



UNIVERSIDAD DE GRANADA

FACULTAD DE CIENCIAS

MASTER DE GEOFÍSICA Y METEOROLOGÍA

TRABAJO FIN DE MÁSTER (2019/2020)

VALIDACIÓN DE DATOS DE LA MISIÓN SATELITAL AEOLUS MEDIANTE LIDARS DE SUPERFICIE EN DOS ESTACIONES DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

Jesús Abril Gago

SUPERVISADO POR:

Juan Luis Guerrero Rascado (Universidad de Granada)

Maria João Costa (Universidade de Évora)

13 DE JULIO DEL 2020



UNIVERSIDADE
DE ÉVORA



Instituto de Ciências da Terra
Institute of Earth Sciences



IISTA



Índice General

Lista de acrónimos y símbolos	iii
Resumen	vi
I. Introducción	1
I.1 El viento y la misión Aeolus	1
I.2 El aerosol atmosférico	3
II. Objetivos	6
III. Fundamento teórico	7
III.1 La atmósfera y la interacción radiación-materia	7
III.2 Técnicas lidar	9
III.2.1 Técnica lidar elástica	9
III.2.2 Técnica lidar de despolarización	11
III.2.3 Técnica lidar Doppler	12
III.3 EARLINET	12
IV. Área de estudio e instrumentación	14
IV.1 Satélite Aeolus	14
IV.2 Estación de superficie en Évora	16
IV.3 Estación de superficie en Granada	16
V. Metodología	18
V.1 Base de datos de Aeolus	18
V.2 Base de datos de lidar de aerosol en superficie	20
V.3 Conversión de las medidas en superficie	24
V.4 Estadísticos de la intercomparación	26
VI. Resultados y discusión	27
VI.1 Bases de datos	27
VI.2 Casos de estudio de intercomparación	29
VI.2.1. Caso de estudio en Granada (11/07/2019)	29
VI.2.2. Caso de estudio en Évora (28/06/2019)	31
VI.3 Estudio estadístico	33
VII. Conclusiones y trabajo futuro	39
Referencias	41
Anexo	48

Lista de acrónimos y símbolos

Acrónimos

ABL: *Atmospheric Boundary Layer*

ACTRIS: *Aerosol, Clouds and Trace gases Research InfraStructure*

ALADIN: *Atmospheric LAsEr Doppler INstrument*

AR: *Assessment Report*

asl: *Above Sea Level*

BC: *Black Carbon*

cal/val: *calibration/validation*

CALIPSO: *Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation*

EARLINET: *European Aerosol Research Lidar NETwork*

ECMWF: *European Center for Medium-range Weather Forecast*

ESA: *European Space Agency*

FSOI: *Forecast Sensitivity to Observation Influence*

GOS: *Global Observing Systems*

HYSPLIT: *Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory*

ICA: *Iterative Corrected Algorithm*

IPCC: *Intergovernmental Panel on Climate Change*

lidar: *LIght Detection And Ranging*

L0: *Level 0*

L1A: *Level 1A*

L1B: *Level 1B*

L2A: *Level 2A*

L2B: *Level 2B*

L2C: *Level 2C*

MCA: *Mie Corrected Algorithm*

MODIS: *MODerate resolution Imaging Spectroradiometer*

NASA: *National Aeronautics and Space Administration*

NWP: *Numerical Weather Prediction [models]*

radar: *RAdio Detection And Ranging*

RMSE: *Root-Mean-Square Error*

SCR: *Standard Corrected Algorithm*

SPALINET: *Spanish and Portuguese Aerosol Lidar NETWORK*

WMO: *World Meteorological Organization*

Símbolos

A : área del telescopio

$\alpha(R, \lambda)$: coeficiente de extinción a una distancia R y para una longitud de onda λ

$\alpha_{part}(R, \lambda)$: coeficiente de extinción de partículas a una distancia R y para una longitud de onda λ

$\beta(R, \lambda)$: coeficiente de retrodispersión a una distancia R y para una longitud de onda λ

$\beta_{co}^{Aeolus}(R, \lambda)$: componente co-polarizada del coeficiente de retrodispersión de partículas a una distancia R y para una longitud de onda λ medida por Aeolus

$\beta_{co}^{part}(R, \lambda)$: componente co-polarizada del coeficiente de retrodispersión de partículas a una distancia R y para una longitud de onda λ

$\beta_{co}^{superficie}(R, \lambda)$: componente co-polarizada del coeficiente de retrodispersión de partículas a una distancia R y para una longitud de onda λ medida por el lidar de superficie

$\beta_{mol}(R, \lambda)$: coeficiente de retrodispersión de moléculas

$\beta_{part}(R, \lambda)$ o $\beta_{total}^{part}(R, \lambda)$: coeficiente de retrodispersión de partículas

c : velocidad de la luz

$\delta_{lineal}(R, \lambda)$: razón de despolarización lineal

$\delta_{circ}(R, \lambda)$: razón de despolarización circular

$\delta_{circ}^{part}(R, \lambda)$: razón de despolarización circular de partículas

$\delta_{lineal}^{mol}(R, \lambda)$: razón de despolarización lineal de moléculas

$\delta_{lineal}^{part}(R, \lambda)$: razón de despolarización lineal de partículas

$\delta_{lineal}^{vol}(R, \lambda)$: razón de despolarización volúmica lineal

Lr_{part} : razón lidar

η : parámetro de eficiencia del sistema lidar

K : constante de calibración del lidar

κ : constante de proporcionalidad estimada entre $\delta_{lineal, 532}^{part}(R)$ y $\delta_{lineal, 355}^{part}(R)$

$O(R)$: función de solapamiento del dispositivo lidar a una distancia R del instrumento

$P(R, \lambda)$: potencia media recibida en el telescopio, de una onda retrodispersada a una distancia R y para una longitud de onda λ

$P_0(\lambda)$: potencia media de emisión del lidar a una longitud de onda λ

R : distancia del lidar al volumen de agentes retrodispersores

R_{backs} : razón de retrodispersión

$T(R, \lambda)$: transmisividad atmosférica de longitud R para una longitud de onda λ

τ : longitud temporal del pulso

Resumen

Actualmente los sistemas globales de observación aún presentan una gran deficiencia relacionada con las medidas del viento, lo que provoca que aún no se dispongan de modelos de predicción de vientos realmente precisos y eficaces a escala global, principalmente por la falta de perfiles en las regiones inaccesibles o menos habitadas. En este contexto, la Agencia Espacial Europea está desarrollando la misión de Aeolus, mediante la que se ha puesto en órbita un satélite capaz de cubrir todo el planeta y generar los perfiles de vientos necesarios, junto con otras variables también importantes como son los perfiles de coeficiente de retrodispersión y extinción de los componentes atmosféricos. En general, durante la vida útil de los satélites, y especialmente durante las primeras fases, es fundamental la calibración y validación de sus productos. El presente estudio contribuye a este aspecto mediante un proceso de intercomparación de los perfiles de coeficiente de retrodispersión de partículas determinados mediante ALADIN, el lidar a bordo del satélite Aeolus, y lidars en superficie, para dos estaciones distintas de la Península Ibérica pertenecientes a la red EARLINET: Évora (Portugal) y Granada (España). En primer lugar, se realiza un estudio preliminar, y fundamental, de los datos disponibles procurando garantizar que las medidas utilizadas tengan la calidad requerida. Tras esto, se realiza la intercomparación de los perfiles mediante diferentes estadísticos con los que obtener conclusiones acerca de la calibración y fiabilidad de los productos de retrodispersión generados por la misión Aeolus.

Palabras clave: Aeolus, ESA, cal/val, retrodispersión, aerosol, lidar, EARLINET.

I. Introducción

I.1 El viento y la misión Aeolus

Por las características del medio, las variables termodinámicas de las que depende y muchos otros factores locales, el viento es una de las variables atmosféricas más complejas de modelizar. Si bien los estudios del viento se pueden realizar en base a datos experimentales, como aquellos obtenidos por anemómetros, sondeos aerológicos o lidar Doppler [e.g. de Arruda-Moreira et al., 2018; Hooper and Eloranta, 1986; Orlando et al., 2011], estos serán limitados, puntuales y representativos solamente para la región y momento en los que las muestras son tomadas. Ante esto, la falta de medidas globales de viento se presenta como una de las grandes deficiencias actuales de los sistemas globales de observación (GOS), que acaba limitando la fiabilidad de los modelos numéricos de predicción del tiempo (NWP) y el análisis de la variabilidad climática [WMO, 2004].

Por ello, el desarrollo de modelos numéricos generales y globales relacionados con el comportamiento del viento se complica. Se podría decir que la dificultad surge de dos factores principales: la gran cantidad de variables a tener en cuenta y la falta de disponibilidad de datos. El segundo factor es incluso más importante cuando hablamos a escala global, puesto que las medidas disponibles hasta ahora se han obtenido en localizaciones concretas, y existe una gran ausencia de medidas en regiones deshabitadas o inaccesibles (Figura I.1). Por ejemplo, se disponen de algunas medidas de viento para las regiones costeras del Ártico, Antártica y Groenlandia, pero las medidas en las regiones interiores son significativamente más escasas [WMO, 2004]. Por ello, la comunidad científica se ve limitada al estudio del comportamiento del viento en escalas regionales mucho menores, y para las cuales las limitaciones instrumentales pueden reducirse. En las últimas décadas se ha recurrido a imágenes MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) de los satélites Terra y Aqua de la NASA para inferir, con grandes limitaciones, la velocidad del viento, comparando las imágenes de ambos satélites entre las que hay algunas horas de diferencia [Koren and Kaufman, 2004].

Otra importante, pero limitada, fuente de datos experimentales de viento son los vuelos comerciales. Según la WMO, alrededor de 3000 aviones proporcionan medidas de variables meteorológicas como presión, viento y temperatura a lo largo de los trayectos que estos realizan. Estas medidas contribuyen positivamente en el desarrollo de los modelos NWP, especialmente en regiones como los océanos (donde no se realizan medidas regularmente) [Barwell and Lorenc, 1985]. Durante la extraordinaria situación global provocada por la pandemia del COVID-19, el número de vuelos comerciales disminuyó drásticamente, produciendo un descenso en este tipo de medidas meteorológicas de entre el 75% y el 80%, que sumado a la interrupción de otras medidas tomadas manualmente en estaciones meteorológicas, suponen una enorme falta de datos necesarios para los modelos NWP, lo que en última instancia produce un descenso en la fiabilidad de las predicciones meteorológicas [WMO, 2020]. Ante esto, vuelve a quedar en evidencia la necesidad e importancia de implantar sistemas automáticos y globales de medida de las diferentes variables meteorológicas, en concreto de variables como el viento.

Durante el estado de pandemia provocado por el COVID-19 durante el 2020, la misión Aeolus ha conseguido demostrar su gran utilidad a la hora de proporcionar medidas de manera ininterrumpida, logrando suplir parcialmente la falta de datos meteorológicos aportados por vuelos comerciales a los modelos numéricos de predicción. Según estimaciones del Centro Europeo de Predicciones Meteorológicas a Medio Plazo (ECMWF) la importancia de las medidas de Aeolus ha aumentado un 23% durante la pandemia [ECMWF, 2020].

I.2 El aerosol atmosférico

Por otra parte, el lanzamiento de Aeolus también contribuirá positivamente al seguimiento y estudio de las partículas de aerosol atmosférico gracias a los perfiles de coeficiente de retrodispersión y extinción que proporciona. Se entiende como partícula de aerosol atmosférico los diferentes componentes en fase sólida o líquida que se encuentran en suspensión en la atmósfera (excluyendo las nubes) [Horvath, 1998]. Estas partículas de aerosol muestran propiedades, tamaños y orígenes muy variados, además de períodos de permanencia en la atmósfera desde horas hasta años [d’Almeida et al., 1991; Hess et al., 1998]. Asimismo, la gran mayoría de las partículas de aerosol se generan en la superficie terrestre, por lo que presentan mayores concentraciones en los primeros kilómetros de la troposfera (principalmente dentro de la conocida como capa límite atmosférica), disminuyendo drásticamente con la altura (en condiciones habituales). Debido a sus características físicas, y a pesar de que su concentración es mucho menor a la de otros componentes atmosféricos, las partículas de aerosol juegan un papel fundamental en el forzamiento radiativo terrestre [Quijano et al., 2000] y el clima.

Las partículas de aerosol atmosférico afectan de diferentes formas en el sistema Tierra-atmósfera: directa o indirectamente ejerciendo un forzamiento radiativo, es decir, contribuyendo positiva (calentamiento) o negativamente (enfriamiento) en el balance entre la radiación entrante y saliente del sistema. Cuando se habla de los efectos directos se hace referencia a la interacción de las partículas de aerosol atmosférico con la radiación, mediante los procesos de absorción y dispersión de la radiación de onda corta (solar) y larga (térmica), y la emisión en onda larga [Liou and Sasamori, 1975; Liou, 1980]. Por otra parte, los efectos indirectos se refieren a aquellos procesos por los cuales las partículas de aerosol modifican las propiedades ópticas y microfísicas de las nubes y, por tanto, su interacción con la radiación [Twomey, 1977]. También se habla de efectos semi-directos del aerosol sobre el clima, por los cuales la absorción de la radiación por parte del aerosol provoca ajustes rápidos en el balance de energía a nivel superficial, el perfil atmosférico y la nubosidad [Hansen et al., 1997; Johnson, 2003].

Los diferentes procesos actuarán de manera positiva y negativa sobre el balance radiativo, por lo que los efectos de las partículas de aerosol sobre el balance de energía no son triviales, y cada uno supone una rama de estudio diferente. La influencia de las partículas de aerosol, y el resto de componentes atmosféricos, sobre el clima se recoge y analiza periódicamente por el conocido Panel Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC), a través de los *Assessment Reports* (AR). Estos informes recogen la información científica más relevante sobre el cambio climático y son publicados de manera periódica manteniéndose actualizados. En la Figura I.2 se resumen las conclusiones recopiladas en el quinto informe (AR5) sobre los estudios relacionados con el forzamiento radiativo de algunos componentes atmosféricos [Myhre et al., 2013]. En ella se observa que algunas partículas de aerosol, como el hollín (BC o *black carbon*), presentan un forzamiento

positivo debido a que absorben la radiación y no la dispersan, mientras que otros como el polvo mineral (*mineral dust*) presentan un forzamiento negativo al dispersar más eficientemente la radiación. También se muestra la estimación del forzamiento radiativo para la interacción aerosol-nubes, actualmente con un alto grado de incertidumbre, siendo hoy en día una de las líneas de investigación prioritarias. Ante esto, queda en evidencia la necesidad de estudiar las características de los diferentes tipos de aerosol atmosférico, con objeto de disponer de la información suficiente para identificar y explicar sus efectos sobre el balance radiativo y el clima. Para ello, se pueden utilizar diferentes técnicas *in situ* o de teledetección.

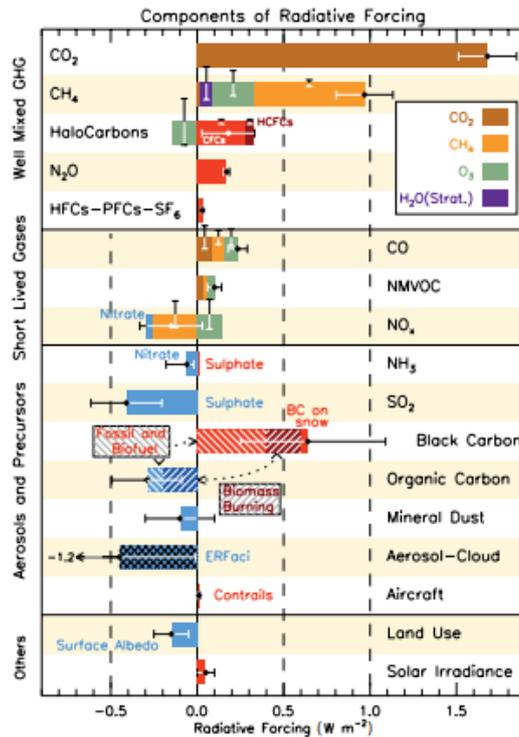


Figura I.2. Forzamiento radiativo e incertidumbres de los diferentes componentes atmosféricos publicados en el AR5. Fuente: IPCC(2013) AR5 Chapter 08.

Las técnicas *in situ* se caracterizan por tomar y automáticamente analizar las muestras de la atmósfera, de manera que tienen una importante limitación en su resolución espacial, al considerar solamente la atmósfera más próxima a la estación de medida. Sin embargo, las técnicas *in situ* permiten estudiar en profundidad y con alta resolución temporal las características ópticas y químicas de la muestra, por lo que sus propiedades pueden quedar bien determinadas [e.g. Granados-Muñoz et al., 2016]. Por otra parte, las técnicas de teledetección se centran en estudiar los procesos que sufre la radiación al atravesar la atmósfera, de manera que se puede obtener información de sus componentes. Se diferencia entre técnicas de teledetección pasiva (que utilizan una radiación natural como fuente de emisión no controlable, tales como la solar, terrestre y atmosférica, entre otras), o activa (en las que un dispositivo manipulable genera la radiación que interacciona con el objeto de estudio). En ambos casos acaba siendo necesario conocer las características de la radiación antes de interaccionar con la atmósfera, de manera que comparando la radiación antes y después de atravesar la atmósfera se infieren las características de la materia presente en ella. En este sentido, la teledetección activa muestra ventajas, pues la radiación emitida es controlada y conocida. Algunos de los instrumentos de teledetección más utilizados son el fotómetro solar/lunar/estelar (pasiva), el radiómetro de microondas (pasiva), el radar (activa) y el lidar (activa). De todos ellos se obtiene información acerca

de la columna de atmósfera que atraviesa la radiación, de manera integrada para algunos como los fotómetros, o discretizada con una resolución vertical (perfiles) para otros como el radar y lidar. El uso de los perfiles lidar presenta ventajas frente a los datos de fotómetro, pues ayudan a posicionar verticalmente las masas de aerosol [Sekiyama et al. 2010], y además estos pueden ir montados en satélites, por lo que el análisis no se limita a una localización concreta y puede extenderse para grandes regiones o incluso por todo el globo, permitiendo la obtención de perfiles con cobertura planetaria. Este hecho es especialmente relevante pues se puede obtener información periódicamente acerca de regiones inaccesibles como el desierto del Sahara, la principal fuente de polvo mineral que afecta significativamente al clima de las regiones del Mediterráneo [e.g. Preißler et al., 2011; Guerrero-Rascado et al., 2008, 2009; Cazorla et al., 2017], pero también a Centroamérica y Sudamérica [e.g. Kaufman et al., 2005; Ansmann et al., 2009].

La intercomparación entre las medidas tomadas en estaciones y en satélites será fundamental para poder obtener conclusiones más generales y para poder validar los productos de los instrumentos. Por una parte, alrededor del globo se encuentran diseminadas diferentes estaciones de lidar que ofrecen perfiles de propiedades de partículas de aerosol con ciertas limitaciones temporales y espaciales. Estas estaciones siguen unos estándares instrumentales y de procesado para que las medidas sean de utilidad científica, y por ello se encuentran organizadas en diferentes redes de estaciones que garantizan homogeneidad y calidad en los productos. Algunas de las principales redes son EARLINET [Pappalardo et al., 2014], LALINET [Guerrero-Rascado et al. 2016, Antuña-Marrero et al., 2017], MPLNET [Welton et al., 2001], SPALINET [Sicard et al., 2009], ADNET [Sugimoto et al., 2008], NDACC [De Mazière et al., 2018] y CIS-LiNet [Chaikovskiy et al., 2006]. Por otra parte, orbitando la Tierra se encuentran satélites con lidar a bordo que proporcionan productos de extinción y retrodispersión con otras limitaciones. Resulta relevante mencionar a CALIPSO [Winker et al., 2007], el primer satélite con lidar a bordo, capaz de proporcionar una gran cantidad de variables de las partículas de aerosol e hidrometeoros de la atmósfera, entre ellos coeficientes de retrodispersión y extinción de partículas, junto con su despolarización [e.g. Amiridis et al., 2010, 2015; Pappalardo et al., 2010; Papagiannopoulos et al., 2016; Mamouri et al. 2009]. Actualmente, EARLINET está llevando a cabo una importante campaña para la calibración y validación de la misión Aeolus. En este trabajo se llevará a cabo por primera vez en la Península Ibérica un estudio estadístico relacionado con la validación de productos del satélite Aeolus y los perfiles obtenidos en las estaciones de EARLINET en Évora (Portugal) y Granada (España) en el marco del proyecto ‘*Aeolus L2A aerosol and cloud product validation using the European Aerosol Research Lidar Network EARLINET (ref. 5166)*’ financiado por la ESA [Straume et al., 2019].

II. Objetivos

El objetivo general de este trabajo es calibrar y validar los productos de coeficientes de retrodispersión de partículas de la misión Aeolus, en el marco del proyecto '*Aeolus L2A aerosol and cloud product validation using the European Aerosol Research Lidar Network EARLINET (ref. 5166)*', utilizando para ello medidas de lidar en superficie correspondientes a dos estaciones diferentes y distanciadas en la Península Ibérica pertenecientes a la red EARLINET, Évora (Portugal) y Granada (España), elegidas por su gran disponibilidad de datos y por presentar condiciones orográficas bien diferenciadas.

Este objetivo general se divide en los siguientes objetivos específicos:

1. Establecer un protocolo para la intercomparación de la misión Aeolus con datos de estaciones de superficie. Se estudiarán individualmente los productos de Aeolus y las medidas en las estaciones de Évora y Granada para garantizar la validez de los perfiles a la hora de realizar la intercomparación, proponiendo para ello criterios de selección.
2. Realizar la intercomparación entre los productos de retrodispersión de Aeolus y las estaciones de EARLINET. Se calcularán estadísticos en diferentes escenarios para así poder extraer conclusiones acerca de los productos de Aeolus y valorar el impacto de la orografía.

III. Fundamento teórico

A continuación se presentan los aspectos teóricos relevantes para el estudio relacionados con las partículas y moléculas presentes en la atmósfera, sus propiedades ópticas y el fundamento físico de la técnica que se han utilizado para detectarlas y estudiarlas: la técnica lidar de aerosol.

III.1 La atmósfera y la interacción radiación-materia

La atmósfera de la Tierra se compone principalmente de N_2 y O_2 , al 78% y 21% (en volumen), respectivamente. Del 1% restante, el 0.93% se corresponde con el Ar y menos del 0.003% con otros gases como el Ne, He, H_2 y Xe. Estos gases se denominan permanentes, ya que su presencia en la atmósfera no sufre cambios significativos. La cantidad restante se corresponde con los denominados gases variables, entre los que se encuentran moléculas realmente importantes en el balance radiativo terrestre, como el H_2O (entre el 0 y el 4%) o el CO_2 (aproximadamente el 0.04%). Otros componentes que se encuentran en menor proporción son las partículas de aerosol, pero su impacto en el balance radiativo también es fundamental. Se suele hacer una distinción entre partículas y moléculas al tratar los componentes atmosféricos, ya que sus propiedades y características son bastante diferentes. Al hablar de moléculas, mencionamos a componentes como el CO_2 , CH_4 , H_2O ... entre muchos otros, mientras que con partículas se hace referencia a las partículas de aerosol y las partículas nubosas (gotas de agua líquida y/o cristales de hielo en suspensión). En la práctica se habla también de nubes, pues las partículas nubosas pueden formar estas estructuras con características y propiedades singulares.

La concentración de moléculas tiende a ser relativamente uniforme en toda la atmósfera a nivel superficial, con claras excepciones como por ejemplo en los trópicos o en zonas costeras, donde la concentración de vapor de agua suele ser significativamente mayor [Randel et al., 1996]. Sin embargo, los cambios horizontales no son significativos comparados con el cambio en la vertical, donde las concentraciones de las diferentes moléculas pueden variar rápidamente. Por su parte, la concentración de partículas de aerosol es considerablemente menor a la de moléculas, pero juegan un papel fundamental en el balance radiativo de la Tierra [Myhre et al., 2013]. Ésta se encuentra totalmente cubierta de partículas de aerosol de distintas características, y su distribución horizontal y vertical dependerá fuertemente de la localización geográfica. Así, sobre los océanos predominan las partículas de aerosol marino y sobre los desiertos el polvo mineral, ya que dichas partículas se generan en estas regiones. Algunas estimaciones apuntan a emisiones de entre 6800 y 1400 Tg/año de aerosol marino, entre 4000 y 1000 Tg/año de partículas minerales y entre 1000 y 50 Tg/año de partículas de bioaerosol (por ejemplo bacterias, polen o líquenes) [Boucher et al., 2013]. Respecto a la distribución vertical, las partículas de aerosol se encuentran principalmente en los primeros kilómetros de la atmósfera cerca de sus respectivas fuentes, es decir, dentro de la baja troposfera y excepcionalmente en la alta troposfera y baja estratosfera debido a fuertes erupciones volcánicas o grandes incendios forestales [e.g. Sawamura et al., 2012; Baars et al., 2019]. La distribución de las partículas nubosas es aún más compleja y no es nada uniforme ni en el tiempo ni en el espacio. A diferencia de las moléculas, tanto partículas de aerosol como partículas

nubosas suelen aparecer en estratos en altura que además pueden ser transportados horizontalmente en la atmósfera cientos de kilómetros, afectando al balance radiativo de las regiones que atraviesa, por lo que resulta necesario una monitorización y caracterización de dichas capas [e.g. Baars et al., 2011; Ortiz-Amezcu et al., 2017].

La importancia de las partículas de aerosol en el balance radiativo terrestre radica en los procesos por los que interacciona con la radiación. Existen tres procesos de interacción radiación-materia que tienen lugar en la atmósfera: emisión, absorción y dispersión. Así, tanto moléculas como partículas interactúan por estos procesos con la radiación en la atmósfera. Como puede verse en la Figura I.2, correspondiente al quinto informe del IPCC, los principales actores en el balance radiativo son las moléculas de CO₂, CH₄ y N₂O que se denominan gases de efectos invernadero, pues no interactúan significativamente con la radiación de onda corta (solar) pero sí absorben eficientemente la radiación de onda larga (terrestre), provocando un forzamiento radiativo positivo [Ehhalt et al., 2001]. Por su parte, los diferentes tipos de partículas de aerosol no muestran un comportamiento único, de forma que pueden causar un forzamiento radiativo positivo o negativo dependiendo del tipo. Así, algunos tipos como el *black carbon* presentan un forzamiento radiativo positivo (calentamiento), y otros como las partículas de aerosol mineral dispersan la radiación de onda corta entrante (solar), provocando un forzamiento radiativo negativo (enfriamiento). Además, dependiendo de la posición de la atmósfera en la que se sitúa la capa de partículas de aerosol y de las características propias de las partículas, pueden modificar las características de estabilidad de la atmósfera [Guerrero-Rascado et al., 2009].

Por lo tanto, resulta necesario estudiar las concentraciones de todos los componentes atmosféricos, para conocer los efectos de estos sobre el clima y explicar el actual cambio climático. En el caso de las moléculas, su concentración se estudia en varias estaciones repartidas por el globo, siendo la más conocida la estación meteorológica de Mauna Loa. Pero en el caso de las partículas, es necesario realizar un seguimiento más detallado de éstas, observando sus fuentes y monitorizando su transporte, además de caracterizando sus propiedades ópticas y microfísicas. Aunque el seguimiento de las partículas se puede realizar en diferentes estaciones sobre la superficie terrestre, generalmente conformadas en redes de observación de limitada cobertura planetaria, resulta más interesante el uso de satélites, pues permiten monitorizar las capas con una alta resolución espacial, permitiendo explorar regiones inaccesibles (o de accesibilidad limitada) del planeta. Dado que las partículas de aerosol se disponen en estratos, las técnicas de teledetección activa, en concreto las técnicas lidar y radar, son las más útiles ya que permiten obtener perfiles de propiedades ópticas y microfísicas con una alta resolución vertical.

De todas las variables que caracterizan a las partículas, a través de la teledetección se obtienen de manera directa las ópticas, es decir, aquellas que cuantifican cómo interactúan las partículas con la radiación; y a partir de estas se podrán inferir otras propiedades microfísicas y químicas. De las propiedades ópticas que caracterizan a las partículas, en este estudio nos centraremos en el coeficiente de retrodispersión de partículas, que se presenta en la sección III.2. Con las medidas de las estaciones fijas en superficie se obtienen los perfiles de propiedades de aerosol y su evolución temporal, muy útiles para el estudio del comportamiento de la atmósfera en un punto concreto. De forma complementaria, las medidas de satélite ofrecen una resolución temporal degradada sobre un punto concreto pero se consigue monitorizar el comportamiento de las partículas de aerosol a nivel global.

III.2 Técnicas lidar

La técnica lidar elástica es una técnica de teledetección activa que permite caracterizar las propiedades ópticas de los componentes atmosféricos a partir de la radiación láser emitida una vez ha interactuado con la atmósfera y es recogida con un sistema de detección. Es una técnica similar a la radar, con la diferencia del rango espectral que se utiliza. Así, la técnica lidar suele utilizar longitudes de onda entre el ultravioleta y el infrarrojo, generalmente 355, 532 y 1064 nm, por la posibilidad de generar estas longitudes de onda fácilmente y por aprovechar la absorción molecular despreciable de algunos componentes como el H₂O y el O₃ en estas longitudes de onda (ventana atmosférica).

En esencia, la técnica lidar trabaja emitiendo la radiación en una longitud de onda concreta de manera pulsante, y recogiendo la radiación una vez ha interactuado con los componentes atmosféricos. Por lo general, el emisor y receptor del lidar se encontrarán juntos (configuración monoestática), de manera que la radiación registrada en el receptor será la radiación retrodispersada (radiación dispersada a 180° respecto a la dirección incidente). Una vez se detecta la señal lidar, ésta es analizada, y se consigue obtener información acerca de los componentes atmosféricos a partir de su interacción con la radiación emitida.

A través de los sistemas lidar se pueden componer perfiles verticales de ciertos coeficientes relativos al volumen atmosférico de estudio. Esta capacidad viene del hecho de que los lidar emiten la radiación de manera pulsante. La radiación emitida y retrodispersada se propaga con una velocidad conocida (velocidad de la luz, c), por lo que cuando la onda interactúa con las partículas y se retrodispersa hasta alcanzar al receptor, recorre dos veces la misma distancia x , a la misma velocidad, en un tiempo t que se mide. De esta manera, fácilmente se puede determinar la distancia entre el lidar y el volumen atmosférico investigado como $\Delta x = c \Delta t/2$, por lo que una mayor resolución espacial necesitará de una mayor resolución temporal. Cabe decir que se desprecia el tiempo de interacción entre la onda y la partícula. Con esto, midiendo el tiempo que tarda en recibirse la onda se calcula la distancia a la partícula que las ha retrodispersado, de manera que se puede generar un perfil.

III.2.1 Técnica lidar elástica

La radiación que es retrodispersada hacia el receptor, en configuración monoestática, se puede expresar de manera analítica a través de la conocida como ecuación lidar elástica. Esta ecuación evalúa la parte de un pulso de radiación monocromática emitida por el sistema lidar hacia la atmósfera, donde interactúa y es retrodispersada, y que finalmente es captada por el receptor. La ecuación lidar elástica se expresa como:

$$P(R, \lambda) = P_0(\lambda) \frac{c\tau}{2} A\eta \frac{O(R)}{R^2} \beta(R, \lambda) T^2(R, \lambda) \quad (\text{ec. III.1})$$

donde P es la potencia recibida en el telescopio, R la distancia entre el instrumento y el volumen atmosférico retrodispersador, λ es la longitud de onda de la radiación emitida (y también retrodispersada), P_0 la potencia emitida por el sistema lidar en la longitud de onda λ , τ es la longitud temporal del pulso, c la velocidad de la luz, A el área efectiva del receptor del telescopio, η la eficiencia del conjunto del sistema, $O(R)$ la función de solapamiento (que se discutirá en los próximos párrafos), $\beta(R, \lambda)$ es el coeficiente de retrodispersión atmosférico (generalmente en $\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$) y $T(R, \lambda)$ es la transmisividad

atmosférica (al cuadrado porque la radiación se atenúa durante su propagación tanto en el camino de ida como de vuelta) con expresión:

$$T(R, \lambda) = e^{-\int_0^R \alpha(x, \lambda) dx} \quad (\text{ec. III.2})$$

y $\alpha(R, \lambda)$ indica el coeficiente de extinción atmosférico (generalmente en m^{-1}), para una distancia x entre el sistema lidar y el volumen atmosférico investigado [Weitkamp, 2005]. Por lo tanto, dentro de la ecuación lidar elástica (ec. III.1) se encuentran dos de las variables más utilizadas para caracterizar los componentes atmosféricos: los coeficientes de retrodispersión $\beta(R, \lambda)$ y extinción $\alpha(R, \lambda)$.

La función de solapamiento $O(\lambda)$ es un concepto esencial en el funcionamiento de los sistemas lidar, y en ella radica uno de los mayores inconvenientes de estos sistemas: su limitación para obtener información atmosférica en las primeras alturas cercanas al instrumento. La función $O(R)$ cuantifica el solapamiento geométrico entre el haz láser y el campo de visión del telescopio, es decir, evalúa el porcentaje de haz láser que, tras su retrodispersión, puede ser detectado por el receptor. Como se puede observar en la Figura III.1 (donde se utiliza z para denotar R), en los primeros metros el haz láser y el campo de visión del telescopio no intersectan, por lo que la radiación retrodispersada en estas alturas no serán registradas por el receptor, entonces se encuentra que $O(z) = 0$. A medida que se aumenta en altura, la porción del cono de radiación láser que se encuentra dentro del campo de visión del telescopio es mayor y, por lo tanto, el telescopio capta cierta cantidad de la radiación retrodispersada, lo que se denomina solapamiento incompleto, con $O(z) \in (0, 1)$. Finalmente, se alcanza una altura en la que el haz de radiación láser se encuentra totalmente dentro del campo de visión del telescopio, y es entonces cuando se habla de solapamiento completo, $O(z) = 1$.

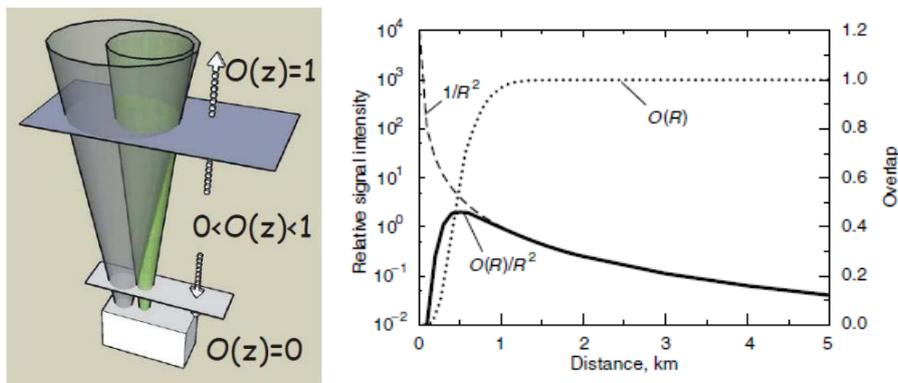


Figura III.1. (Izquierda) Representación de la función de solapamiento entre el haz láser (verde) y el campo de visión del telescopio (azul). Fuente: Guerrero-Rascado et al. (2013). (Derecha) Comportamiento ideal de la función de solapamiento. Fuente: Weitkamp (2005).

Los coeficientes β y α que aparecen en la ecuación lidar elástica (ec. III.1) contienen una contribución debida a partículas de aerosol y otra debida a moléculas. Los coeficientes de retrodispersión y extinción debidos a moléculas se pueden reconstruir a partir de la teoría de la dispersión de Rayleigh, utilizando perfiles verticales de temperatura y presión disponibles mediante radiosondeos, modelos atmosféricos o atmósfera estándar. La resolución de la ecuación, por la que se obtienen los coeficientes de retrodispersión y extinción de partículas, se puede realizar aplicando diferentes técnicas, aunque las más utilizadas son la técnica de Klett-Fernald-Sasano [Klett, 1981, 1985; Fernald et al., 1972; Fernald, 1984; Sasano and Nakane et al., 1984; Sasano et al., 1985] y el método Raman [Ansmann et al., 1992], desarrollados en la sección V.2.

III.2.2 Técnica lidar de despolarización

La técnica lidar de despolarización es una técnica que permite determinar las características polarizantes de las partículas de aerosol (además de la fase termodinámica de las partículas nubosas) presentes en la atmósfera a través de la radiación retrodispersada. Tanto la técnica lidar elástica como la de despolarización trabajan con una misma radiación emitida y retrodispersada, por lo que son complementarias, y combinándolas se puede caracterizar de una forma más completa las partículas presentes en la atmósfera.

Cuando una onda electromagnética interacciona con una partícula, ésta puede alterar el estado de polarización de la onda incidente ya que la fase de la onda puede alterarse. Los sistemas lidar suelen emitir la radiación láser con una polarización concreta (lineal o circular) de manera que cuando la radiación retrodispersada alcanza al receptor, la radiación puede cambiar su estado de polarización (proceso de despolarización). Así, se registra una señal que se puede descomponer en dos componentes de polarización, una paralela a la de la radiación incidente (también denominada co-polarizada) y otra perpendicular. Para poder separar ambas componentes se recurre a elementos ópticos, como son los cubos de polarización y filtros de polarización, de manera que se obtiene una señal con polarización perpendicular y otra señal con polarización paralela. Con estas componentes se pueden obtener conclusiones muy útiles acerca de los componentes atmosféricos en término de su forma, especialmente para aquellos como el aerosol mineral [Guerrero-Rascado et al., 2008].

A partir de estas dos señales con estados de polarización distintos se calculan coeficientes que muestran las capacidades polarizantes del volumen atmosférico retrodispersor. Para obtener y entender dichos coeficientes se parte de la ecuación lidar elástica (ec. III.1), sabiendo que tendremos dos señales, de polarización paralela y perpendicular, que denotaremos $P^{\parallel}(R, \lambda)$ y $P^{\perp}(R, \lambda)$ respectivamente. Entonces:

$$P^{\parallel}(R, \lambda) = P_0(\lambda) \frac{c\tau}{2} A\eta \frac{\sigma^{\parallel}(R)}{R^2} \beta^{\parallel}(R, \lambda) e^{-2 \int_0^R \alpha^{\parallel}(x, \lambda) dx} \quad (\text{ec. III.3})$$

$$P^{\perp}(R, \lambda) = P_0(\lambda) \frac{c\tau}{2} A\eta \frac{\sigma^{\perp}(R)}{R^2} \beta^{\perp}(R, \lambda) e^{-\int_0^R [\alpha^{\perp}(x, \lambda) + \alpha^{\parallel}(x, \lambda)] dx} \quad (\text{ec. III.4})$$

donde la diferencia en las transmisividades (términos exponenciales) viene del hecho de que cuando la radiación se propaga en el camino de ida la extinción es $\alpha^{\parallel}(x, \lambda)$ (igual para ambas señales), mientras que la radiación que ve alterado su estado de polarización se extingue según $\alpha^{\perp}(x, \lambda)$ al hacer el camino de vuelta. Por una parte se define la razón de despolarización volúmica lineal como directamente el cociente de los coeficientes de retrodispersión:

$$\delta_{\text{lineal}}^{\text{vol}}(R, \lambda) = \frac{\beta^{\perp}(R, \lambda)}{\beta^{\parallel}(R, \lambda)} \quad (\text{ec. III.5})$$

Como cada coeficiente contiene las contribuciones de retrodispersión de partículas o moléculas, esta razón de despolarización volúmica lineal contiene la información de las capacidades despolarizantes de todos los componentes atmosféricos.

A través de la expresión de $\delta_{\text{lineal}}^{\text{vol}}$ (ec. III.5) se define la razón de despolarización lineal de partículas como:

$$\delta_{\text{lineal}}^{\text{part}}(R, \lambda) = \frac{R_{\text{backs}} \delta_{\text{lineal}}^{\text{vol}} (\delta_{\text{lineal}}^{\text{mol}} + 1) - \delta_{\text{lineal}}^{\text{mol}} (\delta_{\text{lineal}}^{\text{vol}} + 1)}{(\delta_{\text{lineal}}^{\text{vol}} + 1) (\delta_{\text{lineal}}^{\text{mol}} + 1) (R_{\text{backs}} - 1)} \quad (\text{ec. III.6})$$

donde:

$$R_{\text{backs}}(R, \lambda) = \frac{\beta_{\text{part}}(R, \lambda) + \beta_{\text{mol}}(R, \lambda)}{\beta_{\text{mol}}(R, \lambda)} \quad \text{y} \quad \delta_{\text{lineal}}^{\text{mol}}(\lambda) = \frac{\beta_{\text{mol}}^{\perp}(\lambda)}{\beta_{\text{mol}}^{\parallel}(\lambda)} \quad (\text{ec. III.7})$$

denominadas razón de retrodispersión y razón de despolarización lineal de moléculas, respectivamente. En este caso, la despolarización lineal de partículas tan solo presenta los efectos despolarizantes de las partículas, y no el de las moléculas. Cabe decir que en la ecuación III.6 se han omitido la dependencia con R y λ para facilitar su lectura.

Las expresiones de $\delta_{\text{lineal}}^{\text{vol}}$ y $\delta_{\text{lineal}}^{\text{part}}$ (ec. III.5 y III.6) se refieren a razones de polarización *lineal*, que son propiedades comúnmente empleadas en las estaciones lidar de superficie por emplear fuentes láser con este tipo de polarización. Sin embargo, sabemos que la radiación láser puede estar circularmente polarizada. Así, se define la razón de despolarización *circular* de partículas a partir de la razón *lineal* de partículas:

$$\delta_{\text{circ}}^{\text{part}}(R, \lambda) = \frac{2\delta_{\text{lineal}}^{\text{part}}(R, \lambda)}{1 - \delta_{\text{lineal}}^{\text{part}}(R, \lambda)} \quad (\text{ec. III.8})$$

Análogamente se puede definir la razón de despolarización volúmica circular a partir de $\delta_{\text{lineal}}^{\text{vol}}$ [Mishchenko and Hovenier, 1995].

III.2.3 Técnica lidar Doppler

La técnica lidar Doppler tiene en común con las técnicas presentadas en las secciones III.2.1 y III.2.2 el hecho de que está basada en la emisión de un haz de radiación láser a una longitud de onda muy concreta hacia la atmósfera, de manera que esta radiación interacciona con la materia, detectándose solamente la parte que es retrodispersada. La peculiaridad de la técnica lidar Doppler se encuentra en la forma de analizar la señal retrodispersada, y es que en ella se buscan los cambios producidos en la frecuencia (o alternativamente longitud de onda) de la radiación por el efecto Doppler. Dicho fenómeno físico ocurre cuando un cuerpo emisor de una onda se encuentra en movimiento relativo respecto a otro que hará de receptor, de manera que la onda presentará una variación en su frecuencia entre los dos sistemas de referencia. Esta diferencia en la frecuencia es proporcional a la velocidad relativa entre los sistemas.

Por ello, la técnica lidar Doppler permite determinar la velocidad relativa promedio entre el sistema lidar y el volumen de atmósfera retrodispersador en movimiento, es decir, permite obtener medidas del viento. Pero por su funcionamiento, la técnica lidar Doppler es compatible con la lidar elástica y de despolarización, pues el funcionamiento es esencialmente el mismo y las principales diferencias se encuentran en la forma de analizar la señal retrodispersada recibida. Por ello serán complementarias y los sistemas lidar Doppler también podrán medir las características ópticas de las partículas, generando perfiles de coeficientes de extinción y retrodispersión de partículas o perfiles de razón de despolarización.

III.3 EARLINET

La red EARLINET² (*European Aerosol Research Lidar NETwork*) [Pappalardo et al., 2014] se funda en el 2000 con objeto de generar una base de datos de aerosol que engloba las medidas de diferentes estaciones bajo unos estándares que garantizan homogeneidad

² www.earlinet.org (sitio web de la red) o <https://data.earlinet.org/> (base de datos)

en los productos. Al disponer de medidas de aerosol homogeneizadas para diferentes estaciones repartidas por el continente europeo se posibilita la realización de estudios a escala continental, relacionados con el transporte del aerosol y cómo las capas evolucionan con el tiempo. La red comenzó con 17 estaciones en el 2000, y ha crecido hasta disponer de 31 estaciones permanentes (30 repartidas por el continente europeo y 1 en Tayikistán, Figura III.2) en el 2020. Recientemente EARLINET se ha incorporado a la red ACTRIS (*Aerosols, Clouds and Trace gases Research InfraStructure network*).

Cualquier estación lidar puede entrar dentro de la red de EARLINET pero necesita comprometerse a algunas condiciones generales, como por ejemplo a medir todos los lunes al mediodía y al anochecer (en hora local) y los jueves al anochecer en sesiones de mínimo 2 horas, a realizar medidas intensivas durante eventos significativos y asegurar la calibración de los instrumentos y reproducibilidad de los algoritmos de análisis [Pappalardo et al., 2004]. Tras años de esfuerzo y desarrollos, se ha implementado un sistema de procesamiento único conocido SCC (*Single Calculus Chain*) [D’Amico et al., 2015, 2016; Mattis et al., 2016], una herramienta que automáticamente analiza y procesa los datos medidos en cada estación, aplicando los estándares que acaban homogeneizando la base de datos completa, asegurando que los productos finales de coeficientes de retrodispersión, extinción, razón lidar, entre otros, sean de utilidad científica.

Por otra parte, la red EARLINET se ha involucrado con la calibración y validación de los datos de satélite, como fue el caso de CALIPSO y actualmente Aeolus [Straume et al., 2019]. Por ello, algunas estaciones de la red se comprometen a tomar las medidas suficientes durante las pasadas de los correspondientes satélites. En el caso del satélite Aeolus, se está desarrollando el proyecto ‘*Aeolus L2A aerosol and cloud product validation using the European Aerosol Research Lidar Network EARLINET*’ financiado por la ESA, cuyo objetivo principal es la validación de productos de aerosol y nubes L2A de Aeolus, a través de la intercomparación con perfiles de retrodispersión, extinción y razón lidar de la base de datos de EARLINET.

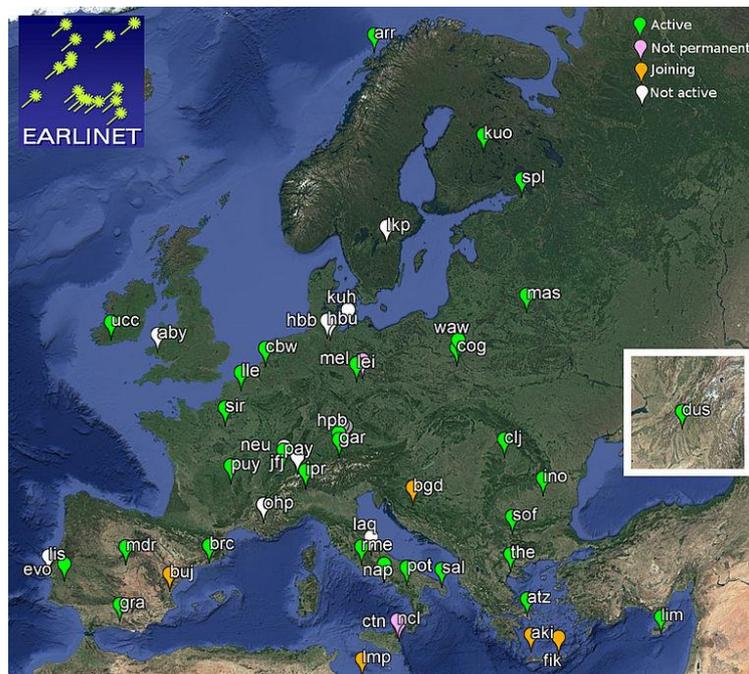


Figura III.2. Mapa con la disposición de las estaciones de EARLINET: estaciones activas y permanentes (verde), estaciones no permanentes (rosa), estaciones en proceso de adhesión (naranja) y estaciones no activas (blancas).

IV. Área de estudio e instrumentación

A continuación se describen las características de cada área de estudio así como los detalles técnicos más relevantes de cada uno de los diferentes instrumentos cuyos productos se han utilizado para realizar la intercomparación. Por una parte se presenta el satélite Aeolus y su sistema lidar Doppler, ALADIN, y por otro las dos estaciones de superficie en Évora y Granada, con sus lidars de partículas PAOLI y MULHACEN, respectivamente.

IV.1 Satélite Aeolus

En 1999, ante la necesidad de disponer de medidas de viento a nivel global, la ESA aprobó el proyecto de la misión Aeolus, aunque el satélite (Figura IV.1) es finalmente lanzado el 22 de agosto del 2018 desde el puerto espacial de Kourou, en la Guayana Francesa, con un tiempo de vida útil esperado de mínimo 3 años. Aeolus orbita la Tierra a unos 7.71 km/s, a una distancia de aproximadamente 320 km sobre la superficie del planeta en un órbita heliosíncrona, de manera que para una localización concreta permite obtener los perfiles de viento siempre a la misma hora (con escasos segundos de diferencia). Además, completa un ciclo cada 90 min (16 órbitas al día) y proporciona una cobertura completa de la Tierra (Figura IV.2, izquierda) cada semana (109 órbitas a la semana), por lo que en cada localización dada, el satélite pasa siempre a la misma hora del mismo día de la semana [Flamant et al. 2017]. En el caso de las estaciones utilizadas en el estudio, Aeolus sobrevuela Évora durante un modo ascendente a una distancia aproximada de unos 52 km todos los viernes a las 18:17 UTC (Figura IV.2, derecha), mientras que Granada disfruta de una situación privilegiada, pues Aeolus sobrevuela el área durante un modo ascendente y otro descendente a aproximadamente unos 14 km en ambas ocasiones, todos los jueves a las 06:24 UTC y las 18:04 UTC (Figura IV.2, derecha).



Figura IV.1. Recreación artística del satélite Aeolus orbitando la Tierra. Fuente: ESA/ATG medialab.



Figura IV.2. (Izquierda) Distribución de las pasadas del satélite Aeolus sobre el continente europeo; (Derecha) Localización de las estaciones de Évora y Granada, y las pasadas cercanas de Aeolus. Fuente: ESA Aeolus online dissemination.

Montado a bordo del satélite Aeolus se encuentra un único instrumento meteorológico, un lidar Doppler llamado ALADIN. Pese a que los lidar Doppler pueden determinar las tres coordenadas del viento, por limitaciones técnicas de la misión Aeolus, ALADIN tan solo obtiene la proyección del viento horizontal sobre la línea de visión (una sola componente horizontal), y no toma medidas en diferentes direcciones para estimar las tres componentes del viento. En el caso de ALADIN, se utiliza radiación ultravioleta de 355 nm y el receptor es capaz de captar la radiación retrodispersada en los canales de Rayleigh y Mie. Además, la radiación emitida es circularmente polarizada y el sistema tan solo recibe la componente paralela (a la radiación emitida) de la radiación retrodispersada, por lo que se subestiman los coeficientes de retrodispersión [Flamant et al., 2017]. Por ello, será necesaria una conversión previa a la intercomparación de los coeficientes en superficie, como se describe en la sección V.3.

Según la documentación del satélite publicada por la ESA [Flamant et al., 2017], ALADIN puede obtener perfiles en los primeros 30 km (troposfera y baja estratosfera). Sin embargo, cuanto mayor es la distancia desde la superficie menor es la cantidad de partículas y, en consecuencia, en la práctica los perfiles serán útiles (perfiles con suficiente razón señal-ruido) en un rango de alturas más limitado (baja troposfera). Aeolus emite la radiación con una frecuencia de repetición de 50 Hz y se entenderá como medida al promedio horizontal de las señales retrodispersadas cada, aproximadamente, 87 km (horizontales) para cada *bin* vertical (una medida resulta de promedios horizontales y verticales). Además, ALADIN toma una medida cada 12 s, lo que se traduce en aproximadamente 300 perfiles/hora, o 450 perfiles/órbita. Por la distribución no uniforme de los componentes en la atmósfera, y para garantizar medidas significativas, la resolución vertical (alturas que promedia cada *bin* vertical) varía con la altura, de manera que la resolución es de 500 m entre los 0 y los 2 km asl (km *above sea level*), de 1 km entre los 2 y los 16 km asl, y finalmente de 2 km entre los 16 y los 30 km asl, lo que resulta en un total de 24 *bins* verticales [Ingmann and Straume, 2016]. Aeolus también consta de interferómetros que permiten discriminar los dos regímenes de la retrodispersión (Mie y Rayleigh), de manera que se disponen de dos canales que proporcionará inicialmente estimaciones distintas de las variables, aunque en el tratamiento de los datos previos a ser publicados los regímenes se combinan para obtener los productos finales [Flamant et al. 2017].

IV.2 Estación de superficie en Évora

Para el proceso de calibración/validación de los productos de Aeolus, en este estudio se utilizan las medidas de PAOLI, el lidar Raman multiespectral de tipo POLLY [Baars et al., 2016] de la estación de Évora, Portugal (38.57°N, 7.91°W y 293 m asl), que opera rutinariamente en el Instituto de Ciencias de la Tierra (*Instituto de Ciências da Terra, ITC*) adscrito a la Universidad de Évora. Évora se encuentra en la mitad sur de Portugal, a mitad de camino entre Lisboa (unos 100 km) y la frontera con España, en una región fundamentalmente rural con poca industrialización. Por ello, se encuentran bajas concentraciones de partículas de aerosol, en concreto las de origen antropogénico. Por otra parte, en verano son frecuentes los incendios forestales, y por su cercanía al norte del continente africano también serán frecuentes las intrusiones de polvo sahariano. Como su atmósfera no está contaminada con partículas de origen antropogénico, presenta condiciones idóneas para el estudio de capas transportadas de humo y polvo mineral [Preißler et al., 2011, 2013; Pereira et al., 2009, 2014; Valenzuela et al., 2017]. En concreto, las capas de humo pueden tener diferentes procedencias, desde incendios producidos dentro de las fronteras nacionales [Pereira et al., 2014] o grandes incendios forestales en Norte América [Baars et al., 2019; Sicard et al., 2019]. De manera extraordinaria también se han detectado capas con composiciones significativas de partículas de aerosol volcánico, durante el periodo de gran actividad del volcán Eyjafjallajökull, Islandia, en 2010 [Sicard et al., 2012].

PAOLI se encuentra dentro de la red hispano-lusa SPALINET y también de EARLINET, perteneciente al proyecto ACTRIS. Consta de una fuente láser de Nd:YAG, que emite radiación en 355, 532 y 1064 nm con una frecuencia de repetición de pulso de 20 Hz, y además detecta los canales Raman en los 387 y 607 nm (correspondientes al desplazamiento Raman del N₂ bajo excitación a 355 y 532 nm). También consta de un filtro de polarización que le permite obtener la componente polarizada perpendicularmente de la señal recibida en 532 nm. Por lo tanto, permitirá obtener perfiles de coeficiente de retrodispersión (355, 532 y 1064 nm), extinción (355 y 532 nm) y también perfiles de razón de despolarización lineal de partículas (532 nm), de los que se pueden calcular otros productos derivados como son el exponente de Ångström y la razón lidar de partículas. Su resolución nominal vertical y temporal es de 30 m y 30 s, respectivamente, aunque las medidas suelen promediarse en el tiempo y espacio durante el procesado de las señales, y la altura de solapamiento completo se sitúa a los 800 m sobre la superficie. Además, la adquisición de medidas de PAOLI se encuentra automatizada, por lo que genera los productos 24 h/día, 7 días/semana.

IV.3 Estación de superficie en Granada

Para el proceso de calibración/validación de los productos de Aeolus, en este estudio también se utilizan las medidas realizadas por MULHACEN (LR331D400, Raymetrics S.A.), el lidar Raman multiespectral de la estación de Granada, España (37.16°N, 3.61°W y 680 m asl), situado en el IISTA-CEAMA (Instituto Interuniversitario de Investigación del Sistema Tierra en Andalucía, sede CEAMA) y perteneciente al grupo de Física de la Atmósfera de la Universidad de Granada. La ciudad de Granada se encuentra en el sureste de la Península Ibérica, en una región poco industrializada, aunque la ciudad en sí genera un ambiente urbano en el que se encuentran partículas de aerosol de origen antropogénico, principalmente debidos a la quema de combustible fósil [Lyamani et al., 2006, 2010,

2012]. Además, la ciudad se sitúa en una depresión geográfica y a los pies de Sierra Nevada, por lo que presentará diferencias significativas de temperatura entre las estaciones, con inviernos fríos y veranos cálidos. Por otra parte, se encuentra muy próxima al norte de África, y son muy frecuentes las intrusiones de polvo sahariano mientras que por su cercanía al resto del continente europeo, sobre Granada también son abundantes las partículas de aerosol de tipo continental [Guerrero-Rascado et al., 2008, 2009, 2011; Lyamani et al. 2010]. Sin embargo, a pesar de su cercanía a la costa las partículas de aerosol de origen marino no son tan abundantes como cabría esperar [Titos et al., 2014].

MULHACEN también pertenece a las redes SPALINET y EARLINET. Muestra una configuración monoestática biaxial, con una fuente luminosa de Nd:YAG por la que emite la radiación de manera vertical, en las longitudes de onda de 355, 532 y 1064 nm con una frecuencia de repetición de pulso de 10 Hz. Dispone de un cubo de polarización que le permite obtener las componentes 532p (polarizada paralela), y 532s (polarizada perpendicular), solamente para la longitud de 532 nm. Por otra parte, tiene los canales Raman de 387, 408 (correspondiente al desplazamiento Raman del nitrógeno y vapor de agua, respectivamente, bajo excitación a 355 nm) y 607 nm (correspondiente al desplazamiento Raman del nitrógeno bajo excitación a 532 nm), aunque debido a su baja intensidad solamente se emplean durante la noche, cuando los detectores no se saturan con la radiación solar. Por lo tanto, se tendrán perfiles de coeficiente de retrodispersión (355, 532 y 1064 nm), extinción (355 y 532 nm) y razón de despolarización lineal de partículas (532 nm). La resolución nominal vertical y temporal es de 7.5 m y 1 min, respectivamente, mientras que la altura de solapamiento incompleto se sitúa entorno a los 800 m sobre la superficie [Navas-Guzmán et al., 2011; Guerrero-Rascado et al., 2010]. Siguiendo el protocolo de EARLINET, las medidas se agrupan en promedios de media hora.

V. Metodología

En esta sección se describen los procedimientos que se han llevado a cabo a la hora de realizar procesar los datos lidar obtenidos desde satélite y desde superficie, así como la metodología empleada para la intercomparación de los mismos. En primer lugar, se presenta la generación de las bases de datos. Posteriormente se describen los estadísticos que permiten valorar la intercomparación.

V.1 Base de datos de Aeolus

Los perfiles de Aeolus usados en este estudio se obtienen del portal web Aeolus Online Dissemination³, donde descargamos por separado las pasadas del satélite sobre las ciudades de Évora y Granada. Los productos se catalogan en tres niveles [Ingmann and Straume, 2016]: (i) nivel 0 (L0) son los datos tal cual son extraídos de ALADIN, con la medidas y parámetros acerca del estado del instrumento; (ii) nivel 1 (L1) son medidas georeferenciadas y calibradas, con algunos parámetros que indican la fiabilidad de la medida y (iii) nivel 2 (L2) son productos totalmente procesados, georeferenciados y calibrados, con información del error y fiabilidad de las medidas. A su vez, se encuentran tres productos de nivel 2 distintos: L2A (productos de aerosol y nubes), L2B (productos de viento con fines científicos) y L2C (campos de viento obtenidos tras asimilación por modelos NWP). En nuestro caso, nos centramos en los productos L2A, que son el tipo de producto que contienen los perfiles de coeficiente de retrodispersión de partículas a 355 nm que utilizaremos en la intercomparación. Además de estos, se pueden encontrar datos de calibración, información de las órbitas y datos meteorológicos, entre otros. Inicialmente, durante las primeras fases de calibración y validación de los productos de Aeolus, todos los datos generados eran de uso exclusivamente científico, no eran públicos, y era necesario el permiso por parte de la ESA. Recientemente, el 12 de mayo del 2020 la ESA ha hecho público el acceso a los productos L1B y L2B de viento, preliminares y finales respectivamente.

Por otra parte, en este estudio nos hemos centrado en el periodo desde el 22 de agosto de 2018 (lanzamiento del satélite) hasta el 30 de abril de 2020 para ambas estaciones. Sin embargo, se ha empleado un criterio distinto para la selección del tamaño de la rejilla, o cobertura geográfica, para cada estación (Tabla V.1). El hecho de que la rejilla centrada en la estación de Évora sea mayor que la correspondiente a Granada se debe a que el satélite Aeolus sobrevuela la región a una mayor distancia horizontal de Évora, aproximadamente unos 52 km, mientras que en el caso de Granada se trata de unos 14 km. Para calcular el valor exacto para cada caso, se puede recurrir al software distribuido por la ESA: [AeolusGroundSitePass](http://aeolus-ds.eo.esa.int/). En la Figura IV.2 se observa cómo la rejilla para Évora es mayor (mayor área). En el caso de Granada se tiene especial cuidado de que los datos de Aeolus utilizados en la intercomparación no sean tomados sobre Sierra Nevada, puesto que ésta es una región con partículas de aerosol cuyas características son muy distintas a las presentes en la estación de Granada, invalidando la intercomparación. En la Figura IV.2 también se observa que las pasadas del satélite sobre Granada tienen

³ <http://aeolus-ds.eo.esa.int/>

lugar siempre al oeste de la estación, y nunca al este de la ciudad (donde se sitúa Sierra Nevada).

	coordenadas	rejilla	cobertura geográfica
Granada	lat: 37.16°	± 0.5°	[36.66°, 37.66°]
	long: -3.61°	± 0.5°	[-4.11°, -3.11°]
Évora	lat: 38.56°	± 0.7°	[37.86°, 39.26°]
	long: -7.91°	± 0.7°	[-8.61°, -7.21°]

Tabla V.1. Coordenadas de Granada y Évora, y cobertura geográfica elegida para descargar los productos de Aeolus

Cuando un satélite se pone en órbita es necesario que éste pase por un proceso de calibración y validación. En el caso de Aeolus, esto queda reflejado en los algoritmos de procesamiento de los datos o *baselines*, que son actualizados con cierta periodicidad. Cada nuevo *baseline* se entiende como una mejora en los algoritmos, por lo que cabe esperar que los productos más recientes sean los que muestren una mejor intercomparación con los datos en superficie. De esta manera, para los primeros productos tenemos un *baseline* denominado 2A01 y para los últimos 2A09. Cuando se produce la actualización de un *baseline* (i.e. la transición del 2A01 al 2A02) durante una semana la base de datos de Aeolus contiene los productos duplicados (cada uno de ellos con su respectivo *baseline*). Para estos casos con productos duplicados se decidió descartar aquel de *baseline* más antiguo, de manera que en el proceso de intercomparación solo se utilizará un producto por pasada.

Posteriormente se realizó una inspección visual de cada uno de los productos para cerciorarnos de que los perfiles de coeficiente de retrodispersión de partículas eran coherentes físicamente. Los satélites pasan por una etapa inicial de calibración y adaptación a la órbita y en el caso de Aeolus este periodo finalizó oficialmente en enero de 2019. A pesar de esto, se observó que los productos de coeficiente de retrodispersión de partículas no eran coherentes (por presentar solamente valores de $0 \text{ m}^{-1}\cdot\text{sr}^{-1}$, o equivalentes a ‘NaN’) hasta el 16 de mayo de 2019, cuando el *baseline* cambió de 2A02 a 2A03. Por lo tanto, se descartan todos los productos con *baseline* inferior a 2A03. La Figura V.1 muestra algunos ejemplos de perfiles de coeficiente de retrodispersión de partículas obtenidos por Aeolus en órbitas que pasan cerca de las estaciones de Granada y Évora, antes y después del 16 de mayo de 2019. En la Figura V.1 se observa que los dos ejemplos con *baselines* 2A01 y 2A02 presentan valores nulos (azul) o negativos (gris) y por lo tanto no se corresponden con medidas físicamente coherentes de coeficiente de retrodispersión, mientras que los dos ejemplos con *baseline* superior o igual a 2A03 sí presentan valores variados del coeficiente de retrodispersión que se podrían identificar con estructuras de partículas presentes en la atmósfera.

Por otra parte, los productos de Aeolus contienen la información de los canales Rayleigh y Mie a los que se les aplican diferentes procesados, por lo que cada producto contiene 4 perfiles distintos de un mismo parámetro: canal Rayleigh con corrección estándar (SCA, *Standard Corrected Algorithm*), con corrección estándar a mitad de *bins* (SCA *middle bins*) o con corrección iterativa (ICA, *Iterative Corrected Algorithm*) y el canal Mie (MCA, *Mie Corrected Algorithm*). Esencialmente se diferencian en el algoritmo que utilizan para obtener los coeficientes a partir de las señales medidas. Un desarrollo completo de los procesados se puede encontrar en [Flamant et al. \(2017\)](#). En

este trabajo se emplean los coeficientes de retrodispersión de partículas obtenidos mediante el procesado tipo SCA, pues la señal del canal Mie puede ser más débil y el procesado ICA puede fallar dentro de la capa límite atmosférica [Flamant et al., 2017].

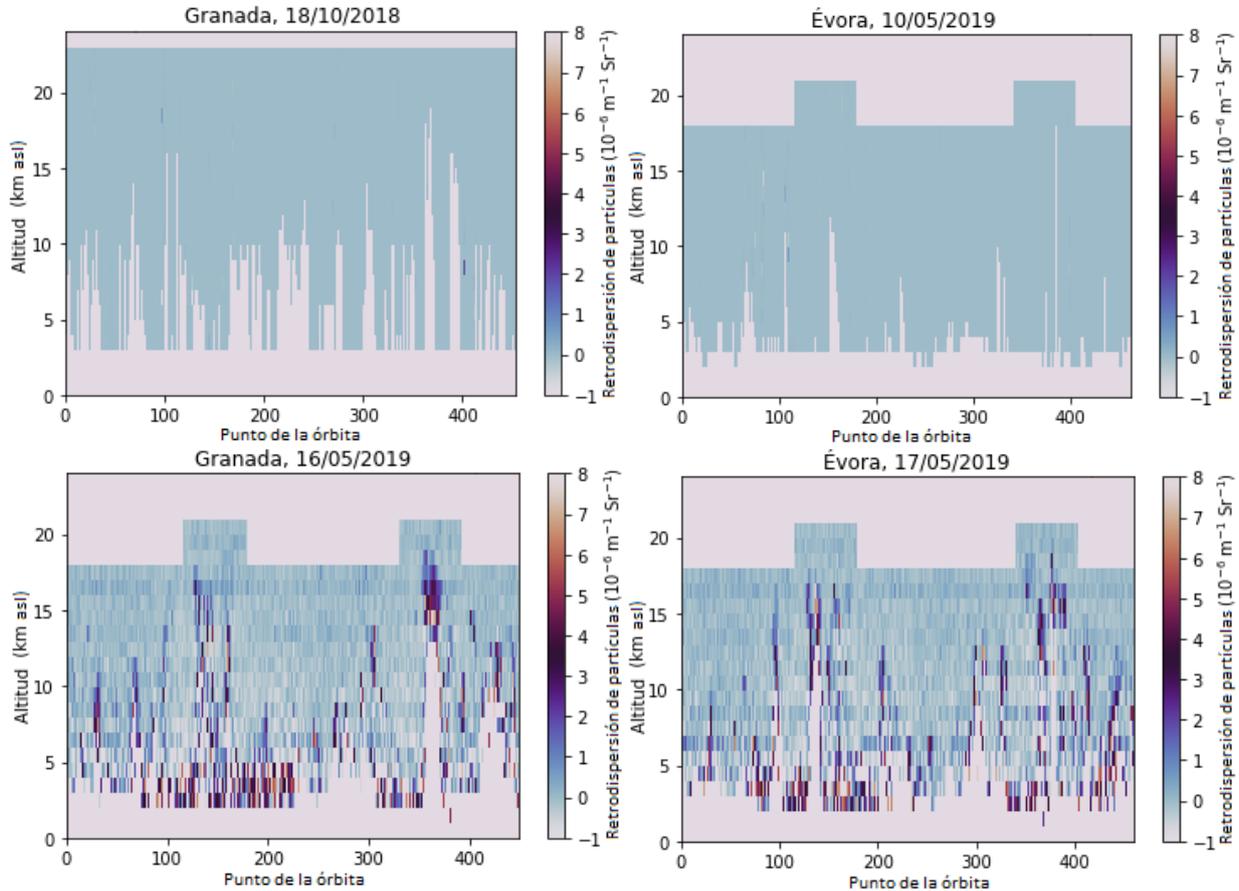


Figura V.1. Ejemplos de coeficientes de retrodispersión de partículas medidos sobre una órbita completa de Aeolus alrededor de la Tierra. Los dos ejemplos de la fila superior muestran casos con *baselines* de 2A01 y 2A02 respectivamente, mientras que los ejemplos de la fila inferior son casos con 2A03. En el eje horizontal se representa cada uno de los promedios horizontales que realiza el satélite, a lo que se había denominado medida.

De esta manera, teniendo en cuenta estos criterios, se genera una base de productos de Aeolus para comparar. El paso siguiente será generar dos bases de datos independientes para cada estación en superficie y, atendiendo a la disponibilidad de datos, comprobar para qué pasadas del satélite la intercomparación es finalmente viable.

V.2 Base de datos de lidar de aerosol en superficie

Para la intercomparación se utilizarán las medidas de los lidar de aerosol en superficie de las estaciones de Granada y Évora. La elección de estas estaciones está justificada, y es que se disponían de una gran cantidad de datos coincidentes con las pasadas del satélite, pues ambas estaciones se comprometieron con EARLINET y ESA a realizar dichas medidas. Además, la estación de Granada presenta una situación privilegiada, pues se sitúa a unos 14 km de un modo ascendente y otro descendente de las órbitas del satélite, por lo que la intercomparación resultaría significativa en este sentido. Por otra parte, Granada se encuentra situada en un terreno con una orografía compleja que podría afectar a las medidas de Aeolus, mientras que la estación de Évora se encuentra en un terreno

bastante llano, por lo que la selección de esta estación podría servir de contraste en la intercomparación. Por último, la estación de Évora se sitúa a unos 52 km de un modo ascendente de Aeolus, una distancia bastante aceptable al considerar que la distancia máxima recomendada para la calibración y validación de productos de Aeolus es de 50 km, aunque se acepta un límite máximo de 100 km [Straume et al., 2019].

Como se comentó en la sección III.3, EARLINET aplica una serie de criterios que consiguen homogeneizar una base de datos, de manera que se puedan comparar más fácilmente datos de diferentes estaciones. En relación al procesado de las medidas, EARLINET utiliza la conocida como SCC [D'Amico et al., 2015, 2016; Mattis et al., 2016]. Esta herramienta automatizada recibe las medidas desde las estaciones de la red EARLINET, les aplica los criterios establecidos y garantiza la calidad y validez de los productos finales. La SCC recibe las señales medidas en bruto, y a partir de ellas acaba obteniendo los diferentes parámetros que caracterizan la atmósfera, como son los coeficientes de retrodispersión de partículas y las razones de despolarización de partículas, entre muchos otros. Para ello, la herramienta integra el método de Klett-Fernald-Sasano [Klett, 1981, 1985; Fernald et al., 1972; Fernald, 1984; Sasano and Nakane et al., 1984; Sasano et al., 1985] y el método Raman [Ansmann et al., 1992]. En concreto, el método de Klett-Fernald-Sasano introduce la razón lidar de partículas:

$$Lr_{\text{part}}(R, \lambda) = \frac{\alpha_{\text{part}}(R, \lambda)}{\beta_{\text{part}}(R, \lambda)} \quad (\text{ec. V.1})$$

que contendrá información de la distribución de tamaño de las partículas, su forma y la composición del volumen retrodispersor, y por lo tanto es un parámetro que permite caracterizar los componentes atmosféricos [e.g. Amiridis et al., 2005; Müller et al., 2007; Noh et al., 2008]. En ambas estaciones, de Évora y Granada, los perfiles de coeficientes de retrodispersión de partículas serán calculados por método de Klett-Fernald-Sasano a través de la SCC, al igual que los perfiles de razón de despolarización lineal de partículas pero solo para la estación de Granada. Para que la SCC pueda calcular la razón de despolarización lineal de partículas es necesario proporcionar unas constantes de calibración [Bravo-Aranda et al., 2013] que no están aún calculadas para Évora (por falta de los instrumentos necesarios), por lo que dicha estación obtiene los perfiles de razón de despolarización lineal de partículas externamente, aplicando unos criterios similares a los de la SCC.

Tras el tratamiento de las medidas por el SCC, estas son publicadas en periodos de media hora sincronizados con las horas del reloj, comenzando a en punto o a y media, y en dos niveles distintos: nivel 1 o 2. Se habla de datos de nivel 0, que no son publicados en la web de EARLINET y serán los productos en bruto. De estos se generan los productos de nivel 1 a través de una serie de filtros de calidad básicos relacionados con la presencia de problemas técnicos, y finalmente se generan los productos de nivel 2, que cumplen todos los estándares de calidad y control establecidos por la red desde un punto de vista físico. Finalmente los productos son publicados en dos grupos: los ficheros de retrodispersión (que contienen, entre otros, perfiles de coeficiente de retrodispersión de partículas, coeficientes de despolarización volúmica lineal o lineal de partículas) y los de extinción (que contiene, entre otros, los perfiles de coeficiente de extinción). Estos productos, tanto de nivel 1 como de nivel 2, acaban siendo públicos para cualquier miembro de la comunidad científica.

Las bases de datos del lidar de aerosol disponibles en las estaciones de Granada y Évora se han generado de forma diferente atendiendo a las particularidades de las pasadas

de Aeolus sobre cada estación. El satélite sobrevuela Granada en dos ocasiones los jueves, una a las 06:24 UTC y otra a las 18:04 UTC, mientras que sobrevuela Évora todos los viernes a las 18:17 UTC. Por otra parte, los productos de los lidar MULHACEN y PAOLI se evalúan, siguiendo el protocolo de EARLINET, en intervalos estandarizados de 30 minutos. Por ejemplo, una medida de datos lidar de superficie se procesa en el intervalo 17:00-17:30 UTC y la siguiente 17:30-18:00 UTC. Por ello, se decidió realizar la intercomparación utilizando diferentes intervalos de tiempo que engloban la pasada del satélite, definiendo así varias modalidades de intercomparación (Figura V.2).

- **Modalidad “30-30-60”**: en esta modalidad la pasada de Aeolus tiene lugar próxima al comienzo/final de una medida en superficie. En este caso, se toma la medida en superficie correspondiente al intervalo estandarizado de 30 min que incluya el instante de la pasada del satélite (i.e. si la pasada sucede a las 18:04 UTC, se usa la medida en superficie correspondiente al intervalo estandarizado 18:00-18:30 UTC). Además, con el objetivo de analizar la homogeneidad y variabilidad de los perfiles considerados, se analiza también el otro intervalo estandarizado más próximo (i.e. para una pasada que tiene lugar a las 18:04 UTC, también se tomará la medida en superficie correspondiente al intervalo estandarizado 17:30-18:00 UTC). De esta manera se realizan dos intercomparaciones utilizando periodos de media hora para las medidas en superficie. Para completar el estudio de esta modalidad, se decidió tomar los dos intervalos de medidas en superficies y promediarlos, de manera que se obtiene un producto representativo de toda una hora, con el que también realizamos la intercomparación con las medidas del satélite (i.e. para la pasada de las 18:04 UTC se utiliza el promedio de las medidas en el intervalo 17:30-18:30 UTC). A esta modalidad la denominaremos modalidad ‘30-30-60’, ya que se realizan tres comparaciones, dos de media hora y otra de una hora completa. Para la pasada de las 18:04 UTC sobre Granada se aplicará esta modalidad.

- **Modalidad “30-90”**: en esta modalidad la pasada de Aeolus no tiene lugar cerca del comienzo/final de una medida en superficie. En este caso, se toma la medida en superficie correspondiente al intervalo estandarizado de 30 min que incluya el instante de la pasada del satélite (i.e. si la pasada tiene lugar a las 18:17 UTC se utiliza la medida en superficie correspondiente al intervalo estandarizado 18:00-18:30 UTC). Similarmente a la modalidad anterior, para completar el estudio de intercomparación se decidió utilizar también el intervalo estandarizado anterior y posterior al intervalo estandarizado seleccionado anteriormente, realizando un promedio de los datos que sea representativo de 90 min (i.e. para la pasada de las 18:17 UTC se toman las medidas en superficie correspondiente al intervalo estandarizado 17:30-19:00 UTC). A esta modalidad se le denomina modalidad ‘30-90’, pues realiza una comparación con datos que cubren media hora, y otra con datos que cubren 90 min. A las pasadas de Aeolus sobre Évora de las 18:17 UTC y sobre Granada a las 06:24 UTC se les aplica esta modalidad.

La elección entre la modalidad ‘30-30-60’ y ‘30-90’ se establece en función de una tolerancia de 5 min, que nos permite discriminar si una pasada del satélite tiene lugar próxima o no al inicio o finalización de un intervalo estandarizado. Los criterios expuestos anteriormente vienen esquematizados en la Figura V.2, donde se vuelven a utilizar las mismas horas como ejemplo.

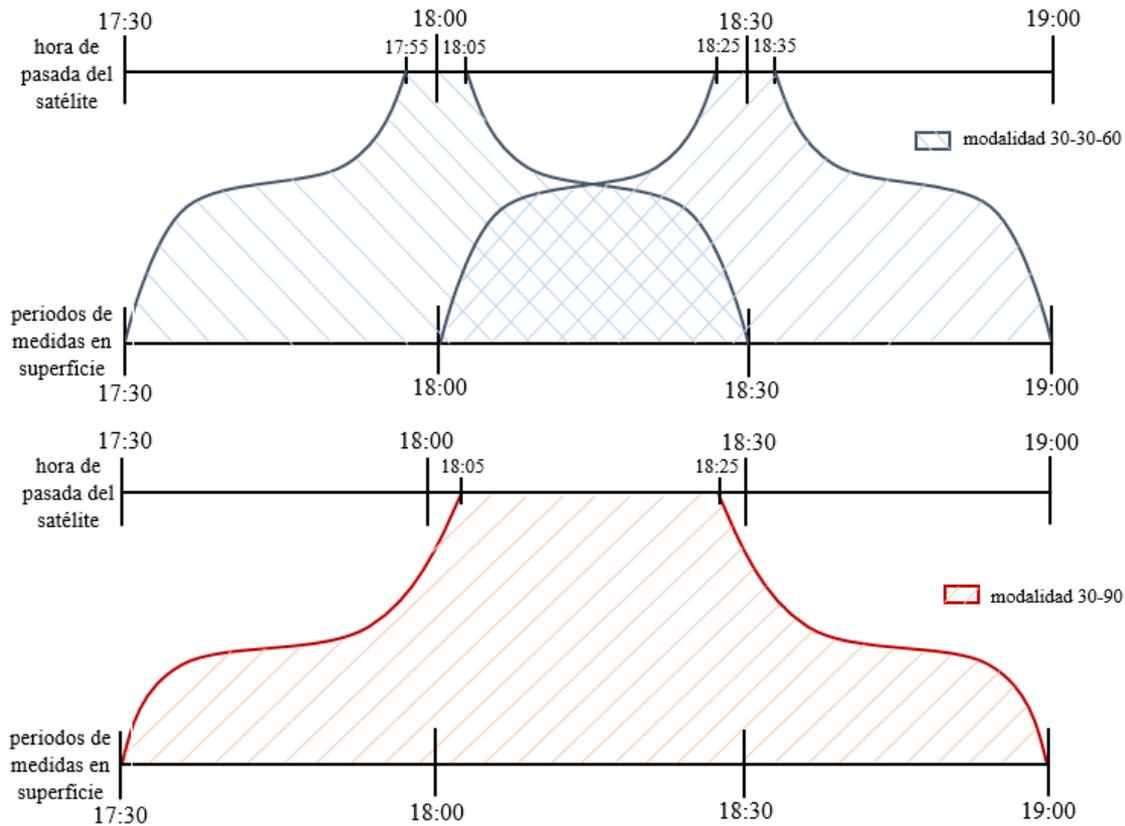


Figura V.2. Esquema de las modalidades de intercomparación '30-30-60' y '30-90' utilizados en este trabajo.

De esta forma, se exploró la base de datos completa de MULHACEN disponible en EARLINET, teniendo en cuenta que para la pasada de las 18:04 UTC se utilizan las medidas en los intervalos estandarizados 17:30-18:00 y 18:00-18:30 UTC del lidar en superficie, y que para la pasada de las 06:24 UTC se utilizan las tres medidas en los intervalos estandarizados 05:30-06:00, 06:00-06:30 y 06:30-07:00 UTC. Del mismo modo para la estación de Évora, Aeolus sobrevuela a las 18:17 UTC, por lo que se necesitan los intervalos estandarizados 17:30-18:00, 18:00-18:30 y 18:30-19:00 UTC de PAOLI disponibles en EARLINET. Por diferentes motivos existen algunos intervalos estandarizados no disponibles, como puede ser la interrupción de las medidas por agentes meteorológicos (precipitación o pronóstico de precipitación), mantenimiento del instrumento, falta de personal para operar el instrumento o acceso al instrumento. Por ello, en esta etapa existe una serie de pasadas del satélite que se tuvieron que descartar por no haber medidas o por no haber suficientes.

De los productos disponibles se extraen las diferentes variables que serán necesarias en la intercomparación: los coeficientes de retrodispersión de partículas en 355 y 532 nm y las razones de despolarización volúmica lineal y lineal de partículas en 532 nm; que tendrán que ser físicamente coherentes. Finalmente, la última etapa del proceso de generación de la base de datos consiste en inspeccionar visualmente cada una de las medidas de lidar en superficie, con el objetivo de descartar casos con presencia de masas nubosas o identificar casos que, tras el procesado automático de la SCC, no presentan coherencia física. Los casos que presentan nubosidad se descartan pues no se puede garantizar que el haz láser, tras atravesar la nube y regresar al receptor, presente valores fiables, debido a la fuerte atenuación que pueden sufrir.

V.3 Conversión de las medidas en superficie

Una vez se puede asegurar que las medidas de la base de datos son coherentes y susceptibles de ser intercomparadas, se debe realizar una conversión de los mismos previa a la intercomparación. Como se ha comentado en la sección IV.I, Aeolus solo detecta la componente paralela a la radiación polarizada circular que emite en los 355 nm, es decir, un perfil de coeficientes de retrodispersión de partículas en 355 nm calculado con la componente polarizada circular de la señal (componente co-polarizada del coeficiente de retrodispersión de partículas). Por su parte, los lidar de superficie en las estaciones de Évora y Granada generan perfiles de coeficientes de retrodispersión de partículas en 355 nm a partir de la señal total (coeficiente de retrodispersión de partículas total). Así, los perfiles generados por el satélite y los generados en superficie no son directamente comparables, puesto que de monitorizar la misma región atmosférica, en el caso de Aeolus se detecta exclusivamente una de las componentes de la señal retrodispersada, lo que acaba produciendo una subestimación de los coeficientes de retrodispersión, al compararlos directamente con los obtenidos de los sistemas lidar de superficie PAOLI o MULHACEN.

Para resolver este problema, es imprescindible realizar una conversión de los perfiles de coeficiente de retrodispersión de partículas totales de PAOLI y MULHACEN para obtener la componente co-polarizada de los coeficientes de retrodispersión de partículas en 355 nm en superficie. Para ello, haremos uso de la razón de despolarización circular de partículas en 355 nm:

$$\beta_{\text{co, 355}}^{\text{part}}(R) = \frac{\beta_{\text{total, 355}}^{\text{part}}(R)}{1 + \delta_{\text{circ, 355}}^{\text{part}}(R)} \quad (\text{ec. V.2})$$

donde los subíndices 355 indican la longitud de onda. Sin embargo, esta ecuación no puede ser aplicada directamente en este trabajo por dos motivos: (i) la radiación láser emitida por los sistemas de superficie presenta polarización lineal, no circular; y (ii) estos sistemas no disponen de canales de despolarización en 355 nm, solamente en 532 nm. Por lo tanto, se tuvieron que buscar alternativas que permitieran transformar los coeficientes en superficie como se indica en la ecuación V.2. El problema de la emisión láser con polarización lineal o circular se puede soslayar en caso de disponer de medidas de despolarización lineal en 355 nm, ya que se puede convertir la razón de despolarización lineal de partículas en razón de despolarización circular de partículas a través de la ecuación III.6, expresada como:

$$\delta_{\text{circ, 355}}^{\text{part}}(R) = \frac{2\delta_{\text{lineal, 355}}^{\text{part}}(R)}{1 - \delta_{\text{lineal, 355}}^{\text{part}}(R)} \quad (\text{ec. V.3})$$

Por tanto nuestro problema se centra en conseguir estimar $\delta_{\text{lineal, 355}}^{\text{part}}$ a partir de las medidas de despolarización disponibles en 532 nm. Para ello, se realizó una revisión bibliográfica de la dependencia espectral de razón de despolarización lineal de partículas. La información obtenida de los estudios más significativos se recoge en la Tabla A.1 (Anexo) y Figura V.3, atendiendo al tipo de partículas de aerosol predominante, la longitud de onda y el valor de la razón de despolarización lineal de partículas. En general, se aprecia que las partículas de aerosol que típicamente son no esféricas y de mayor tamaño (como el polvo mineral y las partículas de bioaerosol) presentan los valores de despolarización lineal de partícula mayores. Por el contrario, las partículas de aerosol marino presentan los valores menores de dicha propiedad. La Figura V.3 muestra una

clara relación lineal entre las razones de despolarización de partículas en 355 y 532 nm, por la cual de la revisión bibliográfica tenemos que $\delta_{\text{lineal}, 355}^{\text{part}}$ podrá estimarse a partir de $\delta_{\text{lineal}, 532}^{\text{part}}$ a través de un factor (0.84 ± 0.03) .

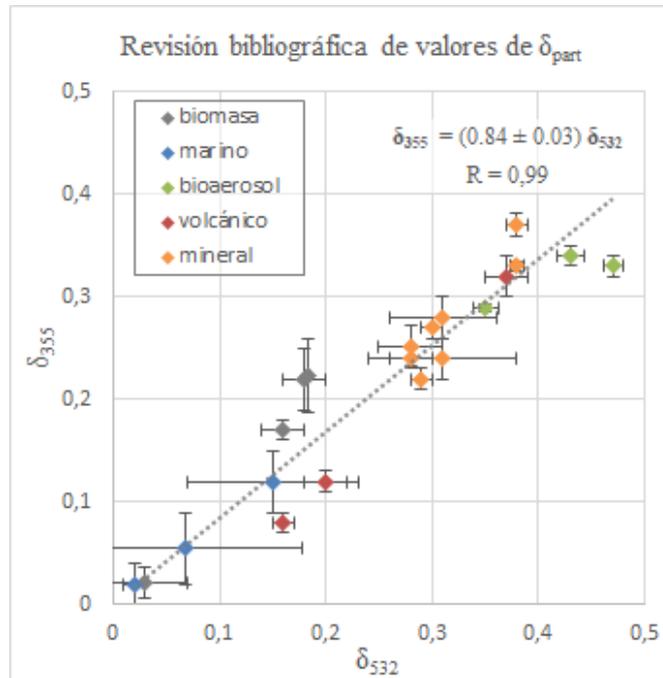


Figura V.3. Representación gráfica y regresión lineal de valores extraídos de la bibliografía. El valor de la pendiente sería 0.84 ± 0.03 , al forzar que la regresión pase por el origen de coordenadas

A partir de la Figura V.3 queda patente que $\delta_{\text{lineal}}^{\text{part}}(R, \lambda)$ presenta una clara dependencia espectral. Se puede estimar esta dependencia espectral para los diferentes tipos de partículas de aerosol, encontrando casos donde las diferencias son menos significativas como para el aerosol mineral o marino ($\sim 15\%$), y otros donde son más significativas como para las partículas de bioaerosol ($\sim 25\%$). En base al valor obtenido de la revisión bibliográfica podemos estimar que al asumir $\delta_{\text{lineal}, 355}^{\text{part}}(R) = \delta_{\text{lineal}, 532}^{\text{part}}(R)$ en una situación con presencia de polvo sahariano ($\delta_{\text{lineal}, 355}^{\text{part}} \sim 0.30$) el valor de $\beta_{\text{co}, 355}^{\text{part}}$ se subestima en aproximadamente un 11%, mientras que en una situación con partículas de origen antropogénico ($\delta_{\text{lineal}, 355}^{\text{part}} \sim 0.05$) el valor de $\beta_{\text{co}, 355}^{\text{part}}$ se subestima en un 1.6%. Estas diferencias pueden llegar a ser significativas, y por lo tanto en nuestros análisis se tendrá en cuenta un factor de conversión de $\delta_{\text{lineal}, 532}^{\text{part}}(R)$ para estimar $\delta_{\text{lineal}, 355}^{\text{part}}(R)$, estimado a partir del ajuste lineal de datos recogidos en la literatura ($\delta_{\text{lineal}, 355}^{\text{part}}(R) = (0.84 \pm 0.03) \delta_{\text{lineal}, 532}^{\text{part}}(R)$), aunque consideramos que la revisión bibliográfica puede ser incompleta y en futuros trabajos se llevará a cabo un estudio más detallado para dicha relación. Cabe decir que esta metodología supone una gran mejora comparada con los trabajos previos que se están llevando a cabo en la mayoría de otras estaciones de las redes EARLINET y LALINET, que no han considerado la corrección espectral de la razón de despolarización, como ha quedado puesto de manifiesto en el ‘Aeolus L2A working meeting 2’ organizado por la Agencia Espacial Europea el pasado 30 de junio de 2020.

Atendiendo a los argumentos anteriores, en este trabajo se estima la despolarización circular de partículas como:

$$\delta_{\text{circ}, 355}^{\text{part}}(R) = \frac{2 \kappa \delta_{\text{lineal}, 532}^{\text{part}}(R)}{1 - \kappa \delta_{\text{lineal}, 532}^{\text{part}}(R)} \quad (\text{ec. V.4})$$

con

$$\kappa = 0.84 \pm 0.03 \quad (\text{ec. V.5})$$

Así, obtendremos la componente co-polarizada del coeficiente de retrodispersión de partículas a través de la ecuación V.2, para los sistemas lidar en superficie. En lo siguiente, se denominará a este perfil convertido como *Aeolus-like*, expresando que se ha convertido en el sentido de que es comparable al perfil medido por Aeolus.

V.4 Estadísticos de la intercomparación

Una vez se dispone de las bases de datos del satélite y estaciones en superficie, se procede a realizar la intercomparación de los datos. Para ello se calculan una serie de estadísticos que se consideran significativos, y de los cuales se pueden extraer conclusiones acerca del estado de los productos de aerosol del satélite.

Un aspecto importante se encuentra en la resolución vertical de los sistemas. Mientras que Aeolus tiene una resolución vertical de 500, 1000 o 2000 m, como se comentó en la sección V.1, los lidars MULHACEN y PAOLI tienen una resolución mucho mayor (7.5 y 30 m, respectivamente). Por lo tanto, será necesario degradar el perfil *Aeolus-like* obtenido en superficie de manera que se pueda realizar la intercomparación *bin a bin*. Para ello, se toman los rangos de altura que representa cada *bin* vertical de Aeolus, y se promedia el perfil *Aeolus-like* para ese rango. Una vez realizado esto, para cada pareja de perfiles (Aeolus y superficie) se calculan diferentes estadísticos relevantes en ambos regímenes (región con carga de partículas de aerosol y troposfera libre). Por una parte se calculan perfiles de *bias* y de *bias* relativo, definidos como:

$$\text{bias}(R) = \beta_{\text{co}, 355}^{\text{Aeolus}}(R) - \beta_{\text{co}, 355}^{\text{superficie}}(R) \quad (\text{ec V.6})$$

$$\text{bias relativo}(R) = \frac{\beta_{\text{co}, 355}^{\text{Aeolus}}(R) - \beta_{\text{co}, 355}^{\text{superficie}}(R)}{\beta_{\text{co}, 355}^{\text{superficie}}(R)} \cdot 100 \quad (\text{ec V.7})$$

Por otra parte, también se calcula la matriz de correlaciones entre los puntos y el RMSE, definido como:

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum^N \beta_{\text{co}, 355}^{\text{Aeolus}}(R) - \beta_{\text{co}, 355}^{\text{superficie}}(R)}{N}} \quad (\text{ec V.8})$$

con N el número de *bins* del segmento del perfil considerado. Por último, se realiza un ajuste lineal de los datos, de $\beta_{\text{co}, 355}^{\text{Aeolus}}(R)$ frente a $\beta_{\text{co}, 355}^{\text{superficie}}(R)$ para comprobar si la relación entre ellos es realmente lineal.

VI. Resultados y discusión

En esta sección se presentan los resultados obtenidos relativos a la comparación entre los lidars de las estaciones de superficie y Aeolus. En primer lugar, se presenta un resumen sobre la bases de datos disponibles tras aplicar los criterios de la sección V.1 y V.2. En segundo lugar, se estudia detalladamente un caso de estudio significativo para cada estación. Finalmente, se analiza estadísticamente la comparación de la base de datos completa.

VI.1 Bases de datos

A continuación se presentan las bases de datos finales que se han utilizado en el proceso de intercomparación. Partiendo de todas las pasadas del satélite disponibles para cada estación, aplicamos los criterios expuestos en la sección V y finalmente se utiliza un número más reducido de pasadas. Debido a las diferencias entre las bases de datos, hablaremos de cada estación por separado.

En la **estación de Granada** inicialmente se decidió tomar el periodo entre el 22 de agosto del 2018 hasta el 30 de abril del 2020, pero al decretarse el estado de alarma en España el 14 de marzo del 2020 las tomas de medidas se vieron interrumpidas. En este periodo se encontraron un total de 149 casos disponibles, contando conjuntamente las pasadas de las 06:24 UTC y las 18:04 UTC. Como se comentó en la sección VI.2, los casos con *baselines* inferiores a 2A03 se descartaron (Figura V.1), reduciendo a 99 casos válidos, y tras descartar los casos duplicados con *baseline* distintos finalmente disponemos de 79 pasadas que denominamos ‘útiles’. Al cruzar esta información con la disponibilidad de medidas desde superficie, se encontró que no se disponía de ninguna medida para 42 de las pasadas, de las que 18 se corresponden con días en los que el lidar no se puso en marcha (festivos, días lluviosos o periodos de mantenimiento) y 24 se corresponden con días en los que el lidar estuvo operativo pero no durante las pasadas (se interrumpieron las medidas por amenaza de lluvias). Por ello, nos quedan 35 pasadas para las que sí se dispone de alguna medida, y que denominaremos ‘comparables’. De ellas, 25 se corresponden con pasadas del satélite a las 18:04 UTC y las 10 restantes con las pasadas del satélite a las 06:24 UTC. Puede verse que disponemos de un menor número de pasadas de las 06:24 UTC debido a que en ese horario no es habitual operar el instrumento debido a actividades académicas. Por último, tras inspeccionar los productos de superficie encontramos 15 casos que no presentaron un comportamiento físicamente coherente y, por lo tanto, fueron descartados. Del mismo modo, existen 6 casos con presencia de nubes. Dado que el satélite pasa a unos 14 km de la estación, no se puede garantizar que la misma estructura nubosa sea simultáneamente captada en el satélite y en la estación, además de que ésta puede atenuar excesivamente la señal, degradándola y no permitiendo obtener información atmosférica con fiabilidad, de manera que también fueron descartados. Finalmente obtuvimos un total de 16 casos para los que sí se puede realizar la intercomparación de los productos (Figura VI.1). Por otra parte, en la Figura VI.2 (izquierda) se presenta una serie temporal de los 79 casos ‘útiles’, con objeto de observar cómo se reparten temporalmente los 16 casos finales. En ella se observa que estos casos finales se encuentran principalmente entre mayo y septiembre del 2019, y tan

solo se utilizan 2 casos entre septiembre del 2019 y marzo del 2020, pues el resto son descartados por las causas comentadas anteriormente.

En la **estación de Évora** se utilizaron los datos dentro del intervalo temporal entre el 22 de agosto del 2018 y el 30 de abril del 2020, ya que la adquisición de datos en la estación de Évora es automática y no se vio interrumpida durante la pandemia del COVID-19. Dentro de este periodo se encontró un total de 90 casos disponibles de las pasadas de las 18:17 UTC. Los productos L2A hasta el 16 de mayo del 2019 (Figura V.1) se descartaron, resultando en 60 casos válidos, de los cuales 49 no estaban duplicados (con *baselines* distintos) y se corresponden con la categoría denominada ‘útiles’. Tras esto se comprobó la disponibilidad de medidas coincidentes con la estación de superficie y no se encontraron medidas para 18 de los casos (días lluviosos o mantenimiento del instrumento), lo que resultó en 31 pasadas denominadas ‘comparables’. Finalmente se inspeccionaron los productos en superficie en busca de algún comportamiento anómalo y se detectaron 6 casos para los que el perfil de razón de despolarización no era físicamente coherente, y otros 8 casos con nubes que se también se descartaron. Por ello, nos quedó un total de 17 casos finales susceptibles de ser intercomparados. La Figura VI.1 presenta la clasificación de los casos y la Figura VI.2 (derecha) una serie temporal de los 49 casos ‘útiles’ y su distribución temporal, donde se puede observar que las pasadas utilizadas se reparten de manera uniforme en todo el periodo desde mayo del 2019 a abril del 2020. Por otra parte, cabe mencionar que a pesar de disponer de un menor número de pasadas para Évora, como se han descartado menos casos que en Granada, el número de casos disponible para realizar la intercomparación es similar en ambas estaciones.

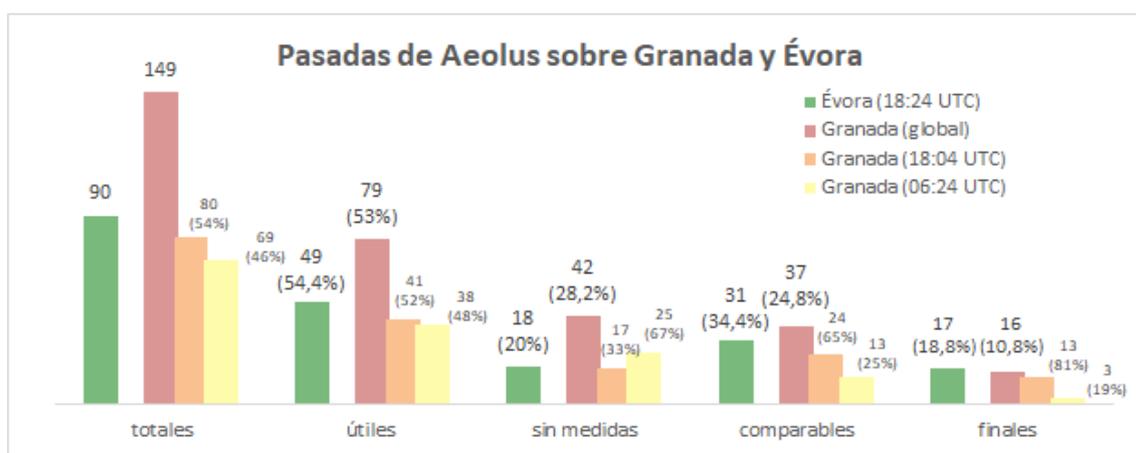


Figura VI.1. Categorización de las pasadas de Aeolus en el periodo analizado: ‘útiles’ (pasadas con *baseline* superior o igual a 2A03) y ‘comparables’ (casos en los que disponemos de medidas).

En el caso de las estadísticas globales (series roja y verde), el porcentaje indica la proporción respecto al número de casos totales, mientras que el porcentaje de las series por pasada (naranja y amarillo) indica la proporción respecto al valor de la serie global en su misma categoría.

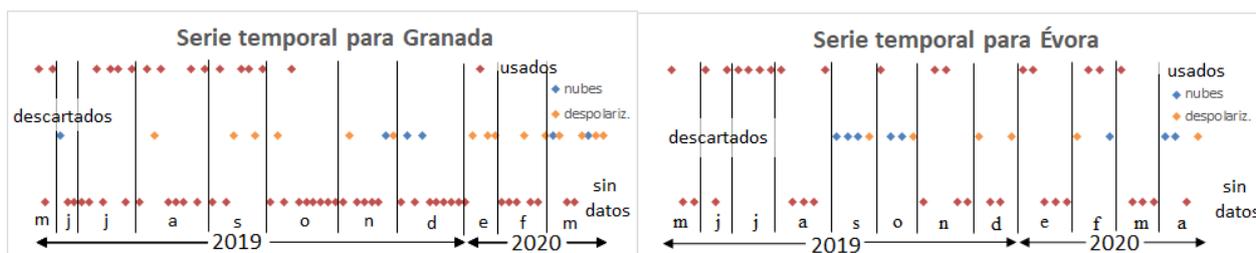


Figura VI.2. Serie temporal de los casos útiles para las estaciones de Granada y Évora: ‘sin datos’ (no hay disponibilidad de datos superficiales), ‘descartados’ (perfiles de razón de despolarización de partículas físicamente no coherentes o por presencia de nubes), ‘usados’ (casos útiles en la intercomparación).

VI.2 Casos de estudio de intercomparación

En esta sección se muestra un estudio detallado de un caso particularmente interesante de cada estación en superficie, para el que se representan las diferentes variables relevantes en el estudio.

VI.2.1. Caso de estudio en Granada (11/07/2019)

La elección de este día se debe a que representa un escenario atmosférico bastante frecuente en la región. La pasada tuvo lugar el 11 de julio del 2019 a las 06:24 UTC, a tan solo 14.4 km de la estación de Granada (Figura VI.3). Por lo tanto, por la hora de la pasada, se aplicó la modalidad de estudio ‘30-90’ (sección V.2). Es importante recalcar que el satélite sobrevoló la región al oeste de la ciudad, alejándose del sistema montañoso y, por lo tanto, no se espera un impacto debido a las diferentes características atmosféricas predominantes en Sierra Nevada. En las Figuras VI.4 y VI.5 se presentan los diferentes perfiles relevantes en la intercomparación, tanto aquellos determinados desde superficie mediante la SCC como los convertidos *Aeolus-like*. Se muestra la comparación de 30 min (Figura VI.4) y de 90 min (Figura VI.5). En ambos casos, en las gráficas VI.4 (a) y VI.5 (a) se pueden observar dos estructuras diferenciadas, una de ellas desde superficie hasta 2.3 km asl que se corresponde con la capa límite atmosférica, y otra capa desacoplada que se extiende entre los 3 y 6 km asl, cuyo origen se identifica mediante el análisis de retrotrayectorias (no mostrado en el texto) como una intrusión de polvo sahariano. Del mismo modo, se observa un aumento repentino en los parámetros de despolarización en torno a los 2 km asl (Figuras VI.4 b) y VI.5 b)), que es típico de este tipo de partículas minerales [e.g. Freudenthaler et al., 2008; Groß et al., 2011; Guerrero-Rascado et al., 2008, 2009; Granado-Muñoz et al., 2016]. Las Figuras VI.4 (c) y VI.5 (c) muestran que Aeolus detecta correctamente esta estructura de partículas (tanto el espesor de la capa como las alturas en las que aparece) y presenta unos valores de componente paralela del coeficiente de retrodispersión bastante similares a los medidos en superficie, mostrando también el descenso repentino en el coeficiente de retrodispersión para el *bin* inmediatamente superior a los 6 km asl. Cabe destacar la gran discrepancia que presentan los puntos de menor altura. En todas las gráficas de la Figura VI.6 se puede observar cómo las alturas más bajas presentan una alta discrepancia debido a un error sistemático del satélite. Por su parte, las alturas medias, entre los 2 y los 8 km asl, son las que presentan los mejores estadísticos, con valores de bias muy aceptables, entre 0 y $0.5 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$. Finalmente las medidas a mayores alturas, por encima de los 9 km asl, vuelven a presentar valores altos en las diferencias, entre $1 \cdot 10^{-6}$ y $2 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$, debido al ruido que presenta el lidar de superficie para estas alturas. Por otra parte, el RMSE es de $1.02 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$ para el intervalo promedio de 30 min y de $1.05 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$ para el intervalo promedio de 90 min. En ambos casos los RMSE son aceptables. Se realiza un ajuste lineal con los pares de valores de este caso concreto y se obtiene $\beta_{\text{co},355}^{\text{Aeolus}} = -0.20 \beta_{\text{co},355}^{\text{superficie}} + 0.74$ ($R^2 = 0.03$) muy poco significativo. Si nos quedamos solamente con los valores por debajo de los 6 km (con concentración significativa de aerosol) el ajuste mejora a $\beta_{\text{co},355}^{\text{Aeolus}} = 2.43 \beta_{\text{co},355}^{\text{superficie}} - 0.30$ ($R^2 = 0.21$), que sigue sin ser significativo. Por su parte, el análisis de modalidad ‘30-90’ sugiere para este caso de estudio que no existen grandes diferencias al tomar el intervalo de media hora o el de 90 min, y los estadísticos calculados son prácticamente iguales.

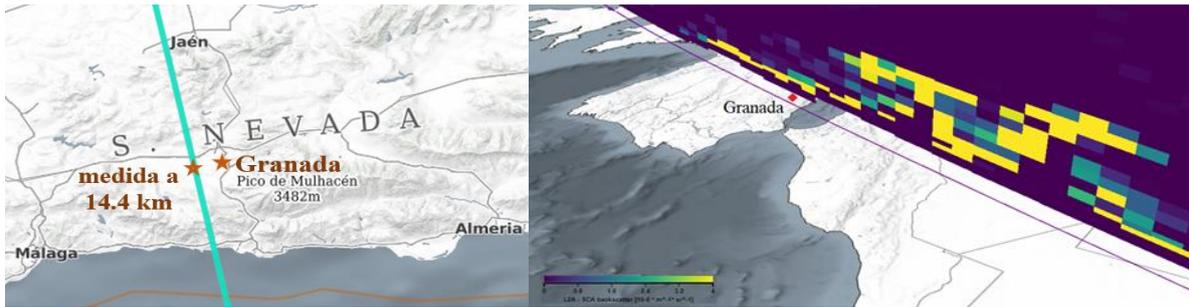


Figura VI.3. Pasada del 11/07/2019 a las 06:24 UTC sobre Granada. Fuente: OpenStreetMap/EOX y VirEs.

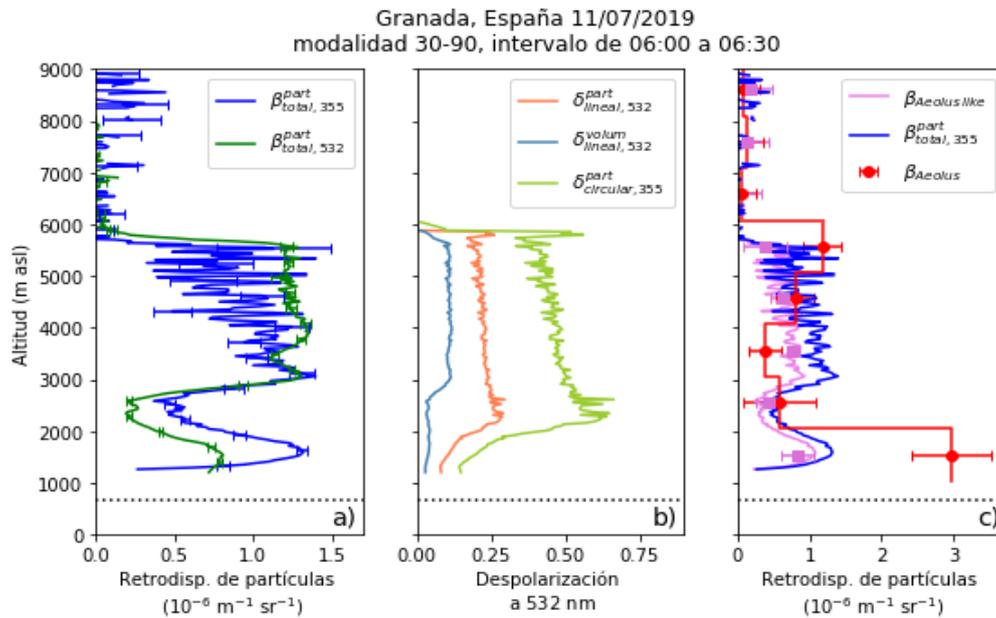


Figura VI.4. Variables más significativas de la intercomparación para el caso de estudio del 11/07/2019 en el periodo 06:00-06:30 UTC (modalidad '30-90') en Granada: (a) coeficientes de retrodispersión de partículas en 355 y 532 nm (con incertidumbre instrumental), (b) razones de despolarización volúmica lineal y de partículas (a 532 nm) y la despolarización circular calculada (a 355 nm), y (c) perfil original de coeficiente de retrodispersión de partículas a 355 nm (total), el perfil *Aeolus-like* de máxima resolución y el perfil degradado, junto con la medida de Aeolus (y su incertidumbre instrumental). El perfil degradado *Aeolus-like* va acompañado de la desviación estándar de los puntos empleados en la degradación.

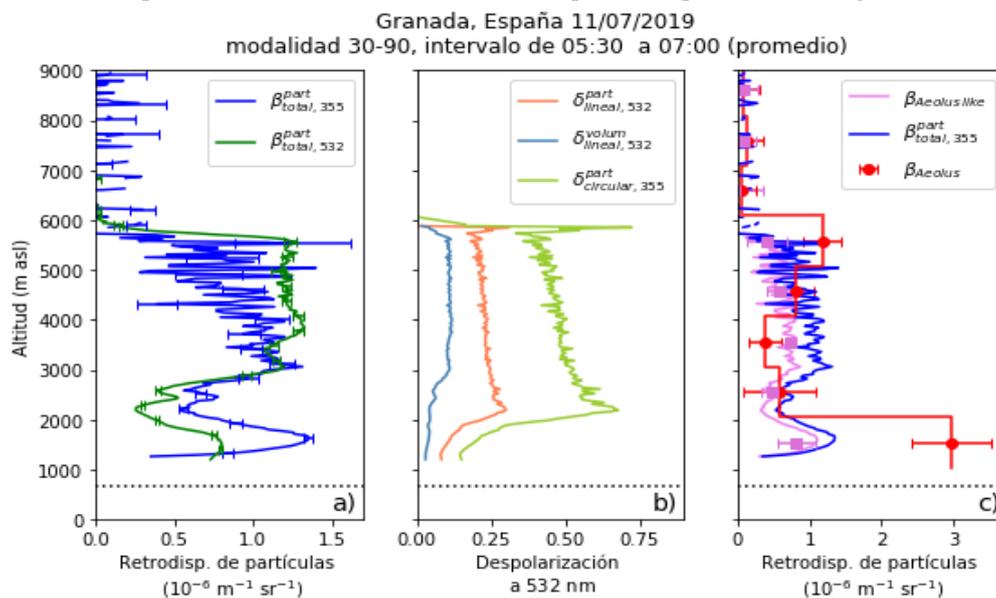


Figura VI.5. Se representan las mismas variables que en la Figura VI.4, para el caso de estudio del 11/07/2019 en el periodo 05:30-07:00 UTC (modalidad '30-90') en Granada.

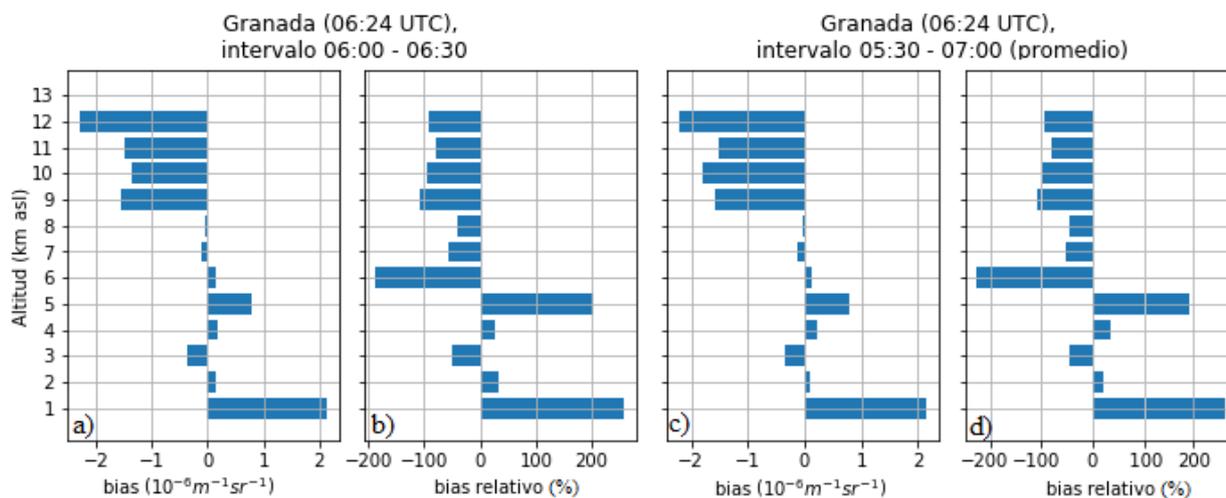


Figura VI.6. Perfiles de estadísticos calculados para el caso de estudio del 11/07/2019 modalidad ‘30-90’ en Granada: (a) perfil de bias (en $10^{-6} \text{ m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$) en el periodo 06:00-06:30 UTC, (b) perfil de bias relativo (%) en el periodo 06:00-06:30 UTC, (c) perfil de bias (en $10^{-6} \text{ m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$) en el periodo 06:00-07:00 UTC, y (d) perfil de bias relativo (%) en el periodo 06:00-07:00 UTC.

VI.2.2. Caso de estudio en Évora (28/06/2019)

La elección de este día se debe a que representa un escenario atmosférico bastante frecuente en esta estación. La pasada tuvo lugar el 28 de junio del 2019 a las 18:17 UTC a 52.1 km de la estación. Debido al instante en que tiene lugar la pasada, se aplicó la modalidad de estudio ‘30-90’. En la Figura VI.7 se observa dos vistas distintas de las medidas de Aeolus alrededor de Évora para el caso de estudio. Las Figuras VI.8 y VI.9 presentan las variables más relevantes en la intercomparación, correspondientes al periodo de 30 min y 90 min, respectivamente. En este caso se detecta una capa límite atmosférica bien desarrollada hasta 2.2 km asl, y por encima de ésta la concentración de partículas disminuye significativamente. Este mismo comportamiento es observado también por Aeolus. La peculiaridad de este caso está en que al aplicar la conversión *Aeolus-like*, los dos perfiles que se intercomparan presentan un mejor acuerdo en los resultados del que presentaría el perfil original medido en superficie. En todas las gráficas de la Figura VI.10 se observa un muy buen acuerdo entre los perfiles para las dos alturas más bajas, mientras que solamente de las gráficas (a) y (c) se podría decir que el acuerdo entre los perfiles es muy bueno en todas las alturas, ya que el valor del *bias* no supera en ningún momento $1 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$. Las gráficas VI.10 (b) y (d) presentan valores extremadamente altos para todos los puntos (menos los dos a menor altura) debido a que el valor del perfil *Aeolus-like* (que aparece como denominador en el ec. V.7) es muy bajo. Por otra parte, el RMSE es bastante bajo en ambas, con un valor de $0.20 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$ para el intervalo de 30 min y de $0.15 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$ para el intervalo promedio de 90 min. En ambos casos los RMSE son aceptables y mucho menores a los obtenidos en el caso de estudio de Granada. Se realiza un ajuste lineal con los pares de valores y se obtiene $\beta_{co,355}^{Aeolus} = 0.66 \beta_{co,355}^{superficie} + 0.15$ ($R^2 = 0.72$) ligeramente significativo.

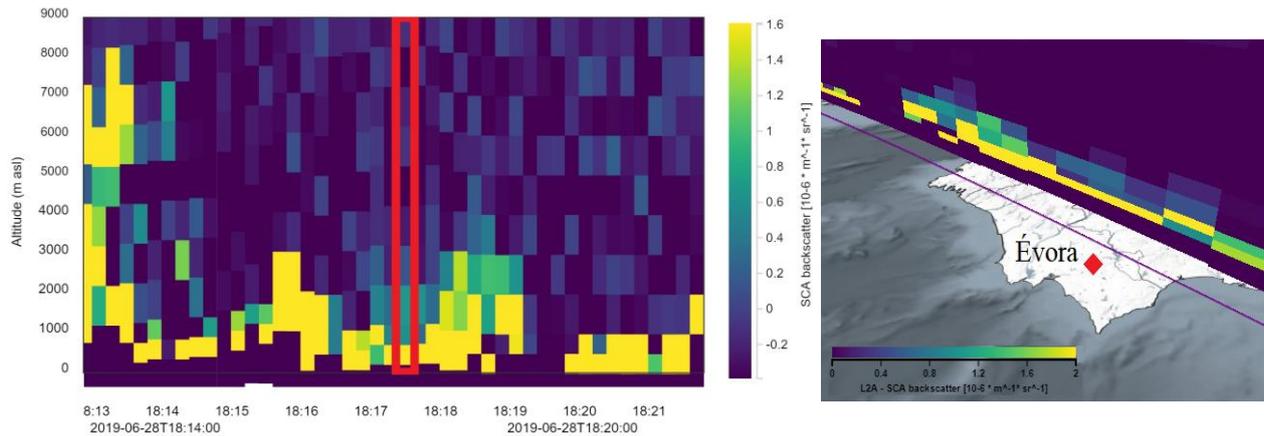


Figura VI.7. Situación de la pasada del 28/06/2019 a las 18:17 UTC sobre Évora. Fuente: VirEs.

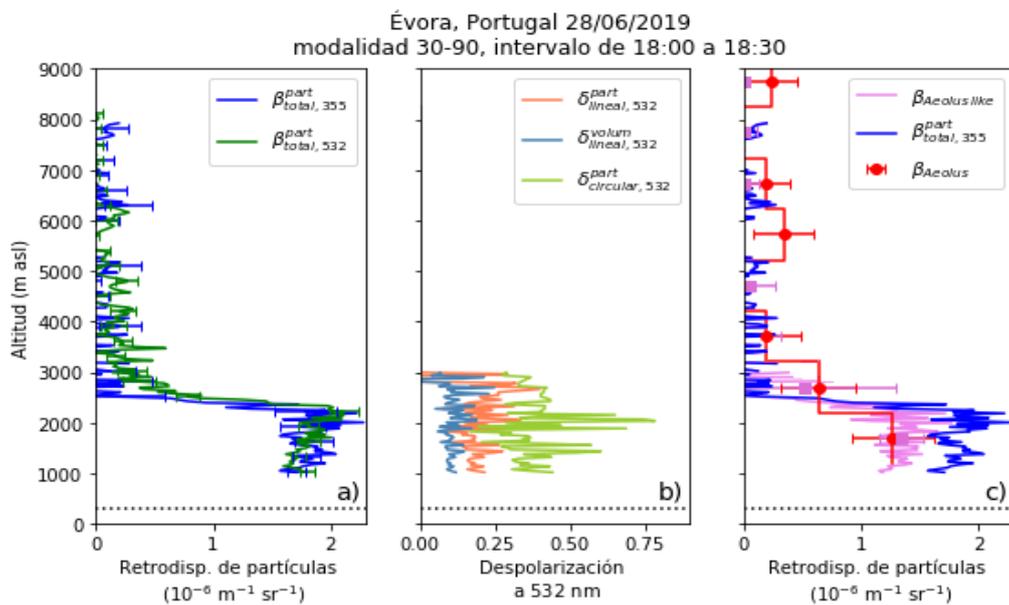


Figura VI.8. Se representan las mismas variables que en la Figura VI.4, para el caso de estudio del 28/06/2019 en el periodo 18:00-18:30 UTC (modalidad '30-90') en Évora.

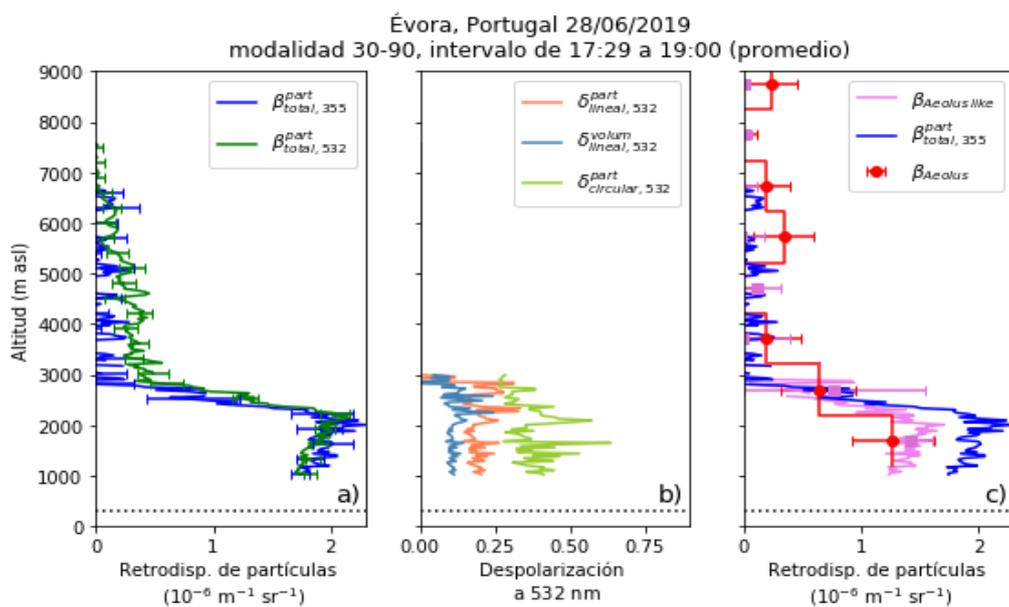


Figura VI.9. Se representan las mismas variables que en la Figura VI.4, para el caso de estudio del 28/06/2019 en el periodo 17:30-19:00 UTC (modalidad '30-90') en Évora.

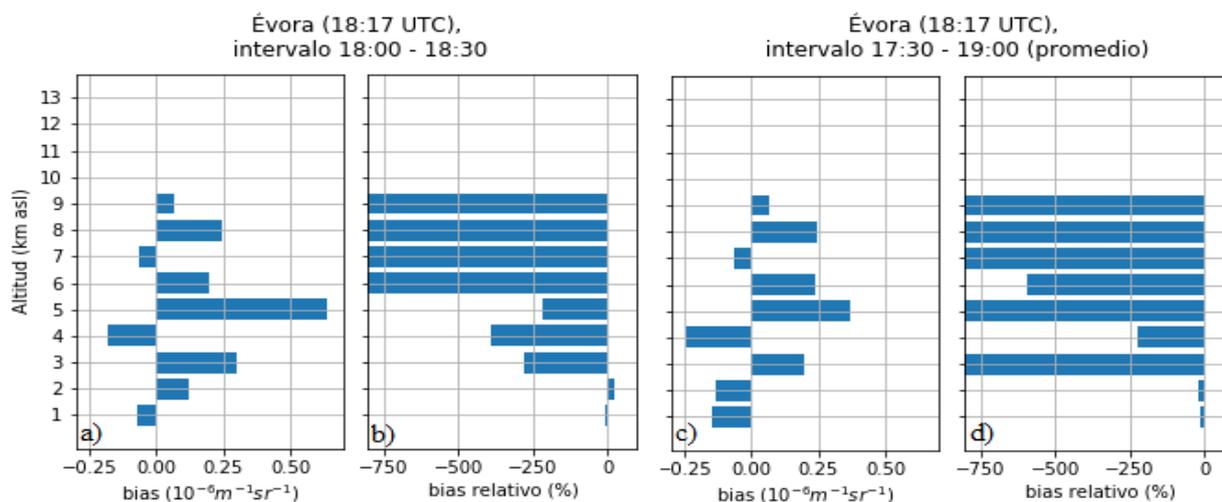


Figura VI.10. Perfiles de estadísticos calculados para para el caso de estudio del 11/07/2019 modalidad ‘30-90’ en Évora: (a) perfil de bias (en $10^{-6} \text{m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$) en el periodo 18:00-18:30 UTC, (b) perfil de bias relativo (%) en el periodo 18:00-18:30 UTC, (c) perfil de bias (en $10^{-6} \text{m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$) en el periodo 17:30-19:00 UTC, y (d) perfil de bias relativo (%) en el periodo 17:30-19:00 UTC.

VI.3 Estudio estadístico

A continuación se presentarán los perfiles obtenidos para el *bias*, *bias* relativo y RMSE, tal y como se describen en la sección V.4. Se realizarán diferentes estudios para evaluar (i) el funcionamiento general del satélite comparando con la base de datos completa recogida desde superficie, (ii) el potencial papel de la orografía diferenciando en la base datos recogida solo en Granada y solo en Évora, y (iii) la representatividad temporal de los promedios empleados desde superficie. Por ello, a continuación se presentarán diferentes escenarios concretos, con objeto de estudiar cada uno de los aspectos del estudio.

Estudio de la base de datos completa. En este estudio tomamos todos los datos de coeficiente de retrodispersión de partículas medido en superficie y por Aeolus, para las dos estaciones (sin diferencias entre ellas), con el objetivo de obtener una visión general del funcionamiento de Aeolus. En la gráfica VI.11 (a) se encuentra una clara tendencia de Aeolus a subestimar los valores de $\beta_{\text{co},355}^{\text{part}}$, excepto en el rango de 1 km a 2 km asl, para el que Aeolus presenta un error sistemático sobrestimando ampliamente el valor del coeficiente. Por su parte, en la VI.11 (b) se encuentra un comportamiento similar, en el que el valor del *bias* relativo es significativamente mayor para el rango de 1 km a 2 km asl. En este caso también se aprecia que el valor del *bias* relativo aumenta significativamente para los dos rangos de mayor altura, entre los 15 y los 17 km asl, lo cual se debe al bajo valor del $\beta_{\text{co},355}^{\text{superficie}}$ que se encuentra dividiendo en la ecuación V.5. Respecto a estos dos rangos podemos decir que son los de menor número de cuentas, y por lo tanto son estadísticamente menos significativos. Finalmente, en la gráfica VI.11 (c) se encuentra el perfil de RMSE, donde de nuevo se observa el error sistemático de Aeolus para el primer rango de alturas. El resto de rangos presenta valores más bajos de RMSE, entre $1 \cdot 10^{-6}$ y $4 \cdot 10^{-6} \text{m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$.

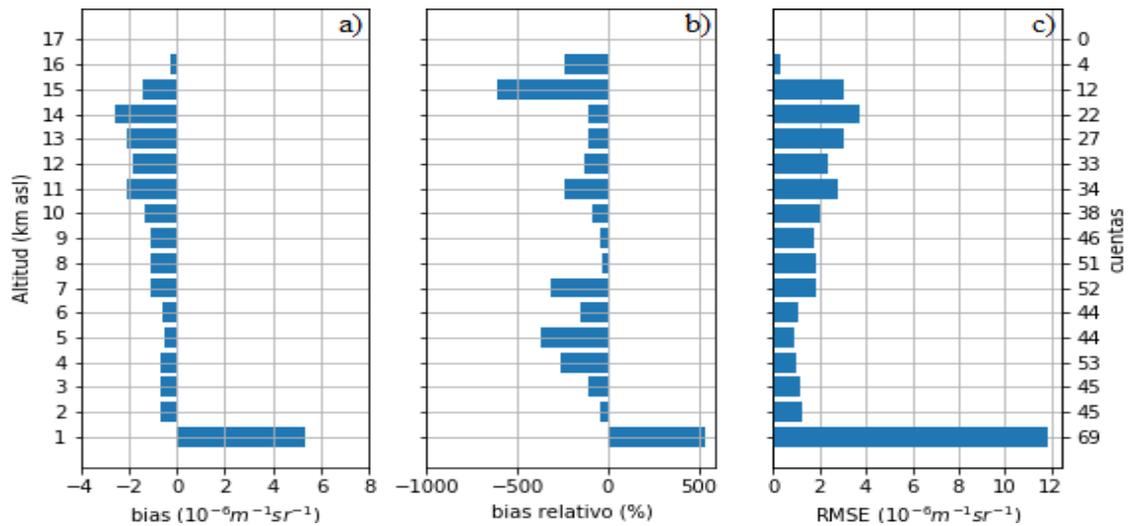


Figura VI.11. Perfiles de los estadísticos de la intercomparación para la base de datos completa: (a) perfil de *bias* (en $10^{-6} \text{ m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$), (b) perfil *bias* relativo (%), y (c) el RMSE (en $10^{-6} \text{ m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$). El eje vertical derecho representa el número de puntos usado (cuentas) dentro del rango de alturas que abarca el eje izquierdo.

Estudio de la base de datos de Granada. En esta ocasión tomaremos todos los datos de la base de datos de Granada, conjuntamente las dos pasadas. En la Figura VI.12 se observan los perfiles calculados. En la gráfica VI.12 (a) de nuevo se aprecia que Aeolus subestima los valores de $\beta_{\text{co},355}^{\text{part}}$, excepto en el rango de 1 a 2 km asl. Para este rango se obtiene un valor significativamente alto, de unos $7 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$, mientras que para los rangos superiores a este los valores se encuentran entre $1 \cdot 10^{-6}$ y $4 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$. En la VI.12 (b) también se vuelve a observar el error sistemático en el rango de 1 a 2 km asl y de nuevo el valor del *bias* relativo para las mayores alturas se dispara debido al bajo valor de $\beta_{\text{co},355}^{\text{superficie}}$. Por otra parte, la gráfica VI.12 (c) presenta el mismo comportamiento que la VI.11 (c), con un rango de valores muy parecido, entre $1 \cdot 10^{-6}$ y $4 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$, excepto para el rango de menor altura. En la Figura VI.13 se representan todos los pares de puntos junto con la regresión lineal. En la gráfica de la izquierda se han utilizado todos los puntos disponibles, mientras que en la de la derecha se han eliminado algunos *outliers* (valores mayores de $5 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$). Puede verse que el ajuste lineal mejora al eliminar los *outliers*, y el valor del coeficiente de determinación aumenta de 0.0001 a 0.08, pero sigue sin ser significativo. De todos modos, los ajustes lineales presentan pendientes de -0.03 y 0.22, muy alejadas de la idealidad ($\beta_{\text{co},355}^{\text{Aeolus}} = \beta_{\text{co},355}^{\text{superficie}}$).

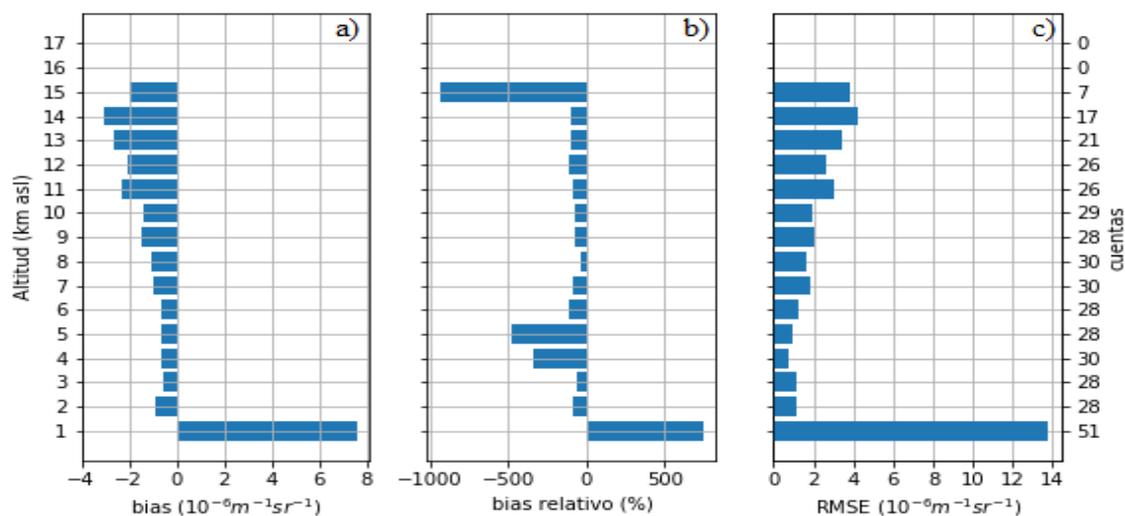


Figura VI.12. Perfiles de los mismos estadísticos que en la Figura VI.11 para la base de datos de Granada.

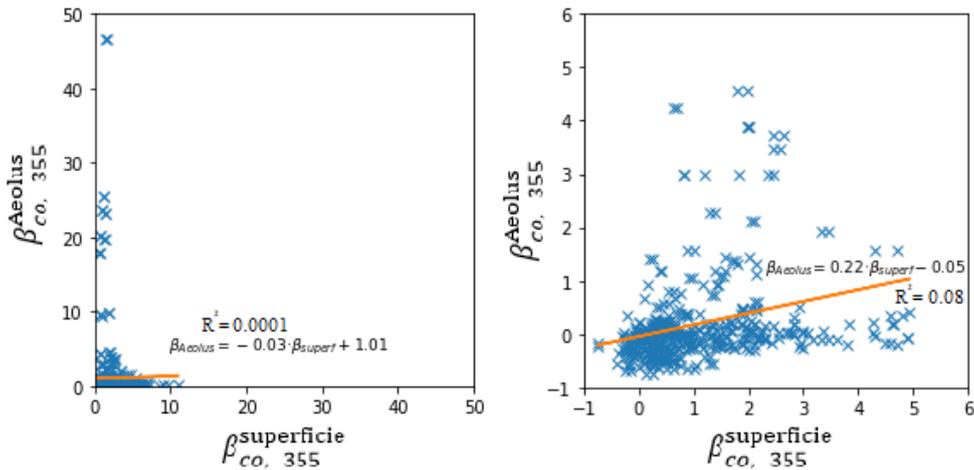


Figura VI.13. Ajuste lineal de los $\beta_{CO,355}^{part}$ de Aeolus y en superficie, para la base de datos completa de Granada. En la gráfica de la izquierda se presentan todos los pares de datos disponibles, mientras que en la derecha se han filtrado los *outliers* con valor mayor de $5 \cdot 10^{-6} m^{-1} \cdot sr^{-1}$ para ambas series.

Estudio de la base de datos de Évora. En esta ocasión tomaremos todos los datos de la base de datos de Évora. En la Figura VI.14 se observan los perfiles calculados. En la gráfica VI.14 (a) se vuelve a apreciar que Aeolus subestima los valores de $\beta_{CO,355}^{part}$ incluso en el rango de 1 a 2 km asl. Además, los valores de *bias* son menores que para la estación de Granada, y en pocos intervalos se supera el $1 \cdot 10^{-6} m^{-1} \cdot sr^{-1}$. En la VI.14 (b) se observan algunos valores de *bias* relativo positivos, como es el caso del rango de 2 y 6 km asl, y el valor del rango de 17 km asl es bastante alto (mayor del 500%), pero al tratarse de una sola cuenta no es estadísticamente significativo. Por otra parte, la gráfica VI.14 (c) presenta un comportamiento distinto al de la base de datos de Granada. Por una parte, los valores de RMSE son menores (en general inferiores a $1.5 \cdot 10^{-6} m^{-1} \cdot sr^{-1}$), y solamente un intervalo vertical alcanza los $2 \cdot 10^{-6} m^{-1} \cdot sr^{-1}$ y además no se observa un valor mayor para el intervalo de 1 a 2 km asl como ocurría en el caso de Granada. Respecto al ajuste lineal, ninguno de los dos es significativo, al estar el coeficiente de determinación muy próximo a 0. Además, las pendientes son prácticamente nulas. En este caso se aprecia una peculiaridad, y es que hay una mayor cantidad de valores negativos de Aeolus, lo que de nuevo podría estar relacionado con la orografía de las regiones.

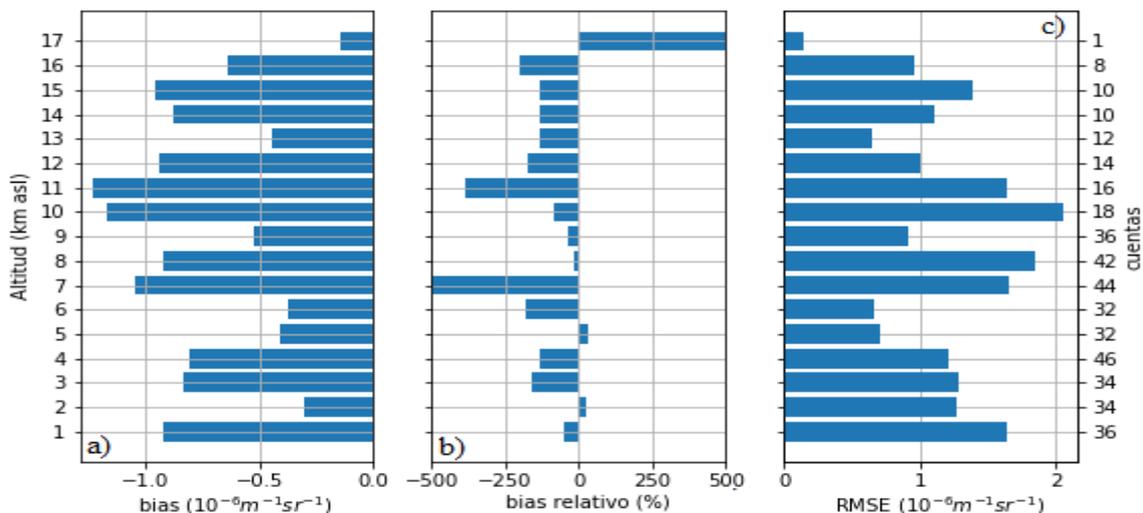


Figura VI.14. Se presentan los perfiles de los mismos estadísticos que en la Figura VI.11 para la base de datos de Évora.

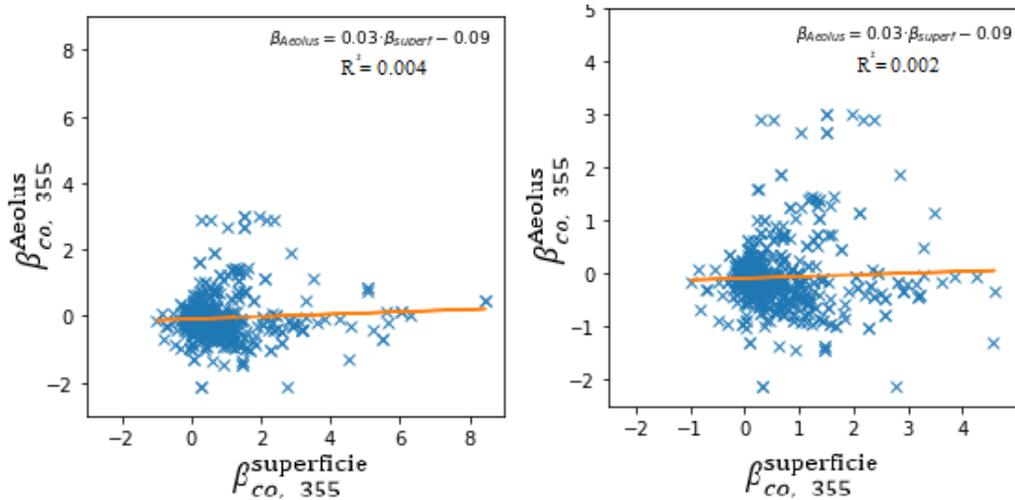


Figura VI.15. Se representan las mismas variables que en la Figura VI.13 para los datos de Évora.

Estudio separando cada pasada sobre Granada. Para este estudio tomamos por separado los resultados de las dos pasadas sobre Granada, exclusivamente en los intervalos centrales de 30 min. Este análisis permitirá evaluar el potencial impacto del desarrollo de la capa límite atmosférica ya que una pasada de Aeolus sobre Granada ocurre durante las primeras horas de la mañana (ABL iniciando su desarrollo por condiciones convectivas) y la otra durante la tarde (capa límite atmosférica bien desarrollada). En las Figuras VI.16 y VI.17 se encuentran las gráficas con los estadísticos calculados para cada pasada. Se pueden encontrar comportamientos similares aunque con algunas diferencias. En la pasada de las 06:24 UTC la discrepancia del intervalo vertical más bajo es menor en todos los estadísticos, lo que puede relacionarse con que a esa hora no existen movimientos convectivos. Además, los valores del RMSE de las 06:24 UTC (Figura VI.16 c), son menores en todo el perfil, presentando valores menores que $2 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$, excepto para el rango de 14 km asl. Un hecho importante es que para las pasadas de las 06:24 UTC se disponen de menos productos, y por lo tanto el número de cuentas utilizadas en este estudio estadístico es notablemente menor, por lo que los resultados son menos significativos.

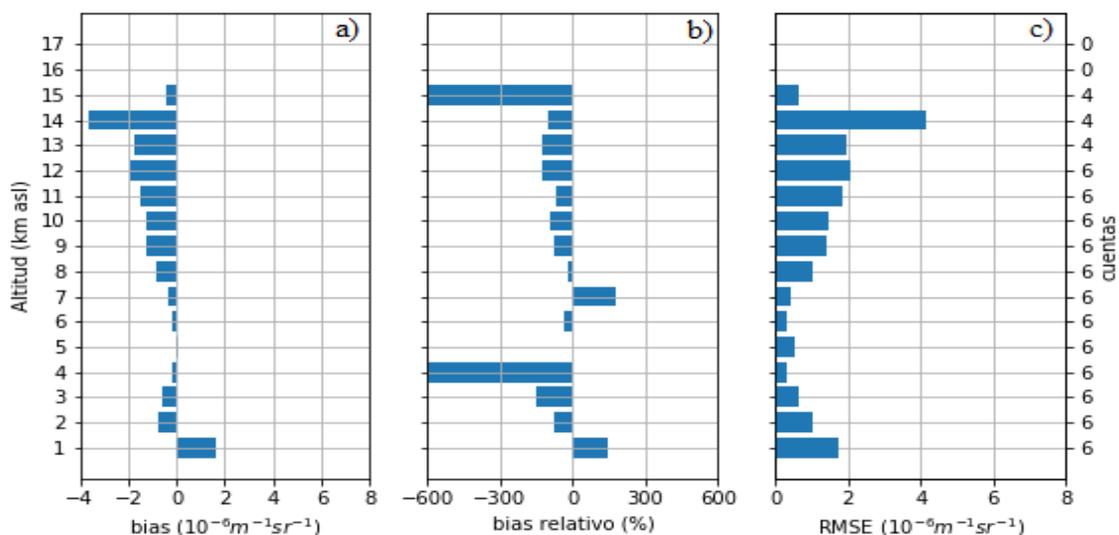


Figura VI.16. Se presentan los perfiles de los mismos estadísticos que en la Figura VI.11 para la base de datos de la pasada a las 06:24 UTC sobre Granada.

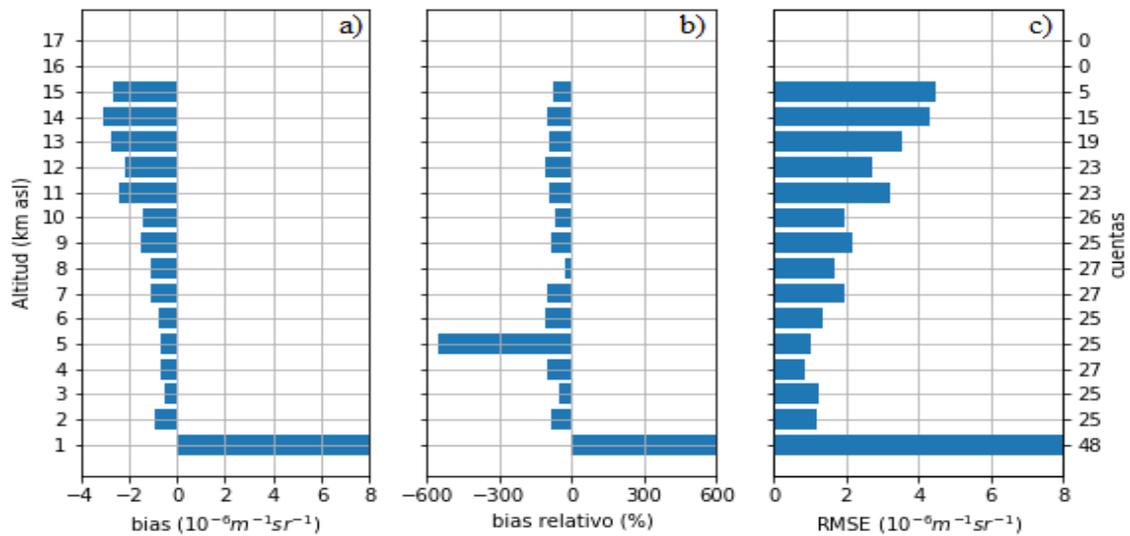


Figura VI.17. Se presentan los perfiles de los mismos estadísticos que en la Figura VI.11 para la base de datos de la pasada a las 18:04 UTC sobre Granada.

Estudio diferenciando el intervalo central de 30 minutos del promedio. En este caso se toma como caso concreto el de Évora, y se presentan los estadísticos resultantes de trabajar con el intervalo central de 30 min y también aquellos como resultado de promediar en un intervalo de 90 min, con el objetivo de valorar la representatividad temporal de los perfiles de superficie frente a la representatividad horizontal (promedio de 87 km) de los perfiles obtenidos desde satélite. Al observar las Figuras VI.18 (a) y VI.19 (a) no se encuentran diferencias significativas: en los primeros 6 km asl los valores son similares, entre $0.4 \cdot 10^{-6}$ y $1.5 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$, y por encima son ligeramente mayores, pero se mantienen las tendencias. Debe notarse que por encima de los 10 km asl los estadísticos comienzan a ser menos significativos, ya que el número de cuentas es menor. Por su parte, en las Figuras VI.18 (b) y VI.19 (b) sí se observan mayores cambios, aunque tampoco se podría decir que el promedio de 90 minutos mejore la intercomparación. Finalmente, en las Figura VI.18 c) y VI.19 c) tampoco se encuentran diferencias significativas.

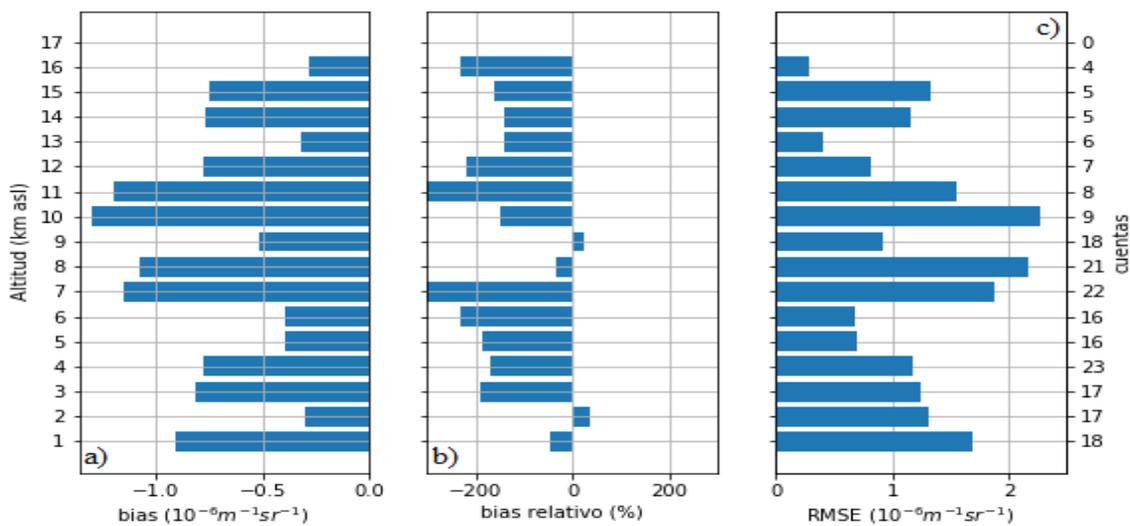


Figura VI.18. Se presentan los perfiles de los mismos estadísticos que en la Figura VI.11 para la base de datos de la pasada a las 18:17 UTC sobre Évora, en el intervalo 18:00-18:30 UTC.

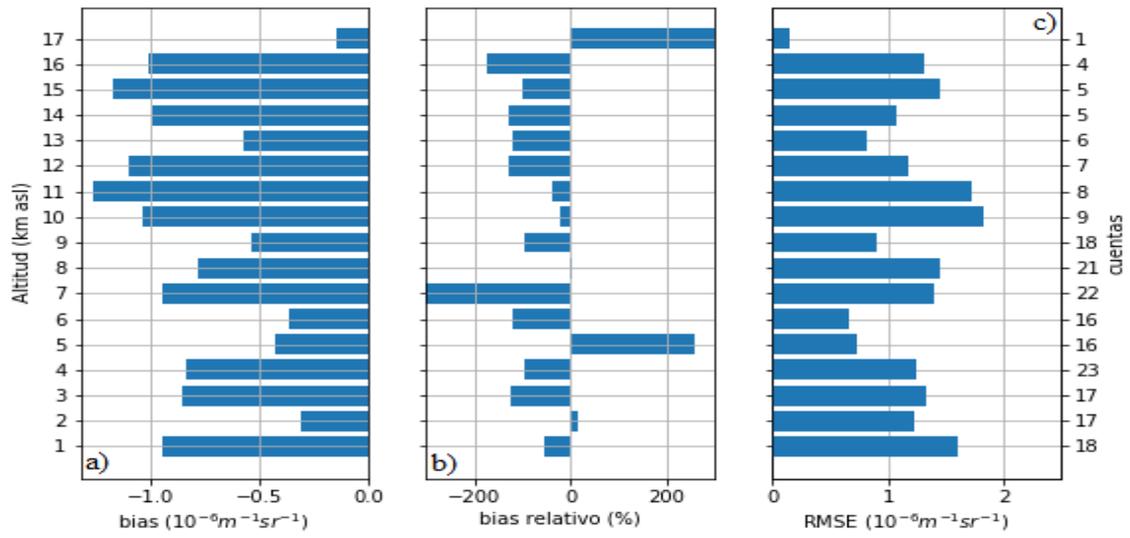


Figura VI.19. Se presentan los perfiles de los mismos estadísticos que en la Figura VI.11 para la base de datos de la pasada a las 18:17 UTC sobre Évora, en el intervalo 17:30-19:00 UTC.

VII. Conclusiones y trabajo futuro

En este trabajo se ha llevado a cabo por primera vez un estudio de intercomparación entre los productos de la misión Aeolus en la región de la Península Ibérica, empleando medidas de coeficientes de retrodispersión de dos estaciones de superficie en Évora y Granada. Inicialmente se disponían de 149 y 90 casos potencialmente útiles para las estaciones de Granada y Évora respectivamente, en el periodo de estudio. Sin considerar aquellos descartados por el comportamiento del satélite quedaban 79 y 49 casos, de los cuales finalmente sólo se utilizaron 16 y 17 casos, respectivamente, tras descartar 63 y 32 casos por diferentes motivos relacionados con la toma de datos en superficie (presencia de nubes bajas, precipitación, problemas técnicos o falta de personal). Esto supone una cierta limitación al proceso de intercomparación por causas externas al satélite.

Para llevar a cabo una correcta intercomparación que permita evaluar las discrepancias entre los productos ofrecidos por el satélite Aeolus y las medidas realizadas desde superficie, es necesaria la implementación de un protocolo de conversión de las medidas de superficie para que sean comparables. Por un lado, es necesario aislar la componente paralela (respecto a la total) en el coeficiente de retrodispersión de partículas. Para ello, es crucial considerar las propiedades despolarizantes de los componentes atmosféricos en la longitud de onda deseada. Se ha estimado un factor de conversión de $\delta_{\text{lineal},532}^{\text{part}}$ a $\delta_{\text{lineal},355}^{\text{part}}$ de 0.84 ± 0.03 , lo que implica una subestimación entre el 1.6% y 11% en la componente paralela del coeficiente de retrodispersión (dependiendo del tipo de partículas de aerosol presentes) en el caso de no considerar tal escalado espectral.

Podemos decir que Aeolus consigue detectar correctamente grandes capas de partículas de aerosol, como se puede observar en el caso de estudio de Granada, del 11/07/2019 (Figuras VI.4 y VI.5), para el que el satélite consigue detectar la altura y extensión de una intrusión de polvo sahariano. Del mismo modo, también ha conseguido detectar la altura de la ABL, como se observa en el caso de estudio de Évora, del 28/06/2019 (Figura VI.8 y VI.9).

Estadísticamente se observa que las estaciones presentan comportamientos distintos (Figuras VI.12, VI.13, VI.14 y VI.15), por lo que resulta más significativo realizar el estudio estadístico para cada estación por separado. Del proceso estadístico de intercomparación podemos decir que parece apreciarse un efecto de la orografía. Como se ha observado en las figuras de la sección VI.3, al trabajar con la base de datos de Granada se encuentra un enorme valor de *bias* y RMSE en el intervalo de 1 km a 2 km, que no se aprecia para la base de datos de Évora. Podríamos pensar que este hecho está relacionado con la orografía de las regiones en las que se sitúan las estaciones. Por su parte, Évora presenta valores menores de *bias* en todos los intervalos de altura, lo que está relacionado con el hecho de que Évora se sitúa en una región predominantemente rural y que presenta un menor valor del coeficiente de retrodispersión, y por lo tanto, satélite y lidar de superficie registran valores menores de coeficiente de retrodispersión.

Asimismo, no se han encontrado evidencias claras de que tenga un efecto significativo sobre los estadísticos el trabajar con el intervalo central de 30 minutos o con el promedio de 60/90 min. Al trabajar con un intervalo promediado podrían minimizarse los efectos de ruido pero al mismo tiempo las condiciones atmosféricas pueden cambiar. Por su parte,

al fijarnos en los regímenes verticales, nos damos cuenta de que en el caso de la estación de Évora no se aprecian tendencias concretas, mientras que para la estación de Granada los valores *bias* y RMSE tienden a aumentar con la altura.

El satélite sobrevuela Évora a unos 52 km de distancia y Granada a unos 14 km. En el caso de Granada cabría esperar que la concentración de partículas medida en la estación se asemeje a la presente en esos 14 km, pero en el caso de Évora este fenómeno es más complejo por la mayor distancia. Por lo tanto, una forma de tener esto en cuenta sería mediante la implementación del modelo de retrotrayectorias de HYSPLIT, por el cual podríamos cerciorarnos que la masa aire medida por Aeolus es la misma registrada en la estación en superficie.

Por otra parte, en el presente trabajo se ha utilizado una estimación de la razón de despolarización lineal de partículas en los 355 nm a partir de la despolarización lineal de partículas en 532 nm. Esta estimación es resultado de un ajuste lineal para tan solo 21 pares de datos. Sería importante realizar una revisión bibliográfica más completa y exhaustiva con objeto de obtener una relación más significativa de la razón de despolarización lineal. Con esta nueva revisión se podrían obtener conclusiones para tipos de aerosol concretos. Además, se podría realizar un análisis más detallado (por tipo de aerosol) de cuál es el impacto de realizar el escalado de la razón de despolarización lineal de partículas o no.

Para el estudio estadístico de la intercomparación se han descartado los casos con presencia de nubes, pues no se podía garantizar que los perfiles generados fuesen significativos del estado real de la atmósfera. Un estudio interesante sería tomar estos casos descartados por presencia de nubes y analizar de manera individualizada el comportamiento del satélite.

Finalmente, la continuación natural del presente trabajo sería el estudio del resto de productos de Aeolus: por una parte los productos de aerosol L2A bajo los otros algoritmos (SCA *middle bins* e ICA) y por otra los productos de viento L2B y L2C mediante el sistema lidar Doppler que opera rutinaria y automáticamente en la estación de Granada.

Referencias

- Amiridis, V., Balis, D.S., Kazadzis, S., Bais, A., Giannakaki, E., Papayannis, A., and Zerefos, C. (2005). Four-year aerosol observations with a Raman lidar at Thessaloniki, Greece, in the framework of European Aerosol Research Lidar Network (EARLINET), *J. Geophys. Res.*, 110, D21203, doi:10.1029/2005JD006190.
- Amiridis, V., Giannakaki, E., Balis, D. S., Gerasopoulos, E., Pytharoulis, I., Zanis, P., Kazadzis, S., Melas, D., and Zerefos, C. (2010). Smoke injection heights from agricultural burning in Eastern Europe as seen by CALIPSO, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 11567–11576, <https://doi.org/10.5194/acp-10-11567-2010>
- Amiridis, V., Marinou, E., Tsekeri, A., Wandinger, U., Schwarz, A., Giannakaki, E., Mamouri, R., Kokkalis, P., Biniotoglou, I., Solomos, S., Herekakis, T., Kazadzis, S., Gerasopoulos, E., Proestakis, E., Kottas, M., Balis, D., Papayannis, A., Kontoes, C., Kourtidis, K., Papagiannopoulos, N., Mona, L., Pappalardo, G., Le Rille, O., and Ansmann, A. (2015). LIVAS: a 3-D multi-wavelength aerosol/cloud database based on CALIPSO and EARLINET, *Atmos. Chem. Phys.*, 15, 7127–7153, <https://doi.org/10.5194/acp-15-7127-2015>
- Ansmann, A., Wandinger, U., Riebesell, M., Weitkamp, C., and Michaelis, W. (1992). Independent measurement of extinction and backscatter profiles in cirrus clouds by using a combined Raman elastic-backscatter lidar, *Appl. Opt.* 31, 7113-7131.
- Ansmann, A., Baars, H., Tesche, M., Müller, D., Althausen, D., Engelmann, R., Pauliquevis, T., and Artaxo, P. (2009). Dust and smoke transport from Africa to South America: Lidar profiling over Cape Verde and the Amazon rainforest, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L11802, [doi:10.1029/2009GL037923](https://doi.org/10.1029/2009GL037923)
- Antuña-Marrero, J.C., Landulfo, E., Estevan, R., Barja, B., Robock, A., Wolfram, E., Ristori, P., Clemesha, B., Zaratti, F., Forno, R., Armandillo, E., Bastidas, A.E., De Frutos Baraja, Á.M., Whiteman, D.N., Quel, E., Barbosa, H.M.J., Lopes, F., Montilla-Rosero, E., Guerrero-Rascado, J.L. (2017). LALINET: The first Latin American-born regional atmospheric observational network. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98 (6), pp. 1255-1275.
- Baars, H., Ansmann, A., Althausen, D., Engelmann, R., Artaxo, P., Pauliquevis, T., and Souza, R. (2011). Further evidence for significant smoke transport from Africa to Amazonia, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L20802, [doi:10.1029/2011GL049200](https://doi.org/10.1029/2011GL049200).
- Baars, H., Kanitz, T., Engelmann, R., Althausen, D., Heese, B., Komppula, M., Preißler, J., Tesche, M., Ansmann, A., Wandinger, U., Lim, J.-H., Young Ahn, J., Stachlewska, I.S., Amiridis, V., Marinou, E., Seifert, P., Hofer, J., Skupin, A., Schneider, F., Bohlmann, S., Foth, A., Bley, S., Pfüller, A., Giannakaki, E., Lihavainen, H., Viisanen, Y., Kumar Hooda, R., Pereira, S.N., Bortoli, D., Wagner, F., Mattis, I., Janicka, L., Markowicz, K.M., Achtert, P., Artaxo, P., Pauliquevis, T., Souza, R.A.F., Prakesh Sharma, V., Gideon Van Zyl, P., Paul Beukes, J., Sun, J., Rohwer, E.G., Deng, R., Mamouri, R.-E., Zamorano, F. (2016). An overview of the first decade of PollyNET: An emerging network of automated Raman-polarization lidars for continuous aerosol profiling. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16 (8), pp. 5111-5137. doi: 10.5194/acp-16-5111-2016
- Baars, H., Ansmann, A., Ohneiser, K., Haarig, M., Engelmann, R., Althausen, D., Hanssen, I., Gausa, M., Pietruczuk, A., Szkop, A., Stachlewska, I. S., Wang, D., Reichardt, J., Skupin, A., Mattis, I., Trickl, T., Vogelmann, H., Navas-Guzmán, F., Haeffele, A., Acheson, K., Ruth, A. A., Tatarov, B., Müller, D., Hu, Q., Podvin, T., Goloub, P., Veselovskii, I., Pietras, C., Haeffelin, M., Fréville, P., Sicard, M., Comerón, A., Fernández García, A. J., Molero Menéndez, F., Córdoba-Jabonero, C., Guerrero-Rascado, J. L., Alados-Arboledas, L., Bortoli, D., Costa, M. J., Dionisi, D., Liberti, G. L., Wang, X., Sannino, A., Papagiannopoulos, N., Boselli, A., Mona, L., D'Amico, G., Romano, S., Perrone, M. R., Belegante, L., Nicolae, D., Grigorov, I., Gialitaki, A., Amiridis, V., Soupiona, O., Papayannis, A., Mamouri, R.-E.,

- Nisantzi, A., Heese, B., Hofer, J., Schechner, Y. Y., Wandinger, U., and Pappalardo, G. (2019). The unprecedented 2017–2018 stratospheric smoke event: decay phase and aerosol properties observed with the EARLINET, *Atmos. Chem. Phys.*, 19, 15183–15198, <https://doi.org/10.5194/acp-19-15183-2019>
- Barwell, B.R. and Lorenc, A.C. (1985). A study of the impact of aircraft wind observations on a large-scale analysis and numerical weather prediction system. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 111: 103-129.
- Boucher, O., Randall, D., Artaxo, P., Bretherton, C., Feingold, G., Forster, P., Kerminen, V.-M., Kondo, Y., Liao, H., Lohmann, U., Rasch, P., Satheesh, S.K., Sherwood, S., Stevens, B. and Zhang, X.Y. (2013). Clouds and Aerosols. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Bravo-Aranda, J.A, Navas-Guzmán, F., Guerrero-Rascado, J.L., Pérez-Ramírez, D., Granados-Muñoz, M.J., and Alados-Arboledas, L. (2013). Analysis of lidar depolarization calibration procedure and application to the atmospheric aerosol characterization, *International Journal of Remote Sensing*, 34:9-10, 3543-3560, doi: 10.1080/01431161.2012.716546.
- Cairo, F., Di Donfrancesco, G., Adriani, A., Pulvirenti, L., and Fierli, F. (1999). Comparison of various linear depolarization parameters measured by lidar. *Applied Optics*, 38(21), 4425-4432.
- Cao, X., Roy, G., Bernier, R. (2010). Lidar polarization discrimination of bioaerosols. *Optical Engineering*. 49. 10.1117/1.3505877.
- Cazorla, A., Casquero-Vera, J. A., Román, R., Guerrero-Rascado, J. L., Toledano, C., Cachorro, V. E., Orza, J. A. G., Cancillo, M. L., Serrano, A., Titos, G., Pandolfi, M., Alastuey, A., Hanrieder, N., and Alados-Arboledas, L. (2017). Near-real-time processing of a ceilometer network assisted with sun-photometer data: monitoring a dust outbreak over the Iberian Peninsula, *Atmos. Chem. Phys.*, 17, 11861–11876, <https://doi.org/10.5194/acp-17-11861-2017>
- Chaikovskiy, A., Ivanov, A., Balin, Y., Elnikov, A., Tulinov, G., Plusnin, I., Bukin, O., and Chen, B. (2006). Lidar network CIS-LiNet for monitoring aerosol and ozone in CIS regions, in: *Twelfth Joint International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics/Atmospheric Physics*, International Society for Optics and Photonics, Proc. SPIE, 6160, 616035, doi:10.1117/12.675920
- d’Almeida, G. A., Koepke, P., and Shettle, E. P. (1991). Atmospheric Aerosols. *Global Climatology and Radiative Characteristics*. A. Deepak, 561 pp.
- D’Amico, G., Amodeo, A., Baars, H., Biniotoglou, I., Freudenthaler, V., Mattis, I., Wandinger, U., and Pappalardo, G. (2015). EARLINET Single Calculus Chain – overview on methodology and strategy, *Atmos. Meas. Tech.*, 8, 4891–4916, <https://doi.org/10.5194/amt-8-4891-2015>
- D’Amico, G., Amodeo, A., Mattis, I., Freudenthaler, V., and Pappalardo, G. (2016). EARLINET Single Calculus Chain – technical – Part 1: Pre-processing of raw lidar data, *Atmos. Meas. Tech.*, 9, 491–507, <https://doi.org/10.5194/amt-9-491-2016>.
- de Arruda Moreira G., Guerrero-Rascado J.L., Bravo-Aranda J.A., Benavent-Oltra J.A., Ortiz-Amezcuca P., Román-Díez R., Bedoya-Velásquez A., Landulfo E., Alados-Arboledas L. (2018). Study of the planetary boundary layer by microwave radiometer, elastic lidar and Doppler lidar estimations in Southern Iberian Peninsula. *Atmospheric Research*, vol. 213, pp 185-195.
- de Mazière, M., Thompson, A. M., Kurylo, M. J., Wild, J. D., Bernhard, G., Blumenstock, T., Braathen, G. O., Hannigan, J. W., Lambert, J.-C., Leblanc, T., McGee, T. J., Nedoluha, G., Petropavlovskikh, I., Seckmeyer, G., Simon, P. C., Steinbrecht, W., and Strahan, S. E. (2018). The Network for the Detection of Atmospheric Composition Change (NDACC): history, status and perspectives, *Atmos. Chem. Phys.*, 18, 4935–4964, <https://doi.org/10.5194/acp-18-4935-2018>
- Ehhalt, D, Prather, M, Dentener, F, Derwent, R, Dlugokencky, Edward J, Holland, E, Isaksen, I, Katima, J, Kirchhoff, V, Matson, P, Midgley, P, Wang, M, Berntsen, T, Bey, I, Brasseur, G, Buja, L, Collins, W J, Daniel, J S, DeMore, W B, Derek, N, Dickerson, R, Etheridge, D, Feichter, J, Fraser, P, Friedl, R,

- Fuglestedt, J., Gauss, M., Grenfell, L., Grubler, Arnulf, Harris, N., Hauglustaine, D., Horowitz, L., Jackman, C., Jacob, D., Jaegle, L., Jain, Atul K., Kanakidou, M., Karlsdottir, S., Ko, M., Kurylo, M., Lawrence, M., Logan, J A., Manning, M., Mauzerall, D., McConnell, J., Mickley, L J, Montzka, S, Muller, J F, Olivier, J, Pickering, K, Pitari, G, Roelofs, G -J, Rogers, H, Rognerud, B, Smith, Steven J, Solomon, S, Staehelin, J, Steele, P, Stevenson, D S, Sundet, J, Thompson, A, van Weele, M, von Kuhlmann, R, Wang, Y, Weisenstein, D K, Wigley, T M, Wild, O, Wuebbles, D J, Yantosca, R, Joos, Fortunat, and McFarland, M. (2001). *Atmospheric Chemistry and Greenhouse Gases*. United States: N. pp 50.
- European Center for Medium-Range Weather Forecast, ECMWF (2020). Drop in aircraft observations could have impact in weather forecast (último acceso el 11 de julio de 2020): <https://www.ecmwf.int/en/about/media-centre/news/2020/drop-aircraft-observations-could-have-impact-weather-forecasts>
- European Space Agency (ESA) (2008). ADM-Aeolus Science Report, ESA SP-1311.
- Fernald, F.G., Herman, B.M. and Reagan, J.A. (1972). Determination of Aerosol Height Distribution by Lidar, *J. Appl. Meteorol.*, 11, 482-489.
- Fernald, F.G. (1984). Analysis of atmospheric lidar observations: some comments, *Appl. Opt.*, doi: 10.1364/AO.23.000652.
- Flamant, P.H., Cuesta, J., Denneulin, M.-L., Dabas, A. and Huber, D. (2008). ADM-Aeolus retrieval algorithms for aerosol and cloud products. *Tellus A*, 60: 273-288.
- Flamant, P.H., Lever, V., Martinet, P., Flament, T., Cuesta, J., Dabas, A., Olivier, M., Huber, D. (2017). ADM-Aeolus L2A Algorithm Theoretical Baseline Document. Particle spin-off products. Reference: AE-TN-IPSL-GS-001.
- Freudenthaler, V., Esselborn, M., Wiegner, M., Heese, B., Tesche, M., Ansmann, A., MÜLLER, D., Althausen, D., Wirth, M., Fix, A., Ehret, G., Knippertz, P., Toledano, C., Gasteiger, J., Garhammer, M., and Seefeldner, M. (2009). Depolarization ratio profiling at several wavelengths in pure Saharan dust during SAMUM 2006, *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 61:1, 165-179, DOI: [10.1111/j.1600-0889.2008.00396.x](https://doi.org/10.1111/j.1600-0889.2008.00396.x)
- Guerrero-Rascado, J.L., Ruiz, B., Alados-Arboledas, L. (2008). Multi-spectral Lidar characterization of the vertical structure of Saharan dust aerosol over southern Spain, *Atmospheric Environment*, vol 42, 11, pp 2668-2681.
- Guerrero-Rascado, J.L., Olmo, F. J., Avilés-Rodríguez, I., Navas-Guzmán, F., Pérez-Ramírez, D., Lyamani, H., and Alados Arboledas, L. (2009). Extreme Saharan dust event over the southern Iberian Peninsula in september 2007: active and passive remote sensing from surface and satellite, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 8453–8469, <https://doi.org/10.5194/acp-9-8453-2009>
- Guerrero-Rascado, J.L., Costa, M.J., Bortoli, D., Silva, A.M., Lyamani, H. and Alados-Arboledas, L. (2010). Infrared lidar overlap function: an experimental determination, *Opt. Express* 18, 20350-20369.
- Guerrero-Rascado, J.L., Navas-Guzmán, F., Díaz, J.A., Bravo-Aranda, J.A., Alados-Arboledas, L. (2011). Quality assurance at the EARLINET Granada station: Characterization of the optical subsystem for a multichannel Raman lidar. *Óptica Pura y Aplicada*, 44 (1), pp. 19-23.
- Guerrero-Rascado, J.L., Landulfo, E., Antuña, J.C., de Melo Jorge Barbosa, H., Barja, B., Bastidas, Á.E., Bedoya, A.E., da Costa, R.F., Estevan, R., Forno, R., Gouveia, D.A., Jiménez, C., Larroza, E.G., da Silva Lopes, F.J., Montilla-Rosero, E., de Arruda Moreira, G., Nakaema, W.M., Nisperuza, D., Alegria, D., Múnera, M., Otero, L., Papandrea, S., Pallota, J.V., Pawelko, E., Quel, E.J., Ristori, P., Rodrigues, P.F., Salvador, J., Sánchez, M.F., Silva, A. (2016). Latin American Lidar Network (LALINET) for aerosol research: Diagnosis on network instrumentation. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 138-139, pp. 112-120.
- Granados-Muñoz, M.J., Bravo-Aranda, J.A., Baumgardner, D., Guerrero-Rascado, J.L., Pérez-Ramírez, D., Navas-Guzmán, F., Veselovskii, I., Lyamani, H., Valenzuela, A., Olmo, F.J., Titos, G., Andrey, J., Chaikovskiy, A., Dubovik, O., Gil-Ojeda, M., and Alados-Arboledas, L. (2016). A comparative study of

- aerosol microphysical properties retrieved from ground-based remote sensing and aircraft in situ measurements during a Saharan dust event, *Atmos. Meas. Tech.*, 9, 1113–1133.
- Groß, S., Freudenthaler, V., Wiegner, M., Gasteiger, J., Geiß, A., Schnell, F. (2012). Dual-wavelength linear depolarization ratio of volcanic aerosols: Lidar measurements of the Eyjafjallajökull plume over Maisach, Germany. *Atmospheric Environment*, 48, 85-96, <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2011.06.017>
- Groß, S., Tesche, M., Freudenthaler, V., Toledano, C., Wiegner, M., Ansmann, A., Althausen D., and Seefeldner, M. (2011). Characterization of Saharan dust, marine aerosols and mixtures of biomass-burning aerosols and dust by means of multi-wavelength depolarization and Raman lidar measurements during SAMUM 2, Tellus B: *Chemical and Physical Meteorology*, 63:4, 706-724, doi: 10.1111/j.1600-0889.2011.00556.x
- Hansen, J. E., Sato, M. and Ruedy, R. (1997). Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.*, 102, 6831–6864.
- Haarig, M., Ansmann, A., Althausen, D., Klepel, A., Groß, S., Freudenthaler, V., Toledano, C., Mamouri, R.-E., Farrell, D. A., Prescod, D. A., Marinou, E., Burton, S. P., Gasteiger, J., Engelmann, R., and Baars, H. (2017a). Triple-wavelength depolarization-ratio profiling of Saharan dust over Barbados during SALTRACE in 2013 and 2014, *Atmos. Chem. Phys.*, 17, 10767–10794, <https://doi.org/10.5194/acp-17-10767-2017>
- Haarig, M., Ansmann, A., Gasteiger, J., Kandler, K., Althausen, D., Baars, H., Radenz, M., and Farrell, D. A.: Dry versus wet marine particle optical properties (2017b). RH dependence of depolarization ratio, backscatter, and extinction from multiwavelength lidar measurements during SALTRACE, *Atmos. Chem. Phys.*, 17, 14199–14217, <https://doi.org/10.5194/acp-17-14199-2017>
- Haarig, M., Ansmann, A., Baars, H., Jimenez, C., Veselovskii, I., Engelmann, R., Althausen, D. (2018). Depolarization and lidar ratios at 355, 532, and 1064 nm and microphysical properties of aged tropospheric and stratospheric Canadian wildfire smoke. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18, 16, 11847-11861, DOI:10.5194/acp-18-11847-2018
- Hess, M., P. Koepke, and I. Schult (1998). Optical Properties of Aerosols and Clouds: The Software Package OPAC. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 831–844.
- Hooper, W.P., Eloranta, E.W. (1986). Lidar measurements of wind in the planetary boundary layer: the method, accuracy, and results from joint measurements with radiosonde and kytoon. *J. Appl. Meteorol. Climatol*, 25, 990–1001.
- Horanyi, A., Isaksen, L., Rennie, M., Abdalla, S., Tan, D. (2013). Impact of Aeolus Continuous Mode Operation on Numerical Weather Prediction, AE-TNECMWF-Impact-Study-005 Version: 2.1. Final Report of ESA study contract 4000104080.
- Horvath H. (1998). Influence of atmospheric aerosols upon the global radiation balance. Chapter 13 of “Environmental particles” R.M. Harrison and R.E. van Grieken, eds. pp 543-596, John Wiley & Sons, London.
- Ingmann P. and Straume A.G. (2016). AMD-Aeolus Mission Requirements Document. Reference: AE-RP-ESA-SY-001 EOP-SM/2047.
- Johnson, B. T. (2003). The Semi-Direct Aerosol Effect. *Department of Meteorology. The University of Reading.*
- Kaufman, Y. J., Koren, I., Remer, L. A., Tanré, D., Ginoux, P., and Fan, S. (2005). Dust transport and deposition observed from the Terra-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) spacecraft over the Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 110, D10S12, [doi:10.1029/2003JD004436](https://doi.org/10.1029/2003JD004436).
- Klett, J.D. (1981). Stable analytical inversion solution for processing lidar returns, *Appl. Opt.*, doi:10.1364/AO.20.000211.
- Klett, J.D. (1985). Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios, *Appl. Opt.*, 24, 1638-1643.

- Koren, I., and Kaufman, Y. J. (2004). Direct wind measurements of Saharan dust events from Terra and Aqua satellites, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L06122.
- Liou, K.N. and Sasamori, T. (1975). On the transfer of solar radiation in aerosol atmospheres. *J. Atmos. Sci.* 32, 2166-2177.
- Liou, K.N. (1980). An introduction to atmospheric radiation. *Academic, New York*.
- Lopes, F. J. S., Landulfo, E., and Vaughan, M. A. (2013). Evaluating CALIPSO's 532 nm lidar ratio selection algorithm using AERONET sun photometers in Brazil, *Atmos. Meas. Tech.*, 6, 3281–3299, <https://doi.org/10.5194/amt-6-3281-2013>
- Lyamani, H., Olmo, F.J., Alcántara, A., Alados-Arboledas, L. (2006). Atmospheric aerosols during the 2003 heat wave in southeastern Spain I: Spectral optical depth. vol 40, 33, pp 6453-6464.
- Lyamani, H., Olmo, F. J., and Alados-Arboledas, L. (2010). Physical and optical properties of aerosols over an urban location in Spain: seasonal and diurnal variability, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 239– 254, <https://doi.org/10.5194/acp-10-239-2010>
- Lyamani, H., Fernández-Gálvez, J., Valenzuela, A., Antón, M., Alados, I., Titos, G., Olmo, F. J., and Alados-Arboledas, L. (2012). Aerosol properties over two urban sites in South Spain during an extended stagnation episode in winter season, *Atmos. Environ.*, 62, 424– 432.
- Mamouri, R. E., Amiridis, V., Papayannis, A., Giannakaki, E., Tsaknakis, G., and Balis, D. S. (2009). Validation of CALIPSO space-borne-derived attenuated backscatter coefficient profiles using a ground-based lidar in Athens, Greece, *Atmos. Meas. Tech.*, 2, 513–522, <https://doi.org/10.5194/amt-2-513-2009>
- Mattis, I., D'Amico, G., Baars, H., Amodeo, A., Madonna, F., and Iarlori, M. (2016). EARLINET Single Calculus Chain – technical – Part 2: Calculation of optical products, *Atmos. Meas. Tech.*, 9, 3009–3029, <https://doi.org/10.5194/amt-9-3009-2016>.
- Mishchenko, M. and Hovenier, J. (1995). Depolarization of light backscattered by randomly oriented nonspherical particles, *Opt. Lett.* 20, 1356-1358.
- Müller, D., Ansmann, A., Mattis, I., Tesche, M., Wandinger, U., Althausen, D., and Pisani, G. (2007). Aerosol-type-dependent lidar ratios observed with Raman lidar, *J. Geophys. Res.*, 112, D16202, [doi:10.1029/2006JD008292](https://doi.org/10.1029/2006JD008292).
- Myhre, G., Shindell, D., Bréon, F.-M., Collins, W., Fuglestedt, J., Huang, J., Koch, D., Lamarque, J.-F., Lee, D., Mendoza, B., Nakajima, T., Robock, A., Stephens, G., Takemura, T. and Zhang, H. (2013). Anthropogenic and Natural Radiative Forcing. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. *Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA*.
- Navas-Guzmán, F., Guerrero-Rascado, J.L., Alados-Arboledas, L. (2011). Retrieval of the lidar overlap function using Raman signals, *Óptica pura y aplicada*, 2171-8814, 44.
- Noh, Y.M., Kim, Y.J. and Müller, D. (2008). Seasonal characteristics of lidar ratios measured with a Raman lidar at Gwangju, Korea in spring and autumn, *Atmos. Environ.*, 42, 2208-2234.
- Orlando S., Bale A., Johnson D.A. (2011). Experimental study of the effect of tower shadow on anemometer readings. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, vol. 99-1, pp 1-6.
- Ortiz-Amezcuca, P., Guerrero-Rascado, J. L., Granados-Muñoz, M. J., Benavent-Oltra, J. A., Böckmann, C., Samaras, S., Stachlewska, I. S., Janicka, L., Baars, H., Bohlmann, S., and Alados-Arboledas, L. (2017). Microphysical characterization of long-range transported biomass burning particles from North America at three EARLINET stations, *Atmos. Chem. Phys.*, 17, 5931–5946, <https://doi.org/10.5194/acp-17-5931-2017>

- Papagiannopoulos, N., Mona, L., Alados-Arboledas, L., Amiridis, V., Baars, H., Biniotoglou, I., Bortoli, D., D'Amico, G., Giunta, A., Guerrero-Rascado, J. L., Schwarz, A., Pereira, S., Spinelli, N., Wandinger, U., Wang, X., and Pappalardo, G. (2016). CALIPSO climatological products: evaluation and suggestions from EARLINET, *Atmos. Chem. Phys.*, 16, 2341–2357, <https://doi.org/10.5194/acp-16-2341-2016>
- Pappalardo, G., Amodeo, A., Pandolfi, M., Wandinger, U., Ansmann, A., Bosenberg, J., Matthias, V., Amiridis, V., De Tomasi, F., Frioud, M., Iarlori, M., Komguem, L., Papayannis, A., Rocadenbosch, F., and Wang, X. (2004). Aerosol lidar intercomparison in the framework of the EARLINET project. 3. Raman lidar algorithm for aerosol extinction, backscatter and lidar ratio, *Appl. Optics*, 43, 5370–5385.
- Pappalardo, G., Wandinger, U., Lucia, M., Schwarz, A., Mattis, I., Amodeo, A., Ansmann, A., Seifert, P., Linné, H., Apituley, A., Arboledas, L., Balis, D., Chaikovskiy, A., De Tomasi, F., Freudenthaler, V., Giannakaki, E., Giunta, A., Grigorov, I., Iarlori, M., Wiegner, M. (2010). EARLINET correlative measurements for CALIPSO: First intercomparison results. *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, v.115. doi: 115.10.1029/2009JD012147.
- Pappalardo, G., Amodeo, A., Apituley, A., Comeron, A., Freudenthaler, V., Linné, H., Ansmann, A., Bösenberg, J., D'Amico, G., Mattis, I., Mona, L., Wandinger, U., Amiridis, V., Alados-Arboledas, L., Nicolae, D., Wiegner, M. (2014). EARLINET. Towards an advanced sustainable European aerosol lidar network. *Atmospheric Measurement Techniques*, Vol. 7, No. 8: pp. 2389-2409.
- Pereira, S., Wagner, F. and Silva, A. M. (2009). Continuous measurements of near surface aerosols in the south-western European (Portugal) region in 2006–2008, *Advances in Science and Research*, 3, 1–4.
- Pereira, S. N., Preißler, J., Guerrero-Rascado, J.L., Silva, A.M., Wagner, F. (2014). Forest fire smoke layers observed in the free troposphere over Portugal with a multiwavelength Raman lidar: Optical and microphysical properties. *Scientific World Journal*, 2014, art. no. 421838, doi: 10.1155/2014/421838
- Preißler, J., Wagner, F., Pereira, S. N. and Guerrero-Rascado, J. L. (2011). Multi-instrumental observation of an exceptionally strong Saharan dust outbreak over Portugal, *J. Geophys. Res.*, 116, D24204, doi:10.1029/2011JD016527
- Preißler, J., Wagner, F., Rascado, J.L., Silva, A. (2013). Two years of free-tropospheric aerosol layers observed over Portugal by lidar. *Journal of Geophysical Research. in press.* 10.1002/jgrd.50350.
- Quijano, A. L., Sokolik, I. N., and Toon, O. B. (2000). Radiative heating rates and direct radiative forcing by mineral dust in cloudy atmospheric conditions, *J. Geophys. Res.*, 105(D10), 12207– 12219.
- Randel, D.L., Vonder Haar, T.H., Ringerud, M.A., Stephens, G.L., Greenwald, T.J. and Combs, C.L. (1996). A New Global Water Vapor Dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 1233–1246.
- Sasano, Y. and Hakane, H. (1984). 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.
- Sasano, Y., Browell, E.V. and Ismail, S. (1985). Error caused by using a constant extinction/ backscattering Ratio in Lidar solution, *Appl. Opt.*, 24, 3929-3932.
- Sawamura, P., Vernier, J. P., Barnes, J. E., Berkoff, T. A., Welton, E. J., Alados-Arboledas, L., Lange, D. (2012). Stratospheric AOD after the 2011 eruption of Nabro volcano measured by lidars over the Northern Hemisphere. *Environmental Research Letters*, 7(3), 034013.
- Sekiyama, T.T., Tanaka, T.Y., Shimizu, A. and Miyoshi, T. (2010). Data assimilation of CALIPSO aerosol observations, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 39-49.
- Sicard, M., Molero, F., Guerrero-Rascado, J.L., Pedros, R., Exposito, F.J., Cordoba-Jabonero, C., Bolarin, J.M., Comeron, A., Rocadenbosch, F., Pujadas, M., Alados-Arboledas, L., Martinez-Lozano, J.A., Diaz, J.P., Gil, M., Requena, A., Navas-Guzman, F., Moreno, J.M. (2009). Aerosol lidar intercomparison in the framework of SPALINET The Spanish lidar network: Methodology and results. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47 (10), art. no. 25, pp. 3547-3559.

- Sicard, M., Guerrero-Rascado, J.L., Navas-Guzmán, F., Preißler, J., Molero, F., Tomás, S., Bravo-Aranda, J.A., Comerón, A., Rocadenbosch, F., Wagner, F., Pujadas, M., Alados-Arboledas, L. (2012). Monitoring of the Eyjafjallajökull volcanic aerosol plume over the Iberian Peninsula by means of four EARLINET lidar stations, *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 3115–3130, <https://doi.org/10.5194/acp-12-3115-2012>
- Sicard, M., Granados-Muñoz, M.J., Alados-Arboledas, L., Barragán, R., Bedoya-Velásquez, A.E., Benavent-Oltra, J.A., Bortoli, D., Comerón, A., Córdoba-Jabonero, C., Costa, M.J., del Águila, A., Fernández, A.J., Guerrero-Rascado, J.L., Jorba, O., Molero, F., Muñoz-Porcar, C., Ortiz-Amezcuca, P., Papagiannopoulos, N., Potes, M., Pujadas, M., Rocadenbosch, F., Rodríguez-Gómez, A., Román, R., Salgado, R., Salgueiro, V., Sola, Y., Yela, M. (2019). Ground/space, passive/active remote sensing observations coupled with particle dispersion modelling to understand the inter-continental transport of wildfire smoke plumes. *Remote Sensing of Environment*, 232, art. no. 111294. doi: 10.1016/j.rse.2019.111294
- Stoffelen, A., Marseille, G.J., Bouttier, F., Vasiljevic, D., de Haan, S. and Cardinali, C. (2006). ADM-Aeolus Doppler wind lidar Observing System Simulation Experiment. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 132: 1927-1947.
- Straume, A.G., Schuettemeyer, D., von Bismarck, J., Kanitz, T., Fehr, T. (2019). Aeolus Scientific Calibration and Validation Implementation Plan. Reference: EOP-SM/2945/AGS-ags.
- Sugimoto, N., Matsui, I., Shimizu, A., Nishizawa, T., Hara, Y., Xie, C., Uno, I., Yumimoto, K., Wang, Z., and Yoon, S.-C. (2008). Lidar network observations of tropospheric aerosols, *Lidar Remote Sensing for Environmental Monitoring IX*, Proc. SPIE, 7153, 71530A, doi:10.1117/12.80654.
- Titos, G., Jefferson, A., Sheridan, P. J., Andrews, E., Lyamani, H., Alados-Arboledas, L., and Ogren, J. A. (2014). Aerosol light-scattering enhancement due to water uptake during the TCAP campaign, *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 7031–7043, <https://doi.org/10.5194/acp-14-7031-2014>.
- Twomey, S. (1977). The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *J. Atmos. Sci.*, 34, 1149–1152.
- Valenzuela, A., Costa, M.J., Guerrero-Rascado, J.L., Bortoli, D., Olmo, F.J. (2017). Solar and thermal radiative effects during the 2011 extreme desert dust episode over Portugal. *Atmospheric Environment*, 148, pp. 16-29. doi: 10.1016/j.atmosenv.2016.10.037
- Weitkamp, C. (2005). Lidar. Range-resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere. *Springer*, pp 445.
- Welton, E. J., Campbell, J. R., Spinhirne, J. D., & Scott III, V. S. (2001). Global monitoring of clouds and aerosols using a network of micropulse lidar systems. In *Lidar Remote Sensing for Industry and Environment Monitoring*, 4153, pp. 151-158. *International Society for Optics and Photonics*.
- Winker, D. M., Hunt, W. H., and McGill, M. J. (2007). Initial performance assessment of CALIOP, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L19803, [doi:10.1029/2007GL030135](https://doi.org/10.1029/2007GL030135).
- World Meteorological Organisation, WMO (2004). Proceedings of the 'Third WMO Workshop on the Impact of various observing systems on Numerical Weather Prediction', WMO/TD No. 1228, pp 329.
- World Meteorological Organisation, WMO (2020). COVID-19 impacts observing system (último acceso el 11 de julio de 2020). <https://public.wmo.int/en/media/press-release/covid-19-impacts-observing-system>

Anexo

Aerosol	$\delta_{\text{lineal},355}^{\text{part}}$	$\delta_{\text{lineal},532}^{\text{part}}$	Referencia
Mineral	0.24 ± 0.07	0.31 ± 0.02	Freudenthaler et al. (2008)
	0.28 ± 0.05	0.31 ± 0.02	Freudenthaler et al. (2008)
	0.27 ± 0.01	0.30 ± 0.01	Groß et al. (2011)
	0.22 ± 0.01	0.29 ± 0.01	Groß et al. (2011)
	0.24 ± 0.02	0.28 ± 0.01	Groß et al. (2011)
	0.330 ± 0.007	0.380 ± 0.005	Cao et al. (2010)
	0.37 ± 0.01	0.380 ± 0.011	Cao et al. (2010)
	0.25 ± 0.03	0.28 ± 0.02	Haaring et al. (2017a)
Quema de biomasa	0.22 ± 0.02	0.18 ± 0.03	Groß et al. (2011)
	0.17 ± 0.02	0.16 ± 0.01	Groß et al. (2011)
	0.2240 ± 0.0015	0.184 ± 0.006	Haaring et al. (2018)
	0.02 ± 0.04	0.029 ± 0.015	Haaring et al. (2018)
Marino	0.02 ± 0.01	0.02 ± 0.02	Groß et al. (2011)
	0.12 ± 0.08	0.15 ± 0.03	Haaring et al. (2017b)
	0.055 ± 0.109	0.068 ± 0.035	Haaring et al. (2017b)
Bioaerosol	0.330 ± 0.009	0.47 ± 0.01	Cao et al. (2010)
	0.340 ± 0.013	0.430 ± 0.009	Cao et al. (2010)
	0.290 ± 0.012	0.350 ± 0.004	Cao et al. (2010)
Volcánico	0.32 ± 0.02	0.37 ± 0.02	Groß et al. (2012)
	0.12 ± 0.02	0.20 ± 0.01	Groß et al. (2012)
	0.08 ± 0.01	0.16 ± 0.01	Groß et al. (2012)

Tabla A.1. Valores de razón de despolarización lineal de partículas en 355 y 532 nm encontrados en la bibliografía para diferentes tipos de aerosol.