun and sky radiance measurements, *J. Geophys. Res.*, 105, 9791-9806, 2000.

- Dubovik, O., B. N. Holben, T. Lapyonok, A. Sinyuk, M. I. Mishchenko, P. Yang and I. Slutsker, Non-spherical aerosol retrieval method employing light scattering by spheroids, *Geophys. Res. Lett.*, 10, 10.1029/2001GL014506, 2002a.
- Dubovik, O., B. N. Holben, T. F. Eck, A. Smirnov, Y. J. Kaufman, M. D. King, D. Tanré, and I. Slutsker, “Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations”, *J. Atmos. Sci.*, 59, 590-608, 2002b.
- Davis, P. A., “The Analysis of Lidar Signatures of Cirrus Clouds”, *Appl. Opt.*, 8, 2099-2102, 1969.
- Fernald, F. G., B. M. Herman, and J. A. Reagan, “Determination of Aerosol Height Distribution by Lidar”, *J. Appl. Meteorol.*, 11, 482-489, 1972.
- Fernald, F., G., “Analysis of atmospheric lidar observations: some comments”, *Appl. Opt.*, 23, 652-653, 1984.
- Ferrare R. A., S. H. Melfi, D. N., Whiteman, K. D. Evans, F. J. Schmidlin, and D. O’C, Starr, “A Comparison of Water Vapour Measurements made by Raman Lidar and Radiosondes”, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 12, 6, 1177-1195, 1995.
- Ferrare R. A., S. H. Melfi, D. N., Whiteman, K. D. Evans, and R. Leifer, “Raman lidar measurements of aerosol extinction and backscattering 1. Methods and comparisons”. *J. Geophys. Res.*, 103, 19, 663-19, 672, 1998.
- Forgan, B.W., “General method for calibrating sun photometers”, *Appl. Opt.*, 33, 4831-4850, 1994.
- Gerding, M., C. Ritter, M. Müller, and R. Neuber, “Tropospheric water vapour soundings by lidar at high Arctic latitudes”, *Atmos. Res.*, 7, pp. 289–302, 2004.
- Godin, S., A. I. Carswell, D. P. Donovan, H. Claude, W. Steinbrecht, I. S. McDermid, T. J. McGee, M. R. Gross, H. Nakane, D. P. J. Swart, H. B. Bergwerff, O. Uchino, P. von der Gathen, and R. Neuber, “Ozone differential absorption lidar algorithm intercomparison”, *Appl. Opt.*, 38, 6225-6236, 1999.
- Herber, A., L. W. Thomason, H. Gernandt, U. Leiterer, D. Nagel, K-H. Schulz, J. Kaptur, T. Albrecht, and J. Notholt, “Continuous day and night aerosol optical depth observations in the Arctic between 1991 and 1999”, *J. Geophys. Res.*, 107 (D10), 4097, 10.1029/2001JD000536, 2002.
- Hitschfeld, W., and J. Bordan, “Errors inherent in the radar measurement of rainfall at attenuating wavelengths,” *J. Appl. Meteorol.*, 11, 58–67, 1954.
- 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., Lavenu, F., Jankowiak, I. and Smirnov, A., “Aeronet- a federated instrument network and data archieve for aerosol characterization”, *Remote Sensing of Environment*, 66, 1-19, 1998.

- Hoxit, L. R., and R. M. Henry, "Diurnal and annual temperature variations in the 30–60 km region as indicated by statistical analysis of rocketsonde temperature data", *J. Atmos. Sci.*, 30, 922–933, 1973.
- Kalashnikova, O. V., and I. N. Sokolik, "Importance of shapes and compositions of wind-blown dust particles for remote sensing at solar wavelengths", *Geophys. Res. Letts.*, 29, doi: 10.1029/2002GL014947, 2002.
- Klett J. D., "Stable analytic inversion solution for processing Lidar returns", *Appl. Opt.*, 20, 211-220, 1981.
- Klett, J. D., "Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios", *Appl. Opt.*, 24, 1638-1643, 1985.
- Lenhard, R. W., "A revised assessment of radiosonde accuracy", *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 54, 691, 1973.
- Liu, Z., Sugimoto, and T. Murayama, "Extinction-to-backscatter ratio of Asian dust observed with high-spectral-resolution lidar and Raman lidar", *Appl. Opt.*, 41, 2760-2767, 2002.
- Masonis, S. J., T. L. Anderson, D. S. Covert, V. Kapustin, A. D. Clarke, S. Howell, and K. Moore, "A study of the extinction-to-backscatter ratio of marine aerosol during the Shoreline Environmental Aerosol Study", *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 20, 1388-1402, 2003.
- Matthias, V., V. Freudenthaler, A. Amodeo, I. Balin, D. Balis, J. Bösenberg, J. A. Chaikovsky, G. Chourdakis, A. Comerón, A. Delaval, F. De Tomasi, R. Eixmann, A. Hågård, L. Komguem, S. Kreipl, R. Matthey, V. Rizi, J. A. Rodrigues, U. Wandinger, and X. Wang, "Aerosol lidar intercomparison in the framework of the EARLINET project. 1. Instruments", *Appl. Opt.*, 43, 961-976, 2004.
- Mattis, I., A. Ansmann, D. Müller, U. Wandinger, and D. Althausen, "Multiyear aerosol observations with dual-wavelength Raman lidar in the framework of EARLINET", *J. Geophys. Res.*, 109, D13203, doi:10.1029/2004JD004600, 2004.
- Measures E., *Laser Remote Sensing Fundamental and Applications* (Wiley-interscience, London), 1984.
- Mishchenko, M. I., L. D. Travis, R. A. Kahn, and R. A. West, "Modeling phase functions for dustlike tropospheric aerosols using a shape mixture of randomly oriented polydisperse spheroids", *J. Geophys. Res.*, 102, 16831–16847, 1997.
- Mitchell, R. M., and B. W. Forgan, "Aerosol measurement in the Australian Outback: Intercomparison of Sun Photometers", *J. Atmos. and Ocean. Tech.*, 20, 54-66, 2003.
- Mona, L., A. Amodeo, M. Pandolfi, and G. Pappalardo, "Saharan dust intrusions in the Mediterranean area: Three years of Raman lidar measurements", *J. Geophys. Res.*, vol. 111, D16203, doi:10.1029/2005JD006569, 2006.

- Müller, D., Ansmann A., F. Wagner, and D. Althausen, “European pollution outbreaks during ACE 2: Microphysical particle properties and single-scattering albedo inferred from multiwavelength lidar observations”, *J. Geophys. Res.*, 107 (D15), 4248, doi: 10.1029/2001JD001110, 2002.
- Müller, D., K. Franke, Ansmann A., and D. Althausen, “Indo-Asian pollution during INDOEX: Microphysical particle properties and single scattering albedo inferred from multiwavelength lidar observations”, *J. Geophys. Res.*, 108 (D19), 4600, doi: 10.1029/2003JD003538, 2003a.
- Müller, D., I. Mattis, U. Wandinger, D. Althausen, A. Ansmann, O. Dubovik, S. Eckhardt, and A. Stohl, “Saharan dust over a Central European EARLINET–AERONET site: Combined observations with Raman lidar and Sun photometer”, *J. Geophys. Res.*, 108, doi: 10.1029/2002JD002918, 2003b.
- Müller, D., I. Mattis, U. Wandinger, A. Ansmann, D. Althausen, and A. Sohl, “Raman lidar observations of aged Siberian and Canadian forest fire smoke in the free troposphere over Germany in 2003: Microphysical particle characterization”, *J. Geophys. Res.*, 110, D17201, doi: 10.1029/2004JD005756, 2005.
- Müller, D., A. Ansmann, I. Mattis, M. Tesche, U. Wandinger, D. Althausen, and G. Pisani, “Aerosol-type-dependent lidar ratios observed with Raman lidar”, *J. Geophys. Res.*, vol. 112, D16202, doi: 10.1029/2006JD008292, 2007.
- Murayama, T., D. Müller, K. Wada, A. Shimizu, M. Sekigushi, and T. Tsukamoto, “Characterization of Asian dust and Siberian smoke with multi-wavelength Raman lidar over Tokyo, Japan in spring 2003”, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L23103, doi: 10.1029/2004GL021105, 2004.
- Nakajima, T., G. Tonna, R. Rao, P. Boi, Y. Kaufman, and B. Holben, “Use of sky brightness measurements from ground for remote sensing of particulate dispersion”, *Appl. Opt.*, 35, 2672–2686, 1996.
- Noh, Y. M., Y. J. Kim, and D. Müller, “Seasonal characteristics of lidar ratios measured with a Raman lidar at Gwangju, Korea in spring and autumn”, *Atmos. Environ.*, 42, 2208-2234, 2008.
- Olmo, F. J., A. Quirantes, A. Alcántara, H. Lyamani, and L. Alados-Arboledas, “Preliminary results of a non-spherical aerosol method for the retrieval of the atmospheric aerosol optical properties”, *J. Q. S. R. T.*, 100, 305-314, 2006.
- Papayannis, A., D. Balis, V. Amiridis, G. Chourdakis, G. Tsaknakis, C. Zerefos, A. D. A. Castanho, S. Nickovic, S. Kazadzis, and J. Grabowski, “Measurements of Saharan dust aerosols over the Eastern Mediterranean using elastic-Raman lidar, spectrophotometric and satellite observations in the frame of the EARLINET project”, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 2065-2079, 2005.

- Papayannis, A., H. Q., Zhang, V. Amiridis, H. B. Ju, G. Chourdakis, G. Georgoussis, C. Pérez, H. B. Chen, P. Goloub, R. E. Mamouri, S. Kazadzis, D. Paronis, G. Tsaknakis, and J. Baldasano, "Extraordinary dust event over Beijing, China, during April 2006: Lidar, Sun photometric, satellite observations and model validation", *Geophys. Res. Lett.*, 34, L07806, doi: 10.1029/2006GL029125, 2007.
- Pappalardo, G., A. Amodeo, M. Pandolfi, U. Wandinger, A. Ansmann, J. Bösenberg, V. Matthias, V. Amiridis, F. De Tomasi, M. Frioud, M. Iarlori, L. Komguem, A. Papayannis, F. Roca-denbosch, and X. Wang, "Aerosol lidar intercomparison in the framework of EARLINET project. 3. Raman lidar algorithm for aerosol extinction, backscatter, and lidar ratio", *Appl. Opt.*, 43, 5370-5385, 2004.
- Pérez-Ramírez, D., J. Aceituno, B. Ruiz, F. J. Olmo, and L. Alados-Arboledas, "Development and calibration of a star photometer to measure the aerosol optical depth: Smoke observations at a high mountain site", *Atmos. Environ.*, 42, 2733-2738, 2008a.
- Pérez-Ramírez, D., B. Ruiz, J. Aceituno, F. J. Olmo, and L. Alados-Arboledas, "Application of Sun/star photometry to derive the aerosol optical depth", *I. J. Rem. Sen.*, vol. 29, 5113-5132, 2008b.
- Pickles, A. J., "A stellar spectral flux library: 1150-25000 Å", *Astronomical Society of the Pacific*, 110, 863-878, 1999.
- Pisani, G., "Optical characterization of tropospheric aerosol in the urban area of Naples, Ph. D. thesis, Univ. of Naples, Naples, Italy, 2006.
- Planet, W., and Laver, J. (1979). NOAA-NESS; personal communication.
- Press, W. H., B. P. Flannery, S. A. Teukolsky, and W. T. Vetterling, *Numerical Recipes in FORTRAN: The Art of Scientific Computing*, 2nd ed. (Cambridge, U. Press, Cambridge), pp. 127-647, 1992.
- Russell, P. B., T. J. Swissler, and M. P. McCormick, "Methodology for error analysis and simulation of lidar aerosol measurements", *Appl. Opt.*, 18, 3783-3797, 1979.
- Russo, F., D. N. Whiteman, B. Demoz, and R. M. Hoff, "Validation of the Raman lidar algorithm for quantifying aerosol extinction", *Appl. Opt.*, 45, 7073-7088, 2006.
- Sasano, Y., and H. Nakane, "Significance of the extinction/backscatter ratio and the boundary value term in the solution for the two-component lidar equation," *Appl. Opt.*, vol. 23, 11-13, 1984.
- Sasano, Y., E. V. Browell, and S. Ismail, "Error caused by using a constant extinction/backscattering Ratio in Lidar solution", *Appl. Opt.*, 24, 3929-3932, 1985.
- Schmid, B., and C. Wehrli, "Comparison of sun photometer calibration by use of the Langley technique and the standard lamp", *Appl. Opt.*, 34, 4500-4512, 1995.

- Sherlock, V., A. Garnier, A. Hauchecome, and P. Keckhut, "Implementation and validation of a Raman Lidar measurement of middle and upper tropospheric water vapour", *Appl. Opt.*, 38, pp. 5838–5850, 1999.
- Shifrin, K.S., "Simple relationships for the Angström parameter of disperse systems", *Appl. Opt.*, 34, 4480-4485, 1995.
- Smirnov, A., B. N. Holben, T. F. Eck, O. Dubovik, and I. Slutsker, "Cloud-screening and quality control algorithms for the AERONET database", *Rem. Sens. Environ.*, 73 (3), 337-349, 2000.
- Soufflet, V., C. Devaux, and D. Tanré, "Modified Langley plot method for measuring the spectral aerosol optical thickness and its daily variations", *Appl. Opt.*, 31, 2154-2162, 1992.
- Steinbrecht, W., H. Jäger, A. Adriani, G. di Donfrancesco, J. Barnes, G. Beyerle, R. Neuber, C. David, S. Godin, D. Donovan, A. I. Carswell, M. Gross, T. McGee, F. Masci, A. D'Altorio, V. Rizi, G. Visconti, I. S. McDermid, G. Megie, A. Mielke, B. Stein, C. Wedekind, T. Nagai, O. Uchino, H. Nakane, M. Osborn, and D. Winkler, "NDSC (Network for the Detection of Stratospheric Change) intercomparison of stratospheric aerosol processing algorithms," in *Advances in Atmospheric Remote Sensing with Lidar*, A. Ansmann, R. Neuber, P. Rairoux, and U. Wandinger, eds. (Springer-Verlag, Berlin), pp. 501– 504, 1997.
- Tanaka, M., T. Nakajima, and M. Shiobara, "Calibration of sunphotometer by simultaneous measurements of direct-solar and circumsolar radiations", *Appl. Opt.*, 25, 1177-1176, 1986.
- Turner, D.D., and J.E.M. Goldsmith, "Twenty-four-hour Raman lidar water vapour measurements during the Atmospheric Radiation Measurement Program's 1996 and 1997 water vapour intensive observation periods", *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 16, pp. 1062–1076, 1999.
- U. S. Committee on Extension to the Standard Atmosphere, U.S. Standard Atmosphere (National Oceanic and Atmospheric Administration, Washington, D. C.), 1976.
- Wandinger, U., "Multiple-scattering influence on extinction- and backscatter-coefficient measurements with Raman and high-spectral- resolution lidars", *Appl. Opt.*, 37, 417-427, 1998.
- Whiteman, D. N., "Application of statistical methods to the determination of slope in lidar data", *Appl. Opt.*, 38, 3360-3369, 1999.
- Whiteman, D. N., K. D. Evans, B. Demoz, D. O'C. Starr, E. W. Eloranta, D. Tobin, W. Feltz, G. J. Jedlovec, S. I. Gutman, G. K. Schwemmer, M. Cadirola, S. H. Melfi, and F. J. Schmidlin, "Raman lidar measurements of water vapor and cirrus clouds during the passage of hurricane Bonnie", *J. Geophys. Res.*, vol 106, 5211-5225, 2001.
- Wilks, D. S., *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, 2nd Edition, Ed. Elsevier, ISBN: 978-0-12-751966-1, 2006.

Zwillinger, D., CRC Standard Mathematical Tables and Formulae, 31st Edition, Ed. Chapman & Hall, ISBN: 1-58488-291-3, 2003.

CAPÍTULO V. RESULTADOS I: VALIDACIÓN DE LAS MEDIDAS DEL SATÉLITE CALIPSO MEDIANTE LIDAR RAMAN EN SUPERFICIE

ÍNDICE

V.1. INTRODUCCIÓN.....	184
V.2. LA MISIÓN CALIPSO.....	185
V.3. LA ESTACIÓN DE EARLINET EN GRANADA	189
V.4. INSTRUMENTACIÓN	192
V.5. COMPARACIÓN DE PERFILES VERTICALES NIVEL 1: CASOS DE ESTUDIO	193
<i>V.5.1. ESTADO DE MEDIDAS CALIPSO EN LA ESTACIÓN DE EARLINET EN GRANADA.....</i>	<i>193</i>
<i>V.5.2. CONVERSIÓN DE LOS PERFILES DE EARLINET EN PERFILES DE CALIPSO</i>	<i>194</i>
<i>V.5.3. CASO DE ESTUDIO 1: EVENTO DE POLVO SAHARIANO (05/07/2008). 195</i>	
<i>V.5.4. CASO DE ESTUDIO 2: EPISODIO DE CONTAMINACIÓN (01/12/2007). 201</i>	
<i>V.5.5. CASO DE ESTUDIO 3: NUBES DE TIPO CIRRO (16/04/2008).....</i>	<i>208</i>
REFERENCIAS	214

V.1. INTRODUCCIÓN

En el pasado se ha hecho grandes esfuerzos para medir la distribución horizontal, vertical y temporal de las partículas de aerosol. En los últimos años se ha puesto de manifiesto que para lograr un progreso significativo en el conocimiento y la predicción de los cambios atmosféricos a escala sinóptica y climática es necesario un análisis con multitud de medidas. Estas medidas a su vez deben proceder de diferentes tipos de instrumentos tanto en superficie como en plataformas aerotransportadas y en satélites [Anderson et al., 2005; Stephens et al., 2002]. Hay que tener en cuenta que los instrumentos de teledetección pasiva a bordo de satélites o los fotómetros en superficie no pueden discriminar la estructura vertical del aerosol atmosférico, que es un elemento a tener en cuenta en la evaluación del efecto indirecto. En este sentido, las medidas Lidar (que permiten obtener información con resolución vertical) son una herramienta indispensable para estudiar la estructura vertical del aerosol y su evolución temporal. Pero desde el punto de vista de los estudios a escala global, las medidas Lidar desde superficie presentan algunas restricciones. Por un lado, las observaciones desde superficie con un único sistema Lidar no permiten detectar la variabilidad horizontal del aerosol. Existen redes Lidar como EARLINET (European Aerosol Research Lidar Network) [Bösenberg et al., 2001], MPLNET (Micro-Pulsed Lidar NETWORK) [Welton et al., 2001], ADNET (Asian Dust NETWORK) [Murayama et al., 2001], REALM (Regional East Atmospheric Lidar Mesones) [Hoff and McCann, 2002], que pretenden realizar medidas de la estructura vertical del aerosol cubriendo grandes zonas del planeta, pero el problema es que no cubren el planeta completamente. Por otro lado, el uso de Lidar en naves aerotransportadas permite mejorar el análisis de la variabilidad horizontal del aerosol pero no permite realizar estudios a largo plazo debido a los elevados costes.

El estudio a largo plazo de las propiedades del aerosol atmosférico a escala global requiere el uso de medidas desde satélite. Los productos derivados de satélite proporcionan la información más práctica para seguir, entre otros, el transporte a gran distancia de las masas de aire, y permiten identificar el contexto espacial y temporal [Kahn et al., 2004]. Concretamente, el Lidar en plataformas espaciales es una herramienta efectiva para observar la distribución global de las nubes y el aerosol [McCormick et al., 1993; McCormick, 1995], y así es útil para la validación de los

modelos climáticos y el estudio de los procesos relacionados con el cambio climático [Tao et al., 2008]. Actualmente, uno de los avances más exitosos es la misión CALIPSO que fue desarrollada para proporcionar perfiles de la distribución de nubes y partículas de aerosol para complementar las medidas actuales y mejorar el conocimiento del tiempo y del clima [Winker et al., 2003].

En este capítulo se presenta la validación de las medidas del satélite CALIPSO mediante el sistema Lidar Raman de superficie ubicado en la estación de EARLINET en el Centro Andaluz de Medio Ambiente (CEAMA). En la sección V.2 se describe brevemente la misión CALIPSO. La estación de EARLINET en Granada junto con el protocolo de medida implementado en la red europea para la medida de perfiles desde superficie en coincidencia con pasadas de CALIPSO se presenta en la sección V.3. La sección V.4 enumera la instrumentación empleada en este capítulo. Finalmente, la sección V.5 recoge el estado actual de medidas CALIPSO en la estación de EARLINET en Granada, junto con el procedimiento para realizar la comparación de perfiles medidos desde la plataforma espacial y desde superficie. Asimismo, se incluye la discusión de tres casos de estudio con condiciones atmosféricas bien diferenciadas.

V.2. LA MISIÓN CALIPSO

La misión CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar Infrared Pathfinder Satellite Observations), lanzada en Abril de 2006, es una colaboración entre varias instituciones internacionales (NASA Langley Research Center, French Centre National d'Etudes Spatiales, Hampton University, Institut Pierre Simon Laplace, y Ball Aerospace and Technologies Corporation). CALIPSO lleva a bordo el Lidar CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) que es un Lidar con dos longitudes de onda (532 y 1064 nm) que permite discriminar la polarización en el canal visible, un radiómetro de radiación infrarroja (IIR) que mide radiancias a 8.7, 10.6 y 12.0 μm , y una cámara de gran campo (WFC) (Figura 5.1).

El satélite CALIPSO es un componente importante de la denominada constelación “A-Train” de la NASA (Figura 5.2), que es un grupo de cinco satélites de teledetección. Los instrumentos a bordo del A-Train se eligieron para proporcionar un

conjunto de medidas, tanto activas como pasivas, que mejoran el conocimiento de la atmósfera de la Tierra. La constelación A-Train está formada por el satélite Aqua que encabeza la procesión [Parkinson, 2003], CloudSat [Stephens et al., 2002], CALIPSO, PARASOL [Steinmetz et al., 2005] y Aura [Schoeberl et al., 2006]. Debido a que todas estas misiones vuelan en conjunto, este grupo de satélites se conocen con el nombre de constelación o formación. Los satélites del A-Train vuelan en una órbita síncrona-solar a 705 km sobre la Tierra cruzando el ecuador alrededor de las 13:30 hora local ecuatorial (en la Figura 5.2 se incluye la hora de la pasada de cada satélite). Debido a esto se le denomina la constelación de la tarde.

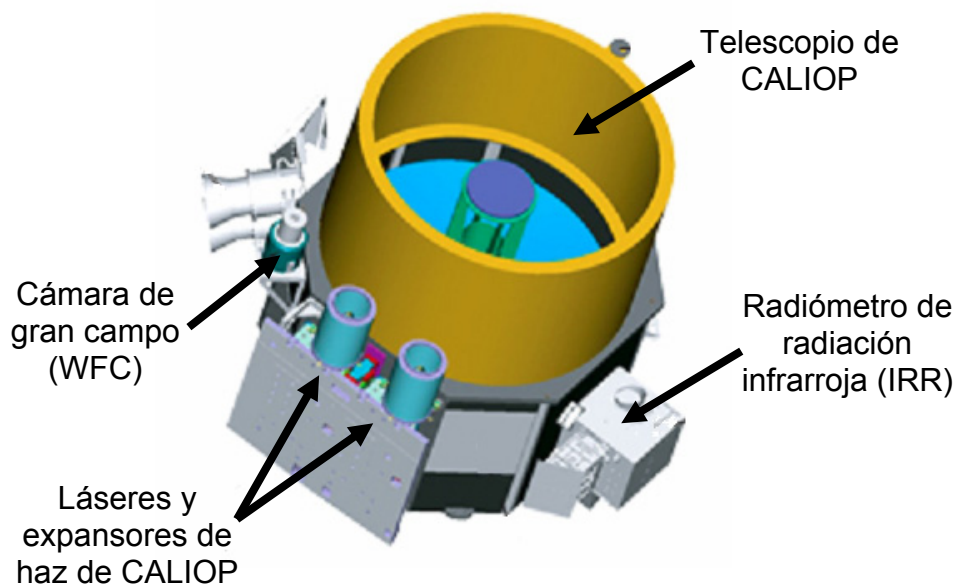


Figura 5.1. Instrumentación a bordo de CALIPSO.

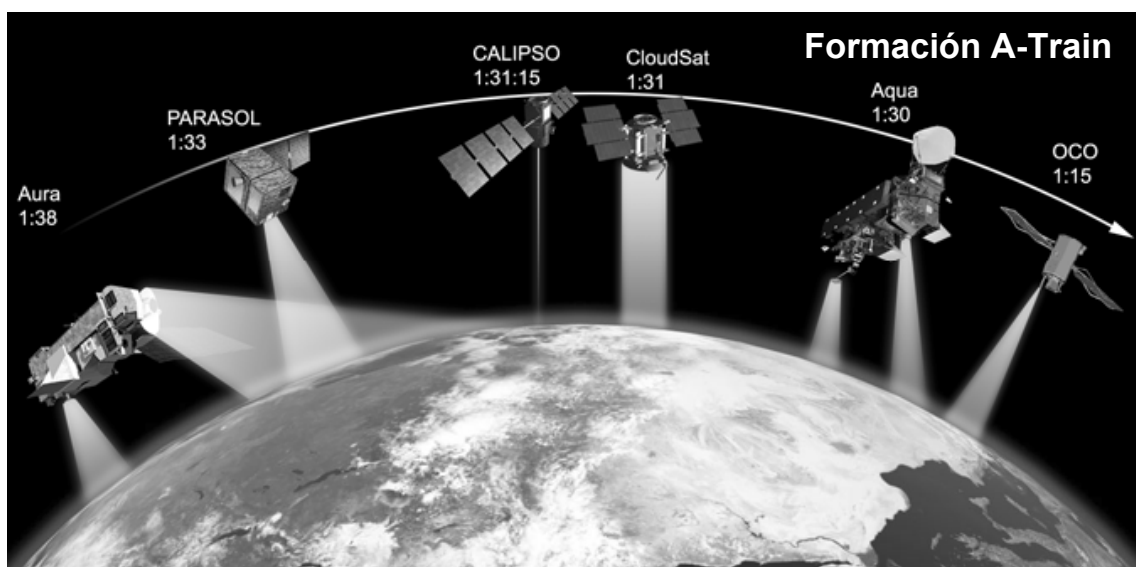


Figura 5.2. Satélites que conforman la constelación A-Train.

Cada uno de los componentes de la constelación A-Train juega un papel fundamental dentro de la misma. El satélite Aqua es la plataforma que encabeza la formación hasta el lanzamiento del satélite OCO. Lleva a bordo una serie de instrumentos como MODIS que permiten estudiar el clima haciendo énfasis en el agua del sistema Atmósfera/Tierra, incluyendo tanto la fase sólida, líquida como la gaseosa. El satélite CloudSat está retrasado del satélite Aqua entre 30 s y 2 min, y debe mantener una posición relativa extremadamente precisa respecto de Aqua y CALIPSO para poder realizar medidas sinérgicas con ambos satélites. Este satélite transporta un radar para realizar perfiles de nubes que permite realizar estudios detallados de las nubes con el fin de caracterizar mejor el papel que las nubes juegan en el clima de la Tierra. El satélite CALIPSO está retrasado de CloudSat no más de 15 s y como se ha comentado antes también debe mantener su posición relativa respecto a Aqua para permitir la realización de medidas sinérgicas con Aqua. Las observaciones con Lidar desde satélite, junto con medidas pasivas proporcionadas por la restante instrumentación a bordo de este satélite, permiten mejorar el conocimiento del papel que el aerosol y las nubes juegan en regular el clima de la Tierra, y la interacción entre ambos componente climáticos. El satélite PARASOL está retrasado 1 min respecto a CALIPSO. Realiza medidas de luz polarizada, discriminando entre las partículas de aerosol natural y de origen antropogénico, y permite una mejor caracterización de las nubes y el aerosol en la atmósfera de la Tierra. El satélite Aura está retrasado 15 min pero atraviesa el ecuador 8 min tras Aqua debido a que la trayectoria de la órbita es diferente, permitiendo realizar medidas sinérgicas con Aqua. La instrumentación que contiene permite analizar la química atmosférica, centrándose en la distribución horizontal y vertical de los contaminantes claves y de los gases invernadero, así como su evolución en el tiempo. Finalmente, el satélite OCO precederá al satélite Aqua 15 min cuando se lance. Este satélite realizará medidas de la concentración de CO₂ integrada en columna.

La razón de emplear varios satélites reside en el hecho de que esta formación, que ha sido cuidadosamente planificada, permite realizar medidas sinérgicas. De esta forma, mediante la combinación de diferentes tipos de medidas, se obtiene más información sobre las condiciones del sistema climático que la que se podría obtener de la simple suma de las observaciones tomadas independientemente. Así, las observaciones combinadas de la constelación A-Train mejorarán nuestra capacidad para

realizar previsiones sobre la variabilidad estacional e interanual de la atmósfera terrestre y a cerca del cambio climático a largo plazo.

Como se presentó anteriormente, el Lidar CALIOP a bordo del satélite CALIPSO está diseñado para adquirir perfiles verticales de la señal retrodispersada a 532 nm en dos componentes de polarización perpendiculares y de la señal retrodispersada a 1064 nm. Los algoritmos de nivel 1 llevan a cabo la geolocalización de la trayectoria del satélite sobre superficie, corrigen de distancia y determinan las constantes de calibración instrumentales para producir perfiles de retrodispersión atenuada. El coeficiente de retrodispersión atenuado se define como el coeficiente de retrodispersión total (moléculas + partículas) multiplicado por la transmitancia de la atmósfera tanto durante la propagación del pulso láser desde el satélite hasta la superficie de la Tierra como desde la superficie hasta el satélite. Así, los productos de nivel 1 son perfiles de retrodispersión atenuada a 532 y 1064 nm, y para la componente perpendicular a 532 nm. La resolución espacial de estos perfiles se indicó en la Tabla 3.7. Estos datos se convierten posteriormente en la entrada de los algoritmos de nivel 2. Además, también se generan los correspondientes ficheros de calibración.

La constante de calibración en el canal 532 nm con polarización paralela se determina empleando la señal retrodispersada en una región libre de aerosol para calcular el coeficiente de retrodispersión y se normaliza al coeficiente de retrodispersión molecular calculado a partir de un modelo de atmósfera. El canal de 532 nm con polarización perpendicular se calibra de forma relativa a partir del canal 532 nm con polarización paralela insertando una pseudopolarizador dentro del camino del haz de 532 nm en el receptor. La constante de calibración en 1064 nm se obtiene de forma relativa a la constante de calibración en 532 nm usando la hipótesis de que la retrodispersión debida a las nubes de tipo cirro es la misma en las dos longitudes de onda. Una descripción más detallada sobre los algoritmos de calibración de nivel 1 se puede encontrar en Hostetler et al. (2006).

Los actuales productos nivel 2 de CALIPSO contienen información de nubes y capas de aerosol junto con propiedades por capas. La información temporal y localización geofísica está disponible para cada perfil. Una descripción detallada sobre los algoritmos para la obtención de los productos de nivel 2 se puede ver en Vaughan et al. (2005).

V.3. LA ESTACIÓN DE EARLINET EN GRANADA

La red EARLINET (European Aerosol Research Lidar Network) [Bösenberg et al., 2001] es la primera red de sistemas Lidar a nivel europeo. Como se presentó en el Capítulo III y IV, EARLINET es un proyecto europeo iniciado en Mayo de 2000 cuyo principal objetivo es establecer a escala continental una base de datos de la distribución horizontal, vertical y temporal del aerosol sobre Europa, mediante una red constituida por 25 estaciones Lidar operando en 13 países europeos diferentes. La estación Lidar ubicada en el Centro Andaluz de Medio Ambiente (CEAMA) (Granada, España, 37.16° N, 3.61° O y 680 m s.n.m.)¹ se incorporó a esta red en Abril de 2005. En Marzo de 2006 comenzó el proyecto EARLINET-ASOS (European Aerosol Research Lidar Network - Advanced Sustainable Observation System) del VI programa Marco de la Unión Europea. El principal objetivo de este proyecto es desarrollar herramientas para la automatización y homogeneización de los sistemas Lidar que componen la red, así como el desarrollo de una herramienta centralizada y homogeneizada para el análisis de los datos. La estación de Granada se convirtió en miembro asociado en 2008.

Todas las estaciones operan simultáneamente siguiendo un protocolo preestablecido que implica realizar medidas los Lunes a mediodía, y los Lunes y Jueves tras la puesta de Sol, con el fin de obtener un conjunto de datos para realizar estudios climatológicos. Además de estas medidas regulares se llevan a cabo medidas coordinadas durante situaciones especiales como eventos de polvo sahariano, episodios de contaminación, incendios forestales, erupciones volcánicas, etc.

Además del esquema de medidas mencionado previamente, todos los grupos de EARLINET llevan a cabo medidas adicionales durante las pasadas de CALIPSO desde que la actividad de CALIOP comenzó en Junio de 2006. El objetivo de estas medidas es la validación de las actividades de CALIPSO. Para ello se ha implementado dentro de EARLINET un protocolo de medidas adicional con tres categorías de casos. La estrategia de medidas es la siguiente:

¹ El término s.n.m. se refiere a altura sobre el nivel de mar.

- Caso 1 (obligatorio): cada estación de EARLINET lleva a cabo medidas tan cerca como sea posible en espacio y tiempo a la pasada de CALIPSO (se prefieren datos dentro de 2 h y 40 km, aunque se aceptan dentro de 4 h y 80 km).
- Caso 2 (sugerido): son medidas adicionales en una cierta estación cuando la estación Lidar más cercana es realmente sobrevolada por CALIPSO. Este tipo de medidas proporciona la oportunidad de realizar estudios sobre la variabilidad temporal y espacial del aerosol sobre Europa.
- Caso 3 (sugerido): en el caso de que una estación Lidar Raman con múltiples longitudes de onda sea sobrevolada por CALIPSO, la estación Lidar Raman multicanal más cercana lleva a cabo una medida. Este tipo de medidas permite estudiar la variabilidad de las propiedades microfísicas del aerosol.

Actualmente, EARLINET desarrolla un nuevo proyecto financiado por la Agencia Espacial Europea (ESA) denominado Aerosols and Clouds: Long-Term Database from Spaceborne Lidar Measurements – EARLINET’s Spaceborne-lidar-related activity during the CALIPSO mission, que comenzó oficialmente el 1 de Abril de 2008. Este nuevo proyecto solamente concierne a las estaciones Lidar marcadas en la Figura 5.3, que se han agrupado en cuatro clusters (Mediterráneo Occidental, Mediterráneo Central, Mediterráneo Oriental y Europa Central) cada uno de ellos incluyendo al menos una estación Lidar de alto rendimiento, es decir, al menos una estación Lidar Raman multicanal. El nuevo protocolo de medidas, actualmente en vigor, se ha modificado respecto al proyecto anterior. En este sentido, se ha diseñado una estrategia de medida basada en tres categorías sobre ciclos de 16 días (aproximadamente cada estación realiza 3 medidas de madrugada y 2 a mediodía en cada ciclo) que son todas obligatorias:

- Caso A: todas las medidas caso 1.
- Caso B: son medidas caso 2 en las que más estaciones del mismo cluster realizan medidas simultáneas.

- Caso C: casos especiales cuyo interés es valorado por el coordinador del cluster (eventos de polvo sahariano, incendios forestales, erupciones volcánicas, etc)

En la Figura 5.4 se muestran cuatro ejemplos de las medidas de CALIPSO programadas para la estación de Granada. Los días del ciclo número 7, 9 y 16 corresponden a casos A, mientras que el día del ciclo número 11 corresponde a casos B.

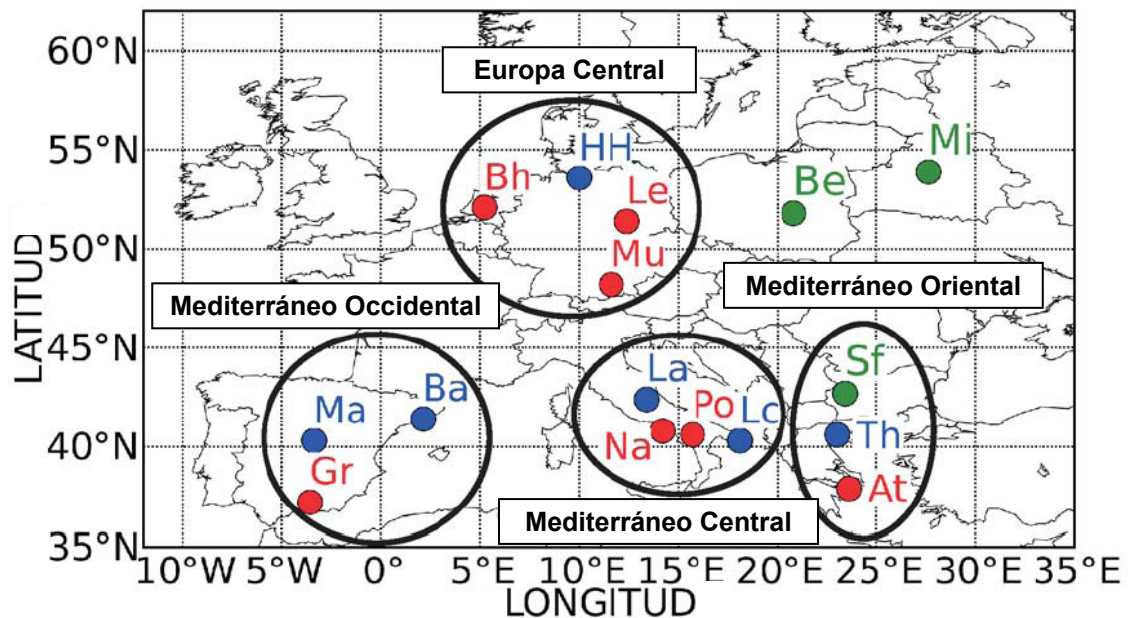


Figura 5.3. Distribución de estaciones Lidar por clusters según el protocolo de medidas para CALIPSO en vigor (proyecto de la Agencia Espacial Europea Aerosols and Clouds: Long-Term Database from Spaceborne Lidar Measurements – EARLINET’s Spaceborne-lidar-related activity during the CALIPSO misión). Código de color: estaciones Lidar Raman multicanal (rojo), estaciones Lidar Raman monocanal (azul), estaciones Lidar elásticas (verde).

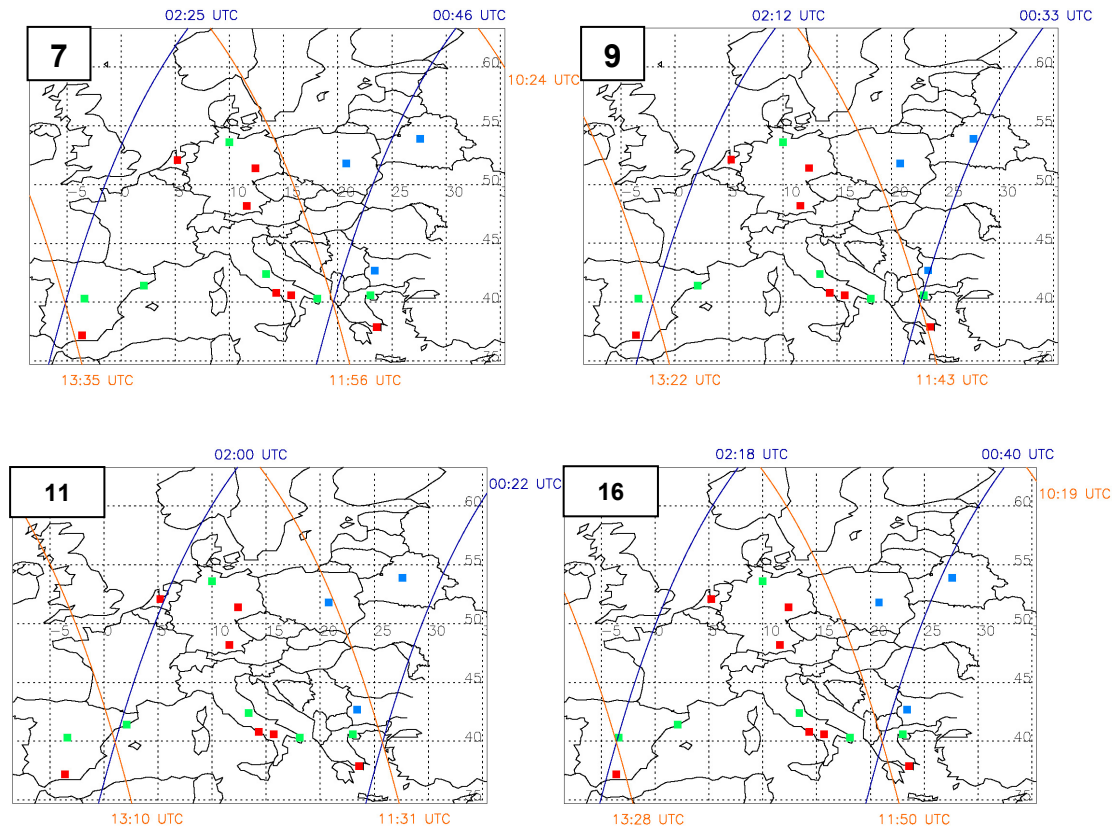


Figura 5.4. Pasadas de CALIPSO sobre la estación de Granada para los días del ciclo 7, 9, 11 y 16. El día 11 corresponde a casos B mientras que los restantes corresponden a casos A.

V.4. INSTRUMENTACIÓN

En este capítulo se emplea como instrumentación fundamental el Lidar CALIOP a bordo del satélite CALIPSO y el Lidar Raman modelo LR331D400, con el que se realizará la comparación de los perfiles verticales de nivel 1. Adicionalmente se consideran datos del fotómetro solar Cimel CE 318-4 y del fotómetro estelar Excalibur. Toda la instrumentación se describe en detalle en el capítulo III de esta tesis.

V.5. COMPARACIÓN DE PERFILES VERTICALES NIVEL 1: CASOS DE ESTUDIO

V.5.1. ESTADO DE MEDIDAS CALIPSO EN LA ESTACIÓN DE EARLINET EN GRANADA

La estación de EARLINET en Granada ha realizado medidas en coincidencia temporal con CALIPSO desde que el satélite empezó a obtener datos en Junio de 2006 hasta la actualidad. La Tabla 5.1 recoge el estado de medidas programadas por la red EARLINET para la estación Lidar en Granada. Se presenta el número de medidas programadas así como el número de medidas realizadas y no realizadas, discriminando según el tipo de caso. Para tener en cuenta el protocolo inicial seguido y el protocolo establecido según el proyecto de la Agencia Espacial Europea (Aerosols and Clouds: Long-Term Database from Spaceborne Lidar Measurements – EARLINET’s Spaceborne-lidar-related activity during the CALIPSO mission) se ha discriminado entre casos 1 más casos A y casos 2 más casos B.

Números de casos		
Programados	Medidos	No medidos
278	180	98
Número de casos 1 y casos A		
Programados	Medidos	No medidos
182	116	66
Número de casos 2 y casos B		
Programados	Medidos	No medidos
96	64	32

Tabla 5.1. Estado de medidas CALIPSO en la estación de EARLINET en Granada en el periodo del 1 Junio de 2006 la 15 de Agosto de 2008.

La Figura 5.5 muestra el porcentaje de medidas no realizadas según las razones para no llevarlas a cabo. Se han definido seis categorías que son nubes bajas, lluvia, nieve, problemas técnicos, actualización del sistema y otros. Se ha discriminado entre casos 1 más casos A y casos 2 más casos B. Como se aprecia en los diagramas la causa más frecuente por la que no se han realizado medidas programadas ha sido la lluvia con un porcentaje ligeramente superior al 40% en el total de casos y en los casos 1 y casos A, y ligeramente por debajo del 35% en los casos 2 y casos B. La siguiente causa por la

que no se han realizado las medidas programadas ha sido la actualización del sistema con un porcentaje cercano al 30%. La actualización del sistema se realizó desde finales de Mayo a finales de Julio de 2007.

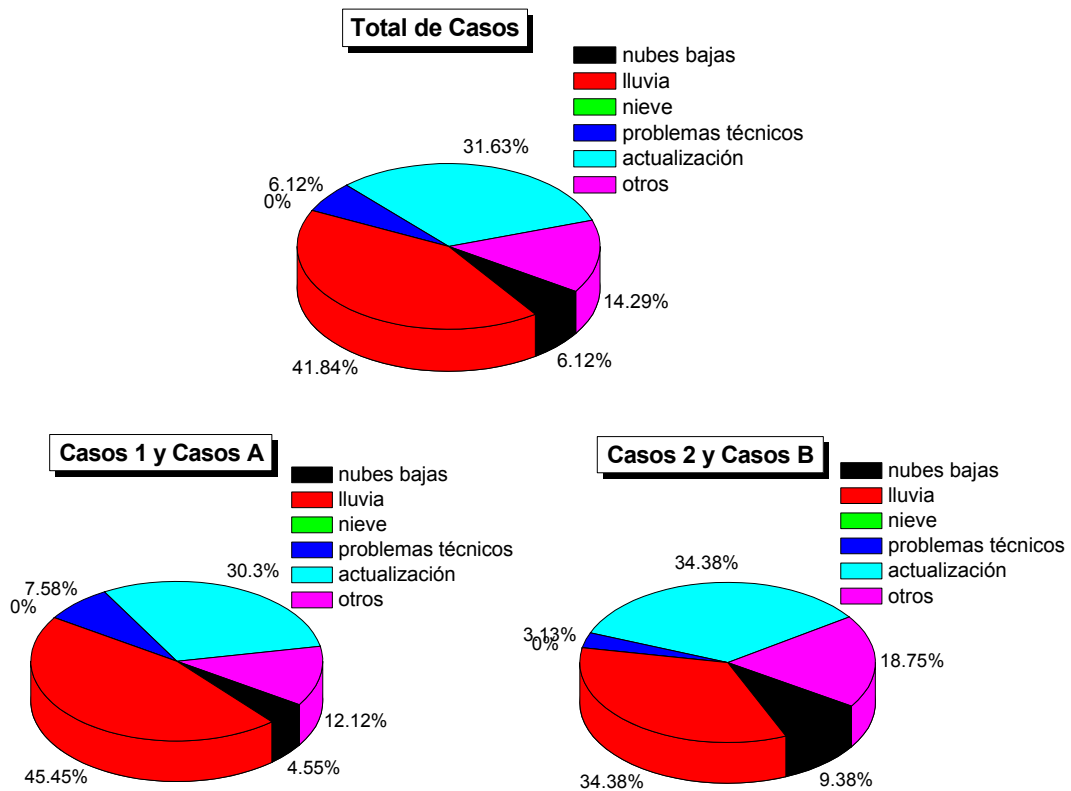


Figura 5.5. Porcentaje de medidas no realizadas según las diferentes razones. Se ha discriminado entre casos 1 más casos A y casos 2 más casos B.

V.5.2. CONVERSIÓN DE LOS PERFILES DE EARLINET EN PERFILES DE CALIPSO

Actualmente el Lidar CALIOP del satélite CALIPSO proporciona productos que corresponden a datos de nivel 1. Los productos de nivel 1 son perfiles verticales coeficiente de retrodispersión atenuada total y retrodispersión atenuada en componente perpendicular ambos en 532 nm, y coeficiente de retrodispersión atenuada en 1064 nm. Estos perfiles atenuados no se pueden comparar directamente con los perfiles de coeficiente de retrodispersión de aerosol que son uno de los productos que se obtiene en las estaciones Lidar de EARLINET. Es posible convertir los perfiles de coeficiente de retrodispersión de EARLINET en perfiles atenuados como los de CALIPSO empleando el método propuesto por Mona et al (2007). Este método es el siguiente:

- El perfil de coeficiente de retrodispersión total (aerosol + moléculas) se calcula a partir de las contribuciones del coeficiente de retrodispersión de aerosol obtenido en EARLINET y el coeficiente de retrodispersión molecular a partir de la teoría Rayleigh:

$$\beta_{total}(z) = \beta_{aer}(z) + \beta_{mol}(z) \quad (5.1)$$

- El término de transmisión atmosférica de la ecuación Lidar se obtiene a partir del coeficiente de extinción de aerosol obtenido en EARLINET y el coeficiente de extinción molecular a partir de la teoría Rayleigh:

$$T^2(z) = \exp\left\{-2\int_z^{z_s} \alpha(\xi) d\xi\right\} \quad (5.2)$$

donde z_s es la altura del satélite.

- Finalmente, el coeficiente de retrodispersión atenuado se obtiene multiplicando el coeficiente de retrodispersión total (aerosol + moléculas) por la transmisión atmosférica en el camino de ida y vuelta [Hostetler et al., 2006]:

$$\beta_{atenuado}(z) = \beta_{total}(z) \cdot T^2(z) \quad (5.3)$$

donde la absorción de ozono se ha considerado despreciable.

V.5.3. CASO DE ESTUDIO 1: EVENTO DE POLVO SAHARIANO (05/07/2008)

Los datos del sistema Lidar Raman de la estación de Granada se han usado para validar los datos de nivel 1 del satélite CALIPSO. Para llevar a cabo la comparación debe tenerse en cuenta que el Lidar de superficie y CALIOP no exploran el mismo volumen atmosférico debido a la separación entre nuestra estación y la proyección de la trayectoria de CALIPSO sobre la superficie. La distancia mínima media entre ambos es 69.5 ± 6.1 km en los casos 1 y casos A y 373.0 ± 68.1 en los casos 2 y casos B, lo que significa que durante la comparación los instrumentos monitorizan escenas ligeramente diferentes o alternativamente se deben considerar hipótesis de homogeneidad espacial [McGill et al., 2007].

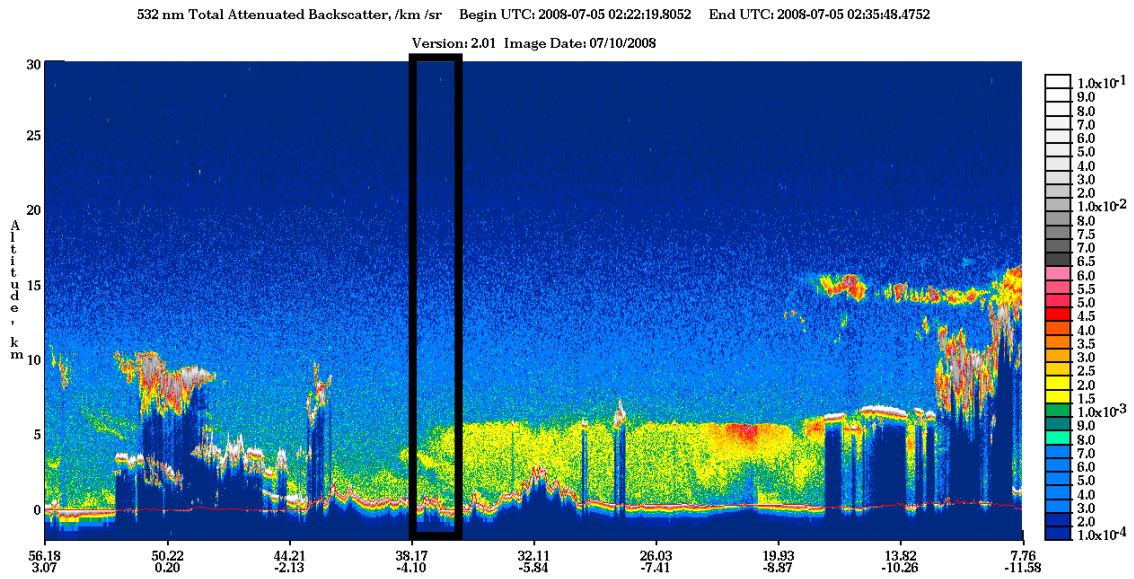


Figura 5.6. Mapa de color de coeficiente de retrodispersión atenuada en 532 nm obtenido con CALIOP (satélite CALIPSO) el 5 de Julio de 2008 para la pasada sobre la estación EARLINET Granada. El recuadro negro indica las inmediaciones de la estación de Granada.

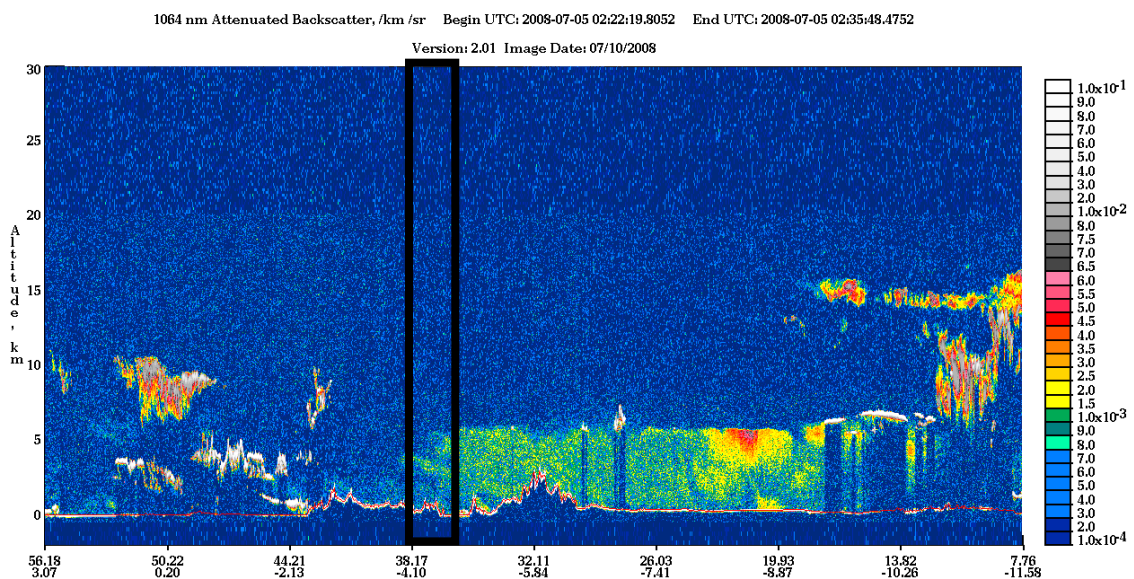


Figura 5.7. Mapa de color de coeficiente de retrodispersión atenuada en 1064 nm obtenido con CALIOP (satélite CALIPSO) el 5 de Julio de 2008 para la pasada sobre la estación EARLINET Granada. El recuadro negro indica las inmediaciones de la estación de Granada.

La Figura 5.6 muestra el corte transversal de la atmósfera en términos de coeficiente de retrodispersión atenuada en 532 nm durante la pasada de CALIPSO el 5 de Julio de 2008. Este tipo de representación nos permite obtener información de la estructura vertical de la atmósfera para las diferentes coordenadas geográficas

sobrevoladas por el satélite. El recuadro negro indica la porción de trayectoria cercana a la estación de Granada (37.16° N, 3.61° O y 680 m s.n.m.). Asimismo, la Figura 5.7 muestra la misma propiedad evaluada en 1064 nm. Como se aprecia en ambas Figuras, en la porción de trayectoria cercana a Granada se alcanzan niveles de coeficiente de retrodispersión atenuada de $2.5 \cdot 10^{-3}$ y $1.0 \cdot 10^{-3} \text{ km}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$ en 532 y 1064 nm, respectivamente. Estos valores se registran a diferentes alturas (hasta un máximo de 5.5 km s.n.m.) en función de las coordenadas geográficas, indicando que la estructura vertical atmosférica del volumen muestreado por CALIPSO carece de homogeneidad horizontal en las inmediaciones de la estación de Granada.

La Figura 5.8 muestra la serie temporal de la señal corregida de rango medida con el sistema Lidar Raman desde superficie en la estación de Granada en coincidencia temporal con la pasada de CALIPSO para el 5 de Julio de 2008. Este tipo de representación permite evaluar la estabilidad atmosférica sobre la estación de medida en el transcurso del tiempo. Visualmente la Figura 5.8 muestra gran estabilidad atmosférica, que cuantitativamente se traduce en una variación de los niveles de señal corregida de rango del 10% durante el periodo de muestreo en la mayor parte del perfil. Solamente los niveles de 2.0, 2.4 y 5.6 km (s.n.m.) superan este valor alcanzando un 19%, 12% y 11%, respectivamente. Esto nos permite afirmar que la columna atmosférica sobre la vertical de la estación de Granada presenta gran estabilidad desde el punto de vista temporal.

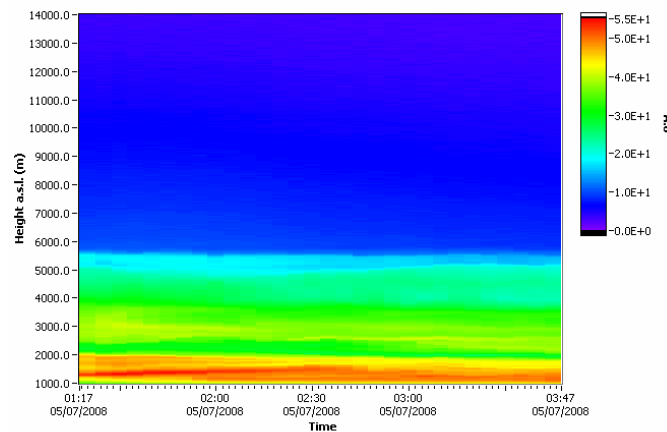


Figura 5.8. Evolución temporal de la señal corregida de rango a 532 nm para el 5 de Julio de 2008 obtenida con el sistema Lidar Raman desde superficie en la estación de Granada.

La Figura 5.9 muestra los perfiles de coeficiente de retrodispersión atenuada en 532 y 1064 nm obtenidos con el sistema Lidar Raman desde superficie en Granada y con CALIPSO, durante la pasada del satélite el 5 de Julio de 2008. Los perfiles de CALIPSO se han promediado para tener una resolución espacial de 5 km (que equivale a un promedio de 15 disparos) en torno al perfil del punto con mayor proximidad a la estación de Granada (distancia 69.6 km). Los perfiles de Granada se han promediado entre las 02:17-02:47 GMT (en torno al instante de pasada de CALIPSO) como indica el protocolo establecido por la red EARLINET y se han obtenido sobre la base del método Raman [Ansmann et al., 1992] en 532 nm y el método de Klett-Fernald-Sasano [Fernald et al., 1972; Fernald, 1984; Klett, 1981 and 1985; Sasano and Nakane, 1984; Sasano et al., 1985] en 1064 nm (empleando una razón Lidar de 60 sr), presentados en el capítulo IV. Las barras de error se han calculado mediante método Monte Carlo para los perfiles de 532 nm y aplicando una variación del 20% a la razón Lidar para los perfiles de 1064 nm. Las similitudes entre las dos curvas en gran parte del rango de medida son remarcables, especialmente en 532 nm. Ambos instrumentos reproducen el decaimiento Rayleigh en la troposfera libre a partir de los 5.5 km (s.n.m.). En 532 nm los datos de ambas plataformas reproducen la estratificación atmosférica en el rango de alturas entre 2.0 y 5.5 km (s.n.m.), si bien la capa situada a 3.0 km (s.n.m.) y la disminución de los valores de retrodispersión atenuada detectada a 2.5 km (s.n.m.) por el satélite, son subestimados en altura alrededor de 0.5 km por el sistema Lidar Raman desde superficie. Por debajo de 2.0 km (s.n.m.) las diferencias se vuelven considerables.

En 1064 nm el desacuerdo es mayor y los perfiles de CALIPSO se vuelven más ruidosos. En general, la inversión en 532 nm es más precisa que en 1064 nm, debido a que tanto la intensidad de la retrodispersión como la razón señal ruido son mayores en 532 nm que en 1064 nm [Liu et al., 2008].

Las diferencias observadas se pueden explicar en base a dos consideraciones. Por un lado, la masa de aire presente sobre Granada durante la pasada de CALIPSO tiene origen sahariano en niveles altos (2500, 3500, 4500 y 5000 m s.n.s.²) como muestra el análisis de retrotrayectorias (Figura 5.10). El transporte sahariano en la cuenca del mar Mediterráneo presenta una gran complejidad debido al patrón de vientos dominante en la zona. Esto hace que la distribución vertical del aerosol sahariano

² El término s.n.s. se refiere a altura sobre nivel de superficie.

presente gran complejidad e inhomogeneidad tanto vertical como horizontal. Esta inhomogeneidad se observa claramente en las inmediaciones de la estación de Granada (Figuras 5.6 y 5.7), por lo que es esperable cierto desacuerdo en la comparación de los perfiles de retrodispersión atenuada.

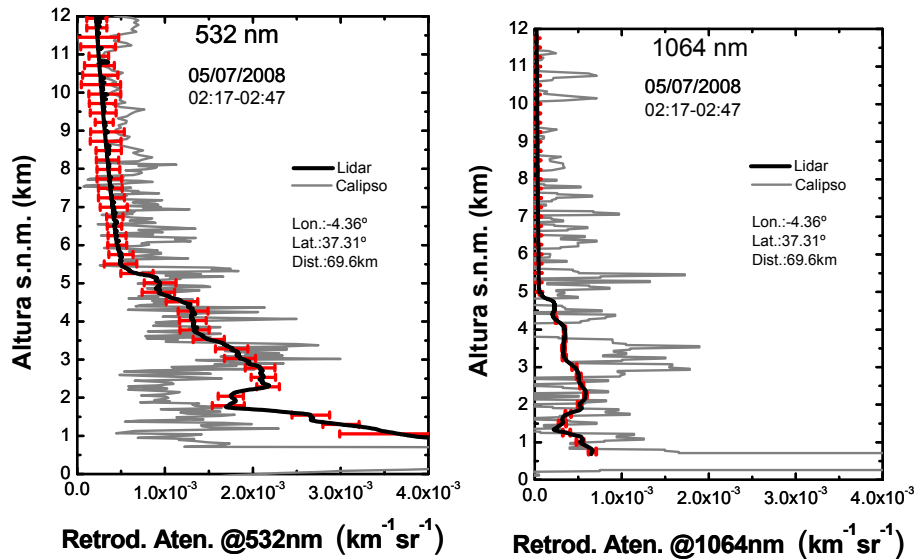


Figura 5.9. Perfiles de retrodispersión atenuada obtenidos con CALIPSO (gris) y el sistema Lidar Raman de la estación de Granada (negro) para la pasada del 5 de Julio de 2008. Se incluyen barras de error (rojo).

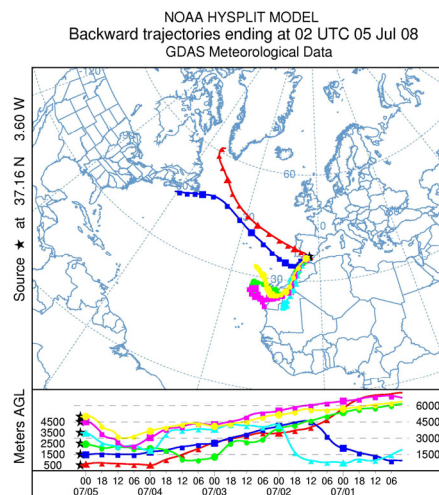


Figura 5.10. Retrotrayectorias de 5 días terminando en Granada a las 2 GMT del 5 de Julio de 2008 a diferentes niveles (500, 1500, 2500, 3500, 4500, 5000 m s.n.s.).

Por otro lado, la Figura 5.11 muestra la geometría de la pasada de CALIPSO respecto de la estación de medida en Granada. La distancia entre la estación de Granada y el punto de la trayectoria más próximo a dicha estación es 69.6 km. La región se caracteriza por presentar una compleja topografía, pudiendo pasar rápidamente de

alturas bajas en el valle del Guadalquivir hasta los picos de Sierra Nevada con elevaciones de hasta 3481 m. La topografía regional dificulta la comparación de los perfiles de retrodispersión atenuada en alturas bajas.

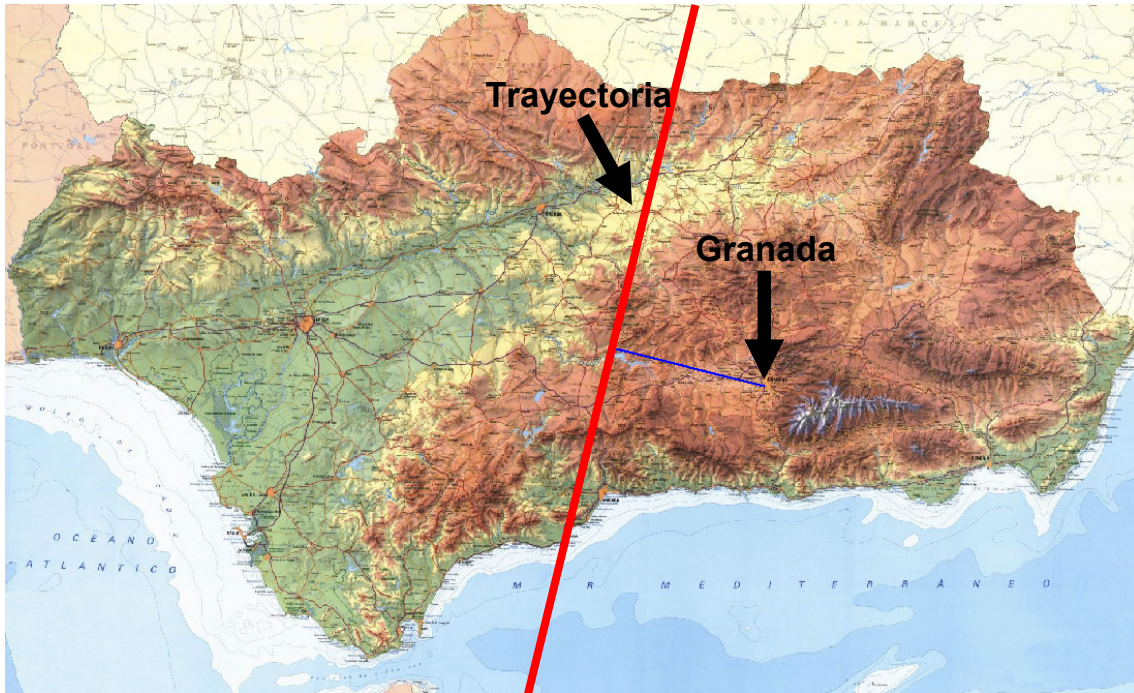


Figura 5.11. Mapa geográfico de Andalucía. Se indica la localización de la estación de medida en Granada, la trayectoria del satélite sobre superficie (línea roja) y la línea recta entre la estación y el punto de la trayectoria más próximo al sistema Lidar Raman en superficie (línea azul). La distancia entre ambas localizaciones es 69.6 km.

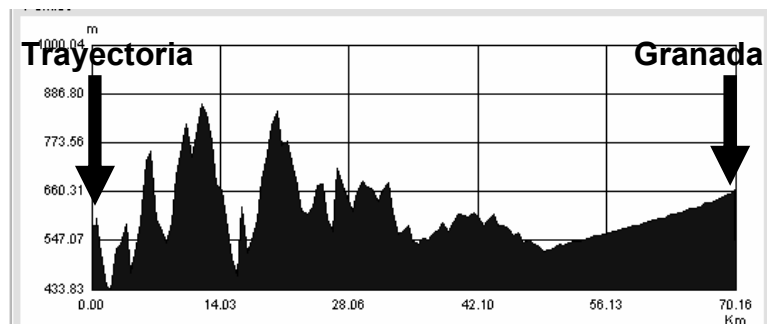


Figura 5.12. Perfil de elevaciones del terreno entre la estación de medida y el punto más próximo de la trayectoria de CALIPSO a dicha estación para la pasada del satélite del 5 de Julio de 2008.

La Figura 5.12 muestra un corte transversal del terreno entre el punto más próximo de la trayectoria de CALIPSO al sistema Lidar Raman de superficie y la estación de medida. Este perfil de elevaciones del terreno se ha calculado a partir del Modelo Digital del Terreno de Andalucía obtenido a partir del vuelo fotogramétrico en blanco y negro a escala 1:20000 de los años 2001-2002, que es la base altimétrica oficial de la Junta de Andalucía [Modelo Digital del Terreno de Andalucía, 2005]. Como se aprecia en la Figura 5.12, el terreno situado entre la estación de medida y el punto de la trayectoria de CALIPSO más cercano a la misma es muy abrupto, con un sistema montañoso de alturas máximas superiores a 850 m. La capa límite planetaria se define como la parte de la troposfera que está directamente influida por la presencia de la superficie terrestre, y responde a la influencia de la superficie con una escala temporal de una hora o menos [Stull, 1988]. Esta definición implica que la capa límite planetaria pueda ser distinta en función, entre otros factores, de las características del terreno circundante. Así, las características de la capa límite planetaria a ambos lados de la cordillera montañosa pueden ser diferentes y pueden explicar el desacuerdo observado en la comparación de la parte baja de los perfiles de retrodispersión atenuada.

V.5.4. CASO DE ESTUDIO 2: EPISODIO DE CONTAMINACIÓN (01/12/2007)

El segundo caso de estudio es la pasada de CALIPSO coincidente con un episodio de contaminación regional ocurrido el 1 de Diciembre de 2007. En la Figura 5.13 se presentan los resultados del modelo NAAPS (Navy Aerosol Analysis and Prediction System), disponible en <http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol/>, (descripción del modelo en Apéndice B) para el 1 de Diciembre de 2007. Como se aprecia en los mapas de densidad en superficie, de los tres componentes que predice el modelo (sulfatos, polvo y humo), únicamente se aprecia presencia significativa de sulfatos en la mitad Sur de la Península Ibérica. Asimismo, la profundidad óptica a 550 nm no supera el valor de 0.10 en ningún punto de la Península Ibérica. La Figura 5.14 presenta los valores de profundidad óptica de aerosol a 380 y 870 nm obtenidos con el fotómetro solar Cimel CE 318-4 y a 380 y 880 nm obtenidos con el fotómetro estelar Excalibur, y el exponente de Angström en el rango 440-870 nm para el periodo del 30 de Noviembre al 3 de Diciembre de 2007. Se aprecia que la profundidad óptica a 870 nm durante el día (y a 880 nm durante la noche) quedan por debajo de 0.12 para todo el periodo salvo al final

de la noche del día 1 donde superan este valor ligeramente. La profundidad óptica a 380 nm presenta una variabilidad mayor alcanzando valores máximos de 0.42. En la Figura 5.14 se indica el periodo de coincidencia con la pasada de CALIPSO sobre la estación de medida. El valor medio y la desviación estándar (evaluados para los periodos diurnos del día 30 de Noviembre y 1 de Diciembre) de la profundidad óptica de aerosol es 0.25 ± 0.05 y 0.07 ± 0.01 a 380 y 870 nm, respectivamente, y 1.43 ± 0.12 para el exponente de Angström en el rango 380-870 nm. Durante la sesión de medida Lidar en coincidencia con la pasada de CALIPSO el valor medio y la desviación estándar de la profundidad óptica de aerosol es 0.31 ± 0.03 y 0.09 ± 0.01 a 380 y 880 nm, respectivamente, y 1.53 ± 0.10 para el exponente de Angström en el rango 380-880 nm.

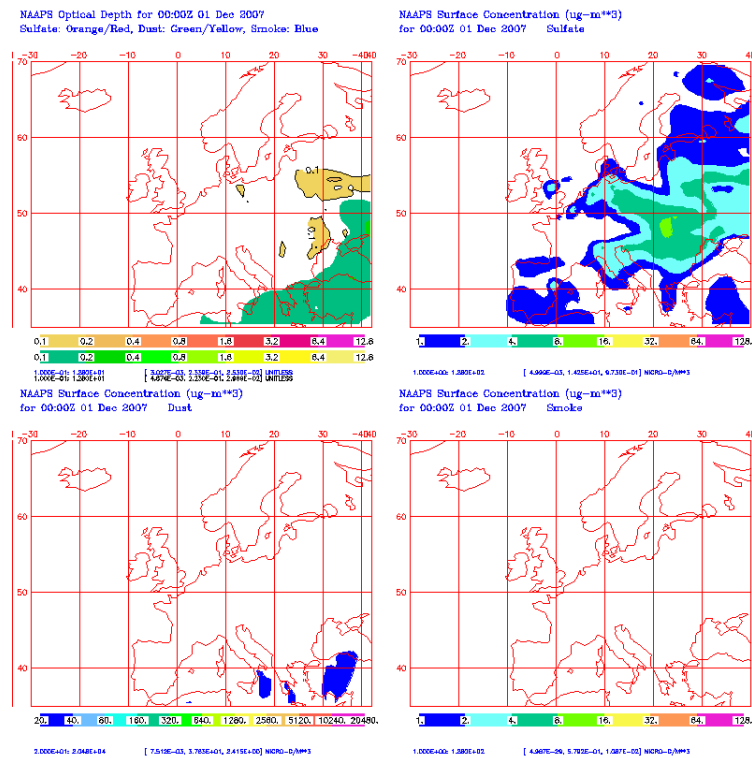


Figura 5.13. Profundidad óptica de aerosol a 550 nm y densidad en superficie ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) predichos por el NAAPS (Navy Aerosol Analysis and Prediction System) para el 1 de Diciembre de 2008. Escala de color para la profundidad óptica de aerosol: naranja/rojo (sulfatos), verde/amarillo (polvo), y azul (humo). Se observa una pluma cargada de sulfatos afectando al Sur de la Península Ibérica.

El análisis de retro trayectorias (Figura 5.15) indica la presencia de masas de aire que han recorrido toda la Península Ibérica a niveles bajos (500 y 1500 m s.n.s.). La masa de aire que llega a nuestra estación en estos niveles permanecen en contacto

directo con la superficie durante gran parte del recorrido sobre la Península, siendo esperable el transporte de partículas antropogénicas generadas en el territorio peninsular hasta la estación de estudio. Los niveles superiores (2500-5000 m s.n.s.) indican un recorrido de mayor distancia, cuyo origen es el océano Atlántico Norte y la costa Oeste de América del Norte. Dada la época del año, es esperable que en estos niveles de troposfera libre no se produzca transporte de partículas de aerosol.

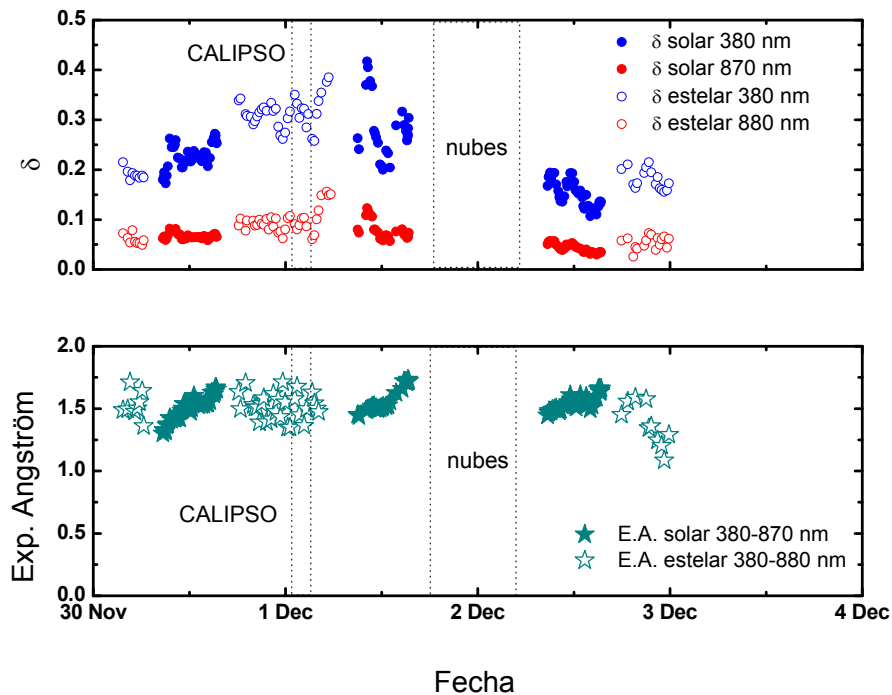


Figura 5.14. Profundidad óptica de aerosol y exponente de Angström obtenidos mediante el fotómetro CIMEL CE 318-4 y el fotómetro estelar Excalibur.

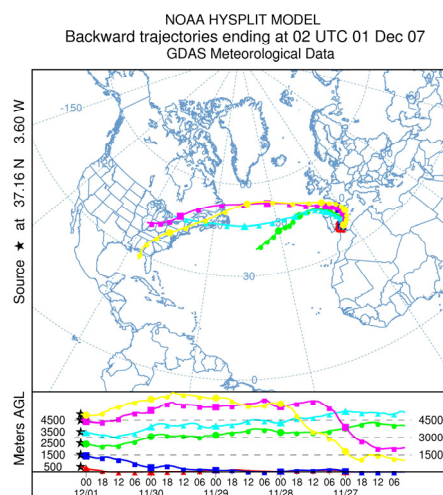


Figura 5.15. Retro trayectorias de 5 días terminando en Granada a las 2 GMT del 1 de Diciembre de 2007 a diferentes niveles (500, 1500, 2500, 3500, 4500, 5000 m s.n.s.).

La Figura 5.16 muestra la serie temporal de las medidas realizadas con el sistema Lidar Raman desde superficie en la estación de Granada en coincidencia temporal con la pasada de CALIPSO para el 1 de Diciembre de 2007. Visualmente la Figura 5.16 muestra gran estabilidad atmosférica, que cuantitativamente se traduce en una variación de los niveles de señal corregida de rango al 5% durante el periodo de muestreo en la mayor parte del perfil. Solamente entre 1.6 y 2.1 km (s.n.m.) superan este valor alcanzando puntualmente un 25%. Esto nos permite afirmar que la columna atmosférica sobre la vertical de la estación de Granada presenta gran estabilidad desde el punto de vista temporal.

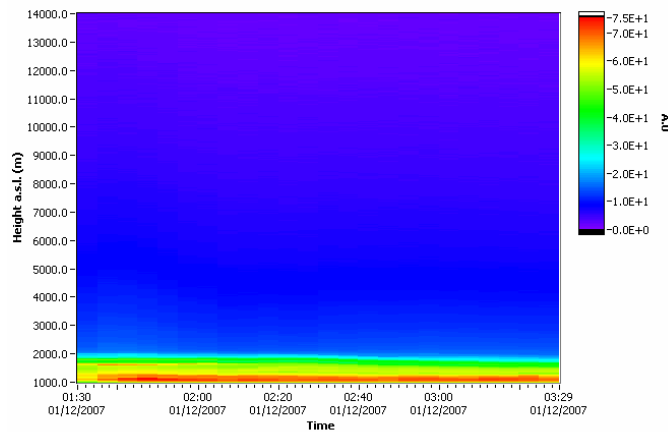


Figura 5.16. Evolución temporal de la señal corregida de rango a 532 nm para el 1 de Diciembre de 2007 obtenida con el sistema Lidar Raman desde superficie en la estación de Granada.

La Figura 5.17 muestra el corte transversal de la atmósfera en términos de coeficiente de retrodispersión atenuada en 532 nm durante la pasada de CALIPSO el 1 de Diciembre de 2007. Este tipo de representación nos permite obtener información de la estructura vertical de la atmósfera para las diferentes coordenadas geográficas sobrevoladas por el satélite. El recuadro negro indica la porción de trayectoria cercana a la estación de Granada (37.16° N, 3.61° O y 680 m s.n.m.). Asimismo, la Figura 5.18 muestra la misma propiedad evaluada en 1064 nm. Como se aprecia en ambas Figuras, en la porción de trayectoria cercana a Granada se alcanzan niveles de coeficiente de retrodispersión atenuada de $3.0 \cdot 10^{-3}$ y $2.0 \cdot 10^{-3} \text{ km}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$ en 532 y 1064 nm, respectivamente. Estos valores se registran hasta una altura máxima de 2.0 km (s.n.m.) y la cima de la pluma de aerosol no tiene la gran variabilidad con las coordenadas

geográficas que se indicó en el caso de estudio 1. En cualquier caso los niveles inferiores presentan una mayor dependencia con la posición, debido a que la capa límite planetaria se ve afectada fuertemente por los cambios superficiales.

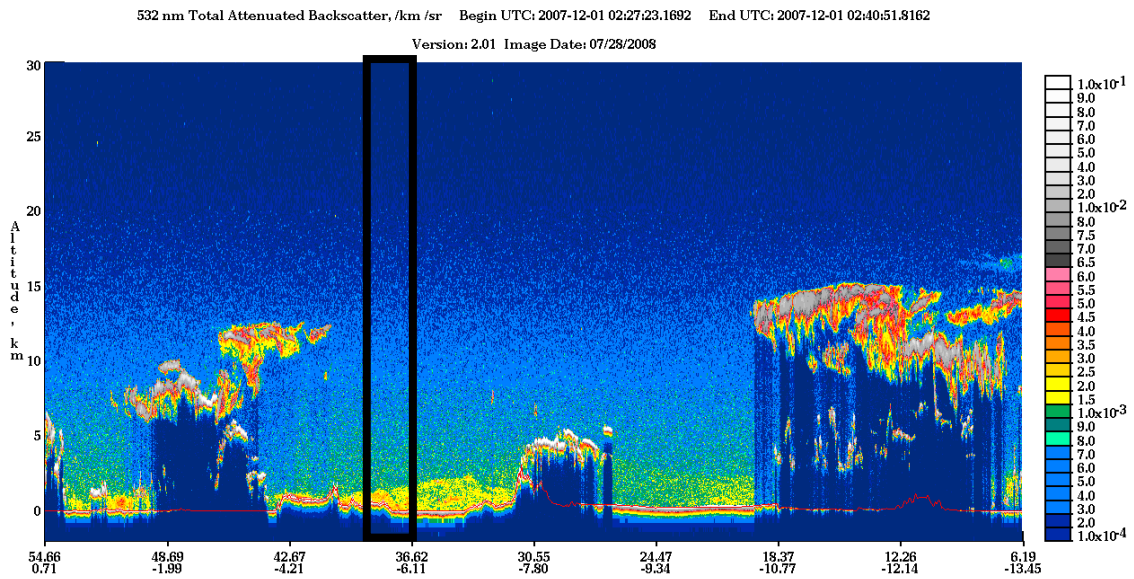


Figura 5.17. Mapa de color de coeficiente de retrodispersión atenuada en 532 nm obtenido con CALIOP (satélite CALIPSO) el 1 de Diciembre de 2007 para la pasada sobre la estación EARLINET Granada. El recuadro negro indica las inmediaciones de la estación de Granada.

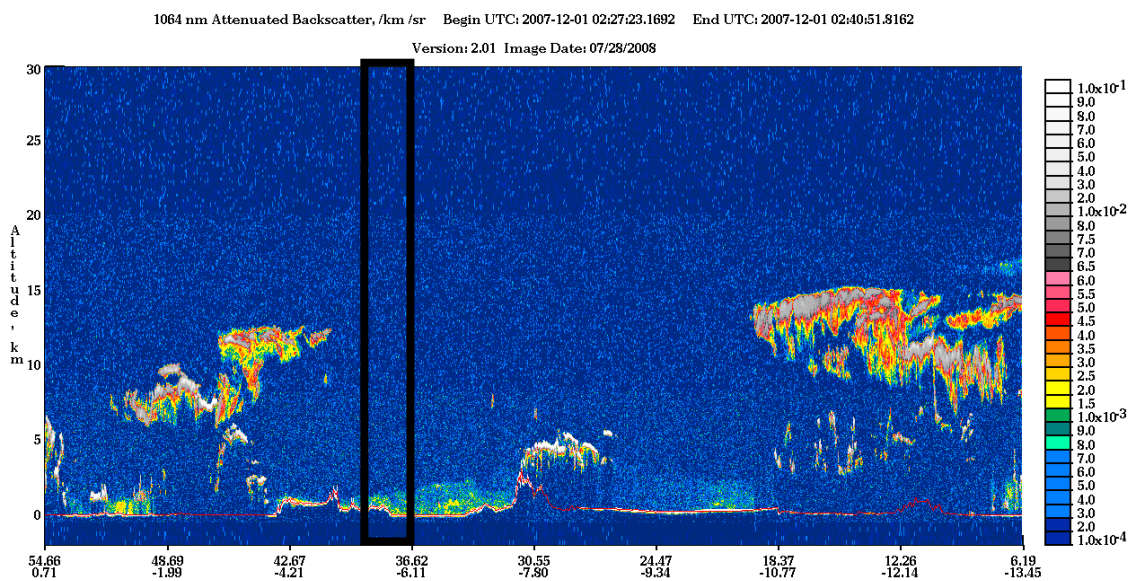


Figura 5.18. Mapa de color de coeficiente de retrodispersión atenuada en 1064 nm obtenido con CALIOP (satélite CALIPSO) el 1 de Diciembre de 2007 para la pasada sobre la estación EARLINET Granada. El recuadro negro indica las inmediaciones de la estación de Granada.

La Figura 5.19 muestra los perfiles de coeficiente de retrodispersión atenuada en 532 y 1064 nm obtenidos con el sistema Lidar Raman desde superficie en Granada y con CALIPSO, durante la pasada del satélite el 1 de Diciembre de 2007. Como en el

caso de estudio 1, los perfiles de CALIPSO se han promediado para tener una resolución espacial de 5 km (que equivale a un promedio de 15 disparos) en torno al perfil del punto con mayor proximidad a la estación de Granada (distancia en línea recta 202.4 km). Los perfiles de Granada se han promediado entre las 02:14-02:44 GMT (en torno al instante de pasada de CALIPSO) como indica el protocolo establecido por la red EARLINET y se han obtenido sobre la base del método Raman [Ansmann et al., 1992] en 532 nm y el método de Klett-Fernald-Sasano [Fernald et al., 1972; Fernald, 1984; Klett, 1981 and 1985; Sasano and Nakane, 1984; Sasano et al., 1985] en 1064 nm (empleando una razón Lidar de 80 sr), presentados en el capítulo IV. Las barras de error se han calculado mediante método Monte Carlo para los perfiles de 532 nm y aplicando una variación del 20% a la razón Lidar para los perfiles de 1064 nm. Es apreciable el nivel de ruido que presenta el perfil de retrodispersión atenuada obtenido con CALIPSO. Como ya se apuntó previamente, tanto la intensidad de la retrodispersión como la razón señal ruido son mayores en 532 nm que en 1064 nm [Liu et al., 2008]. Las similitudes entre el perfil obtenido con CALIPSO y con el sistema Lidar Raman desde superficie en gran parte del rango de medida son destacables especialmente en 532 nm. Ambos instrumentos reproducen el decaimiento Rayleigh en la troposfera libre a partir de los 2.0 km (s.n.m.), pero por debajo de dicha altura las diferencias se vuelven considerables.

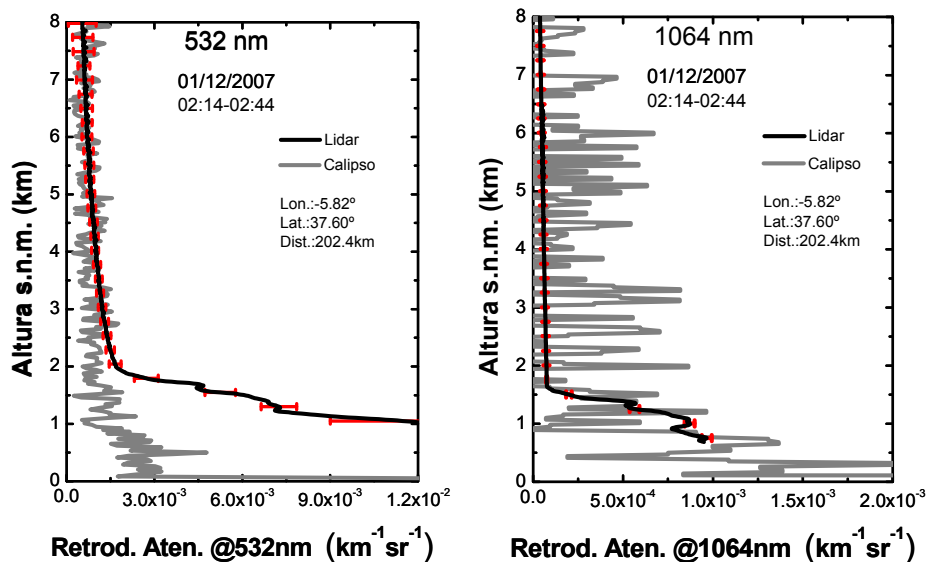


Figura 5.19. Perfiles de retrodispersión atenuada obtenidos con CALIPSO (gris) y el sistema Lidar Raman de la estación de Granada (negro) para la pasada del 1 de Diciembre de 2008. Se incluyen barras de error (rojo).

Las diferencias observadas se pueden explicar considerando la geometría de la pasada de CALIPSO. La Figura 5.20 muestra la geometría de la pasada de CALIPSO respecto de la estación de medida en Granada. La distancia entre la estación de Granada y el punto de la trayectoria más próximo a dicha estación es 202.4 km. Como se describió previamente, la región se caracteriza por presentar una compleja topografía, pudiendo pasar rápidamente de alturas bajas en el valle del Guadalquivir hasta los picos de Sierra Nevada con elevaciones de hasta 3481 m. Concretamente en el caso de estudio 2 el punto de la trayectoria más próximo a la estación de medida se sitúa en el valle del río Guadalquivir. Esta zona se encuentra a una altura muy próxima al nivel del mar. La Figura 5.21 muestra el corte transversal del terreno entre el punto más próximo de la trayectoria de CALIPSO al sistema Lidar Raman de superficie y la estación de medida.

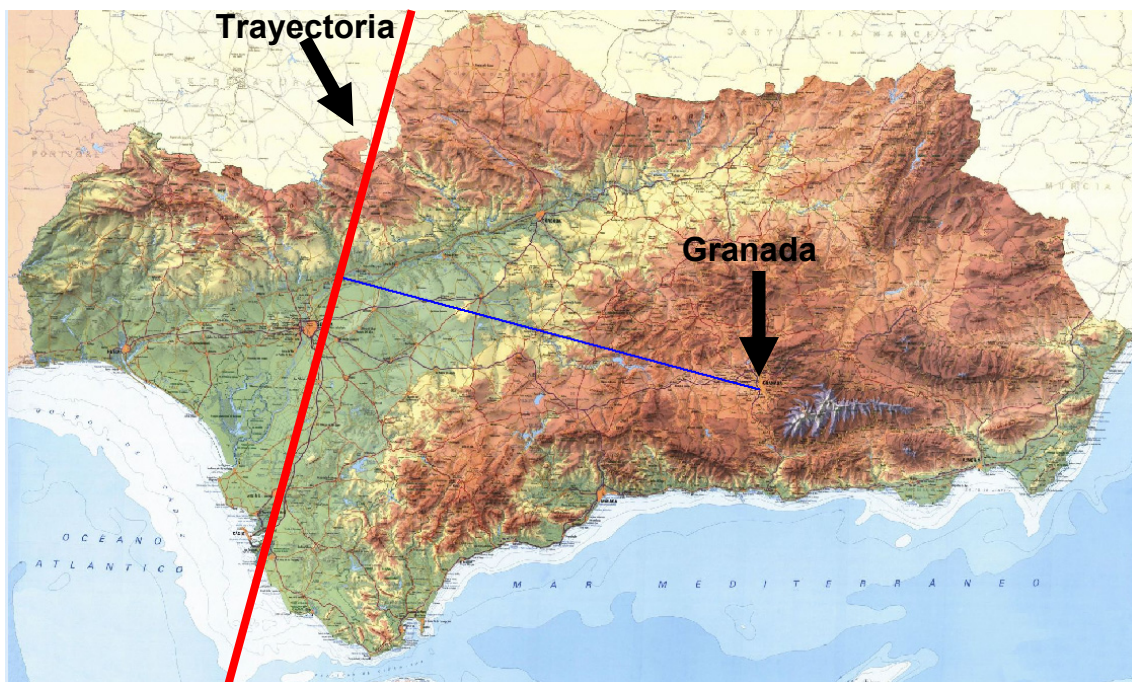


Figura 5.20. Mapa geográfico de Andalucía. Se indica la localización de la estación de medida en Granada, la trayectoria del satélite sobre superficie (línea roja) y la línea recta entre la estación y el punto de la trayectoria más próximo al sistema Lidar Raman en superficie (línea azul). La distancia entre ambas localizaciones es 202.4 km.

Como se aprecia en la Figura 5.21, el terreno situado entre la estación de medida y el punto de la trayectoria de CALIPSO más cercano a la misma es muy variable entre ambos puntos. Podemos encontrar un sistema montañoso de alturas máximas ligeramente superiores a 800 m y el valle del Guadalquivir en gran parte de la

trayectoria de CALIPSO sobre Andalucía. Las condiciones atmosféricas en la estación de Granada (situada en una cuenca natural rodeada de montañas) pueden ser muy diferentes de las condiciones que presenta el valle, lo que permite explicar el desacuerdo observado en la comparación de la parte baja de los perfiles de retrodispersión atenuada.

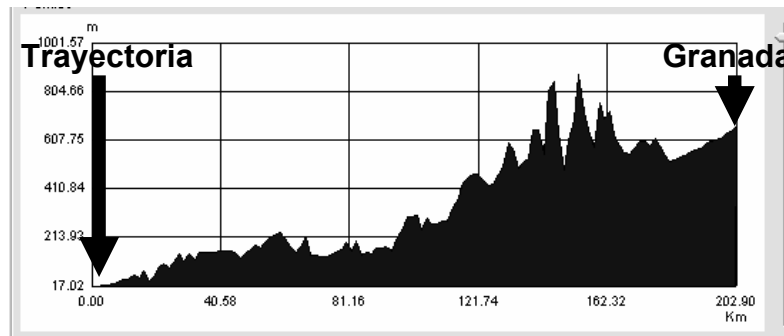


Figura 5.21. Perfil de elevaciones del terreno entre la estación de medida y el punto más próximo de la trayectoria de CALIPSO a dicha estación para la pasada del satélite del 1 de Diciembre de 2007.

V.5.5. CASO DE ESTUDIO 3: NUBES DE TIPO CIRRO (16/04/2008)

Los cirros juegan un papel fundamental en el balance de energía del sistema Tierra-Atmósfera debido a sus efectos sobre la transferencia de energía a través de la atmósfera [Hansen et al., 1997] y a los procesos de retroalimentación que regulan o modelan la respuesta climática al forzamiento. Así, los cirros se convierten en uno de los componentes más importantes en los estudios del tiempo y del clima [Liou, 1986; Lin and Zhang, 2004; Li et al., 2005]. Para mejorar los modelos de predicción del clima es necesaria una buena parametrización de las interacciones nubes-radiación. Estas parametrizaciones deben tener en cuenta la distribución espacial y temporal de las propiedades de las nubes altas [Tselioudis and Jacob, 2002; Ringer and Allan, 2004; Lin and Zhang, 2004; Li et al., 2005].

Actualmente los satélites son la única forma de monitorizar las nubes y las partículas de aerosol a escala global [Nazaryan et al., 2008]. Obviamente, los sistemas Lidar aerotransportados y los sistemas radar en superficie permiten obtener información de las nubes multicapa pero están limitados a unas pocas zonas de estudio. Los sistemas Lidar a bordo de satélites permiten obtener perfiles de la estructura de nubes multicapa a escala global con la resolución espacial y temporal requerida. En este sentido,

CALIPSO es capaz de detectar nubes multicapa y por tanto de obtener la distribución vertical de nubes de tipo cirro.

La Figura 5.22 muestra la serie temporal de las medidas realizadas con el sistema Lidar Raman desde superficie en la estación de Granada en coincidencia temporal con la pasada de CALIPSO para el 16 de Abril de 2008. Visualmente la Figura 5.22 muestra gran variabilidad en la columna atmosférica con una capa de nubes en el rango 9-11 km (s.n.m.) cuyo espesor es variable a lo largo de la sesión de medidas. Por debajo de esta cubierta de nubes se detectan niveles altos de señal corregida de rango hasta 7.0 km (s.n.m.). Finalmente cabe destacar que en torno a los 4.0 km (s.n.m.) aparece una pequeña estructura nubosa al inicio de la sesión y que desaparece tras unos minutos. Como se desprende de la Figura 5.22, la columna atmosférica sobre la vertical de la estación de Granada presenta gran variabilidad desde el punto de vista temporal durante esta sesión de medidas.

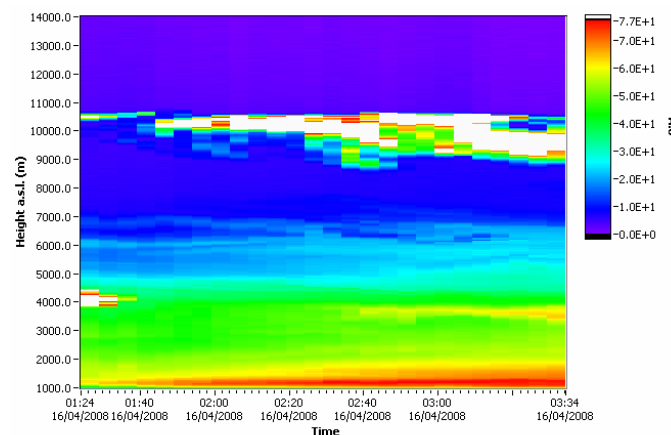


Figura 5.22. Evolución temporal de la señal corregida de rango a 532 nm para el 16 de Abril de 2007 obtenida con el sistema Lidar Raman desde superficie en la estación de Granada.

La Figura 5.23 muestra el corte transversal de la atmósfera en términos de coeficiente de retrodispersión atenuada en 532 nm durante la pasada de CALIPSO el 16 de Abril de 2008. El recuadro negro indica la porción de trayectoria cercana a la estación de Granada (37.16° N, 3.61° O y 680 m s.n.m.). Asimismo, la Figura 5.24 muestra la misma propiedad evaluada en 1064 nm. Como se aprecia en ambas Figuras, en la porción de trayectoria cercana a Granada se alcanzan niveles de coeficiente de retrodispersión atenuada de $2.0 \cdot 10^{-3} \text{ km}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$ tanto en 532 como en 1064 nm. Estos valores se registran hasta una altura máxima de 7.5 km (s.n.m.). Las estructuras

detectadas, es decir, tanto la cubierta de nubes como la pluma de aerosol presentan gran variabilidad en función de las coordenadas geográficas, al igual que en el caso de estudio 1. Es especialmente dramática es la variabilidad mostrada por las estructuras nubosas en las inmediaciones de la estación de medida, donde la capa nubosa puede llegar a duplicar su espesor cuando el satélite obtiene perfiles en volúmenes de muestreo separados unas pocas décimas de grado.

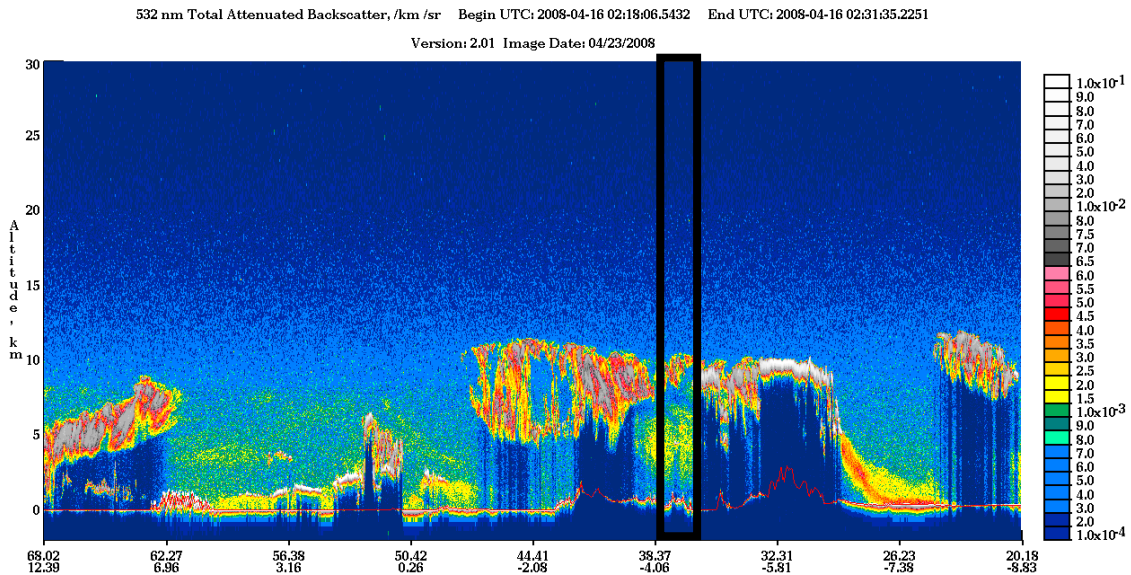


Figura 5.23. Mapa de color de coeficiente de retrodispersión atenuada en 532 nm obtenido con CALIOP (satélite CALIPSO) el 16 de Abril de 2008 para la pasada sobre la estación EARLINET Granada. El recuadro negro indica las inmediaciones de la estación de Granada.

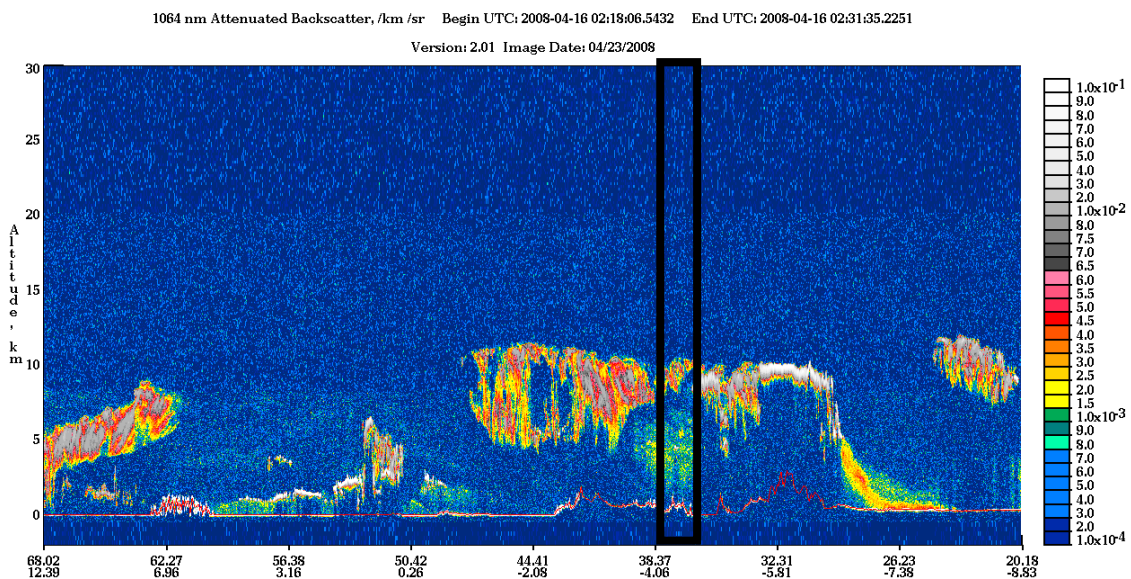


Figura 5.24. Mapa de color de coeficiente de retrodispersión atenuada en 1064 nm obtenido con CALIOP (satélite CALIPSO) el 16 de Abril de 2008 para la pasada sobre la estación EARLINET Granada. El recuadro negro indica las inmediaciones de la estación de Granada.

La Figura 5.25 muestra los perfiles de coeficiente de retrodispersión atenuada en 532 y 1064 nm obtenidos con el sistema Lidar Raman desde superficie en Granada y con CALIPSO, durante la pasada del satélite el 16 de Abril de 2008. Como en los casos de estudio 1 y 2, los perfiles de CALIPSO se han promediado para tener una resolución espacial de 5 km (que equivale a un promedio de 15 disparos) en torno al perfil del punto con mayor proximidad a la estación de Granada (distancia en línea recta 71.3 km). Los perfiles de Granada se han promediado entre las 02:09-02:39 GMT (en torno al instante de pasada de CALIPSO) como indica el protocolo establecido por la red EARLINET y se han obtenido sobre la base del método Raman [Ansmann et al., 1992] en 532 nm y el método de Klett-Fernald-Sasano [Fernald et al., 1972; Fernald, 1984; Klett, 1981 and 1985; Sasano and Nakane, 1984; Sasano et al., 1985] en 1064 nm (empleando una razón Lidar de 55 sr), presentados en el capítulo IV. Las barras de error se han calculado mediante método Monte Carlo para los perfiles de 532 nm y aplicando una variación del 20% a la razón Lidar para los perfiles de 1064 nm.

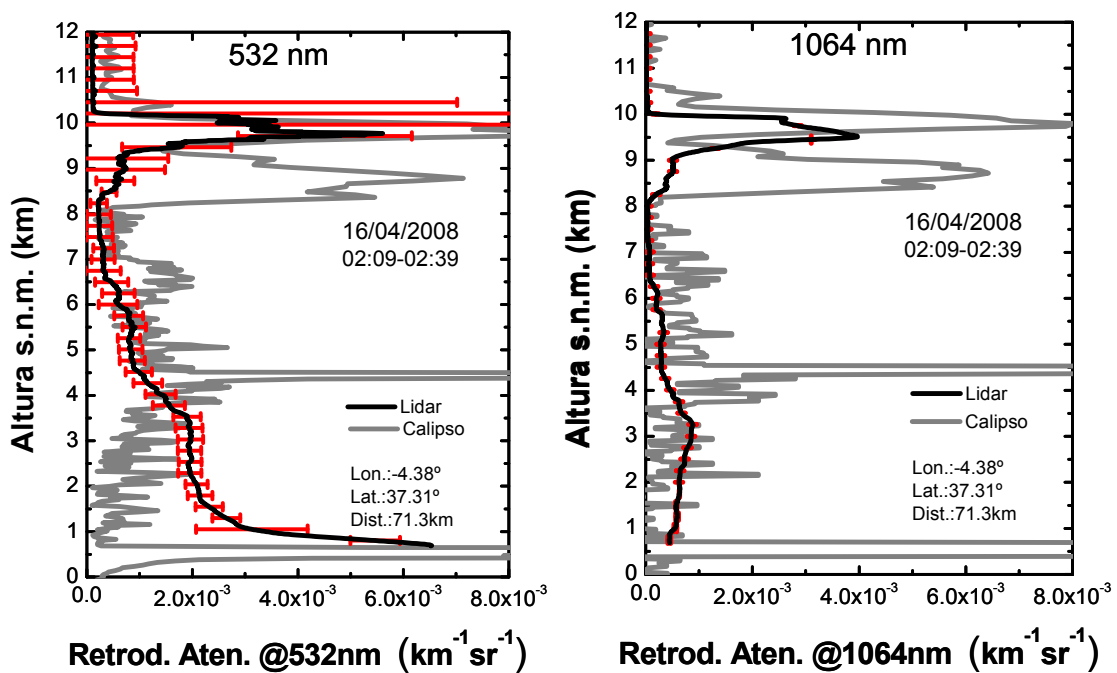


Figura 5.25. Perfiles de retrodispersión atenuada obtenidos con CALIPSO (gris) y el sistema Lidar Raman de la estación de Granada (negro) para la pasada del 16 de Abril de 2008. Se incluyen barras de error (rojo).

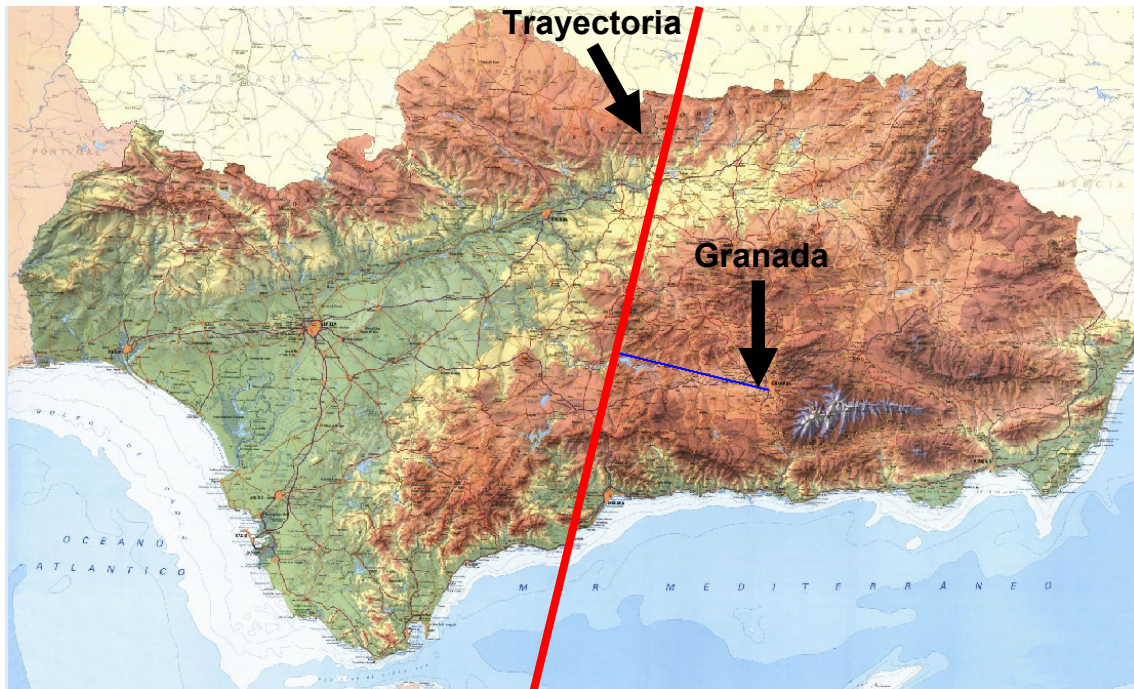


Figura 5.26. Mapa geográfico de Andalucía. Se indica la localización de la estación de medida en Granada, la trayectoria del satélite sobre superficie (línea roja) y la línea recta entre la estación y el punto de la trayectoria más próximo al sistema Lidar Raman en superficie (línea azul). La distancia entre ambas localizaciones es 71.3 km.

Las diferencias que presentan los perfiles atenuados obtenidos por CALIPSO y por la estación de Granada son obvias en ambas longitudes de onda. Así, CALIPSO detecta nubes de tipo cirro entre 8.0 y 10.5 km (s.n.m.) con una estructura bicapa. La capa 1 situada entre 8.0 y 9.5 km (s.n.m.) y la capa 2 situada entre 9.5 y 10.5 km (s.n.m.). Estas capas presentan una dependencia espectral en sus valores máximos de 0.15 y 0.24, respectivamente. Por el contrario, el Lidar Raman de la estación de Granada detecta nubes de tipo cirro entre 9.0 y 10.0 km (s.n.m.) con una estructura monocapa. La dependencia espectral en este caso es de 0.50.

Las diferencias observadas se pueden explicar considerando la geometría de la pasada de CALIPSO. La Figura 5.26 muestra la geometría de la pasada de CALIPSO respecto de la estación de medida en Granada. La distancia entre la estación de Granada y el punto de la trayectoria más próximo a dicha estación es 71.3 km. Como se aprecia en las Figuras 5.23 y 5.24, desplazamientos de unas décimas de grado (tanto en latitud como en longitud) sobre la trayectoria de CALIPSO implica que el volumen muestreado de nubes cambia radicalmente, por lo que la escena con cubierta nubosa visualizada por

CALIPSO y por el sistema Lidar desde superficie es distinta. Además, los perfiles atenuados de CALIPSO detectan una estructura localizada entre 4.0 y 4.5 km (s.n.m.) que no aparece reflejada en los perfiles obtenidos en la estación de Granada. Esto puede ser debido a la gran variabilidad horizontal de las estructuras nubosas, que pueden presentar huecos, unido al campo de visión tan restringido del sistema Lidar, lo que implica que las estructuras nubosas alternativamente pueden ser recogidas por el campo de visión del instrumento o quedar fuera de él.

En este capítulo se ha presentado una de las actividades más novedosas de la red EARLINET. Desde el lanzamiento del satélite, la validación de los perfiles de CALIPSO se ha convertido en uno de los objetivos científicos prioritarios de la red. La comparación de perfiles de retrodispersión atenuada en la estación de EARLINET en Granada ha mostrado buen acuerdo en la troposfera libre. La compleja topografía de la región, pudiendo pasar rápidamente de alturas bajas en el valle del Guadalquivir hasta los picos de Sierra Nevada con elevaciones de hasta 3481 m, dificulta la comparación de los perfiles en la capa límite planetaria. Este hecho se hace muy relevante si tenemos en cuenta las distancias que separan la proyección de la trayectoria de CALIPSO sobre la superficie y la ubicación de la estación de medida (distancia mínima media entre ambos es 69.5 ± 6.1 km en los casos 1 y casos A, y 373.0 ± 68.1 en los casos 2 y casos B). Esto implica que los instrumentos monitorizan escenas ligeramente diferentes, por lo que solamente el transporte de partículas en la troposfera libre es susceptible de ser comparado por ambos instrumentos mostrando buen acuerdo.

REFERENCIAS

- Anderson, T. L., R. J. Charlson, N. Bellouin, O. Boucher, M. Chin, S. A. Christopher, J. Haywood, Y. J. Kaufman, S. Kinne, J. A. Ogren, L. A. Remer, T. Takemura, D. Tanre, O. Torres, C. R. Trepte, B. A. Wielicki, D. M. Winker, and H. Yu, "An A-Train strategy for quantifying direct aerosol radiative forcing", *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 86 (12), 1795-1809, 2005.
- Ansmann, A., U. Wandinger, M. Riebesell, C. Weitkamp, and W. Michaelis, "Independent measurement of extinction and backscatter profiles in cirrus clouds by using a combined Raman elastic-backscatter lidar", *Appl. Opt.*, 31, 7113-7131, 1992.
- Bösenberg J., A. Ansmann, J. M. Baldasano, D. Balis, C. Böckmann, B. Calpini, A. Chaikovsky, P. Flamant, A. Hagard, V. Mitev, A. Papayannis, J. Pelon, D. Resendes, J. Schneider, N. Spinelli, T. Trickl, G. Vaughan, G. Visconti and M. Wiegner, "EARLINET: a European aerosol research lidar network". In *Laser Remote Sensing of the Atmosphere*, A. Dabas, C. Loth, and J. Pelon, eds., selected papers of the 20th International Laser Radar Conference (Edition Ecole Polytechnique, Palaiseau, France, 2001), pp. 155–158, 2001.
- Fernald, F. G., B. M. Herman, and J. A. Reagan, "Determination of Aerosol Height Distribution by Lidar", *J. Appl. Meteorol.*, 11, 482-489, 1972.
- Fernald, F., G., "Analysis of atmospheric lidar observations: some comments", *Appl. Opt.*, 23, 652-653, 1984.
- Hansen, J., M. Sato, and R. Ruedy, "Radiative forcing and climate response", *J. Geophys. Res.*, 102, 6831– 6864, 1997.
- Hoff R. M. and K. J. McCann, "A Regional East Atmospheric Lidar Mesonet (REALM)", *Eos Trans. Amer. Geophys. Union*, 83 (Fall Meeting Suppl. A22C0147), 2002.
- Hostetler, C. A., Z. Liu, J. Reagan, M. Vaughan, D. Winker, M. Osborn, W. H. Hunt, K. A. Powell, and C. Trepte, "CALIOP Algorithm Theoretical Basis Document", PC-SCI-201, NASA Langley Res. Cent., Hampton, Va. (disponible en: la siguiente dirección: http://www-calipso.larc.nasa.gov/resources/project_documentation.php), 2006.
- Kahn, R. A., J. A. Ogren, P. T. P. Ackerman, J. Bösenberg, R. J. Charlson, D. J. Diner, B. N. Holben, R. T. Menzies, M. A. Miller, and J. H. Seinfeld, "Aerosol Data Sources and Their Roles within PARAGON", *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 85 (10), 1511-1522, 2004.
- Klett J. D., "Stable analytic inversion solution for processing Lidar returns", *Appl. Opt.*, 20, 211-220, 1981.
- Klett, J. D., "Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios", *Appl. Opt.*, 24, 1638-1643, 1985.

- Li, J. L., D. E. Waliser, J. H. Jiang, D. L. Wu, W. Read, J. W. Waters, A. M. Tompkins, L. J. Donner, J. D. Chern, W. K. Tao, R. Atlas, Y. Gu, K. N. Liou, A. Del Genio, M. Khairoutdinov, and A. Gettelman, “Comparisons of EOS MLS cloud ice measurements with ECMWF analyses and GCM simulations: Initial results”, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L18710, doi:10.1029/2005GL023788, 2005.
- Lin, W. Y., and M. H. Zhang, “Evaluation of clouds and their radiative effects simulated by the NCAR Community Atmospheric Model against satellite observations”, *J. Clim.*, 17, 3302–3318, 2004.
- Liou, K. N., “Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: A global perspective”, *Mon. Weather Rev.*, 114, 1167–1198, 1986.
- Liu, Z., A. Omar, M. Vaughan, J. hair, C. Kittaka, Y. Hu, K. Powell, C. Trepte, D. Winker, C. Hostetler, R. Ferrare, and R. Pierce, “CALIPSO lidar observations of the optical properties of Saharan dust: A case study of long-range transport”, *J. Geophys. Res.*, vol. 113, D07207, doi:10.1029/2007JD008878, 2008.
- McCormick, M. P., D. M. Winker, E. V. Browell, J. A. Coakley, C. S. Gardner, R. M. Hoff, G. S. Kent, S. H. Melfi, R. T. Menzies, C. M. R. Platt, D. A. Randall, and J. A. Reagan, “Scientific investigations planned for the Lidar in-space technology experiment (LITE)”, *Bul. Am. Meteor. Soc.*, 74, 205–214, 1993.
- McCormick, M. P., “Spaceborne lidar,” *Rev. Laser Eng.* 23, 175–193, 1995.
- McGill, M. J., A. Vaughan, C. R. Trepte, W. D. Hart, D. L. Hlavka, D. M. Winker, and R. Kuehn, “Airborne validation of spatial properties measured by the CALIPSO lidar”, *J. Geophys. Res.*, 112, doi:10.1029/2007JD008768, 2007.
- Modelo Digital del Terreno de Andalucía. Relieve y Orografía, Junta de Andalucía, Consejería de Obras Públicas y Transportes, Consejería de Agricultura y Pesca, Consejería de Medio Ambiente, ISBN: 84-96329-34-8, 2005.
- Mona, L., A. Amodeo, G. D’Amico, and G., Pappalardo, “First comparisons between CNR-IMAA multiwavelength Raman lidar measurements and CALIPSO measurements”, *Proc. SPIE*, 6750 (6750-35), 2007.
- Murayama T., N. Sugimoto, I. Uno, K. Kinoshita, K. Aoki, N. Hagiwara, Z. Liu, I. Matsui, T. Sakai, T. Shibata, K. Arao, B. Sohn, J. Won, S. Yoon, T. Li, J. Zhou, H. Hu, M. Abo, K. Iokibe, R. Koga and Y. Iwasaka, “Ground-based network observation of Asian dust events of April 1998 in East Asia”, *J. Geophys. Res.*, 106, 18345–18360, 2001.
- Nazaryan, H., M. P. McCormick, and W. P. Menzel, “Global characterization of cirrus clouds using CALIPSO data”, *J. Geophys. Res.*, 113, D16211, doi:10.1029/2007JD009481, 2008.
- Parkinson, C. L., “Aqua: An Earth-observing satellite mission to examine water and other climate variables”, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 41, 173–183, 2003.

- Ringer, M. A., and R. P. Allan, "Evaluating climate model simulations of tropical cloud", *Tellus*, 56A, 308–327, 2004.
- Sasano, Y., and H. Nakane, "Significance of the extinction/backscatter ratio and the boundary value term in the solution for the two-component lidar equation," *Appl. Opt.*, vol. 23, 11-13, 1984.
- Sasano, Y., E. V. Browell, and S. Ismail, "Error caused by using a constant extinction/backscattering Ratio in Lidar solution", *Appl. Opt.*, 24, 3929-3932, 1985.
- Schoeberl, M. R., A. R. Douglass, E. Hilsenrath, P. K. Bhartia, R. Beer, J. W. Waters, M. R. Gunson, L. Froidevaux, J. C. Gille, J. J. Barnett, P. F. Levelt, and P. DeCola, "Overview of the EOS Aura mission", *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 44, 1066–1074, 2006.
- Steinmetz, F., D. Ramon, P.Y. Deschamps, and J.M. Nicolas, "Analysis of the first ocean color products from POLDER 3 onboard PARASOL", *Proc. SPIE Int. Soc. Opt. Eng.*, 5977, 209 – 217, doi:10.1117/12.629878, 2005.
- Stephens, G. L., G. V. Deborah, R. J. Boain, G. G. Mace, K. Sassen, Z. Wang, A. J. Illingworth, E. J. O'Connor, W. B. Rossow, S. L. Durden, S. D. Miller, R. T. Austin, A. Benedetti, C. Mitrescu, and the CloudSat Science Team, et al., "The CloudSat mission and the A-Train", *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 83 (12), 1771-1790, 2002.
- Stull, R. B. 1988, *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 1988.
- Tao, Z., M. P. McCormick, and D. Wu, "A comparison method for spaceborne and ground-based lidar and its application to the CALIPSO lidar", *Appl. Phys. B*, 91, 639-644, 2008.
- Tselioudis, G., and C. Jakob, "Evaluation of midlatitude cloud properties in a weather and a climate model: Dependence on dynamic regime and spatial resolution", *J. Geophys. Res.*, 107(D24), 4781, doi:10.1029/2002JD002259, 2002.
- Vaughan, M., D. Winker, and K. Powel, "CALIOP Algorithm Theoretical Basis Document, part 2, Feature Detection and Layer Properties Algorithms", PC-SCI-202.01, NASA Langley Res. Cent., Hampton, Va. (disponible en la siguiente dirección: http://www-calipso.larc.nasa.gov/resources/project_documentation.php), 2005.
- Welton, E. J., J. R. Campbell, J.D. Spinhirne, and V.S. Scott, Global monitoring of clouds and aerosols using a network of micro-pulse lidar systems. In: *Lidar Remote Sensing for Industry and Environmental Monitoring* [Singh, U.N., T. Itabe, and N. Sugimoto (eds.)]. SPIE, Bellingham, WA, pp. 151–158, 2001.

Winker, D. M., J. Pelon, and M. P. McCormick, "The CALIPSO mission: Spaceborne lidar for observation of aerosols and clouds", *Proc. SPIE Int. Soc. Opt. Eng.*, 4893, 1-11, 2003.



CAPÍTULO VI. RESULTADOS II: EVENTO EXTREMO DE POLVO SAHARIANO SOBRE EL SUR DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

ÍNDICE

VI.1. INTRODUCCIÓN	222
VI.2. SITIO EXPERIMENTAL E INSTRUMENTACIÓN.....	224
VI.3. CONTEXTO GENERAL DEL EVENTO EXTREMO DE POLVO SAHARIANO	225
VI.4. TELEDETECCIÓN PASIVA EN GRANADA	231
VI.5. EVOLUCIÓN ESPACIAL DE TELEDETECCIÓN PASIVA SOBRE EL SUR DE LA PENÍNSULA IBÉRICA	235
VI.6. PERFILES VERTICALES MEDIANTE TELEDETECCIÓN ACTIVA.....	238
VI.7. COMPARACIÓN ENTRE TELEDETECCIÓN ACTIVA Y PASIVA.....	247
VI.8. VALIDACIÓN DEL MODELO BSC DREAM	249
REFERENCIAS	252

VI.1. INTRODUCCIÓN

Las partículas de polvo mineral que se originan sobre desiertos como los del Sahara y el Gobi juegan un importante papel en el sistema climático de la Tierra. Las partículas de polvo interactúan con la radiación solar y la radiación térmica modulando el balance radiativo de la Tierra. Según el IV informe del IPCC (Intergovernmental Panel on Change Climate) [Forster et al., 2007], el forzamiento radiativo¹ inducido por el aerosol atmosférico tiene una incertidumbre que dobla al valor estimado. Las incertidumbres inducidas por los diferentes factores contribuyentes se deben conocer a fin de estimar la incertidumbre total en las estimaciones del forzamiento directo/indirecto. Especialmente las partículas de polvo introducen grandes incertidumbres en la valoración del forzamiento climático debido al aerosol atmosférico. Se acepta que la absorción de radiación por partículas de polvo puede afectar a la estructura térmica de la atmósfera (los efectos de calentamiento/enfriamiento del polvo desértico está fuertemente ligado a su altura [Gobbi et al., 2000]) y, por consiguiente, a la circulación atmosférica a escala sinóptica [Pérez et al., 2006]. Además, las partículas de polvo modifican las propiedades microfísicas de las nubes al actuar como núcleos de condensación y núcleos de formación de hielo, e influyen en la química del ozono al modificar la radiación ultravioleta [Balis et al., 2002; Zerefos et al., 2002]. Asimismo, la deposición de partículas de polvo sahariano afecta a los ciclos bioquímicos en los océanos [Kremling and Streau, 1993] y en los ecosistemas terrestres [Reichholf, 1986], e interfiere con la monitorización de la componente antropogénica de los niveles de PM₁₀ sobre los países mediterráneos [López et al., 2005].

Las partículas minerales se producen por erosión del suelo debido al viento y cada año se inyecta a la atmósfera gran cantidad de polvo mineral bajo las condiciones meteorológicas adecuadas. Desde 2001 se han publicado diferentes estudios estimando la emisión de polvo y se cuantifica entre 1000 y 2150Tg por año (con un apreciable rango de variación) [Penner, et al., 2001; Chin et al., 2002; Werner et al., 2002; Tegen et al., 2002; Zender et al., 2003; Luo et al., 2003; Mahowald and Luo, 2003; Tegen et

¹ El forzamiento radiativo es una medida de la influencia que un factor ejerce en la modificación del equilibrio entre la energía entrante y saliente en el sistema Tierra-atmósfera, y es un índice de la importancia del factor como mecanismo potencial de cambio climático. Se expresa en vatios por metro cuadrado (Wm⁻²)

al., 2004]. Zender et al. (2004) presenta una revisión de la estimación de la emisión de polvo desde 1999 a 2004. Tras quedar suspendidas, las partículas de polvo mineral pueden ser transportadas por vientos fuertes a distancias medias y grandes [Ansmann et al., 2003; Hamonou et al., 1999]. El polvo mineral sahariano está compuesto por partículas grandes (radios 0.6-15 μm) y una fracción de partículas pequeñas (radios $< 0.6 \mu\text{m}$), siendo éstas últimas las que suelen recorrer mayor distancia [Papayannis et al., 2005].

A escala global, el desierto del Sahara es la fuente más importante de partículas de polvo mineral [Papayannis et al., 2005; Liu et al., 2008]. A menudo las partículas de polvo son transportadas desde el Norte de África sobre el océano Atlántico y los mares del Caribe y Mediterráneo. Mientras que el transporte atlántico ocurre a través de la denominada Capa de Aire Sahariano conocida como SAL (Saharan Air Layer), que es una capa elevada de aire procedente de la zona sahariana que incluye polvo mineral [Prospero and Carlson, 1980], el transporte mediterráneo está relacionado con la actividad ciclónica en el interior y en los alrededores de la cuenca mediterránea [Bergametti et al., 1989; Alpert and Ziv; 1989], y se caracteriza por un campo de vientos más complejo que en el caso del transporte atlántico. Como resultado directo de este hecho tenemos que la estructura vertical del aerosol asociado a las partículas de polvo sahariano sobre la cuenca mediterránea presenta una mayor complejidad.

Actualmente el ciclo del polvo mineral se estudia empleando modelos que están limitados por las medidas disponibles. Con el fin de mejorar nuestro conocimiento de la dinámica de las partículas de polvo mineral es necesario desarrollar una base de datos de medidas de aerosol de polvo mineral con la apropiada resolución tanto temporal como espacial, sin olvidar la dimensión vertical. Las propiedades del aerosol de polvo sahariano y su variabilidad temporal y espacial sobre la Península Ibérica durante los eventos de polvo ya se han estudiado mediante fotómetros solares desde superficie en los últimos años [Alados-Arboledas et al., 2004a; Alados-Arboledas et al., 2004b; Cachorro et al., 2008; Lyamani et al., 2004; Lyamani et al., 2005; Lyamani et al., 2006a; Lyamani et al., 2006b; Lyamani et al., 2008; Olmo et al., 1999]. Sin embargo, el conocimiento con resolución vertical de las propiedades ópticas del polvo sahariano y su evolución espacial y temporal aún está limitado en nuestra área. En lo que se refiere a la región mediterránea, sólo existen una pocas publicaciones que incluyen datos no

sistemáticos de medidas con resolución vertical de las propiedades ópticas de las partículas de polvo mineral sobre el mar Mediterráneo [Hamonou et al., 1999; Gobbi et al., 2000; de Tomasi et al., 2003; Pappalardo et al., 2003; Balis et al., 2004; Papayannis et al., 2005], y algún estudio con medidas sistemáticas [Papayannis et al., 2008].

En este capítulo se presenta un análisis del evento de polvo sahariano extremo que se produjo entre el 3 y el 7 de Septiembre de 2007 sobre Granada, sureste de la Península Ibérica y fue monitorizado por la instrumentación del Grupo de Física de la Atmósfera de la Universidad de Granada. Se hace especial énfasis en la singularidad de este evento sobre nuestra región que ha sido monitorizado con instrumentación tanto de teledetección activa como pasiva. En la sección VI.2 de este trabajo se proporciona una breve descripción del sitio experimental y de la instrumentación empleada en este estudio. Las secciones VI.3-VI.8 se centran tanto en las condiciones sinópticas que prevalecieron sobre el Sur de la Península Ibérica durante el periodo del 3 al 7 de Septiembre, como en el análisis de los datos fotométricos y datos Lidar, y la comparación con las simulaciones de modelos de polvo (modelo DREAM).

VI.2. SITIO EXPERIMENTAL E INSTRUMENTACIÓN

Las medidas de aerosol atmosférico se han realizado en el área urbana de Granada (37.16° N, 3.61° O y 680 m s.n.m.)². Granada, situada en el sureste de España, es una ciudad no industrializada de tamaño medio. La ciudad se encuentra en un valle rodeado de montañas con alturas superiores a 1000 m. La formación de mayor altura se localiza al Este del valle y corresponde a Sierra Nevada.

Las condiciones continentales predominantes en este lugar son responsables de las grandes diferencias estacionales de temperatura, causando inviernos fríos y veranos calurosos. El área se caracteriza por una baja humedad especialmente durante el verano. La zona de estudio también está a corta distancia, sobre unos 200 km, del continente africano y aproximadamente a 50 km de la parte occidental de la cuenca mediterránea.

Debido a su localización en la cuenca mediterránea, Granada está influenciada por dos regiones fuente de aerosol principalmente: Europa como la mayor fuente de

² El término s.n.m. se refiere a altura sobre el nivel de mar.

contaminantes antropogénicos y el Norte de África como principal fuente de polvo natural. Además, el área mediterránea se caracteriza por una compleja meteorología que favorece el envejecimiento dentro de su cuenca de las masas de aire contaminadas e induce niveles altos de partículas en suspensión. De esta forma, la cuenca mediterránea puede representar una fuente adicional de aerosol atmosférico para el área de estudio. En verano, el área de estudio está aislada de las bajas y los sistemas frontales asociados, y la intensificación del anticiclón de las Azores durante la estación cálida induce un gradiente de presión muy débil y una fuerte subsidencia que reduce el flujo de entrada desde la troposfera libre. Las altas temperaturas y la baja humedad en verano dan lugar a que se produzcan numerosos incendios en la Península Ibérica, que constituyen una fuente de partículas y por tanto de aerosol atmosférico en el área de estudio.

En este capítulo se emplea como instrumentación fundamental el Lidar Raman modelo LR331D400 y el fotómetro solar Cimel CE 318-4. Adicionalmente se consideran datos del fotómetro estelar Excalibur y Lidar CALIOP a bordo del satélite CALIPSO. Toda la instrumentación se describe en detalle en el capítulo III de esta tesis.

VI.3. CONTEXTO GENERAL DEL EVENTO EXTREMO DE POLVO SAHARIANO

Con el objetivo de describir este evento extremo de polvo sahariano sobre el Sur de la Península Ibérica, vamos a emplear varias herramientas. Las retrotrayectorias (descripción de las posiciones previamente ocupadas por las masas de aire presentes en una determinada zona en un instante dado) se han calculado con el modelo HYSPLIT (<http://www.arl.noaa.gov/>), se han usado modelos de predicción de densidad de polvo en superficie como el modelo NAAPS (Navy Aerosol Analysis and Prediction System, <http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol/#currentaerosolmodeling>) y de carga de polvo como el modelo DREAM (Dust REgional Atmospheric Model, <http://www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/>), y se han visualizado las imágenes Aqua MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) a bordo del satélite Aqua, (<http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov/>) para confirmar desde satélite la presencia de la pluma cargada de aerosol procedente del Norte de África. Estas herramientas están descritas en profundidad en el Apéndice B.

Una retrotrayectoria nos permite estudiar la evolución geográfica de una partícula desde un tiempo t anterior al momento de estudio t_0 , proporcionando la posición de esta partícula a intervalos periódicos de frecuencia f , para una partícula que en el instante t_0 y en el lugar de estudio se encuentra a una altura h , basándose en datos meteorológicos reales. Se ha usado el modelo HYSPLIT.4 [Draxler and Rolph, 2003] para calcular las retrotrayectorias de masas de aire que llegan a Granada en diferentes niveles. Estas retrotrayectorias proporcionan una idea del camino seguido por la masa de aire y, por consiguiente, aportan información del tipo de partículas de aerosol que la masa de aire podría transportar a nuestra área de estudio como resultado de su paso por diferentes regiones fuente. Se han calculado retrotrayectorias de 5 días usando la base de datos GDAS (Global Data Assimilation System, <ftp://www.arl.noaa.gov/pub/archives/gdas1/>) a seis niveles diferentes sobre la superficie (500, 1500, 2500, 3500, 4500, 5000 m s.n.s.³) para considerar tanto los procesos dentro de la capa límite planetaria como en la troposfera libre. La Figura 6.1 muestra las retrotrayectorias mostrando las posiciones ocupadas en días previos por las masas de aire presentes sobre Granada en las fechas indicadas. Para el 3 de Septiembre las masas de aire en niveles bajos (500 y 1500 m s.n.s.) provienen de la cuenca mediterránea, tras haber circulado sobre el Centro de Europa, y en niveles más altos alcanzan nuestra zona de estudio tras sobrevolar el Atlántico Central y la Península Ibérica. El 4 de Septiembre tiene lugar un cambio claro en las condiciones sinópticas que favorecen un giro de las masas de aire que sobrevuelan marginalmente el Norte de África. Para el 5, 6 y 7 de Septiembre las masas de aire en varios niveles provienen del Norte de África y es esperable que partículas de polvo mineral sean transportadas desde esta región fuente hasta Granada. En este periodo las retrotrayectorias a alturas bajas provienen del centro de la cuenca mediterránea después de haber sobrevolado Europa Central de forma que es previsible la presencia de partículas antropogénicas provenientes de Europa sobre nuestra estación. Finalmente, en el día 8 de Septiembre el patrón de flujos cambia, de modo que las masas de aire en niveles altos sobrevuelan la costa Atlántica del Norte de África, mientras que las correspondientes a niveles bajos y medios siguen una trayectoria proveniente de Europa Central que sobrevuela la cuenca mediterránea.

³ El término s.n.s. se refiere a altura sobre el nivel de superficie.

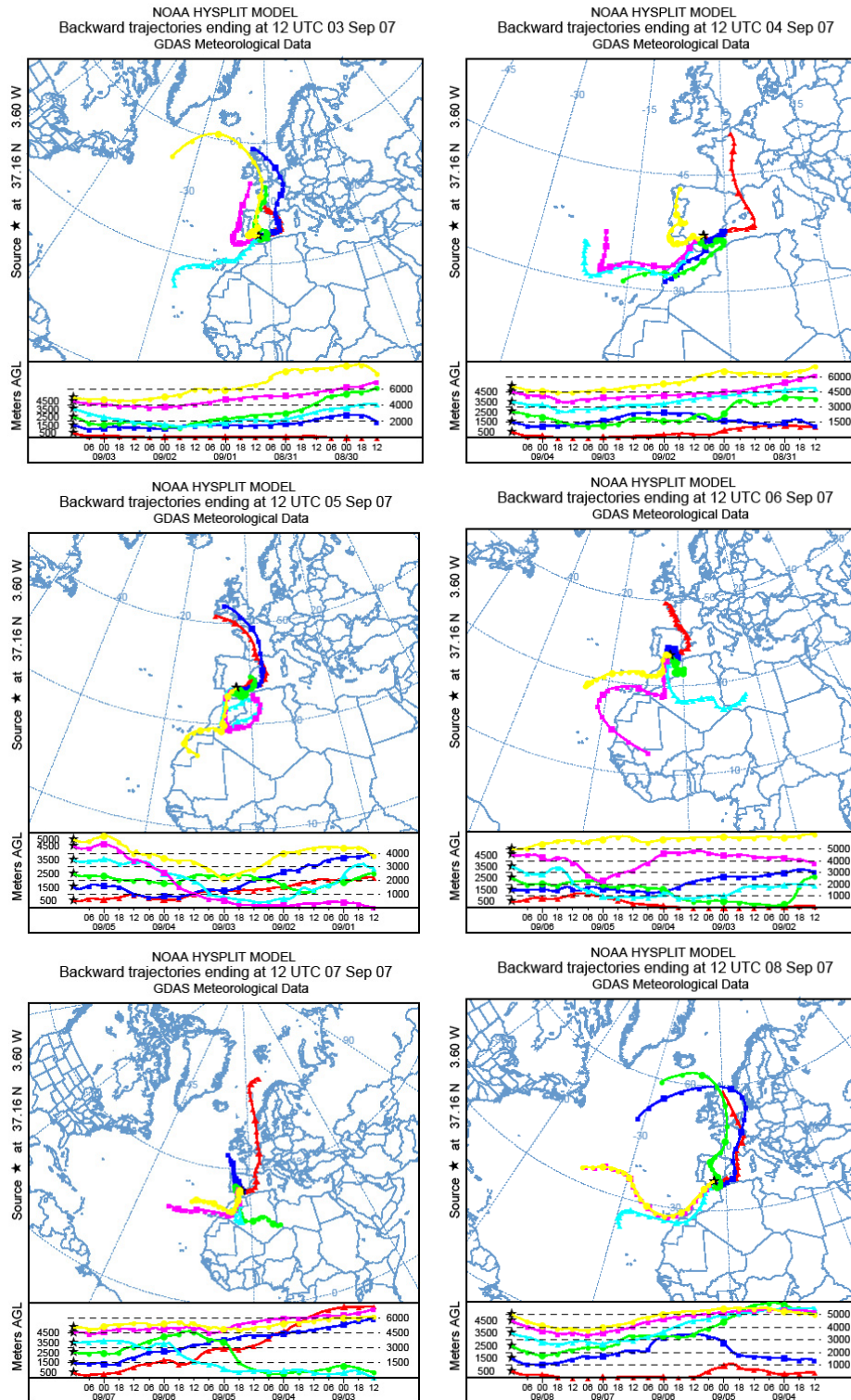


Figura 6.1. Retrotrayectorias de 5 días terminando en Granada a las 12 GMT a diferentes niveles (500, 1500, 2500, 3500, 4500, 5000 m s.n.s.), para las fechas indicadas.

En la Figura 6.2 se presentan los resultados del modelo NAAPS (Navy Aerosol Analysis and Prediction System), disponible en <http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol/>,

para el periodo del 4 al 8 de Septiembre. El modelo NAAPS predice la generación sobre el Norte de África, y el posterior transporte, de una pluma cargada de polvo, que afecta al Sur de la Península Ibérica. Según las simulaciones del modelo NAAPS, la pluma de polvo se desplaza hacia el noroeste y alcanza la zona de estudio el 5 de Septiembre. Se predicen los valores más altos de profundidad óptica de aerosol (hasta 0.8 en 550 nm) sobre el Sur de la Península Ibérica para el día 6 de Septiembre. Según el modelo, el 7 de Septiembre la pluma de polvo continúa desplazándose hacia el noroeste y, finalmente el 8 de Septiembre se predice solamente una densidad residual sobre el Atlántico Norte.

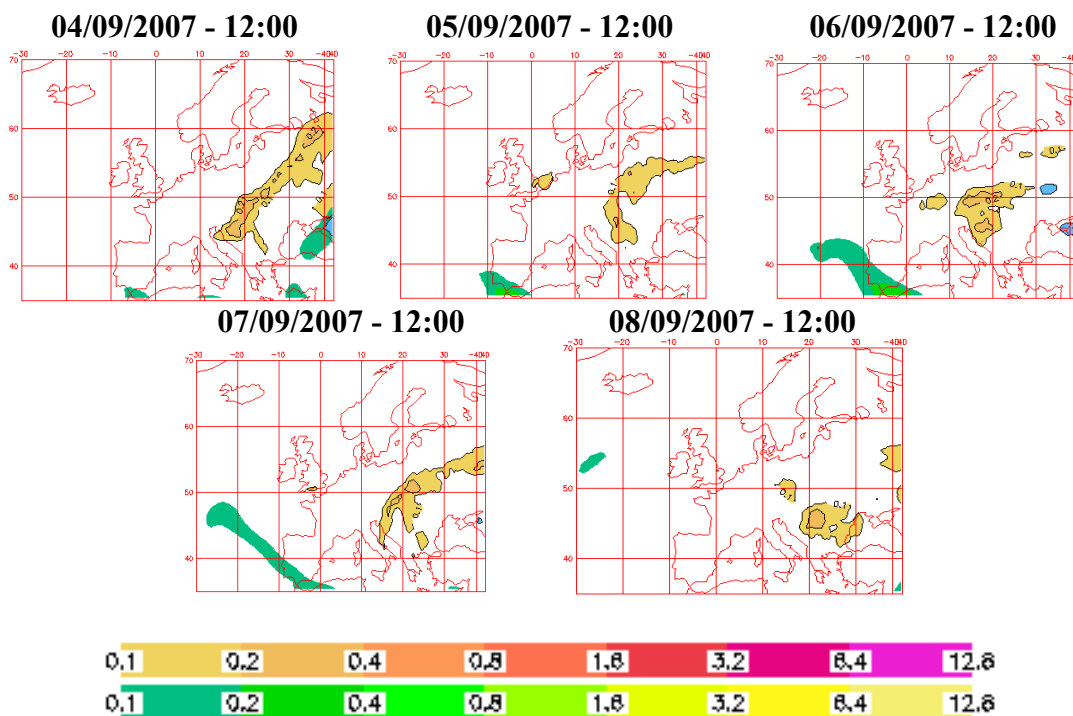


Figura 6.2. Profundidad óptica de aerosol a 550 nm predicho por el NAAPS (Navy Aerosol Analysis and Prediction System) para el periodo 4-8 Septiembre de 2007. Escala de color: naranja/rojo (sulfatos), verde/amarillo (polvo), y azul (humo). Se observa una pluma cargada de polvo procedente del Norte de África afectando al Sur de la Península Ibérica y desplazándose hacia el noroeste.

En la Figura 6.3 se presenta la evolución espacial del evento de polvo en términos de carga de polvo (g/m^2) en la región mediterránea para el periodo de interés, según el modelo DREAM (<http://www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM>). La carga de polvo se define como la integral, en la coordenada vertical z , del perfil

vertical de densidad de polvo, es decir, la carga de polvo es la masa de polvo por sección unitaria de la columna atmosférica. Los resultados están de acuerdo con los

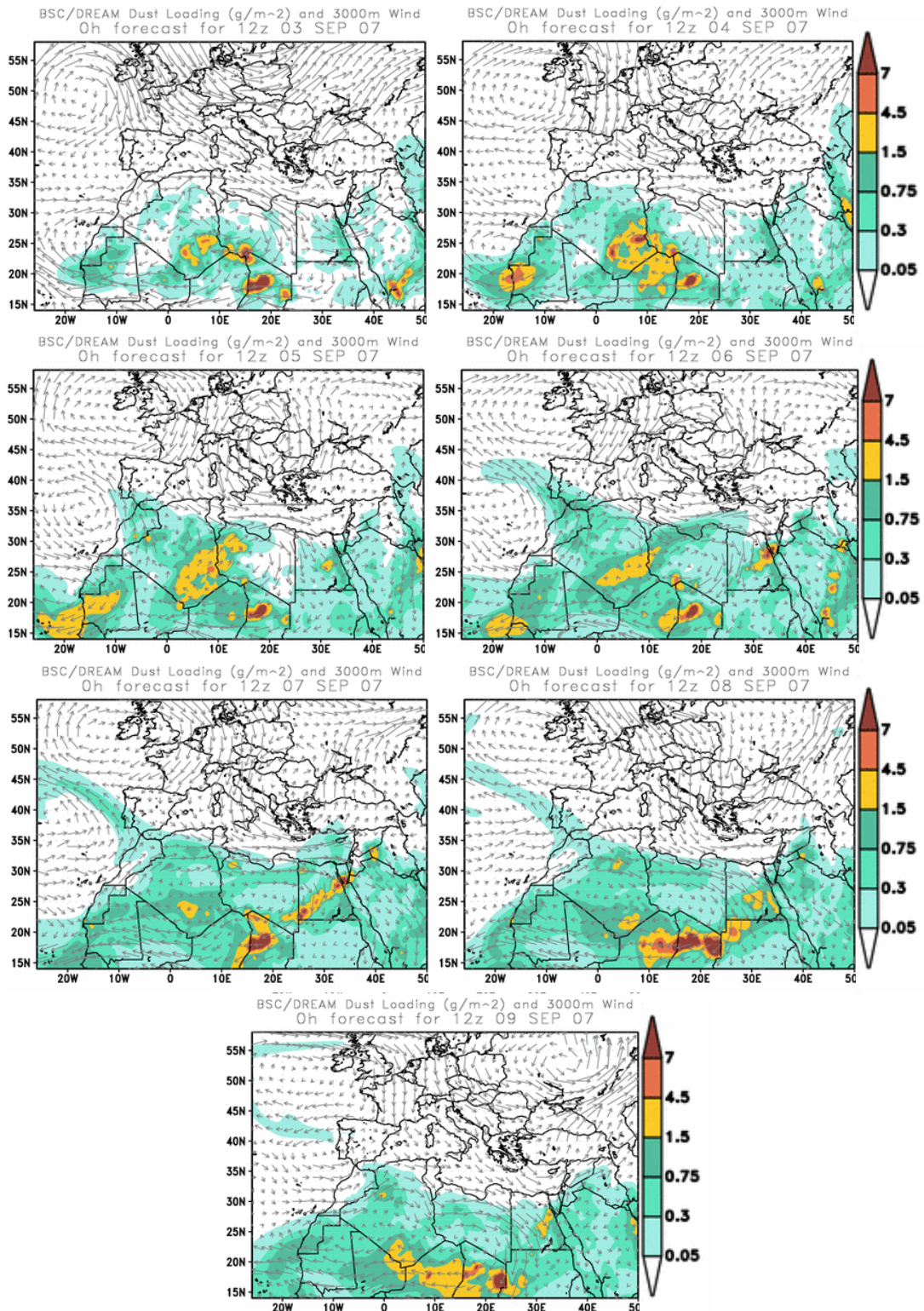


Figura 6.3. Mapas de carga de polvo (g/m^2) y vectores de viento a 3000 m calculados por el modelo DREAM. Este modelo muestra un retraso respecto al modelo NAAPS (el día de finalización está retrasado un día en el modelo DREAM respecto al modelo NAAPS).

proporcionados por el modelo NAAPS, excepto que el modelo DREAM predice un periodo largo para el evento que concluye el 9 de Septiembre (en contraste con el día 8 predicho por el modelo NAAPS). La espectacular pluma de polvo que comienza en la región del Norte de África se desplaza al Atlántico Norte cruzando el Sur de la Península Ibérica. Se predicen los valores más altos de carga de polvo para el 6 de Septiembre en coincidencia con los resultados del modelo NAAPS.

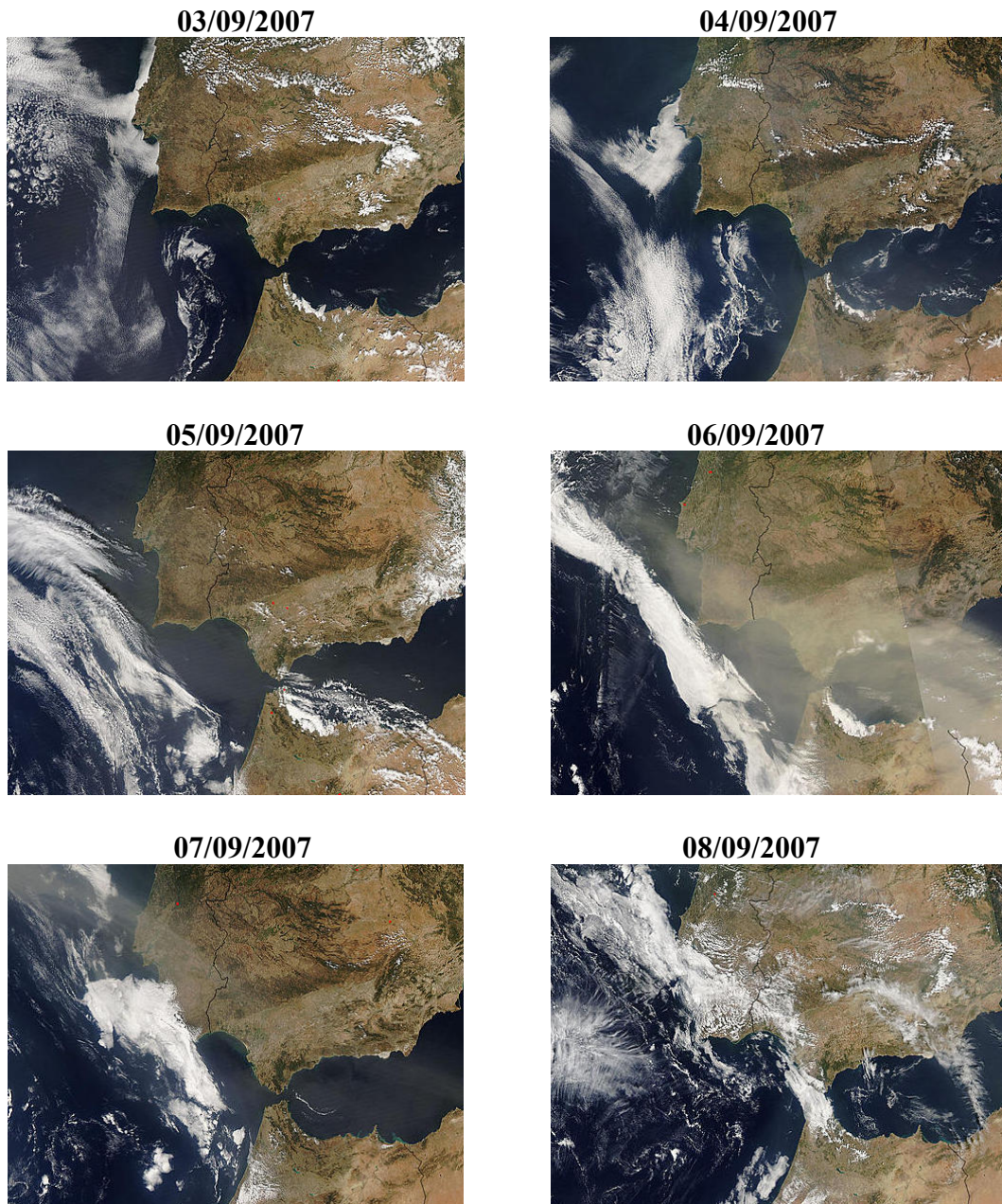


Figura 6.4. Imágenes en color verdadero obtenidas con Aqua MODIS (tamaño de píxel 2km) para el periodo de 3-8 de Septiembre de 2007. La secuencia de imágenes recoge el evento de polvo sahariano. Comenzó el 4 de Septiembre y terminó el 7 de Septiembre en coincidencia con el modelo NAAPS. La mayor carga se observa el día 6 de Septiembre como indicaron los modelos de predicción NAAPS y DREAM.

Se ha confirmado visualmente este extraordinario evento de polvo desde satélite mediante las imágenes MODIS (<http://modis.gsfc.nasa.gov>). En la Figura 6.4 se puede observar la presencia de una pluma cargada de aerosol procedente del Norte de África. El evento de polvo sahariano se recoge en la secuencia de imágenes. Las imágenes claramente muestran el flujo de una densa capa de aerosol saliendo del Norte de África el 4 de Septiembre y que es visualmente intensa el 6 de Septiembre como predijeron los modelos. El evento parece terminar el 7 de Septiembre en coincidencia con el modelo NAAPS.

VI.4. TELEDETECCIÓN PASIVA EN GRANADA

Este evento especial de polvo sahariano se caracteriza por su extrema intensidad sobre el Sur de la Península Ibérica. Se puede visualizar rápidamente la intensidad del evento mediante las series de profundidad óptica de aerosol obtenidas con el Cimel CE 318-4 operado desde Granada y coordinado en la red AERONET (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>) durante el intervalo de Agosto de 2004 a Diciembre de 2007 (datos nivel 2) y se ha confirmado que el evento analizado es el más intenso en dicho periodo. La Figura 6.5 muestra las series temporales de los valores instantáneos de profundidad óptica de aerosol a 500 nm y del exponente de Angström (es decir, la dependencia espectral de profundidad óptica de aerosol) calculado sobre el rango 440-870 nm. Los valores del exponente de Angström presentan una tendencia a disminuir con valores menores que 1 durante los días centrales del evento. Durante el 6 de Septiembre se detectó una combinación de valores altos de profundidad óptica de aerosol, en el rango 0.86-1.50 en 500 nm, con valores reducidos de exponente de Angström, en el rango 0.1-0.25. Esto se corresponde con la pluma cargada de polvo que detecta el Aqua MODIS procedente del Norte de África y desplazándose hacia el noroeste. La fuerte anticorrelación entre la profundidad óptica del aerosol y el exponente de Angström que se muestra en la Figura 6.5 en combinación con los valores bajos de este último parámetro es una clara signatura de la presencia de partículas de polvo mineral en la columna atmosférica [Lyamani et al., 2005; Lyamani et al., 2006a.].

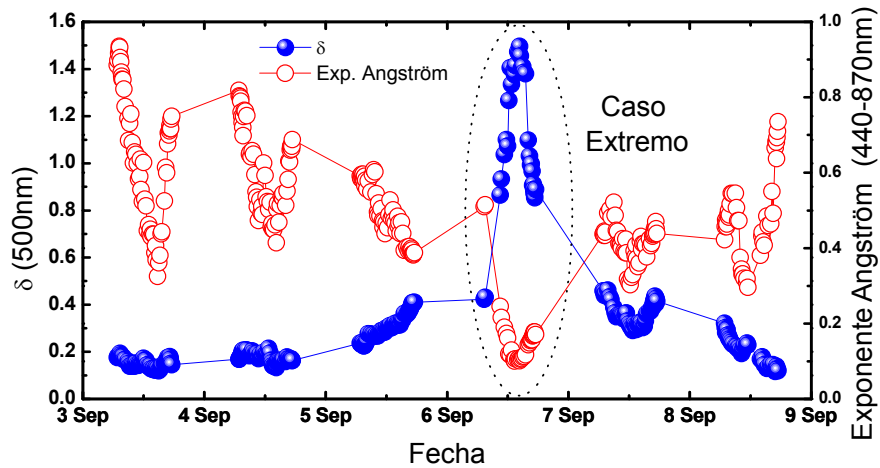


Figura 6.5. Profundidad óptica de aerosol a 500 nm y exponente de Angström (440-870 nm) obtenidos mediante el Cimel CE 318-4. Datos nivel 2 de la estación de Granada procesados por AERONET. Se identificaron valores extremos para ambas propiedades ópticas el día 6 de Septiembre cuando se detecta por los modelos mencionados anteriormente y cuando se observa la mayor carga de aerosol en las imágenes del Aqua MODIS.

Las distribuciones de tamaño de partícula siempre presentan dos modos en el rango en que los instrumentos ópticos son sensibles (del ultravioleta al infrarrojo); sin embargo el peso relativo de cada modo depende de las partículas de aerosol dominante en la columna atmosférica. Típicamente, el modo fino o submicrométrico (modo de partículas con radio $< 1 \mu\text{m}$) corresponde a partículas antropogénicas mientras que la presencia de un modo grueso o micrométrico (modo de partículas con radio $> 1 \mu\text{m}$) se asocia a partículas con tamaños más grandes como partículas de polvo mineral. Las distribuciones de tamaño volumétricas integradas en columna calculadas a partir de las inversiones del Cimel CE-318-4 evidencian la gran contribución de partículas gruesas en la columna atmosférica. La Figura 6.6 presenta las distribuciones de tamaño volumétricas invertidas durante el periodo seleccionado. En el 3 y 4 de Septiembre las distribuciones de tamaño volumétricas presentan un comportamiento bimodal equilibrado indicando contribuciones volumétricas semejantes para las partículas submicrométricas y micrométricas. La contribución urbana de nuestra zona de estudio se puede apreciar en las pequeñas diferencias en el modo submicrométrico para diferentes momentos del día. A lo largo del día 5 de Septiembre el modo micrométrico se intensifica de acuerdo con el incremento de profundidad óptica de aerosol y la disminución del exponente de Angström que se observa en la Figura 6.5. Como resultado de esta tendencia, el día 6 de Septiembre se invierten distribuciones de tamaño volumétricas extremas (notar que la escala para este día es diferente en la Figura 6.6).

De esta forma, los valores máximos del modo micrométrico se incrementan en un factor ~ 5 en el día 6 respecto al máximo de los otros días. Se registraron valores de exponente de Angström entre 0.12 y 0.17 durante este día que están asociados al predominio del modo de partículas micrométricas encontrado en la Figura 6.6. En el día 7 se observa un comportamiento con forma de U en el exponente de Angström que se explica en términos de un aumento y una posterior disminución del modo micrométrico a lo largo del día. Finalmente, el modo micrométrico tiende a disminuir al final del evento el 8 de Septiembre.

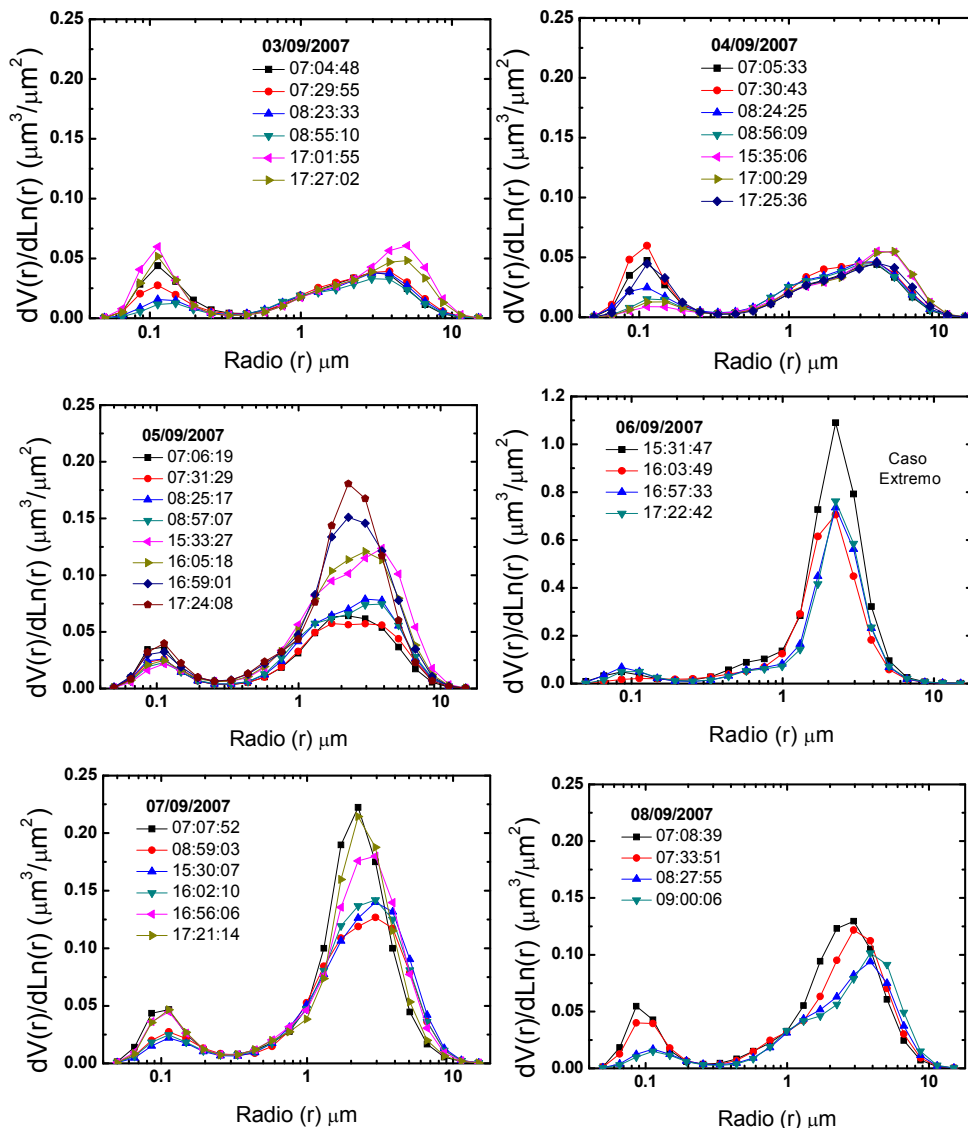


Figura 6.6. Distribuciones de tamaño calculadas a partir del Cimel CE 318-4. Datos AERONET nivel 2 (inversión almucantar, versión 2). Hay que destacar el cambio de escala para el día 6 de Septiembre. Se detectaron valores extremos del modo micrométrico el 6 de Septiembre en coincidencia con los modelos mencionados anteriormente y cuando se observa la mayor carga de aerosol mediante las imágenes Aqua MODIS. Los valores máximos del día 6 de Septiembre son aproximadamente un factor 5 mayor que el máximo detectado durante los restantes días.

A partir de los valores del exponente de Angström se pueden calcular las contribuciones del modo submicrométrico y del modo micrométrico a la profundidad óptica de aerosol. El algoritmo asume que la profundidad óptica total del aerosol es la suma de las profundidades ópticas del modo submicrométrico y micrométrico, y que el exponente de Angström total es la suma ponderada de los exponentes de Angström del modo submicrométrico y micrométrico [O'Neill et al., 2001; O'Neill et al, 2003]. Los factores de peso se calculan como el cociente de la profundidad óptica del modo considerado entre la profundidad óptica total del aerosol. La Figura 6.7 presenta las series temporales de profundidad óptica total del aerosol, la contribución del modo submicrométrico a la profundidad óptica de aerosol total, la contribución del modo micrométrico a la profundidad óptica de aerosol total y la fracción micrométrica (cociente entre la profundidad óptica de aerosol del modo micrométrico frente a la profundidad óptica total de aerosol) durante el evento. La contribución del modo submicrométrico a la profundidad óptica total del aerosol es aproximadamente constante durante el evento con valores por debajo del 0.15 excluyendo el 6 de Septiembre cuando aumenta hasta 0.25, indicando que la pluma de aerosol puede transportar también partículas submicrométricas. Esto era esperado debido a la gran estabilidad en el modo submicrométrico a lo largo del periodo analizado. En contraste, la contribución del modo micrométrico experimenta la misma tendencia que la profundidad óptica total del aerosol, indicando que la variabilidad asociada a la profundidad óptica de aerosol es provocada fundamentalmente por la llegada de partículas micrométricas procedentes del desierto del Sahara. La fracción del modo micrométrico es mayor de 0.45 para todo el periodo completo y alrededor de 0.90 durante el día de mayor profundidad óptica total del aerosol.

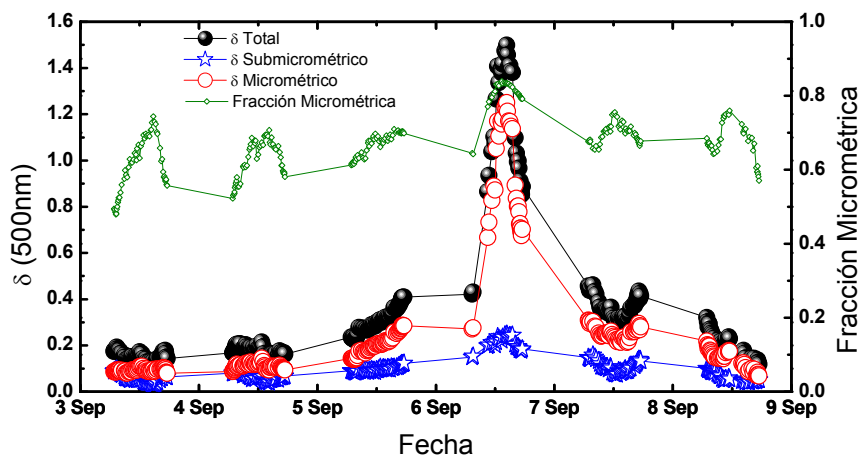


Figura 6.7. Profundidad óptica de aerosol a 500 nm discriminando entre modo submicrométrico y micrométrico.

VI.5. EVOLUCIÓN ESPACIAL DE TELEDETECCIÓN PASIVA SOBRE EL SUR DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

Desde el punto de vista de la teledetección pasiva, este evento de polvo sahariano se ha monitorizado sobre la base de los fotómetros solares Cimel CE-318 incluidos en la red AERONET (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>). Esta red opera este instrumento en tres puntos del Sur de la Península Ibérica: Granada (España, 37.16° N, 3.61° O, 680 m s.n.m.), El Arenosillo (España, 37.11° N, 6.73° O, 0 m s.n.m.) y Évora (Portugal, 38.60° N, 7.90° O, 293 m s.n.m.) (Figura 6.8).

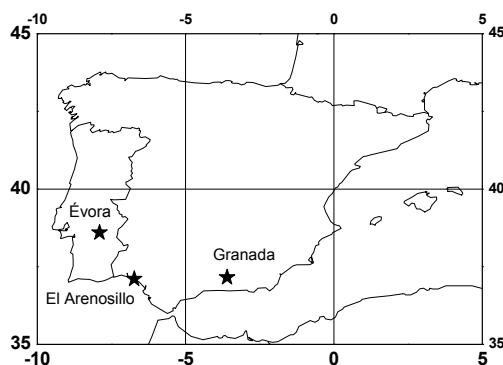


Figura 6.8. Localización de las estaciones de AERONET sobre el Sur de la Península Ibérica.

En la Figura 6.9 se presenta la profundidad óptica de aerosol a 675 nm, longitud de onda que presentan en común los diferentes modelos de radiómetro operados en las distintas estaciones, obtenida a partir de los fotómetros solares incluidos en AERONET en las tres localidades del Sur de la Península Ibérica mencionadas previamente. Para garantizar la calidad de los datos usados, llevamos a cabo nuestro análisis sobre los datos de mayor nivel proporcionados por AERONET para cada estación (datos de nivel 2 para Granada y Évora, y nivel 1.5 para El Arenosillo). De la Figura 6.9 merece la pena mencionar algunos detalles. En el periodo considerado todas las estaciones detectan un evento de polvo sahariano que se manifiesta por la tendencia de aumento de la profundidad óptica de aerosol a lo largo del día 5 de Septiembre. Para las estaciones de Granada y El Arenosillo, la tendencia de aumento alcanzó su valor máximo alrededor de las 13:30 GMT del 6 de Septiembre. A partir de este punto, la carga de aerosol decayó a lo largo del tiempo hasta valores menores de 0.15 detectados sobre estas estaciones el 8 de Septiembre. En la estación de El Arenosillo se detectaron valores ligeramente mayores que los registrados en la estación de Granada durante la fase más intensa del

evento de polvo sahariano. Sin embargo, este evento estuvo retrasado un día sobre la estación de Évora, como se detecta por los altos valores de profundidad óptica de aerosol del 7 de Septiembre. Además, los valores más altos detectados en Évora durante la fase más intensa fueron del orden de la mitad que los registrados en las otras estaciones. Esto parece indicar que la pluma de polvo procedente del Norte de África cruzó el Sur de la Península Ibérica con la mayor carga sobre las estaciones de Granada y El Arenosillo, y un flanco más débil sobrevoló Évora un día más tarde.

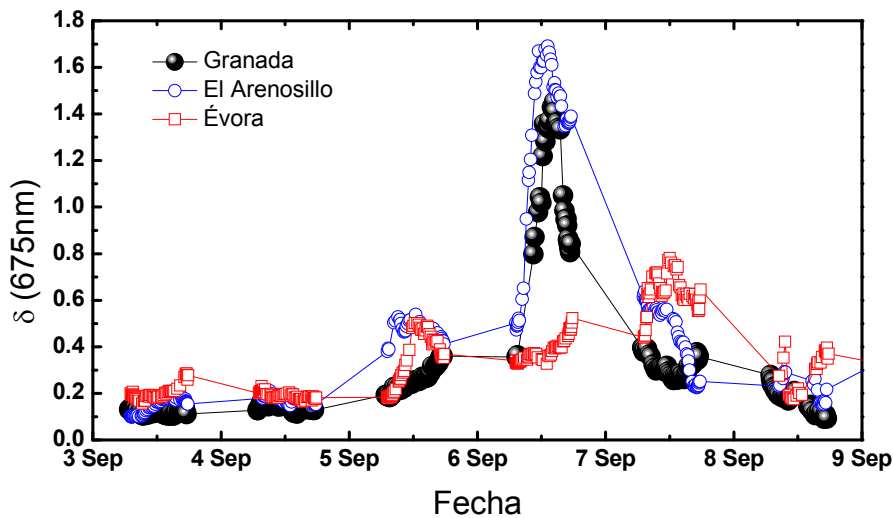


Figura 6.9. Profundidad óptica de aerosol a 675 nm obtenido con el Cimel CE 318-4 en tres estaciones diferentes del Sur de la Península Ibérica. Datos nivel 2 proporcionados por AERONET en Granada y Évora y nivel 1.5 en El Arenosillo. Se detectaron valores extremos el día 6 de Septiembre en Granada y El Arenosillo. El evento estuvo retrasado un día sobre Évora, lo que se detecta por los altos valores de profundidad óptica de aerosol del 7 de Septiembre.

A pesar de que la información proporcionada por la Figura 6.9 es importante, se debe tener en cuenta que está restringida a las tres estaciones particulares que cubren el Sur de la Península Ibérica. Los datos de satélite proporcionan una cobertura espacial más completa. Por esto se muestra la imagen global sobre la Península Ibérica de los mapas de profundidad óptica de aerosol generados por MODIS (colección V005, resolución espacial $1^\circ \times 1^\circ$), a los que se ha accedido mediante el sistema Giovanni de la NASA (<http://daac.gsfc.nasa.gov/techlab/giovanni/>) (consultar Apéndice B). Los análisis y visualizaciones usados en este estudio fueron producidos por el sistema de datos online Giovanni, desarrollado y mantenido por el Centro de Servicios de Datos e Información de la NASA [Acker and Leptoukh, 2007]. En la Figura 6.10 se muestra la

profundidad óptica de aerosol MODIS a 550 nm para cada uno de los días del periodo analizado en la región de 20°N a 50°N de latitud y de 30°O a 30°E de longitud. El 3 y 4 de Septiembre la Península Ibérica está libre de partículas desérticas y la profundidad óptica de aerosol está por debajo de 0.26 a 550 nm sobre las estaciones consideradas. El 5 de Septiembre la pluma cargada de polvo comienza a llegar a la Península Ibérica afectando al Sur de España y Portugal con valores máximos de profundidad óptica de aerosol de 0.58. El 6 de Septiembre una pluma ancha e intensa se extiende desde el Norte de África al Sur de la Península Ibérica con valores mayores de 0.9 sobre Granada y El Arenosillo, y valores menores de 0.5 sobre Évora, en coincidencia con los valores monitorizados por los fotómetros de AERONET en estas localidades. Este evento continúa su evolución inyectando la pluma de polvo sobre el Atlántico Norte el 7 de Septiembre, disminuyendo su influencia sobre las estaciones españolas (valores de profundidad óptica de aerosol menores de 0.5) y aumentándola sobre Évora (valores de profundidad óptica de aerosol alrededor de 0.66). Este comportamiento similar se acaba de describir en las series temporales de profundidad óptica de aerosol en las tres estaciones, aunque se pueden encontrar diferencias debido a la resolución de los mapas de profundidad óptica de aerosol generados por MODIS (1°x1°). Finalmente, el 8 de Septiembre la pluma de polvo está confinada totalmente sobre el Atlántico Norte, encontrándose valores bajos de profundidad óptica de aerosol sobre las estaciones españolas del Sur y una contribución restante sobre el Centro de Portugal.

Como se deduce de las líneas previas, los datos fotométricos solares obtenidos por la red AERONET permiten validar los productos de satélite como los mapas de profundidad óptica de aerosol de Aqua-MODIS, si bien las estaciones de superficie permiten obtener información más detallada sobre las distribuciones de partículas y otras propiedades microfísicas del aerosol.

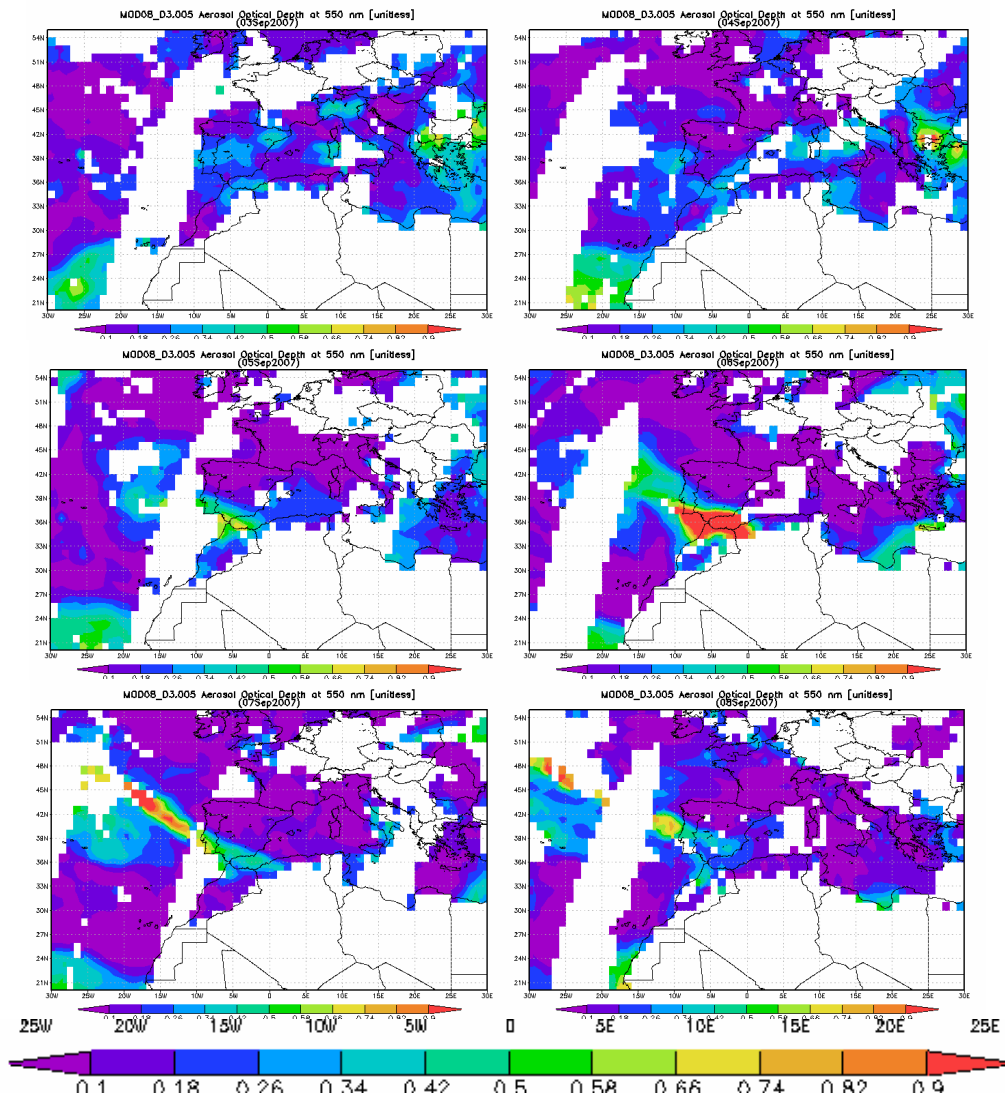


Figura 6.10. Profundidad óptica de aerosol a 550 nm obtenidos a partir de Aqua-MODIS (colección V005, resolución espacial 1°x1°).

VI.6. PERFILES VERTICALES MEDIANTE TELEDETECCIÓN ACTIVA

Las Figuras 6.11 y 6.12 muestran las series temporales de la señal corregida de rango durante varios periodos del 3 al 7 de Septiembre, tanto de día como de noche. Este tipo de representación nos permite conocer lo que sucede en la vertical de la estación de medida en el transcurso del tiempo. En las series temporales se ha ajustado la escala de color en cada caso para realzar las estructuras detectadas en cada momento. Se aprecia cómo cambia la estructura vertical de la columna atmosférica situada sobre el

sistema Lidar a lo largo del evento. El día 3, tanto de día como de noche, y durante el mediodía del día 4 de Septiembre la columna atmosférica presenta una gradiente negativo (desde superficie) de la señal corregida de rango dentro de la capa límite planetaria. Es por la noche del día 4 cuando llega a Granada una capa de aerosol situada por encima de 3.0 km (s.n.m.). Durante los restantes días la extensión vertical del aerosol sobre Granada es mucho mayor, sobrepasando en algunos instantes los 5.5 km (s.n.m.) y apareciendo capas de aerosol acopladas a la capa límite planetaria. Cabe destacar la estratificación que aparece en los días 6 y 7. El día 6 a mediodía se detecta una capa centrada en 3.0 km (s.n.m.) que presenta niveles de señal corregida de rango un factor ~ 4 mayor que en alturas inferiores. Posteriormente (noche del día 6 y mediodía del día 7), los niveles de señales corregida de rango en las capas de aerosol no muestran un contraste tan elevado pero la complejidad de la estructura vertical de la atmósfera aumenta apareciendo un mayor número de capas.

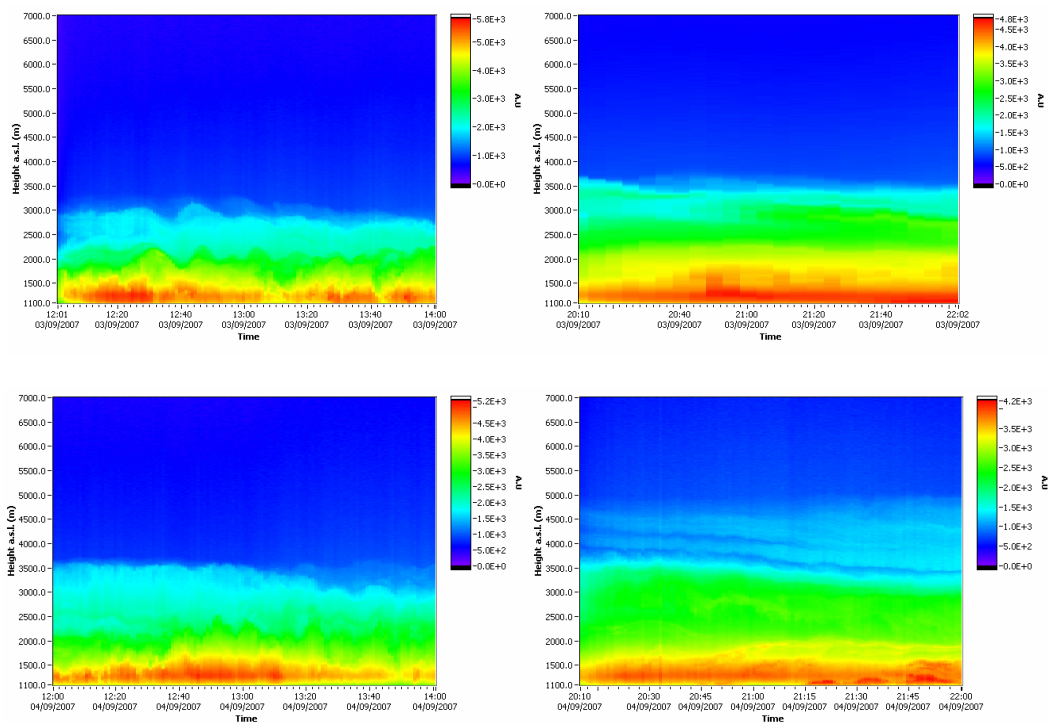


Figura 6.11. Evolución temporal de la señal corregida de rango a 532 nm para los días 3 y 4 de Septiembre de 2007.

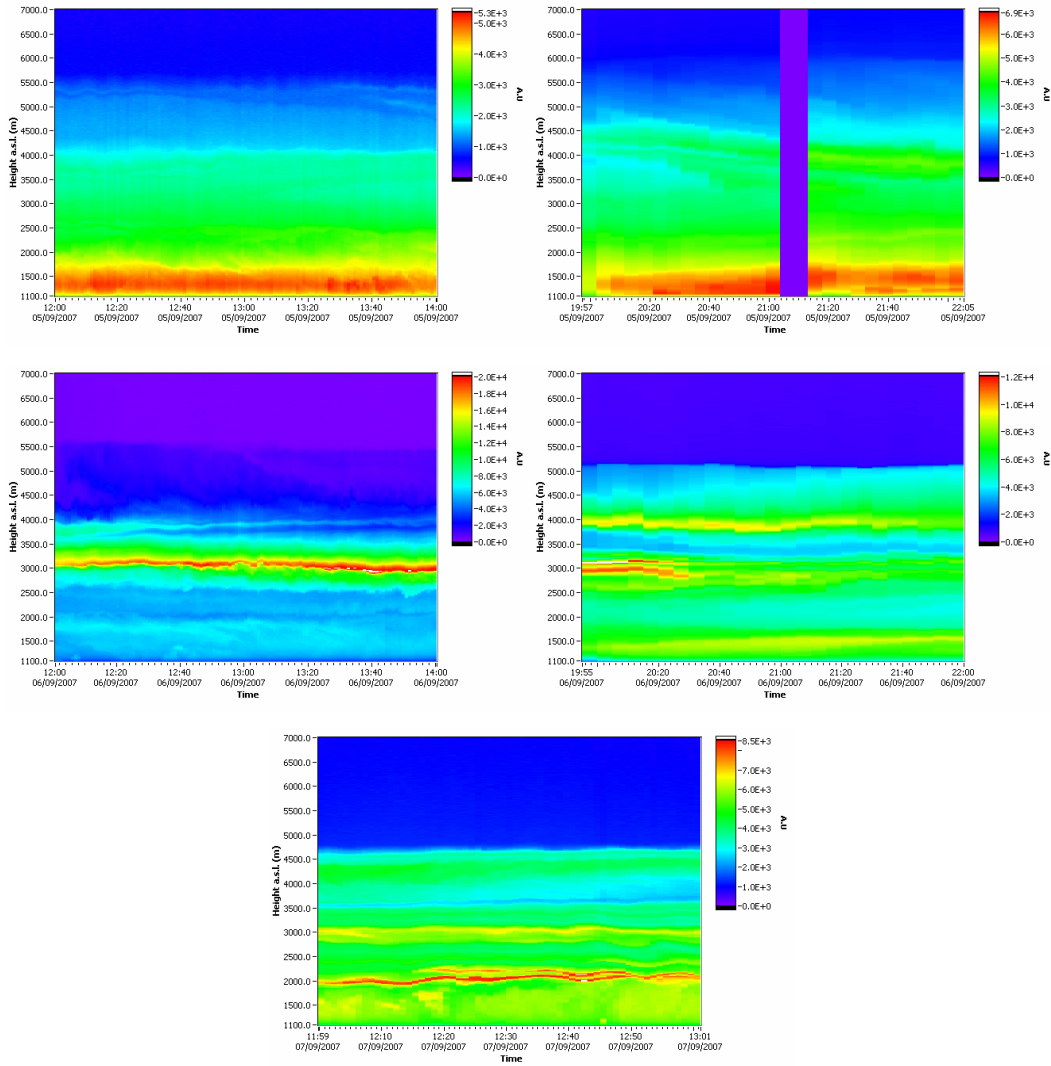


Figura 6.12. Evolución temporal de la señal corregida de rango a 532 nm para los días 5, 6 y 7 de Septiembre de 2007.

La Figura 6.13 presenta los perfiles de coeficiente de retrodispersión de aerosol e índice de color en el periodo del 3 al 7 de Septiembre a mediodía. Estos perfiles se calcularon con el algoritmo de Klett-Fernald-Sasano, siguiendo los procedimientos descritos en un capítulo IV. Los perfiles muestran la evolución de la distribución vertical del aerosol durante los días del evento de polvo sahariano analizado y la combinación de las diferentes propiedades nos permite obtener información sobre el tipo de partícula presente en cada altura.

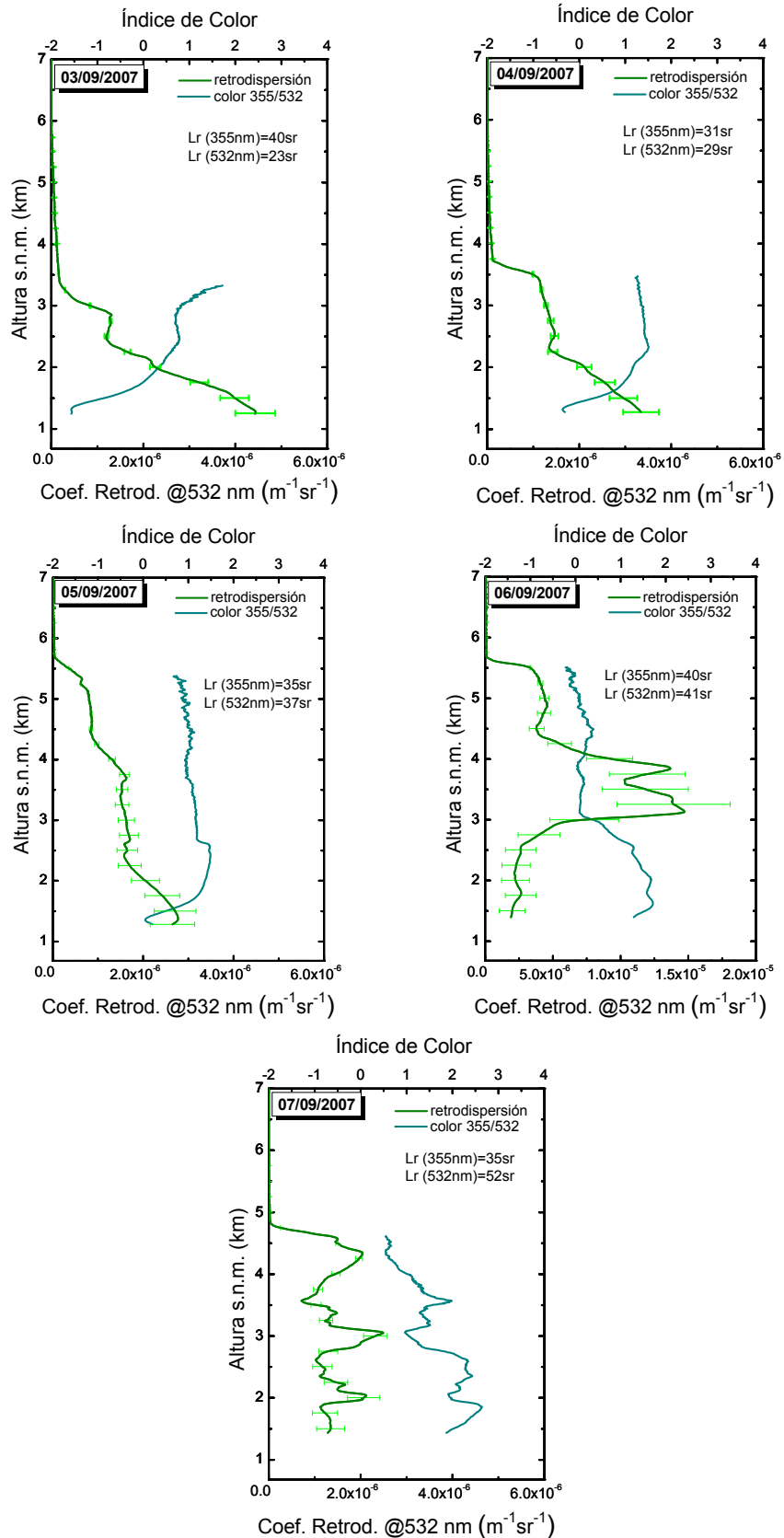


Figura 6.13. Perfiles verticales de coeficiente de retrodispersión de aerosol a 532 nm, e índice de color en el rango 355-532 nm para cada día (perfiles promediados entre 12:00-12:30 GMT). En las gráficas se incluyen los valores de razón Lidar para la inversión de Klett-Fernald-Sasano.

En los días 3 y 4 de Septiembre la mayor carga de aerosol está confinada por debajo de los 3.0 y 3.5 km (s.n.m.), respectivamente. El índice de color en el rango 355-532 nm alcanzó valores menores a 0.5 en los niveles más bajos, indicando la presencia de partículas micrométricas. Esta capa es muy diferente de la localizada por encima de 2.5 km (s.n.m.) en la que encontramos partículas submicrométricas con índices de color entre 1 y 2. En los perfiles del día 4 de Septiembre se observa un comportamiento similar. Estos resultados están de acuerdo con el origen de masas de aire mencionado anteriormente. La estructura vertical de la atmósfera sobre Granada cambió radicalmente, como lo indican los perfiles de las propiedades ópticas del 5 de Septiembre. En este día las partículas de aerosol alcanzaron alturas mayores (> 5.5 km s.n.m.) mostrando dos capas diferenciadas. En la capa de polvo, localizada entre 2.5 y 5.5 km (s.n.m.) el índice de color estuvo en el rango 0.5-1.0, mientras que la capa de aerosol con origen mediterráneo (< 2.5 km s.n.m.) alcanzó índices de color mayores de 1.0. El mapa de color de coeficiente de retrodispersión atenuado⁴ obtenido con el Lidar CALIOP a bordo del satélite CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar Infrared Pathfinder Satellite Observations) del día 5 de Septiembre detectó plumas de aerosol hasta 5.0 km (s.n.m.) sobre áreas cercanas a Granada (Figura 6.14). Las diferencias para la cima de la capa de polvo se podrían explicar teniendo en cuenta la distancia en línea recta entre la trayectoria de CALIPSO y Granada (alrededor de 78 km). Además debe tenerse en cuenta el retraso temporal de la pasada de CALIPSO respecto a la medida Lidar realizada desde superficie (la pasada de CALIPSO fue alrededor de las 13:30 GMT).

Durante la fase más intensa (6 de Septiembre) los valores máximos de retrodispersión de aerosol son del orden de un factor 8 respecto al máximo encontrado los restantes días, en coincidencia temporal con los valores de otras propiedades ópticas detectados mediante teledetección pasiva (notar la diferente escala para la gráfica del 6 de Septiembre en la Figura 6.13). Se detectaron valores de hasta $1.5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ en la capa con mayor carga de aerosol entre 3.0 y 4.0 km (s.n.m.), aunque se detectaron partículas por encima de 5.5 km (s.n.m.). En esta fase del evento las partículas de polvo mostraron índices de color entre -0.5 y valores ligeramente inferiores a 1, mientras que las partículas en capas más bajas con origen mediterráneo y europeo presentaron índices

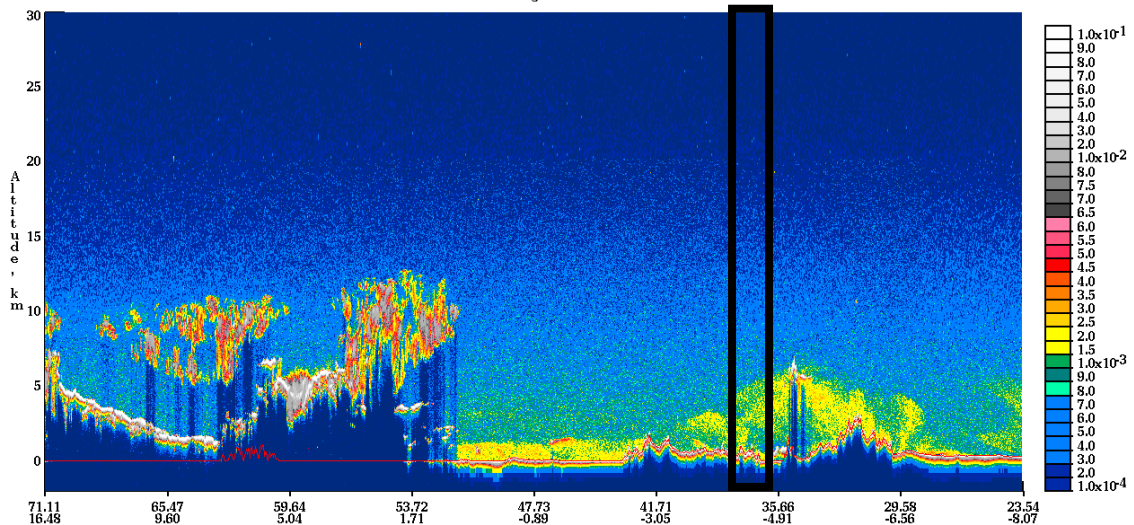
⁴ El coeficiente de retrodispersión atenuado es uno de los primeros productos que se han obtenido del satélite CALIPSO desde su lanzamiento en Abril de 2006. El coeficiente de retrodispersión atenuado se define como el coeficiente de retrodispersión total (moléculas + partículas) multiplicado por la transmitancia de la atmósfera tanto durante la propagación del pulso láser desde el satélite hasta la superficie de la Tierra como desde la superficie hasta el satélite.

de color hasta 1.7. Estos valores están de acuerdo con los encontrados para partículas de polvo desértico y partículas antropogénicas por otros autores [Ansmann et al., 2003; Balis et al., 2004]. Finalmente, el 7 de Septiembre tiene una estructura en capas más compleja como consecuencia de la finalización del evento de polvo sahariano. Gran parte del perfil muestra índices de color mayores de 1, excepto por encima de 4.0 km (s.n.m.), que indica la presencia de partículas micrométricas en zonas altas (índice de color < 1.0).

PASADA NOCTURNA 05/09/2007

532 nm Total Attenuated Backscatter, /km /sr Begin UTC: 2007-09-05 02:16:48.6262 End UTC: 2007-09-05 02:30:17.2732

Version: 2.01 Image Date: 02/25/2008



PASADA DIURNA 05/09/2007

532 nm Total Attenuated Backscatter, /km /sr Begin UTC: 2007-09-05 13:23:28.8372 End UTC: 2007-09-05 13:36:57.4892

Version: 2.01 Image Date: 02/25/2008

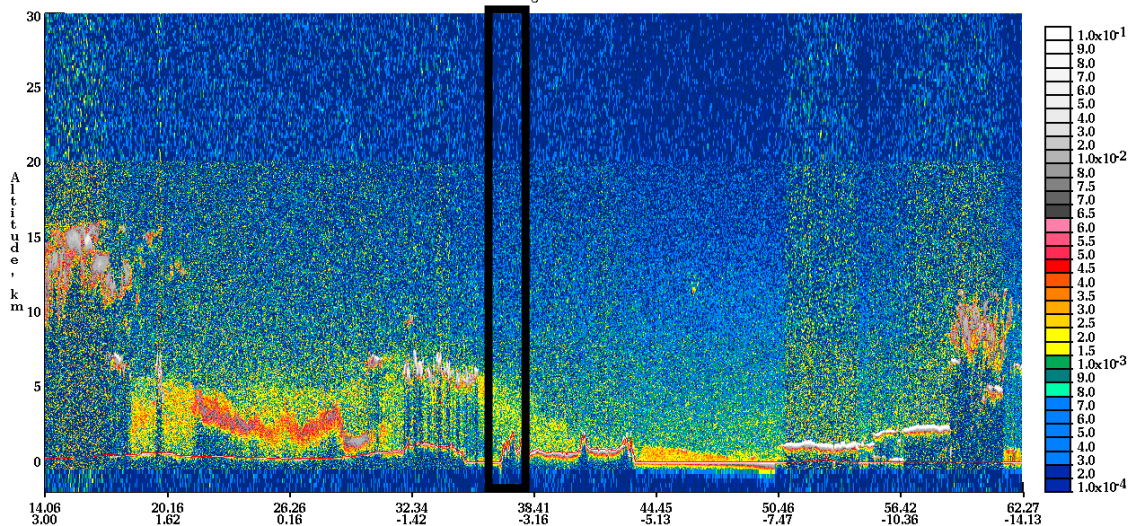


Figura 6.14. Mapa de color de coeficiente de retrodispersión atenuada obtenido con CALIOP (satélite CALIPSO) del 5 de Septiembre de 2007 durante la noche (arriba) y el día (abajo) para las pasadas sobre la estación EARLINET Granada. Se detectaron plumas de aerosol sobre áreas cercanas a Granada (37.16°N, 3.61°O). El recuadro negro indica las inmediaciones de la estación de Granada.

En la Figura 6.15 se presentan los perfiles de extinción, retrodispersión y razón Lidar a 532 nm obtenidos mediante el algoritmo Raman para las noches del 3, 4, 5 y 6 de Septiembre. La evolución temporal de los perfiles verticales que se presentan aquí está de acuerdo con la de los perfiles de retrodispersión obtenidos a mediodía. La extensión vertical del aerosol alcanzó hasta 4.7 km (s.n.m.) durante la noche del 4 de Septiembre, varias horas antes de la pasada de CALIPSO (02:26 GMT). El mapa de color de coeficiente de retrodispersión atenuado mostrado en la Figura 6.14 indica que existe una pluma de aerosol hasta aproximadamente unos 5.0 km (s.n.m.). Considerando tanto los perfiles elásticos como inelásticos (Figuras 6.13 y 6.15) (que indican la existencia de una pluma de aerosol hasta 4.7 y 5.7 km (s.n.m.) la noche del 4 y mediodía del 5 de Septiembre, respectivamente), podemos concluir que existe buen acuerdo entre las medidas Lidar realizadas desde superficie y las tomadas con el satélite CALIPSO.

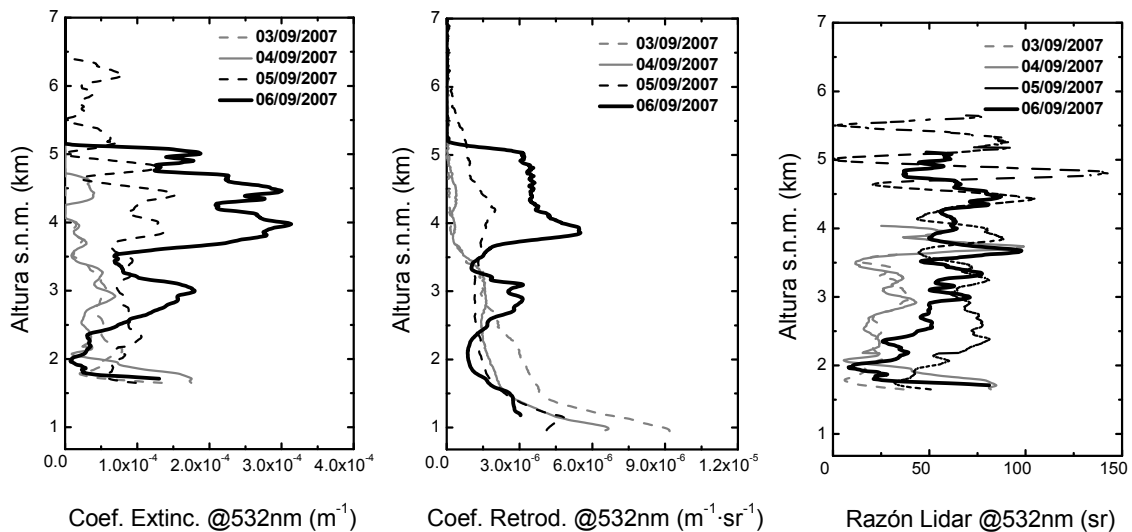


Figura 6.15. Perfiles verticales de extinción, retrodispersión y razón Lidar de aerosol a 532 nm calculados con el algoritmo Raman para las medidas nocturnas. Los datos Lidar se promediaron de 20:32-21:02, 20:30-21:00, 20:32-21:02 y 20:30-21:00 GMT para el 3, 4, 5 y 6 de Septiembre de 2007, respectivamente.

Durante la noche, se ha comparado la profundidad óptica de aerosol obtenido mediante el fotómetro estelar Excalibur con el calculado, mediante integración del perfil del coeficiente de extinción, a partir de las señales Lidar. Los datos fotométricos fueron promediados 20:32-21:02, 20:30-21:00, 20:32-21:02 y 20:30-21:00 GMT para el 3, 4, 5 y 6 de Septiembre, respectivamente. Cabe destacar los resultados obtenidos para los

días de mayor carga de polvo. Así, con el sistema Lidar Raman se obtuvo un valor de profundidad óptica de aerosol a 532 nm de 0.44 y 0.63 para el 5 y 6 de Septiembre, respectivamente. En cambio, con el fotómetro Excalibur se obtuvo un valor de profundidad óptica de aerosol a 500 nm de 0.38 y 0.64 para el 5 y 6 de Septiembre, respectivamente. Las diferencias encontradas entre los valores proporcionados por los dos instrumentos pueden deberse a diferentes causas, tales como la suposición de coeficiente de extinción constante con la altura en las capas atmosféricas más superficiales. En el caso de tener una atmósfera cargada de polvo, es típico que esta condición de homogeneidad no se cumpla estrictamente, por lo que la profundidad óptica de aerosol calculada en dos direcciones de observación distintas puede diferir.

A partir del cálculo independiente de los perfiles de extinción y retrodispersión de aerosol, se puede calcular la razón Lidar variable con la altura. La razón Lidar varía en torno a 25 sr el 3 y 4 de Septiembre para la mayor parte del perfil. El 5 de Septiembre, cuando las partículas de polvo han llegado a la columna atmosférica sobre Granada, la razón Lidar varía entre 50-65 sr en las regiones afectadas por la pluma de polvo mineral. Los valores para el 6 de Septiembre son similares. En la Figura 6.13 se incluyen los valores de las razones Lidar que se han empleado como entrada para el algoritmo elástico. Los valores ajustados por comparación de la profundidad óptica derivada de los perfiles de extinción con los datos de fotometría solar están de acuerdo con los obtenidos mediante teledetección activa (metodología Raman y perfiles de índice de color a mediodía) y el análisis sinóptico (incluyendo retrotrayectorias y resultados de modelos). Así, para el 3 y 4 de Septiembre las razones Lidar están por debajo de 35 sr a 532 nm, y son mayores de ese valor para el resto del evento.

Los valores de razón Lidar encontrados en este estudio están de acuerdo con los resultados encontrados por otros autores. Así, para aerosol marino se encontró valores de razón Lidar de 23 ± 3 sr a 532 nm en el Atlántico Norte durante la campaña ACE2 [Müller et al., 2007] y valores de 23 ± 5 y 29 ± 8 sr en la capa límite planetaria y en la troposfera libre, respectivamente, para la misma longitud de onda en el Océano Índico Tropical durante la campaña INDOEX [Müller et al., 2007]. Asimismo, en el Sur de Italia se registraron valores entre 23 y 44 sr a 531 nm con un sistema Lidar Raman [De Tomasi and Perrone, 2003], y de 28 ± 11 sr a 355 nm en Grecia [Amiridis et al., 2005]. Para el caso de aerosol marino contaminado se obtuvieron valores en el rango 30-40 sr a

532 nm en el Océano Índico Tropical durante la campaña INDOEX [Müller et al., 2007]. Por otro lado, el polvo desértico presenta una mayor variabilidad. En este sentido se encontraron en el Norte de Europa valores entre 40-80 sr y entre 50-90 sr para 532 y 355 nm, respectivamente [Ansmann et al., 2003]. Se registraron valores de 55 ± 6 sr a 355 y 532 nm en la capa límite planetaria en regiones fuente del desierto del Sahara durante la campaña SAMUM [Müller et al., 2007] y se encontraron valores de 59 ± 11 sr a 532 nm para partículas procedentes del desierto del Sahara en la troposfera libre sobre Europa [Müller et al., 2007]. Finalmente, se registraron valores de 38 ± 15 sr a 355 nm [Mona et al., 2006] y entre 48-74 a 351nm [De Tomasi and Perrone, 2003], ambos en el Sur de Italia., y 51.7 ± 24.7 sr a 355 nm en Grecia [Balis et al., 2004].

Se debe tener en cuenta que el ajuste de la razón Lidar mediante el empleo de las profundidades ópticas obtenidas mediante el radiómetro Cimel CE-318-4 asume una razón Lidar independiente de la altura, que puede considerarse como un valor promedio efectivo para toda la columna atmosférica. En este sentido, si una capa cargada de aerosol distinto de polvo está presente durante un evento de polvo sahariano, el valor de razón Lidar así obtenido es diferente del que se podría esperar para una capa de polvo puro, y los valores de razón Lidar determinados por el método Raman (dependiente de la altura) pueden diferir de los calculados por el método elástico ajustado (independiente de la altura).

Fecha		% Profundidad Óptica de Aerosol en Capas (s.n.m.)					
		< 1.5 (km)	1.5-2.5 (km)	2.5-3.5 (km)	3.5-4.5 (km)	4.5-5.5 (km)	> 5.5 (km)
03/09	D	51.3	34.6	11.1	1.7	0.7	0.1
	N	54.4	28.2	13.7	2.2	0.7	0.4
04/09	D	43.1	32.5	20.4	2.8	0.5	0.1
	N	52.4	22.6	18.2	4.5	1.4	0.5
05/09	D	27.5	25.9	19.9	15.8	9.4	0.7
	N	34.7	17.9	13.8	18.6	9.8	2.5
06/09	D	6.1	9.1	33.2	33.4	16.1	1.4
	N	20.7	11.0	18.4	31.4	17.5	0.3
07/09	D	18.3	24.4	26.7	24.6	5.0	0.0

Tabla 6.1. Contribución, en porcentaje, a la profundidad óptica de aerosol en 532 nm correspondiente a los perfiles de retrodispersión de aerosol mostrados en las Figuras 6.13 y 6.15. (D, día; N, noche).

Según los resultados previos de la estructura vertical es evidente que la llegada del polvo sahariano implicó un gran aumento de la carga de aerosol en la troposfera libre. Para estimar la contribución de la extinción de luz por partículas en la troposfera libre a la profundidad óptica de aerosol, se ha calculado la contribución (en porcentaje) a la profundidad óptica de aerosol correspondiente a diferentes capas. Los cálculos se han realizado sobre la base de perfiles de retrodispersión durante el día, y tanto perfiles de retrodispersión como perfiles de extinción durante la noche. La Tabla 6.1 presenta la contribución a la profundidad óptica de aerosol de 532 nm calculado en diferentes capas sobre los perfiles de retrodispersión en todos los casos. La contribución calculada sobre la base de los perfiles de extinción difiere de la calculada sobre perfiles de retrodispersión menos del 6%, excepto en algún caso en la capa inferior a 1.5 km (s.n.m.), en la que la diferencia es ligeramente mayor. Así, en la fase inicial del periodo analizado la contribución por debajo de los 2.5 km (s.n.m.) alcanzó valores alrededor del 85% y del 75% en el 3 y 4 de Septiembre, respectivamente. Durante el resto del evento la contribución a la profundidad óptica de aerosol no presenta grandes diferencias hasta los 4.5 km (s.n.m.) excepto el 6 de Septiembre a mediodía donde la capa comprendida entre 2.5 y 4.5 km (s.n.m.) presenta una contribución de hasta el 67%.

VI.7. COMPARACIÓN ENTRE TELEDETECCIÓN ACTIVA Y PASIVA

En esta sección se lleva a cabo la comparación entre teledetección activa y pasiva. Para alcanzar este objetivo, se ha comparado, durante el día, la razón Lidar ajustada, aplicando la condición de contorno dada por la profundidad óptica de aerosol del Cimel CE 318-4 (procedimiento explicado en el capítulo IV), con la razón Lidar obtenida directamente de las propiedades microfísicas del aerosol, obtenidas mediante inversión de las medias de extinción y radiancia del cielo realizadas con el radiómetro Cimel CE 318-4. Para ello hemos calculado la razón Lidar a partir de las propiedades microfísicas del aerosol utilizando la siguiente expresión [Welton et al., 2002]:

$$Lr = \frac{4\pi}{\omega_0 P(180^\circ)} \quad (6.5)$$

donde Lr es la razón Lidar, ω_0 es el albedo de dispersión simple y $P(180^\circ)$ es la función de fase a 180° . Como se presentó en la sección II.6. 2., el albedo de dispersión simple se define como el cociente entre el coeficiente de dispersión y el coeficiente de extinción, y la función de fase de dispersión simple evalúa la distribución angular de la radiación dispersada (en este cálculo en particular nos interesa solamente la dirección de 180°).

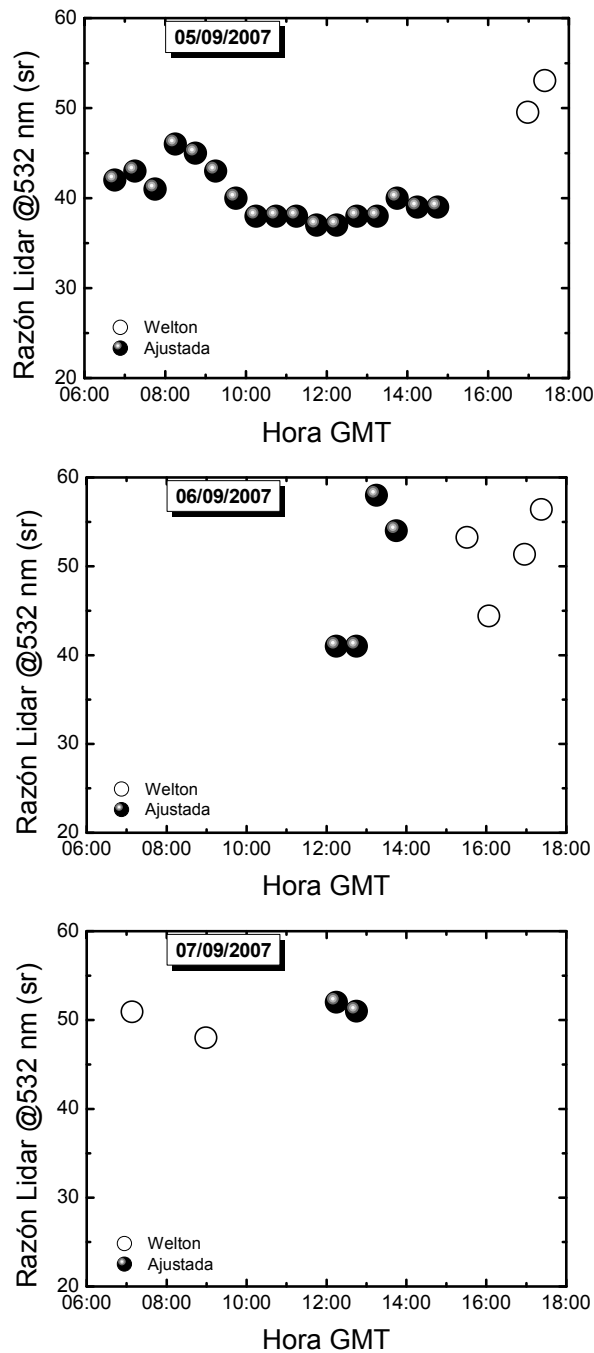


Figura 6.16. Razón Lidar a 532 nm calculada por el Cimel CE-318 a través de la fórmula de Welton y la ajustada integrando el perfil de extinción de aerosol comparado con la profundidad óptica de aerosol.

La Figura 6.16 muestra la razón Lidar a 532 nm determinada mediante los dos procedimientos. Las diferencias horarias se deben a la ausencia de sincronización entre las medidas de radiancia del radiómetro Cimel CE-318-4 utilizadas para obtener la inversión de propiedades microfísicas en columna que cumplen con los criterios apropiados (simetría y profundidad óptica de aerosol a 440 nm >0.4) y las medidas del sistema Lidar. En cualquier caso, las razones Lidar obtenidas por los dos procedimientos están de acuerdo, mostrando valores entre 40-60 sr para todos los casos como es típico para eventos de polvo sahariano. El 5 de Septiembre se llevó a cabo una intensa monitorización de la primera fase del evento de polvo sahariano. Se puede ver un patrón durante el día con valores mínimos a mediodía y una tendencia de aumento al final del día. Este comportamiento también se observa el día siguiente (a pesar del bajo número de datos). Finalmente, la razón Lidar parece ser estable el 7 de Septiembre.

VI.8. VALIDACIÓN DEL MODELO BSC DREAM

En la Figura 6.17, se presenta el perfil vertical del coeficiente de retrodispersión de aerosol obtenido mediante Lidar junto con los correspondientes perfiles de densidad de polvo predichos por el modelo DREAM. Para llevar a cabo una comparación fiable, los perfiles de concentración de polvo se eligieron en coincidencia temporal con las medidas Lidar a las 12 y 21 GMT. A partir de esta comparación se puede ver que el modelo DREAM es capaz de modelizar las principales características del transporte de polvo, especialmente el día con los valores más intensos para las propiedades ópticas (6 Septiembre). Así, el 6 de Septiembre a mediodía el modelo DREAM predice correctamente el espesor de la capa de polvo (aproximadamente 3 km) pero subestima la altura de la capa alrededor de 0.5 km. Además, no se predice adecuadamente la compleja estructura de capas. Sin embargo, por la noche el modelo DREAM localiza los valores máximos de concentración de polvo a la misma altura en que el Lidar invierte los valores máximos para el coeficiente de retrodispersión de aerosol alrededor de los 4.0 km (s.n.m.). Nuevamente el Lidar recoge una estructura de capas más compleja que la predicha por el modelo DREAM.

Las diferencias entre los resultados obtenidos con el sistema Lidar y con el modelo DREAM son más obvias durante el resto de este evento de polvo sahariano,

cuando las propiedades ópticas alcanzan valores más bajos que los del día 6 de Septiembre, especialmente en las capas más bajas. En cualquier caso, los perfiles de coeficiente de retrodispersión de aerosol y los perfiles de densidad de polvo muestran una buena correlación temporal durante la fase más intensa del evento polvo desértico. En consecuencia, esta comparación permite realizar una validación de los perfiles verticales del modelo de predicción de polvo DREAM sobre Granada. Es posible que las diferencias encontradas se puedan minimizar usando datos meteorológicos más precisos y una topografía regional más realista en el modelo DREAM.

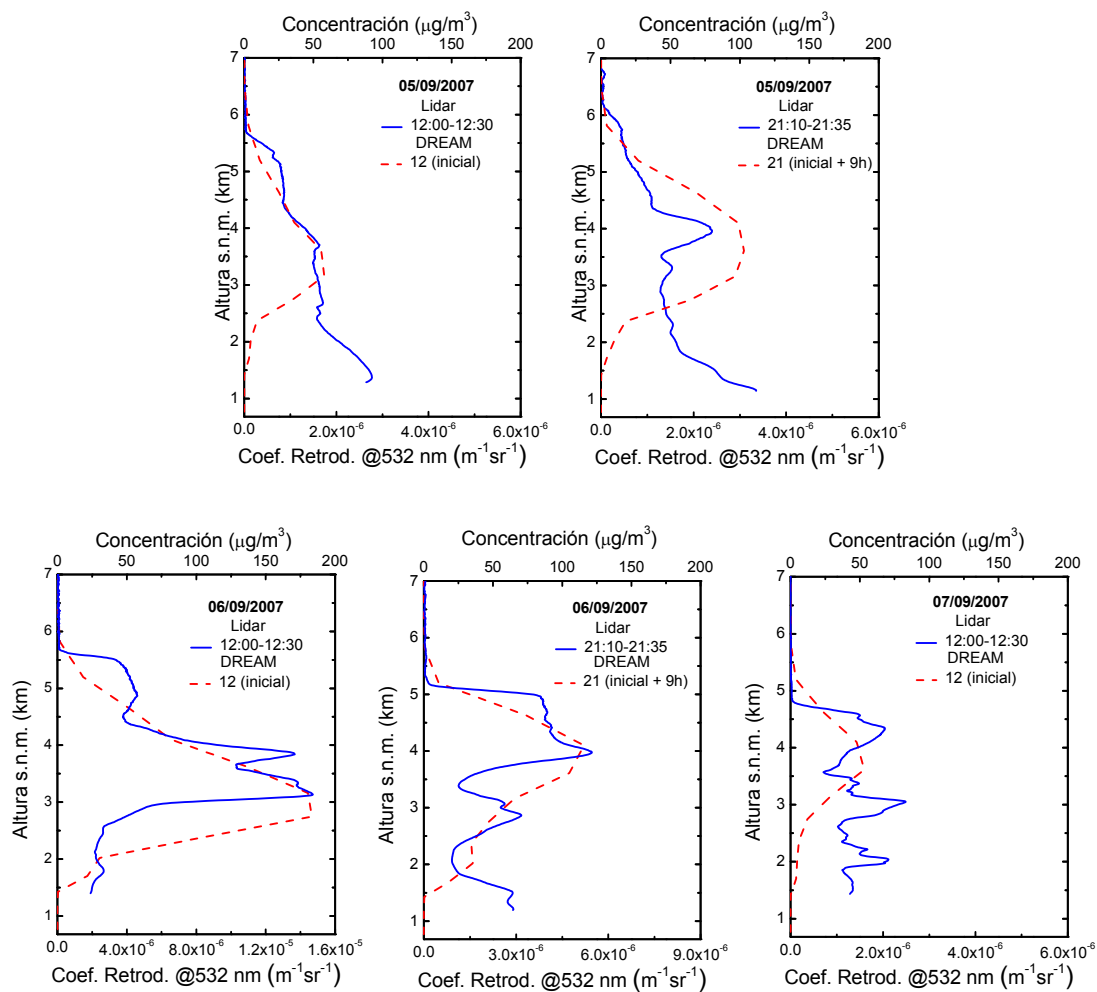


Figura 6.17. Perfiles de coeficiente de retrodispersión de aerosol obtenidos mediante Lidar a 532 nm para los días más intensos del evento analizado, tanto de día como de noche, con los correspondientes perfiles de concentración de polvo predichos por el modelo DREAM.

En este capítulo se ha presentado el análisis del evento de polvo sahariano extremo que afectó al Sur de la Península Ibérica del 3 al 7 de Septiembre de 2007. Este evento se monitorizó con instrumentación tanto de teledetección activa (Lidar) como pasiva (fotometría solar y estelar) y se ha puesto de manifiesto la conveniencia de emplear un análisis multi-instrumental. Asimismo, el empleo de fuentes adicionales de información como es el análisis de retrotrayectorias, los modelos NAAPS, DREAM y los datos de instrumentos a bordo de plataformas espaciales como el Aqua-MODIS y CALIPSO, han permitido enriquecer la interpretación de los datos tomados desde superficie. El caso mostrado ha permitido poner de manifiesto la relevancia de los efectos radiativos del aerosol atmosférico, en especial la influencia de su estructura vertical.

REFERENCIAS

- Acker, J. G., and G. Leptoukh, "Online Analysis Enhances Use of NASA Earth Science Data", *Eos, Trans. AGU*, vol. 88, No. 2, 14-17, 2007.
- Alados-Arboledas, L., H. Horvath, F. J. Olmo, A. Alcántara, M. Gangl, H. Lyamani, J. Lorente, A. Martínez-Lozano, V. Cachorro, A. Labajo, B. De la morena, J. P. Díaz, M. Pujadas, A. M. Silva and, G. Pavese, "Atmospheric aerosol changes in the vertical followed by sunphotometers and telephotometers during VELETA 2002", *J. Aer. Sci.*, vol. 35, Supplement 1, 503-548., 2004a.
- Alados-Arboledas, L., H. Horvath, G. Pavese, F. Esposito, X. Querol, L. Ramírez, A. Alcántara Ruiz, F. J. Olmo, H. Lyamani, I. Foyo-Moreno, M. Gangl, L. Fenk, B. Jost, L. Leone, S. Castillo, M. Escudero, B. Espinar, "Indalo 2003 field campaign", *J. Aer. Sci.*, vol. 35, Supplement 2, 981-1048, 2004b.
- Alpert, P. and B. Ziv, "The Sharav cyclone: Observations and some theoretical considerations", *J. Geophys. Res.*, 94, 18495-18514, 1989.
- Amiridis, V., D. S. Balis, S. Kazidzis, A. Bais, and E. Giannakaki, "Four-year aerosol observation with a Raman lidar at Thessaloniki, Greece, in the framework of the European Aerosol Research Lidar Network (EARLINET)", *J. Geophys. Res.*, 110, D21203, doi: 10.1029/2005JD006190, 2005.
- Ansmann A, J. Bösenberg, A. Chaikovsky, A. Comerón, S. Eckhardt, R. Eixmann, V. Freudenthaler, P. Ginoux, L. Komguem, H. Linné, M. A. López Márquez, V. Matthias, I. Mattis, V. Mitev, D. Müller, S. Music, S. Nickovic, J. Pelon, L. Sauvage, P. Sobolewsky, M. K. Srivastava, A. Stohl, O. Torres, G. Vaughan, U. Wandinger, and M. Wiegner, "Long-range transport of Saharan dust to northern Europe: The 11-16 October 2001 out break observed with EARLINET". *J. Geophys. Res.*, 108 (D24), 4783, doi: 10.1029/2003JD003757, 2003.
- Balis, D. S., C. S. Zerefos, K. Kourtidis, A. F. Bais, A. Hofzumahaus, A. Kraus, R. Schmitt, M. Blumthaler, and G. P. Gobbi, "Measurements and modeling of the photolysis rates during the Photochemical Activity and Ultraviolet Radiation (PAUR) II campaign", *J. Geophys. Res.*, 107(D18), 8138, doi:10.1029/2000JD000136, 2002.
- Balis, D., V. Amiridis, S. Nickovic, A. Papayannis, and C. Zerefos, "Optical properties of Saharan dust layers as detected by a Raman lidar at Thessaloniki, Greece", *Geophys. Res. Lett.*, 31, L13104, doi:10.1029/2004GL019881, 2004.
- Bergametti, G., L. Gomes, E. Remoudaki, M. Desbois, D. Martin, and P. Buat-Ménard, "Present transport and deposition of dust to the north-western Mediterranean", in *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and past patterns of global atmospheric transport*, edited by M. Leinen and M. Sarnthein, pp. 227-252. Kluwer Acad., Boston, Mass, 1989.

- Cachorro, V. E., C. Toledano, N. Prats, M. Sorribas, S. Mogo, A. Berjón, B. Torres, R. Rodrigo, J. de la Rosa, and A. M. De Frutos, “The strongest desert dust intrusion mixed with smoke over the Iberian Peninsula registered with Sun photometry”, *J. Geophys. Res.*, vol. 113, D14S04, doi: 10.1029/2007JD009582, 2008.
- Chin, M., P. Ginoux, S. Kinne, O. Torres, B. N. Holben, B.N. Duncan, R. V. Martin, J. A. Logan, A. Higurashi, and T. Nakajima, “Tropospheric aerosol optical thickness from the GOCART model and comparisons with satellite and sun photometer measurements”, *J. Atmos. Sci.*, 59, 461–483, 2002.
- De Tomasi, F., A. Blanco, and M. R. Perrone, “Raman lidar monitoring of extinction and backscattering of African dust layers and dust characterization”, *Appl. Opt.*, 42, 1699–1709, 2003.
- De Tomasi, F., and M. R. Perrone, “Lidar measurements of tropospheric water vapor and aerosol profiles over southeastern Italy”, *J. Geophys. Res.*, 108(D9), 4286, doi: 10.1029/2002JD002781, 2003.
- Draxler, R. R., and G. D. Rolph, HYSPLIT (HYbrid Single- Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website (<http://www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html>), NOAA Air Resources Lab., Silver Spring, MD, 2003.
- Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D.W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D.C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz and R. Van Dorland, Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.
- Gobbi, G. P., Barnaba, F., Giorgi, R., and Santacasa, A., “Altitude-resolved properties of a Saharan dust event over the Mediterranean”, *Atmos. Environ.*, 34, 5119-5127, 2000.
- Hamonou, E., P. Chazette, D. Balis, F. Dulac, X. Scheider, E. Galani, E., G. Ancellet, and A. Papayannis, “Characterization of the vertical structure of Saharan dust export to the Mediterranean basin”, *J. Geophys. Res.*, 104, 22270-22275, 1999.
- Kremling, K., and P. Streau, “Saharan dust influenced trace element fluxes in deep North Atlantic subtropical waters”, *Deep Sea Res.*, Part I, 40, 1155–1168, 1993.
- Liu, Z., A. Omar, M. Vaughan, J. hair, C. Kittaka, Y. Hu, K. Powell, C. Trepte, D. Winker, C. Hostetler, R. Ferrare, and R. Pierce, “CALIPSO lidar observations of the optical properties of Saharan dust: A case study of long-range transport”, *J. Geophys. Res.*, vol. 113, D07207, doi:10.1029/2007JD008878, 2008.

- López J.M., M.S. Callén, R. Murillo, T. García, M.V. Navarro, M.T. de la Cruz and A.M. Mastral, “Levels of selected metals in ambient air PM10 in an urban site of Zaragoza (Spain)”, *Env. Res.*, 99, 58-67, 2005.
- Luo, C., N. M. Mahowald, and J. del Corral, “Sensitivity study of meteorological parameters on mineral aerosol mobilization, transport, and distribution”, *J. Geophys. Res.*, 108, 4447, doi:10.1029/2003JD003483, 2003.
- Lyamani, H., F. J. Olmo, L. Alados-Arboledas, “Long-term changes in aerosol radiative properties at Armilla (Spain)”, *Atmos. Environ.*, vol. 38, 35, 5935-5943, 2004.
- Lyamani, H., F. J. Olmo, L. Alados-Arboledas, “Saharan dust outbreak over southeastern Spain as detected by sun photometer”, *Atmos. Environ.*, vol. 39, 38, 7276-7284, 2005.
- Lyamani, H., F. J. Olmo, A. Alcántara and L. Alados-Arboledas , “Atmospheric aerosols during the 2003 heat wave in southeastern Spain I: Spectral optical depth”, *Atmos. Environ.*, vol. 40, 33, 6453-6464, 2006a.
- Lyamani, H., F. J. Olmo, A. Alcántara, L. Alados-Arboledas , “Atmospheric aerosols during the 2003 heat wave in southeastern Spain II: Microphysical columnar properties and radiative forcing”, *Atmos. Environ.*, vol. 40, 33, 6465-6476, 2006b.
- Lyamani, H., F. J. Olmo, L. Alados-Arboledas, “Light scattering and absorption properties of aerosol particles in the urban environment of Granada, Spain”, *Atmos. Environ.*, vol. 42, 11, 2630-2642, 2008.
- Mahowald, N. M., and C. Luo, “A less dusty future?”, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1903, doi:10.1029/2003GL017880, 2003.
- Mona, L., A. Amodeo, M. Pandolfi, and G. Pappalardo, “Saharan dust intrusions in the Mediterranean area: Three years of Raman lidar measurements”, *J. Geophys. Res.*, vol. 111, D16203, doi:10.1029/2005JD006569, 2006.
- Müller, D., A. Ansmann, I. Mattis, M. Tesche, U. Wandinger, D. Althausen, and G. Pisani, “Aerosol-type-dependent lidar ratios observed with Raman lidar”, *J. Geophys. Res.*, vol. 112, D16202, doi: 10.1029/2006JD008292, 2007.
- Olmo, F. J., H. Lyamani, J. Tovar, L. Alados-Arboledas, “Volcanic aerosol effects on radiometric series registered at Spain”, *J. Aer. Sci.*, vol. 30, Supplement 1, S891-S892, 1999.
- O’Neill, N. T., O. Dubovik, and T. F. Eck, “Modified Ångström exponent for the characterization of submicrometer aerosols”, *Appl. Opt.*, Vol. 40, No. 15, 2368-2375, 2001.
- O’Neill, N. T., T. F. Eck, A. Smirnov, B. N. Holben, and S. Thulasiraman, “Spectral discrimination of coarse and fine mode optical depth”, *J. Geophys. Res.*, 108(D17), 4559, doi:10.1029/2002JD002975, 2003.

- Pappalardo, G., A. Amodeo, S. Amoruso, L. Mona, M. Pandolfi, and V. Cuomo, “One year of tropospheric lidar measurements of aerosol extinction and backscatter”, *Ann. Geophysics*, 46, 401– 413, 2003.
- Papayannis, A., D. Balis, V. Amiridis, G. Chourdakis, G. Tsaknakis, C. Zerefos, A. D. A. Castanho, S. Nickovic, S. Kazadzis, and J. Grabowski, “Measurements of Saharan dust aerosols over the Eastern Mediterranean using elastic-Raman lidar, spectrophotometric and satellite observations in the frame of the EARLINET project”, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 2065-2079, 2005.
- Papayannis, A., V. Amiridis, L. Mona, G. Tsaknakis, D. Balis, J. Bösenberg, A. Chaikovski, F. De Tomasi, I. Grigorov, I. Mattis, V. Mitev, D. Müller, S. Nickovic, C. Pérez, A. Pietruczuk, G. Pisani, F. Ravetta, V. Rizi, M. Sicard, T. Trickl, M. Wiegner, M. Gerding, R. E. Mamouri, G. D'Amico, G. Pappalardo, “Systematic lidar observations of Saharan dust over Europe in the frame of EARLINET (2000–2002)”, *J. Geophys. Res.*, vol. 113, D10204, doi:10.1029/2007JD009028, 2008.
- Penner, J. E., et al., Aerosols, their direct and indirect effects, in *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 J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C. A. Johnson, chap. 5, pp. 291– 336, Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 2001.
- Pérez, C., S. Nickovic, J. M. Sicard, F. Roca-denbosh, and V. E. Cachorro, “A long Saharan dust event over the western Mediterranean: Lidar, Sun photometer observations, and regional dust modelling”, *J. Geophys. Res.*, vol. 111, D15214, doi:10.1029/2005JD006579, 2006.
- Prospero, J. M. and T. Carlson, “Saharan air outbreaks over the Tropical North Atlantic”, *Pure and Applied Geophysics*, 119, 677-691, 1980.
- Reichholf, J. H., “Is Saharan dust a major source of nutrients for the Amazonian forest”, *Suud. Neotrop. Fauna Environ.*, 21, 251– 255, 1986.
- Tegen, I., S. P. Harrison, K. E. Kohfeld, I. C. Prentice, M. T. Coe, and M. Heimann, “The impact of vegetation and preferential source areas on global dust aerosol: Results from a model study”, *J. Geophys. Res.*, 107, 4576, 2002.
- Tegen, I., M. Werner, S. Harrison, and K. Kohfeld, “Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission”, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 31, L05105, doi:10.1029/2003GL019216, 2004.
- Welton, E. J., K. J. Voss, P. K. Quinn, P. J. Flatau, K. Markowicz, J. R. Campbell, J. D. Spinhirne, H. R. Gordon, and J. E. Johnson, “Measurements of aerosol vertical profiles and optical properties during INDOEX 1999 using micropulse lidars”, *J. Geophys. Res.*, 107, D19,8019, 18-1 – 18-20, 2002.

- Werner, M., I. Tegen, S. P. Harrison, K. E. Kohfeld, I. C. Prentice, Y. Balkanski, H. Rodhe, and C. Roelandt, “Seasonal and interannual variability of the mineral dust cycle under present and glacial climate conditions”, *J. Geophys. Res.*, *107*, 4744, doi:10.1029/2002JD002365, 2002.
- Zender, C. S., H. Bian, and D. Newman, “Mineral Dust Entrainment And Deposition (DEAD) model: Description and 1990s dust climatology”, *J. Geophys. Res.*, *108*, 4416, doi:10.1029/2002JD002775, 2003.
- Zender, C. S., R. L. Miller, and I. Tegen, “Quantifying Mineral Dust Mass Budgets: Terminology, Constraints, and Current Estimates”, *EOS*, vol. 85, no. 48, 509-512, 2004.
- Zerefos, C. S., K. A. Kourtidis, D. Melas, D. Balis, P. Zanis, L. Katsaros, H. T. Mantis, C. Repapis, I. Isaksen, J. Sundet, J. Herman, P. K. Bhartia, B. Calpini, “Photochemical Activity and Solar Ultraviolet Radiation Modulation Factors (PAUR): An overview of the project”, *J. Geophys. Res.*, *107*(D18), 8134, doi:10.1029/2000JD000134, 2002.

CHAPTER VI. RESULTS II: EXTREME SAHARAN DUST EVENT OVER SOUTHERN IBERIAN PENINSULA

INDEX

VI.1. INTRODUCTION	260
VI.2. EXPERIMENTAL SITE AND INSTRUMENTATION	262
VI.3. GENERAL CONTEXT OF THE EXTREME SAHARAN DUST EVENT	263
VI.4. PASSIVE REMOTE SENSING AT GRANADA	269
VI.5. SPATIAL EVOLUTION OF PASIVE REMOTE SENSING OVER SOUTHERN IBERIAN PENINSULA	273
VI.6. VERTICAL PROFILES BY ACTIVE REMOTE SENSING	276
VI.7. COMPARISON BETWEEN ACTIVE AND PASSIVE REMOTE SENSING	285
VI.8. BSC DREAM MODEL VALIDATION	287
REFERENCES	289

VI.1. INTRODUCTION

Mineral dust particles originated over deserts like Sahara and Gobi play an important role on Earth's climate system. Dust particles interact with the solar and thermal radiation modulating Earth's radiative budget. According to the IV report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Forster et al., 2007], the radiative forcing¹ due to the atmospheric aerosol has an error which doubles its value. In order to estimate the total uncertainty in the estimations of the direct/indirect forcing, the uncertainties introduced by the different contributing factors must be known. In particular, dust particles introduce large uncertainties in the estimation of climate forcing due to atmospheric aerosol. It is accepted that dust particle radiation absorption can affect the thermal structure of the atmosphere (the effects of the warming /cooling of the desert dust is strongly linked to its height [Gobbi et al., 2000]) and, thus, the atmospheric circulation on synoptic scale [Pérez et al., 2006]. In addition, dust particles modify the microphysical properties of the clouds acting as condensation nuclei and ice formation nuclei, and they also influence the ozone chemistry by modifying the ultraviolet radiation [Balis et al., 2002; Zerefos et al., 2002]. Likewise, the Saharan dust particle deposition affects the biochemical cycles in the oceans [Kremling and Streau, 1993] and terrestrial ecosystems [Reichholf, 1986], interfering with the monitoring of the anthropogenic component of PM₁₀ levels over the Mediterranean countries [López et al., 2005].

Mineral dust particles are created by wind erosion of soil, and a large amount of mineral dust is injected every year into the atmosphere under favourable weather conditions. Since 2001, different studies have reported dust emission estimation from 1000 to 2150 Tg per year (with a considerable variation range) [Penner, et al., 2001; Chin et al., 2002; Werner et al., 2002; Tegen et al., 2002 ; Zender et al., 2003; Luo et al., 2003; Mahowald and Luo, 2003 ; Tegen et al., 2004]. A revision of dust emission estimation from 1991 to 2004 can be seen in Zender et al. (2004). After being suspended, mineral dust particles can be transported by strong winds at medium- and long-range [Ansmann et al., 2003; Hamonou et al., 1999]. The Saharan dust is

¹ The radiative forcing is a measurement of the influence that a factor can apply on the modification of the equilibrium between the incoming and the outgoing energy of the Earth-Atmosphere system, and it is a marker of the importance of the factor as potential mechanism of the climate change. It is expressed in watts per square meter (Wm⁻²).

composed by large particles (radius 0.6-15 μm) and a fraction of small particles (radii $< 0.6 \mu\text{m}$), being these ones which used to be displaced longer distances [Papayannis et al., 2005].

On a global scale, the Sahara desert is the most important source of mineral dust [Papayannis et al., 2005; Liu et al., 2008]. Dust particles are frequently advected from North Africa over the Atlantic Ocean and the Caribbean and Mediterranean Sea. Whereas Atlantic transport is found to occur by the Saharan air layer (SAL), an elevated layer of Saharan air mixed with mineral dust [Prospero and Carlson, 1980], the Mediterranean transport is related to cyclonic activity inside and around the basin [Bergametti et al., 1989; Alpert and Ziv; 1989], and is driven by more complex wind fields than in the Atlantic transport. As a direct result, the Saharan dust particle vertical structure over the Mediterranean basin features a major complexity.

At present, the dust cycle is assessed using models constrained by the available measurements. In order to improve our knowledge of mineral dust particles is necessary to develop a data set of measurements with three-dimensional space and temporal resolution of dust aerosol. The Saharan dust aerosol properties and its spatial and temporal variability over the Iberian Peninsula during the dust events has already been studied using ground-based sun-photometer data in the late years [Alados-Arboledas et al., 2004a; Alados-Arboledas et al., 2004b; Cachorro et al., 2008; Lyamani et al., 2004; Lyamani et al., 2005; Lyamani et al., 2006a; Lyamani et al., 2006b; Lyamani et al., 2008; Olmo et al., 1999]. However, vertically resolved understanding on Saharan dust optical properties and their spatial and temporal evolution is still limited over our area. This is particularly true for the whole Mediterranean region, for which only a few publications exist including non-systematic data on vertically resolved measurements of mineral dust particles optical properties over the Mediterranean Sea [Hamonou et al., 1999; Gobbi et al., 2000; de Tomasi et al., 2003; Pappalardo et al., 2003; Balis et al., 2004; Papayannis et al., 2005], and a study with systematic measurements [Papayannis et al., 2008].

In this paper we present an analysis of the extreme Saharan dust event detected in the period from 3 up to 7 September 2007 over Granada, Southern Iberian Peninsula and monitored by the Atmospheric Physics Group of the University of Granada. Special emphasis is paid to the singularity of this event over our region, which was monitored

with both active and passive remote sensing instrumentation. Section VI.2 of this chapter gives a brief description of the experimental site and the instrumentation employed in this study. Sections VI.3-VI.8 are focused both on the synoptic conditions which prevailed over Southern Iberian Peninsula along the period from 3 up to 7 September 2007, and on the analysis of the photometric and Lidar data and the comparison with dust model simulations (DREAM model).

VI.2. EXPERIMENTAL SITE AND INSTRUMENTATION

Measurements of atmospheric aerosol have been performed in the urban area of Granada (37.16° N, 3.61° W and 680 m a.s.l.). Granada, located in south-eastern Spain is a non-industrialized, medium-sized city. The city is situated in a natural basin surrounded by mountains with altitudes over 1000 m. The highest range is located at the East of the valley and corresponds to Sierra Nevada.

The continental conditions prevailing at this site are responsible for large seasonal temperature differences, providing cool winters and hot summers. The area also experiences periods of a low humidity regime especially at summer time. The study area is also at a short distance, about 200 km away from the African continent and approximately 50 km away from the western Mediterranean basin.

Due to its location in the Mediterranean basin, Granada is influenced by two major aerosol source regions: Europe as a major source of anthropogenic pollutants and North Africa as principal source of natural dust. Furthermore, the Mediterranean area is characterized by a complex meteorology which favors the aging of polluted air masses into the basin and induces high level of airborne particles. Thus, the Mediterranean basin can represent an additional source of atmospheric aerosol for the study area. In summer, the study area is isolated from travelling lows and associated frontal systems, and the intensification of the Azorean high during the warm season induces a very weak pressure gradient and a strong subsidence that reduces entrainment from the free troposphere. High temperatures and low humidity in summer induce numerous forest fires in the Iberian Peninsula, whose smoke represents an additional source of atmospheric aerosol to our study area.

Lidar Raman model LR331D400 as well as sun-photometer Cimel CE 318-4 was used as the fundamental instrumentation for the work described in this chapter. Additionally data of Excalibur star-photometer and Lidar CALIOP aboard on CALIPSO satellite are considered. All the instrumentation is fully described in chapter III of this thesis work.

VI.3. GENERAL CONTEXT OF THE EXTREME SAHARAN DUST EVENT

In order to describe this extreme Saharan dust event over Southern Iberian Peninsula, we have made use of several tools. The back-trajectories (description of the positions previously occupied for the present air mass in a certain region for a given time) have been calculated using the HYSPLIT model (<http://www.arl.noaa.gov/>), dust load forecaster models as NAAPS model (Navy Aerosol Analysis and Prediction System, <http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol/#currentaerosolmodeling>) and DREAM model (Dust Regional Atmospheric Model, <http://www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/>) have been used, and the images of Aqua-MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) aboard on Aqua satellite have been visualized (<http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov/>) to confirm from satellite the presence of aerosol loaded plume coming from North Africa. These tools are described in Appendix B.

A back-trajectory allows us to study the geographical evolution of a particle from a t time previous to the moment of the study t_0 , giving the position of this particle at periodic intervals of f frequency, for a particle which in the t_0 is placed at an altitude h , based on actual meteorological data. The HYSPLIT.4 model has been used [Draxler and Rolph, 2003] to calculate backtrajectories of air masses coming to Granada at different levels. These backtrajectories provide an idea of the path followed by the air mass, and therefore, give information about the kind of aerosol particle than the air mass could advect to our study area as a result of crossing different source regions. Five-days backtrajectories have been computed using the GDAS database (Global Data Assimilation System, <ftp://www.arl.noaa.gov/pub/archives/gdas1/>) at six different levels over surface (500, 1500, 2500, 3500, 4500, 5000 m a.g.l.) to consider both the

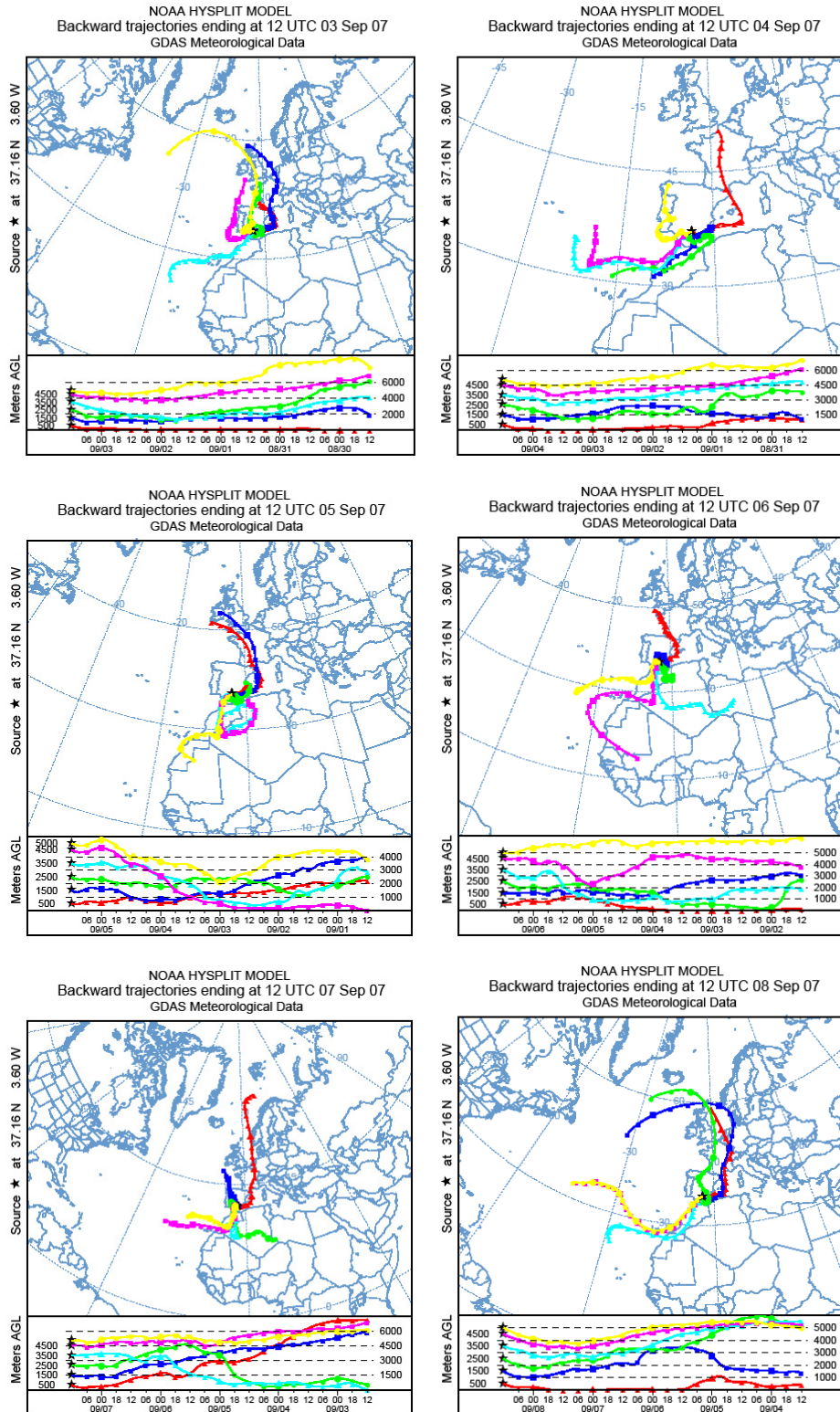


Figure 6.1. 5-days backtrajectories ending at Granada at 12 GMT at different levels (500, 1500, 2500, 3500, 4500, 5000 m a.g.l.) for the indicated dates.

processes in the planetary boundary layer and the free troposphere. Figure 6.1 presents the back-trajectories showing the positions occupied on previous days by the air masses present over Granada for the indicated dates. For 3 September the air mass origin at low levels (500 and 1500 m a.g.l.) is the Mediterranean basin and Europe, and at higher levels the back-trajectories show an overpass over the Iberian Peninsula and North Atlantic. For 4 September it is clear that a change took place on the synoptic conditions favouring a turn of the air masses overflying marginally on North Africa. For 5, 6 and 7 September the air masses at several levels indicated North African origin and thus mineral dust particles advection at Granada from this source region could be expected. In this period the low levels indicate European and Mediterranean origin so anthropogenic particles could be detected on our area. Finally, on 8 September the flow pattern changes, being residually of North African origin at high levels and of European and Mediterranean origin at low and medium levels.

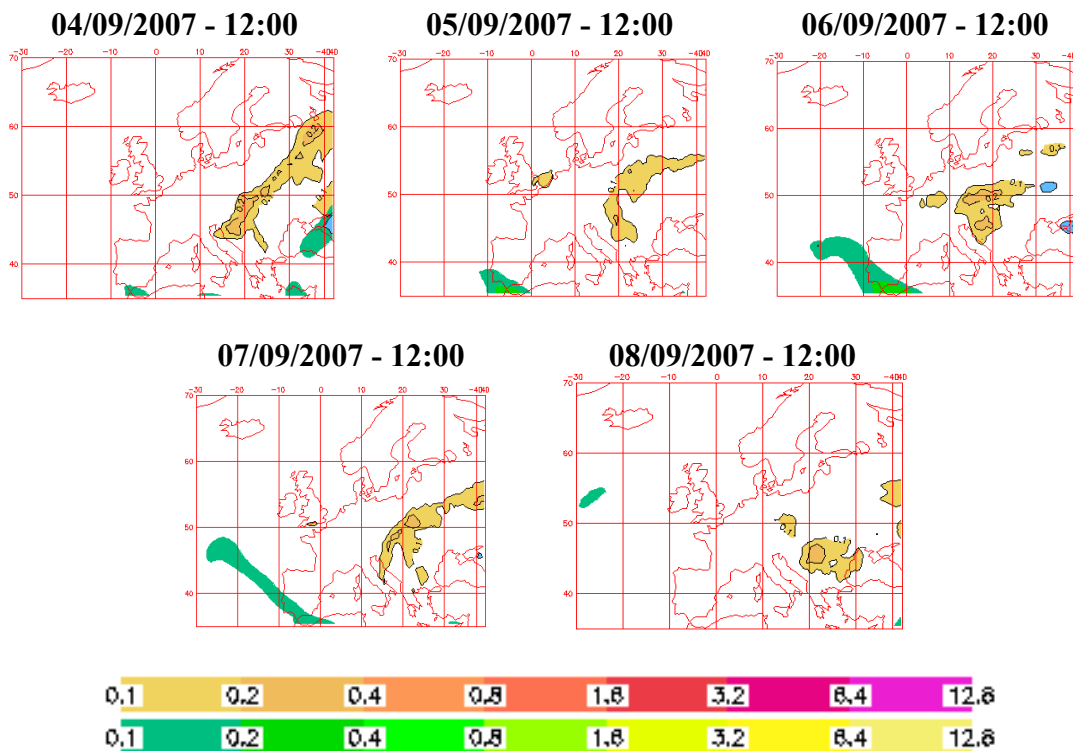


Figure 6.2. Aerosol optical depth at 550 nm predicted by the NAAPS model (Navy Aerosol Analysis and Prediction System) for 4-8 September 2007. Colour scale: orange/red (sulfates), green/yellow (dust), and blue (smoke). A dust loaded plume is observed coming from North Africa affecting to the South of Iberian Peninsula and shifting northwestward.

The Navy Aerosol Analysis and Prediction System (NAAPS) model results, available in <http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol/>, for the period from 4 to 8 September are presented in Figure 6.2. The NAAPS model predicts the generation of a dust loaded plume over North Africa and subsequent transport, affecting the South of Iberian Peninsula. According to the NAAPS simulations, the dust plume was shifting northwestward and arrived at Granada on 5 September. The highest values of aerosol optical depth (up to 0.8 at 550 nm) were forecasted on 6 September over Southern Iberian Peninsula. On 7 September the dust plume keeps on shifting northwestward and, on 8 September finally only a residual concentration is predicted over North Atlantic.

In Figure 6.3 the spatial evolution of the dust event is presented in terms of dust loading (g/m^2) in the Mediterranean region for the interest period according to the DREAM model (<http://www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM>). The dust load is defined as the integral, in the vertical coordinate z , of the dust concentration vertical profile, i.e., the dust load is the dust mass per unitary section of the atmospheric column. The results are in agreement with those provided by NAAPS model, except that the DREAM model forecasts a larger period for the event, which concludes on 9 September (in contrast to 8 September predicted by the NAAPS model). The spectacular plume of dust originated in North Africa is shifted to North Atlantic crossing Southern Iberian Peninsula. The highest values of dust loading are predicted for 6 September in coincidence with the NAAPS model results.

This extraordinary dust event has been confirmed visually from satellite by the Aqua-MODIS images (<http://modis.gsfc.nasa.gov>). The presence of aerosol loaded plume coming from North Africa can be observed in Figure 6.4. The Saharan dust event is captured by this images sequence. The images clearly show the outflow of a dense aerosol layer from North Africa on 4 September which is visually intense on 6 September as predicted by the forecasting models. The event seems to end on 7 September in coincidence with the NAAPS model.

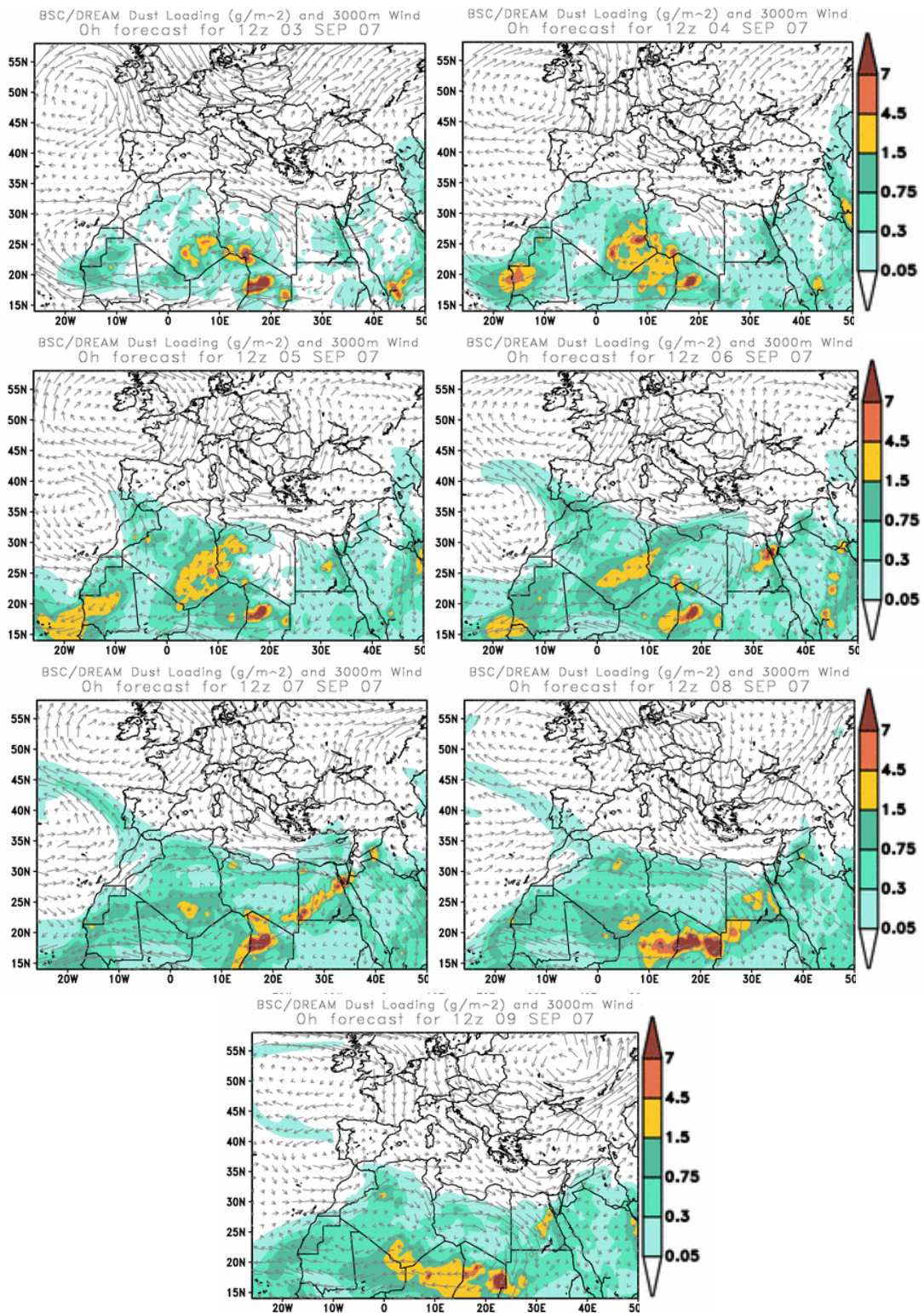


Figure 6.3. Dust loading maps (g/m^2) and wind vectors at 3000 m calculated by DREAM model. This model shows a delay with respect to NAAPS model (ending day is delayed one day in DREAM model with respect to the NAAPS one).

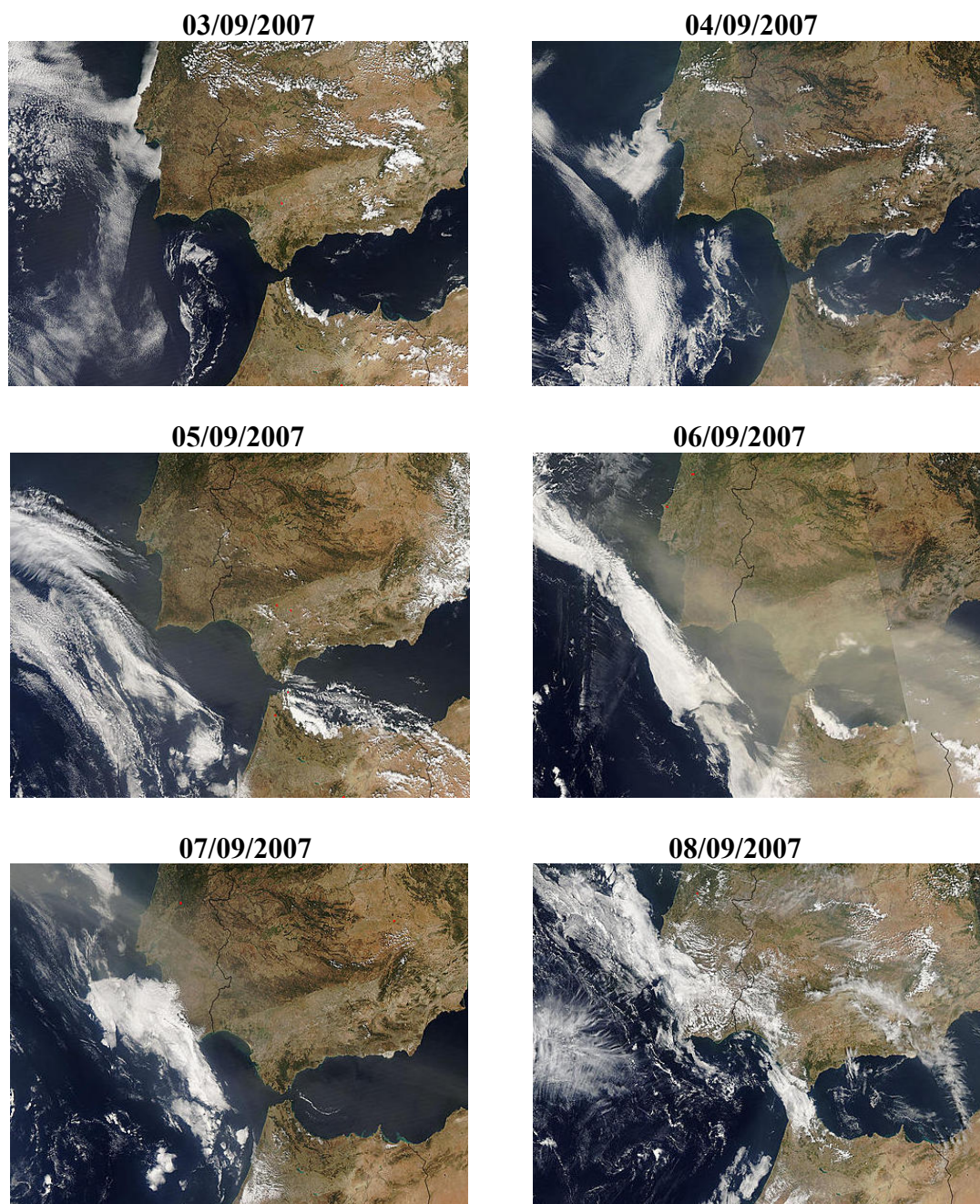


Figura 6.4. True colour MODIS Aqua images for the period of 3-8 September 2007 (pixel size is 2 km). The Saharan dust event is captured by this images sequence. It started on 4 September and ended on 7 September in coincidence with NAAPS. Larger loads are observed on 6 September in coincide with the highest values predicted by NAAPS and DREAM models.

VI.4. PASSIVE REMOTE SENSING AT GRANADA

This especial Saharan dust event is characterized for its extreme intensity over Southern Iberian Peninsula. The intensity of the event can be quickly visualized on the aerosol optical depth series obtained by Cimel CE 318-4 operated from Granada and coordinated in the AERONET network (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>) from August 2004 until December 2007 (level 2 data), and its has been confirmed to be the most intense event for such period. Figure 6.5 shows the temporal series of the instantaneous values of aerosol optical depth at 500 nm and the Angström exponent (i.e., the spectral dependency of aerosol optical depth) calculated in the range 440-870 nm. The Angström Exponent values present a decreasing trend with values lower than 1 during the central days of the event. A combination of large aerosol optical depth, in the range 0.86-1.50 at 500 nm, with reduced Angström Exponents, in the range 0.1-0.25, were detected on 6 September during daytime. These values correspond to a dust loaded plume caught by the MODIS Aqua coming from North Africa and shifting northwestward. The strong anti-correlation between aerosol optical depth and Angström Exponent evidenced in Figure 6.5, in combination with the reduced values of this last parameter, is a clear signature of dust coarse particles included in the atmospheric column [Lyamani et al., 2005; Lyamani et al., 2006a.].

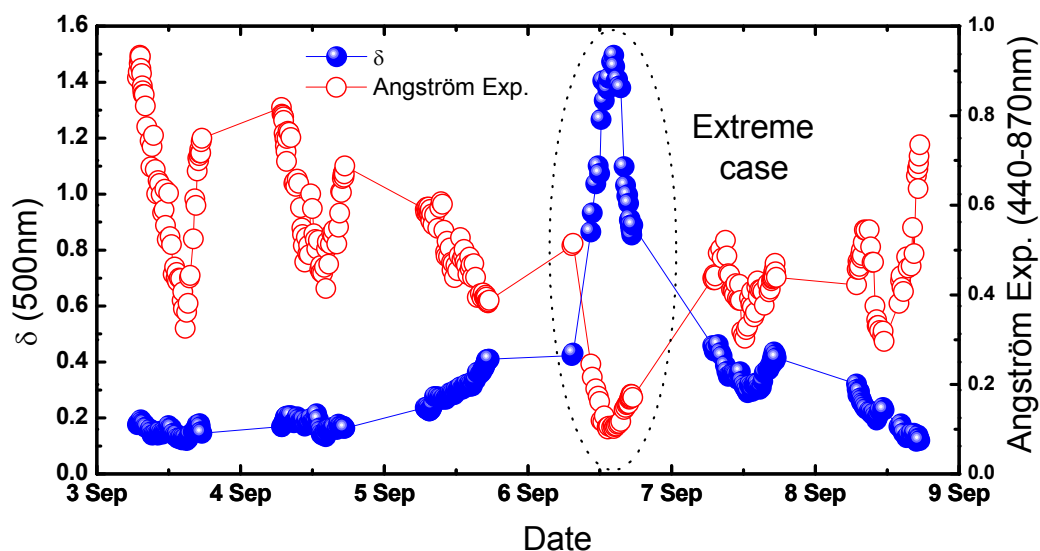


Figure 6.5. Aerosol optical depth at 500 nm and Angström exponent (440-870 nm) obtained by the Cimel CE 318-4. Level 2 data from the Granada station processed by AERONET. Extreme values for both optical properties were identified on 6 September, corresponding to the maximum dust loading values, as predicted by the aforementioned models and images.

Particle size distributions always exhibit two modes; however the relative weight for each mode depends on the dominant aerosol particles in the atmospheric column. Typically, fine or submicrometric mode (particle mode with radius $< 1 \mu m$) corresponds to anthropogenic particles whereas the presence of a coarse or micrometric mode (particle mode with radius $> 1 \mu m$) indicates particles with larger size as dust particles. Column-integrated volumetric size distributions calculated by means of the Cimel CE-318-4 inversions show the great contribution of the coarse mode in the atmospheric column. Figure 6.6 presents the volumetric size distributions retrieved over the selected period. On 3 and 4 September the volumetric size distribution presents a balanced bimodal behaviour, indicating a similar relative predominance for fine and coarse particles. Slight differences in the submicrometric mode for the different times reveal the urban contribution of our study area. Along 5 September the micrometric mode is intensified in agreement with the increasing aerosol optical depth and the decreasing Angström Exponent observed in the Figure 6.5. As a result of this trend, on 6 September extreme volume size distributions are retrieved (note the different scale for this day in Figure 6.6). Thus, maximum values in the micrometric mode on 6 September are increased in factor of ~ 5 respect to the maximum among the other days. Angström Exponent values between 0.12 and 0.17 registered this day are associated to the largest coarse mode shown in the Figure 6.6. On 7 September the U-shape behaviour observed in the Angström Exponent is explained in terms of an increase and a later decrease of the micrometric mode along the day. Finally micrometric mode trends to decrease at the end of the event on 8 September.

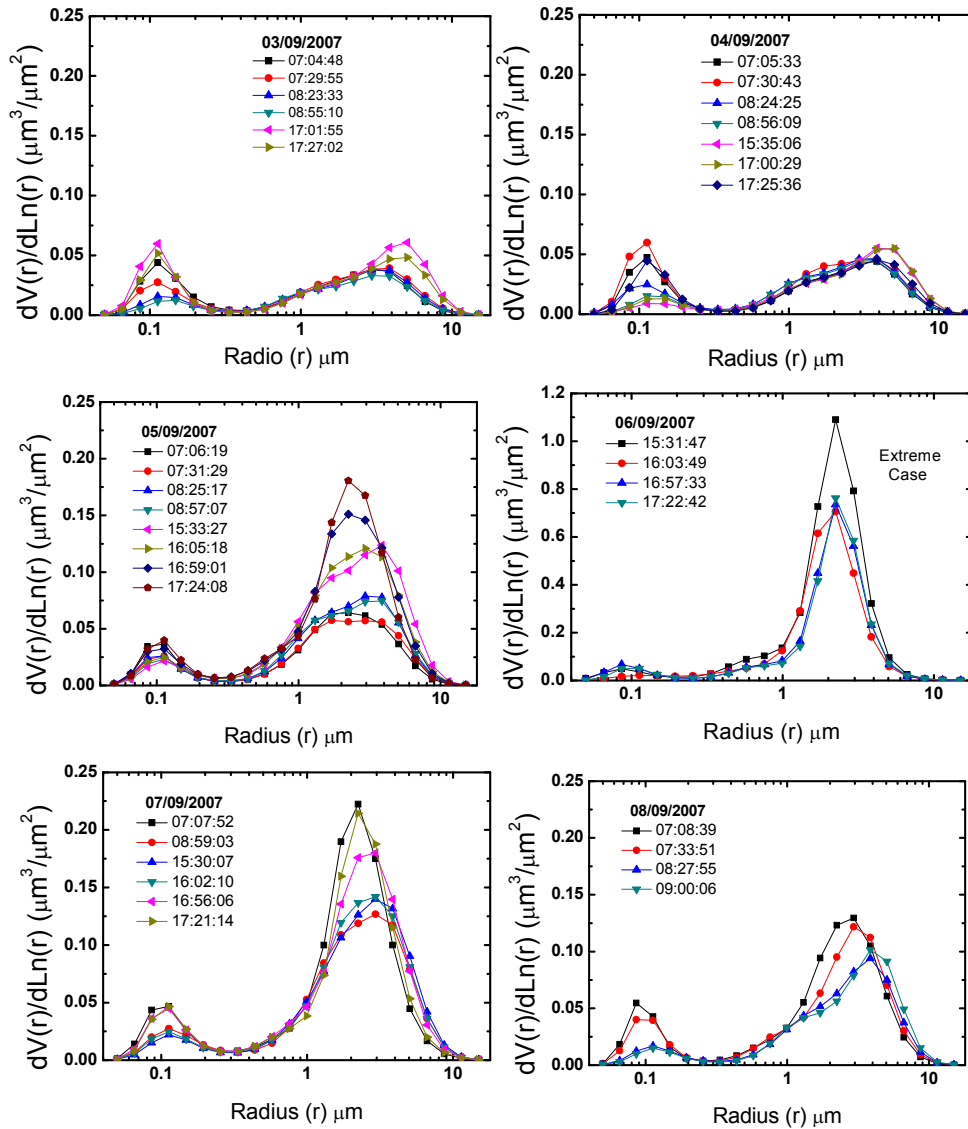


Figure 6.6. Size distributions derived from Cimel CE 318-4. Level 2 data (almucantar retrieval, version 2) provided by AERONET. Note the different scale for 6 September. Extreme values for coarse mode values were identified on 6 September, in accordance with the results of the aforementioned models and images. Maximum values on 6 September increased in factor of ~ 5 respect to the maximum among the other days.

Contributions to aerosol optical depth for submicrometric and micrometric mode can be computed from the Angström exponent values. The algorithm assumes that total aerosol optical depth is the sum of the aerosol optical depth for submicrometric mode and the corresponding aerosol optical depth for micrometric mode, and that the total Angström exponent is the weighted sum of the Angström exponents of submicrometric and micrometric modes [O'Neill et al., 2001; O'Neill et al, 2003]. The weight factors are calculated dividing the optical depth of the considered mode by the total aerosol

optical depth. Figure 6.7 shows temporal series of total aerosol optical depth, the contribution of the submicrometric mode to the total aerosol optical depth, the contribution of the micrometric mode to the total aerosol optical depth and the micrometric fraction (the ratio between optical depth of the micrometric mode and total aerosol optical depth) along the event.

The submicrometric mode contribution to the total aerosol optical depth is approximately constant during the event with values below 0.15 except on 6 September when the value increases up to 0.25, indicating that the aerosol plume can also bring submicrometric particles. That was expected because of the high stability of the submicrometric mode along the analyzed period. In contrast, micrometric mode contribution experiences the same trend than the total aerosol optical depth, indicating that the variability associated to the aerosol optical depth is caused by the arrival of micrometric particles coming from Saharan desert. The micrometric mode fraction is larger than 0.45 for the whole period and around 0.90 during the most intense day.

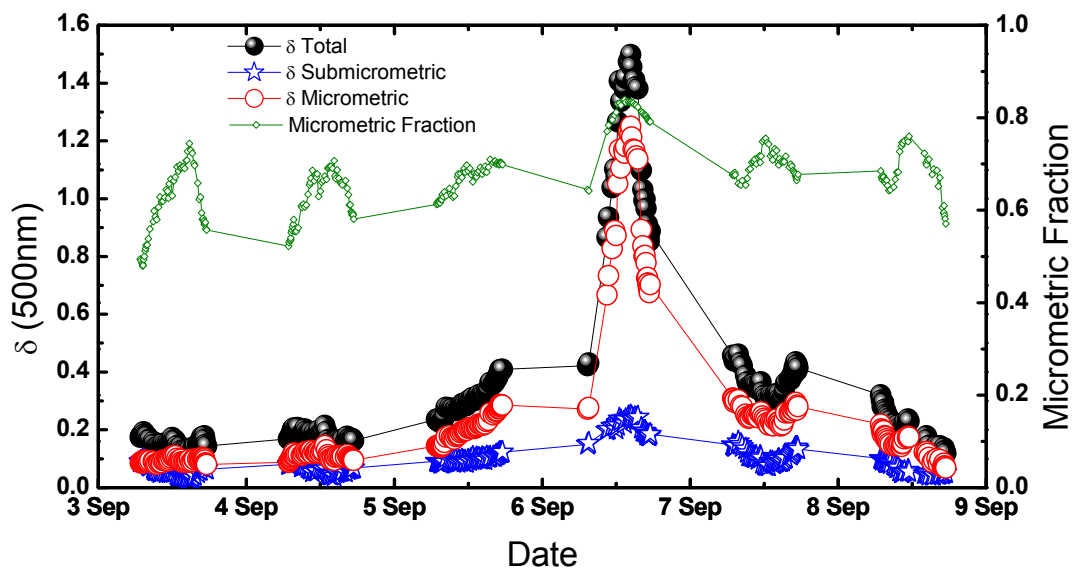


Figure 6.7. Optical depth of aerosol at 500 nm, distinguishing between submicrometric and micrometric modes.

VI.5. SPATIAL EVOLUTION OF PASIVE REMOTE SENSING OVER SOUTHERN IBERIAN PENINSULA

Using passive remote sensing tools, this Saharan dust event has been monitored on the basis of Cimel CE-318 sun-photometers included in the AERONET network. (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>). This network operates three sun-photometers in the Southern Iberian Peninsula: Granada (Spain, 37.16° N, 3.61° W, 680 m a.s.l.), El Arenosillo (Spain, 37.11° N, 6.73° W, 0 m a.s.l.), and Évora (Portugal, 38.60° N, 7.90° W, 293 m a.s.l.) (Figure 6.8).

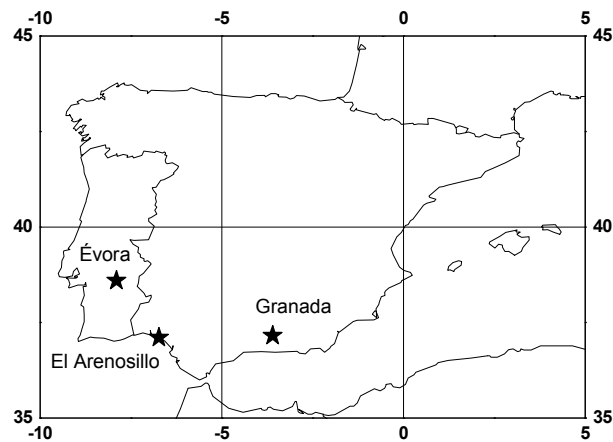


Figure 6.8. Locations of AERONET sites over Southern Iberian Peninsula.

We present the aerosol optical depth at 675 nm (this wavelength is common in radiometers operated in the different stations) derived from sun-photometers included in AERONET at the three previously mentioned locations in the South of Iberian Peninsula. In order to guarantee the quality of the data, we perform our analyses on the highest level data provided by AERONET for each station (Level 2 data at Granada and Évora, and Level 1.5 at El Arenosillo). There is some worth to mention details from Figure 6.9. During the considered period all stations undergo a Saharan dust outbreak indicated by the increasing aerosol optical depth trend all along 5 September. For Granada and El Arenosillo stations the increasing trend achieved the maximum value around 13:30 GMT on 6 September. From this point, the dust load decayed along the time down to values lower than 0.15, detected over these stations on 8 September. At the El Arenosillo station the detected values were slightly larger than the ones recorded at the Granada station during the most intense stage of the Saharan dust event.

Nevertheless, the event was delayed one day over the Évora station as is detected by the high values of aerosol optical depth on 7 September. Furthermore, the highest values detected over Évora during the most intense stage were half the values detected on the rest of stations. This seems to indicate that the plume of dust coming from North Africa crossed the Southern Iberian Peninsula with the most loads over the Granada and the El Arenosillo stations, and a weaker flank overflowed Évora one day later.

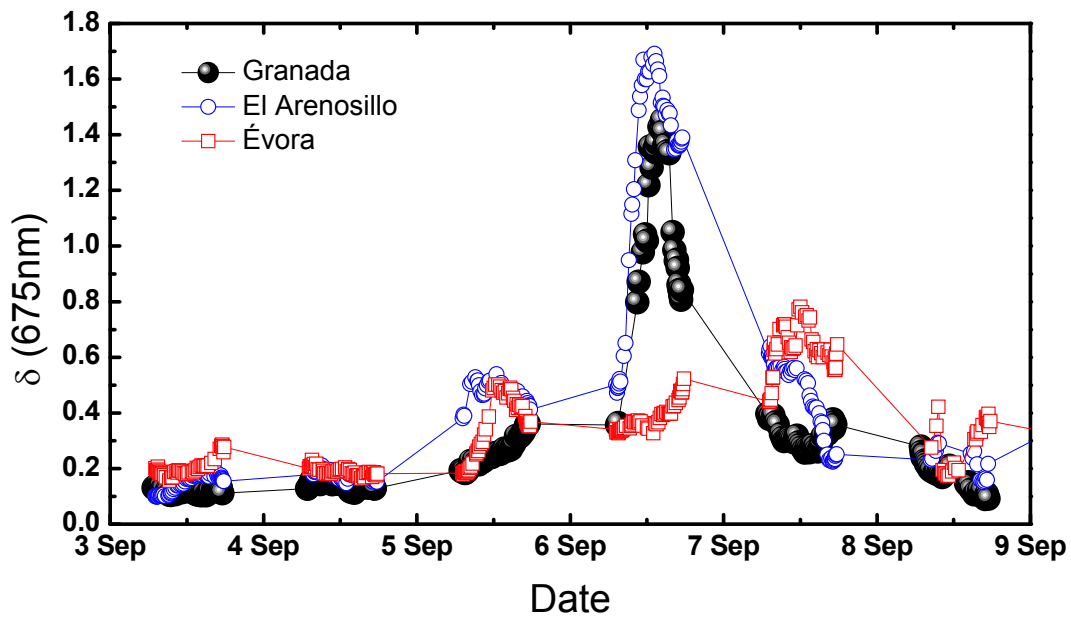


Figure 6.9. Aerosol optical depth at 675 nm derived from Cimel CE 318-4 at three different locations in the South of Iberian Peninsula. Level 2 data provided by AERONET at Granada and Évora, and Level 1.5 at El Arenosillo. Extreme values were identified on 6 September over Granada and El Arenosillo. The event was delayed one day over Évora as is detected by high values of aerosol optical depth on 7 September 2007.

Although the information provided by Figure 6.9 is relevant, it must be taken into account that it is restricted to three particular stations that cover the Southern Iberian Peninsula. A more complete spatial coverage is given by satellite data. Thus, the global image over the Iberian Peninsula is shown by means of the aerosol optical depth maps generated by the MODIS (v005 collection, spatial resolution $1^\circ \times 1^\circ$), obtained through the Giovanni system from NASA (<http://daac.gsfc.nasa.gov/techlab/Giovanni/>) (see Appendix B). Analyses and visualizations used in this study were produced with the Giovanni online data system, developed and maintained by the NASA Goddard Earth Sciences (GES) Data and Information Services Center (DISC) [Acker and Leptoukh, 2007]. The MODIS aerosol optical depth at 550 nm is shown in Figure 6.10,

for each day of the period analyzed from 20°N to 50°N latitude and from 30°W to 30°E longitude. On 3 and 4 September the Iberian Peninsula is free of desert particles and aerosol optical depth is below than 0.26 at 550 nm over the stations considered. On 5 September a dust loaded plume starts to arrive over the Iberian Peninsula affecting the South of Spain and Portugal with maximum aerosol optical depth values of 0.58. On 6 September an intense broad plume extends from North Africa to the Southern Iberian Peninsula with values larger than 0.9 over Granada and El Arenosillo, and lower than 0.5 over Évora, in coincidence with the values monitored by the AERONET sun-photometers at these locations. The event keeps on its evolution injecting the dust plume into the North Atlantic on 7 September, decreasing its influence over the Spanish stations (aerosol optical depth values lower than 0.5) and increasing it over Évora (aerosol optical depth values around 0.66). This behaviour has been already described by the time series of aerosol optical depth at the three stations, although differences can be found due to the resolution of the aerosol optical depth maps generated by MODIS (1°x1°). Finally, on 8 September the dust plume is entirely confined over North Atlantic, producing low values of aerosol optical depth over the South Spanish stations and a remaining contribution over Central Portugal.

As can be deduced from the previous lines, the sun-photometric data obtained by the AERONET network allows validating satellite products as the Aqua-MODIS maps of aerosol optical depth, although the ground based stations allow us to obtain more detailed information about the particle distribution and other aerosol microphysical properties.

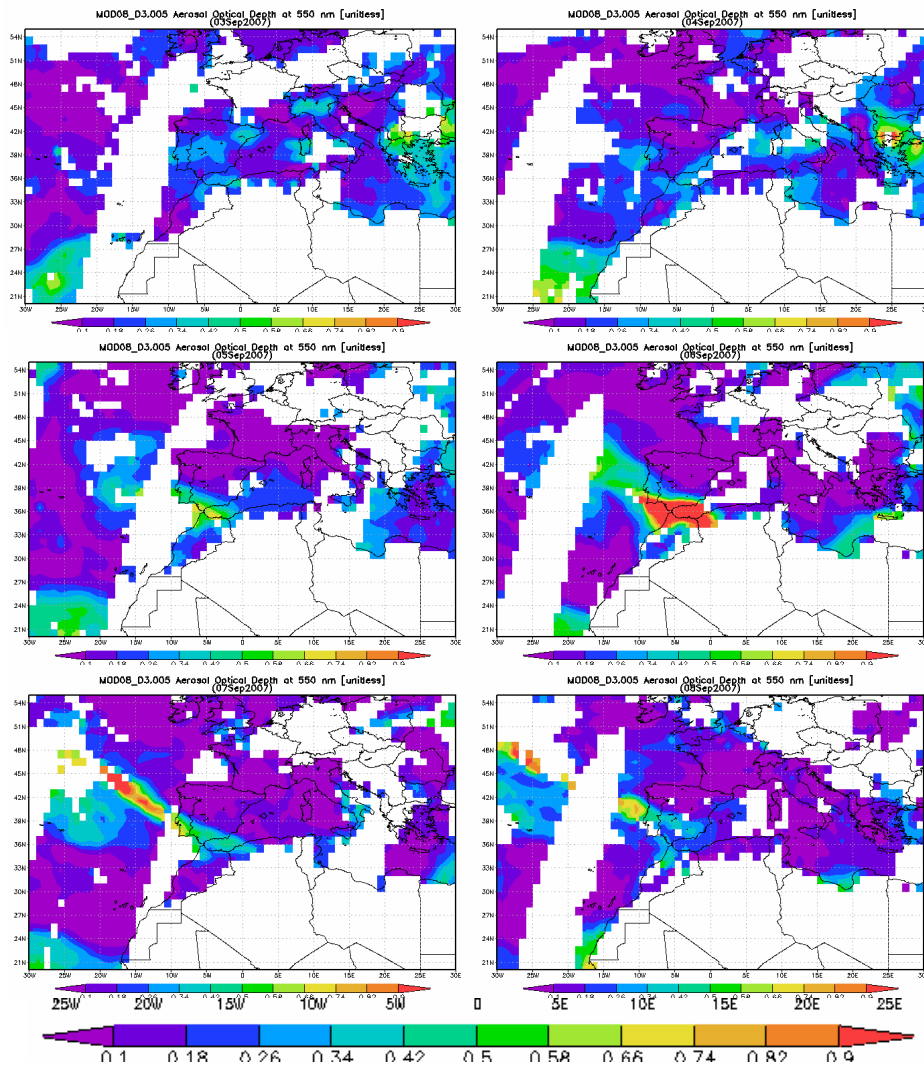


Figure 6.10. Aerosol optical depth at 550 nm obtained from Aqua-MODIS (v005 collection, spatial resolution $1^\circ \times 1^\circ$).

VI.6. VERTICAL PROFILES BY ACTIVE REMOTE SENSING

Figures 6.11 and 6.12 present the time series of range corrected signal during several intervals from 3 up to 7 September, both daytime and night time. This kind of depiction allows us to know what is actually happening over the station as a function of time. Color scale has been adjusted in the plots in order to enhance the detected layers for each case. Changes can be seen in the vertical distribution of the atmospheric column over the Lidar system along the event. On 3 September, both daytime and night time, and on 4 September at noon, the atmospheric column presents a negative gradient (from surface) for the range corrected signal inside the planetary boundary layer. On 4

September at night time, an aerosol layer above 3.0 km (a.s.l.) is advected to Granada. During the rest of the event, the vertical range for the aerosol over Granada is higher, exceeding 5.5 km (a.s.l.) in some cases, and appearing layers coupled to the planetary boundary layer. It is worth mentioning the layering on 6 and 7 September. On 6 at noon a layer centered at 3.0 km (a.s.l.) is detected with range corrected signals levels a factor of ~ 4 larger than those in lower altitudes. After that, on 6 September at night time and 7 September at noon, range corrected signals levels in the aerosol plumes do not show such a contrast, but the complexity of the vertical structure increases appearing a higher number of layers.

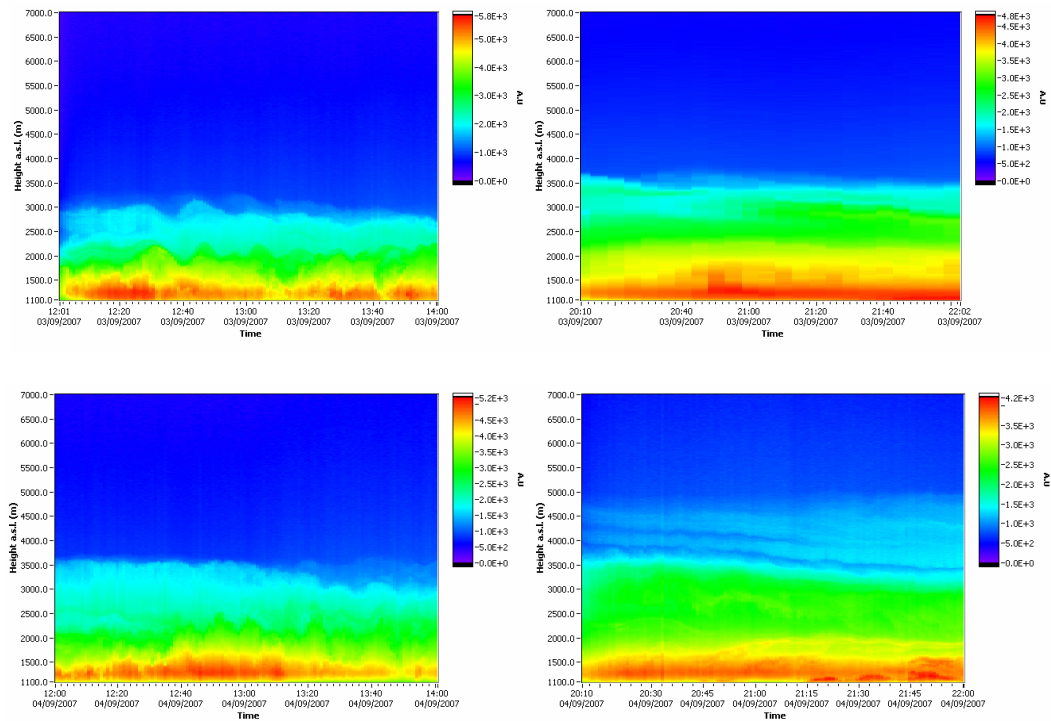


Figure 6.11. Temporal evolution of range corrected signal at 532 nm on 3 and 4 September 2007.

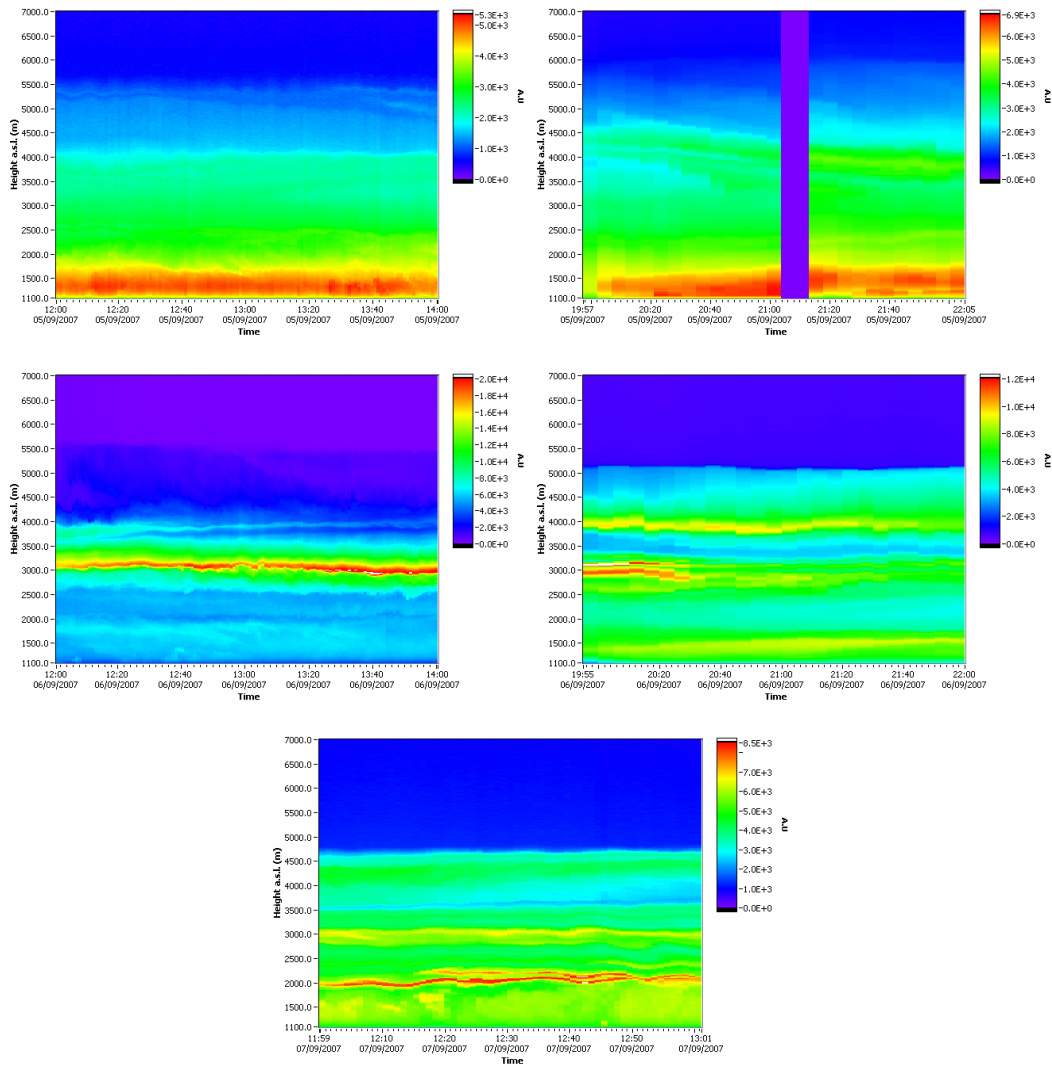


Figure 6.12. Temporal evolution of range corrected signal at 532 nm on 5, 6 and 7 September 2007.

Figure 6.13 presents the aerosol backscatter coefficient and colour ratio profiles from 3 up to 7 September at noon. These profiles were computed using the Klett-Fernald-Sasano algorithm, following the procedures described in chapter IV. The profiles show the aerosol vertical distribution evolution during the Saharan dust event. The combination of these properties allows us to get information on the kind of particles present at each altitude.

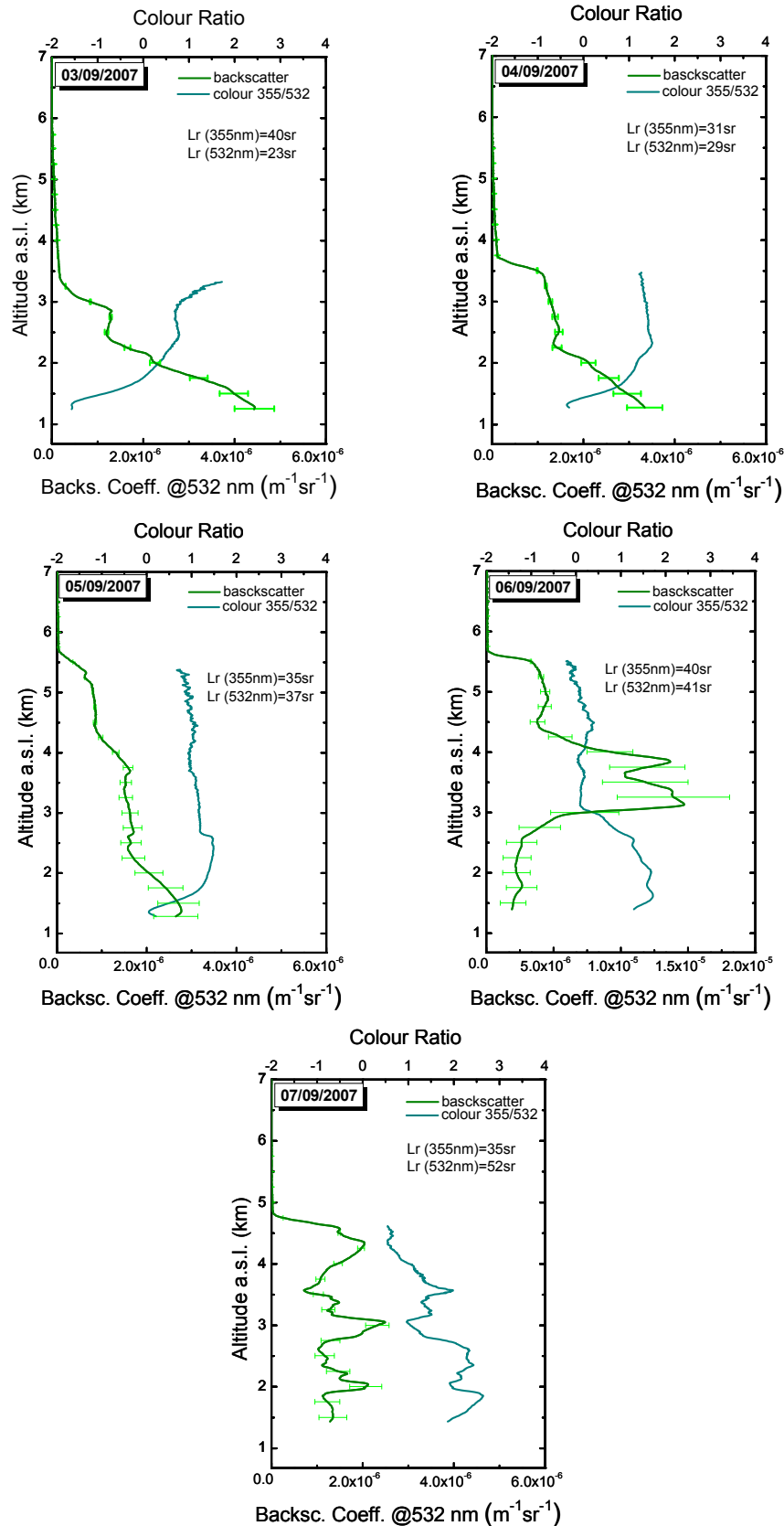


Figure 6.13. Vertical profiles of aerosol backscatter coefficient at 532 nm, and colour ratio in the range 355-532 nm for each day (profiles averaged 12:00-12:30 GMT). Lidar ratio values used for the Klett-Fernald-Sasano retrieval are included in the graphs.

On 3 and 4 September the larger aerosol load is confined below 3.0 and 3.5 km (a.s.l.), respectively. The colour ratio in the range 355-532 nm reaches values below 0.5 in the lower levels, indicating the presence of micrometric particles. This layer is very different to the one located above 2.5 km (a.s.l.) in which submicrometric particles are found, with colour ratios between 1 and 2. A similar behaviour is observed for the profiles on 4 September. These findings are in agreement with the air masses origin previously mentioned. The atmospheric vertical structure over Granada changed radically as is indicated by the optical properties profiles on 5 September. On this day aerosol particles reached higher altitudes (> 5.5 km a.s.l.) showing two differentiated layers. In the dust layer, located between 2.5 and 5.5 km (a.s.l.) the colour ratio ranged 0.5-1.0, whereas the aerosol layer with Mediterranean origin (< 2.5 km a.s.l.) reached colour ratio > 1.0 . The attenuated backscatter quicklooks² derived from CALIOP aboard CALIPSO satellite (Cloud-Aerosol Lidar Infrared Pathfinder Satellite Observations) on 5 September 2007 show aerosol loaded plumes up to 5.0 km (a.s.l.) over areas surrounding Granada (Figure 6.14). The differences for the top dust layer could be explained if we take into account the distance on straight line between the CALIPSO ground-track and Granada (around 78 km). In addition, it must be taken into account the temporal delay of CALIPSO overpass respect to the Lidar ground based measurement (CALIPSO overpasses around 13:30 GMT).

During the most intense stage (6 September) the maximum values of aerosol backscatter are around a factor of 8 respect to the maximum among the other days, in temporal coincidence with the values for optical properties detected by passive remote sensing (note the different scale for the plot on 6 September in Figure 6.13). Values up to $1.5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ were detected in the layer with the larger aerosol load between 3.0 and 4.0 km (a.s.l.), although aerosol particles were detected above 5.5 km (a.s.l.). In this stage of the event dust particles showed a colour ratio between -0.5 and slightly lower than 1, whereas particles in lower layers, with Mediterranean and European origin, presented colour ratios larger than 1.7. These values are in agreement with those found for dust mineral particles and anthropogenic particles by other authors [Ansmann et al., 2003; Balis et al., 2004]. Finally, the quicklook for 7 September exhibits a complex

² The attenuated backscatter coefficient is one of the first products obtained by CALIPSO satellite, since its launching in April 2006. The attenuated backscatter coefficient is defined as the total backscatter coefficient (including molecules and particles), multiplied by the atmospheric transmittance during the laser propagation from the satellite to the ground and back.

layering as a consequence of the ending the Saharan dust event. An important extension of the profile shows colour ratio values larger than 1, except above 4.0 km (a.s.l.), which indicates the presence of coarse particles in the highest altitudes (colour ratio < 1.0).

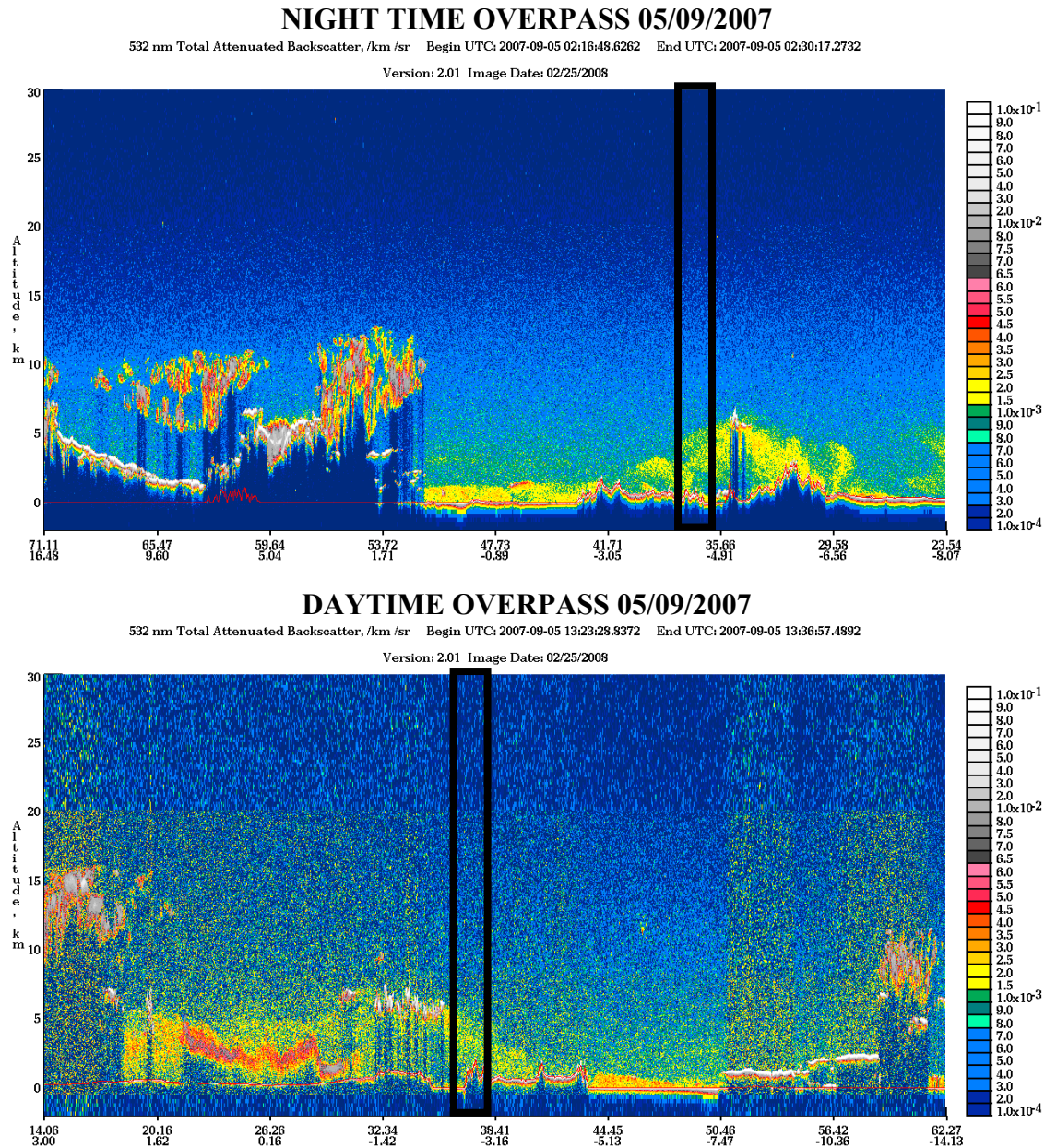


Figure 6.14. Attenuated backscatter quicklook derived from CALIOP (CALIPSO satellite) on 5 September 2007 at night time (up) and daytime (down) during the overpasses over EARLINET Granada station. Aerosol loaded plumes are detected over areas surrounding Granada (37.16°N, 3.61°W). The black box indicates the area surrounding Granada.

Figure 6.15 present the extinction, backscatter and Lidar ratio profiles at 532 nm obtained by Raman algorithm on 3, 4, 5 and 6 September at night time. The temporal evolution for the vertical profiles presented here is in agreement with that observed by backscatter profiles at noon. The aerosol vertical extension reached up to 4.7 km (a.s.l.) during night time on 4 September, several hours before the CALIPSO overpass (02:26 GMT). The attenuated backscatter quicklook shown in Figure 6.14 indicates an aerosol dust loaded plume up to around 5.0 km (a.s.l.). Considering both elastic and inelastic profiles (Figures 6.13 and 6.15), which indicate an aerosol plume up to 4.7 and 5.7 km (a.s.l.) on 4 September at night time and 5 September at noon, respectively, we can state that there is a good agreement between the ground based Lidar measurements and those obtained from CALIPSO.

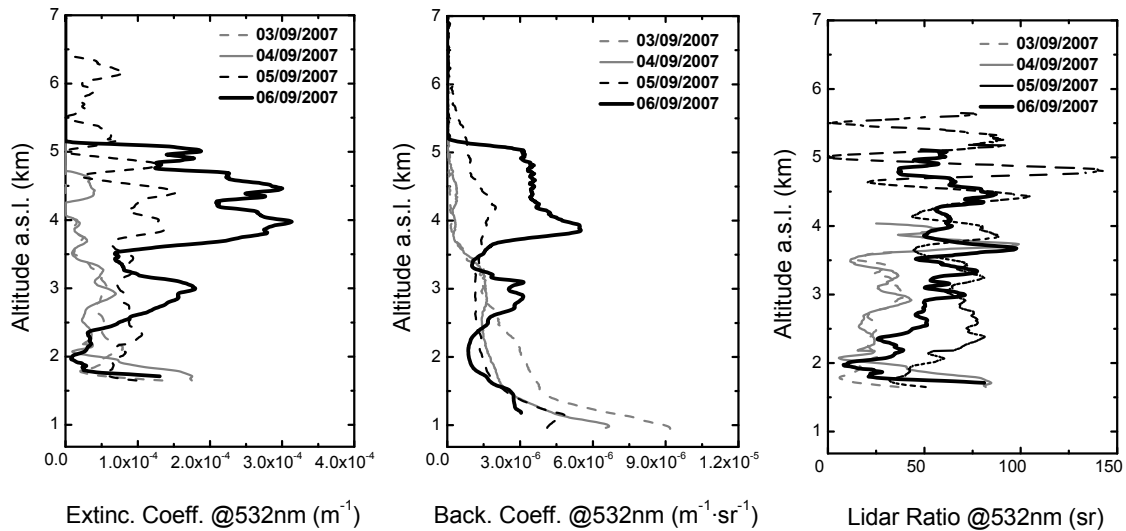


Figure 6.15. Vertical profiles of aerosol extinction and backscatter coefficients and Lidar ratio at 532 nm computed by Raman algorithm for measurements at night time. Lidar data were averaged 20:32-21:02, 20:30-21:00, 20:32-21:02 and 20:30-21:00 GMT for 03, 04, 05 and 06 September 2007, respectively.

During night time the aerosol optical depth derived directly from Excalibur and computed by integration of the aerosol extinction coefficient profile derived from Lidar has been compared. Photometric data were averaged 20:32-21:02, 20:30-21:00, 20:32-21:02 and 20:30-21:00 GMT on 3, 4, 5 and 6 September, respectively. It is worth mentioning the results obtained during the day with the largest dust load. Thus, an aerosol optical depth of 0.44 and 0.63 was obtained at 532 nm by the Raman Lidar system on 5 and 6 September, respectively. However, an aerosol optical depth of 0.8

and 0.64 was obtained at 500 nm by Excalibur, respectively. The differences found between the values provided by these instruments are due to the assumption of a height-independent aerosol extinction coefficient in the lower atmospheric layers for the Lidar computations. In the case of a mineral dust particles loaded atmosphere, the requirement of homogeneity could not be fulfilled strictly, and therefore the aerosol optical depth computed along two different directions can differ.

The Lidar ratio variable with altitude can be derived from the independent computation of aerosol extinction and backscatter profiles. The Lidar ratio ranges around 25 sr on 3 and 4 September for the most extension of the profile. On 5 September, when dust particles are transported through the atmospheric column over Granada, Lidar ratio varies between 50-65 sr in the dust plume. Similar values were derived on 6 September. The Lidar ratios assumed for the elastic algorithm are included in the Figure 6.13. The values adjusted by comparison with sun-photometric data are in agreement with the findings of active remote sensing (Raman methodology and colour ratio profiles at noon) and synoptic analysis (including back-trajectories and model results). Thus, on 3 and 4 September the Lidar ratios are below 35 sr at 532 nm, and larger than that value for the rest of the event.

Lidar ratio values found in this study are in agreement with those previously obtained. Thus, for marine aerosol values of 23 ± 3 sr at 532 nm were found in North Atlantic during ACE2 [Müller et al., 2007], and 23 ± 5 and 29 ± 8 sr in the planetary boundary layer and free troposphere, respectively, at the same wavelength in the Tropical Indic Ocean during INDOEX field campaign [Müller et al., 2007]. Likewise, values of 23 and 44 sr at 531 nm were registered in South Italy with a Raman Lidar [De Tomasi and Perrone, 2003], and 28 ± 11 sr at 355 nm in Greece [Amiridis et al., 2005]. For polluted marine aerosol, values in the range 30-40 sr at 532 nm were obtained in the Tropical Indic Ocean during INDOEX field campaign [Müller et al., 2007]. On the other hand, mineral dust shows a larger variability. In this sense, values in the range 40-80 sr and 50-90 sr at 532 and 355 nm, respectively were found in North Europe [Ansmann et al., 2003]. Values of 55 ± 6 sr at 355 and 532 nm were registered in the planetary boundary layer for source regions in the Sahara desert during SAMUM field campaign [Müller et al., 2007] and values of 59 ± 11 sr at 532 nm for particles advected from Sahara desert in the free troposphere over Europe [Müller et al., 2007]. Finally,

values of 38 ± 15 sr at 355 nm [Mona et al., 2006] and in the range 48-74 at 351nm [De Tomasi and Perrone, 2003] were detected in South Italy, and 51.7 ± 24.7 sr at 355 nm in Greece [Balis et al., 2004].

It must be in mind that the adjustment of Lidar ratio by means of the aerosol optical depth obtained with the Cimel CE 318-4 radiometer assumes a height independent value of Lidar ratio, which can be considered as an effective value for the whole atmospheric column. In this sense, if a non-dust aerosol plume is present during a Saharan dust event, the obtained Lidar ratio value would be different from the one that could be expected for a pure dust layer, and, thus, the Lidar ratios determined by Raman method (height-dependent) can differ from those computed by the height-independent adjusted elastic method.

Date		% Aerosol optical depth in Layers (a.s.l.)					
		< 1.5 (km)	1.5-2.5 (km)	2.5-3.5 (km)	3.5-4.5 (km)	4.5-5.5 (km)	> 5.5 (km)
03/09	D	51.3	34.6	11.1	1.7	0.7	0.1
	N	54.4	28.2	13.7	2.2	0.7	0.4
04/09	D	43.1	32.5	20.4	2.8	0.5	0.1
	N	52.4	22.6	18.2	4.5	1.4	0.5
05/09	D	27.5	25.9	19.9	15.8	9.4	0.7
	N	34.7	17.9	13.8	18.6	9.8	2.5
06/09	D	6.1	9.1	33.2	33.4	16.1	1.4
	N	20.7	11.0	18.4	31.4	17.5	0.3
07/09	D	18.3	24.4	26.7	24.6	5.0	0.0

Table 6.1. Layers contribution (percentage) to the aerosol optical depth at 532 nm, corresponding to the aerosol backscatter profiles shown in Figures 6.13 and 6.15 (D, day; N, night).

According to the previous results of the vertical structure it is evident that the arrival of Saharan dust implied a large increase in the aerosol load in the free troposphere. To estimate the contribution of the light extinction by the free tropospheric particles to the aerosol optical depth, we calculated the contribution (in percent) to the aerosol optical depth for the different layers. Computations have been performed on the basis of backscatter profiles at daytime and both backscatter and extinction profiles at

night time. Table 6.1 presents the contribution to the aerosol optical depth at 532 nm computed in different layers on backscatter profiles at any time. The contribution computed on the basis of extinction profiles differs from that derived from backscatter profiles less than 6%, except in some cases in the layer below 1.5 km (a.s.l.) in which the difference is slightly larger. Thus, in the initial stages of the period analyzed the contribution below 2.5 km (a.s.l.) reached values around 85% and 75% on 3 and 4 September, respectively. During the rest of the event the contribution to the aerosol optical depth does not show large differences up to 4.5 km (a.s.l.) except on 6 September at noon where the layer confined between 2.5 and 4.5 km (a.s.l.) present a value as large as 67 %.

VI.7. COMPARISON BETWEEN ACTIVE AND PASSIVE REMOTE SENSING

In this section a comparison between active and passive remote sensing is performed. For this aim daytime value for the adjusted Lidar ratio, obtained by applying the constrain given by the aerosol optical depth derived from Cimel CE 318-4, has been compared with that obtained directly from the retrieved properties by Cimel CE 318-4. Thus, Lidar ratio obtained directly from Cimel is described by the following expression [Welton et al., 2002]:

$$Lr = \frac{4\pi}{\omega_0 P(180^\circ)} \quad (6.5)$$

where Lr is the Lidar ratio, ω_0 is the single scattering albedo and $P(180^\circ)$ is the phase function at 180° . As presented in section II.6. 2., single scattering albedo is defined as the ratio between scattering coefficient and extinction coefficient, and the phase function assess the scattered radiation angular distribution (for this computation we are only interested in direction of 180°). Figure 6.16 shows the Lidar ratio at 532 nm determined by the two procedures. Time differences are due to the lack of synchronisation between the radiance measurements of Cimel CE 318-4 sun-photometer used to obtain the column-integrated microphysical properties which fulfil appropriate criteria (symmetry and aerosol optical depth at 440 nm > 0.4) and the Lidar

measurements. In any case, the Lidar ratio derived from the two procedures are in agreement, showing values between 40-60 sr for all cases as it is typical for Saharan dust events. On 5 September we performed an intense monitorization of the first stage of the Saharan dust event. A pattern can be seen during this day with minimum values at noon and an increasing trend at the end of the day. This behaviour is also seen on the next day (in spite of the low number of data). Finally, the Lidar ratio seems to be stable on 7 September.

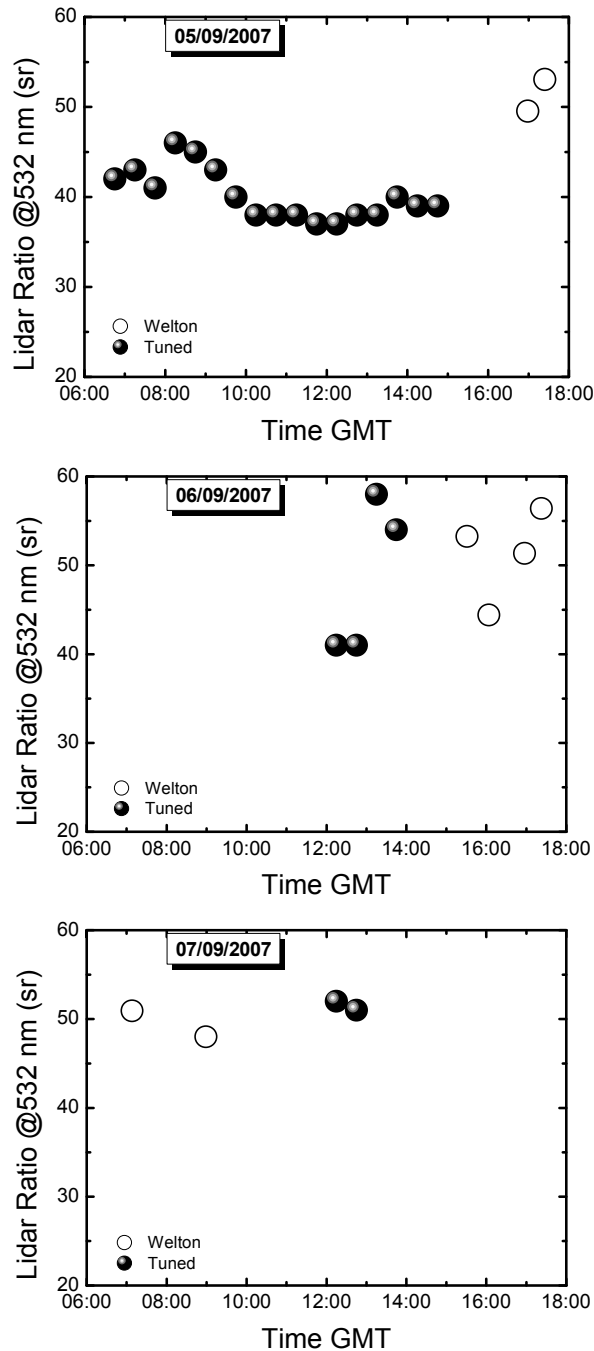


Figura 6.16. Lidar ratio at 532 nm computed by Cimel CE-318 through Welton formula and tuned integrating aerosol extinction profile compared with aerosol optical depth.

VI.8. BSC DREAM MODEL VALIDATION

In Figure 6.17, the vertical profile of the aerosol backscatter coefficient obtained by Lidar is presented along with the corresponding dust concentration profiles forecasted by the DREAM model. In order to perform a reliable comparison, forecasted dust concentration profiles were chosen in temporal coincidence with Lidar measurements at 12 and 21 GMT.

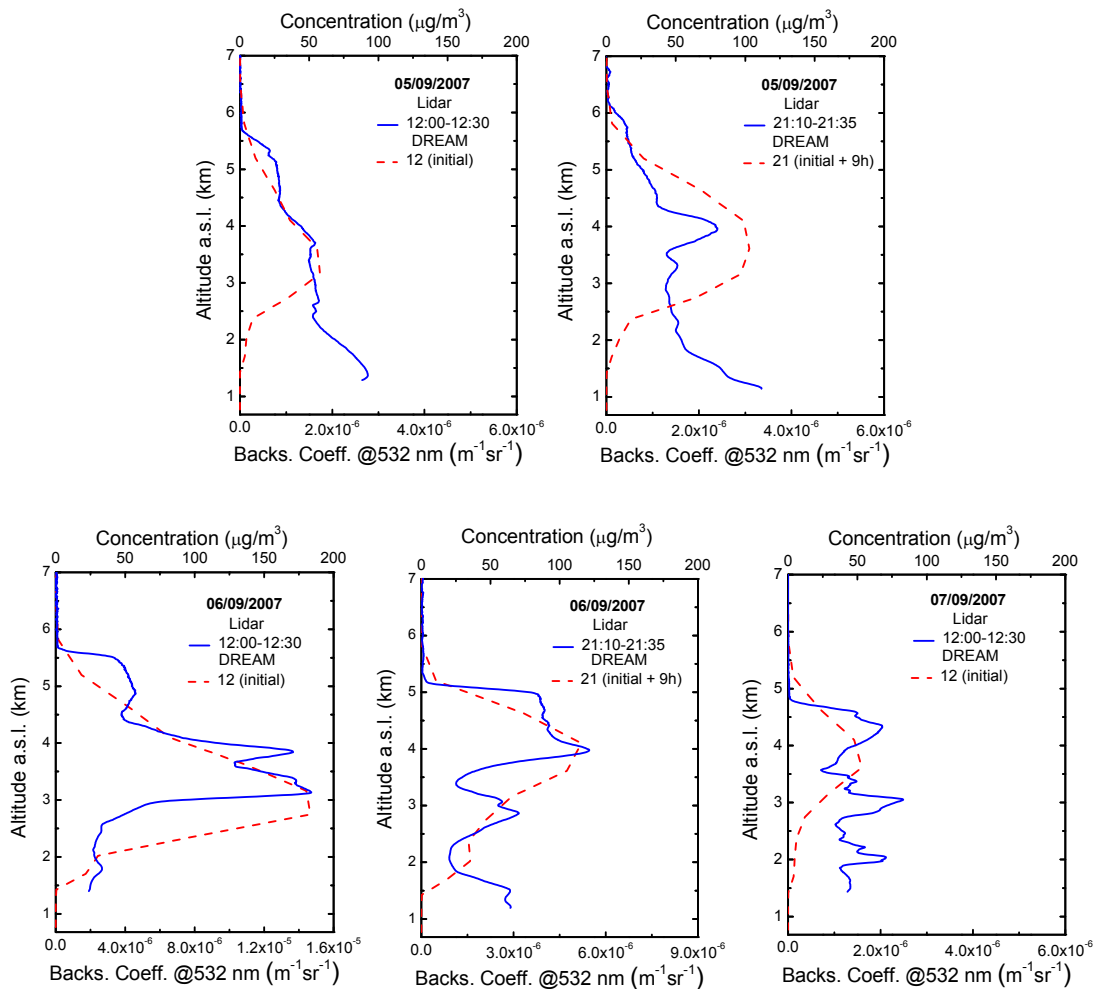


Figure 6.17. Aerosol backscatter coefficient profiles, obtained by Lidar at 532, for the most intense days of the studied event, both daytime and night time, with the corresponding dust concentration profiles forecasted by the DREAM model.

From this comparison one can see that the DREAM model is able to recognize the main features of the dust transport, especially during the day with the most intense values for optical properties (6 September). Thus, on 6 September at noon DREAM

model forecasts correctly the dust layer thickness (about 3 km) but underestimates its altitude around 0.5 km. In addition, the complex layering is not properly forecasted. However, at night time DREAM model locates the maximum values of dust concentration at the altitude in which the Lidar retrieves the maximum values for aerosol backscatter coefficient around 4.0 km (a.s.l.). Again, Lidar catches a more complex layering than the one forecasted by DREAM.

The differences between Lidar and DREAM model are more obvious during the rest of this Saharan dust event, when optical properties achieve values lower than those on 6 September, especially at the lowest altitudes. In any case, the monitoring with aerosol backscatter coefficient and dust concentration profiles shows a good temporal correlation during the most intense dust stage. Therefore, this comparison has allowed validating the DREAM dust forecast model vertical profiles over Granada. Possibly, the found differences could be minimized using more accurate meteorological data and a more realistic regional topography.

In this chapter, the extreme Saharan dust event that affected to South Iberian Peninsula from 3 up to 7 September 2007 has been analysed. This event was monitored with both active (Lidar) and passive (solar and stellar photometers) remote sensing instrumentation and it has been evidenced the convenience of using a multi-instrumental analysis. Likewise, the use of additional sources of information as backtrajectories analyses, NAAPS and DREAM models, and data from instrument aboard on satellite platforms as Aqua-MODIS and CALIPSO, have allowed improving the interpretation of ground based data. The case shown has demonstrated the relevance of atmospheric aerosol radiative effects, especially the influence of its vertical structure.

REFERENCES

- Acker, J. G., and G. Leptoukh, "Online Analysis Enhances Use of NASA Earth Science Data", *Eos, Trans. AGU*, vol. 88, No. 2, 14-17, 2007.
- Alados-Arboledas, L., H. Horvath, F. J. Olmo, A. Alcántara, M. Gangl, H. Lyamani, J. Lorente, A. Martínez-Lozano, V. Cachorro, A. Labajo, B. De la morena, J. P. Díaz, M. Pujadas, A. M. Silva and, G. Pavese, "Atmospheric aerosol changes in the vertical followed by sunphotometers and telephotometers during VELETA 2002", *J. Aer. Sci.*, vol. 35, Supplement 1, 503-548., 2004a.
- Alados-Arboledas, L., H. Horvath, G. Pavese, F. Esposito, X. Querol, L. Ramírez, A. Alcántara Ruiz, F. J. Olmo, H. Lyamani, I. Foyo-Moreno, M. Gangl, L. Fenk, B. Jost, L. Leone, S. Castillo, M. Escudero, B. Espinar, "Indalo 2003 field campaign", *J. Aer. Sci.*, vol. 35, Supplement 2, 981-1048, 2004b.
- Alpert, P. and B. Ziv, "The Sharav cyclone: Observations and some theoretical considerations", *J. Geophys. Res.*, 94, 18495-18514, 1989.
- Amiridis, V., D. S. Balis, S. Kazidzis, A. Bais, and E. Giannakaki, "Four-year aerosol observation with a Raman lidar at Thessaloniki, Greece, in the framework of the European Aerosol Research Lidar Network (EARLINET)", *J. Geophys. Res.*, 110, D21203, doi: 10.1029/2005JD006190, 2005.
- Ansmann A, J. Bösenberg, A. Chaikovsky, A. Comerón, S. Eckhardt, R. Eixmann, V. Freudenthaler, P. Ginoux, L. Komguem, H. Linné, M. A. López Márquez, V. Matthias, I. Mattis, V. Mitev, D. Müller, S. Music, S. Nickovic, J. Pelon, L. Sauvage, P. Sobolewsky, M. K. Srivastava, A. Stohl, O. Torres, G. Vaughan, U. Wandinger, and M. Wiegner, "Long-range transport of Saharan dust to northern Europe: The 11-16 October 2001 out break observed with EARLINET". *J. Geophys. Res.*, 108 (D24), 4783, doi: 10.1029/2003JD003757, 2003.
- Balis, D. S., C. S. Zerefos, K. Kourtidis, A. F. Bais, A. Hofzumahaus, A. Kraus, R. Schmitt, M. Blumthaler, and G. P. Gobbi, "Measurements and modeling of the photolysis rates during the Photochemical Activity and Ultraviolet Radiation (PAUR) II campaign", *J. Geophys. Res.*, 107(D18), 8138, doi:10.1029/2000JD000136, 2002.
- Balis, D., V. Amiridis, S. Nickovic, A. Papayannis, and C. Zerefos, "Optical properties of Saharan dust layers as detected by a Raman lidar at Thessaloniki, Greece", *Geophys. Res. Lett.*, 31, L13104, doi:10.1029/2004GL019881, 2004.
- Bergametti, G., L. Gomes, E. Remoudaki, M. Desbois, D. Martin, and P. Buat-Ménard, "Present transport and deposition of dust to the north-western Mediterranean", in *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and past patterns of global atmospheric transport*, edited by M. Leinen and M. Sarnthein, pp. 227-252. Kluwer Acad., Boston, Mass, 1989.

- Cachorro, V. E., C. Toledano, N. Prats, M. Sorribas, S. Mogo, A. Berjón, B. Torres, R. Rodrigo, J. de la Rosa, and A. M. De Frutos, “The strongest desert dust intrusion mixed with smoke over the Iberian Peninsula registered with Sun photometry”, *J. Geophys. Res.*, vol. 113, D14S04, doi: 10.1029/2007JD009582, 2008.
- Chin, M., P. Ginoux, S. Kinne, O. Torres, B. N. Holben, B.N. Duncan, R. V. Martin, J. A. Logan, A. Higurashi, and T. Nakajima, “Tropospheric aerosol optical thickness from the GOCART model and comparisons with satellite and sun photometer measurements”, *J. Atmos. Sci.*, 59, 461–483, 2002.
- De Tomasi, F., A. Blanco, and M. R. Perrone, “Raman lidar monitoring of extinction and backscattering of African dust layers and dust characterization”, *Appl. Opt.*, 42, 1699–1709, 2003.
- De Tomasi, F., and M. R. Perrone, “Lidar measurements of tropospheric water vapor and aerosol profiles over southeastern Italy”, *J. Geophys. Res.*, 108(D9), 4286, doi: 10.1029/2002JD002781, 2003.
- Draxler, R. R., and G. D. Rolph, HYSPLIT (HYbrid Single- Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website (<http://www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html>), NOAA Air Resources Lab., Silver Spring, MD, 2003.
- Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D.W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D.C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz and R. Van Dorland, Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.
- Gobbi, G. P., Barnaba, F., Giorgi, R., and Santacasa, A., “Altitude-resolved properties of a Saharan dust event over the Mediterranean”, *Atmos. Environ.*, 34, 5119-5127, 2000.
- Hamonou, E., P. Chazette, D. Balis, F. Dulac, X. Scheider, E. Galani, E., G. Ancellet, and A. Papayannis, “Characterization of the vertical structure of Saharan dust export to the Mediterranean basin”, *J. Geophys. Res.*, 104, 22270-22275, 1999.
- Kremling, K., and P. Streau, “Saharan dust influenced trace element fluxes in deep North Atlantic subtropical waters”, *Deep Sea Res.*, Part I, 40, 1155–1168, 1993.
- Liu, Z., A. Omar, M. Vaughan, J. hair, C. Kittaka, Y. Hu, K. Powell, C. Trepte, D. Winker, C. Hostetler, R. Ferrare, and R. Pierce, “CALIPSO lidar observations of the optical properties of Saharan dust: A case study of long-range transport”, *J. Geophys. Res.*, vol. 113, D07207, doi:10.1029/2007JD008878, 2008.

- López J.M., M.S. Callén, R. Murillo, T. García, M.V. Navarro, M.T. de la Cruz and A.M. Mastral, “Levels of selected metals in ambient air PM10 in an urban site of Zaragoza (Spain)”, *Env. Res.*, 99, 58-67, 2005.
- Luo, C., N. M. Mahowald, and J. del Corral, “Sensitivity study of meteorological parameters on mineral aerosol mobilization, transport, and distribution”, *J. Geophys. Res.*, 108, 4447, doi:10.1029/2003JD003483, 2003.
- Lyamani, H., F. J. Olmo, L. Alados-Arboledas, “Long-term changes in aerosol radiative properties at Armilla (Spain)”, *Atmos. Environ.*, vol. 38, 35, 5935-5943, 2004.
- Lyamani, H., F. J. Olmo, L. Alados-Arboledas, “Saharan dust outbreak over southeastern Spain as detected by sun photometer”, *Atmos. Environ.*, vol. 39, 38, 7276-7284, 2005.
- Lyamani, H., F. J. Olmo, A. Alcántara and L. Alados-Arboledas , “Atmospheric aerosols during the 2003 heat wave in southeastern Spain I: Spectral optical depth”, *Atmos. Environ.*, vol. 40, 33, 6453-6464, 2006a.
- Lyamani, H., F. J. Olmo, A. Alcántara, L. Alados-Arboledas , “Atmospheric aerosols during the 2003 heat wave in southeastern Spain II: Microphysical columnar properties and radiative forcing”, *Atmos. Environ.*, vol. 40, 33, 6465-6476, 2006b.
- Lyamani, H., F. J. Olmo, L. Alados-Arboledas, “Light scattering and absorption properties of aerosol particles in the urban environment of Granada, Spain”, *Atmos. Environ.*, vol. 42, 11, 2630-2642, 2008.
- Mahowald, N. M., and C. Luo, “A less dusty future?”, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1903, doi:10.1029/2003GL017880, 2003.
- Mona, L., A. Amodeo, M. Pandolfi, and G. Pappalardo, “Saharan dust intrusions in the Mediterranean area: Three years of Raman lidar measurements”, *J. Geophys. Res.*, vol. 111, D16203, doi:10.1029/2005JD006569, 2006.
- Müller, D., A. Ansmann, I. Mattis, M. Tesche, U. Wandinger, D. Althausen, and G. Pisani, “Aerosol-type-dependent lidar ratios observed with Raman lidar”, *J. Geophys. Res.*, vol. 112, D16202, doi: 10.1029/2006JD008292, 2007.
- Olmo, F. J., H. Lyamani, J. Tovar, L. Alados-Arboledas, “Volcanic aerosol effects on radiometric series registered at Spain”, *J. Aer. Sci.*, vol. 30, Supplement 1, S891-S892, 1999.
- O’Neill, N. T., O. Dubovik, and T. F. Eck, “Modified Ångström exponent for the characterization of submicrometer aerosols”, *Appl. Opt.*, Vol. 40, No. 15, 2368-2375, 2001.
- O’Neill, N. T., T. F. Eck, A. Smirnov, B. N. Holben, and S. Thulasiraman, “Spectral discrimination of coarse and fine mode optical depth”, *J. Geophys. Res.*, 108(D17), 4559, doi:10.1029/2002JD002975, 2003.

- Pappalardo, G., A. Amodeo, S. Amoruso, L. Mona, M. Pandolfi, and V. Cuomo, “One year of tropospheric lidar measurements of aerosol extinction and backscatter”, *Ann. Geophysics*, 46, 401– 413, 2003.
- Papayannis, A., D. Balis, V. Amiridis, G. Chourdakis, G. Tsaknakis, C. Zerefos, A. D. A. Castanho, S. Nickovic, S. Kazadzis, and J. Grabowski, “Measurements of Saharan dust aerosols over the Eastern Mediterranean using elastic-Raman lidar, spectrophotometric and satellite observations in the frame of the EARLINET project”, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 2065-2079, 2005.
- Papayannis, A., V. Amiridis, L. Mona, G. Tsaknakis, D. Balis, J. Bösenberg, A. Chaikovski, F. De Tomasi, I. Grigorov, I. Mattis, V. Mitev, D. Müller, S. Nickovic, C. Pérez, A. Pietruczuk, G. Pisani, F. Ravetta, V. Rizi, M. Sicard, T. Trickl, M. Wiegner, M. Gerding, R. E. Mamouri, G. D'Amico, G. Pappalardo, “Systematic lidar observations of Saharan dust over Europe in the frame of EARLINET (2000–2002)”, *J. Geophys. Res.*, vol. 113, D10204, doi:10.1029/2007JD009028, 2008.
- Penner, J. E., et al., Aerosols, their direct and indirect effects, in *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 J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C. A. Johnson, chap. 5, pp. 291– 336, Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 2001.
- Pérez, C., S. Nickovic, J. M. Sicard, F. Roca-denbosh, and V. E. Cachorro, “A long Saharan dust event over the western Mediterranean: Lidar, Sun photometer observations, and regional dust modelling”, *J. Geophys. Res.*, vol. 111, D15214, doi:10.1029/2005JD006579, 2006.
- Prospero, J. M. and T. Carlson, “Saharan air outbreaks over the Tropical North Atlantic”, *Pure and Applied Geophysics*, 119, 677-691, 1980.
- Reichholf, J. H., “Is Saharan dust a major source of nutrients for the Amazonian forest”, *Suud. Neotrop. Fauna Environ.*, 21, 251– 255, 1986.
- Tegen, I., S. P. Harrison, K. E. Kohfeld, I. C. Prentice, M. T. Coe, and M. Heimann, “The impact of vegetation and preferential source areas on global dust aerosol: Results from a model study”, *J. Geophys. Res.*, 107, 4576, 2002.
- Tegen, I., M. Werner, S. Harrison, and K. Kohfeld, “Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission”, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 31, L05105, doi:10.1029/2003GL019216, 2004.
- Welton, E. J., K. J. Voss, P. K. Quinn, P. J. Flatau, K. Markowicz, J. R. Campbell, J. D. Spinhirne, H. R. Gordon, and J. E. Johnson, “Measurements of aerosol vertical profiles and optical properties during INDOEX 1999 using micropulse lidars”, *J. Geophys. Res.*, 107, D19,8019, 18-1 – 18-20, 2002.

- Werner, M., I. Tegen, S. P. Harrison, K. E. Kohfeld, I. C. Prentice, Y. Balkanski, H. Rodhe, and C. Roelandt, “Seasonal and interannual variability of the mineral dust cycle under present and glacial climate conditions”, *J. Geophys. Res.*, 107, 4744, doi:10.1029/2002JD002365, 2002.
- Zender, C. S., H. Bian, and D. Newman, “Mineral Dust Entrainment And Deposition (DEAD) model: Description and 1990s dust climatology”, *J. Geophys. Res.*, 108, 4416, doi:10.1029/2002JD002775, 2003.
- Zender, C. S., R. L. Miller, and I. Tegen, “Quantifying Mineral Dust Mass Budgets: Terminology, Constraints, and Current Estimates”, *EOS*, vol. 85, no. 48, 509-512, 2004.
- Zerefos, C. S., K. A. Kourtidis, D. Melas, D. Balis, P. Zanis, L. Katsaros, H. T. Mantis, C. Repapis, I. Isaksen, J. Sundet, J. Herman, P. K. Bhartia, B. Calpini, “Photochemical Activity and Solar Ultraviolet Radiation Modulation Factors (PAUR): An overview of the project”, *J. Geophys. Res.*, 107(D18), 8134, doi:10.1029/2000JD000134, 2002.



CAPÍTULO VII. RESULTADOS III: CAMPAÑA EXPERIMENTAL CAPEX

ÍNDICE

VII.1. INTRODUCCIÓN.....	298
VII.2. DESCRIPCIÓN DEL SITIO EXPERIMENTAL	300
VII.3. INSTRUMENTACIÓN Y METODOLOGÍA	301
VII.4. CARACTERIZACIÓN DE LAS CONDICIONES ATMOSFÉRICAS DURANTE CAPEX.....	303
VII.5. CASO DE ESTUDIO A: EPISODIO DE CONTAMINACIÓN EUROPEA.....	308
VII.6. CASO DE ESTUDIO B: EVENTO DE POLVO SAHARIANO..	314
VII.7. APROXIMACIÓN DE CIERRE: ANÁLISIS DE LOS PERFILES DE COEFICIENTE DE EXTINCIÓN DE AEROSOL.....	319
VII.8. APROXIMACIÓN DE CIERRE: ANÁLISIS DE LA RAZÓN LIDAR.....	321
REFERENCIAS	326

VII.1. INTRODUCCIÓN

Como hemos indicado el aerosol atmosférico está constituido por partículas de muy variados orígenes que presentan una gran variabilidad espacio-temporal. Esto dificulta el que tengamos un conocimiento preciso de las propiedades del aerosol atmosférico en cada lugar y momento y por ello los actuales modelos de forzamiento radiativo del clima están lejos de ser completos y tienen incertidumbres muy grandes. De acuerdo con Heintzenberg et al. (1996) el principal (y último) objetivo de la investigación en aerosol atmosférico es el tratamiento del aerosol como una variable pronóstico en modelos de clima y en modelos de ciclos químicos globales. Sin embargo, la monitorización global de todas las propiedades físicas y químicas del aerosol relevantes desde el punto de vista de la ciencia atmosférica y el clima no es posible debido a la gran variabilidad espacial y los costes prohibitivos de gran número de estaciones de superficie y sensores en plataformas aéreas. En vez de eso, la aproximación es crear bases de datos locales completas mediante combinación de medidas de propiedades físico-químicas del aerosol con medidas de radiación y modelos en los llamados experimentos de cierre. Los experimentos de cierre en columna comparan las medidas integradas en columna con medidas in situ (en superficie y aviones) y resueltas verticalmente (Lidar, ceilómetro) de propiedades químicas, físicas y ópticas del aerosol.

Las medidas in situ aerotransportadas suelen emplearse para caracterizar las propiedades del aerosol durante campañas de medida intensivas, mientras que los sistemas Lidar y otros sistemas de teledetección se dedican a la monitorización del aerosol a largo plazo. Así, es importante comparar las medidas in situ y las obtenidas a partir de la teledetección para valorar si permiten estimar de forma consistente los perfiles verticales de las propiedades del aerosol [Masonis et al., 2002; Osborne et al., 2007]. Estos experimentos proporcionan la base para desarrollar las parametrizaciones de las propiedades del aerosol y de los procesos que en los que se ven envueltos que se usan en los modelos atmosféricos y climáticos.

En los últimos años, se han llevado a cabo varias campañas de campo en este sentido. Por ejemplo ACE I (Aerosol Characterization Experiment I) documentó las características químicas y físicas de las partículas de aerosol en una atmósfera marina

(limpia) remota [Bates et al., 1998; Hainsworth et al., 1998]. ACE 2 extendió estas observaciones al océano Atlántico Norte con énfasis en las perturbaciones antropogénicas del aerosol de fondo [Raes et al., 2000; Verver et al., 2000] TARFOX (Tropospheric Aerosol Radiative Forcing Observational Experiment) se centró especialmente en los efectos radiativos, integrados en toda la columna atmosférica, mediante el estudio de una de las mayores plumas de niebla urbana/industrial a escala mundial [Hobbs, 1999; Russell et al., 1999; Ferrare et al., 2000]. En contraste, el experimento SCAR-B (Smoke, Clouds and Radiation – Brazil) [Kaufman et al. 1998; Nobre et al., 1998] e INDOEX (Indian Ocean Experiment) [Verver et al., 2001] se centraron en la contaminación emitida desde regiones menos desarrolladas. ACE Asia proporcionó información sobre la formación del aerosol en el Este de Asia y LACE 98 (Lindenberg Aerosol Characterization Experiment 1998) se planteó como la extensión de los esfuerzos de experimentos anteriores a regiones de Europa Central altamente industrializadas. Comparado con ACE 2, TARFOX, INDOEX y ACE Asia, que también se centraron en plumas de contaminación procedentes de regiones altamente industrializadas, LACE 98 fue la primera campaña de campo que tuvo lugar sobre un lugar continental [Ansmann et al., 2002]. Se han llevado a cabo otros experimentos de caracterización del aerosol menos intensos en zonas continentales en Europa anteriores a LACE 98 [ten Brink et al., 1996, 1997; Mészáros et al., 1998]. En Norte América también se han hecho grandes esfuerzos en la red del proyecto ARM (Atmospheric Radiation Measurement) [Ferrare et al., 1998; Kato et al., 2000] en el Sur de Great Plains, y en Bondville, Illinois, donde se han llevado a cabo observaciones de gran duración de propiedades químicas, físicas y ópticas de partículas [Koloutsou-Vakakis et al., 2001].

CAPEX (Clouds and Aerosols over Portugal Experiment) es un proyecto europeo para investigar las partículas de aerosol, radiación, propiedades de nubes, precipitación y radioactividad sobre Portugal usando instrumentación tanto en superficie como instalada sobre un avión. Para este objetivo se han usado el avión BAe-146, operado por la British Metoffice y una variada instrumentación operada desde tierra en el Observatorio de Geofísica de Évora y en Cabo da Roca. Este proyecto, financiado por la Comisión Europea bajo el 6º Programa Marco dentro de la iniciativa de infraestructuras integradas de EUFAR (www.eufar.net), tuvo lugar entre el 30 de Mayo y el 18 de Junio de 2006 en el Centro y Sur de Portugal, y constó de tres proyectos

individuales: AEROPOR (AERosols Over Portugal), CLAPREC (Clouds, Aerosols, Precipitation) y VPRACOP (Vertical Profiles of Radioactive Aerosol Constituents Over Portugal).

En el marco del proyecto AEROPOR se involucraron tres grupos de investigación: el equipo de la Metoffice, que operó la instrumentación aerotransportada, el equipo del Centro de Geofísica de Évora y el Grupo de Física de la Atmósfera de la Universidad de Granada. El sistema Lidar Raman operado por el grupo de Física de la Atmósfera de la Universidad de Granada llevó a cabo una intensa campaña de medidas durante la primera quincena de Junio de 2006.

VII.2. DESCRIPCIÓN DEL SITIO EXPERIMENTAL

Las medidas Lidar fueron llevadas a cabo en el Observatorio de Geofísica de Évora, localizado en el centro de la ciudad de Évora (Portugal) (38.60° N, 7.90° O, 293 m s.n.m.). Évora es la capital de Alentejo, una región rural que ocupa un tercio del territorio portugués y que está habitado por menos del 10% del total de población portuguesa. Évora es la mayor ciudad de la región con una población de unos 55000 habitantes. La contaminación local es debida solo a vehículos particulares, ya que en esta área no existen grandes industrias. El núcleo urbano de gran tamaño e industrializado más cercano es Lisboa a 100 km de Évora, con una población de aproximadamente 1 millón de habitantes, rodeada por un cinturón industrial. Otra zona importante en cuanto a su industrialización es Sines, situada en la costa atlántica a 100 km al Sur de Lisboa y a unos 200 km de Évora. El océano Atlántico se encuentra a 150 km al Oeste y la frontera española a 100 km al Este (la Figura 7.1 muestra la localización de Évora). La localización proporciona excelentes condiciones para observar el impacto local del transporte de partículas a media y gran distancia. Las estaciones lluviosas en Alentejo corresponden a los periodos Octubre-Diciembre y Marzo-Abril. El tiempo es particularmente estable en verano con baja humedad relativa y altas temperaturas, que alcanzan los 40 °C unos pocos días al año.

Desde Enero de 2002 Évora era la única estación de teledetección en zona continental en Portugal pero en Diciembre de 2003 se estableció una segunda estación en Cabo da Roca (38.78° N, 9.05° O), en la costa atlántica a 30 km al Norte de Lisboa.

Hasta ese momento, la estación de AERONET más cercana era El Arenosillo (37.10° N, 6.72° O), en el Sur de España.

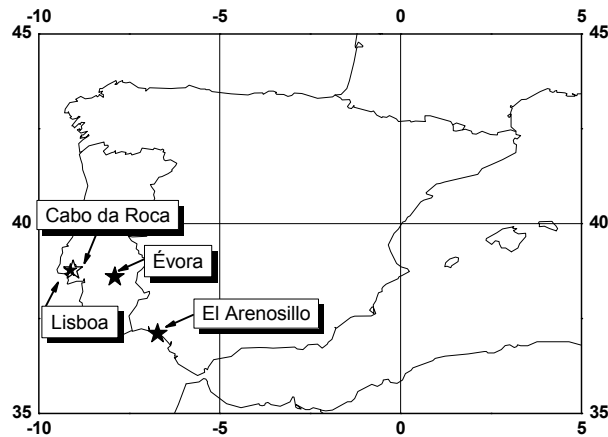


Figura 7.1. Mapa de la localización de la estación de medida así como otras localizaciones mencionadas.

VII.3. INSTRUMENTACIÓN Y METODOLOGÍA

En el proyecto AEROPOR se utilizó una variada instrumentación aerotransportada junto con instrumentación en superficie, de la que aquí sólo describiremos los instrumentos relevantes para el desarrollo de nuestro estudio. En la estación de superficie en Évora se operó el sistema Lidar Raman LR321D400 y una unidad del fotómetro solar Cimel CE 318-4. Ambos instrumentos se han descrito previamente en el capítulo III. La única diferencia respecto a lo allí descrito radica en que el Cimel CE 318-4 de la Universidad de Évora opera únicamente en los canales 440, 675, 870, 940 y 1020 nm. La descripción de las metodologías empleadas en el tratamiento de las medidas proporcionadas por el sistema Lidar y el radiómetro Cimel ya se ha presentado en profundidad en el capítulo IV. Aquí se presenta la instrumentación y la metodología empleada en el análisis de los datos de la instrumentación aerotransportada. El avión transportaba un nefelómetro integrante que proporciona coeficientes de dispersión y de retrodispersión hemisférica en tres longitudes de onda, y una sistema PSAP (Particle Soot Absorption Photometer) que proporciona coeficientes de absorción en una longitud de onda.

El nefelómetro integrante TSI mide el coeficiente de dispersión y de retrodispersión hemisférica en 450, 550 y 700 nm. Para tal fin el instrumento capta aire ambiente a través de un sistema de admisión y se calienta para desecar las partículas. La frecuencia de muestreo es de 1 Hz. Las medidas de coeficiente de dispersión realizadas por el nefelómetro presentan un error de truncación, que se debe al bloqueo de la luz dispersada para ángulos de dispersión menores de 7° y mayores de 170°. El error no-lambertiano consiste en que la distribución de la intensidad de la luz proporcionada por el difusor del nefelómetro se desvía ligeramente de la ley coseno. Los errores de truncación y errores no-lambertianos se corrigen con el método de Anderson and Ogren (1998), que considera la dependencia de estos errores con el tamaño de las partículas. Para tal fin se utiliza la información proporcionada por la dependencia espectral de los coeficientes de dispersión antes de corregir. Los errores no-lambertianos son más importantes para partículas submicrométricas, mientras que para partículas micrométricas son más importantes los errores de truncación [Anderson and Ogren, 1998]. La dispersión por partículas de aerosol depende fuertemente de la humedad relativa debido al crecimiento higroscópico natural de muchas partículas de aerosol atmosférico [Horvath, 1996]. El coeficiente de dispersión muestra una variación mínima por debajo del 50% de humedad relativa y pequeña hasta el 60 % de humedad relativa [Anderson and Ogren, 1998; Xu et al., 2002]. Por encima del 80 % el coeficiente de dispersión muestra un cambio brusco con la humedad relativa [Xu et al., 2002]. Por lo tanto incluso aunque las partículas no están químicamente secas a humedades por debajo del 50 %, se pueden considerar químicamente secas desde el punto de vista de la dispersión [Targino et al., 2005].

El sistema PSAP (Particle Soot Absorption Photometer) proporciona el coeficiente de absorción. Este instrumento utiliza la técnica de la lámina integrante [Bond et al., 1999]. Las partículas son recogidas en un filtro y se mide en tiempo real la transmisión a través del filtro de la luz en 565 nm. El valor del coeficiente de absorción viene dado por la expresión:

$$\alpha_p^{ab} = \frac{A}{V} \ln \frac{I}{I_0} \quad (7.1)$$

donde α_p^{ab} es el coeficiente de absorción de partículas, A es el área del filtro cubierto por las partículas de aerosol, V es el volumen de aire que pasa a través del filtro para

depositar una capa de partículas dada, I e I_0 son los flujos de la luz transmitida e incidente, respectivamente. La fuente de radiación incidente en el PSAP es un diodo que emite luz a 565 nm y las partículas se recogen en un filtro de cuarzo de 10 mm de diámetro. Para medir el flujo de referencia, I_0 , la luz se transmite a través de un segundo filtro limpio, que no está expuesto al aire ambiente. Bond et al. (1999) han obtenido una corrección empírica para la ecuación 7.1 que tiene en cuenta la dispersión de la luz por partículas de aerosol en el filtro. Esta corrección viene dada por:

$$\alpha_p^{ab} = \frac{\alpha_p^{ab}{}_{medido} - 0.40\alpha_p^{disp}{}_{medido}}{2.2} \quad (7.2)$$

donde $\alpha_p^{ab}{}_{medido}$ es el coeficiente de absorción obtenido de la ecuación 7.1 y $\alpha_p^{disp}{}_{medido}$ es el coeficiente de dispersión obtenido con el nefelómetro. Esta ecuación corrige los efectos de dispersión de luz por partículas en el filtro, que hace disminuir la transmisión a través del filtro y el efecto de las fibras de cuarzo que también realza la atenuación medida y sobreestima el coeficiente de absorción.

VII.4. CARACTERIZACIÓN DE LAS CONDICIONES ATMOSFÉRICAS DURANTE CAPEX

Portugal se ve afectado fundamentalmente por cinco tipos de aerosol atmosférico: aerosol rural (aerosol continental remoto), aerosol cargado de partículas de polvo mineral originadas en el desierto del Sahara, aerosol marino procedente del océano Atlántico, aerosol antropogénico procedente de la contaminación en Europa Central y la Península Ibérica, y, finalmente, aerosol con partículas procedentes de incendios forestales que ocurren especialmente durante el verano en Portugal y la Península Ibérica [Elias et al., 2005].

Para analizar las condiciones atmosféricas se han empleado varias herramientas: (i) retrotrayectorias de 5 días de duración mediante el modelo HYSPLIT (<http://www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html>) [Draxler and Rolph, 2003] y su posterior clasificación por sectores de procedencia; (ii) mapas de densidad de aerosol proporcionados por el modelo NAAPS (<http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol>) para

evaluar la presencia de sulfatos, polvo sahariano y humo a nivel de superficie en la zona de interés; (iii) mapas de densidad de polvo en suspensión proporcionados por el modelo SKIRON (<http://forecast.uoa.gr>) para predecir la presencia de polvo procedente del desierto del Sahara; y finalmente (iv) mapas carga de polvo proporcionados por el modelo BSC DREAM (<http://www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/>) para evaluar el transporte desde el desierto del Sahara (consultar el Apéndice B).

Dado que las condiciones a lo largo de un mismo día pueden ser variables se ha optado por realizar el análisis discriminando entre mañana y tarde. Para evaluar la procedencia de las masas de aire se ha elegido la retrotrayectoria de las 12 horas GMT como representativa del periodo de mañana y 17 horas GMT como representativa del periodo de tarde. Asimismo para las herramientas NAAPS, SKIRON y BSC DREAM se han tomado los mapas de las 12 y 18 horas GMT para representar las condiciones de mañana y tarde, respectivamente.

Las principales características que se desprenden de la Tabla 7.1 se presentan en los siguientes párrafos. Las condiciones sinópticas favorecieron la llegada de masas de aire procedentes de Europa prácticamente en todos los niveles durante la primera parte de la campaña hasta el día 5. Solamente hubo dos excepciones. La primera ocurrió durante mañana del día 2, que coincide con un periodo durante el cual no se dispone de medidas Lidar. La segunda excepción fue durante la tarde del día 5 a la altura de 5000 m (s.n.s.) donde se produce la llegada de masas con origen Atlántico Norte. Esta altura es únicamente relevante para el transporte a gran distancia de partículas de polvo desértico o partículas procedentes de incendios del Norte de América, por lo que obviaremos esta altura. Debido a esto podemos considerar que durante la primera etapa de la campaña las masas de aire tuvieron origen únicamente europeo. Posteriormente las condiciones sinópticas permitieron la llegada de masas de aire con origen africano en diferentes alturas. Así durante el día 6 se produjo entrada de este tipo de masa de aire en todas las alturas mientras que durante los días 7 y 8 se produjo sólo en alturas inferiores.

Las condiciones atmosféricas siguieron cambiando y permitieron la llegada de flujos del Oeste, es decir, del océano Atlántico. De esta forma en el día 8 las masas de aire tuvieron origen en el área denominada como Atlántica Tropical y posteriormente hasta el día 11 en el Atlántico Norte. A partir del día 12 se detectó una nueva intrusión procedente de África en la zona de estudio, inicialmente en niveles altos (por encima de

2500 m) durante el día 12, para más tarde ser detectada en todos los niveles. Durante los días 13 y 14 el cielo estuvo muy nuboso con presencia de precipitación durante la mayor parte del día, con algunos claros aislados de duración breve.

El modelo NAAPS predijo presencia de sulfatos durante todo el periodo de la campaña a excepción de los días 8 y 9, y durante la tarde de los días 7 y 14. La presencia de humo procedente de incendios se evidencia en las predicciones de los días 2-5 (a excepción de la mañana del día 2), en coincidencia con la llegada de masas de aire procedentes de Europa, lo que permite estudiar un aerosol compuesto por una mezcla de partículas con características diferentes. Por último, el modelo predice la presencia de polvo mineral de origen desértico desde el día 7 hasta el final de la campaña, tanto sólo como combinado con partículas de tipo sulfato.

Las predicciones proporcionadas por el modelo SKIRON y por BSC DREAM muestran un alto grado de coincidencia en sus predicciones de polvo durante el periodo de la campaña. Esencialmente no predicen presencia de polvo durante la primera parte de la campaña (hasta el día 5) y a partir del día 6 predicen la presencia de polvo hasta el final de la campaña. En el periodo 8-11 hay discrepancias entre los modelos. Existen casos en el modelo SKIRON que se pueden etiquetar como situaciones de transición y que corresponden a casos en los que la frontera de la zona con presencia de polvo se sitúa justo sobre Évora, por lo que la valoración de presencia o no presencia de polvo sobre la zona de estudio es dudosa. Asimismo durante los días 9 y 10 el BSC DREAM no proporcionó las predicciones correspondientes por lo que sólo se disponen de predicciones a más de 24 horas que no son totalmente fiables. En cualquier caso, el resultado de éstas son coincidentes con las predicciones del modelo SKIRON.

La Figura 7.2 muestra las series temporales de los valores instantáneos de profundidad óptica de aerosol en 675 nm y del exponente de Angström (es decir, la dependencia espectral de profundidad óptica de aerosol) calculado sobre el rango 440-870 nm. Durante la campaña se monitorizaron partículas de aerosol atmosférico de diferentes características. Así, el 1 de Junio aún se registran valores de profundidad óptica de aerosol en 675 nm en torno a 0.25 y de exponente de Angström en el rango 400-870 nm inferior a 0.8. Estos valores corresponden a la finalización de un evento de polvo sahariano que afectó a la estación de Évora durante los últimos días de Mayo.

FECHA	RETROTRAYECTORIAS						NAAPS	SKIRON	BSC DREAM
	500m	1500m	2500m	3500m	4500m	5000m			
02/06/06m	Atl. Trop.	Europa	Europa	Europa	Europa	Europa	sulf	si	si
02/06/06 t	Europa	Europa	Europa	Europa	Europa	Europa	sulf, humo	si	si
03/06/06m	Europa	Europa	Europa	Europa	Europa	Europa	sulf, humo	no	no
03/06/06 t	Europa	Europa	Europa	Europa	Europa	Europa	sulf, humo	no	no
04/06/06m	Europa	Europa	Europa	Europa	Europa	Europa	sulf, humo	no	no
04/06/06 t	Europa	Europa	Europa	Europa	Europa	Europa	sulf, humo	no	no
05/06/06m	Europa	Europa	Europa	Europa	Europa	Europa	sulf, humo	no	no
05/06/06 t	Europa	Europa	Europa	Europa	Europa	Atl. Norte	sulf, humo	no	no
06/06/06m	África	África	África	África	África	África	sulf	si	si
06/06/06 t	África	África	África	África	África	África	sulf	si	si
07/06/06m	África	Atl. Trop.	África	Atl. Norte	Atl. Norte	Atl. Norte	sulf, polvo	si	si
07/06/06 t	África	África	África	Atl. Norte	Atl. Norte	Atl. Norte	polvo	si	si
08/06/06m	África	Atl. Trop.	Atl. Trop.	Atl. Trop.	Atl. Trop.	Atl. Trop.	polvo	transición	si
08/06/06 t	Atl. Trop.	Atl. Trop.	África	Atl. Trop.	Atl. Trop.	Atl. Trop.	polvo	no	si
09/06/06m	Atl. Norte	Atl. Norte	Atl. Norte	Atl. Norte	Atl. Norte	Atl. Norte	polvo	no	sin datos fiables
09/06/06 t	Atl. Norte	Atl. Norte	Atl. Norte	Atl. Norte	Atl. Norte	Atl. Norte	polvo	si	sin datos fiables
10/06/06m	Atl. Norte	Atl. Norte	Atl. Norte	Atl. Norte	Atl. Norte	Atl. Norte	sulf, polvo	no	sin datos fiables
10/06/06 t	Atl. Norte	Atl. Norte	Atl. Norte	Atl. Norte	Atl. Norte	Atl. Norte	sulf, polvo	no	sin datos fiables
11/06/06m	Atl. Norte	Atl. Norte	Atl. Norte	Atl. Norte	Atl. Norte	Atl. Norte	sulf, polvo	transición	si
11/06/06 t	Atl. Norte	Atl. Norte	Atl. Norte	Atl. Norte	Atl. Norte	Atl. Norte	sulf, polvo	transición	si
12/06/06m	Atl. Norte	Europa	África	África	África	África	sulf, polvo	si	si
12/06/06 t	Atl. Norte	Atl. Norte	África	África	África	África	sulf, polvo	si	si
13/06/06m	Europa	África	África	África	África	África	sulf, polvo	si	si
13/06/06 t	Europa	África	África	África	África	África	sulf, polvo	si	si
14/06/06m	Europa	África	África	África	África	África	sulf, polvo	si	si
14/06/06 t	África	África	África	África	África	África	polvo	transición	si

Tabla 7.1. Descripción de la situación atmosférica durante el periodo de medida con el sistema Lidar en la campaña CAPEX.

Durante el resto de la campaña las condiciones atmosféricas favorecieron la llegada de un flujo procedente de la Península Ibérica y Europa Central que transportó partículas de origen antropogénico. Así la profundidad óptica de aerosol no superó el valor 0.15 y el exponente de Angström varió entre 1.0 y 1.7. Solamente dos excepciones alteraron la campaña. En el periodo 5-7 de Junio se produjo el transporte de una masa de aire sahariano que transportó partículas de origen mineral a la Península Ibérica y afectó a la estación de Évora. Así, se alcanzaron valores máximos de profundidad óptica de aerosol de 0.50 en 675 nm y mínimos del exponente de Angström de 0.1 durante la fase más intensa del evento el 6 de Junio. Un nuevo evento de polvo sahariano afectó a Évora a partir del 12 de Junio, de forma que comenzó a producirse un incremento de profundidad óptica de aerosol y un descenso del exponente de Angström. Durante los días 13 y 14 el cielo estuvo muy nuboso con presencia de precipitación durante la mayor parte del día. Solamente se produjo algunos claros aislados de duración breve que no permitieron la obtención de medidas fotométricas.

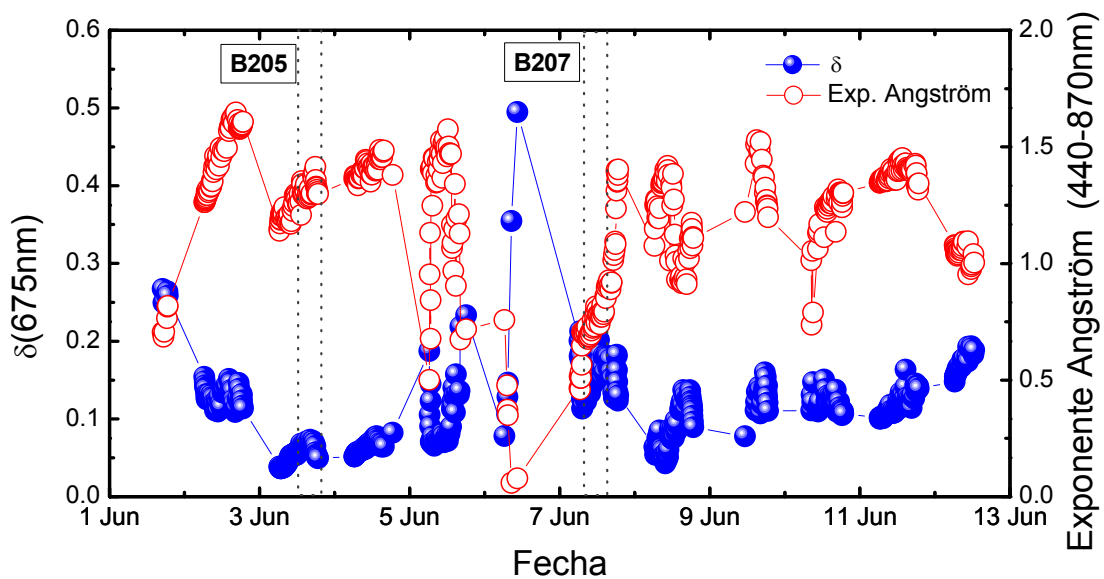


Figura 7.2. Profundidad óptica de aerosol en 675 nm y exponente de Angström (440-870 nm) obtenida mediante el CIMEL CE 318-4. Datos nivel 2 de la estación de Évora procesados por AERONET. Se identifican los datos correspondientes a los vuelos B205 y B207.

De todos los días analizados durante la campaña CAPEX, se han seleccionado dos casos de estudio correspondientes a condiciones atmosféricas totalmente diferentes. Así, este capítulo se centra en las propiedades del aerosol medidas los días 3 y 7 de Junio de 2006 cuando las partículas de aerosol rural predominantes en la zona de estudio se mezclan con otro tipo de partículas. Así, el 3 de Junio una pluma originada en España y Francia transportó una gran concentración de partículas sobre Portugal. Por el contrario, el 7 de Junio se observa una intrusión de aire africano transportando partículas de polvo mineral sobre Portugal. Durante ambos días se monitorizaron las propiedades de las partículas de aerosol con una gran variedad de instrumentos. En este sentido, estos días permiten realizar un análisis combinando el sistema Lidar y el fotómetro solar situados en la estación de Évora, junto con la información procedente de instrumentación in situ aerotransportada. Mientras que el vuelo del 3 de Junio se realizó sobrevolando en algunos momentos la estación de superficie (el Observatorio de Geofísica de Évora), el vuelo del 7 de Junio tuvo lugar en un área distante unos 100 km de la estación de superficie, ubicada en el Observatorio de Geofísica de Évora. Los datos derivados de la instrumentación in situ a bordo de la aeronave han sido tratados por el grupo de la Metoffice que operó el avión BAe-146 junto con el grupo del Observatorio de Geofísica de Évora.

VII.5. CASO DE ESTUDIO A: EPISODIO DE CONTAMINACIÓN EUROPEA

A principios de Junio de 2006, un episodio de contaminación afectó a gran parte de Europa. Las condiciones sinópticas favorecieron que llegaran a la Península Ibérica masas de aire que incluían sulfatos originados en Europa Central. El análisis de retrotrayectorias mostrado en la Figura 7.3 sugiere que el origen de las masas de aire en todas las alturas es una región con alta densidad de sulfatos como predice el modelo NAAPS (Figura 7.3). Estas masas de aire recorrieron Francia y España antes de alcanzar Évora.

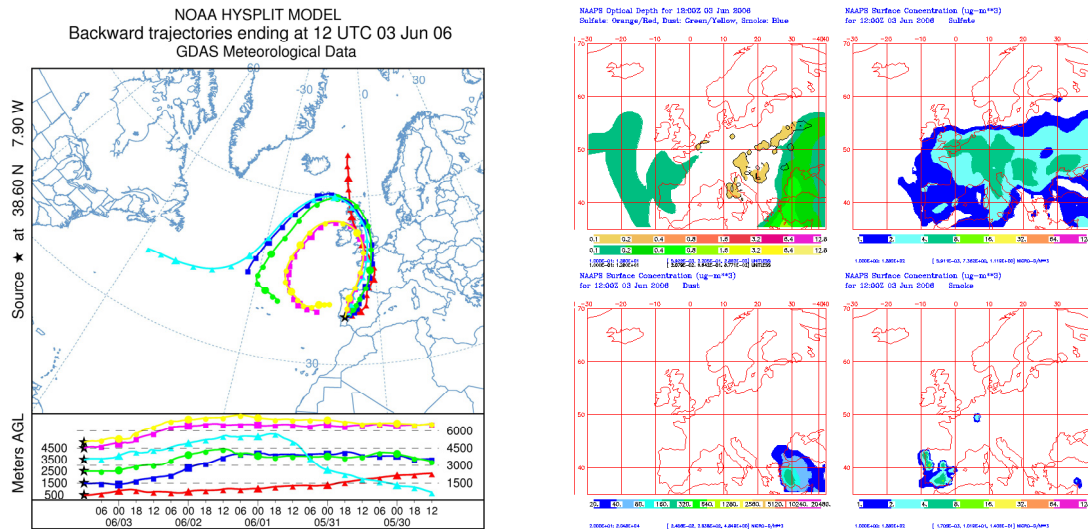


Figura 7.3. Izquierda, retrotrayectorias de 5 días terminando en Évora a las 12 GMT del 3 de Junio de 2006 a diferentes niveles (500, 1500, 2500, 3500, 4500, 5000 m s.n.s.). Derecha, profundidad óptica de aerosol a 550 nm y densidad en superficie ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) predichos por el NAAPS (Navy Aerosol Analysis and Prediction System). Escala de color para la profundidad óptica de aerosol: naranja/rojo (sulfatos), verde/amarillo (polvo), y azul (humo). Durante el 3 de Junio de 2006 se detecta sobre Évora una pluma de contaminación procedente de Europa.

La Figura 7.4 presenta los perfiles de coeficiente de retrodispersión obtenidos con el sistema Lidar Raman situado en la estación de Évora aplicando el método de Klett-Fernald-Sasano descrito en el capítulo IV. Los datos han sido promediados entre las 13:30 y 14:00 GMT. Las barras de error corresponden a una variación de $\pm 20\%$ de la razón Lidar ajustada mediante la condición de contorno impuesta por el Cimel CE 318-4. El 3 de Junio muestra una capa límite planetaria fundamentalmente constante en altura hasta aproximadamente 3.0 km (s.n.m.), y a partir de esa altura se detecta un decaimiento brusco del coeficiente de retrodispersión en todas las longitudes de onda. Esto indica que existe una clara transición entre la capa límite planetaria y la troposfera libre, y que la capa límite planetaria parece estar bien mezclada por la tarde. En la troposfera libre el sistema Lidar detecta una capa con valores del coeficiente de retrodispersión muy bajos que se extiende hasta 5.5-6.0 km (s.n.m.).

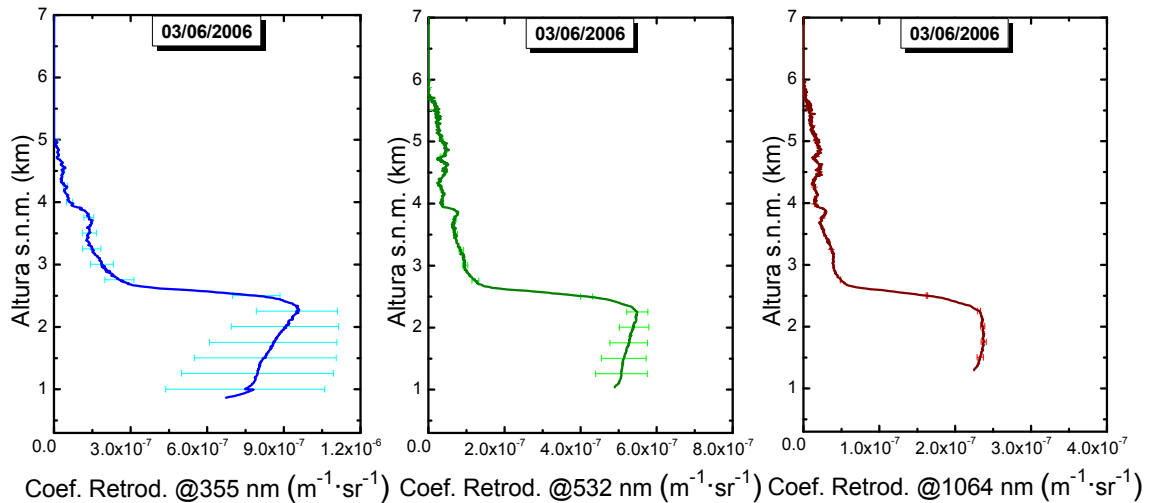


Figura 7.4. Perfiles de coeficiente de retrodispersión de aerosol en 355, 532 y 1064 nm obtenidos con el sistema Lidar situado en la estación de Évora entre las 13:30 y 14:00 GMT del 3 de Junio de 2006. Las barras de error corresponden a una variación de $\pm 20\%$ de la razón Lidar ajustada mediante la condición de contorno impuesta por el Cimel CE 318-4.

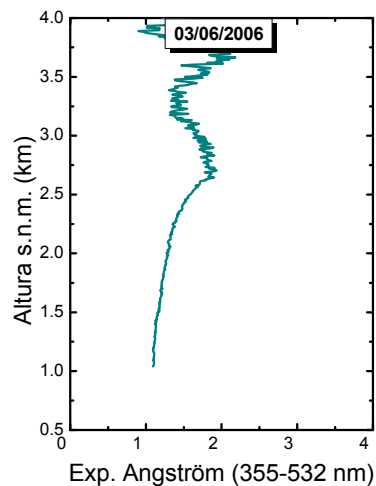


Figura 7.5. Perfil de exponente de Angström en el rango 355-532 nm calculado a partir de los perfiles de coeficiente de retrodispersión obtenidos con el sistema Lidar situado en la estación de Évora entre las 13:30 y 14:00 GMT del 3 de Junio de 2006.

La Figura 7.5 muestra el perfil de exponente de Angström en el rango 355-532 nm calculado a partir de los perfiles de coeficiente de retrodispersión obtenidos con el sistema Lidar situado en la estación de Évora. Dentro de la capa límite planetaria se detectan un valor promedio de 1.25 ± 0.13 entre 1.0 y 2.5 km (s.n.m.). Los valores se sitúan en el rango 1.09-1.59, donde los límites corresponden a la parte del perfil más superficial y a la cima de la capa límite planetaria, respectivamente. En la troposfera libre el perfil muestra una disminución de la razón señal ruido como consecuencia del

descenso de los valores del coeficiente de retrodispersión de aerosol. En esta región se detecta un valor promedio de 1.62 ± 0.24 entre 2.5 y 4.0 km (s.n.m.), con un rango de variación de 0.09-2.18.

El fotómetro solar Cimel CE 318-4 situado en la estación de Évora proporciona valores de profundidad óptica de aerosol de 0.04, 0.05, 0.08 y 0.14 en 1020, 870, 675 y 440 nm, respectivamente. Asimismo, el exponente de Angström integrado en columna es de 1.42 en el rango 440-870 nm y 1.44 en el rango 440-675 nm. Estos valores son similares a los mencionados por Elias et al. (2005) en su caracterización del aerosol en la estación de Évora, y están de acuerdo con los encontrados por Vergaz et al. (2005) en El Arenosillo, Huelva (España), para masas de aire con origen continental (exponente de Angström de 1.16 en el rango 440-870 nm). Asimismo, los valores del exponente de Angström integrados en columna proporcionados por el fotómetro solar están de acuerdo con el perfil de exponente de Angström obtenido con el sistema Lidar. Merece la pena notar que el valor detectado por el fotómetro Cimel CE 318-4 es un valor promedio para toda la atmósfera, por lo que es un promedio entre el valor detectado por el sistema Lidar en la capa límite planetaria y en la troposfera libre.

Como se presentó en el capítulo VI, a partir de los valores del exponente de Angström se pueden calcular las contribuciones del modo submicrométrico y del modo micrométrico a la profundidad óptica de aerosol [O'Neill et al., 2001; O'Neill et al., 2003]. Así, para el periodo analizado las partículas submicrométricas contribuyen con un 70.0 % a la profundidad óptica total de aerosol, lo que es indicativo de la mayor presencia de partículas de este modo para toda la columna atmosférica.

La selección de la razón Lidar como parámetro de entrada en el algoritmo de Klett-Fernald-Sasano se ha hecho en base a los datos proporcionados por el fotómetro solar. De esta forma se seleccionaron para el 3 de Junio razones Lidar de 70, 70 y 53 sr para las longitudes de onda de 355, 532 y 1064 nm, respectivamente. Estos valores están de acuerdo con los valores encontrados por otros autores para aerosol continental. Así, se han encontrado valores de 58 ± 12 sr y 53 ± 11 sr a 355 y 532 nm, con una dependencia espectral (355 frente a 532 nm) de 1.1 ± 0.3 en Europa Central [Müller et al., 2007]. En Alemania se detectaron valores de 58 ± 12 sr, 53 ± 11 sr y 45 ± 15 sr a 355, 532 y 1064 nm, respectivamente, para la región de la capa límite planetaria [Mattis et al., 2004]. Finalmente, simulaciones basadas en códigos de propiedades radiativas

muestran que para el aerosol continental la razón Lidar varía entre 40-70 sr en 355 y 1064 nm, y entre 45-80 sr en 532 nm [Ackerman, 1999]. De este modo, podemos concluir que los datos obtenidos mediante la combinación de la técnica Lidar con los datos de fotometría solar indican el carácter continental del aerosol atmosférico presente en Évora el 3 de Junio, que parece confirmado por la información suministrada por los modelos de predicción de aerosol.

Como se mencionó previamente, los datos derivados de la instrumentación in situ a bordo de la aeronave han sido tratados por el grupo del Metoffice que opera el avión BAe-146 junto con el grupo del Observatorio de Geofísica de Évora. Concretamente estos grupos proporcionaron los perfiles de coeficiente de dispersión a los que se aplicó la corrección de Anderson y Ogren [Anderson and Ogren, 1998], y coeficiente de retrodispersión hemisférica, ambos en 450, 550 y 700 nm. Asimismo, proporcionaron los perfiles de coeficiente de absorción a 565 nm.

El nefelómetro a bordo del avión BAe-146 proporciona datos del coeficiente de retrodispersión hemisférico, es decir, del coeficiente de retrodispersión integrado para todos los ángulos entre 90° y 170°. Los sistemas Lidar proporcionan perfiles de coeficiente de retrodispersión a 180°, por lo que ambas propiedades no son cuantitativamente comparables. Sobre la base del perfil de retrodispersión hemisférica, el 3 de Junio muestra una capa límite planetaria aproximadamente constante hasta alrededor de 3.0 km (s.n.m.) y a partir de esa altura se detecta un decaimiento brusco que es mucho más acusado en los perfiles de retrodispersión obtenidos con el sistema Lidar (Figura 7.4). En la troposfera libre el sistema Lidar detecta una capa con coeficientes de retrodispersión marginales cuya forma es diferente de la reflejada en el perfil de coeficiente de retrodispersión hemisférica obtenida con el nefelómetro a bordo del avión. Esta diferencia puede ser atribuible a la gran distancia horizontal entre los dos instrumentos debido a la trayectoria de vuelo y que las propiedades ópticas derivadas de ambos instrumentos no son exactamente las mismas.

La Figura 7.6 muestra los perfiles de coeficiente de dispersión de aerosol a 450, 550 y 700 nm medidos con el nefelómetro a bordo del avión BAe-146. Esencialmente muestran la misma estructura vertical que el perfil de retrodispersión hemisférica. Así, se detecta que la capa límite planetaria se extiende hasta aproximadamente 3.0 km (s.n.m.) y a partir de esa altura aparece una capa residual en la troposfera libre. A partir

de los perfiles de coeficiente de dispersión se ha calculado el perfil del exponente de Angström en el rango 450-550 nm (Figura 7.7). Este perfil muestra que dentro de la capa límite planetaria el exponente de Angström es constante con un valor promedio de 1.10 ± 0.12 en el rango de alturas entre 0.2 y 2.5 km (s.n.m.). Este valor correlaciona muy bien con el resultado obtenido a partir de Lidar (1.25 ± 0.13 en el rango 355-532 nm). En la troposfera libre el perfil (no mostrado aquí) presenta una disminución de la razón señal ruido como consecuencia del descenso de los valores del coeficiente de dispersión de aerosol.

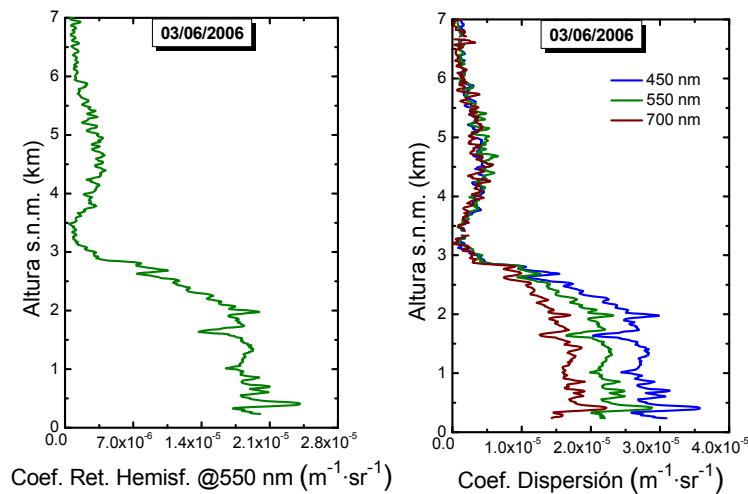


Figura 7.6. Perfiles de propiedades ópticas durante el vuelo B205 del 3 de Junio de 2006. Izquierda, perfil de coeficiente de retrodispersión hemisférica en 550 nm obtenido con el nefelómetro a bordo de la aeronave instrumento. Derecha, perfiles de coeficiente de dispersión de aerosol en 450, 550 y 700 nm obtenidos con el mismo instrumento.

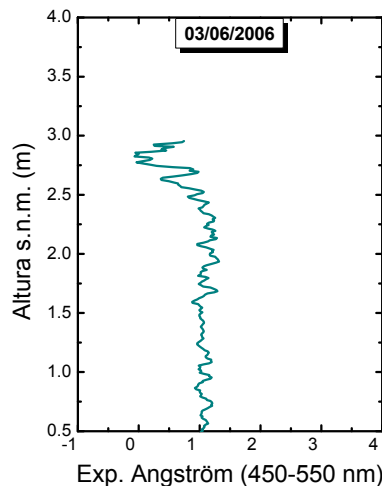


Figura 7.7. Perfil de exponente de Angström en el rango 450-550 nm calculado a partir de los perfiles de coeficiente de dispersión obtenidos con el nefelómetro a bordo de la aeronave el 3 de Junio de 2006.

VII.6. CASO DE ESTUDIO B: EVENTO DE POLVO SAHARIANO

El fotómetro solar Cimel CE 318-4 detectó un aumento de la profundidad óptica de aerosol y una disminución del exponente de Angström en el periodo 5-7 de Junio (Figura 7.2). Durante este periodo se produjo la llegada de una masa de aire sahariano que transportó partículas de origen mineral a la Península Ibérica y afectó a la estación de Évora como indica el análisis de retro trayectorias y predicción del modelo NAAPS (Figura 7.8).

La Figura 7.9 presenta los perfiles de coeficiente de retrodispersión obtenidos con el sistema Lidar Raman situado en la estación de Évora aplicando el método de Klett-Fernald-Sasano. Los datos han sido promediados entre las 15:00 y 15:30 GMT. Las barras de error corresponden a una variación de $\pm 20\%$ de la razón Lidar ajustada mediante la condición de contorno impuesta por el Cimel CE 318-4. El 7 de Junio muestra una capa límite planetaria muy bien delimitada cuya cima se sitúa aproximadamente a 3.0 km (s.n.m.), y a partir de esa altura se detecta un decaimiento brusco del coeficiente de retrodispersión en todas las longitudes de onda. En la troposfera libre el sistema Lidar detecta una contribución prácticamente nula de partículas a partir de esa altura, lo que indica que el transporte de polvo sahariano afectó exclusivamente a la capa límite planetaria.

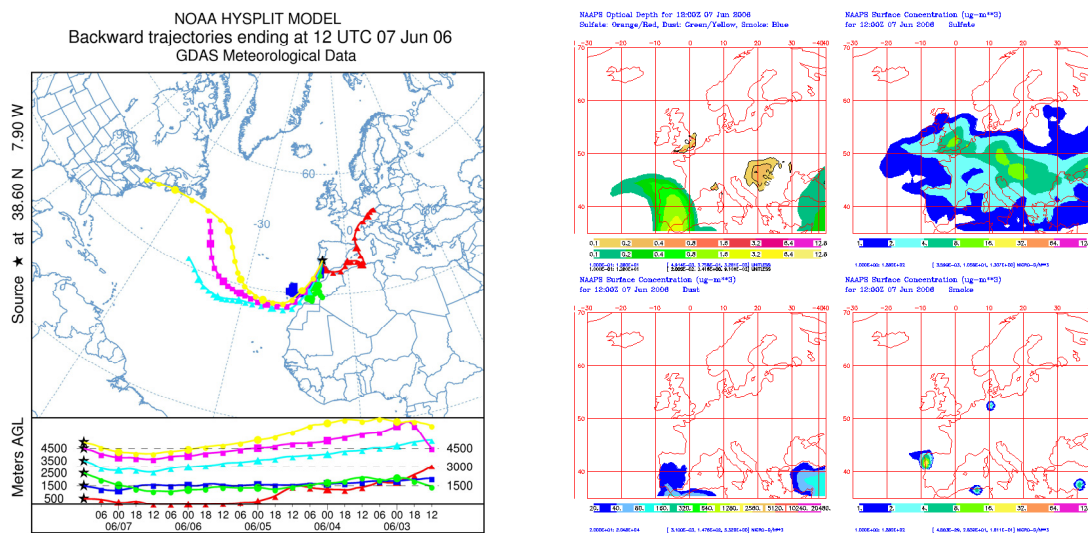


Figura 7.8. Izquierda, retro trayectorias de 5 días terminando en Évora a las 12 GMT del 7 de Junio de 2006 a diferentes niveles (500, 1500, 2500, 3500, 4500, 5000 m s.n.s.). Derecha, profundidad óptica de aerosol a 550 nm y densidad en superficie ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) predichos por el NAAPS (Navy Aerosol Analysis and Prediction System). Escala de color para la profundidad óptica de aerosol: naranja/rojo (sulfatos), verde/amarillo (polvo), y azul (humo). Durante el 7 de Junio de 2006 se detecta sobre Évora una pluma de polvo sahariano.

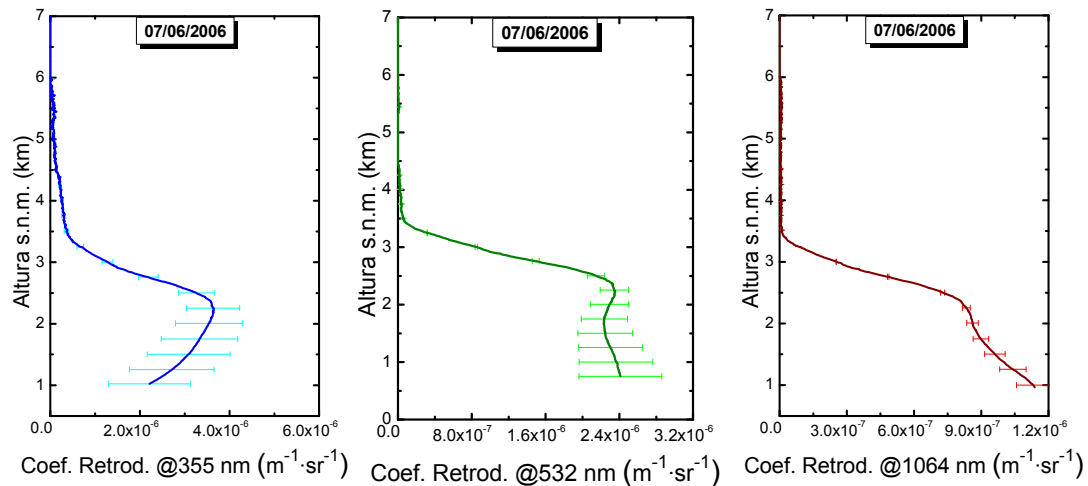


Figura 7.9. Perfiles de coeficiente de retrodispersión de aerosol en 355, 532 y 1064 nm obtenidos con el sistema Lidar situado en la estación de Évora entre las 15:00 y 15:30 GMT del 7 de Junio de 2006. Las barras de error corresponden a una variación de $\pm 20\%$ de la razón Lidar ajustada mediante la condición de contorno impuesta por el Cimel CE 318-4.

La Figura 7.10 muestra el perfil del exponente de Angström en el rango 355-532 nm calculado a partir de los perfiles de coeficiente de retrodispersión obtenidos con el sistema Lidar situado en la estación de Évora. Dentro de la capa límite planetaria se distinguen dos comportamientos muy diferenciados. Entre 1.0 y 1.7 km (s.n.m.) el perfil del exponente de Angström indica una disminución del tamaño de partícula a medida que aumenta la altura, con un valor promedio de 0.53 ± 0.33 . A partir de 1.7 hasta 3.0 km (s.n.m.) el perfil muestra una tendencia constante de valor promedio 1.02 ± 0.05 , y a partir de la cima de la capa límite planetaria aparece una disminución drástica de este parámetro. Esto concuerda con las retrotrayectorias mostradas en la Figura 7.8. Así, la retrotrayectoria en la altura de 500 m (s.n.s) entra en contacto directo con el continente africano de forma que era esperable el transporte de partículas minerales en las capas más superficiales. Las retrotrayectorias a las alturas de 1500 y 2500 m (s.n.s) sobrevuelan marginalmente la costa del Norte de África pudiendo transportar tanto partículas minerales como partículas de origen marino, lo que implica un aumento del exponente de Angström respecto al detectado a alturas inferiores. Finalmente, en alturas entre 3500 y 5000 m (s.n.s.) las masas de aire claramente tienen origen del Atlántico Norte y es probable que no se produzca transporte de partículas de aerosol marino a tales alturas.

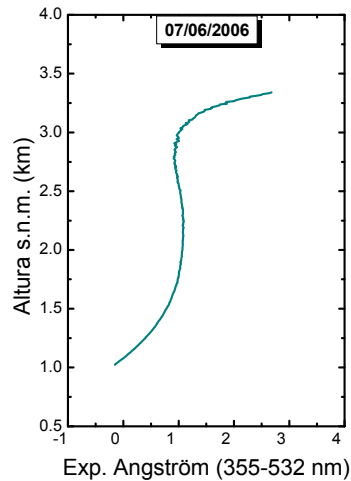


Figura 7.10. Perfil de exponente de Angström en el rango 355-532 nm calculado a partir de los perfiles de coeficiente de retrodispersión obtenidos con el sistema Lidar situado en la estación de Évora entre las 13:30 y 14:00 GMT del 7 de Junio de 2006.

Para el 7 de Junio, el fotómetro solar de Évora proporciona valores de profundidad óptica de aerosol de 0.13, 0.15, 0.18 y 0.27 en 1020, 870, 675 y 440 nm, respectivamente. Asimismo, el exponente de Angström integrado en columna es de 0.90 en el rango 440-870 nm y 0.97 en el rango 440-675 nm. Nuevamente, los valores encontrados en este caso están de acuerdo con valores de eventos de polvo sahariano encontrados previamente en la estación de Évora [Elias et al., 2008], pero no son tan extremos como los típicos valores detectados en la estación de Granada [Lyamani et al., 2005; Lyamani et al., 2006]. Asimismo, los valores del exponente de Angström integrados en columna proporcionados por el fotómetro solar están de acuerdo con el perfil de exponente de Angström obtenido con el sistema Lidar, ya que los valores obtenidos con el primero corresponden a un valor efectivo para toda la comuna atmosférica.

Por otra parte se ha analizado los valores de razones Lidar obtenidos. Para el 7 de Junio se obtienen razones Lidar de 41, 38 y 50 sr para las longitudes de onda de 355, 532 y 1064 nm, respectivamente. Estos valores están de acuerdo con los valores dados por otros autores para partículas de polvo mineral. Así, se encontraron valores de 38 ± 5 sr tanto en 355 como en 532 nm, y una dependencia espectral de ≈ 1 durante la campaña INDOEX [Müller et al., 2007]. En el Sur de Europa se han registrado valores de 72 ± 34 sr, 38 ± 15 sr y 51.7 ± 24.7 en 355 nm [Amiridis et al., 2005; Mona et al., 2006; Balis et al., 2004]. La combinación de datos proporcionados por la técnica Lidar y la

fotometría solar, junto con la información suministrada por la interpretación de los modelos nos permite afirmar el carácter de polvo mineral del aerosol atmosférico presente en Évora el 7 de Junio.

La Figura 7.11 muestra el perfil de retrodispersión hemisférica en 565 nm y los perfiles de coeficiente de dispersión de aerosol a 450, 550 y 700 nm medidos con el nefelómetro a bordo del avión BAe-146 el 7 de Junio. Sobre la base del perfil de retrodispersión hemisférica, el 7 de Junio muestra una capa límite planetaria bien definida de altura aproximadamente 3.0 km (s.n.m.) y a partir de esa altura se detecta un decaimiento brusco como se detecta en los perfiles de retrodispersión obtenidos con el sistema Lidar (Figura 7.9). La capa límite planetaria presenta una estratificación compleja que es típica en los eventos de polvo sahariano en la cuenca Mediterránea y en la Península Ibérica [Hamonou et al., 1999]. En la troposfera libre tanto la instrumentación in situ aerotransportada como el sistema Lidar no detectan ninguna estructura de aerosol. Esto indica que el transporte de partículas mineral procedentes del Norte de África se produce en alturas bajas. Asimismo, los perfiles de coeficiente de dispersión obtenidos con el nefelómetro a bordo del avión esencialmente muestran la misma estructura vertical que el perfil de retrodispersión hemisférica. Cabe destacar que la dependencia espectral del coeficiente de dispersión en la región de la capa límite planetaria es menor durante el evento de polvo sahariano que en el episodio de contaminación.

Finalmente, a partir de los perfiles de coeficiente de dispersión se ha calculado el perfil del exponente de Angström en el rango 450-550 nm (Figura 7.12). Este perfil muestra que dentro de la capa límite planetaria el exponente de Angström es constante con un valor promedio de 0.49 ± 0.28 en la región de alturas entre 0.5 y 3.3 km (s.n.m.), con un rango de variación entre 0.02-1.01. Este valor correlaciona muy bien con el resultado obtenido a partir de Lidar (0.53 ± 0.33 y 1.02 ± 0.05 en el rango 355-532 nm). En la troposfera libre el perfil (no mostrado aquí) presenta una disminución de la razón señal ruido como consecuencia del descenso de los valores del coeficiente de dispersión de aerosol.

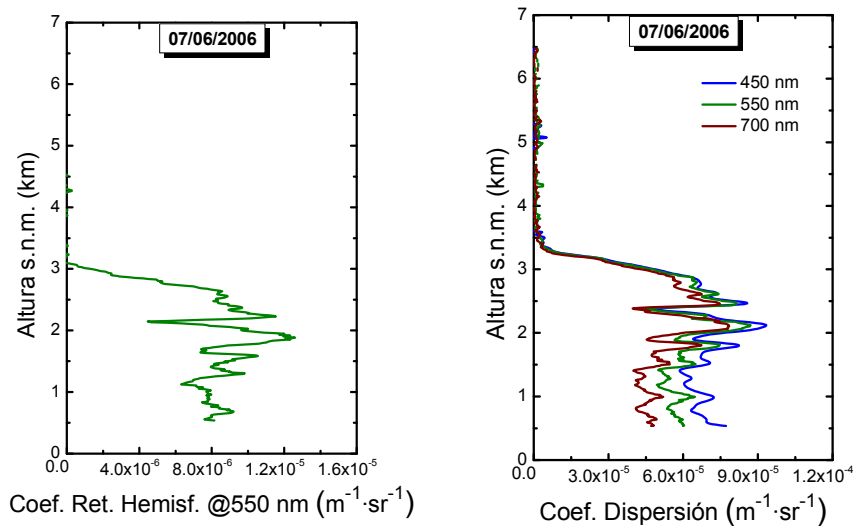


Figura 7.11. Perfiles de propiedades ópticas durante el vuelo B207 del 7 de Junio de 2006. Izquierda, perfil de coeficiente de retrodispersión hemisférica en 550 nm obtenido con el nefelómetro a bordo de la aeronave. Derecha, perfiles de coeficiente de dispersión de aerosol en 450, 550 y 700 nm obtenidos con el mismo instrumento.

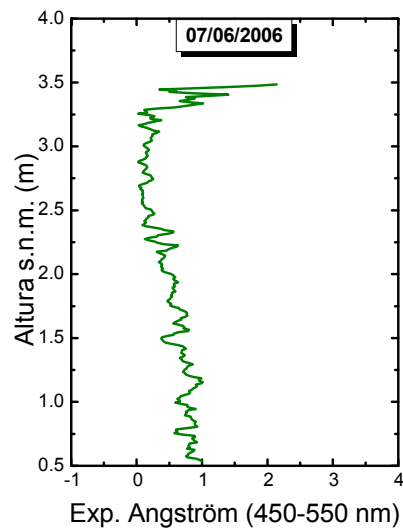


Figura 7.12. Perfil de exponente de Angström en el rango 450-550 nm calculado a partir de los perfiles de coeficiente de dispersión obtenidos con el nefelómetro a bordo de la aeronave el 7 de Junio de 2006.

VII.7. APROXIMACIÓN DE CIERRE: ANÁLISIS DE LOS PERFILES DE COEFICIENTE DE EXTINCIÓN DE AEROSOL

El avión BAe-146 mide la dispersión de aerosol a 450, 550 y 700 nm usando el nefelómetro TSI y la absorción del aerosol en 565 nm usando el PSAP. Los coeficientes de dispersión se han interpolado a 565 nm para permitir la comparación con el sistema Lidar en 532 nm. Para ello se ha usado el exponente de Angström obtenido a partir de los coeficientes de dispersión en el rango 450-550 nm medidos con el nefelómetro. La suma de los coeficientes de dispersión así obtenido a partir del nefelómetro y la absorción obtenida a partir del PSAP proporciona el coeficiente de extinción de aerosol a 565 nm. La incertidumbre total en el coeficiente de extinción varía dependiendo del tipo de aerosol. Así, Johnson et al. (2008) estima una incertidumbre de $\pm 10\%$ para partículas producto de la quema de biomasa y $\pm 25\%$ para partículas minerales de polvo desértico.

La Figura 7.13 muestra los perfiles de coeficiente de extinción a 565 nm obtenidos a partir de la instrumentación a bordo del avión BAe-146 (nefelómetro y PSAP) y el correspondiente perfil a 532 nm obtenido a partir del sistema Lidar situado en la estación del Observatorio de Geofísica de Évora. Los vuelos se realizaron entre las 09:27-14:26 GMT y las 14:47-16:30 GMT para el 3 y 7 de Junio, respectivamente. Los perfiles Lidar se han promediado entre 13:30-14:00 y 15:00-15:30 GMT para el 3 y 7 de Junio, respectivamente, (periodos durante los cuales el avión BAe-146 sobrevolaba Évora) y se han obtenido con el método de Klett-Fernald-Sasano descrito en el capítulo IV. En ambos días, la cima de la capa límite planetaria se sitúa entre 2.5 y 3.0 km (s.n.m.), con valores ligeramente más altos para el caso de polvo sahariano respecto al caso de contaminación europea.

Como se aprecia en la Figura 7.13 los perfiles para el caso de contaminación europea (3 de Junio) reproducen la forma cualitativa de la capa límite planetaria. Los valores numéricos no se reproducen por dos motivos. Por un lado, la longitud de onda en cada perfil es diferente. Por otro, la diferencia observada puede ser atribuible a la gran distancia horizontal entre los dos instrumentos debido a la trayectoria de vuelo (Figura 4.14). En la región de la troposfera libre se acentúan las diferencias. En esta región la carga de partículas de aerosol es prácticamente despreciable de forma que las medidas in situ del avión se sitúan cerca del límite de detección instrumental. La

aplicación de las fórmulas de corrección a los valores medidos muy bajos puede inducir un error adicional. En cualquier caso, la forma de los perfiles muestra cualitativamente buen acuerdo.

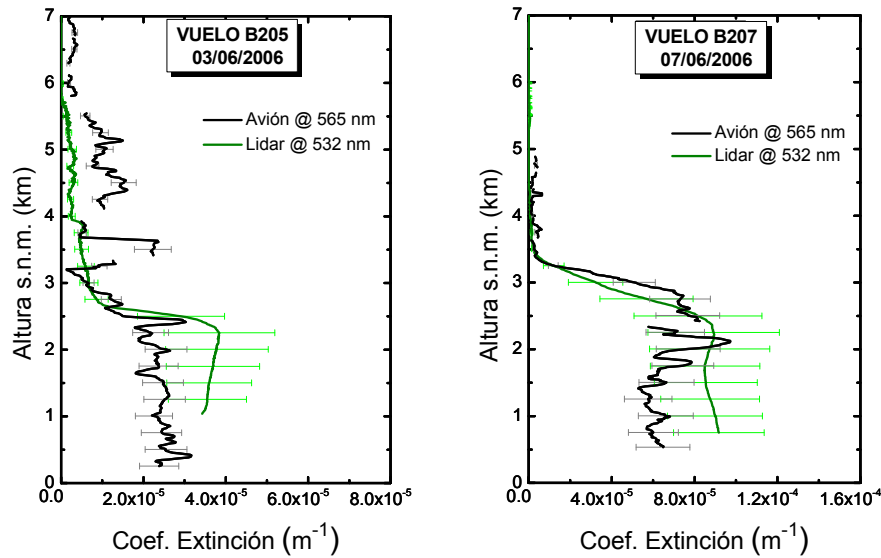


Figura 7.13. Perfiles de coeficiente de extinción a 565 y 532 nm obtenidos a partir de la instrumentación aerotransportada (nefelómetro y PSAP) y con el sistema Lidar situado en la estación de Évora, respectivamente. Las barras de error corresponden a una variación de $\pm 20\%$ de la razón Lidar ajustada mediante la condición de contorno impuesta por el Cimel CE 318-4.

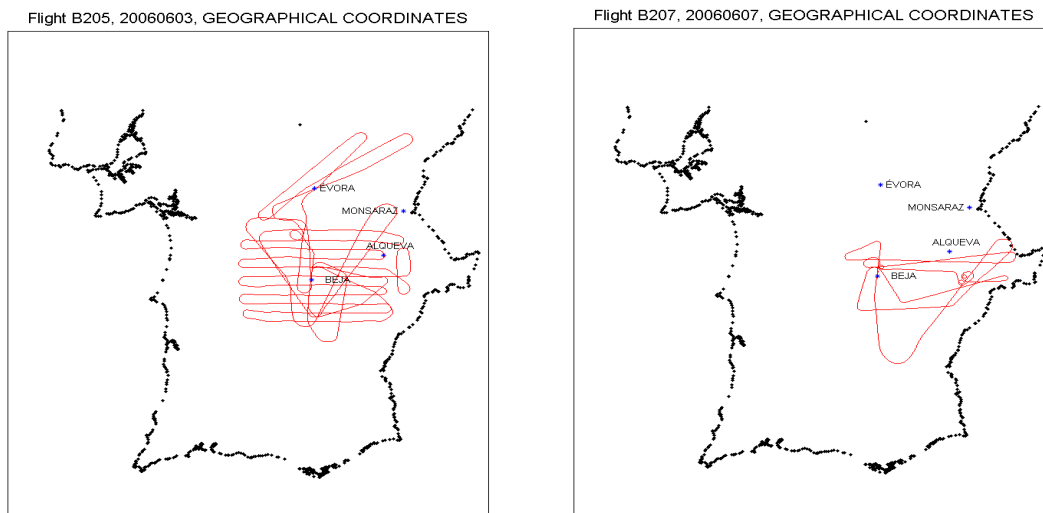


Figura 7.14. Proyección sobre superficie de las trayectorias del avión BAe-146 durante los vuelos de los días 3 y 7 de Junio de 2006. Durante el vuelo del 7 de Junio de 2006 el avión estuvo volando en la dirección de mayor concentración de partículas de aerosol.

Durante el vuelo del 7 de Junio de 2006 el avión estuvo volando en la dirección de mayor concentración de partículas de polvo mineral. La Figura 7.14 muestra diferencias entre los perfiles obtenidos con el sistema Lidar en Évora y el determinado mediante la instrumentación aerotransportada, aunque en este caso el perfil del avión queda dentro de la incertidumbre del perfil Lidar (en gran parte del perfil). Las diferencias son atribuibles a la gran distancia horizontal entre los dos instrumentos debido a la trayectoria de vuelo (Figura 7.14) ya que el avión sobrevoló fundamentalmente la región de las ciudades de Beja y Alqueva. La distancia Évora-Beja y Évora-Alqueva son del orden de 80 km. Teniendo en cuenta que la distribución vertical y horizontal de la concentración del aerosol desértico es altamente variable son justificables las grandes diferencias halladas entre ambos perfiles. A partir de 3.0-3.5 km (s.n.m.) es notable el buen acuerdo que muestran las tendencias verticales.

Como se presentó anteriormente, las mayores incertidumbres provienen principalmente de la corrección de truncamiento angular que hay que realizar sobre los datos del nefelómetro [Anderson and Ogren, 1998]. Esta corrección tiene en cuenta el hecho de que el nefelómetro no detecta la dispersión a ángulos menores de 7° ni a ángulos mayores de 170° . Esta corrección es especialmente importante y menos precisa en presencia de polvo sahariano ya que el pico de dispersión hacia delante es mayor para partículas de mayor tamaño. Una fuente adicional de error es la posible pérdida de partículas de gran tamaño en el sistema de admisión Rosemount que utilizan el nefelómetro y el PSAP. Estudios previos [Haywood et al, 2003] sugieren que las partículas de radio mayor a $1.5 \mu m$ puede ser muestreadas ineficientemente por el sistema de admisión Rosemount. Esta fuente de error no se ha corregido en los datos de la campaña CAPEX, por lo que sería una causa adicional de las diferencias encontradas entre los perfiles obtenidos con la instrumentación in situ aerotransportada y el sistema Lidar desde superficie.

VII.8. APROXIMACIÓN DE CIERRE: ANÁLISIS DE LA RAZÓN LIDAR

En el capítulo IV de la presente tesis se describe el proceso de elección de razón Lidar como dato de entrada en el algoritmo de Klett-Fernald-Sasano. En este método se

asume un valor de razón Lidar independiente de la altura. Para llevar a cabo una buena selección se ha usado un análisis combinando con la información obtenida a partir del fotómetro solar Cimel CE-318-4. Para ello se ha usado un procedimiento iterativo consistente en un ajuste de los valores de razón Lidar. El método se basa en la comparación de los valores de profundidad óptica de aerosol obtenidos a partir de la integración de los perfiles de extinción de aerosol proporcionados por el Lidar con los valores de profundidad óptica proporcionados por el Cimel CE-318-4. Una vez seleccionada la razón Lidar óptima para un perfil dado, las barras de error asociadas al mismo se obtiene aplicando una variación de $\pm 20\%$ a la razón Lidar elegida.

La razón Lidar, definida como el coeficiente entre el coeficiente de extinción y el coeficiente de retrodispersión, puede reformularse para obtener la denominada fórmula de Welton [Welton et al., 2002]:

$$Lr = \frac{4\pi}{\omega_0 P(180^\circ)} \quad (7.3)$$

donde Lr es la razón Lidar, ω_0 es el albedo de dispersión simple y $P(180^\circ)$ es la función de fase a 180° . El albedo de dispersión simple se define como el cociente entre el coeficiente de dispersión y el coeficiente de extinción, y la función de fase de dispersión simple evalúa la distribución angular de la radiación dispersada (en este cálculo en particular nos interesa solamente la dirección de 180°).

La instrumentación aerotransportada en el avión empleado en la campaña CAPEX permite aplicar un método aproximado para la evaluación de perfiles de razón Lidar. El albedo de dispersión simple se puede evaluar fácilmente empleando los perfiles de coeficiente de dispersión obtenidos directamente del nefelómetro y los perfiles de coeficiente de extinción obtenidos a partir de la combinación de los datos del nefelómetro y la sonda PSAP, como se describió en la sección VII.3. La obtención de la función de fase a partir de los datos del nefelómetro requiere el uso de fórmulas aproximadas. Para ello se requiere la evaluación del parámetro de asimetría y éste se puede obtener a partir del coeficiente de retrodispersión hemisférico.

El parámetro de asimetría $g(\lambda)$ representa la estimación de la asimetría del reparto de la radiación dispersada. Su valor depende del tamaño y la forma de las

partículas, y también de la longitud de onda. Para la dispersión Rayleigh, que resulta simétrica en torno a la normal a la dirección de propagación, el parámetro de asimetría toma el valor cero, mientras que para la situación en la que toda la radiación es dispersada en el sentido de la propagación de la radiación el parámetro de asimetría es igual a 1. El parámetro de asimetría se puede obtener fácilmente aplicando la aproximación de Kokhanovski [Kokhanovski and Zege, 1997]:

$$g(\lambda) = 1 - 3 \frac{\sigma_{retrod-hemisf}(\lambda)}{\sigma_{disp}(\lambda)} \quad (7.4)$$

Existen aproximaciones simples de la función de fase que contienen únicamente al parámetro de asimetría $g(\lambda)$ como una característica de la función de fase real. Una de las fórmulas más comúnmente empleadas es la función de Henyey-Greenstein (se omite por comodidad la dependencia con la longitud de onda) [Lenoble, 1993]:

$$P(\theta) = \frac{1 - g^2}{[1 + g^2 - 2g \cos \theta]^{3/2}} \quad (7.5)$$

donde $P(\theta)$ es la función de fase, θ es el ángulo de dispersión y g es el parámetro de asimetría. En el caso que nos interesa aquí, deberemos particularizar el ángulo de dispersión a la dirección de 180°:

$$P(\theta) = \frac{1 - g^2}{[1 + g^2 + 2g]^{3/2}} \quad (7.6)$$

La Figura 7.15 muestra los perfiles de razón Lidar en 565 nm obtenidos a partir de la instrumentación aerotransportada y valor de razón Lidar seleccionado a partir de la combinación de datos de fotometría solar en 532 nm. Como se presentó en secciones anteriores, el 3 de Junio se seleccionó una razón Lidar de 70 sr en 532 nm, mientras que el 7 de Junio se seleccionó una razón Lidar de 38 sr en 532 nm. El acuerdo de los valores de razón Lidar obtenidos mediante este método con respecto a los valores publicados en otros estudios ya se ha comentado anteriormente. Las discrepancias entre los perfiles de razón Lidar obtenidos con la instrumentación aerotransportada y la razón Lidar seleccionada mediante fotometría solar queda patente en la Figura 7.15, especialmente durante el evento de polvo sahariano.

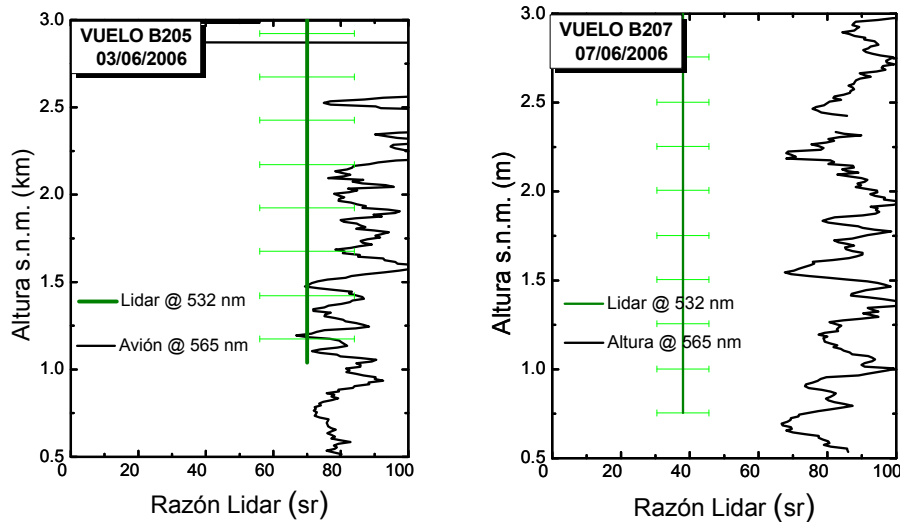


Figura 7.15. Perfiles de razón Lidar a 565 y 532 nm obtenidos a partir de la instrumentación aerotransportada y valor de razón Lidar seleccionado a partir de la combinación de datos de fotometría solar, respectivamente.

Como se presentó en la sección VII.7, la corrección de truncamiento aplicada al nefelómetro tiene en cuenta el hecho de que el nefelómetro no detecta a dispersión a ángulos menores de 7° ni a ángulos mayores de 170° . Dicha corrección es especialmente importante y menos precisa para partículas de mayor tamaño. Esta afirmación explica las discrepancias encontradas en la Figura 7.15. Así, para el 7 de Junio las partículas presentes en la atmósfera son partículas de polvo mineral, típicamente de tamaño micrométrico, lo que implica que la corrección aplicada a los datos del nefelómetro puede ser incorrecta. Por otra parte, el método presentado aquí es un método aproximado y como queda patente en la Figura 7.15 no proporciona buenos resultados para partículas no esféricas.

En las secciones VII.5, VII.6 y VII.7, y en esta misma sección, se han presentado los perfiles derivados de la instrumentación in situ a bordo del avión y los perfiles Lidar. Como se ha podido observar, los resultados muestran mejor acuerdo el 3 de Junio en todas las propiedades presentadas. Cabe resaltar que el acuerdo obtenido para la razón Lidar es mejor que el obtenido para los perfiles de coeficiente de extinción y retrodispersión de aerosol. El motivo es la naturaleza misma de las propiedades estudiadas. Mientras que la razón Lidar es un parámetro intensivo, los coeficientes de extinción y retrodispersión de aerosol son parámetros extensivos y, por tanto, dependen

de la concentración de partículas de aerosol. Aunque el tipo de aerosol presente en la atmósfera sea el mismo para la columna atmosférica sondeada con el sistema Lidar en Évora y para la región monitorizada por el avión a cierta distancia de la estación de superficie, la concentración de partículas puede variar horizontalmente en uno y otro lugar. Esto hace que las propiedades intensivas puedan ser las mismas en ambos puntos mientras que las propiedades extensivas muestren pequeñas variaciones con la localización.

Como reseñas finales se quieren hacer algunos comentarios. Se ha participado en la campaña CAPEX (Clouds and Aerosols over Portugal Experiment) cuyo objetivo era investigar las partículas de aerosol, radiación, propiedades de nubes, precipitación y radioactividad sobre Portugal usando instrumentación tanto en superficie como aerotransportada. En esta cooperación internacional ha sido de vital importancia el sistema Lidar para proporcionar perfiles con alta resolución espacial y temporal de propiedades ópticas del aerosol. La participación en esta campaña ha permitido explorar el campo de explotación combinada de medidas de teledetección desde superficie y medidas in situ realizadas con instrumentación aerotransportada. Los análisis continúan en proceso de elaboración en cooperación con el Observatorio de Geofísica de la Universidad de Évora. Hasta ahora los resultados analizados muestra buen acuerdo con los obtenidos a partir de la instrumentación aerotransportada en términos de propiedades ópticas del aerosol. Como trabajo futuro queda pendiente completar el estudio de cierre combinando los análisis de datos Lidar con los de la instrumentación específica para el estudio de las propiedades microfísicas del aerosol atmosférico operada en el avión.

REFERENCIAS

- Ackermann J., “The extinction-to-backscatter ratio of tropospheric aerosol: A numerical study”, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 15, 1043-1050, 1998.
- Amiridis, V., D. S. Balis, S. Kazidzis, A. Bais, and E. Giannakaki, “Four-year aerosol observation with a Raman lidar at Thessaloniki, Greece, in the framework of the European Aerosol Research Lidar Network (EARLINET)”, *J. Geophys. Res.*, 110, D21203, doi: 10.1029/2005JD006190, 2005.
- Anderson, T. L., and J. A. Ogren, “Determining aerosol radiative properties using the TSI 3563 integrating nephelometer”, *Aerosol Sci. Technol.*, 29, 57– 69, 1998.
- Ansmann, A., U. Wandinger, A. Wiedensohler, and U. Leiterer, “Lindenberg Aerosol Characterization Experiment 1998 (LACE 98): Overview”, *J. Geophys. Res.*, 107(D21), 8129, doi: 10.1029/2000JD000233, 2002.
- Balis, D. S., V. Amiridis, S. Nickovic, A. Papayannis, and C. Zerefos, “Optical properties of Saharan dust layers as detected by a Raman lidar at Thessaloniki, Greece”, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L13104, doi: 10.1029/2004GL019881, 2004.
- Bates T. S., B. J. Huebert, J. L. Gras, F. B. Griffiths, and P. A. Durkee, “International Global Atmospheric Chemistry (IGAC) Project's First Aerosol Characterization Experiment (ACE 1): Overview”, *J. Geophys. Res.*, Vol. 103, No. D13, 1998.
- Bond, T. C., T. L. Anderson, and D. Cambell, “Calibration and intercomparison of filter-based measurement of visible light absorption by aerosols”, *Aerosol Sci. Technol.*, 30, 582-600, 1999.
- Draxler, R. R., and G. D. Rolph, HYSPLIT (HYbrid Single- Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website (<http://www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html>), NOAA Air Resources Lab., Silver Spring, MD, 2003.
- Elias, T., A. M. Silva, N. Belo, S. Pereira, P. Formenti, G. Helas, and F. Wagner, “Aerosol extinction in a remote continental region of the Iberian Peninsula during summer”, *J. Geophys. Res.*, 2005JD006610R, 2005.
- Ferrare, R. A., S. H. Melfi, D. N. Whiteman, K. D. Evans, M. Poellot, and Y. J. Kaufman, “Raman lidar measurements of aerosol extinction and backscattering, 2, Derivation of aerosol real refractive index, single-scattering albedo, and humidification factor using Raman lidar and aircraft size distribution measurements”, *J. Geophys. Res.*, 103, 19673-19689, 1998.

- Ferrare R., S. Ismail, E. Browell, V. Brackett, M. Clayton, S. Kooi, S. H. Melfi, D. Whiteman, G. Schwemmer, K. Evans, P. Russell, J. Livingston, B. Schmid, B. Holben, L. Remer, A. Smirnov, and P. V. Hobbs, "Comparison of aerosol optical properties and water vapor among ground and airborne lidars and Sun photometers during TARFOX", *J. Geophys. Res.*, Vol. 105 , No. D8 , p. 9917 (1999JD901202), 2000.
- Hainsworth A. H. W., A. L. Dick, and J. L. Gras, "Climatic context of the First Aerosol Characterization Experiment (ACE 1): A meteorological and chemical overview", *J. Geophys. Res.*, Vol. 103 No. D13, 1998.
- Hamonou, E., P. Chazette, D. Balis, F. Dulac, X. Scheider, E. Galani, E., G. Ancellet, and A. Papayannis, "Characterization of the vertical structure of Saharan dust export to the Mediterranean basin", *J. Geophys. Res.*, 104, 22270-22275, 1999.
- Haywood, J. M., P. Francis, S. R. Osborne, M. Glew, N. Leob, E. Highwood, D. Tanré, G. Myhre, P. Formenti, and E. Hirst, "Radiative properties and direct radiative effect of Saharan dust measured by the C-130 aircraft during SHADE: 1. Solar spectrum", *J. Geophys. Res.*, 108(D18), 8577, doi:10.1029/2002JD002687, 2003.
- Heintzenberg, J., H. F. Graf, R. J. Charlson, and P. Warneck, "Climate forcing and the physico-chemical life cycle of the atmospheric aerosol – Why do we need an integrated, interdisciplinary global research programme?", *Contrib. Atmos. Phys.*, 69, 261-271, 1996.
- Hobbs P. V., "An overview of the University of Washington airborne measurements and results from the Tropospheric Aerosol Radiative Forcing Observational Experiment (TARFOX)", *J. Geophys. Res.*, Vol. 104 , No. D2 , p. 2233 (98JD02283), 1999.
- Horvath, H., "Spectral extinction coefficients of rural aerosol in southern Italy—a case study of cause and effect of variability of atmospheric aerosol", *J. Aerosol Sci.*, 27 (3), 437–453, 1996.
- Johnson, B. T., B. Heese, S. A. McFarlane, P. Chazette, A. Jones, and N. Bellouin, "Vertical distribution and radiative effects of mineral dust and biomass burning aerosol over West Africa during DABEX", *J. Geophys. Res.*, 113, D00C12, doi:10.1029/2008JD009848, 2008.
- Kato, S., M. H. Bergin, T. P. Ackerman, T. P., Charlock, E. E. Clothiaux, R. A. Ferrare, R. N. Halthore, N. Laulainen, G. G. Mace, J. Michalsky, and D. D. Turner, "A comparison of the aerosol thickness derived from ground-based and airborne measurements", *J. Geophys. Res.* 105, 14,701-14,717, 2000.
- Kaufman Y. J., P. V. Hobbs, V. W. J. H. Kirchhoff, P. Artaxo, L. A. Remer, B. N. Holben, M. D. King, D. E. Ward, E. M. Prins, K. M. Longo, L. F. Mattos, C. A. Nobre, J. D. Spinhirne, Q. Ji, A. M. Thompson, J. F. Gleason, S. A. Christopher, and S.-C. Tsay, "Smoke, Clouds, and Radiation-Brazil (SCAR-B) experiment ", *J. Geophys. Res.*, Vol. 103, No. D24, p. 31,783 (98JD02281), 1998.

- Kokhanovski, A. A., and E. P. Zege, "Optical properties of aerosol particles: a review of approximate analytical solutions", *J. Aerosol Sci.*, 28, 1-21, 1997.
- Koloutsou-Vakakis, S., C. M. Carrico, P. Kus, M. J. Rood, Z. Li, R. Shrestha, J. A. Ogren, J. C. Chow, and J. G. Watson, "Aerosol properties at a mid-latitude Northern Hemisphere continental site", *J. Geophys. Res.*, 106, 3019-3032, 2001.
- Lenoble, J., Atmospheric Radiative Transfer, Deepak, Hampton, Va., ISBN 0-937194-21-2, 1993.
- Lyamani, H., F. J. Olmo, L. Alados-Arboledas, "Saharan dust outbreak over southeastern Spain as detected by sun photometer", *Atmos. Environ.*, vol. 39, 38, 7276-7284, 2005.
- Lyamani, H., F. J. Olmo, A. Alcántara and L. Alados-Arboledas, "Atmospheric aerosols during the 2003 heat wave in southeastern Spain I: Spectral optical depth", *Atmos. Environ.*, vol. 40, 33, 6453-6464, 2006.
- Masonis, S. J., K. Franke, A. Ansmann, D. Müller, D. Althausen, J. A. Ogren, A. Jefferson, and P. J. Sheridan, "An intercomparison of aerosol light extinction and 180°-backscatter as derived using in situ instruments and Raman lidar during the INDOEX campaign", *J. Geophys. Res.*, 107(D19), 8014, doi:10.1029/2000JD000035, 2002.
- Mattis, I., A. Ansmann, D. Müller, U. Wandinger, and D. Althausen, "Multiyear aerosol observations with dual-wavelength Raman lidar in the framework of EARLINET", *J. Geophys. Res.*, 109, D13203, doi:10.1029/2004JD004600, 2004.
- Mészáros, E., A. Molnár, and J. Ogren, "Scattering and absorption coefficients vs. chemical composition of the fine atmospheric aerosol particles under regional conditions in Hungary", *J. Aerosol Sci.*, 29, 1171-1178, 1998.
- Mona, L., A. Amodeo, M. Pandolfi, and G. Pappalardo, "Saharan dust intrusions in the Mediterranean area: Three years of Raman lidar measurements", *J. Geophys. Res.*, vol. 111, D16203, doi:10.1029/2005JD006569, 2006.
- Müller, D., A. Ansmann, I. Mattis, M. Tesche, U. Wandinger, D. Althausen, and G. Pisani, "Aerosol-type-dependent lidar ratios observed with Raman lidar", *J. Geophys. Res.*, vol. 112, D16202, doi: 10.1029/2006JD008292, 2007.
- Nobre C. A., L. F. Mattos, C. P. Dereczynski, T. A. Tarasova, and I. V. Trosnikov, "Overview of atmospheric conditions during the Smoke, Clouds, and Radiation-Brazil (SCAR-B) field experiment", *J. Geophys. Res.*, Vol. 103, No. D24, p. 31,809 (98JD00992), 1998.
- O'Neill, N. T., O. Dubovik, and T. F. Eck, "Modified Ångström exponent for the characterization of submicrometer aerosols", *Appl. Opt.*, Vol. 40, No. 15, 2368-2375, 2001.
- O'Neill, N. T., T. F. Eck, A. Smirnov, B. N. Holben, and S. Thulasiraman, "Spectral discrimination of coarse and fine mode optical depth", *J. Geophys. Res.*, 108(D17), 4559, doi:10.1029/2002JD002975, 2003.

- Osborne, S. R., J. M. Haywood, and N. Bellouin, “In situ and remote sensing measurements of the mean microphysical and optical properties of industrial pollution aerosol during ADRIEX,” *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 133(S1), 17– 32, 2007.
- Raes F., T. Bates, F. McGovern, and M. Van Liedekerke, “The 2nd Aerosol Characterization Experiment (ACE-2): general overview and main results”, *Tellus B* 52 (2), 111-125, 2000.
- Russell P. B., P. V. Hobbs, and L. L. Stowe, “Aerosol properties and radiative effects in the United States East Coast haze plume: An overview of the Tropospheric Aerosol Radiative Forcing Observational Experiment (TARFOX)”, *J. Geophys. Res.*, Vol. 104, No. D2 , p. 2213 (1998JD200028), 1999.
- Targino, A. C., K. J. Noone, and E. Öström, E., “Airborne in situ characterization of dry aerosol optical properties in multi-source influenced marine region”, *Tellus* 57B (3), 247–260, 2005.
- ten Brink, H. M., C. Kruisz, G. P. Kos, and A. Berner, “Composition/size of the light-scattering aerosols in the Netherlands”, *Atmos. Environ.*, 31, 3955-3962, 1996.
- ten Brink, H. M., J. P. Veefkind, A. Waijers-Ijpelaan, and J. C. van der Hage, “Aerosol light-scattering in the Netherlands”, *Atmos. Environ.*, 30, 4251-4261, 1997.
- Vergaz, R., V. E. Cachorro, A. M. De Frutos, J. M. Vilaplana, and B. A. De la Morena, “Columnar characteristics of aerosols by spectroradiometer measurements in the maritime area of the Cadiz Gula (Spain)”, *Int. Journal Clim.*, 25, 1781-1804, 2005.
- Verver G., F. Raes, D. Voegelzang, and D. Johnson, “The 2nd Aerosol Characterization Experiment (ACE-2): meteorological and chemical context”, *Tellus B* 52 (2), 126–140, 2000.
- Verver G. H. L., D. R. Sikka, J. M. Lobert, G. Stossmeister, and M. Zachariasse, “Overview of the meteorological conditions and atmospheric transport processes during INDOEX 1999”, *J. Geophys. Res.*, Vol. 106, No. D22, p. 28,399 (2001JD900203), 2001.
- Welton, E. J., K. J. Voss, P. K. Quinn, P. J. Flatau, K. Markowicz, J. R. Campbell, J. D. Spinhirne, H. R. Gordon, and J. E. Johnson, “Measurements of aerosol vertical profiles and optical properties during INDOEX 1999 using micropulse lidars”, *J. Geophys. Res.*, 107, D19, 8019, 18-1 – 18-20, 2002.
- Xu, J., M. H. Bergin, X. Yu, G. Liu, J. Zhao, C. M. Carrico, and K. Baumann, “Measurement of aerosol chemical, physical and radiative properties in the Yangtze delta region of China”, *Atmos. Environ.*, 36, 161–173, 2002.

CAPÍTULO VIII. RESULTADOS IV: CAMPAÑA EXPERIMENTAL DAMOCLES

ÍNDICE

VIII.1. INTRODUCCIÓN.....	334
VIII.2. DESCRIPCIÓN DE LA CAMPAÑA	336
VIII.3. INSTRUMENTACIÓN	339
<i>VIII.3.1. INSTRUMENTACIÓN IN SITU A BORDO DEL AVIÓN AVIOCAR C-212</i>	339
<i>VIII.3.2. SISTEMA DE SONDEOS TERMODINÁMICOS.....</i>	341
VIII.4. RESULTADOS OBTENIDOS A PARTIR DE LIDAR EN SUPERFICIE E INSTRUMENTACIÓN AEROTRANSPORTADA	342
VIII.5. CALIBRACIÓN DEL CANAL DE VAPOR DE AGUA DEL SISTEMA LIDAR RAMAN.....	350
VIII.6. APLICACIÓN DE LA CALIBRACIÓN DEL CANAL DE VAPOR DE AGUA: VARIACIÓN MENSUAL Y ESTACIONAL EN LOS PERFILES VERTICALES DE PROPORCIÓN DE MEZCLA DE VAPOR DE AGUA SOBRE GRANADA	354
REFERENCIAS	361

VIII.1. INTRODUCCIÓN

Este capítulo trata de los resultados obtenidos durante la campaña experimental DAMOCLES (Determinación de Aerosoles por Medidas Obtenidas en Columna (Lidar y Extinction) y Superficie) que tuvo lugar en las instalaciones de la Estación de Sondeos Atmosféricos El Arenosillo (Huelva) del 27 de Junio al 4 de Julio de 2006, y presenta dos núcleos fundamentales. Por una parte, se presentan los resultados de la comparación de los perfiles de propiedades ópticas del aerosol atmosférico obtenidos con el sistema Lidar Raman desde superficie y aquellos obtenidos con instrumentación aerotransportada. Por otra parte, se presentan los resultados de la calibración del canal de vapor de agua del sistema Lidar Raman mediante datos de radiosondeos y su aplicación a una serie de perfiles obtenidos en el periodo de un año en Granada.

El estudio del aerosol atmosférico se puede llevar a cabo a través de una monitorización rutinaria o a través de una monitorización intensiva localizada en el espacio y/o el tiempo. La monitorización rutinaria del aerosol atmosférico permite realizar estudios orientados al establecimiento de una climatología del mismo, pero a menudo no ofrece una descripción detallada de la física del aerosol. Por su parte, las campañas de medida se diseñan generalmente para obtener una caracterización detallada de las propiedades del aerosol, tan completa como los recursos permitan, en un número limitado de lugares y durante periodos limitados de tiempo. Estas campañas proporcionan información sobre los procesos involucrados en la evolución química y microfísica del aerosol y permite evaluar modelos e identificar deficiencias en ellos [Ralph et al, 2004].

Con el fin de desarrollar y validar el cálculo del efecto radiativo del aerosol, y para mejorar y validar los algoritmos que se utilizan en la interpretación de las observaciones del aerosol atmosférico, se hace necesaria la caracterización simultánea de las propiedades físicas, químicas y radiativas del aerosol atmosférico. Así, durante la campaña DAMOCLES se pudieron comparar diferentes técnicas de medida del aerosol atmosférico, tales como las técnicas de teledetección activa (Lidar), teledetección pasiva (fotometría solar), análisis químicos, y medidas in situ (nefelometría, fotometría de absorción, espectrometría para determinar distribuciones de tamaño) tanto en superficie como aerotransportadas. En este capítulo se prestará especial atención a la comparación de los resultados obtenidos mediante el sistema Lidar Raman operado por el Grupo de

Física de la Atmósfera y la instrumentación aerotransportada durante el vuelo del avión Aviocar C-212, operado por el Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA).

El vapor de agua es uno de los constituyentes más importantes de la atmósfera terrestre, ya que juega un papel clave tanto en el balance radiativo global como en los mecanismos de transporte en la atmósfera [Whiteman et al., 1992; Ferrare et al., 2000] y en procesos fotoquímicos. En el balance radiativo, el vapor de agua influye tanto directa como indirectamente. Es un elemento clave que contribuye directamente por medio de la absorción de radiación infrarroja emitida por la superficie terrestre y la atmósfera [Pandolfi et al., 2003; Gerding et al., 2004]. En consecuencia, el vapor de agua tiene un papel relevante a escala global debido a que actúa como gas de efecto invernadero. Así, un incremento de la concentración de los gases invernadero produce un aumento de la temperatura de la superficie de la Tierra, incrementando la evaporación y por tanto aumentando la carga de vapor de agua en la atmósfera. El vapor de agua presenta también contribuciones indirectas al forzamiento radiativo del planeta a través de los procesos microfísicos que permiten la formación y el desarrollo de nubes. El vapor de agua afecta al tamaño, forma y composición química de las partículas de aerosol atmosférico [Reichardt et al., 1996], de forma que modifica el papel del aerosol en el forzamiento radiativo [De Tomasi and Perrone, 2003].

Para adquirir un conocimiento completo del papel del vapor de agua a escala local y global, se necesitan observaciones sistemáticas con resolución espacial y temporal alta. En las regiones tropicales y de latitudes medias se han obtenido bases de datos de vapor de agua usando una combinación de diferentes fuentes de información tales como radiosondeos y sondeos desde satélite [Randel et al., 1996; Bates and Jackson, 2001]. Entre las técnicas in situ el uso de radiosondeos es la técnica más ampliamente empleada debido a su alta resolución espacial pero la resolución temporal depende de la frecuencia de lanzamientos. Existen además desventajas adicionales: es una técnica muy costosa, la verticalidad del sondeo depende del régimen de vientos en altura (deriva del globo con el viento), y resulta difícil de aplicar para obtener medidas de vapor de agua precisas en condiciones de baja humedad relativa [Vaughan et al., 1988].

Las técnicas de teledetección remota se emplean para monitorizar la atmósfera de la Tierra. Entre los instrumentos de teledetección pasiva, los fotómetros solares

representan una herramienta útil para monitorizar tanto el aerosol como el contenido de vapor de agua. Redes basadas en el fotómetro solar Cimel CE 318, tales como AERONET [Holben et al., 1998] a escala global y RIMA (<http://www.rima.uva.es/RIMA/Consult.php>) a escala regional, permiten monitorizar la atmósfera con gran resolución temporal y resolución espacial horizontal, pero proporciona solamente datos integrados para toda la columna atmosférica y no permiten obtener información sobre la estructura vertical [Turner et al., 2002]. Por esta razón, la técnica Lidar Raman representa un gran avance ya que se trata de una herramienta capaz de proporcionar perfiles verticales de las variables de interés. Es particularmente apropiada para el estudio del vapor de agua, proporcionando medidas con muy alta resolución espacial y temporal, lo que facilita la caracterización de la gran variabilidad espacio-temporal del mismo [Whiteman et al., 1992].

En este capítulo se presentan los resultados derivados de la campaña DAMOCLES. Así, en las secciones VIII.2 y VIII.3 se describen la campaña experimental y la instrumentación empleada en la misma, respectivamente. A continuación, la sección VIII.4 presenta los resultados derivados de la comparación de los perfiles de propiedades ópticas obtenidos con el sistema Lidar desde superficie y la instrumentación in situ aerotransportada. La sección VIII.5 está dedicada a la calibración del canal de vapor de agua mediante el uso de radiosondeos. Finalmente, la calibración obtenida se aplica a una serie anual de perfiles de vapor de agua medidos en la estación de Granada.

VIII.2. DESCRIPCIÓN DE LA CAMPAÑA

El objetivo de la red temática DAMOCLES es conseguir poner en contacto, a escala nacional, a grupos que investigan en los distintos aspectos del aerosol atmosférico con el fin de potenciar el intercambio de conocimientos, experiencias y técnicas. Bajo esta red se llevó a cabo una campaña experimental para la medida de diversos parámetros del aerosol atmosférico en la Estación de Sondeos Atmosféricos El Arenosillo (Huelva) (España, 37.11° N, 6.73° O, 0 m s.n.m.¹) del 27 de Junio al 4 de

¹ El término s.n.m. se refiere a altura sobre el nivel de mar.

Julio de 2006. La estación de sondeos atmosféricos de El Arenosillo pertenece al Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA) (Figura 8.1). Es un lugar de características únicas en España para medir diferentes parámetros atmosféricos, tanto de forma temporal como continua. El principal objetivo de esta campaña fue la realización de un estudio comparativo de las técnicas e instrumentación empleadas por los diversos grupos. La variedad y el número de técnicas empleadas permitieron la monitorización de un gran número de parámetros del aerosol atmosférico de forma simultánea, con lo que se generó una base de datos, aún en explotación, que permitirá realizar estudios detallados de diferentes aspectos del aerosol atmosférico, desde los relacionados con sus propiedades físicas a los asociados a sus propiedades químicas.



Figura 8.1. Mapa de la localización de la estación de medida.

Las medidas se realizaron en la estación de El Arenosillo situada en un bosque de coníferas en la costa atlántica del suroeste de España próximo al Parque Nacional de Doñana (Figura 8.2). Esto hace que El Arenosillo tenga un horizonte perfecto con un albedo superficial prácticamente constante a lo largo del año. Los principales tipos de aerosol presentes en la zona de estudio son el aerosol marino, continental y polvo desértico. Esta área costera está frecuentemente afectado por procesos de mesoescala (es decir, procesos a escala inferior a la sinóptica, con dimensiones típicamente entre 10 km y varias centenas de km), tales como las brisas tierra-mar. Estos fenómenos son más

frecuentes en primavera y verano, con una probabilidad próxima al 30 % en Mayo, que alcanza un máximo del 70% en Agosto [Adame et al, 2008]. La principal fuente de contaminación urbana es la ciudad de Huelva y su área industrial, situada a una distancia de 35 km al noroeste.



Figura 8.2. Estación de Sondeos Atmosféricos El Arenosillo.

Durante esta campaña se lanzaron dos sondeos meteorológicos diariamente (a mediodía y a medianoche) y se registraron medidas meteorológicas a nivel de superficie, lo que permitió una apropiada caracterización de las condiciones locales. Además, durante el mediodía del 29 de Julio de 2006, se llevó a cabo un vuelo con un avión equipado con diversos instrumentos para la caracterización del aerosol atmosférico, con lo que fue posible la obtención de perfiles verticales y horizontales de ozono y partículas de aerosol. Este avión, del Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial, se había equipado con instrumentación variada para la campaña TROMPETA 2006, que se realizó durante el mes de Julio de 2006. Esta situación nos ha permitido llevar a cabo una comparación de los perfiles de propiedades del aerosol derivadas a partir de las observaciones Lidar con los obtenidos a partir de las medidas realizadas por el mencionado avión.

En el periodo del 27 al 29 de Junio, las condiciones sinópticas se caracterizaron por un sistema de altas presiones en el océano Atlántico con un débil gradiente isobárico

sobre la Península Ibérica. Esto favoreció la formación de una baja térmica en el centro y procesos de mesoescala en las zonas costeras como en la costa de Huelva. Del 29 de Junio al 2 de Julio la evolución del sistema de bajas presiones cambió las condiciones sinópticas, y el viento sopló en dirección sur-suroeste en el área de estudio. Sin embargo, al comenzar el 2 de Julio un nuevo sistema de altas presiones alcanzó la Península Ibérica con un flujo débil desde el noroeste y se desarrolló de nuevo el fenómeno de brisa costera.

VIII.3. INSTRUMENTACIÓN

Durante esta campaña se emplearon tres grupos de instrumentos bien diferenciados. Por un lado se empleó el sistema Lidar Raman LR321D400 presentado en el capítulo III. Por otra parte, se empleó la instrumentación a bordo del avión Aviocar C-212. Esto permitió realizar la comparación de los perfiles verticales de propiedades del aerosol obtenidos con instrumentación in situ a bordo del avión y los obtenidos con el sistema Lidar Raman desde superficie. Finalmente se utilizó un sistema de sondeo Vaisala, con el que se realizaron sondeos termodinámicos del aire, y que se usaron para calibrar los perfiles de proporción de mezcla de vapor de agua obtenidos con el sistema Lidar Raman durante la noche.

VIII.3.1. INSTRUMENTACIÓN IN SITU A BORDO DEL AVIÓN AVIOCAR C-212

El avión de investigación Aviocar C-212 (Figura 8.3), operado por el Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial, está específicamente diseñado para el estudio de aerosol atmosférico, gases y nubes. Las principales características de esta aeronave se recogen en la Tabla 8.1. La instrumentación más importante para el estudio realizado en este capítulo son una sonda PCASP 100-X, los sensores meteorológicos para medir diversos parámetros (temperatura, temperatura del punto de rocío, presión) y un sistema GPS (altura y tiempo).



Figura 8.3. Avión Aviocar C-212.

Altura máxima	8000 m (con oxígeno)
Presión en cabina	No presurizado
Velocidad ascensional típica (m/s)	3-5
Velocidad máxima (km/h)	370
Velocidad mínima (km/h)	160
Carga útil máxima	2800 kg – 22.08 m ³
Tripulación de pilotaje	3 personas
Máxima tripulación científica	3 personas
Autonomía	1930 km – 4h

Tabla 8.1. Principales características del avión Aviocar C-212.

La sonda PCASP 100-X (Passive Cavity Aerosol Spectrometer) está montada externamente sobre el ala del avión (Figura 8.4). Se basa en una fuente láser de He:Ne que emite en 632.8 nm y mide partículas entre 0.10 y 3.0 μm en diámetro, con una resolución máxima en tamaño de 0.02 μm (canales 1 y 2). Dispone de 15 canales de medida y el número máximo de cuentas es $2 \cdot 10^4 \text{ s}^{-1}$. La sonda PCASP usa la teoría de Mie para obtener el radio equivalente aerodinámico de la partícula a partir de la intensidad de la radiación dispersada. Para ello asume forma esférica de las partículas de aerosol, el índice de refracción de las esferas de látex de calibración ($m \approx 1.59 - 0.0i$), y que el instrumento deshidrata las partículas debido al calentamiento por compresión y al calentamiento inherente a la electrónica empleada [Strapp et al., 1992].



Figura 8.4. Sonda PCASP incorporada en el avión Aviocar C-212. Izquierda, sonda PCASP sobre el ala del avión; derecha, detalle de la sonda PCASP.

El sensor de temperatura Rosemount PT-50 permite obtener la temperatura con una precisión de $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ y un tiempo de respuesta de 1s. La temperatura medida por este sensor se corrige del efecto de calentamiento que sufre el sensor por fricción con la atmósfera, de forma que la corrección depende de la velocidad del aire respecto del avión. El higrómetro de punto de rocío Edgetech 137 permite obtener la humedad a partir de la temperatura del punto de rocío en un rango de -50 a $50\text{ }^{\circ}\text{C}$, con un tiempo de respuesta de 1s. Finalmente, el GPS (Global Positioning System) Trimble proporciona la latitud, longitud, altitud, velocidad, dirección y hora UTC del avión a partir de al menos 4 satélites.

VIII.3.2. SISTEMA DE SONDEOS TERMODINÁMICOS

El sistema para llevar a cabo los sondeos termodinámicos está formado por el sistema de sondeo, la radiosonda y dos antenas (Figura 8.5). Se usó el sistema de sondeo Vaisala DigiCORA® MW 11 para recibir las señales emitidas por la radiosonda analógica RS80 en la banda meteorológica de 400-406 MHz. Las dos antenas se encargan de la recepción de la señales de la radiosonda, la primera recibe la señal telemétrica (UHF) y la segunda recibe la señal GPS que indica la posición de la radiosonda. La presión, temperatura y humedad relativa se obtienen a partir de los sensores de la radiosonda, y la dirección y velocidad del viento se obtiene a partir de la señal del GPS.



Figura 8.5. Lanzamiento un sistema de sondeo termodinámico.

VIII.4. RESULTADOS OBTENIDOS A PARTIR DE LIDAR EN SUPERFICIE E INSTRUMENTACIÓN AEROTRANSPORTADA

En la campaña DAMOCLES se realizaron medidas Lidar siguiendo un protocolo de medidas de ciclo diurno en el intervalo 07:00-19:00 UTC y medidas nocturnas 20:30-22:30 UTC. Únicamente fue posible disponer de medidas de instrumentación aerotransportada en una ocasión. Así, el 29 de Junio de 2006 el avión del Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial realizó un perfil vertical y un perfil horizontal para apoyar a la campaña DAMOCLES. Durante el vuelo el avión realizó ascensos y descensos, pero finalmente sólo se consideraron las medidas del descenso para realizar el perfil vertical de las diferentes propiedades (Figura 8.6). El avión alcanzó la cota máxima (4086 m) a las 10:27:02 UTC y la cota mínima (271 m) a las 10:44:43 UTC.

Como se ha visto en los capítulos precedentes, uno de los parámetros Lidar más simples de analizar es la señal corregida de rango definida como la señal retrodispersada detectada por el Lidar multiplicada por la distancia al cuadrado. Este parámetro proporciona una información cualitativa de la estratificación de las partículas en la columna atmosférica. La Figura 8.7 muestra la evolución temporal de la señal corregida de rango a 532 nm durante la mañana del 29 de Junio de 2006. Este tipo de representación nos permite apreciar cómo cambia la estructura vertical de la columna atmosférica situada sobre el sistema Lidar a lo largo de la mañana. Así, se observa el desarrollo vertical de la capa límite planetaria a lo largo de la mañana y la estabilidad

que presenta la estructura vertical de la atmósfera en el periodo 10:30-11:00 UTC, durante el cual se realiza el vuelo. Además se localiza una estructura de aerosol confinada entre 1.5 y 1.7 km aproximadamente.

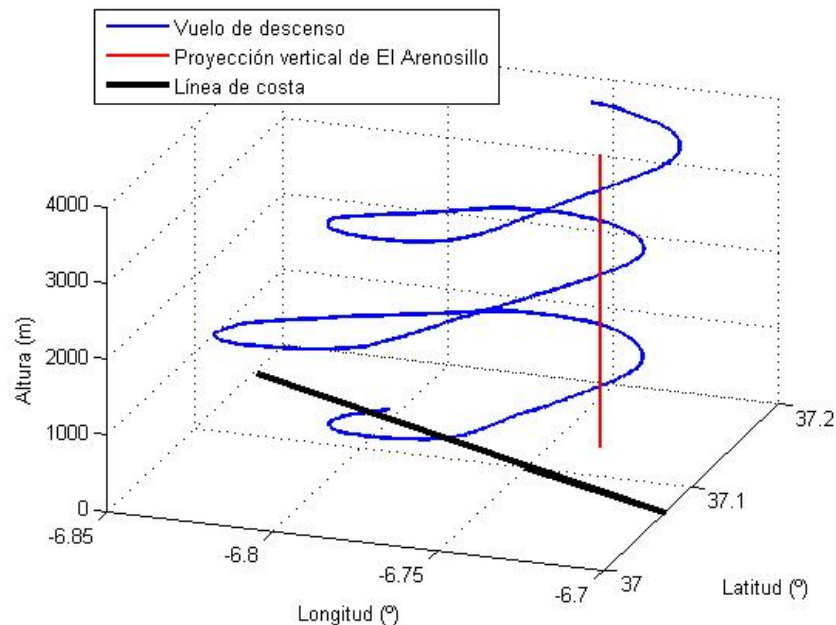


Figura 8.6. Trayectoria del avión Aviocar C-212 durante su vuelo de descenso el 29 de Junio de 2006.

El análisis combinado del perfil de la señal corregida de rango obtenido con Lidar y de los perfiles de parámetros meteorológicos proporcionados por el vuelo permite diferenciar varias capas en la columna atmosférica sobre El Arenosillo (Figura 8.8). La detección de estructuras sobre la vertical del sistema Lidar se puede llevar a cabo a través de métodos derivativos [Hayden et al., 1997; Flamant et al., 1997; Menut et al. 1999; Senff et al. ,1996]. Estos métodos proporcionan una representación matemática de los límites entre capas con alto contenido de partículas y capas con bajo contenido de partículas. Los gradientes positivos corresponden a un aumento de la señal retrodispersada con la altura, mientras que los negativos corresponden a una disminución de la señal retrodispersada a medida que ascendemos en la columna atmosférica [Papayannis et al., 1998]. En este estudio se ha utilizado el mínimo de la primera derivada del logaritmo de la señal corregida de rango, ya que de este modo se cuantifica el cambio relativo frente al cambio absoluto cuantificado en otras técnicas derivativas [Kovalev and Eichinger, 2004]. Así, la cima de la capa límite planetaria se

localiza a 930m, y por encima de ésta hasta los 1430m encontramos una segunda capa de aerosol correspondiente a una capa residual. Una tercera capa se sitúa entre 1430 y 1950 m, y a partir de esta altura encontramos la troposfera libre. El perfil de temperatura obtenido durante el vuelo indica la presencia de dos inversiones térmicas, la primera a 1000 m y la segunda a 1770 m. La inversión situada a 1000 m es la responsable de la altura alcanzada por la cima de la capa límite planetaria, ya que actúa como barrera para que las partículas de aerosol no alcancen cotas superiores. La inversión localizada a 1770 m aparece situada en el rango de alturas de la tercera capa detectada, pero no coincide exactamente con su cima. Era esperable que la posición de esta inversión coincidiera con la cima de la capa de aerosol. La discrepancia que se observa se debe a que el vuelo de descenso del avión no es perfectamente vertical (Figura 8.6), sino que se lleva a cabo describiendo una trayectoria helicoidal. La altura a la cual se detecta la inversión térmica coincide con el tramo de trayectoria en que la distancia a la vertical de El Arenosillo es máxima y el avión se sitúa sobre el océano Atlántico. De esta forma, es comprensible encontrar diferencias en la altura designada a la inversión térmica y a la cima de la capa de aerosol.

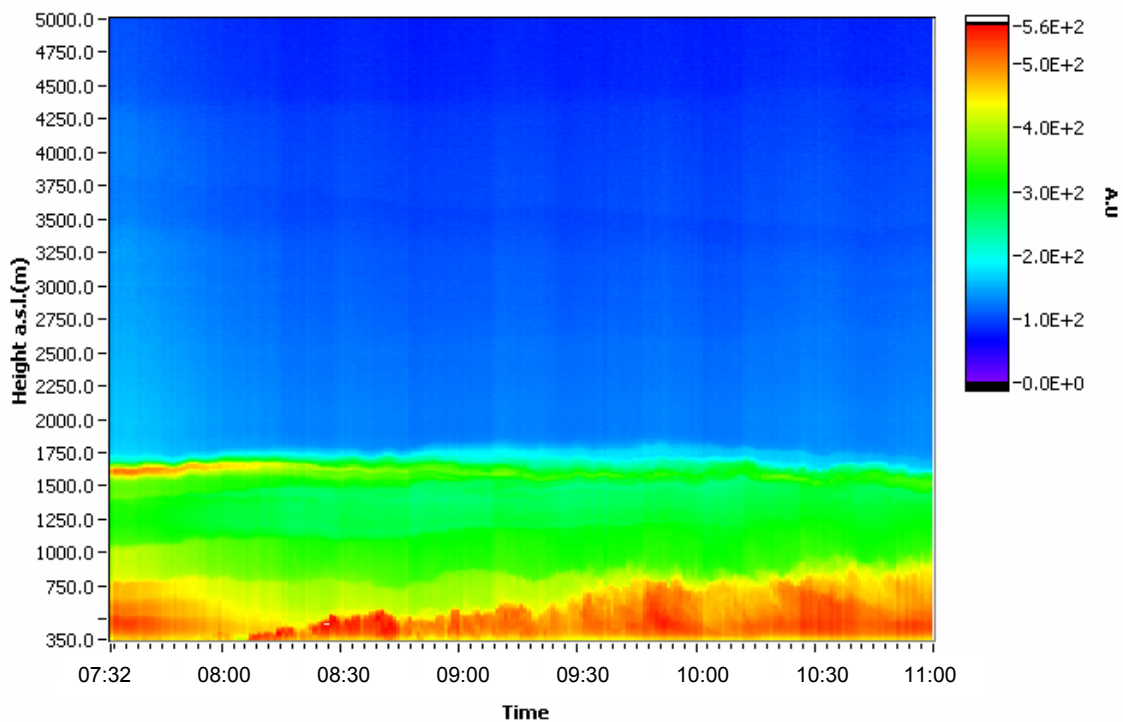


Figura 8.7. Evolución temporal de la señal corregida de rango a 532 nm para el día 29 de Junio de 2006 en coincidencia con el vuelo del avión Aviocar C-212 sobre El Arenosillo.

Desde el punto de vista de la humedad relativa estas capas también presentan diferencias. Así, en la capa límite planetaria encontramos una humedad relativa media de $67.9 \pm 3.2 \%$ (desviación estándar) y en la capa residual de $53.5 \pm 3.1 \%$. La capa con gran carga de aerosol situada entre 1.5 y 1.7 km aproximadamente presenta un gradiente de humedad relativa muy fuerte, alcanzando un valor mínimo de 10.2 % en el entorno de la inversión térmica. Por último, el perfil de humedad relativa en la troposfera libre es variable siendo los valores mínimo y máximo de 10.7 y 30.3 %, respectivamente.

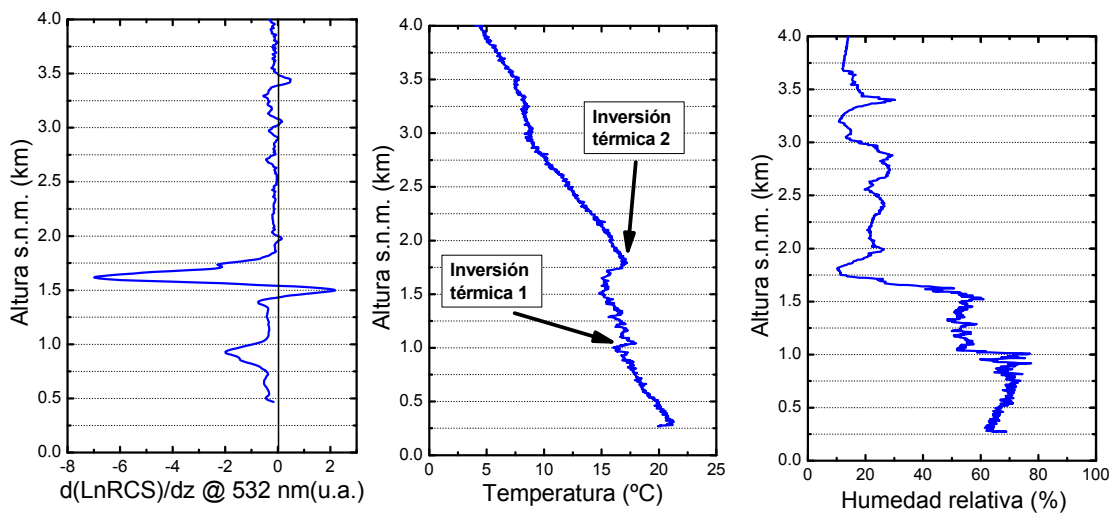


Figura 8.8. De izquierda a derecha: a/ perfil de la derivada logarítmica de la señal corregida de rango a 532 nm obtenida con el sistema Lidar Raman en el periodo 10:30-11:00 UTC; b/ perfil de temperatura obtenido con instrumentación aerotransportada; c/ perfil de humedad relativa obtenido con instrumentación aerotransportada.

A partir de los datos de la instrumentación aerotransportada se pueden obtener propiedades ópticas del aerosol atmosférico. El coeficiente de extinción de aerosol se ha calculado para cada longitud de onda a partir de la teoría de Mie mediante la distribución de tamaños obtenida con los 15 canales de medida de la sonda PCASP. Así, el coeficiente de extinción de aerosol en función de la altura z viene dado por:

$$\alpha(z, \lambda) = \sum_{i=1}^{15} \pi r_i^2 Q_e(m, x) N_i(z) \quad (8.1)$$

donde r_i es el radio geométrico o radio de Stokes de la partícula del canal i , Q_e la eficiencia de extinción calculada a partir de la teoría de Mie, m el índice de refracción de la partícula de aerosol, x el parámetro de tamaño definido como $x = 2\pi r / \lambda$, y N_i el número de partículas medido por el canal i de la sonda PCASP. La sonda proporciona el radio aerodinámico, que se relaciona con el radio geométrico o de Stokes mediante la siguiente expresión:

$$r_{St} = \sqrt{\frac{\chi}{\rho}} r_{ae} \quad (8.2)$$

donde r_{St} y r_{ae} son los radios geométrico o de Stokes y aerodinámico, respectivamente, χ es el factor de forma que tiene en cuenta la no esfericidad de las partículas, y ρ la densidad de las mismas. Dado que el aerosol predominante durante el día de vuelo es de tipo marino según el análisis de retrotrayectorias (Figura 8.9), los cálculos se han realizado sobre la base de los valores recogidos en la Tabla 8.2 y fueron llevados a cabo por el Área de Investigación e Instrumentación Atmosférica del Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA) en colaboración con el grupo de Física de la Atmósfera de la Universidad de Granada.

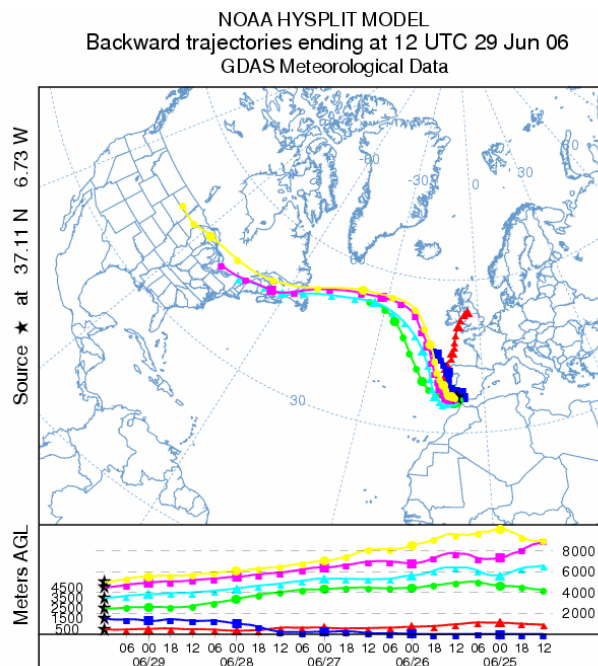


Figura 8.9. Retrotrayectorias de 5 días terminando en El Arenosillo a las 12 GMT a diferentes niveles (500, 1500, 2500, 3500, 4500, 5000 m s.n.s.) para el día 29 de Junio de 2006.

Parámetro	Valor	Referencia
m	$1.5 \cdot 10^{-8} i @ 355 \text{nm}$ $1.5 \cdot 10^{-8} i @ 532 \text{nm}$ $1.49 \cdot 2 \cdot 10^{-4} i @ 1064 \text{nm}$	Chamaillard et al. (2003)
χ	1.08	Niedermeier et al. (2007)
ρ	2.2 g/cm ³	Hinds (1999) McNaughton et al. (2007)

Tabla 8.2. Parámetros característicos del aerosol marino empleados en el cálculo del coeficiente de extinción de aerosol.

La Figura 8.10 muestra los perfiles de coeficiente de extinción de aerosol a 355, 532 y 1064 nm obtenidos con el sistema Lidar Raman en el periodo 10:30-11:00 UTC y los correspondientes perfiles obtenidos a partir la sonda PCASP aerotransportada durante el vuelo de descenso del avión. Para los cálculos moleculares se han empleado los perfiles de presión y temperatura proporcionados por la instrumentación a bordo del avión. Se aprecia que los perfiles reproducen la misma estratificación del aerosol atmosférico, detectando la mayor concentración del mismo confinada en la capa límite planetaria. La cima de la capa límite planetaria se localiza entre 1.5 y 1.7 km en los perfiles obtenidos con ambos instrumentos. A partir de esta altura el coeficiente de extinción de aerosol reduce su valor indicando la práctica ausencia de partículas de aerosol atmosférico en la troposfera libre. Una característica que distingue a los perfiles del coeficiente de extinción obtenidos con el sistema Lidar Raman y los generados a partir de las medidas de la sonda PCASP es el mayor ruido que presentan estos últimos. Uno de los factores que contribuyen al ruido en las medidas de la sonda PCASP es el comportamiento del avión. El avión debe volar con ángulo de pitch cero (ángulo entre el eje longitudinal del avión y la dirección de avance), de forma que pequeñas diferencias en este ángulo puede incrementar el ruido en el perfil.

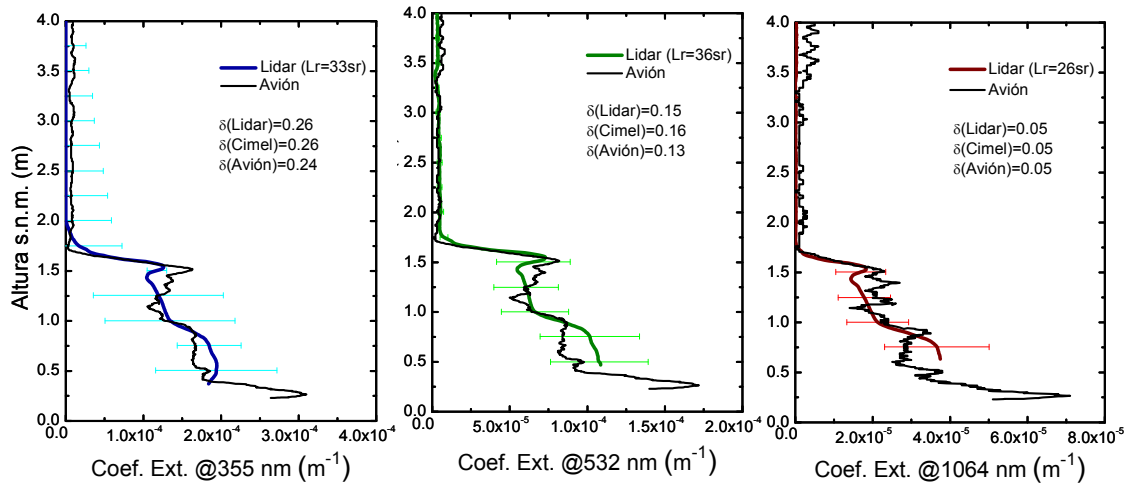


Figura 8.10. Perfiles de coeficiente de extinción de aerosol a 355, 532 y 1064 nm obtenidos con el sistema Lidar Raman en el periodo 10:30-11:00 UTC y con la sonda PCASP aerotransportada durante el vuelo de descenso del avión. Las barras de error corresponden a una variación del 20 % de la razón Lidar ajustada mediante la condición de contorno impuesta por el Cimel CE 318-4. En las gráficas se incluyen los valores de profundidad óptica de aerosol obtenido por los diferentes métodos.

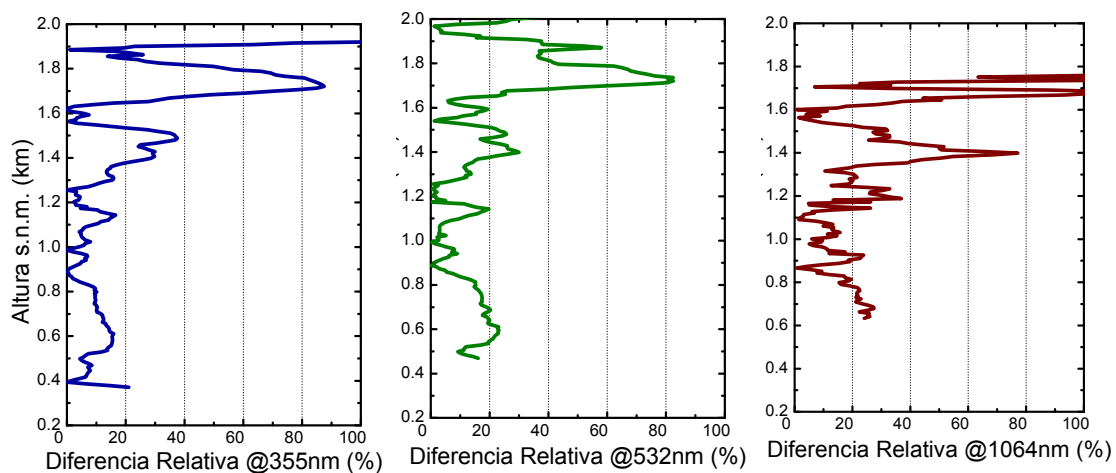


Figura 8.11. Perfiles de diferencias relativas (%) de los perfiles de coeficiente de extinción obtenidos a partir del sistema Lidar Raman y de la sonda PCASP aerotransportada durante el vuelo de descenso del avión.

Las barras de error incluidas en la Figura 8.10 corresponden a una variación del 20 % de la razón Lidar ajustada mediante la condición de contorno (profundidad óptica de aerosol) impuesta por el Cimel CE 318-4. Los valores de razón Lidar ajustando con el procedimiento indicado en el capítulo IV de la presente tesis se incluyen en la Figura

8.10 y son 33, 36 y 26 sr a 355, 532 y 1064 nm, respectivamente. Los valores obtenidos corresponden a valores típicos del aerosol marino como han obtenido otros autores en trabajos previos. Así, se han detectado mediante la técnica Raman valores de razón Lidar de 23 ± 3 sr a 532 nm en el Atlántico Norte durante la campaña ACE2 [Müller et al., 2007] y valores de 23 ± 5 y 29 ± 8 sr en la capa límite planetaria y en la troposfera libre, respectivamente, para la misma longitud de onda en el Océano Índico Tropical durante la campaña INDOEX [Müller et al., 2007]. Con esta técnica también se ha observado valores entre 23 y 44 sr a 531 nm en el Sur de Italia [De Tomasi and Perrone, 2003], y de 28 ± 11 sr a 355 nm en Grecia [Amiridis et al., 2005]. Finalmente, simulaciones basadas en códigos de propiedades radiativas muestran que para el aerosol marino la razón Lidar varía entre 15-30 sr en 355 y 532 nm, y entre 25-50 sr en 1064 nm [Ackerman, 1998]. Así, los valores obtenidos en nuestro estudio permiten confirmar el carácter marino que presenta el aerosol atmosférico durante las medidas realizadas en coincidencia con el vuelo.

Asimismo, en la Figura 8.10 se incluyen los valores de profundidad óptica de aerosol obtenido por los diferentes métodos. La integración de los perfiles de extinción Lidar permite obtener una profundidad óptica de 0.26, 0.15 y 0.05 en 355, 532 y 1064 nm, respectivamente. Por su parte, la integración de los perfiles obtenidos a partir de las medidas in situ de la aeronave proporciona una profundidad óptica de 0.24, 0.13 y 0.05 nm en 355, 532, 1064 nm. Las diferencias entre ambos conjuntos de valores residen en el rango de integración de los perfiles derivados del avión, ya que la adquisición de datos en la aeronave comenzó a 230 m (s.n.m.) por lo que la profundidad óptica calculada a partir de ellos presenta un sesgo. Además, debe tenerse en cuenta la incertidumbre en el cálculo de profundidad óptica a partir de los perfiles Lidar. Como se mencionó en el capítulo IV, se admite una diferencia de profundidad óptica de aerosol de 0.01 para 532 y 1064 nm y 0.02 para 355 nm. Este criterio se elige en virtud de la incertidumbre del fotómetro solar [Holben et al., 1998; Smirnov et al., 2000].

La Figura 8.11 presenta los perfiles de diferencias relativas (%) entre los perfiles de coeficiente de extinción de aerosol obtenidos con el sistema Lidar Raman y los correspondientes obtenidos con la sonda PCASP durante el vuelo de descenso del avión. Las diferencias relativas son inferiores al 20 % en 355 y 532 nm e inferior al 25 % a 1064 nm en la mayor parte de la capa límite planetaria. En la región situada entre 1.4 y 1.6 km se superan los límites anteriores, correspondiendo a la región situada entre las

dos inversiones térmicas detectadas por los sensores de temperatura de la aeronave. En la troposfera libre el fuerte descenso de los valores de coeficiente de extinción implica que las comparaciones en términos relativos pueden alcanzar fácilmente valores superiores al 100%, aunque las diferencias absolutas permanezcan pequeñas.

Como se deduce de los párrafos anteriores, en el experimento de cierre de la campaña DAMOCLES se obtienen buenos resultados. Así, los perfiles de propiedades ópticas del aerosol (coeficiente de extinción de aerosol) obtenidos por medio la técnica de teledetección activa Lidar y los perfiles de propiedades microfísicas de partículas (distribuciones de tamaño) obtenidos mediante técnicas in situ, han permitido validar las técnicas empleadas durante este experimento. Por tanto podemos concluir que ambas técnicas permiten estimar de forma consistente los perfiles verticales de las propiedades del aerosol.

VIII.5. CALIBRACIÓN DEL CANAL DE VAPOR DE AGUA DEL SISTEMA LIDAR RAMAN

Como se comentó en la sección IV.10, la constante de calibración depende de las secciones eficaces de retrodispersión de las moléculas de nitrógeno y de vapor de agua, el ancho de banda de los filtros, la transmisión atmosférica y la eficiencia del detector [Gerding et al., 2004]. El cálculo teórico de la constante de calibración es complicado de realizar para un sistema real pero se puede obtener experimentalmente [Turner and Goldsmith, 1999; Sherlock et al., 1999]. Durante la campaña del El Arenosillo se determinó la constante de calibración para el cálculo de perfiles de vapor de agua mediante el sistema Lidar Raman. Para ello se realizaron medidas durante seis noches y se lanzaron radiosondas dos veces al día, aproximadamente a mediodía y a medianoche, en el entorno donde estaba emplazado el sistema Lidar.

La calibración de los perfiles verticales se obtuvo usando datos en el rango de alturas entre 1.0 y 2.5 km (s.n.m.). Se seleccionó esta región para minimizar los efectos de deriva de la sonda con la altura (por efecto del viento) que provoca pérdida de verticalidad en los datos del sondeo. Además, en esta región se encuentra la mayor carga de vapor de agua. Otros autores han empleado rangos de alturas similares. Así, Gerding et al. (2004) usó un rango de alturas entre 1.5 y 2.5 km, y Tratt et al. (2005)

alturas por debajo de 2 km para obtener la constante de calibración. El procedimiento de calibración consiste en realizar un ajuste lineal, forzando una ordenada en el origen cero, entre los datos Lidar y los datos de radiosondeo. De este modo, se obtuvo un valor de calibración para cada uno de los días seleccionados (Tabla 8.3). Para obtener la constante de calibración se usaron tres noches sin presencia de nubes (hasta 8 km), mientras que la validación se hizo empleando las restantes noches disponibles y el rango completo de alturas en vez del rango limitado entre 1.0 y 2.5 km empleado para la calibración. Se eligió un valor medio de $116.6 + 1.3 \text{ g/kg}$ para el coeficiente de calibración para toda la campaña debido a su baja variación ($< 3.8\%$ del valor medio) con un error cuadrático medio del 7.8% . En estudios previos [Mattis et al., 2002] en los que se realizaron del orden de 15 comparaciones entre perfiles Lidar y radiosondeos se han encontrado variaciones del orden del 5% en el coeficiente de calibración. Por otra parte, durante la campaña CAMEX-3, la comparación de los perfiles Lidar y los proporcionados por la radiosonda Vaisala RS-80, en un total de 31 ocasiones, permitieron determinar una constante de calibración con una desviación estándar del mismo valor [Whiteman, 2003]. Diversos estudios indican que el error típico en la estimación de la constante de calibración es del orden del 5% , si se usan radiosondeos para calibrar los datos Lidar [Sherlock et al., 1999; Tratt et al., 2005]. Por lo tanto, podemos considerar que la constante de calibración obtenida es apropiada y aplicable al tratamiento de nuestros datos.

Fecha	Pendiente	Error	Coef. Corr.
29/06/2006	112.2	1.3	0.96
30/06/2006	118.6	1.7	0.84
04/07/2006	119.0	0.8	0.98

Tabla 8.3. Ajuste lineal entre los datos Lidar y datos de radiosondeo para cada día de calibración durante la campaña de medida en El Arenosillo. La calibración de los perfiles verticales de vapor de agua del sistema Lidar se ha obtenido usando datos en el rango entre 1.0 y 2.5 km (s.n.m.).

Se logra un buen acuerdo entre los perfiles de radiosondeo y los derivados del sistema Lidar tanto para alturas fuera del rango usado para la calibración como para las fechas no usadas en el procedimiento de ajuste lineal (Tabla 8.4 y Figura 8.12). Éste es el caso de los días 28 de Junio y 2-3 de Julio. Los datos presentados en la Figura tal

muestran buen acuerdo en todas las alturas sondeadas. En el perfil del 28 de Junio se detecta una discrepancia entre el perfil Lidar y el radiosondeo en el primer kilómetro. Esto podría ser una indicación de que la radiosonda necesita algún tiempo para equilibrarse con el entorno que la rodea o que las funciones de solapamiento Lidar que involucra los canales 387 y 408 nm no se compensan completamente. Tal discrepancia ya fue observada previamente por Whiteman (2003). En cualquier caso, se observó un buen acuerdo para casi todos los perfiles.

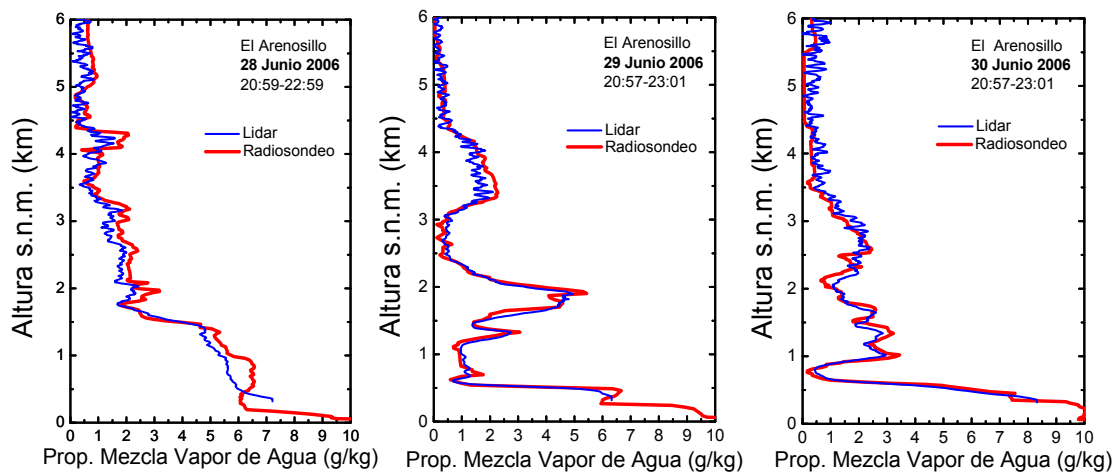


Figura 8.12. Comparación de los perfiles de proporción de mezcla de vapor de agua (g/kg) obtenidos con radiosondeo y los sondeos Lidar calibrados para tres días durante la campaña en El Arenosillo.

Más aún, un análisis estadístico muestra buen acuerdo en término de diferencias absolutas y relativas. La desviación media entre los datos Lidar y de radiosondeo es del orden de -0.5 g/kg de 1.0 a 2.5 km (Figura 8.13). Además, por debajo de 1.5 km la desviación media es del orden del 15% respecto del valor medio de la radiosonda. Desde este nivel hasta aproximadamente 2.5 km la importancia relativa de la desviación se aproxima al 30% respecto de los valores medios de la radiosonda. Así, los datos Lidar tuvieron un buen acuerdo con los datos de radiosondeo durante la campaña de calibración.

Fecha	Desviación absoluta (g/kg)								
	< 1 km			1-2 km			2-3 km		
	Media	Sd	Se	Media	Sd	Se	Media	Sd	Se
28/06/2006	0.71	0.26	0.03	0.36	0.20	0.02	0.37	0.15	0.01
29/06/2006	0.28	0.25	0.03	0.36	0.30	0.03	0.16	0.11	0.01
30/06/2006	0.40	0.29	0.03	0.27	0.21	0.02	0.32	0.21	0.02
02/07/2006	0.79	0.28	0.03	1.13	0.28	0.02	1.17	0.53	0.05
03/07/2006	0.77	0.46	0.05	1.64	0.62	0.05	0.63	0.49	0.04
04/07/2006	1.13	0.41	0.04	0.34	0.24	0.02	0.37	0.24	0.02

Fecha	Desviación absoluta (g/kg)								
	3-4 km			4-5 km			5-6 km		
	Media	Sd	Se	Media	Sd	Se	Media	Sd	Se
28/06/2006	0.30	0.30	0.30	0.33	0.29	0.03	0.29	0.16	0.01
29/06/2006	0.34	0.34	0.34	0.15	0.11	0.01	0.11	0.07	0.01
30/06/2006	0.25	0.25	0.25	0.23	0.15	0.01	0.32	0.19	0.02
02/07/2006	0.49	0.49	0.49	0.32	0.20	0.02	0.42	0.29	0.03
03/07/2006	0.45	0.45	0.45	0.74	0.30	0.03	0.40	0.28	0.02
04/07/2006	0.20	0.20	0.20	0.21	0.17	0.02	0.32	0.24	0.02

Tabla 8.4. Desviación absoluta media (desviación estándar y error estándar) de la proporción de mezcla de vapor de agua (g/kg) entre los datos Lidar y de radiosondeo en diferentes capas durante la campaña en El Arenosillo.

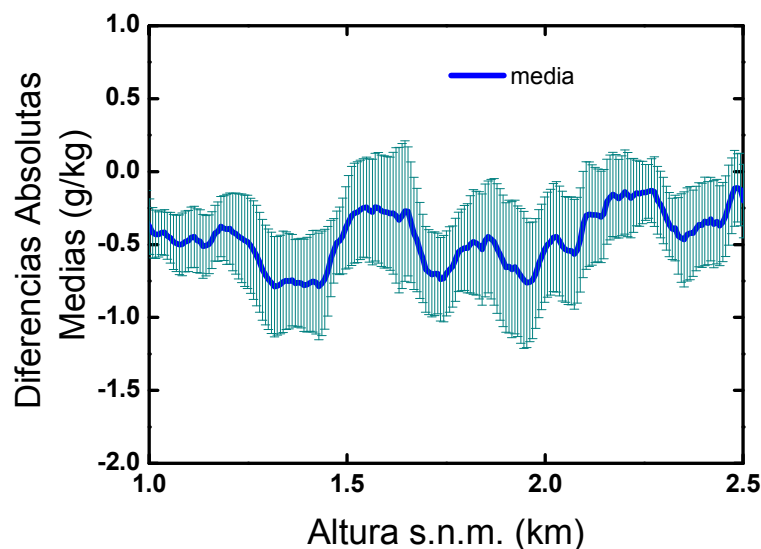


Figura 8.13. Perfil de desviación media absoluta (g/kg) en el rango de alturas de calibración entre los datos Lidar calibrados y los datos de radiosondeo durante la campaña en El Arenosillo. Las barras de error corresponden a la desviación estándar.

VIII.6. APLICACIÓN DE LA CALIBRACIÓN DEL CANAL DE VAPOR DE AGUA: VARIACIÓN MENSUAL Y ESTACIONAL EN LOS PERFILES VERTICALES DE PROPORCIÓN DE MEZCLA DE VAPOR DE AGUA SOBRE GRANADA

La constante de calibración obtenida durante la campaña DAMOCLES en El Arenosillo se ha aplicado a toda la serie de perfiles de vapor de agua medidos en Granada desde Septiembre de 2005 hasta Agosto de 2006, tanto antes como después del periodo de calibración (Figura 8.14). Las medidas se ha realizado siguiendo un protocolo regular de dos medidas nocturnas a la semana para obtener una base de datos en concordancia con los objetivos de la red Lidar europea EARLINET [Bösenberg et al, 2001]. Además, se han realizado medidas especiales durante eventos de polvo sahariano y episodios de incendio. En Junio de 2006 el número de medidas de vapor de agua en Granada es bajo debido a que el instrumento estuvo desplazado durante las campañas DAMOCLES en El Arenosillo (España) y CAPEX en Évora (Portugal). Entre Septiembre de 2005 y Agosto de 2006 se han llevado a cabo de medidas Lidar nocturnas de vapor de agua durante más de 244 horas. Los perfiles verticales de proporción de mezcla de vapor de agua se han obtenido promediando las señales Lidar de 3000 disparos láser típicamente sobre un intervalo de adquisición de dos horas. En condiciones de cielo despejado, el sistema Lidar permite obtener perfiles hasta 7-8 km durante la noche.

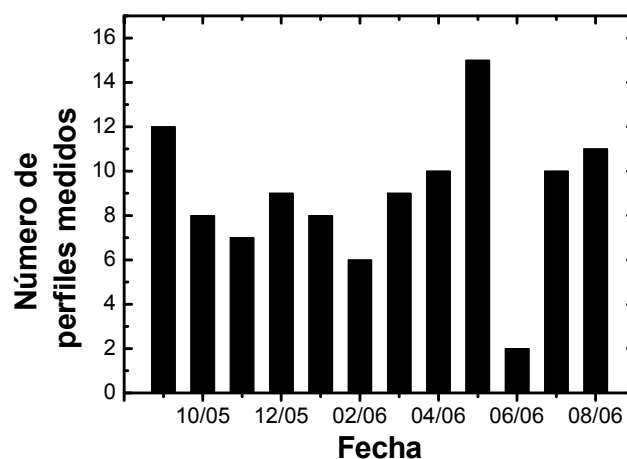


Figura 8.14. Número de perfiles de proporción de mezcla de vapor de agua medidos en Granada desde Septiembre de 2005 hasta Agosto de 2006. En Junio de 2006 el número de perfiles de vapor de agua es bajo debido al uso del instrumento en campañas de medida fuera de Granada.

La serie anual de medidas Lidar de proporción de mezcla de vapor de agua se ha analizado para caracterizar la variación estacional de la distribución vertical del vapor de agua sobre Granada. La Figura 8.15 muestra los perfiles promediados estacionalmente de proporción de mezcla de vapor de agua medidos desde Septiembre de 2005 hasta Agosto de 2006. Los perfiles promedio presentan diferencias estacionales. En verano y otoño la mayor parte de la distribución vertical de vapor de agua toma valores superiores al valor promedio anual, mientras que la tendencia inversa se observa en primavera e invierno. La forma de los perfiles es similar en verano, otoño e invierno, presentando una rápida disminución desde superficie hasta 1.25 km (s.n.m.) y un posterior aumento con la altura. Esta capa con mayor proporción de mezcla de vapor de agua alcanza cotas diferentes según la estación del año. Así, se alcanzan los 2.5 y 3.0 km (s.n.m.) en invierno y otoño, respectivamente, y cotas superiores en verano. Por el contrario, el perfil de primavera presenta un decaimiento prácticamente exponencial.

Los valores más cercanos a superficie son 6.8, 6.0, 5.9, 4.3 g/kg en primavera, verano, otoño e invierno, respectivamente, y 5.9 g/kg para el promedio anual. Como puede observarse, el promedio anual en la capa más cercana a superficie hasta aproximadamente 1.2 km (s.n.m.) está enormemente influenciado por las condiciones del verano y otoño, ya que coincide con los valores promedio en estas estaciones. En la Figura 8.16 se presentan los perfiles estacionales de desviación estándar asociados a los perfiles promedio estacionales calculados. Los perfiles de desviación estándar nos permiten evaluar la variabilidad de la proporción de mezcla de vapor de agua en cada nivel. Como se desprende de la Figura 8.16 la mayor variabilidad suele encontrarse en las capas más cercanas a superficie para todas las estaciones. Esto se debe a que la capa límite planetaria es la que presenta mayor variabilidad en cuanto al tipo de masa de aire predominante, lo que afecta a los valores de proporción de mezcla que pueden detectarse en ella. En verano y otoño se observa un máximo de desviación estándar en torno a 2.5 km (s.n.m.) relacionado con la gran variabilidad que experimenta la troposfera libre en estas estaciones. En primavera e invierno los perfiles de desviación estándar son menos variables con la altura, siendo el perfil de desviación estándar del invierno el que presenta los valores mínimos entre todas las estaciones. La variabilidad que se observa en la parte alta de los perfiles se corresponde con la disminución de los valores de señal-ruido en esas alturas.

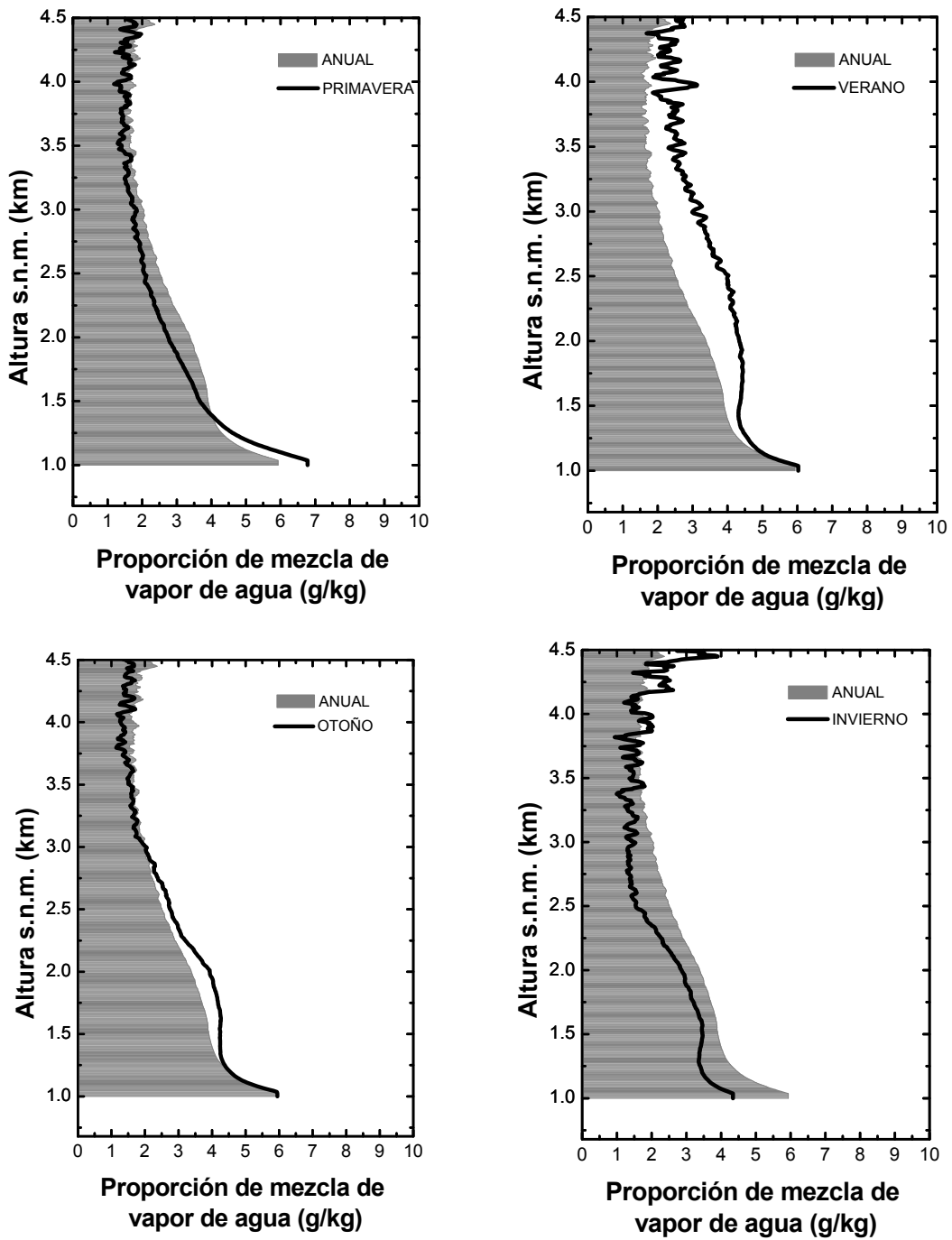


Figura 8.15. Perfiles promedio estacionales de proporción de mezcla de vapor de agua (g/kg) medidos por el sistema Lidar Raman en Granada desde Septiembre de 2005 hasta Agosto de 2006. La banda sombreada representa el promedio anual para el mismo periodo.

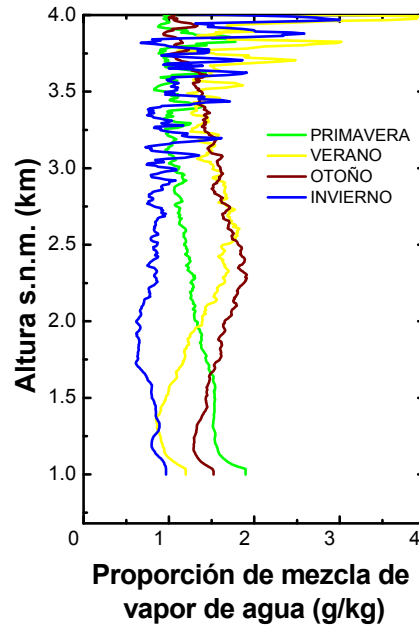


Figura 8.16. Perfiles estacionales de desviación estándar asociados a los perfiles promedio estacionales presentados en la Figura 8.15.

La Figura 8.17 muestra el contenido de agua precipitable ($\text{cm}\cdot\text{atm}$) para diferentes capas obtenido mediante el sistema Lidar Raman en Granada desde Septiembre de 2005 hasta Agosto de 2006, tanto para la serie temporal del promedio mensual como la serie temporal del promedio estacional y valor promedio anual. De la inspección directa de la Figura 8.17 izquierda se desprende que el mayor contenido de agua precipitable está confinado entre 1 y 2 km (s.n.m.) con un mínimo en Febrero ($0.33 \text{ cm}\cdot\text{atm}$) y un máximo en Septiembre ($0.54 \text{ cm}\cdot\text{atm}$). A medida que se asciende en altura el contenido de agua precipitable por capas disminuye, presentando el mismo patrón de evolución mensual en las capas 2-3 km y 3-4 km. Se alcanzan los valores mínimos en Marzo (0.15 en la capa 2-3 km y 0.09 en la capa 3-4 km) y los valores máximos en Junio (0.45 en la capa 2-3 km y 0.39 en la capa 3-4 km). La aparición de los valores máximos y mínimos está de acuerdo con los perfiles promedio presentados en la Figura 8.15. La Figura 8.17 derecha muestra un claro ciclo estacional en todas las capas seleccionadas presentando los valores máximos en verano y los valores mínimos en invierno. Así, encontramos los valores máximos de 0.48 , 0.40 y $0.27 \text{ cm}\cdot\text{atm}$ y mínimos de 0.36 , 0.19 y $0.15 \text{ cm}\cdot\text{atm}$ en las capas de 1-2 km, 2-3 km y 3-4 km, respectivamente.

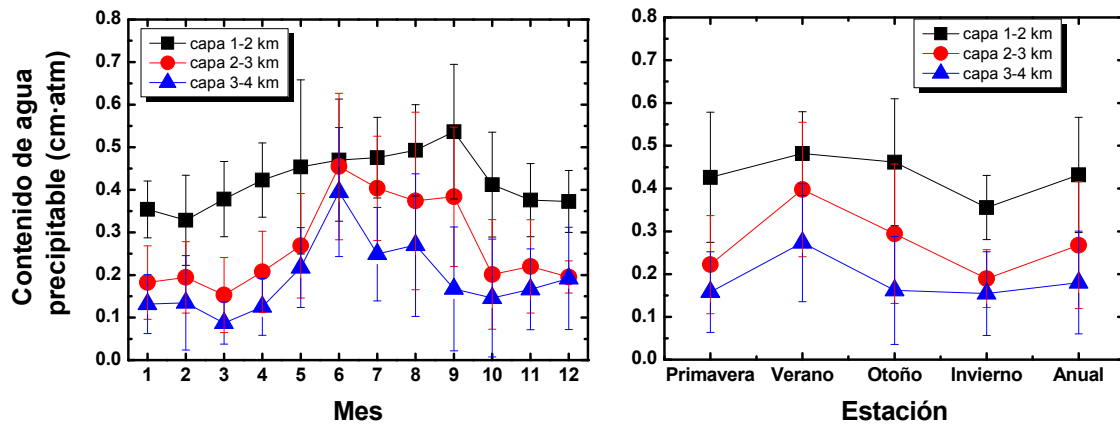


Figura 8.17. Contenido de agua precipitable (cm·atm) para diferentes capas obtenido mediante el sistema Lidar Raman en Granada desde Septiembre de 2005 hasta Agosto de 2006. Izquierda, serie temporal del promedio mensual; derecha serie temporal del promedio estacional y valor promedio anual.

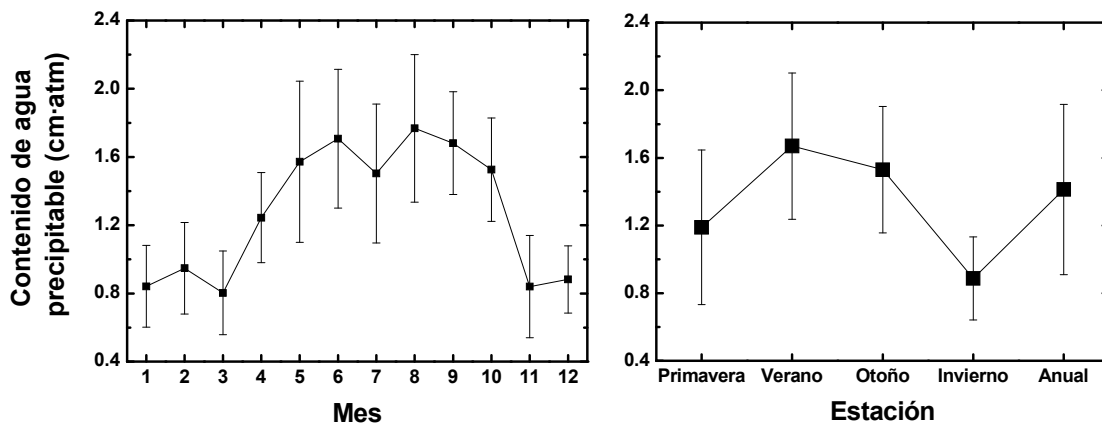


Figura 8.18. Contenido de agua precipitable (cm·atm) para toda la columna atmosférica obtenido mediante el fotómetro solar Cimel CE 318-4 en Granada desde Noviembre de 2005 hasta Octubre de 2006. Izquierda, serie temporal del promedio mensual; derecha serie temporal del promedio estacional y valor promedio anual.

La Figura 8.18 muestra el contenido de agua precipitable (cm·atm) para toda la columna atmosférica obtenido mediante el fotómetro solar Cimel CE 318-4 en Granada desde Noviembre de 2005 hasta Octubre de 2006, tanto para la serie temporal del promedio mensual como la serie temporal del promedio estacional y valor promedio anual. El contenido de agua precipitable observado con el Cimel CE 318-4 tiene incertidumbres del orden del 20%. El periodo analizado con el Cimel CE 318-4 no

coincide exactamente con el analizado mediante el sistema Lidar Raman debido a que no se disponen de medidas fotométricas de contenido de agua precipitable en Septiembre y Octubre de 2005. Se reconoce un claro ciclo a lo largo de todo el año analizado con un valor mínimo en Marzo ($0.80 \text{ cm}\cdot\text{atm}$) y un máximo en Agosto ($1.77 \text{ cm}\cdot\text{atm}$).

Como se aprecia a partir de la comparación de las Figuras 8.17 y 8.18, existen discrepancias en el instante aparición de los valores máximo y mínimo obtenidos con el Cimel CE 318-4 y los discutidos en término de las diferentes capas analizadas mediante la técnica Lidar. La razón es que en el análisis fotométrico consideramos toda la columna atmosférica mientras que en el análisis Lidar solamente consideramos unas capas atmosféricas seleccionadas. Esto implica un sesgo en la caracterización del contenido de agua precipitable, ya que no se considera toda la columna atmosférica. Además, como se mostró en párrafos anteriores la capa entre 1-2 km presenta una variación estacional distinta a la encontrada en las capas superiores, lo que es un hecho claro que muestra la complejidad de la distribución vertical del vapor de agua en la atmósfera.

La Figura 8.18 derecha muestra un claro ciclo estacional en todas las capas seleccionadas presentando los valores máximos en verano y los valores mínimos en invierno, lo que es consistente con el análisis Lidar. Así, encontramos los valores máximos de $1.67 \text{ cm}\cdot\text{atm}$ y mínimos de $0.89 \text{ cm}\cdot\text{atm}$ en toda la columna atmosférica para el verano y el invierno, respectivamente. Este patrón es consistente con el análisis Lidar presentado anteriormente.

En este capítulo se ha presentado la campaña DAMOCLES que ha brindado la oportunidad de realizar un nuevo experimento de cierre combinando la instrumentación aerotransportada y el Lidar operado desde superficie. En esta campaña se ha analizado un caso de aerosol marino y se ha obtenido buen acuerdo entre las propiedades ópticas obtenidas con el sistema Lidar y los perfiles de propiedades ópticas derivados a partir de propiedades microfísicas monitorizadas con la instrumentación aerotransportada. Por otra parte, la campaña ha permitido realizar la calibración del canal de vapor de agua del sistema Lidar Raman. Esta calibración se ha aplicado a la serie anual de perfiles de vapor de agua medidos en Granada, permitiendo realizar una caracterización estacional

del vapor de agua con resolución vertical en la estación de Granada. Asimismo, esta caracterización realizada con teledetección activa muestra un cierto acuerdo con la correspondiente caracterización realizada sobre la base de la fotometría solar, tanto en patrones temporales como en los valores obtenidos teniendo en cuenta las incertidumbres mencionadas previamente.

REFERENCIAS

- Ackermann J., "The extinction-to-backscatter ratio of tropospheric aerosol: A numerical study", *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 15, 1043-1050, 1998.
- Adame, J. A., A. Lozano, J. P. Bolívar, B. A. De la Morena, J. Contreras, and F. Godoy, "Surface ozone measurements in the Southwest of Iberian Peninsula (Huelva, Spain)", aceptado, 2008.
- Amiridis, V., D. S. Balis, S. Kazidzis, A. Bais, and E. Giannakaki, "Four-year aerosol observation with a Raman lidar at Thessaloniki, Greece, in the framework of the European Aerosol Research Lidar Network (EARLINET)", *J. Geophys. Res.*, 110, D21203, doi: 10.1029/2005JD006190, 2005.
- Bates, J. J., and D. L. Jackson, "Trends in upper-tropospheric humidity", *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1695-1698, 2001.
- Bösenberg, J., A. Ansmann, J. M. Baldasano, D. Balis, C. Böckmann, B. Calpini, A. Chaikovsky, P. Flamant, A. Hagard, V. Mitev, A. Papayannis, J. Pelon, D. Resendes, J. Schneider, N. Spinelli, T. Trickl, G. Vaughan, G. Visconti, and M. Wiegner, "EARLINET: a European aerosol research lidar network, laser remote sensing of the atmosphere". In: Dabas, A., Loth, C., Pelon, J. (Eds.), *Selected Papers of the 20th International Laser Radar Conference, 2001*. Edition Ecole Polytechnique, Palaiseau, France, pp. 155–158, 2001.
- Chamaillard, K., S. G. Jennings, C. Kleefeld, D. Ceburnis, and Y. J. Yoon, "Light backscattering and scattering by nonspherical sea-salt aerosols", *J. Q. S. R. T.*, 79-80, 577-597, 2003.
- De Tomasi, F., and M. R. Perrone, "Lidar measurements of tropospheric water vapour and aerosol profiles over southeastern Italy", *J. Geophys. Res.*, 108 (D9), 4286, 9-1, 9-12, 2003.
- Ferrare R., S. Ismail, E. Browell, V. Brackett, M. Clayton, S. Kooi, S. H. Melfi, D. Whiteman, G. Schwemmer, K. Evans, P. Russell, J. Livingston, B. Schmid, B. Holben, L. Remer, A. Smirnov, and P. V. Hobbs, "Comparison of aerosol optical properties and water vapor among ground and airborne lidars and Sun photometers during TARFOX", *J. Geophys. Res.*, Vol. 105, No. D8, p. 9917 (1999JD901202), 2000.
- Flamant, C., J. Pelon, P. H. Flamant, and P. Durand, "Lidar determination of the entrainment zone thickness at the top of the unstable marine atmospheric boundary-layer", *Boundary-Layer Meteorol.*, 83, 247-284, 1997.
- Gerding, M., C. Ritter, M. Müller, and R. Neuber, "Tropospheric water vapour soundings by lidar at high Arctic latitudes", *Atmos. Res.*, 7, 289-302, 2004.

- Hayden, K. L., K.G. Anlauf, R. M. Hoff, J. W. Strapp, J. W. Bottenheim, H. A. Wiebe, F. A. Froude, J. B. Martin, D.G. Steyn, and I.G. McKendry, “The Vertical Chemical and Meteorological Structure of the Boundary Layer in the Lower Fraser Valley during Pacific ’93””, *Atmos. Environ.*, 31, 2089–2105, 1997.
- Hinds, W.C., *Aerosols Technology: Properties, Behavior and Measurement of Airborne Particles*, 2nd ed., Wiley, New York, 1999.
- 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., Smirnov, A., “Aeronet—a federated instrument network and data archive for aerosol characterization”, *Rem. Sens. Environ.*, 66, 1–19, 1998.
- Kovalev V. A. and W. E. Eichinger, *Elastic Lidar: Theory, Practice and Analysis Methods*. Wiley-Interscience, 2004.
- Mattis, I., A. Ansmann, D. Althausen, V. Jaenisch, U. Wandinger, D. Müller, Y. F. Arshinov, S. M. Bobrovnikov, and I. B. Serikov, “Relative-humidity profiling in the troposphere with a Raman lidar”, *Appl. Opt.*, 41, 6451-6462, 2002.
- Müller, D., A. Ansmann, I. Mattis, M. Tesche, U. Wandinger, D. Althausen, and G. Pisani, “Aerosol-type-dependent lidar ratios observed with Raman lidar”, *J. Geophys. Res.*, vol. 112, D16202, doi: 10.1029/2006JD008292, 2007.
- McNaughton, C. S., A. D. Clarke, S. G. Howell, M. Pinkerton, B. Anderson, L. Thornhill, C. Hudgins, E. Winstead, J. E. Dibb, E. Scheuer, and H. Maring, ”Results from the DC-8 Inlet Characterization Experiment (DICE): Airborne Versus Surface Sampling of Mineral Dust and Sea Salt Aerosols”, *Aerosol Sci. Tech.*, 41, 136-159, 2007.
- Menut, L., C. Flamant, J. Pelon, and P.H. Flamant, “Urban boundary layer height determination from lidar measurements over the Paris area”, *Appl. Opt.*, 38, 945-954, 1999.
- Niedermeier, D., F. Stratmann, H. Wex, E. Brüggemann, A. Kiselev, H. Henk, and J. Heintzenberg, “LACIS-measurements and parameterization of sea-salt particle hygroscopic growth and activation”, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 7, 11511-11544, 2007.
- Pandolfi, M., A. Amodio, L. Mona, and G. Pappalardo, 2003, “Lidar measurements of atmospheric aerosol, water vapour and clouds”, *Rec.Res. Develop. Opt.*, 3, 543-562, 2003.
- Papayanis A., D. Balis, A. Bais, H. Van der Bergh, B. Calpini, E. Durieux, L. Fiorani, L. Jaquet, I. Ziomas and C. S. Zerefos. “Role of urban and suburban aerosols on solar UV radiation over Athens, Greece”. *Atmospheric Environment*, vol. 32, No.12, 2193-2201, 1998.

- Randel, D. L., T. J. Greenwald, T. H. Vonder Haar, G. L. Stephens, M. A. Ringerud, and C. L. Combs, "A new global water vapour dataset", *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 1233-1254, 1996.
- Reichardt, J., U. Wandinger, M. Serwazi, and C. Weitkamp, "Combined Raman lidar for aerosol, ozone and moisture measurements", *Opt. Engineering*, 35, 1457-1465, 1996.
- Senff, C., J. Bösenberg, G. Peters, and T. Schaberl, "Remote sensing of turbulent ozone fluxes and the ozone budget in the convective boundary layer with DIAL and radar-RASS: a case study", *Contrib. Atmos. Phys.*, 69, 161-176, 1996.
- Sherlock, V., A. Garnier, A. Hauchecorne, and P. Keckhut, "Implementation and validation of a Raman lidar measurement of middle and upper tropospheric water vapour", *Appl. Opt.*, 38, 5838-5850, 1999.
- Smirnov, A., B. N. Holben, T. F. Eck, O. Dubovik, and I. Slutsker, "Cloud-screening and quality control algorithms for the AERONET database", *Rem. Sens. Environ.*, 73 (3), 337-349, 2000.
- Strapp, J. W., W. R. Leaitch, and P. S. K. Liu, "Hydrated and dried aerosol size distribution measurements from the Particle Measuring System FSSP-300 probe and de-iced PCASP-100 probe", *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 9, 548-555, 1992.
- Tratt, D. M., D. N. Whiteman, B. B. Demoz, R. W. Farley, and J. E. Wessel, "Active Raman sounding of the earth's water vapour field", *Spectrochimica Acta Part A*, 61, 2335-2341, 2005.
- Turner, D. D., and J. E. M. Goldsmith, "Twenty-four-hour Raman lidar water vapour measurements during the Atmospheric Radiation Measurement Program's 1996 and 1997 Water Vapour Intensive Observation Periods", *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 16, 1062-1076, 1999.
- Turner, D. D., R. A. Ferrare, L. A. H. Brasseur, and W. F. Feltz, "Automated retrievals of water vapour and aerosol profiles from an operational Raman lidar", *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 19, 37-50, 2002.
- Vaughan, G., D. P. Wareing, L. Thomas, and V. Mitev, "Humidity measurements in the free troposphere using Raman backscatter", *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 114, 1471-1484, 1988.
- Whiteman, D. N., S. H. Melfi, and R. A. Ferrare, "Raman lidar system for the measurement of water and aerosol in the Earth's atmosphere", *Appl. Opt.*, 31, 3068-3082, 1992.
- Whiteman, D. N., "Evaluation of the traditional Raman lidar technique. II. Evaluating the ratios for water vapour and aerosols", *App. Opt.*, 42, 2593-2608, 2003.



CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS

En esta tesis doctoral se ha llevado a cabo el estudio del aerosol atmosférico y la caracterización de la estructura vertical de la atmósfera mediante el empleo de la técnica Lidar. La ventaja de esta técnica de teledetección activa es que no perturba el medio estudiado como es el caso de las medidas in situ o los análisis químicos, además de que permite conocer la estructura vertical de la atmósfera con una gran resolución espacial y temporal. El principal logro del presente trabajo ha sido la puesta a punto de un sistema Lidar Raman multiespectral en el Centro Andaluz de Medio Ambiente (CEAMA), así como la implementación de la metodología apropiada para la caracterización de los perfiles de propiedades ópticas del aerosol atmosférico y de los perfiles de vapor de agua. Para ello ha sido necesaria una exhaustiva revisión bibliográfica de las técnicas de inversión de señales Lidar (elásticas y Raman). A continuación se presentan las conclusiones a las que se ha llegado en este trabajo de investigación.

En esta tesis se ha llevado a cabo un estudio exhaustivo del subsistema óptico del Lidar Raman empleado en la misma. Para ello, se han realizado, en el marco de la actividad de “Control de Calidad” (NA3) de la red EARLINET, los diferentes tests presentados en el capítulo III. Del análisis de los resultados se desprende que la altura a la cual se alcanza el solapamiento completo es diferente para cada canal de medida, siendo, en término medio, de 450, 460, 440 y 570 m para los canales de 355, 532p, 532s y 1064 nm, respectivamente. Asimismo, el análisis de la señal en el rango lejano indica que las curvas experimentales se ajustan a la curva Rayleigh, lo que permite evaluar el correcto alineamiento del sistema durante las medidas. El análisis de los perfiles de corriente de oscuridad muestra que en ningún canal aparecen picos parásitos debido a la lámpara flash ni a ningún otro componente del sistema Lidar, lo que permite afirmar que ningún componente del sistema interfiere durante el proceso de medida. Finalmente, se ha detectado un retraso entre el inicio de la adquisición de datos y la emisión del pulso láser, que indica un desplazamiento vertical de los perfiles. El test de

calibración de posición cero ha permitido evaluar este desplazamiento y reescalar las señales medidas antes de aplicar los algoritmos de inversión.

El desarrollo metodológico ha sido otro de los puntos clave en la investigación llevada a cabo en esta tesis. Por una parte, cabe destacar la implementación del algoritmo Raman para la obtención de perfiles de propiedades ópticas del aerosol, así como para la obtención de perfiles de vapor de agua durante la noche. Por otra parte, se ha implementado un procedimiento para reducir el número de grados de libertad inherente al algoritmo de Klett-Fernald-Sasano, empleado en la obtención de propiedades ópticas del aerosol a partir de señales elásticas durante el día. En este sentido, se propone la selección de la razón Lidar de aerosol (cociente entre los coeficientes de extinción y retrodispersión de aerosol) aplicando la condición de contorno dada por la profundidad óptica de aerosol obtenida mediante instrumentación fotométrica independiente. Asimismo, se han diseñado procedimientos de análisis de datos considerando la información multispectral contenida en los perfiles de índice de color (que proporciona información cualitativa del tamaño de partícula) tanto para las señales elásticas como inelásticas o Raman. Dado que el procesado de la señal Lidar para obtener propiedades ópticas atmosféricas es complejo, un método elegante y fiable para estimar la incertidumbre en los cálculos es la técnica Monte Carlo. Esta técnica es apropiada y especialmente útil en situaciones en las que la matemática involucrada en el procedimiento es difícil o es imposible evaluar analíticamente. En este sentido, cabe destacar que se ha realizado la implementación del cálculo de errores de las propiedades ópticas del aerosol atmosférico mediante técnica Monte Carlo. Finalmente, los algoritmos desarrollados se han aplicado a los datos adquiridos sobre una base regular en el Centro Andaluz de Medio Ambiente (CEAMA) y durante campañas de medida. Además, los algoritmos han sido intercomparados con éxito en la red EARLINET en el marco de la actividad de “Control de Calidad” (NA3).

Una de las actividades más recientes de la red EARLINET es el proyecto coordinado por la Agencia Espacial Europeo para la validación de los datos del satélite CALIPSO. Desde su lanzamiento, la validación de los perfiles de CALIPSO se ha convertido en uno de los objetivos científicos prioritarios de la red. Esta comparación ha requerido la puesta a punto de procedimientos que permiten convertir los perfiles de propiedades ópticas del aerosol obtenidos en la estación de Granada en perfiles

atenuados que actualmente es el producto proporcionado por el satélite CALIPSO. De la serie de datos recogidos en coincidencia con pasadas de CALIPSO sobre la estación de Granada desde Junio de 2006 a Agosto de 2008, se han presentado algunos casos de estudio (evento de polvo sahariano, episodio de contaminación y nubes de tipo cirro) que permiten establecer algunos resultados de interés. La comparación de perfiles de retrodispersión atenuada en la estación de EARLINET en Granada ha mostrado buen acuerdo en la troposfera libre. La compleja topografía de la región, que pasa en cortas distancias de alturas bajas en el valle del Guadalquivir hasta los picos de Sierra Nevada con elevaciones de hasta 3481 m, dificulta la comparación de los perfiles en la capa límite planetaria. Este hecho se acentúa enormemente si tenemos en cuenta las grandes distancias entre la proyección de la trayectoria de CALIPSO sobre la superficie y la ubicación de la estación de medida. Esto implica que los instrumentos monitorizan escenas diferentes, por lo que solamente el transporte de partículas en la troposfera libre es susceptible de ser analizado por ambos instrumentos de un modo comparable. El estudio de cirros parece indicar que existen ciertos indicios de buen acuerdo entre las medidas tomadas en superficie y desde satélite, pero se requiere un trabajo mayor en este sentido dada la gran variabilidad de este componente atmosférico.

Como muestra del potencial de los métodos implementados, en esta tesis se analiza un caso de estudio particular. Se ha presentado el análisis del evento de polvo sahariano extremo que afectó al Sur de la Península Ibérica del 3 al 7 de Septiembre de 2007. Este evento se monitorizó con instrumentación tanto de teledetección activa (Lidar) como pasiva (fotometría solar y estelar), poniéndose de manifiesto la conveniencia de emplear un análisis multi-instrumental. Asimismo, el empleo de fuentes adicionales de información como es el análisis de retrotrayectorias, los modelos NAAPS, DREAM y los datos de instrumentos a bordo de plataformas espaciales como el Aqua-MODIS y CALIPSO, han permitido enriquecer la interpretación de los datos tomados desde superficie. El caso mostrado ha permitido poner de manifiesto la relevancia de los efectos radiativos del aerosol atmosférico, en especial la influencia de su estructura vertical.

Se ha participado en la campaña CAPEX (Clouds and Aerosols over Portugal Experiment) cuyo objetivo era investigar las partículas de aerosol, radiación, propiedades de nubes, precipitación y radioactividad sobre Portugal usando

instrumentación tanto en superficie como aerotransportada. En esta cooperación internacional ha sido de vital importancia el sistema Lidar, para proporcionar perfiles con alta resolución espacial y temporal de propiedades ópticas del aerosol. La participación en esta campaña ha permitido explorar el campo de explotación combinada de medidas de teledetección desde superficie y medidas in situ realizadas con instrumentación aerotransportada. Los análisis continúan en proceso de elaboración en cooperación con el Observatorio de Geofísica de la Universidad de Évora. Hasta ahora los resultados analizados muestra buen acuerdo con los obtenidos a partir de la instrumentación aerotransportada en términos de propiedades ópticas del aerosol. Como trabajo futuro queda pendiente completar el estudio de cierre combinando los análisis de datos Lidar con los de la instrumentación específica para el estudio del aerosol atmosférico operada en el avión.

Se ha participado en la campaña DAMOCLES (Determinación de aerosoles por medidas obtenidas en columna (Lidar y extinción) y superficie) cuyo objetivo era la medida de diversos parámetros del aerosol atmosférico. Esta campaña se realizó en el marco de la red temática DAMOCLES, que es una cooperación nacional para poner en contacto, a escala nacional, a grupos que investigan en los distintos aspectos del aerosol atmosférico con el fin de potenciar el intercambio de conocimientos, experiencias y técnicas. Durante esta campaña la red española de Lidar SPALINET (SPANish LIdar NETwork) realizó un ejercicio de intercomparación de equipos Lidar cuyos resultados se han plasmado en un artículo de investigación recientemente aceptado en una revista internacional. Además, la campaña brindó la oportunidad de realizar un nuevo experimento de cierre combinando la instrumentación aerotransportada y el Lidar operado desde superficie. En este caso se analizó un caso de aerosol marino y se obtuvo buen acuerdo entre las propiedades ópticas obtenidas con el sistema Lidar y los perfiles de propiedades ópticas derivados a partir de propiedades microfísicas monitorizadas con la instrumentación aerotransportada. Por otra parte, la campaña permitió realizar la calibración del canal de vapor de agua del sistema Lidar Raman y la posterior aplicación de dicha calibración a la serie anual de perfiles de vapor de agua medidos en Granada. Esto ha permitido realizar un análisis estacional del vapor de agua con resolución vertical en la estación de Granada.

Los logros conseguidos con este trabajo de investigación son numerosos y se han resumido en los párrafos anteriores. Parte de los resultados ya han sido publicados y se está estudiando la posibilidad de publicar otros análisis descritos en esta tesis. A pesar de esto, la estructura vertical del aerosol atmosférico aún no se ha caracterizado completamente. Este estudio representa el desarrollo de la primera aplicación sistemática de la técnica Lidar Raman en una estación española. En este sentido, es necesario mencionar que las metodologías y procedimientos desarrollados para la obtención de propiedades ópticas se usarán sistemáticamente para la caracterización climatológica del aerosol atmosférico en el sureste de la Península Ibérica. Asimismo se pretende implementar la metodología necesaria para obtener propiedades microfísicas a partir del sistema Lidar Raman multiespectral. Una tarea adicional será el estudio del subsistema óptico del Lidar Raman mediante el análisis de simulaciones obtenidas con herramientas de trazado de rayos como ZEMAX.

CONCLUSIONS AND PERSPECTIVES

This doctoral thesis reports on the study of atmospheric aerosol and the characterization of the vertical structure of the atmosphere using the Lidar technique. The advantages of this active remote sensing technique include its non-invasive nature, as opposed to *in situ* measurements or chemical analyses, as well as the ability to depict the structure of the atmosphere with high vertical and temporal resolution. The main advances represented in this work were the development of a multispectral Raman Lidar system at the Andalusian Center for Environmental Studies (CEAMA) and the implementation of an appropriate methodology to characterize profiles of aerosol optical properties and water vapor. This required an exhaustive bibliographical study of inversion techniques for (elastic and Raman) Lidar signals. The following paragraphs present the main conclusions of the research work.

A significant part of this study involved the comprehensive characterization of the optical subsystem of the Raman Lidar used. In the context of the “Quality Control” workpackage of the EARLINET monitoring network, different tests were applied to the data as described in Chapter III. The results demonstrate that the altitude for complete overlap is different for each measurement channel, approximately 450, 460, 440 and 570 m for the channels at 355, 532p, 532s and 1064 nm respectively. Likewise, analyses of far-range signals showed that experimental data fits to the Rayleigh curve, which allowed ensuring proper system alignment during measurements. Analyses of dark current profiles revealed that no channels were subject to parasite peaks caused by the flash or any other component of the Lidar system, confirming that no part of the system interfered with the measurement process. Finally, a delay was detected between the initiation of data acquisition and emission of the laser pulse, which indicates a vertical displacement of the profiles. The zero-bin calibration test allowed correction for this error prior to the application of inversion algorithms.

Another major aspect of the research conducted in this dissertation concerns methodological development. This includes the implementation of a Raman algorithm

to retrieve profiles of aerosol optical properties and water vapor profiles for the nighttime cases. It also involved a procedure to reduce the number of degrees of freedom of the Klett-Fernald-Sasano algorithm used to obtain aerosol optical properties from daytime elastic signals. A selection procedure is proposed for the Lidar ratio (extinction coefficient/backscattering coefficient) for aerosols applying as a boundary condition the aerosol optical depth obtained from independent photometric instruments. Likewise, analysis procedures were designed taking into account the multispectral information contained in the profiles regarding color index (qualitative information regarding aerosol particle size) for both elastic and inelastic (Raman) signals. Given that Lidar signal processing to obtain atmospheric aerosol properties is complicated, Monte Carlo techniques represent elegant and reliable methods to estimate uncertainties. Such techniques are appropriate and particularly useful for situations where an analytical, mathematical evaluation of uncertainties is prohibitive. Thus, a procedure based on the Monte Carlo technique for determining errors in aerosol optical properties has been implemented. Finally, the developed algorithms were applied to data acquired by the Lidar system operated at the Andalusian Center for Environmental Studies (CEAMA) and during measurement campaigns. Likewise the algorithms have been successfully compared with the treatments from the EARLINET network in the framework of the "Quality Control" workpackage (NA3).

One of the most recent activities of the EARLINET network is the project coordinated with the European Space Agency for validation of data from the CALIPSO satellite. Since its launch, CALIPSO profile validation has been a high-priority objective of this network. Such a comparison required the development of procedures that allow conversion of profiles of aerosol optical properties retrieved in Granada, into attenuated profiles comparable with the output of the CALIPSO satellite. Study cases are presented from coincident time series registered from CALIPSO overpasses for Granada from June 2006 to August 2008, to establish benchmarks for cases including a Saharan dust event, a contamination episode, and cirrus clouds. Comparison of attenuated backscatter profiles over the Granada EARLINET station showed good agreement for the free troposphere. Comparison of such profiles within the planetary boundary layer is complicated by the topography of the region, which varies in altitude from the lowlands of the Guadalquivir basin to the peaks of Sierra Nevada up to 3481m. These difficulties are highlighted if we take into account the large distances between the

surface path of CALIPSO and the ground measurement station, implying that the orbiting and ground based instruments are measuring different scenes, allowing the best comparison of transported particles only for the free troposphere. The study of cirrus clouds seems to indicate that certain indications of agreement between ground-based and satellite measurements exists, but additional research will be needed in order to characterize the high variability of this atmospheric component.

To demonstrate the potential of the applied methods, a particular case study is examined in detail in this thesis: the extreme Saharan dust event that affected the southern Iberian Peninsula during 3-7 September 2007. This event was monitored using remote sensing both active (Lidar) and passive (sun and star photometers), demonstrating the advantages of multi-instrumental analyses. Likewise, the use of additional information sources such as back-trajectories, NAAPS and DREAM models, and spaceborne platforms such as Aqua-MODIS and CALIPSO enabled the interpretation of these data collected at the surface. The case study demonstrates the relevance of aerosol radiative effect, and particularly the influence of vertical structure.

Measurements were made in the context of the Clouds and Aerosols over Portugal Experiment (CAPEX), whose goal was to examine aerosol particles, radiation, cloud properties, precipitation and radioactivity over Portugal using both airborne and surface instrumentation. The Lidar system proved essential to this international collaboration, providing high-resolution data (both spatial and temporal) regarding aerosol optical properties. Participation in this campaign allowed an exploration of the benefits of combining surface remote sensing measurements with those taken *in situ* from airborne platforms. Analysis of these data is ongoing in collaboration with the Geophysical Observatory of the University of Évora, but results to date demonstrate good agreement between surface Lidar and airborne instruments in terms of aerosol optical properties. However, a complete comparison remains as a goal for future research.

The Lidar was also operated in the context of the DAMOCLES campaign (Determination of Aerosols by Measurement of the Column by Lidar/Extinction and Surface) whose objective was the measurement of diverse parameters describing atmospheric aerosols. This campaign took place in the framework of the DAMOCLES thematic network, representing national collaboration connecting different groups

studying various aspects of atmospheric aerosol in order to exchange knowledge, experience, and techniques. During this campaign the SPANish LIdar NETwork (SPALINET) conducted an exercise in inter-comparing different Lidars whose results are reported in a research article recently accepted in an international journal. In addition, the campaign launched a new closure experiment combining airborne instrumentation and ground based Lidar. In this case, a marine aerosol event was studied producing good agreement between aerosol optical properties extracted from Lidar profiles and those derived from microphysical monitoring aboard on aircraft. Furthermore, the campaign allowed calibration of the water vapor channel of the Raman Lidar system and its later application to a series of water vapor profiles measured over Granada. This allowed analysis of vertically resolved, seasonal water vapor variations over the Granada station.

The achievements of this doctoral research are numerous as summarized in the previous paragraphs. Some of the results have been published, and possibilities for further publications based on the work in this thesis are currently under consideration. Nonetheless, the vertical structure of atmospheric aerosol is far from fully characterized, and remains an open topic for further investigation. This thesis represents an initial systematic application of Raman Lidar technique at a Spanish measurement station. Its major contribution has been the development of methodologies and procedures developed to obtain aerosol optical properties, which can yet be applied to the characterization of an aerosol climatology for the southeast of the Iberian Peninsula. Additional opportunities for future research include the implementation of methods to obtain microphysical properties from multispectral Raman Lidar data, and a study of the Raman Lidar optical subsystem using simulations of ray tracing tools such as ZEMAX.

RESULTADOS PUBLICADOS

ÍNDICE

1. ARTÍCULOS PUBLICADOS	382
2. CONTRIBUCIONES A CONGRESOS	385

Parte de los resultados que se recogen en esta tesis doctoral ya han sido publicados en revistas científicas de interés nacional e internacional o han sido presentados en congresos nacionales e internacionales.

1. ARTÍCULOS PUBLICADOS

AUTORES: Juan Luis Guerrero Rascado

TÍTULO: Caracterización de la estructura vertical del aerosol atmosférico durante la campaña CAPEX (Évora, Portugal)

TIPO: Libro

PÁGINAS: 58 FECHA: 2008

ISBN: 978-84-691-6402

AUTORES: Juan Luis Guerrero Rascado, Borja Ruiz Reverter, Lucas Alados Arboledas
TÍTULO: Multi-Spectral Lidar characterization of the vertical structure of Saharan dust aerosol over South Spain.

TIPO: Revista

REF. REVISTA: Atmospheric Environment

VOLUMEN: 42 PÁGINAS: 2668-2681 FECHA: 2008

ISSN: 1352-2310

AUTORES: J. L. Guerrero-Rascado, B. Ruiz, G. Chourdakis, G. Georgoussis, and L. Alados-Arboledas

TÍTULO: One year of water vapour Raman-Lidar measurements at the Andalusian Centre for Environmental Studies (CEAMA)

TIPO: Revista

REF. REVISTA: International Journal of Remote Sensing

VOLUMEN: 29 PÁGINAS: 5437-5453 FECHA: 2008

ISSN: 0143-1161

AUTORES: M. Sicard, A. Comerón, F. Molero, J. L. Guerrero-Rascado, R. Pedrós, F. Javier Expósito, C. Córdoba-Jabonero, F. Rocadenbosch, M. Pujadas, L. Alados-Arboledas, J. A. Martínez-Lozano, J. P. Díaz, M. Gil

TÍTULO: Aerosol Lidar intercomparison in the framework of SPALINET – the SPANish Lidar NETwork: methodology and results

TIPO: Revista

REF. REVISTA: IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., aceptado

AUTORES: D. Müller, B. Heinold, M. Tesche, I. Tegen, D. Althausen, V. Amiridis, A. Amodeo, A. Ansmann, L. Alados-Arboledas, D. Balis, A. Comerón, G. D'Amico, E. Gerasopoulos, J. L. Guerrero-Rascado, V. Freudenthaler, E. Giannakaki, B. Heese, M. Iarlori, R. E. Mamouri, L. Mona, A. Papayannis, G. Pappalardo, M. R. Perrone, G. Pisani, V. Rizi, M. Sicard, N. Spinelli, A. Tafuro

TÍTULO: EARINET observations of the 14–22-May long-range dust transport event during SAMUM 2006: validation of results from dust transport modelling

TIPO: Revista

REF. REVISTA: Tellus, aceptado

AUTORES: Juan Luis Guerrero Rascado, Jaime Elías Gil Roca, Francisco José Olmo Reyes, Lucas Alados Arboledas

TÍTULO: Raman Lidar measurements at the Andalusian Centre for Environmental Studies, CEAMA

TIPO: Revista

REF. REVISTA: Óptica Pura y Aplicada

VOLUMEN: 39 PÁGINAS: 49-55 FECHA: 2006

ISSN: 0030-3917

AUTORES: Juan Luis Guerrero Rascado, Antonio Alcántara Ruiz, Hassan Lyamani, Jaime Elías Gil Roca, Francisco José Olmo Reyes, Lucas Alados Arboledas

TÍTULO: Lidar and radiometric measurements at Granada (Spain)

TIPO: Revista

REF. REVISTA: Geophysical Research Abstracts

VOLUMEN: 7 PÁGINAS: 0031.1-0035.2 FECHA: 2005

ISSN: 1029-7006

AUTORES: Juan Luis Guerrero Rascado, Hassan Lyamani, Antonio Alcántara Ruiz, Francisco José Olmo Reyes, Lucas Alados Arboledas

TÍTULO: Diurnal variation of atmospheric aerosol in an urban location followed by jeans of sunphotometry

TIPO: Revista

REF. REVISTA: Journal of Aerosol Science

VOLUMEN: 35 S1 PÁGINAS: 519-520 FECHA: 2004

ISSN: 0021-8502

AUTORES: Hassan Lyamani, Antonio Alcántara Ruiz, Francisco José Olmo Reyes, Juan Luis Guerrero Rascado, Lucas Alados Arboledas

TÍTULO: An approach to the climatology of atmospheric aerosol size distributions in Southeastern Spain

TIPO: Revista

REF. REVISTA: Journal of Aerosol Science

VOLUMEN: 35 S1 PÁGINAS: 521-522 FECHA: 2004

ISSN: 0021-8502

AUTORES: M.J. Costa, D. Bortoli, S. Pereira, Ana María Silva, F. Wagner, N. Belo, Juan Luis Guerrero Rascado, Francisco Jesus Navas Guzman, Lucas Alados Arboledas

TÍTULO: Analysis of the measurements taken by a ceilometer installed in the South of Portugal

TIPO: Capítulo de Libro

REF.: Proceedings of Spie 2007

VOLUMEN: 6745 PÁGINAS: 674523.1-674523-8 FECHA: 2007

ISBN: 0277-786X-07

AUTORES: Juan Luis Guerrero Rascado, Hassan Lyamani, Ana María Silva, F. Wagner, S. Pereira, Lucas Alados Arboledas

TÍTULO: Atmospheric vertical profiles obtained by Lidar over Evora during CAPEX project

TIPO: Capítulo de Libro

REF.: IGARRS 2007, Sensing and understanding our planet VOLUMEN: CD1

AUTORES: A. B. Fernández Medina, Juan Luis Guerrero Rascado, Lucas Alados Arboledas

TÍTULO: Caracterización del aerosol atmosférico mediante perfiles de depolarización Lidar

TIPO: Capítulo de Libro

REF.: XXXI Reunión bienal de la Real Sociedad Española de Física. Comunicaciones científicas

PÁGINAS: 193.1-194.4 FECHA: 2007

ISBN: 978-84-690-7298

AUTORES: Lucas Alados Arboledas, Juan Luis Guerrero Rascado, Hassan Lyamani, Francisco Jesús Navas Guzmán, Francisco José Olmo Reyes.

TÍTULO: Characterization of the atmospheric aerosol by combination of Lidar and sun-photometry

TIPO: Capítulo de Libro

REF.: Proceedings of SPIE 2007

VOLUMEN: 6750 PÁGINAS: 67500J.1-67500J.8 FECHA: 2007

ISBN: 0227-786X-07

AUTORES: Lucas Alados Arboledas, Juan Luis Guerrero Rascado, Hassan Lyamani, Jaime Elías Gil Roca, Alberto Cazorla Cabrera, Francisco José Olmo Reyes

TÍTULO: Detection of May 2006 Saharian dust outbreak over Granada, Spain, by combination of active and passive remote sensing

TIPO: Capítulo de Libro

REF.: IGARRS 2007, Sensing and understanding our planet

AUTORES: Juan Luis Guerrero Rascado, Hassan Lyamani, Ana María Silva, F. Wagner, S. Pereira, Lucas Alados Arboledas

TÍTULO: Estructura vertical de una atmósfera urbana determinada mediante Lidar durante CAPEX-AEROPOR

TIPO: Capítulo de libro

REF.: XXXI Reunión bienal de la Real Sociedad Española de Física. Comunicaciones científicas

PÁGINAS: 202.1-202.4 FECHA: 2007

ISBN: 978-84-690-7298

AUTORES: M. Sicard, M. D. Reba, F. Rocardenbosch, E. Gregorio, D. Kumar, S. Tomas, F. Molero, Manuel Pujadas, Juan Luis Guerrero Rascado, Lucas Alados Arboledas, Roberto Pedrós, J. A. Martínez, Adolfo Comerón

TÍTULO: Intercomparaison of Spanish advanced Lidars in the framework of EARLINET

TIPO: Capítulo de Libro

REF.: IGARRS 2007, Sensing and understanding our planet

FECHA: 2007

AUTORES: Juan Luis Guerrero Rascado, Borja Ruiz Reverter, G. Chourdakis, G. Georgoussis, Lucas Alados Arboledas
TÍTULO: Raman-Lidar measurements at the Andalusian Center for Environmental Studies (CEAMA)
TIPO: Capítulo de Libro
REF.: Second recent in quantitative remote sensing
PÁGINAS: 991-996 FECHA: 2006
ISBN: 84.370.6533.X

AUTORES: Juan Luis Guerrero Rascado, Jaime Elías Gil Roca, Nicolás Morales, Lucas Alados Arboledas
TÍTULO: Lidar Measurements in South-Eastern Spain
TIPO: Capítulo de Libro
REF.: Abstract of the European aerosol Conference (EAC-2005)
VOLUMEN: 1 PÁGINAS: 396-396 FECHA: 2005

2. CONTRIBUCIONES A CONGRESOS

AUTORES: Francisco José Olmo Reyes, Hassan Lyamani, Víctor Hugo Lara, A. I. Calvo, Juan Luis Guerrero Rascado, Lucas Alados Arboledas
TÍTULO: Atmospheric aerosol characterization during the large Sahara dust events of 2006 at Granada, Spain
TIPO DE PARTICIPACIÓN: Póster
CONGRESO: European Aerosol Conference 2008
LUGAR DE CELEBRACIÓN: Thessaloniki, Grecia
AÑO: 2008

AUTORES: Juan Luis Guerrero Rascado, Francisco Jesús Navas Guzmán, Lucas Alados Arboledas
TÍTULO: Eighteen months Lidar measurements in coincidence with CALIPSO overpasses at Granada, Spain
TIPO DE PARTICIPACIÓN: Póster
CONGRESO: European Aerosol Conference 2008
LUGAR DE CELEBRACIÓN: Thessaloniki, Grecia
AÑO: 2008

AUTORES: Lucas Alados Arboledas, Hassan Lyamani, Juan Luis Guerrero Rascado, Francisco José Olmo Reyes
TÍTULO: Five years of atmospheric aerosol columnar properties measured at Granada
TIPO DE PARTICIPACIÓN: Póster
CONGRESO: European Aerosol Conference 2008
LUGAR DE CELEBRACIÓN: Thessaloniki, Grecia
AÑO: 2008

AUTORES: Francisco Jesús Navas Guzmán, Juan Luis Guerrero Rascado, Daniel Pérez Ramírez, Lucas Alados Arboledas

TÍTULO: Overlap Correction Technique for Raman Lidar

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Póster

CONGRESO: European Aerosol Conference 2008

LUGAR DE CELEBRACIÓN: Thessaloniki, Grecia

AÑO: 2008

AUTORES: M. Sicard, Adolfo Comerón, F. Molero, Juan Luis Guerrero Rascado, Roberto Pedrós, Francisco José Expósito, F. Rocadenbosch, Manuel Pujadas, Lucas Alados Arboledas

TÍTULO: SPALINET: The Spanish Lidar Network. Result from the first year: System intercomparison

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Póster

CONGRESO: 24th Internacional Laser Radar Conference (EDS 2008)

LUGAR DE CELEBRACIÓN: Boulder, EE.UU.

AÑO: 2008

AUTORES: Daniel Pérez Ramírez, Francisco Jesús Navas Guzmán, Juan Luis Guerrero Rascado, Francisco José Olmo Reyes, Lucas Alados Arboledas

TÍTULO: Precipitable water vapour characterisation with passive and active remote sensing

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Póster

CONGRESO: European Aerosol Conference 2008

LUGAR DE CELEBRACIÓN: Thessaloniki, Grecia

AÑO: 2008

AUTORES: Lucas Alados Arboledas, Juan Luis Guerrero Rascado, Francisco Jesús Navas Guzmán, Daniel Pérez Ramírez, Hassan Lyamani, Francisco José Olmo Reyes

TÍTULO: Monitoring the daily evolution of the atmospheric aerosol in an urban environment by means of remote sensing and in-situ methodologies

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Ponencia

CONGRESO: European Aerosol Conference 2008

LUGAR DE CELEBRACIÓN: Thessaloniki, Grecia

AÑO: 2008

AUTORES: Hassan Lyamani, Juan Luis Guerrero Rascado, Francisco José Olmo Reyes, Lucas Alados Arboledas, M.R. Calvillo, F. Esposito, Giulia Pavese, Luigi Leone, R. Resteri

TÍTULO: Aerosol optical properties in Granada as measured by Lidar, Nephelometer, Cimel, Avantes and Fieldspec radiometers

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Póster

CONGRESO: RECTA 2007

LUGAR DE CELEBRACIÓN: Madrid

AÑO: 2007

AUTORES: F. Esposito, M.R. Calvillo, Luigi Leone, Giulia Pavese, R. Restieri, Hassan Lyamani, Juan Luis Guerrero Rascado, Francisco José Olmo Reyes, Lucas Alados Arboledas

TÍTULO: Aerosol optical properties in Granada from simultaneous measurements by Lidar, Nephelometer, Rimel, Avantes and Fieldspec radiometers

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Póster

CONGRESO: European Aerosol Conference

LUGAR DE CELEBRACIÓN: Austria

AÑO: 2007

AUTORES: A. I. Calvo, Francisco José Olmo Reyes, Lucas Alados Arboledas, Juan Luis Guerrero Rascado, Hassan Lyamani, R. Fraile, A. Castro

TÍTULO: Atmospheric aerosols during three different pollution episodes in the background EMEP station of Víznar (Granada), Spain

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Póster

CONGRESO: European Aerosol Conference

LUGAR DE CELEBRACIÓN: Austria

AÑO: 2007

AUTORES: Ana María Silva, M. J. Costa, F. Wagner, D. Bortoli, S. Pereira, N. Belo, M. L. Bugalho, Lucas Alados Arboledas, Hassan Lyamani, Juan Luis Guerrero Rascado, D. Kindred, M. Smith

TÍTULO: CAPEX-AEROPOR overview: objectives and first results

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación

CONGRESO: European Aerosol Conference

LUGAR DE CELEBRACIÓN: Austria

AÑO: 2007

AUTORES: A. B. Fernández-Medina, Juan Luis Guerrero Rascado, Francisco Jesús Navas Guzmán, Lucas Alados Arboledas

TÍTULO: Caracterización del aerosol atmosférico mediante perfiles de depolarización Lidar

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Póster

CONGRESO: RECTA 2007

LUGAR DE CELEBRACIÓN: Madrid

AÑO: 2007

AUTORES: Lucas Alados Arboledas, Juan Luis Guerrero Rascado, Hassan Lyamani, Francisco José Olmo Reyes

TÍTULO: Characterization of the atmospheric aerosol by combination of Lidar and Sunphotometry

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación

CONGRESO: SPIE Europe Remote Sensing

LUGAR DE CELEBRACIÓN: Florence, Italia

AÑO: 2007

AUTORES: Lucas Alados Arboledas, Juan Luis Guerrero Rascado, Hassan Lyamani, Inmaculada Foyo Moreno, Inmaculada Alados Arboledas, Jaime Elías Gil Roca, Francisco Jesús Navas Guzmán, Francisco José Olmo Reyes

TÍTULO: Detection of the May 2006 Saharan dust outbreak over Granada, Spain, by combination of active and passive remote sensing

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación

CONGRESO: RECTA 2007

LUGAR DE CELEBRACIÓN: Madrid

AÑO: 2007

AUTORES: Francisco Jesús Navas Guzmán, Juan Luis Guerrero Rascado, Lucas Alados Arboledas

TÍTULO: Determinación de la altura de la capa límite planetaria (PBL) a partir de medidas Lidar y Radiosondeos

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación

CONGRESO: XXXI Reunión bienal de la Real Sociedad Española de Física y 17º encuentro ibérico para la enseñanza de la física

LUGAR DE CELEBRACIÓN: Granada

AÑO: 2007

AUTORES: Francisco Jesús Navas Guzmán, Juan Luis Guerrero Rascado, A.B. Fernández Medina, J.A. Adame, Lucas Alados Arboledas

TÍTULO: Mixing layer height determination by Lidar and Radiosounding data

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación

CONGRESO: European Aerosol Conference

LUGAR DE CELEBRACIÓN: Austria

AÑO: 2007

AUTORES: Juan Luis Guerrero Rascado, Hassan Lyamani, Ana María Silva, F. Wagner, S. Pereira, Lucas Alados Arboledas

TÍTULO: Lidar study cases over Evora during CAPEX project

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Póster

CONGRESO: RECTA 2007

LUGAR DE CELEBRACIÓN: Madrid

AÑO: 2007

AUTORES: Juan Luis Guerrero Rascado, Lucas Alados Arboledas

TÍTULO: Intercomparison of Spanish advanced Lidars in the framework of EARLINET

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación

CONGRESO: IEEE Internacional Geoscience and Remote Sensing Symposium

LUGAR DE CELEBRACIÓN: Barcelona

AÑO: 2007

AUTORES: Juan Luis Guerrero Rascado, Hassan Lyamani, Ana María Silva, F. Wagner, S. Pereira, Lucas Alados Arboledas
TÍTULO: Estructura vertical de una atmósfera urbana determinada mediante Lidar durante CAPEX-AEROPOR
TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación
CONGRESO: XXXI Reunión bienal de la Real Sociedad Española de Física y 17º Encuentro Ibérico para la Enseñanza de la Física
LUGAR DE CELEBRACIÓN: Granada
AÑO: 2007

AUTORES: Francisco Jesús Navas Guzmán, Juan Luis Guerrero Rascado, A. B. Fernández Medina, J. A. Adame, Lucas Alados Arboledas
TÍTULO: Determinación de la altura de la capa límite planetaria (PBL) a partir de medidas Lidar y Radiosondeos
TIPO DE PARTICIPACIÓN: Póster
CONGRESO: RECTA 2007
LUGAR DE CELEBRACIÓN: Madrid
AÑO: 2007

AUTORES: Lucas Alados Arboledas, Helmuth Horvath, Xavier Querol Carceller, Francisco José Olmo Reyes, Juan Luis Guerrero Rascado, Hassan Lyamani, Martin Ganga, Santiago Castillo, Andrés Alastuey Urós
TÍTULO: Characterization of the atmospheric aerosol properties during ESTIO2005 field campaign: An interdisciplinary approach.
TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación
CONGRESO: European Aerosol Conference
LUGAR DE CELEBRACIÓN: Austria
AÑO: 2007

AUTORES: A. B. Fernández Medina, Juan Luis Guerrero Rascado, Lucas Alados Arboledas
TÍTULO: Caracterización del aerosol atmosférico mediante perfiles de depolarización Lidar
TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación
CONGRESO: XXXI Reunión bienal de la Real Sociedad Española de Física y 17º Encuentro Ibérico para la enseñanza de la física
LUGAR DE CELEBRACIÓN: Granada
AÑO: 2007

AUTORES: F. Wagner, S. Pereira, D. Bortoli, M.J. Costa, N. Belo, Ana María Silva, Juan Luis Guerrero Rascado, Hassan Lyamani, Lucas Alados Arboledas
TÍTULO: CAPEX-AEROPOR: Aerosol measurements derived from airborne and ground-based measurements
TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación
CONGRESO: European Aerosol Conference
LUGAR DE CELEBRACIÓN: Austria
AÑO: 2007

AUTORES: Daniel Pérez Ramírez, J. Aceituno, Juan Luis Guerrero Rascado, Francisco José Olmo Reyes, Lucas Alados Arboledas

TÍTULO: Calibration and measurements water vapour column with a star photometer at Granada, Spain

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Póster

CONGRESO: RECTA 2007

LUGAR DE CELEBRACIÓN: Madrid

AÑO: 2007

AUTORES: M. J. Costa, D. Bortoli, V. Costa, Ana María Silva, F. Wagner, S. Pereira, Juan Luis Guerrero Rascado, Lucas Alados Arboledas

TÍTULO: Análisis of measurements taken by a ceilometer installed in Southern Portugal

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Póster

CONGRESO: SPIE Europe Remote Sensing

LUGAR DE CELEBRACIÓN: Florence, Italia

AÑO: 2007

AUTORES: Lucas Alados Arboledas, Juan Luis Guerrero Rascado, Hassan Liman, Jaime Elías Gil Roca, Borja Ruiz Reverter, Alberto Cazorla Cabrera, Francisco José Olmo Reyes

TÍTULO: Active and pasive remote sensing of atmospheric aerosol over Granada, Spain

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación

CONGRESO: 7th Internacional Aerosol Conference

LUGAR DE CELEBRACIÓN: Minnesota (USA)

AÑO: 2006

AUTORES: Gelsomina Pappalardo, Jens Bösenberg, Albert Ansmann, Aldo Amadeo, Arnoud Apituley, Anatoly Chaikovskiy, Volker Freudenthaler, Valentin Mitev, Alexandros Papayannis, Juan Luis Guerrero Rascado, M. Sicard, Incola Spinelli

TÍTULO: Earlinet Correlative Measurements for CALIPSO

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación

CONGRESO: AGU Fall Meeting

LUGAR DE CELEBRACIÓN: San Francisco (USA)

AÑO: 2006

AUTORES: Juan Luis Guerrero Rascado, Borja Ruiz Reverter, G. Chourdakis, G. Georgoussis, Lucas Alados Arboledas

TÍTULO: Raman-Lidar measurements at the Andalusian Center for Environmental Studies (CEAMA)

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación

CONGRESO: 2nd Internacional Symposium Recent Advances in Quantitative Remote Sensing

LUGAR DE CELEBRACIÓN: Torrent, Valencia

AÑO: 2006

AUTORES: Juan Luis Guerrero Rascado, Borja Ruiz Reverter, Lucas Alados Arboledas
TÍTULO: Lidar characterization of the vertical structure of Saharan dust aerosol over Southern Spain

TIPO DE PARTICIPACIÓN: Comunicación

CONGRESO: Conference on visibility, aerosols and atmospheric optics

LUGAR DE CELEBRACIÓN: Viena, Austria

AÑO: 2006

APÉNDICE A. TABLA DE ESPECIFICACIONES TÉCNICAS DEL SISTEMA LIDAR RAMAN

ÍNDICE

A.1. ESPECIFICACIONES TÉCNICAS DEL SISTEMA LIDAR RAMAN LR321D400	396
A.2. ESPECIFICACIONES TÉCNICAS DEL SISTEMA LIDAR RAMAN LR331D400	400

A.1. ESPECIFICACIONES TÉCNICAS DEL SISTEMA LIDAR RAMAN LR321D400						
EARLINET Call-sign	GR					
Status updated	2006 10 01					
Station	Granada - Centro Andaluz de Medio Ambiente (CEAMA) – Univ. de Granada					
System name	Raymetrics LR321 - D400					
Home Location	Granada, Spain					
Home Location Coordinates	37.164 N	3.605 W	680 m asl			
Home Location Environment	urban					
System transportable	yes					
Emitter	Laser 1					
Laser type	Nd:YAG					
Laser manufacturer	Big Sky Laser					
Laser model	CFR400-10					
Seeder	No					
Seeder bandwidth	n.a.					
Seeder manufacturer	n.a.					
Seeder model	n.a.					
Pulse energy total (typ.)	0.235 J					
Repetition rate	1,2,5,10 Hz					
Wavelength	1064 nm	532 nm	355 nm			
Pulse energy (typ.)	0.110 J	0.065 J	0.060 J			
Pulse length (typ.)	9 ns	8 ns	7 ns			
Polarization and purity (nominal)	linear	linear >97%	linear >90%			
Polarisation purity measured	n.a.	n.a.	n.a.			
Polarisation orientation	horizontal	vertical	vertical			
Laser beam diameter (mm)	6 mm fwhm					
Laser beam divergence	0.8 mrad	0.8 mrad	0.9 mrad			
Beam expansion type						
Beam expansion factor						
Beam divergence	0.8 mrad	0.8 mrad	0.9 mrad			

Alignment	manual					
Alignment control	visual					
Alignment accuracy						
Receiver Optics	Telescope 1					
Telescope type	Cassegrain					
Telescope manufacturer / model	Raymetrics					
Telescope aperture diameter	0.4 m					
Telescope obscuration diameter	0.099 m					
Focal length	4 m					
Field of view	2 mrad fw (variable)					
Fieldstop type	tilted slit 60°					
Fieldstop size	8 mm (variable)					
Optical fiber Numerical Aperture	n.a.					
Optical fiber manufacturer	n.a.					
Optical fiber type	n.a.					
Telescope-laser axes distance	0.35 m	0.35 m	0.32 m			
Collimation system type / model						
Collimation focal length						
Detection channels						
Centre wavelength	1064 nm	532 nm	532 nm	355 nm	387 nm	408 nm
Scattering mechanism	Elastic	Elastic parallel	Elastic cross	Elastic	vibr.Raman N2	vibr.Raman WV
Wavelength separation	DBS	DBS	DBS	DBS	DBS	DBS
Separation Passband bandwidth						
Separation transmission*	0,35	0,11	0,31	0,11	0,55	0,29
Separation transmission pol. Parallel						
Separation transmission pol. Cross						
Out of band suppression	IFF	IFF	IFF	IFF	IFF	IFF
Passband bandwidth	1 nm fwhm	0.5 nm fwhm	0.5 nm fwhm	1 nm fwhm	3 nm fwhm	1 nm fwhm
Passband transmission	0,4	0,3	0,3	0.553	0,637	0,606
Out of band blocking	> OD 4	> OD 4	> OD 4	>OD 5	OD> 8 nominal	OD >10 nominal

Polarization separation		PCB	PCB			
Pol. Transmission parallel (nominal)		0,9991	0,0009			
Pol. Transmission cross (nominal)		0,0009	0,9991			
Neutral density filter (%T)		0.36	0.36	0.20		
Detector type	APD	PMT	PMT	PMT	PMT	PMT
Detector manufacturer	EG&G	Hamamatsu	Hamamatsu	Hamamatsu	Hamamatsu	Hamamatsu
Detector model	NIR Si-APD	R7400-U02	R7400-U02	R7400-03	R7400-03	R7400-03
Additional features						
Daytime capability	yes	yes	yes	yes	no	no
Data Acquisition						
Data acquisition mode	Analog	Analog,PC	Analog,PC	Analog,PC	PC	PC
Transimpedance Amplifier						
Transimpedance Gain						
Transimpedance Bandwidth						
Output impedance	50 Ohm	50 Ohm	50 Ohm	50 Ohm	50 Ohm	50 Ohm
Analog sampling rate	40 MS/s	40 MS/s	40 MS/s	20 MS/s	20 MS/s	20 MS/s
Bandwidth	DC-10 MHz	DC-250 MHz	DC-250 MHz	DC-250 MHz	10-250 MHz	10-250 MHz
A-D bits	12 bit	12 bit	12 bit	12 bit	12 bit	12 bit
Input termination	50 Ohm	50 Ohm	50 Ohm	50 Ohm		50 Ohm
Max input Voltage	0.5 V	0.5 V	0.5 V	0.5 V	0.5 V	0.5 V
Photon counting count-rate	n.a.	250 MHz	250 MHz	250 MHz	250 MHz	250 MHz
Data acquisition manufacturer	LICEL	LICEL	LICEL	LICEL	LICEL	LICEL
Data acquisition model	TR20-160A	TR20-160	TR20-160	TR20-160	TR20-160P	TR20-160P
Raw data range resolution	7.5 m	7.5 m	7.5 m	7.5 m	7.5 m	7.5 m
Raw data time resolution	10 s	10 s	10 s	10 s	10 s	10 s
Raw data altitude range	122,8 km	122,8 km	122,8 km	122,8 km	122,8 km	122,8 km
Pretrigger data	no	no	no	no	no	no
Mode of Operation						
Lidar pointing	Zenith					
Scanning range Elevation	n.a.					
Scanning range Azimuth	n.a.					
Unattended operation	yes					

Automated functions	n.a.					
Auxilliary Information						
Sunphotometer	AERONET					
Nearest radio sounding station	Gibraltar					
Distance to lidar station	195 km					
Frequency of Radio Soundings	12 h					

Abbreviations

interference filter (IFF)
dichroic beam splitter (DBS)
photon counting
(PC)
double grating monochromator (DGM)
single grating monochromator
(SGM)
Fabry-Perot interferometer (FPI)
polarizing cube beamsplitter (PCB)
sheet polarizer (SP)

Annotations

(*) Final product of all optical elements.

A.2. ESPECIFICACIONES TÉCNICAS DEL SISTEMA LIDAR RAMAN LR331D400

EARLINET Call-sign	GR					
Status updated	2007 07 27					
Station	Granada - Centro Andaluz de Medio Ambiente (CEAMA) – Univ. de Granada					
System name	Raymetrics LR331 - D400					
Home Location	Granada, Spain					
Home Location Coordinates	37.164 N	3.605 W	680 m asl			
Home Location Environment	urban					
System transportable	yes					
Emitter	Laser 1					
Laser type	Nd:YAG					
Laser manufacturer	Big Sky Laser					
Laser model	CFR400-10					
Seeder	No					
Seeder bandwidth	n.a.					
Seeder manufacturer	n.a.					
Seeder model	n.a.					
Pulse energy total (typ.)	0.235 J					
Repetition rate	1,2,5,10 Hz					
Wavelength	1064 nm	532 nm	355 nm			
Pulse energy (typ.)	0.110 J	0.065 J	0.060 J			
Pulse length (typ.)	9 ns	8 ns	7 ns			
Polarization and purity (nominal)	linear	linear >97%	linear >90%			
Polarisation purity measured	n.a.	n.a.	n.a.			
Polarisation orientation	horizontal	vertical	vertical			
Laser beam diameter (mm)	6 mm fwhm					
Laser beam divergence	0.8 mrad	0.8 mrad	0.9 mrad			
Beam expansion type						
Beam expansion factor						
Beam divergence	0.8 mrad	0.8 mrad	0.9 mrad			
Alignment	manual					

Alignment control	visual						
Alignment accuracy							
Receiver Optics	Telescope 1						
Telescope type	Cassegrain						
Telescope manufacturer / model	Raymetrics						
Telescope aperture diameter	0.4 m						
Telescope obscuration diameter	0.099 m						
Focal length	4 m						
Field of view	2 mrad fw (variable)						
Fieldstop type	tilted slit 60°						
Fieldstop size	8 mm (variable)						
Optical fiber Numerical Aperture	n.a.						
Optical fiber manufacturer	n.a.						
Optical fiber type	n.a.						
Telescope-laser axes distance	0.32 m	0.32 m	0.35 m				
Collimation system type / model							
Collimation focal length							
Detection channels							
Centre wavelength	1064 nm	532 nm	532 nm	355 nm	387 nm	408 nm	607 nm
Scattering mechanism	Elastic	Elastic parallel	Elastic cross	Elastic	vibr.Raman N2	vibr.Raman WV	vibr.Raman N2
Wavelength separation	DBS	DBS	DBS	DBS	DBS	DBS	DBS
Separation Passband bandwidth							
Separation transmission*	0,34	0,02	0,27	0,53	0,44	0,29	0,531
Separation transmission pol. Parallel							
Separation transmission pol. Cross							
Out of band suppression	IFF	IFF	IFF	IFF	IFF	IFF	IFF
Passband bandwidth	1 nm fwhm	0.5 nm fwhm	0.5 nm fwhm	1 nm fwhm	3 nm fwhm	1 nm fwhm	3 nm fwhm
Passband transmission	0,4	0,3	0,3	0.553	0,637	0,606	0,74
Out of band blocking	> OD 4	> OD 4	> OD 4	>OD 5	OD> 8 nominal	OD >10 nominal	OD >3
Polarization separation		PCB	PCB				

Pol. Transmission parallel (nominal)		0,9991	0,0009				
Pol. Transmission cross (nominal)		0,0009	0,9991				
Neutral density filter (%T)		0.36	0.36	0.20			
Detector type	APD	PMT	PMT	PMT	PMT	PMT	PMT
Detector manufacturer	EG&G	Hamamatsu	Hamamatsu	Hamamatsu	Hamamatsu	Hamamatsu	Hamamatsu
Detector model	NIR Si-APD	R7400-U02	R7400-U02	R7400-03	R7400-03	R7400-03	R7400U-20
Additional features							
Daytime capability	yes	yes	yes	yes	no	no	no
Data Acquisition							
Data acquisition mode	Analog	Analog,PC	Analog,PC	Analog,PC	PC	PC	PC
Transimpedance Amplifier							
Transimpedance Gain							
Transimpedance Bandwidth							
Output impedance	50 Ohm	50 Ohm	50 Ohm	50 Ohm	50 Ohm	50 Ohm	50 Ohm
Analog sampling rate	40 MS/s	40 MS/s	40 MS/s	20 MS/s	20 MS/s	20 MS/s	20 MS/s
Bandwidth	DC-10 MHz	DC-250 MHz	DC-250 MHz	DC-250 MHz	10-250 MHz	10-250 MHz	10-250 MHz
A-D bits	12 bit	12 bit	12 bit	12 bit	12 bit	12 bit	12 bit
Input termination	50 Ohm	50 Ohm	50 Ohm	50 Ohm		50 Ohm	50 Ohm
Max input Voltage	0.5 V	0.5 V	0.5 V	0.5 V	0.5 V	0.5 V	0.5 V
Photon counting count-rate	n.a.	250 MHz	250 MHz	250 MHz	250 MHz	250 MHz	250 MHz
Data acquisition manufacturer	LICEL	LICEL	LICEL	LICEL	LICEL	LICEL	LICEL
Data acquisition model	TR20-160A	TR20-160	TR20-160	TR20-160	TR20-160P	TR20-160P	TR20-160P
Raw data range resolution	7.5 m	7.5 m	7.5 m	7.5 m	7.5 m	7.5 m	7.5 m
Raw data time resolution	10 s	10 s	10 s	10 s	10 s	10 s	10 s
Raw data altitude range	122,8 km	122,8 km	122,8 km	122,8 km	122,8 km	122,8 km	122,8 km
Pretrigger data	no	no	no	no	no	no	no
Mode of Operation							
Lidar pointing	Zenith						
Scanning range Elevation	n.a.						
Scanning range Azimuth	n.a.						
Unattended operation	yes						
Automated functions	n.a.						

Auxilliary Information							
Sunphotometer	AERONET						
Nearest radio sounding station	Gibraltar						
Distance to lidar station	195 km						
Frequency of Radio Soundings	12 h						

Abbreviations

interference filter (IFF)
dichroic beam splitter (DBS)
photon counting
(PC)
double grating monochromator (DGM)
single grating monochromator
(SGM)
Fabry-Perot interferometer (FPI)
polarizing cube beamsplitter (PCB)
sheet polarizer (SP)

Annotations

(*) Final product of all optical elements.

APÉNDICE B. DESCRIPCIÓN DE HERRAMIENTAS AUXILIARES

ÍNDICE

B.1. DESCRIPCIÓN DEL MODELO HYSPLIT	406
B.2. DESCRIPCIÓN DEL MODELO NAAPS.....	407
B.3. DESCRIPCIÓN DEL MODELO SKIRON.....	408
B.4. DESCRIPCIÓN DEL MODELO DREAM	409
B.5. DESCRIPCIÓN DE MODIS.....	409
REFERENCIAS	411

B.1. DESCRIPCIÓN DEL MODELO HYSPLIT

Una retrotrayectoria nos permite estudiar la evolución geográfica de una partícula desde un tiempo t anterior al momento de estudio t_0 , proporcionando la posición de esta partícula a intervalos periódicos de frecuencia f , para una partícula que en el instante t_0 y en el lugar de estudio se encuentra a una altura h , basándose en datos meteorológicos. La mayoría de los métodos de cálculo de retrotrayectorias usan datos meteorológicos, bien observados o bien modelizados, y deben hacer al menos una de las siguientes hipótesis:

- La trayectoria que ha seguido la partícula permanece sobre una superficie de presión constante (isobárica).
- La trayectoria permanece sobre una superficie de temperatura potencial constante (isentrópica).
- La trayectoria se conforma siguiendo el campo de velocidades vertical del viento.

Cuando solamente nos interesa la detección de la zona de procedencia basta con utilizar la hipótesis isobárica. Por el contrario, si estamos interesados en conocer el paso de las partículas por zonas que pueden modificar sus propiedades (como humedad, tamaño, etc.) es más interesante usar el campo de velocidades vertical del viento, ya que introducen la movilidad vertical de la partícula.

El modelo usado en esta tesis para el cálculo de retrotrayectorias ha sido el modelo HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) [Draxler and Rolph, 2003], desarrollado conjuntamente por la NOAA en Estados Unidos (Nacional Oceanographic and Atmospheric Administration) y el Australia's Bureau of Meteorology. Este modelo permite ser ejecutado vía remota en un servidor de la NOAA (<http://www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html>), o bien, ser descargado y ejecutarlo en un ordenador propio. El modelo es lagrangiano, y puede ser usado para calcular trayectorias y procesos de dispersión, concentración de partículas y deposición. Los datos meteorológicos de entrada deben estar empaquetados en el formato ARL, que es una compresión del clásico GRIB (estándar de la Organización Meteorológica

Mundial). La base de datos meteorológicos usados para el cálculo de las retrotrayectorias es la base GDAS.

De esta forma, en la presente tesis se han calculado retrotrayectorias de 5 días de duración finalizando en la estación de estudio para cada una de las horas en que se realizaron medidas Lidar con el fin de interpretar los datos en término de tipos de aerosol según sus orígenes. Se han elegido seis niveles de cálculo (500, 1500, 2500, 3500, 4500 y 5000 m s.n.s.) lo que permite representar tanto las masas de aire con mayor influencia en la capa límite planetaria (niveles inferiores) como el transporte a gran distancia de partículas como es el caso del polvo sahariano.

B.2. DESCRIPCIÓN DEL MODELO NAAPS

El modelo NAAPS (Navy Aerosol Analysis and Prediction System) de la Marine Meteorology Division, Naval Research Laboratory (NRL) (<http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol.html>) proporciona predicciones de profundidad óptica de aerosol así como de densidad a nivel de superficie de partículas de sulfato, polvo mineral de origen desértico y partículas de aerosol derivados de combustión de biomasa (humo). Este modelo ofrece cuatro salidas diarias a las 00, 06, 12 y 18 horas, con predicción hasta 96 horas, y existe un archivo histórico desde Marzo de 2000.

Los gráficos regionales se presentan en un formato de cuatro paneles como imágenes individuales:

- Gráfico superior izquierdo: profundidad óptica a 550 nm para tres componentes (sulfatos, polvo desértico y humo). Para sulfatos el trazado de líneas de contorno comienza en 0.01 y se dobla en magnitud para cada línea de contorno sucesiva. Se usan tonos naranja y rojo. Para polvo las líneas de contorno comienzan en 0.05 y se dobla en magnitud para cada contorno sucesivo. Se usan tonos amarillo y verde. Para humo las líneas de contorno comienzan en 0.01 y se dobla en magnitud para cada línea de contorno. Se usan tonos azules.

- Gráfico superior derecho: densidad de sulfatos ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) en superficie. Las líneas de contorno comienzan en $0.2 \mu\text{g}/\text{m}^3$ y se duplican en cada línea de contorno sucesiva.
- Gráfico inferior izquierdo: densidad de polvo ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) en superficie. Las líneas de contorno comienzan en $20.0 \mu\text{g}/\text{m}^3$ y se duplican en cada línea de contorno sucesiva.
- Gráfico inferior derecho: densidad de humo ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) en superficie. Las líneas de contorno comienzan en $0.2 \mu\text{g}/\text{m}^3$ y se duplican en cada línea de contorno sucesiva.

B.3. DESCRIPCIÓN DEL MODELO SKIRON

El modelo SKIRON (<http://forecast.uoa.gr.html>) [Kallos et al., 1997] proporciona mapas de predicción de polvo mineral cada seis horas desde la Universidad de Atenas. Los mapas indican la densidad de polvo en suspensión en toda la atmósfera, así como de deposición seca y húmeda a nivel de superficie. Por tanto estos mapas no indican la concentración de partículas en suspensión a nivel de superficie sino a lo largo de la columna atmosférica. Una de las capacidades del sistema SKIRON es simular los ciclos de polvo (inyección-transporte-deposición). SKIRON es el único sistema que proporciona predicciones de carga y deposición de polvo en todo el mundo. Estos mapas son buenos indicadores del movimiento de las masas de aire cargadas en partículas de origen desértico pero no son adecuados para cuantificar el aporte.

Desde el enlace <http://forecast.uoa.gr.html> se facilita la predicción a diferentes niveles de la altura geopotencial así como de la presión, temperatura, precipitación, dirección y velocidad de viento a nivel de superficie. Este enlace no contiene un archivo histórico de mapas sino que presenta solamente mapas en tiempo real y de predicción.

B.4. DESCRIPCIÓN DEL MODELO BSC DREAM

El modelo BSC DREAM (Dust REgional Atmospheric Model) [Nickovic et al., 2001]. Se facilita una predicción a 72 horas, con un mapa cada seis horas. Cada mapa se compone de uno meteorológico en la parte superior, mostrando las isobaras a nivel de superficie y la nubosidad prevista, y otro de carga de aerosol en la parte inferior, mostrando las áreas afectadas por las masas de aire cargadas en polvo mineral de origen desértico. La carga de polvo se define como la integral, en la coordenada vertical z , del perfil vertical de densidad de polvo, es decir, la carga de polvo es la masa de polvo por sección unitaria de la columna atmosférica. Con estos mapas es posible identificar además las áreas fuente emisoras de material desértico para cada episodio. Además, existen en esta página otros productos muy interesantes como los perfiles verticales de distribución del polvo mineral en diferentes ciudades europeas, entre ellas Barcelona, Madrid y Granada, mapas de carga total de polvo y nubosidad, mapas de deposición húmeda y seca. Estos mapas hasta Junio de 2005 eran generados en el Euro-Mediterranean Centre on Insular Coastal Dynamics (ICoD) y a partir de esa fecha hasta la actualidad, el modelo se ejecuta desde el Barcelona Supercomputing Center (BSC). Existe un archivo de los mapas generados desde Octubre de 1999 disponible en <http://www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM.html>.

B.5. DESCRIPCIÓN DE MODIS

Las imágenes MODIS Rapid Response System de la NASA, de sus dos satélites, Terra y Aqua, son de suma utilidad para identificar el transporte de partículas minerales desde las zonas desérticas; y también para localizar los incendios forestales y quemas de biomasa. Éstos se detectan usando datos de las bandas del infrarrojo medio e infrarrojo térmico y aparecen señalados en las imágenes con un área de contornos de color rojo. Para más información sobre los productos de incendios/puntos calientes y otros productos de incendios MODIS, se puede consultar la Guía de Usuario de Incendios MODIS descargable en la web http://maps.geog.umd.edu/products/MODIS_Fire_Users_Guide_2.3.pdf.

Mediante la mera observación visual de estas imágenes es posible detectar el desplazamiento de las masas de aire cargadas en polvo mineral sobre el mar. El análisis visual de estas imágenes ofrece varias limitaciones. En primer lugar no se conoce la altura a la que viaja la masa de aire de origen desértico, por tanto no se puede asegurar que haya impacto a nivel de superficie; en segundo término está la dificultad de seguir una masa de aire de estas características sobre tierra, por tanto su distribución es algo subjetiva; y en tercer lugar está la superposición con las masas nubosas, impidiendo la correcta visualización de las masas de aire cargadas en polvo mineral de origen desértico. Pese a estos inconvenientes, esta herramienta es de gran utilidad en estos estudios, permitiendo la validación de los diferentes modelos. Esta herramienta es gran utilidad a la hora de identificar los incendios forestales ya que la posterior interpretación de las series de niveles de partículas puede, en algunas ocasiones, estar condicionada por eventos de este tipo (<http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov.html>).

REFERENCIAS

- Draxler, R. R. and G. D. Rolph. HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) (<http://www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html>). NOAA Air Resources Lab., Silver Spring, MD, 2003.
- Kallos, G., et al., “The Regional Weather Forecasting System SKRON: An overview”, in Proceedings of the Symposium on Regional Weather Prediction on Parallel Computer Environments, edited by G. Kallos, V. Kotroni, and K. Iagouvardos, pp. 109-122, Univ. of Athens, Greece, 1997.
- Nickovic, S., A. Papadopoulos, O. Kakaliagou and G. Kallos, “Model for prediction of desert dust cycle in the atmosphere”, *J. Geophys. Res.*, 106, 18113-18129, 2001.

