



Trabajo Fin de Máster

Máster en Física

**Perfiles verticales de propiedades de los aerosoles atmosféricos
en la Península Ibérica**

Autor:

Celia Herrero del Barrio

Tutor/es:

Roberto Román Díez

David Mateos Villán

RESUMEN

Los aerosoles atmosféricos tienen un papel fundamental en el equilibrio térmico de la Tierra, sin embargo, el conocimiento de su efecto neto todavía presenta grandes incertidumbres. Con el objetivo de profundizar en el conocimiento de sus propiedades ópticas y microfísicas, diversos trabajos científicos han propuesto combinar datos con resolución vertical, obtenidos mediante ceilómetros, con información de propiedades integradas a la columna atmosférica, que se pueden obtener mediante fotómetros. Utilizando estos dos tipos de medidas en el algoritmo de inversión GRASP (“Generalized Retrieval of Aerosol and Surface Properties”), es posible obtener propiedades ópticas extensivas con resolución vertical como son los perfiles verticales de los coeficientes de dispersión, retrodispersión y extinción o la concentración en volumen de los aerosoles. Esta metodología se ha utilizado para construir la red CAECENET, una asociación de estaciones de medida en la Península Ibérica que disponen de fotómetro y ceilómetro, comparten protocolos de calibración para sus instrumentos y disponen sus datos para implementar esta metodología de cálculo de propiedades de los aerosoles.

Con la intención de validar y evaluar la calidad de los datos que proporciona CAECENET, en este trabajo se ha establecido una comparativa de los datos proporcionados por esta red para la ciudad de Valladolid, con los de la red AERONET (Aerosol RObotic NETwork), considerada de referencia en el estudio de las propiedades en columna de los aerosoles. En este aspecto se ha obtenido un buen acuerdo entre ambas bases de datos. También se han utilizado los datos de CAECENET para calcular una climatología de perfiles verticales de la concentración en volumen y coeficientes de extinción, dispersión y retrodispersión con la intención de probar la utilidad de estos datos en la determinación de las propiedades verticales de los aerosoles en la Península Ibérica. Por último, se han empleado los datos de distintas estaciones para mostrar que es posible la monitorización de un evento de transporte de polvo desértico a la Península utilizando los datos de esta red.

ABSTRACT

Atmospheric aerosols play a fundamental role in the Earth's thermal balance; however, they still pose significant uncertainties. In order to deepen our understanding of their optical and microphysical properties, various scientific studies have proposed combining vertically resolved data obtained from ceilometers with column-integrated information obtained from photometers. By utilizing these two types of measurements in GRASP (Generalized Retrieval of Aerosol and Surface Properties) inversion algorithm, it is possible to retrieve extensive optical properties with vertical resolution, such as vertical profiles of scattering, backscattering, extinction coefficients, as well as volume concentration. These results have been used to establish the CAECENET network, an association of measurement stations in the Iberian Peninsula that have both photometers and ceilometers collocated, share instrument calibration protocols, and provide their data to implement this aerosol property calculation methodology.

In order to test the utility of this data in determining the vertical properties of aerosols in the Iberian Peninsula, this study conducted a comparison of the data provided by this network for the city of Valladolid with those from the AERONET network, considered as a reference for columnar aerosol property studies, resulting in a good agreement. These data were also used to calculate a climatology of vertical profiles of volume concentration and extinction, scattering, and backscattering coefficients. Finally, data from different stations were utilized to demonstrate the capability of monitoring a desert dust transport event to the Peninsula in near-real-time.

Índice

1. Introducción	3
1.1. El aerosol atmosférico	3
1.2. Propiedades de los aerosoles	4
1.2.1. Espesor óptico de aerosoles	5
1.2.2. Exponente de Ångström	6
1.2.3. Distribución de tamaños	6
1.2.4. Esfericidad	7
1.2.5. Albedo de dispersión simple	7
1.2.6. Índice de refracción	7
1.2.7. Parámetro de asimetría	7
1.2.8. Coeficientes de extinción, absorción, scattering, backscattering y razón lidar	7
1.3. Medida de los aerosoles	8
1.4. Objetivos	9
2. Instrumentación y metodología	10
2.1. Fotometría	10
2.1.1. AERONET	10
2.1.2. CIMEL CE318	10
2.1.3. CÆLIS	13
2.2. Ceilómetros	14
2.2.1. ICENET	15
2.2.2. CHM15k-Nimbus	15
2.3. Modelos de inversión: GRASP	16
2.4. CAECENET	18
2.5. Estaciones de medida	20
3. Resultados	21
3.1. Validación CAECENET-AERONET	21
3.2. Climatología de Valladolid	27
3.3. Análisis de un evento de transporte	32
4. Conclusiones	37
5. Bibliografía	38
ANEXO I	43
ANEXO II	45

1. Introducción

1.1. El aerosol atmosférico

El aerosol puede definirse como el conjunto de partículas sólidas o líquidas suspendidas en un medio gaseoso, como es la atmósfera (Willeke & Baron, 1993). En una primera clasificación, se distinguen dos grupos de aerosoles según su origen: antropogénicos y naturales. Los primeros son derivados de la actividad humana, como la quema de biomasa para sistemas de calefacción, partículas minerales surgidas de procesos industriales o partículas secundarias producidas fotoquímicamente a partir de la nucleación de contaminantes gaseosos; mientras que los naturales son tales como el polen, polvo mineral de origen desértico, cenizas volcánicas o sal marina, entre otros (Toledano, 2005).

También se establece una clasificación del aerosol en función del diámetro y densidad de las partículas mediante su distribución de tamaños. Dentro de esta se distinguen dos modos: el modo fino, correspondiente a partículas de menos de 1 μm de diámetro; y el modo grueso para diámetros entre 1 y 100 μm . El tamaño de las partículas influye en los mecanismos de su formación y eliminación, condicionando el tiempo de vida del aerosol en la atmósfera. Las partículas más pesadas suelen ser depositadas por la acción de la gravedad o el viento (deposición seca). En el caso de las partículas finas se distingue la formación por procesos de condensación (partículas de menos de 0.1 μm) o de nucleación (entre 0.1 y 1 μm) y suelen ser eliminadas por la lluvia (deposición húmeda). Si las partículas finas alcanzan la estratosfera (más de 10 km de altura), es difícil que se eliminen al estar impedidos los movimientos verticales en esta región (Salby, 2012).

Durante el tiempo que permanecen suspendidas en la atmósfera, las partículas pueden interactuar directamente con la radiación solar mediante procesos de absorción y dispersión, lo que se conoce como interacción aerosol-radiación (Boucher et al., 2013); o indirectamente, actuando como núcleos de condensación y congelación en la formación de nubes de agua y hielo, modificando el albedo de las nubes y favoreciendo o inhibiendo la precipitación (interacción aerosol-nube) (Tomasi et al., 2015). Estos procesos afectan al balance energético del sistema Tierra-atmósfera, es decir, a la diferencia entre la radiación absorbida por la Tierra y la energía irradiada de vuelta al espacio (Shindell et al., 2013). Los cambios netos en el balance debidos a cambios en la atmósfera se cuantifican mediante el forzamiento radiativo (cuantificado en unidades de Wm^{-2}), que promediado en el tiempo da cuenta de los desequilibrios de energía producidos por esa perturbación o cambio. Cuando se incluyen los efectos indirectos en el balance radiativo se denomina forzamiento radiativo efectivo.

Dado que las interacciones de los aerosoles en la atmósfera afectan al equilibrio térmico de la Tierra, lo que tiene un impacto en el clima, es importante considerar los aerosoles como una variable en los estudios de cambio climático. Además, el forzamiento radiativo de los aerosoles es actualmente el que presenta mayor incertidumbre, como ilustra la Figura 1.1, y existe interés en comprobar si el forzamiento negativo que presentan en algunos casos compensa al forzamiento positivo de los gases de efecto invernadero.

Los aerosoles también pueden utilizarse como marcadores en el estudio del movimiento de la atmósfera, contribuyendo a mejorar la modelización climática. Debido a que las concentraciones de aerosoles varían más lentamente que las de otros componentes atmosféricos, han sido utilizados para estudiar la dinámica en las regiones polares, el transporte estratosférico de bajas a altas latitudes o los intercambios de aire entre la troposfera y la estratosfera (NASA, 2017).

Además de por todo lo anterior, es necesario estudiar y monitorizar los aerosoles atmosféricos por las consecuencias que tienen sobre la calidad del aire y la salud humana. Bien sea directamente en eventos en los que las partículas llegan a la superficie terrestre y pueden ser

inhaladas por el sistema respiratorio, (Obregón, 2012); o indirectamente, ya que algunos aerosoles pueden participar en las reacciones de formación de la lluvia ácida o en las de formación y destrucción del ozono troposférico y estratosférico.

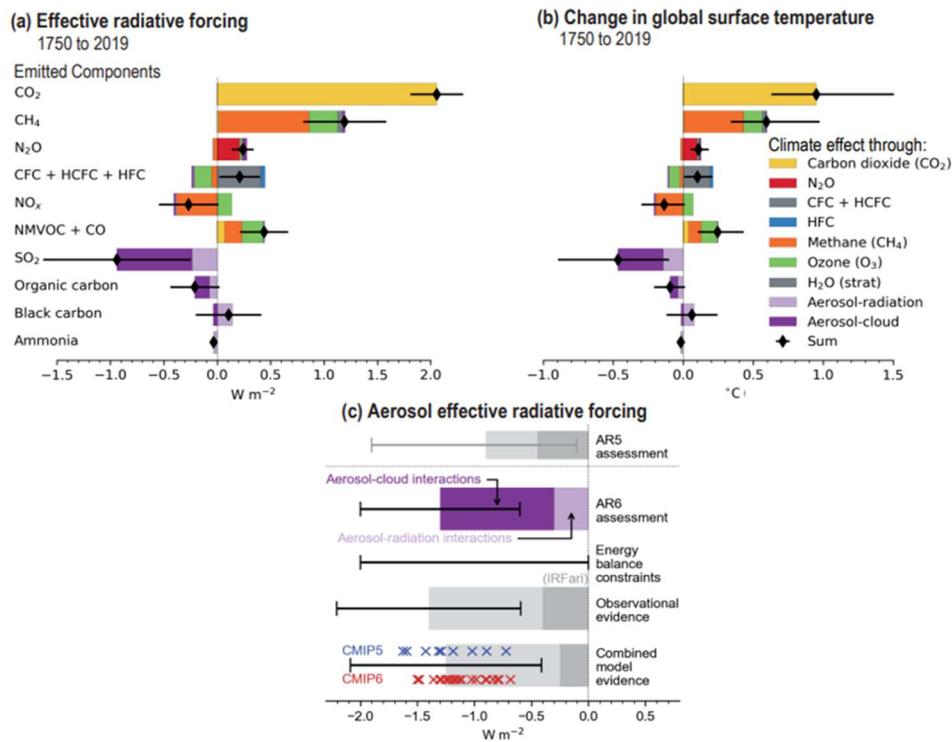


Figura 1.1: Resultados expuestos en el informe del primer grupo de trabajo del informe AR6 del IPCC (Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático). (Szopa et al., 2019).

1.2. Propiedades de los aerosoles

Como se ha mencionado, cuando la radiación atraviesa la atmósfera interacciona con sus componentes siendo dispersada o absorbida y reemitida. Analizando la señal que llega a los detectores de un instrumento de medida es posible estudiar estos procesos y las características físicas, químicas y ópticas de los componentes que los condicionan.

El fenómeno físico de dispersión tiene lugar cuando el medio presenta inhomogeneidades espaciales en su constante dieléctrica y debido a esto la radiación incidente se desvía de su dirección. En la atmósfera se produce al interactuar con gases a través del fenómeno conocido como dispersión, o scattering, de Rayleigh (Bodhaine et al., 1999). El scattering de Rayleigh es el causante del color azul del cielo despejado ya que es proporcional al inverso de la cuarta potencia de la longitud de onda. En el caso de aerosoles y nubes, al ser de mayor tamaño que los gases, la dispersión de la luz está dominada por el scattering de Mie, no tan dependiente de la longitud de onda.

EL scattering de Mie se produce cuando la longitud de onda de la radiación es del mismo orden de magnitud que el tamaño de las partículas con las que interactúa. Los causantes de este tipo de fenómeno suelen ser los aerosoles atmosféricos, y afecta a radiaciones de longitud de onda más larga que la correspondiente a la dispersión Rayleigh. Suele ser el fenómeno dominante en las capas más bajas de la atmósfera, donde hay grandes cantidades de partículas de tamaño considerable (Prats, 2009). Esta dispersión no es selectiva y ocurre cuando el tamaño de las partículas que la provocan es mucho más grande que la longitud de onda de la radiación que la sufre. Los causantes de este tipo de dispersión suelen ser aerosoles, grandes partículas de polvo y pequeñas gotas de agua suspendidas en la atmósfera. Se denomina no selectiva porque todas

las longitudes de onda se dispersan más o menos en la misma proporción. Este fenómeno es el causante de que las nubes y la niebla se aprecien de color blanco.

Otro mecanismo de interacción de los componentes atmosféricos con la radiación es la absorción. De este proceso da cuenta la parte imaginaria del índice de refracción. La absorción por moléculas de gases como dióxido de carbono, ozono, vapor de agua, etc., es selectiva, presentando bandas y líneas espectrales de absorción, que varían según el gas. En el caso de la absorción de radiación por parte de los aerosoles, ésta tampoco es selectiva, ya que varía suavemente con la longitud de onda en lugar de presentar bandas localizadas, al menos en el espectro solar (Dubovik et al., 2002a). Los sensores que normalmente se utilizan para la observación de la tierra y el mar a través de satélites se diseñan para operar fuera de las bandas del espectro electromagnético en las que los efectos de absorción de gases son más notorios. A estas regiones se las denomina ventanas atmosféricas y se pueden identificar como las zonas en las que la transmitancia atmosférica es cercana a la unidad; es decir, cuando la irradiancia que llega a nivel de superficie es similar a la irradiancia que llega a la parte más alta de la atmósfera (irradiancia extraterrestre) y no desciende bruscamente (bandas de absorción).

A partir de medidas de radiación (irradiancia del sol, radiancia del cielo, etc.), es posible analizar las propiedades ópticas de la atmósfera y los aerosoles, así como el cálculo de los parámetros que se exponen a continuación.

1.2.1. Espesor óptico de aerosoles

La densidad de flujo radiante se define como la energía radiante recibida por unidad de tiempo y superficie. Desde el punto de vista de la teoría electromagnética se interpreta como el flujo del vector de Poynting a través de una superficie elemental (Sobrino, 2001). Una magnitud más habitual es la irradiancia, que es el flujo radiante procedente de una superficie elemental por unidad de superficie, normal a la dirección de propagación. La irradiancia es la magnitud que suelen medir los sensores fotométricos.

En el caso de la atmósfera, la atenuación de la irradiancia solar o lunar que llega a la superficie viene controlada por la ley de Beer-Bouguer-Lambert.

$$I(\lambda) = I_0(\lambda)e^{-\tau(\lambda)m} \quad (1.1)$$

Donde I es la irradiancia directa que llega a la superficie; I_0 es la irradiancia de la fuente (normalmente solar o lunar) que llega a lo más alto de la atmósfera (irradiancia extraterrestre), τ es el espesor óptico total de la columna atmosférica sobre la vertical; y m es la masa óptica, que se define como la razón entre el espesor óptico en la vertical y el espesor óptico en la dirección en la que se está observando la irradiancia. I , I_0 , y τ varían con la longitud de onda λ .

Para determinar el espesor óptico de la atmósfera, lo más común es medir la irradiancia directa de la fuente (medida de extinción). Suponiendo que la atmósfera se comporta como una capa plana y paralela, la masa óptica se podría calcular de forma sencilla como la secante del ángulo solar cenital (θ ; SZA del inglés *Solar Zenith Angle*). Sin embargo, debido a la curvatura de la Tierra, la refracción en el aire, el scattering múltiple y otros factores, esta aproximación solo es precisa para ángulos cenitales solares menores a 60° (Toledano, 2005). Para corregir esto, se utilizan fórmulas empíricas más precisas como la de Kasten & Young (1989) dada en la ecuación (1.2):

$$m = \frac{1}{\cos \theta + 0.50572(1,46468 - \theta)^{-1.6364}} \quad (1.2)$$

Despejando de la ley de Beer-Bouguer-Lambert, ecuación (1.1), podemos obtener el espesor óptico total de la atmósfera a través de la ecuación (1.3) midiendo la irradiancia directa en superficie si conocemos la irradiancia extraterrestre:

$$\tau(\lambda) = \frac{1}{m} \ln \left(\frac{I(\lambda)}{I_0(\lambda)} \right) \quad (1.3)$$

Considerando que las medidas se realicen en cielos sin nubosidad, el espesor óptico total de la atmósfera será la suma de los espesores ópticos de los gases mediante scattering de Rayleigh (τ_R), de las absorciones por parte de diferentes gases atmosféricos (τ_g) y de los aerosoles (τ_a). Por tanto, se puede expresar el espesor óptico de aerosoles como:

$$\tau_a(\lambda) = \tau(\lambda) - \tau_R(\lambda) - \tau_g(\lambda) \quad (1.4)$$

El espesor óptico de aerosoles (AOD del inglés *Aerosol Optical Depth*) es uno de los parámetros fundamentales en el estudio de las propiedades de los aerosoles. Se trata de un indicador del contenido de aerosoles en toda la columna atmosférica. A partir de los valores de AOD y haciendo uso de la teoría de Mie, se puede utilizar toda una metodología de algoritmos de inversión para obtener diferentes propiedades de los aerosoles más complejas como la distribución de tamaños de los aerosoles (Toledano, 2005; Torres et al., 2017).

1.2.2. Exponente de Ångström

La dependencia espectral del espesor óptico de aerosoles viene dada en el espectro solar de forma empírica por la ley de Ångström (Ångström, 1961) expresada por la ecuación (1.5):

$$\tau_a(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (1.5)$$

donde λ es la longitud de onda (en μm), α el exponente de Ångström (AE del inglés *Angström Exponent*), directamente relacionado con la variación espectral del espesor óptico, y β el parámetro de turbiedad que coincide con el espesor óptico de aerosoles a $1 \mu\text{m}$.

Los valores más bajos de α indican una menor dependencia del AOD con la longitud de onda, y están asociados a partículas grandes. Por otro lado, los valores más altos de α se dan para partículas pequeñas, que muestran una mayor dependencia espectral en el AOD. Para aerosoles es habitual tener un rango de valores entre 0 y 2.5 en el espectro solar, rango en el que se asume como válida la ley de Ångström.

Para calcular el exponente de Ångström, generalmente se utilizan los datos medidos de AOD en diferentes longitudes de onda, se toman logaritmos en la expresión de la ley de Ångström (ecuación 1.5) y se realiza un ajuste lineal de mínimos cuadrados a partir de un conjunto de observaciones espectrales que permite determinar los parámetros α y β . El resultado será representativo de un rango espectral y lo denotaremos con las longitudes inicial y final de ese rango.

1.2.3. Distribución de tamaños

Una forma de caracterizar físicamente al aerosol atmosférico es a partir de su distribución volúmica de tamaños, que proporciona la concentración en volumen de partículas existente para distintos tamaños. También puede expresarse en función de la densidad de masa o del número de partículas por unidad de volumen. Para caracterizar el tamaño del aerosol, se consideran partículas con un radio (o radio de la esfera equivalente si las partículas son no esféricas) comprendido en el intervalo $(r, r+dr)$; el volumen de partículas en este intervalo será $dV(r)$ (Dubovik & King, 2000). En la práctica, como se comenta en el apartado 1.1, se suele distinguir entre el modo fino y grueso, en función del tamaño de las partículas. La distribución se suele aproximar a una función lognormal bimodal, es decir, cada modo sigue una distribución normal

respecto al logaritmo del radio (Schuster et al., 2006). La expresión matemática de esta distribución se muestra en la ecuación (1.6):

$$\frac{dV}{d \ln r} = \frac{VC_F}{\sqrt{2\pi}\sigma_F^2} \exp\left[-\frac{(\ln r - \ln R_F)^2}{2\sigma_F^2}\right] + \frac{VC_C}{\sqrt{2\pi}\sigma_C^2} \exp\left[-\frac{(\ln r - \ln R_C)^2}{2\sigma_C^2}\right] \quad (1.6)$$

Donde VC es la concentración total en volumen; R el radio modal de la distribución; σ la desviación estándar de cada distribución log-normal; y los subíndices F y C hace referencia al modo fino y grueso, respectivamente. También es útil calcular el radio efectivo, que es el cociente entre el valor esperado del radio para cada distribución, entre el valor esperado de la superficie de la partícula.

1.2.4. Esfericidad

La esfericidad es un parámetro que, asumiendo que las partículas tienen forma de elipsoide, cuantifica la excentricidad de la forma de las partículas. Esta propiedad puede tomar un rango de valores entre cero (partículas totalmente irregulares) y uno (partículas totalmente esféricas). En la práctica las formas de las partículas son muy irregulares y diversas aún para el mismo tipo de aerosol.

1.2.5. Albedo de dispersión simple

Conocido por sus siglas en inglés SSA (*Single Scattering Albedo*), el albedo de dispersión simple da cuenta de la fracción de luz dispersada respecto al total de luz extinguida al atravesar la atmósfera; por tanto, varía con la longitud de onda. El valor máximo que puede tomar es 1 e indicaría que toda la luz extinguida ha sido dispersada y el aerosol no es nada absorbente, mientras que un valor de 0 indicaría un aerosol puramente absorbente (Prats, 2009).

1.2.6. Índice de refracción

Como se ha mencionado antes, el índice de refracción de los aerosoles presenta una variación suave con la longitud de onda en el espectro solar. La parte real da cuenta del scattering y la parte imaginaria de la absorción (proporciona información similar al SSA), por tanto, su valor está relacionado con la composición química de la carga de aerosoles.

1.2.7. Parámetro de asimetría

El parámetro de asimetría es la integral de la distribución de energía (función de fase), ponderada por el ángulo de scattering. Este parámetro varía entre -1 y 1 según la dispersión se produzca perfectamente hacia atrás respecto a la dirección de incidencia o hacia delante, respectivamente. Tomará el valor cero en el caso de dispersión isotrópica, que correspondería al scattering de Rayleigh. En la práctica, los valores típicos para aerosoles oscilan entre 0.6 y 0.8. Los valores más altos del parámetro de asimetría están relacionados con la presencia de partículas más grandes.

1.2.8. Coeficientes de extinción, absorción, scattering, backscattering y razón lidar

El coeficiente de extinción da cuenta de en qué proporción la carga de aerosoles extingue la radiación de una cierta longitud de onda que incide en la atmósfera. De la misma forma el coeficiente de absorción da cuenta de la proporción que es absorbida. Por último, el coeficiente de scattering determina la proporción que es dispersada en todas las direcciones y el coeficiente de backscattering, la parte que es dispersada única y exclusivamente en la misma dirección de incidencia, pero en sentido contrario (-180°). Estas magnitudes pueden expresarse en función de la altura.

A la proporción entre el coeficiente de extinción y el de backscattering se le denomina razón lidar (o en inglés *lidar ratio*). Representa la relación entre las secciones eficaces por unidad de volumen de la extinción y la retrodispersión. Tiene unidades de estereorradián (sr) y normalmente varía entre los 5 y 100 sr (Schröter et al., 2006).

1.3. Medida de los aerosoles

Para la medida de los aerosoles atmosféricos se suelen emplear técnicas in-situ o de teledetección. Las primeras, consisten en la recogida mediante filtros de muestras de aire a nivel de superficie, o mediante instrumentación específica a bordo de aviones, que se analizan directamente o más tarde en un laboratorio. Se suelen utilizar para estudios de calidad del aire y presentan el inconveniente de tener una baja resolución espacial (González, 2021).

Las técnicas de teledetección analizan la interacción del sistema atmosférico con la radiación, ya sea proveniente de una fuente natural, como el sol, la luna o la radiación térmica terrestre (teledetección pasiva) o artificial (teledetección activa). Esto permite obtener información sobre distintos componentes de la atmósfera, y a partir de sus propiedades ópticas se pueden inferir otras características de naturaleza física y química.

Instrumentos como los fotómetros, las cámaras de todo cielo o los radiómetros son técnicas pasivas, registran la radiación solar/lunar que les llega después de atravesar toda la atmósfera y proporcionan valores integrados a toda la columna atmosférica (Toledano, 2005). Trabajan generalmente en el rango espectral entre el visible y el infrarrojo cercano.

En los métodos activos la radiación con la que interactúan los aerosoles es producida artificialmente y con características conocidas. Se emite una señal electromagnética de características conocidas y se recoge y analiza tras haber interactuado con el medio. Entre estos instrumentos se encuentran el Radar (Radio Detection And Ranging), que trabaja en el rango de las microondas, y el Lidar (Light Detection And Ranging), o el ceilómetro, que trabajan en el rango solar. En el caso de los lidars y los ceilómetros, estos emiten un pulso electromagnético a la atmósfera y se recoge la señal retrodispersada por las partículas y moléculas presentes en la atmósfera; midiendo el desfase con la señal emitida es posible obtener datos con resolución vertical, además de en columna tras integrar los valores a todas las capas atmosféricas.

Ambos métodos se pueden implementar tanto en instrumentación en superficie como en satélites. Aunque las medidas en superficie tienen una resolución espacial más limitada que las medidas satelitales, su resolución temporal suele ser mayor y son generalmente más precisas. Por esta razón, es crucial tomar medidas desde diferentes puntos de la Tierra para poder validar y calibrar los productos proporcionados por los satélites. Por tanto, ambas medidas son esenciales y se complementan mutuamente (González, 2021).

A su vez, para obtener distintas propiedades de los aerosoles es necesario encontrar sinergias entre distintos instrumentos, que permitan obtener las propiedades ópticas de interés y con una resolución óptima. Esto, junto con la necesidad de llevar un control sobre el proceso de medida, calibración y procesado de datos en las distintas zonas del planeta ha llevado a la creación de diversas redes de monitorización, que utilizan instrumentación estandarizada. Este es el caso de redes de medida de fotómetros como AERONET (AErosol RObotic NETwork; Holben et al., 1998), de ceilómetros como ICENET (Iberian Ceilometer Network; Cazorla, et al., 2017) o de ambas como CAECENET. Los datos analizados en este trabajo han sido obtenidos de CAECENET, en el Capítulo 2 se especificará el funcionamiento de esta red y la instrumentación utilizada.

De las propiedades de los aerosoles expuestas, el AOD y el AE se calculan directamente a partir de las medidas de irradiancia y/o radiancia. Por el contrario, el resto de las propiedades han de ser calculados mediante inversión. Se conoce como problema inverso al cálculo de las

propiedades de los aerosoles a través de medidas atmosféricas conocidas, es decir, obtener la causa conociendo el efecto.

En muchas ocasiones los problemas inversos son también problemas mal definidos (del inglés *ill-posed*). Un problema se considera mal definido si no cumple una de las siguientes condiciones: 1) tener solución (existencia); 2) que la solución sea única (unicidad); 3) que la solución dependa de manera continua de los datos del problema, es decir, que pequeñas fluctuaciones en los datos no varíen drásticamente la solución (estabilidad). En el caso de los aerosoles, unas medidas de radiancia del cielo o AOD pueden ser obtenidas por distintas combinaciones de las propiedades de los aerosoles, lo que implica falta de unicidad, ya que no hay una única solución al problema (Antuña-Sánchez, 2022).

Existen distintos algoritmos de inversión publicados, en el capítulo 2 se explica en más detalle el empleado para los datos analizados en este trabajo: GRASP (siglas en inglés de *Generalized Retrieval of Aerosol and Surface Properties*; Dubovik et al., 2014, 2021).

1.4. Objetivos

En base a los motivos expuestos sobre la importancia del estudio de los aerosoles atmosféricos, existen distintos trabajos que han establecido climatologías de aerosoles en la Península Ibérica. Sin embargo, estos estudios suelen recoger solo datos en columna. Un análisis más completo, que incluyese datos sobre los perfiles verticales, permitiría estudiar la influencia de la altura de los aerosoles en el forzamiento radiativo, como afectan las situaciones sinópticas en los procesos de transporte y eliminación y las interacciones aerosol-nube a distintas alturas.

Para poder completar los estudios es necesario conseguir instrumentación que permita tener buena resolución vertical pero también espectral y temporal. Las colaboraciones entre las redes AERONET e ICENET lo han hecho posible, al combinar las bases de datos de instrumentos perfectamente calibrados y comparables junto con el algoritmo GRASP en la red CAECENET, que permite obtener perfiles verticales de propiedades ópticas y microfísicas de los aerosoles.

Por tanto, los objetivos de este trabajo son los siguientes:

- Validar los productos de aerosoles que proporciona CAECENET con los de AERONET, para poner de manifiesto la confianza en los productos ofrecidos por CAECENET y su utilidad.
- Completar la climatología de aerosoles existente en Valladolid con datos de los perfiles verticales, obteniendo así una mejor caracterización de la atmósfera de esta región, lo que es muy útil para diversas aplicaciones civiles, así como para estudios de modelización climática o de calidad del aire.
- Mostrar la utilidad de CAECENET en el seguimiento de eventos de transporte en tiempo real en la Península Ibérica. Gracias a disponer de diversas estaciones repartidas geográficamente además de un procesado de datos cuasi instantáneo, es posible analizar el transporte de aerosoles en función de los diferentes escenarios sinópticos que existan en la Península.

2. Instrumentación y metodología

2.1. Fotometría

Los fotómetros son instrumentos de teledetección pasiva, generalmente midiendo desde la superficie terrestre. Pueden realizar medidas de irradiancia del sol, luna o estrellas, pero también radiancia del cielo. Utilizando las medidas de irradiancia es posible calcular la atenuación de la radiación al atravesar la atmósfera y con eso obtener el espesor óptico de aerosoles, tal y como se explicó en el capítulo 1. Existen diversas redes de medida en la Tierra para poder monitorizar los aerosoles alrededor del planeta a través de fotómetros como es el caso de la AERONET.

2.1.1. AERONET

Una de las redes de medida con fotómetros más importantes para la obtención de propiedades de los aerosoles, como el AOD, es AERONET (AErosol RObotic NETwork; Holben et al., 1998; <https://aeronet.gsfc.nasa.gov>). Se trata de una federación de redes, creada en la década de 1990 por la NASA y el laboratorio de óptica Atmosférica de la Universidad de Lille (LOA), Francia. Esta red se estableció con el objetivo original de medir propiedades del aerosol atmosférico desde cualquier punto del planeta para poder validar las medidas obtenidas por satélite. Para ello cuenta actualmente con más de 500 estaciones activas. Con la intención de que todas las medidas sean directamente comparables, todas las estaciones cuentan con un instrumento común, el fotómetro CIMEL CE318 (*Cimel Electronique*). Además, existe un protocolo común de calibración. Desde el 2006, el Grupo de Óptica Atmosférica de la Universidad de Valladolid (GOA-UVa) es uno de los 3 centros oficiales de calibración de esta red.

2.1.2. CIMEL CE318

El fotómetro CE318 es el instrumento estándar para todas las estaciones que pertenecen a la red AERONET. Se trata de un fotómetro automático y de campo desarrollado por la casa francesa *Cimel Electronique* y ha sido el instrumento utilizado por AERONET desde sus comienzos (González, 2021). Además, es autónomo ya que se puede alimentar mediante un panel solar y está preparado para medir a la intemperie. Recoge medidas tanto en condiciones de cielo nublado como despejado.

Estos fotómetros han ido modernizándose desde los primeros modelos analógicos comercializados en los años 90. A partir del 2002 aparecen los fotómetros extendidos en los que se incluía un detector de arseniuro de indio y galio (InGaAs) para los canales de 1020 y 1640 nm y desde el 2013 los fotómetros triples: CE318-T. El modelo CE318-T incluye la posibilidad de tomar medidas de irradiancia lunar, aunque solo entre las fases lunares de cuarto creciente y decreciente. Para ello se ha mejorado la electrónica del instrumento, manteniendo la coherencia de las medidas con las versiones previas.

Los fotómetros CE318-T disponen de un detector de silicio y otro de InGaAs, el primero para medir las longitudes de onda hasta 1020 nm, y el segundo para las longitudes de onda de 1020 nm y más largas. Ambos detectores son usados para medir la irradiancia directa solar, la lunar, y la radiancia del cielo, estas últimas gracias a un amplificador de señal. Los detectores están instalados dentro de la cabeza sensora, que está convenientemente sellada y resecada para prevenir daños en los componentes. Además, dentro de esta cabeza se encuentran un sensor de temperatura y una rueda de filtros delante de los detectores con 9 filtros interferenciales. Las longitudes de onda más comunes de estos filtros son: 340, 380, 440, 500, 675, 870, 940, 1020 y 1640 nm, siendo la longitud de 940 nm utilizada para calcular el vapor de agua atmosférico y las otras 8 para las propiedades de aerosoles.

A continuación de la cabeza sensora, se acopla un colimador formado por dos tubos limitadores del campo, que coliman la luz que llega a los detectores y evitan radiación espuria. Un sensor de

lluvia expuesto a la precipitación cancela cualquier secuencia de medida en caso de activarse, y dejará el instrumento en posición de reposo con los colimadores mirando hacia abajo para evitar que el agua dañe o ensucie las lentes.

La cabeza en conjunto con los colimadores va montada sobre un robot seguidor solar de dos ejes. Dos motores de transmisión directa dirigen la cabeza del sensor en los ángulos de acimut y cenit con una exactitud de 0.05° . Un microprocesador calcula la posición del sol basándose en las coordenadas del tiempo y de la geolocalización, dirigiendo la cabeza hacia el sol con una precisión de 1° ; después un detector de cuatro cuadrantes apunta al sol con una precisión de 0.1° en el instante previo a una medida programada. Lo mismo sucede al apuntar a la luna. Después de completar una medida, el instrumento vuelve a una posición de reposo, esperando a la siguiente secuencia de medida. En la Figura 2.1, aparece una imagen de un fotómetro CIMEL CE318-T en la que se pueden apreciar las partes descritas.

El fotómetro CIMEL CE318 realiza tres medidas de irradiancia (solar o lunar) para cada canal (longitud de onda), lo cual se denomina triplete. A partir de cada triplete se obtiene una observación de AOD a cada longitud de onda (Giles et al., 2019). Se suele aplicar una corrección de temperatura a estos datos brutos, de acuerdo con el valor medido con el termómetro del sensor y previamente caracterizada la respuesta térmica en el laboratorio durante una de las calibraciones rutinarias.

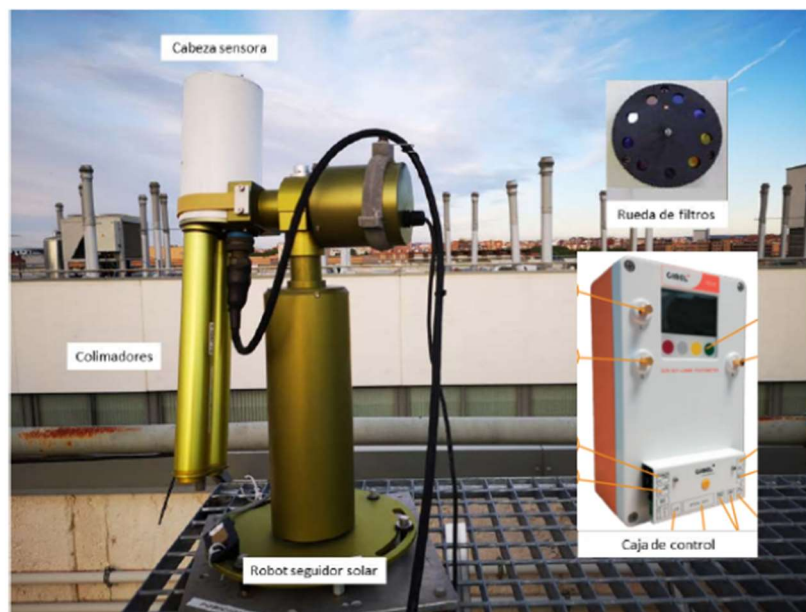


Figura 2.1: Esquema de cada uno de los elementos que componen el CIMEL CE318-T. En la imagen se puede ver en la parte izquierda la cabeza sensora montada en el robot seguidor. En la parte derecha se puede ver la rueda de filtros que está instalada en la cabeza y la caja de control del fotómetro (González, 2021).

Respecto a las medidas de radiancia del cielo, el fotómetro puede utilizar tres geometrías distintas que permiten obtener la cantidad de luz dispersada por la atmósfera en una serie de ángulos de scattering del cielo:

- El almucantar es una geometría para un ángulo cenital del instrumento fijo e igual al ángulo solar cenital, y un ángulo acimutal variable entre 3.5° y 180° con respecto al centro del disco solar. Este recorrido lo hace en ambas ramas simétricas, es decir, primero realiza la rama izquierda para, una vez finalizada, barrer la rama derecha del cielo, siempre tomando el disco solar como posición de partida. Esta medida se realiza siempre que la elevación solar esté comprendida entre 38° y 82° . Esta geometría es muy

útil para descartar puntos contaminados por nubes al realizar medidas simétricas que deben ser similares entre sí. Sin embargo, para valores de SZA bajos, esta geometría no alcanza grandes ángulos de scattering.

- El plano principal consiste en igualar el ángulo acimutal con el del Sol, variando el ángulo cenital. El fotómetro realiza medidas desde 6° por debajo del disco solar hasta 150° por encima. Esta medida se realiza cuando la elevación solar está comprendida entre 4° y 79° . Este escenario permite alcanzar grandes ángulos de scattering incluso para valores bajos de SZA, sin embargo, al no realizar medidas simétricas es más complicado descartar puntos contaminados por nubes.
- El escenario híbrido mezcla las geometrías del almucantar y del plano principal. Varía los ángulos acimutales y cenitales barriendo un conjunto de ángulos de scattering fijos, hasta llegar a alcanzar el ángulo cenital de 75° , cuando empieza a barrer únicamente en el ángulo acimutal. Esta medida se realiza cuando la elevación solar está comprendida entre 4.5° y 72° . En los fotómetros triples se ha incluido para esta geometría una modificación que permite detectar cirros y realizar un filtrado de nubes en las medidas de AOD. Esta geometría solo la realizan los modelos CE318-T. Como ventaja, este escenario permite alcanzar altos ángulos de scattering para valores bajos de SZA y, además, es un escenario simétrico que permite detectar puntos contaminados por nubes.

Una representación de las medidas realizadas en estas geometrías se puede ver en la Figura 2.2, donde también se muestran, sobre imágenes de una cámara todo cielo, los puntos de la bóveda celeste en los que se realiza cada una de las medidas (González, 2021).

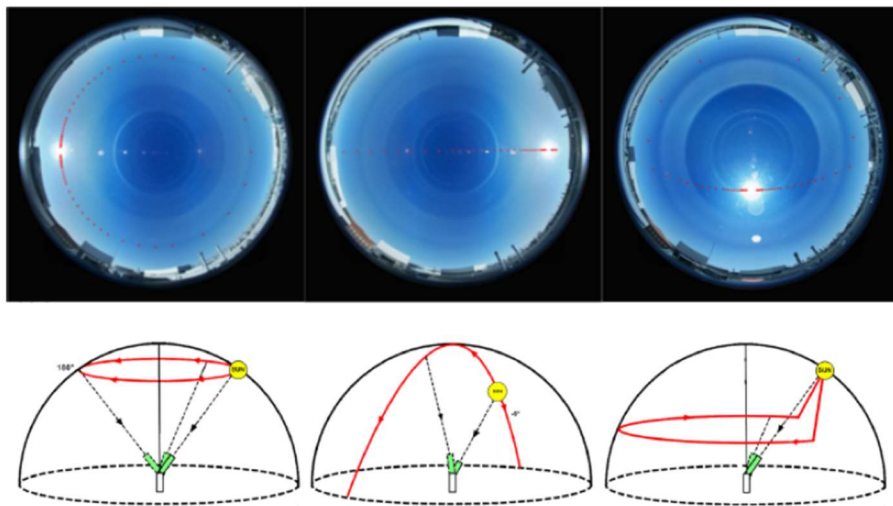


Figura 2.2: Geometrías de cada una de las medidas de radiancia de cielo que hace el Cimel. En la parte inferior se muestra un esquema de la geometría. La primera representa un almucantar, la segunda un plano principal y la tercera un híbrido. En la parte superior se muestra en puntos rojos los ángulos en los que se mide en cada geometría. Para estos ejemplos se ha usado una cámara de todo cielo instalada en la Facultad de Ciencias de la Universidad de Valladolid con ángulos solares cenitales de 69.51° , 70.38° y 28.25° , respectivamente (González, 2021).

2.1.3. CÆLIS

Los fotómetros de la red AERONET se calibran en periodos de un año de medida, para minimizar los cambios causados por la degradación de los componentes. Las medidas de irradiancia solar se calibran por inter-comparación con unos fotómetros de referencia llamados máster. Estos fotómetros máster se calibran por el método Langley en las estaciones de Izaña (Tenerife, España) y Mauna Loa (Hawai, Estados Unidos) (Toledano et al., 2018). Por otro lado, las medidas de radiancia de cielo se calibran en el laboratorio con una esfera integrante (González, 2021).

El GOA-UVa, participa con el Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA) de la Universidad de Lille, y la Agencia Española de Meteorología (AEMET) en las tareas de calibración de los fotómetros europeos de la red AERONET. Para esta tarea, el GOA-UVa cuenta con la herramienta CÆLIS (Fuertes et al., 2018), un software desarrollado desde el 2008, que permite administrar la información generada por la red de fotómetros que el grupo controla, además de ayudar en el mantenimiento al emitir alertas en caso de posibles problemas en el funcionamiento de los instrumentos. También genera productos de propiedades de los aerosoles utilizando la base de datos y los metadatos de los instrumentos, poniéndolos a disposición de las tareas de investigación. Funciona como un servidor/sistema intermedio entre los datos que almacena en su propia memoria cada fotómetro, los chequea y procesa y finalmente envía a AERONET.

El sistema se compone de una arquitectura cliente-servidor, como se muestra en la Figura 2.3. Consta de una base de datos, un módulo de procesado en tiempo casi-real y un frontend para la visualización. La base de datos almacena tanto la información sin procesar de todas las mediciones como los datos procesados y la metainformación. Los datos de los fotómetros controlados por el GOA-UVa se envían a CÆLIS, donde se almacenan y, si son validados por el sistema, se envían a AERONET. La base de datos se organiza en tres capas lógicas: la capa 0 almacena las mediciones sin procesar, con alta trazabilidad y pocos datos redundantes; la capa 1 contiene los productos directos del procesado, como valores de radiancia del cielo o AOD, con menor trazabilidad y redundancia; y finalmente, la capa 2 almacena productos derivados como alarmas, inversiones o cloud-screening, con alta redundancia de datos.

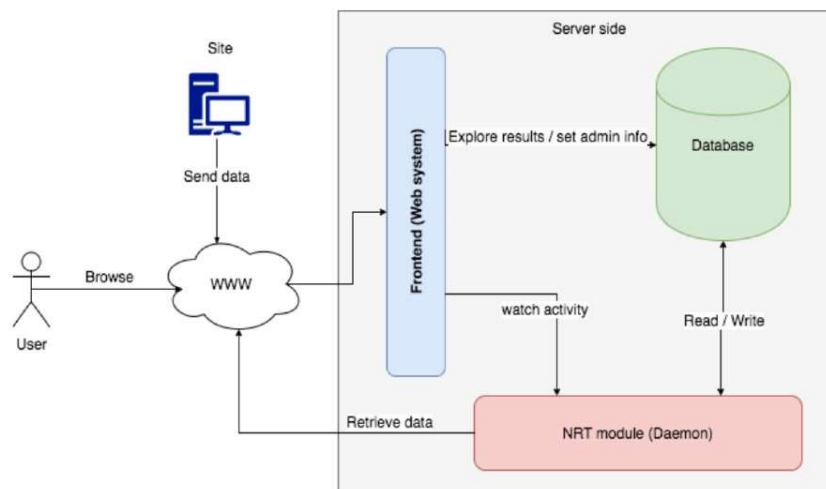


Figura 2.3: Diagrama de la arquitectura de CÆLIS. Las flechas indican dónde se inicia la acción (el flujo de datos es siempre bidireccional) (Fuertes et al., 2018).

El módulo frontend tiene como objetivo hacer que la información sea completamente accesible a cualquier usuario a través de un portal web. La capacidad de consultar tanto los datos sin procesar como los productos solo utilizando este módulo facilita la detección rápida de posibles anomalías en el funcionamiento de los instrumentos.

El procesado en tiempo casi-real se logra gracias a recursos externos que CÆLIS incorpora, como datos de espectros extraterrestres (solar y lunar), datos meteorológicos, coeficientes de absorción de gases y respuestas espectrales de los filtros de los instrumentos. Si estos recursos no están disponibles en el momento del procesado, se utilizan datos estándar que, aunque menos precisos, permiten realizar un pre-procesamiento de los datos que también aporta información sobre la medición. Para asegurar la precisión de los datos externos utilizados, se emplean etiquetas (o flags) asociadas a cada medida, indicando el nivel de precisión utilizado para cada recurso necesario (González et al., 2020).

2.2. Ceilómetros

Las técnicas de teledetección activa lidar consisten en la emisión de un haz láser de características conocidas hacia la atmósfera. Tras interactuar mediante procesos de absorción y dispersión con los componentes atmosféricos, se recoge la señal del láser retrodispersada mediante un telescopio óptico.

Los ceilómetros, también conocidos como nefobasímetros, son instrumentos cuyo funcionamiento se basa en los mismos principios que el lidar, pero se distinguen en que analizan únicamente el scattering elástico y a una única longitud de onda. Normalmente esta longitud de onda se encuentra cerca del infrarrojo cercano, entre los 900 y 1100 nm, con la intención de evitar la contribución fuerte de la dispersión de Rayleigh, mayormente debida a los gases. La energía del pulso emitido es de 7 μ J, siendo segura para el ojo humano. Además, son mucho más económicos que otros instrumentos lidar y operan de manera continua, automática y requieren de poco mantenimiento. Todas estas características hacen que sean muy útiles en el seguimiento continuo del aerosol, así como en el estudio de las nubes (Costa-Surós et al., 2013; Huertas-Tato et al., 2017).

La ecuación básica para analizar las señales medidas con el instrumento es la ecuación del lidar:

$$P_{\lambda}(t,r) = P_{0\lambda}(t) \tau_{\lambda} \frac{c}{2} \frac{O(r)}{r^2} A_T \eta_{\lambda}(t,r) \beta_{\lambda}(t,r) T_{\lambda}(t,r) + P_{\lambda}^{bg}(t,r) \quad (2.1)$$

Donde P_{λ} es la potencia de la señal medida (λ hace referencia a la longitud de onda, r es el rango y t el tiempo), $\bar{P}_{0\lambda}$ la potencia media del láser por pulso, τ_{λ} la longitud temporal del pulso láser, c la velocidad de la luz, A_T el área del telescopio receptor, η_{λ} la eficiencia del sistema, O la función del solapamiento (entre el haz laser emitido y el retrodispersado recogido), β_{λ} el coeficiente de backscattering para el volumen total, T_{λ} la transmisión atmosférica¹ y P_{λ}^{bg} la señal de fondo. Para el ceilómetro esta ecuación será la misma pero la dependencia con la longitud de onda queda determinada por la de trabajo del instrumento.

Es común trabajar directamente con la señal corregida de rango (RCS, del inglés *Range Corrected Signal*) (ecuación 2.3), que consiste en restar a la señal el fondo debido a la luz ambiente ($P_{\lambda}^{bga}(t,r)$) y al ruido electrónico ($P_{\lambda}^{bge}(t,r)$) (ecuación 2.2), y multiplicar por r^2 para corregir la dependencia con $\frac{1}{r^2}$ de la disminución de la potencia.

$$\hat{P}_{\lambda}(t) = P_{\lambda}(t,r) - P_{\lambda}^{bga}(t,r) - P_{\lambda}^{bge}(t,r) \quad (2.2)$$

$$RCS_{\lambda}(t,r) = \hat{P}_{\lambda}(t)r^2 \quad (2.3)$$

A partir de esta medida, se obtiene un perfil vertical de la señal recibida y se pueden calcular parámetros como los coeficientes de extinción, absorción, scattering y backscattering.

¹ La transmisión atmosférica es la atenuación del haz láser emitido y retrodispersado, en todo su camino en la atmósfera: $T_{\lambda}(t,r) = \exp(-2 \int_0^r \alpha_{\lambda}(t,\zeta) d\zeta)$

2.2.1. ICENET

La red ICENET (del inglés *Iberian Ceilometer Network*), surge como colaboración entre distintas estaciones de medida en la Península Ibérica (ver Figura 2.4), con la intención de caracterizar verticalmente el aerosol atmosférico y obtener propiedades ópticas en tiempo casi real. El primer objetivo fue la obtención del coeficiente de retrodispersión atenuado de todos los ceilómetros de la red, esto es, obtener una salida calibrada de los ceilómetros y, como segundo objetivo la aplicación de algoritmos de inversión a los perfiles para obtener el coeficiente de retrodispersión de partículas (Cazorla et al., 2017).

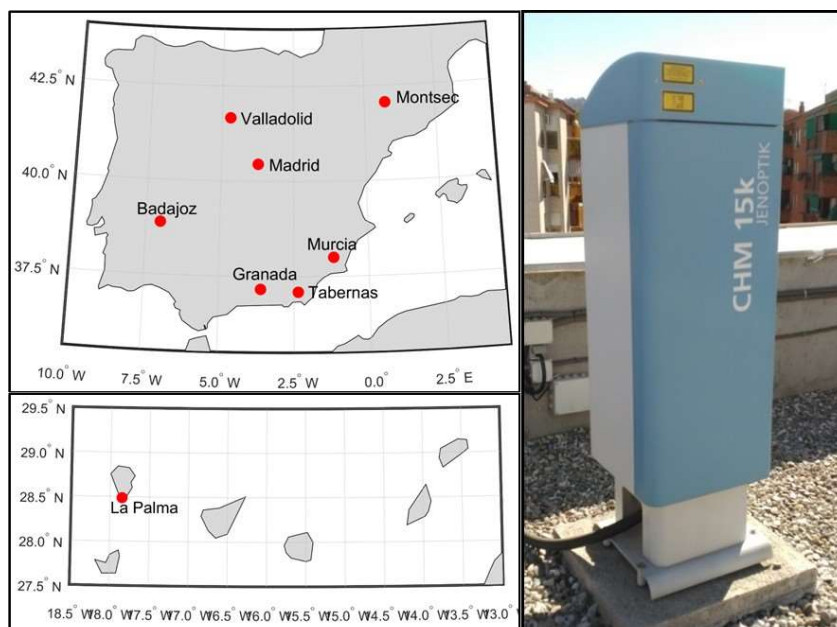


Figura 2.4: Estaciones de medida de la red ICENET y ceilómetro CHM15k-Nimbus (Román et al., 2021).

Todas las estaciones de esta red poseen un ceilómetro modelo CHM15k-Nimbus del fabricante *Lufft* (Figura 2.4) y además existe un fotómetro CIMEL CE318 cerca, el cual se utiliza para calibrar los ceilómetros de la red y para los cálculos de inversión. Todos estos fotómetros pertenecen a la red AERONET, por lo que son calibrados rutinariamente y proporcionan valores confiables de AOD a distintas longitudes de onda, con los que se puede extrapolar los valores para la longitud de onda del láser del ceilómetro. Además, en la estación de la Universidad de Granada se encuentra un lidar Raman multiespectral, cuyas medidas también son utilizadas para validar las inversiones de los datos de los ceilómetros.

2.2.2. CHM15k-Nimbus

El ceilómetro estándar de la red ICENET es el modelo CHM15k-Nimbus (Figura 2.4), fabricado por la empresa *Lufft*. Utilizando la técnica Lidar explicada, emite pulsos cortos de luz a la atmósfera y recoge la intensidad retro dispersada para cada instante desde que se emitió el pulso, lo que permite calcular la altura de las capas de aerosoles o nubes. Tiene una resolución espacial de 15 m en su rango de medida, que abarca desde los 15 m a los 15 km de altura máxima. La resolución temporal es variable, entre los 2 y 600 s de tiempo de integración. La red ICENET establece un periodo de 15 s para el registro de datos del ceilómetro.

La fuente de luz es un láser Nd-YAG de estado sólido, cuya longitud de onda central es 1064 nm, con una dispersión en longitud de onda de 0.1 nm, energía del pulso de 7 μ J, duración del pulso entre 1 ns y frecuencia de repetición del pulso entre 5 y 7 kHz. El diámetro del haz es de 90 mm, con una divergencia menor a 0.5 mrad. El sistema receptor está basado en el conteo de fotones mediante un fotodiodo de avalancha y tiene un campo de visión de 0.45 mrad. Este receptor

posee un filtro óptico con un ancho de 1 nm, que permite eliminar de forma eficiente la luz de fondo y promediar los datos durante unos minutos (Lufft, 2019).

Para un correcto funcionamiento del equipo, la temperatura debe encontrarse en el rango entre los -40 °C y los 50 °C. Para asegurar estas condiciones operativas, el instrumento cuenta con una cubierta exterior que lo protege de la radiación solar, viento, lluvia y nieve, sensores de temperatura exterior e interior y sistemas de calefacción y ventilación. Esta protección superior cuenta con dos salidas, una para el haz emitido y otra abertura para el detector, consistentes en dos cristales colocados en ángulo de Brewster para cada haz, de forma que se minimizan las pérdidas tanto a la salida como a la entrada. La inclinación de los cristales facilita el autolimpiado mediante un sistema de ventiladores, que eliminan la suciedad acumulada a la vez que sirven como sistema de refrigeración del aparato. Aun así, es necesario un mínimo mantenimiento manual del aparato, que asegure su correcto funcionamiento.

El propio instrumento tiene implementado un software que calcula directamente la señal corregida de rango a 1064 nm (ecuación 2.3). Además, también proporciona otros productos útiles para el cloud-screening como la altura de base de las nubes y la cubierta nubosa (Martucci et al., 2010; Román et al., 2017).

2.3. Modelos de inversión: GRASP

Como se comentó en el Capítulo 1, conocidas las propiedades de los aerosoles en la atmósfera, se pueden determinar algunos parámetros medibles como el espesor óptico de aerosoles o la radiancia de cielo en cualquier dirección. Esto es lo que se conoce como problema directo, la radiancia y el AOD se calculan a partir de las ecuaciones de transferencia radiativa, conocidas las características de la capa de aerosoles.

Por otro lado, el problema inverso consiste en obtener las propiedades de los aerosoles a través de medidas atmosféricas conocidas como la radiancia de cielo, es decir, obtener la causa conociendo el efecto, que puede medirse mediante fotómetros y ceilómetros como se ha explicado. La red AERONET dispone su propio y complejo algoritmo de inversión a partir de las medidas únicamente de fotómetro, que permite obtener la distribución de tamaños, el SSA, el parámetro de asimetría, el índice de refracción o la esfericidad (Sinyuk et al., 2020).

GRASP es otro algoritmo de inversión de medidas para el cálculo de propiedades ópticas y microfísicas de los aerosoles, así como de propiedades ópticas de la superficie terrestre (Dubovik et al., 2014; 2021). También dispone de un módulo forward, que contiene las ecuaciones de transferencia radiativa y se encarga de calcular las observaciones (AOD, radiancias del cielo, señal lidar RCS, etc.) que se medirían en un escenario a partir de los parámetros característicos del aerosol y las condiciones del escenario (propiedades microfísicas, SZA, albedo de superficie, etc.) dados por el usuario para cualquier longitud de onda.

Para plantear el problema inverso se puede partir de la siguiente ecuación:

$$\mathbf{f}^* = \mathbf{f}(\mathbf{a}) + \Delta\mathbf{f}^* \quad (2.4)$$

Donde \mathbf{f}^* es un vector cuyos elementos representan las observaciones medidas (AOD, radiancias de cielo, etc.); \mathbf{a} es un vector que contiene las propiedades de los aerosoles (distribución de tamaños, índice de refracción, etc.); \mathbf{f} es el operador matemático que aplicado a las propiedades nos devuelve las observaciones medidas (en este caso las ecuaciones de transferencia radiativa) y $\Delta\mathbf{f}^*$ es el error experimental de las medidas. Siendo $\mathbf{f}(\mathbf{a})$, \mathbf{f}^* y $\Delta\mathbf{f}^*$ matrices de dimensión no necesariamente igual al número de observaciones, K .

El algoritmo GRASP para resolver este sistema aplica el método de mínimos cuadrados multi-término (MLSM del inglés *Multi-Term Least Square Method*), basado en el método de máxima verosimilitud y utilizando el método iterativo de Levenberg-Marquardt. Este es una generalización del método de descenso del gradiente, con la que se consigue optimizar el cálculo. Además, GRASP incluyen las ligaduras del problema como observaciones independientes. Una descripción más detallada de este método se encuentra en Dubovik et al. (2021) y Antuña-Sánchez (2022).

Para ejecutar GRASP es necesario un fichero llamado SDATA (del inglés *Sensor Data*), en el que se introducen las posiciones relativas del sol en el escenario de la medida, las longitudes de onda de las observaciones, los ángulos (acimutal y cenital) de las radiancias de cielo, las alturas de la señal lidar, los valores de las medidas como el AOD, etc. Por otro lado, se requiere un fichero de configuración llamado SETTINGS, en el que se indica si se va a utilizar el módulo de inversión o solo el de transferencia radiativa, la ruta de los ficheros, los parámetros referentes a las ecuaciones de transferencia radiativa (tipo de atmósfera, número de capas, etc.), las propiedades a invertir, sus valores iniciales, los subconjuntos de medidas empleados junto con sus errores, los multiplicadores de Lagrange de las ligaduras y el número máximo de iteraciones.

Una vez definida la estrategia de inversión y el escenario de las observaciones mediante estos dos ficheros, el algoritmo GRASP sigue el esquema de la Figura 2.3. El primer paso consiste en utilizar el módulo de transferencia radiativa para obtener las observaciones que se obtendrían de las propiedades de los aerosoles iniciales impuestas ($f(\mathbf{a}_0)$). Sobre estas simulaciones radiativas se aplica el MLSM para calcular las propiedades de los aerosoles que mejor reproduzcan las medidas introducidas en el SDATA. De nuevo, este vector se introduce en el módulo forward para obtener unas nuevas observaciones simuladas ($f(\mathbf{a}_1)$), con las que se aplicará de nuevo el algoritmo de inversión para calcular una nueva solución que reproduzca mejor las observaciones medidas. Esto se repite hasta que el residuo entre dos iteraciones no mejore más que un valor preestablecido, o hasta alcanzar el número máximo de iteraciones indicado. En ambos casos GRASP devolverá un vector \mathbf{a}_p , siendo p la última iteración, con las propiedades invertidas, el residuo correspondiente y las observaciones que reproducen las propiedades obtenidas.

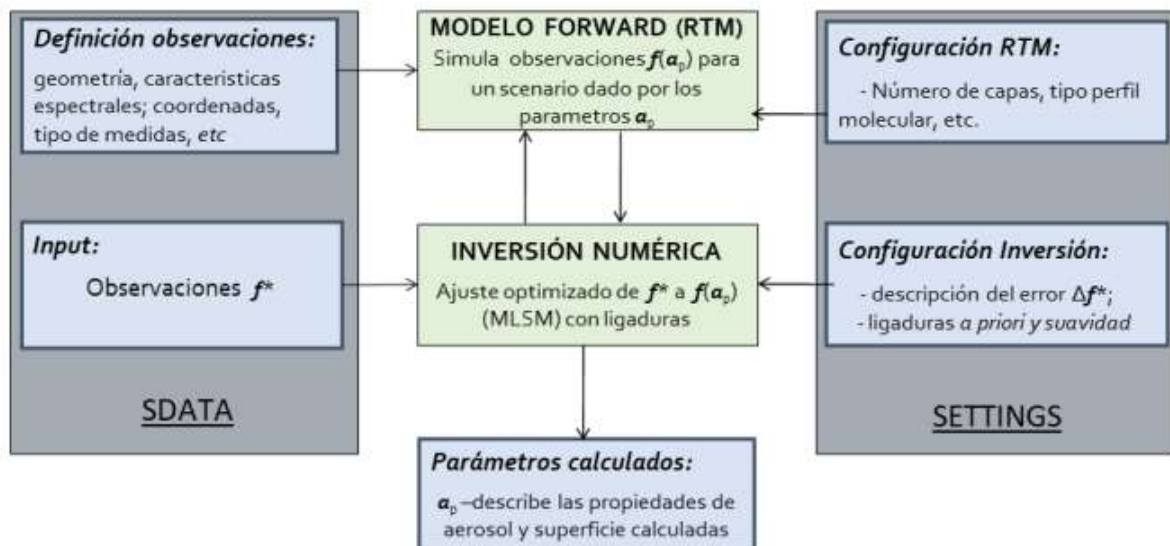


Figura 2.5: Estructura de GRASP (Antuña-Sánchez, 2022).

La gran utilidad de este algoritmo reside en su versatilidad que permite combinar medidas de distintos instrumentos para así obtener una mayor información en la inversión de las propiedades de los aerosoles. A diferencia del algoritmo de AERONET, que solo invierte medidas

de AOD y radiancia del cielo, GRASP puede utilizarse con diferentes sinergias de instrumentos, permitiendo la combinación de distintas medidas y métodos.

2.4. CAECENET

De la colaboración de los sistemas CÆLIS e ICENET, surge CAECENET (nombre compuesto por las palabras CÆLIS e ICENET; Román et al., 2021), un sistema que implementa GRASP en tiempo cuasi real combinando las medidas de fotómetro (de CÆLIS) y ceilómetro (de ICENET). Con esta herramienta es posible obtener las propiedades ópticas y microfísicas de los aerosoles tanto en columna como en diferentes alturas, a partir de instrumentos que pertenecen a dos redes de medida y que por tanto presentan medidas confiables y protocolos de calibración conocidos (Bazo et al., 2023).

En particular, el método de inversión utilizado es GRASP_{pac} (subíndice correspondiente del inglés *photometer and ceilometer*), que permite obtener perfiles verticales de las propiedades de aerosoles (Román et al., 2018) combiando las medidas de fotómetro (AOD y radiancias del cielo) y ceilómetro (RCS). Para ello, se utilizan como input del algoritmo las medidas de AOD y radiancia de cielo (en geometría almucantar e híbrido) en las longitudes de onda de 440, 675, 870 y 1020 nm mediante un fotómetro de AERONET gestionado por el GOA-UVa; y el perfil vertical de medidas del ceilómetro RCS (del inglés *Range Corrected lidar Signal*), promediado a 60 puntos log-espaciados, en una ventana temporal de ± 15 min alrededor de la medida de almucantar del fotómetro (Herreras et al., 2018).

Estas medidas han pasado previamente por un proceso de filtrado de datos, para eliminar la contaminación de las medidas por presencia de nubes. En el caso de los ceilómetros, se eliminan los perfiles RCS en los que el propio instrumento determina un valor para la altura de nube y se establece que para calcular el promedio en la ventana temporal de ± 15 min debe haber al menos cinco perfiles sin nubes disponibles (Román et al., 2018).

Por otro lado, a los datos de fotómetro se les aplica el protocolo de CÆLIS, descrito por González et al. (2020), similar al nivel 1.5 de AERONET (Giles et al., 2019). El primer paso consiste en determinar si la medida de triplete del fotómetro es válida para calcular el AOD, para lo cual la señal debe ser mayor que un umbral determinado para cada longitud de onda y la variabilidad de las medidas del triplete entre sí debe ser menor del 16%. De las medidas restantes, aquellas con variabilidad del triplete mayor a 0.01 son clasificadas como contaminadas por nubes. Posteriormente se comprueban otros parámetros como la variabilidad temporal de medidas consecutivas (debe ser menor a 0.01 por minuto), los valores del AE, las medidas de la aureola solar (que permiten detectar cirros con mayor precisión), el número total de medidas contaminadas en un día (debe haber al menos 3 medidas sin nubes o un 10% de todas las medidas hechas en el día) y la desviación estándar de las medidas de AOD y AE de un día (debe ser menor que 0.015).

En el esquema de inversión de GRASP_{pac} se asume que las propiedades extensivas de los aerosoles son constantes por debajo de la altura mínima y por encima de la altura máxima del ceilómetro. El escenario inicial con el que se empieza la inversión en GRASP es siempre el mismo para todas las inversiones excepto para la distribución de tamaños, que debe ser proporcional al AOD medido a 440 nm (Román et al., 2018).

Como los ceilómetros solo miden la retrodispersión a una única longitud de onda, no se puede diferenciar entre modos del aerosol en la vertical. Por esto, en las inversiones de GRASP_{pac}, las propiedades intensivas de los aerosoles como los índices de refracción, el SSA, la razón lidar o el radio efectivo se asumen constantes en toda la vertical, por lo que no es posible obtener perfiles verticales de estos parámetros. También se obtienen valores integrados en la columna atmosférica de la esfericidad y de la distribución de tamaños (en 22 divisiones log-espaciadas de radios entre 0.5 y 15 μm). Sí se obtienen los perfiles verticales de las propiedades extensivas

como la concentración en volumen, la extinción, absorción, dispersión y retrodispersión, para las cinco longitudes de onda disponibles (440, 675, 870, 1020 y 1064 nm Román et al., 2018).

Para consultar estos productos, CAECENET dispone de una herramienta gráfica para la previsualización de los datos (CAECENET-viewer, Román et al., 2021), en la que se pueden seleccionar los datos según tres categorías: propiedades microfísicas, propiedades ópticas en columna y perfiles verticales. También se pueden descargar todos los datos disponibles en un archivo de texto entre las fechas deseadas. En estos ficheros, cada fila corresponde a una observación, con su correspondiente marca temporal. En las columnas se especifican los siguientes datos:

- *ph*: es el número indicativo que tiene cada fotómetro de AERONET.
- *Source*: indica si el escenario de radiancias utilizado en la inversión es almucantar o híbrido.
- *Residual*: Este es el residuo global del algoritmo de inversión. Cuanto más alto, menor convergencia presenta la inversión. En este trabajo se escogen solo las inversiones con residuos menores de 10%.
- *Iterations*: Número de iteraciones de la inversión.
- *sd_XXmicrons*: Es el valor en columna de la concentración en volumen de la distribución de tamaños [$dv/d\ln(r)$ con unidades de $\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$] para el radio *XX* μm (hay 22 valores *XX* porque se da la concentración en 22 radios distintos log-espaciados).
- *VolumeContentration_X*: Concentración volúmica en columna total (*X=t*), del modo fino (*X=f*) o del modo grueso (*X=c*). Unidades de $\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$.
- *LognormalRadius_X*: Radio (en μm) en columna del modo *X* (fino, grueso o total) asumiendo una distribución lognormal de este modo.
- *EffectiveRadius_X*: Radio efectivo en columna del modo *X* (fino, grueso o total).
- *LognormalSD_X*: Desviación estándar en columna del modo *X* (fino, grueso o total) asumiendo una distribución lognormal de este modo. Unidades de $\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$.
- *AOD_X_LLL*: AOD del modo *X* (fino, grueso o total) a la longitud de onda LLL (440 nm, 675 nm, 870 nm o 1020 nm). Es el valor resultante de la inversión, no el medido por los fotómetros y usado como input.
- *SSA_LLL*: Albedo de dispersión simple en columna para la longitud de onda LLL.
- *RefractiveIndexReal_LLL*: Parte real del índice de refracción en columna para la longitud de onda LLL.
- *RefractiveIndexImaginary_LLL*: Parte imaginaria del índice de refracción en columna para la longitud de onda LLL.
- *AsymetryParameter_LLL*: Parámetro de asimetría en columna para la longitud de onda LLL.
- *LidarRatio_LLL*: Razón lidar en columna a la longitud de onda LLLL. Unidades de sr.
- *alt_H*. Altura *H* sobre el nivel del mar de los perfiles obtenidos en km. Hay 61 *H*-puntos en total (específicos para cada medida).
- *avp_H*: Perfil vertical de aerosoles a la altura *alt_H*. Hay 61 *H*-puntos. Este parámetro es muy importante para el cálculo de los distintos perfiles de otras propiedades, ya que este perfil representa la concentración de aerosol normalizada.

Para calcular el perfil de extinción a una longitud de onda, basta con multiplicar cada punto del vector *avp* por el AOD a esa longitud de onda. Si se quiere la extinción fina o gruesa se usa el AOD fino o grueso. Los resultados se multiplican por 10^6 y las unidades son Mm^{-1} .

El perfil de scattering en Mm^{-1} a una longitud de onda se obtiene multiplicando cada punto de la extinción por el SSA a esa longitud de onda.

El perfil de absorción en Mm^{-1} a una longitud de onda se obtiene como la resta entre el perfil de extinción menos el de scattering.

El perfil de backscattering en Mm^{-1} a una longitud de onda se obtiene dividiendo cada punto de la extinción por la razón lidar a esa longitud de onda.

Finalmente, para calcular el perfil de la concentración en volumen, se multiplica cada valor de avp por VolumeConcentration_X (donde X puede ser la total, la de modo fino o la de grueso según la que queramos sacar). Si se multiplica cada valor obtenido por 10^6 se tendrá las unidades de $cm^3/\mu m^3$.

2.5. Estaciones de medida

La carga y características de los aerosoles en la Península Ibérica es muy variable temporal y espacialmente. Por su situación geográfica, está expuesta a eventos de transporte de polvo Sahariano durante todo el año, aunque con mayor incidencia en los meses de verano (Burgos, 2016). Las zonas de costa suelen presentar aerosol marítimo y las grandes ciudades aerosoles debidos a la contaminación. En general, en las regiones del interior no muy pobladas, el aerosol predominante es de tipo continental limpio. En el periodo estival también es frecuente detectar episodios de incendios, provenientes de la Península, o bien de latitudes más altas como Canada, que son transportados a gran altura por las corrientes atmosféricas. A continuación, se exponen las principales características de las estaciones perteneciente a la red CAECENET de las que se han analizado datos en este trabajo.

- **Valladolid**

La estación de Valladolid está situada en la terraza de la Facultad de Ciencias de Valladolid, a una altitud de 705 m sobre el nivel del mar y es gestionada por el GOA-UVa ($41^{\circ}39'48.96''N$, $4^{\circ}42'20.99''O$). Por su localización en la Meseta Central, sin grandes formaciones de relieve cercanas, y con un clima no muy lluvioso de tipo Mediterráneo (Clasificación climática Csb Köppen-Geiger), permite obtener datos de forma continua casi todo el año. Al tratarse de una ciudad de tamaño medio, con una población de alrededor de 400 000 habitantes incluyendo el área metropolitana, y sin una gran actividad industrial, predomina el aerosol de tipo “continental limpio” (Bennouna et al., 2016).

- **Madrid**

Esta estación se encuentra a 680 m sobre el nivel del mar ($40^{\circ}27'6.84''N$, $3^{\circ}43'26.22''O$), el fotómetro pertenece a AEMET (Agencia Española de Meteorología), y el ceilómetro a CIEMAT (Centro de Investigaciones Energéticas, Medioambientales y Tecnológicas). La ciudad de Madrid está situada en el centro de la Península Ibérica, en una cuenca atmosférica, debido a estar rodeada por la sierra de Guadarrama y los Montes de Toledo. Tiene una población de 3.5 millones de personas y sufre frecuentemente episodios de alta contaminación (Fernández et al., 2017).

- **Granada**

Estación situada en el Centro Andaluz de Medio Ambiente (IISTA), en la parte sur de la ciudad de Granada ($37^{\circ}9'50.4''N$, $3^{\circ}36'18''O$), a 680 m sobre el nivel del mar. Esta ciudad de tamaño medio (232 000 habitantes) y no industrializada, se encuentra rodeada por las montañas de Sierra Nevada. Suele presentar inviernos fríos y veranos calurosos y especialmente secos. Debido a su situación a 50 km del Mediterráneo y 200 km de África, esta localización recibe aerosoles principalmente de dos fuentes: Europa, como fuente de aerosol antropogénico y contaminante, y el Norte de África, como fuente de aerosol natural de tipo desértico, que, debido a su cercanía, llega con más frecuencia que a otras estaciones del norte y centro de la Península Ibérica (Guerrero-Rascado et al., 2009; Valenzuela et al., 2012).

3. Resultados

3.1. Validación CAECENET-AERONET

Como se ha explicado en el capítulo anterior, los datos disponibles en CAECENET, han sido obtenidos a partir de las inversiones de datos de ceilómetro y fotómetro mediante el algoritmo de inversión GRASP_{pac}. En esencia estos fotómetros pertenecen a la red AERONET, pero los productos usados como input en CAECENET son los calculados mediante los algoritmos de CÆLIS, dada la ventaja que supone su capacidad de procesado en tiempo casi real. Para comprobar la validez de los productos de CAECENET, en esta sección se comparan los valores de las propiedades en columna que también proporciona la red AERONET, considerada de referencia debido a su largo recorrido en el estudio de estas propiedades.

Para ello, se van a analizar todos los datos existentes en la base de datos de CAECENET, que comprenden entre febrero de 2014 y febrero de 2023, y se comparan con los correspondientes al mismo periodo en AERONET. Se han considerado aquellos valores de CAECENET tomados con una diferencia menor a 30 s respecto a los de AERONET. Esta comparación se va a realizar exclusivamente con los datos obtenidos en la estación de Valladolid, la cual se considera de referencia al ser centro de calibración de AERONET. Se ha obtenido un total de 18670 inversiones coincidentes entre CAECENET y AERONET en este periodo y localidad.

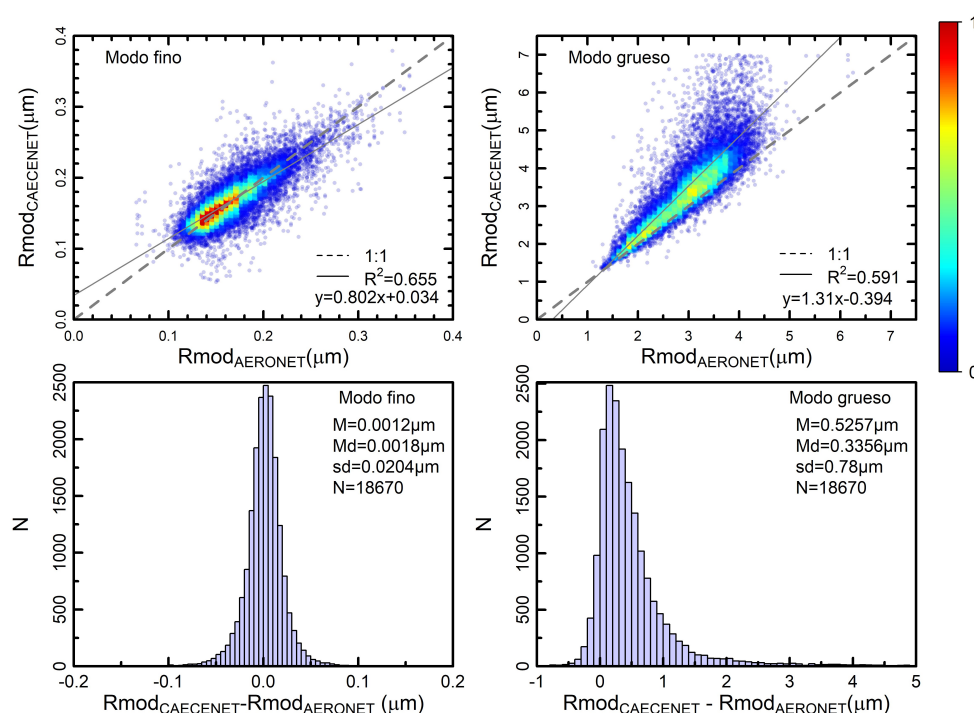


Figura 3.1 Comparación de los valores del radio modal, para ambos modos, fino y grueso. Se muestra la recta 1:1 y la recta y ecuación de ajuste lineal, junto con el coeficiente de correlación (R^2). En la parte inferior, histograma de las diferencias de los datos de CAECENET y AERONET, con los valores de la media (M), mediana (Md), desviación estándar (sd) y número de datos (N).

En la Figura 3.1 aparecen los valores del radio modal, que es el radio central para los modos fino y grueso de la distribución bilognormal considerada en las inversiones (ecuación 1.6). Se representan los datos de CAECENET frente a los de AERONET y los histogramas de las diferencias entre los dos conjuntos de datos. Los valores están dentro del rango esperado, las partículas con radios entre 0.1 y 1 μm pertenecen al modo de acumulación dentro del modo fino, las partículas

de radios mayores a $1 \mu\text{m}$ son las clasificadas como modo grueso. Se observa que para el modo grueso la correlación, dada por el coeficiente de determinación R^2 , es menor que para el modo fino y, por tanto, las diferencias son mayores. Parece que los datos de CAECENET sobreestiman a los de AERONET, ya que el histograma está desplazado hacia valores positivos. Se puede observar que los valores de la media y mediana de las diferencias del modo grueso ($M=0.52 \mu\text{m}$ y $Md=0.34 \mu\text{m}$) son mayores que los del modo fino ($M=0.001 \mu\text{m}$ y $Md=0.002 \mu\text{m}$).

En la Figura 3.2 se representa la misma comparativa para los datos de la desviación estándar de cada modo de la distribución de tamaños (asumiendo log-normal) y los histogramas de las diferencias, tanto para el modo fino y como para el grueso. En este caso los valores del coeficiente de determinación para el modo fino y grueso son más parecidos entre sí (0.59 y 0.61 respectivamente). La recta de ajuste del modo grueso es prácticamente paralela a la recta de pendiente unidad, pero desplazada a la izquierda. De nuevo se observa que el histograma de las diferencias para el modo grueso está desplazado hacia valores positivos, la media y la mediana de las diferencias son positivas, lo que indica que los valores de CAECENET para la desviación estándar son mayores que los de AERONET. La desviación estándar de las diferencias es muy similar para ambos modos (0.05 para el modo fino y 0.06 para el modo grueso).

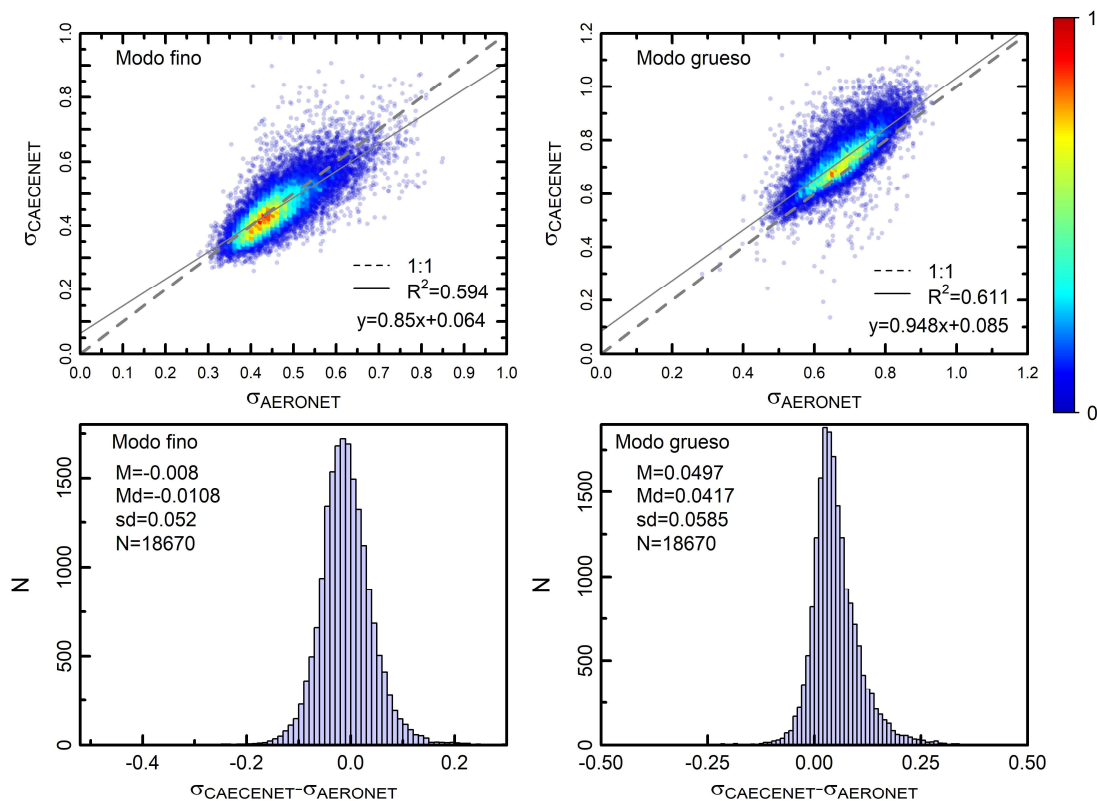


Figura 3.2 Comparación de los valores de la desviación estándar del radio (σ) obtenido en las inversiones para los modos fino y grueso e histograma de las diferencias de los datos de CAECENET y AERONET. Mismos parámetros especificados que en la Figura 3.1.

La comparativa entre los valores de la concentración en volumen de los modos fino y grueso aparece en la Figura 3.3. En este caso el coeficiente de correlación del ajuste lineal es mayor para el modo grueso, al igual que para el radio modal y la desviación estándar del radio; los valores se ajustan a una recta con pendiente cercana a la unidad. Para el modo fino hay mayor dispersión de los datos. Se observan valores puntuales muy altos, posiblemente debidos a algún episodio de transporte concreto que hacen que en el gráfico de dispersión los valores parezcan mucho

más concentrados. Este hecho queda reflejado en los valores de la desviación estándar de las diferencias del modo grueso, que son mayores que los del modo fino pese a tener mejor factor de correlación. De nuevo, el histograma de las diferencias para el modo fino está centrado en el cero, pero para el modo grueso aparece desplazado hacia valores positivos.

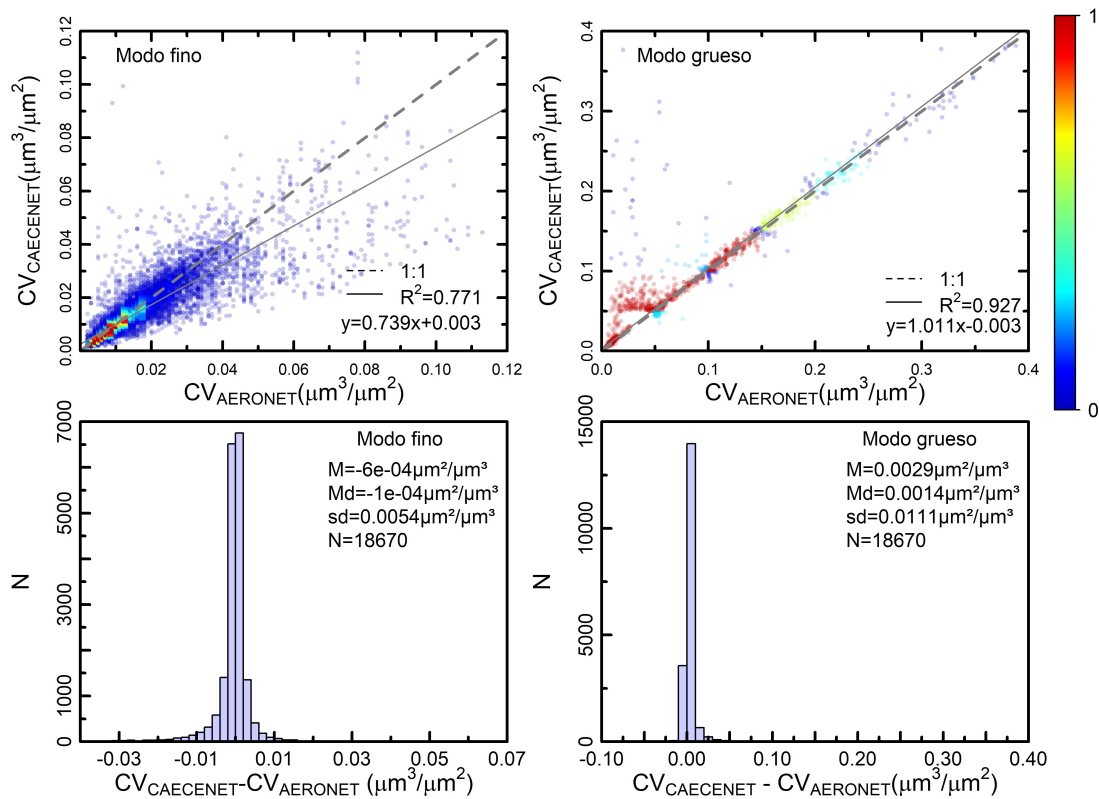


Figura 3.3 Comparación de los valores de la concentración en volumen de los modos fino y grueso, e histograma de las diferencias de los datos de CAECENET y AERONET. Mismos parámetros especificados que en la Figura 3.1.

En la Figura 3.4 se comparan los valores del radio efectivo para el modo fino y grueso, que da información del radio real de las partículas, respecto al considerado en los modelos, en los que se las presupone esféricas. Los resultados obtenidos son muy similares a los del radio modal (Figura 3.1). Se obtiene un coeficiente de determinación prácticamente igual para el modo fino que para el modo grueso. También el histograma de las diferencias del modo grueso está desplazado hacia valores positivos. La media, mediana y desviación estándar de las diferencias de modo fino son prácticamente iguales a las correspondientes para el radio modal, sin embargo, para el modo grueso son mayores.

Parece que, en general, los valores para el modo grueso calculados con el algoritmo GRASP_{pac} sobreestiman a los dados por AERONET, tal y como mostraron en trabajos previos Benavent-Oltra et al. (2017); Román et al. (2018) y Titos et al. (2019).

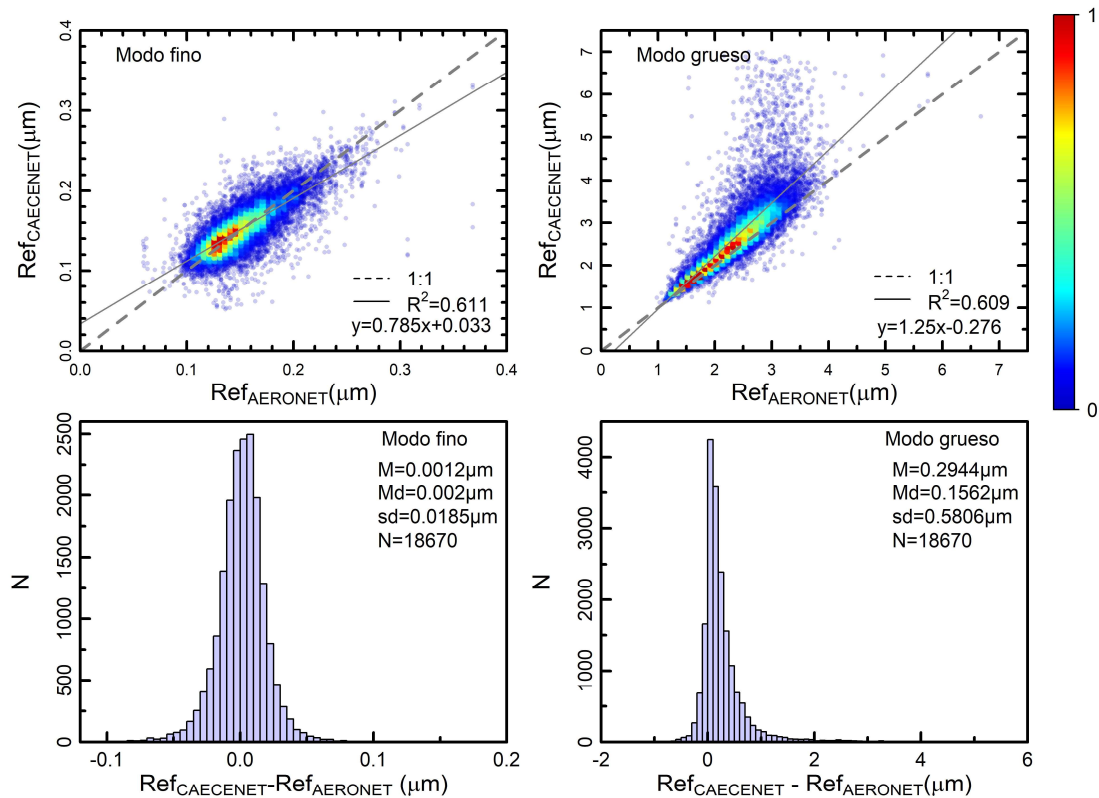


Figura 3.4 Comparación de los valores del radio efectivo para los modos fino y grueso e histograma de las diferencias de los datos de CAECENET y AERONET. Mismos parámetros especificados que en la Figura 3.1.

Respecto a la esfericidad, la comparación entre los valores de AERONET y CAECENET está representada en la Figura 3.5. Como cabría esperar, los valores son muy dispersos, ya que, hay mucha variedad de aerosoles y todos ellos tienen formas irregulares y distintas. Se estima que las partículas provenientes de transporte de polvo desértico sean las más irregulares y con menor esfericidad, normalmente en torno a cero; mientras que las más pequeñas como las provenientes de un incendio o de la quema de combustible tienen mayor esfericidad, cercana al 100%. La concentración de valores en la parte derecha de la gráfica parece indicar que hay datos que AERONET clasifica como perfectamente esféricos pero CAECENET no. Sin embargo, esta variable tiene asociada mucha incertidumbre y no es posible extraer conclusiones claras.

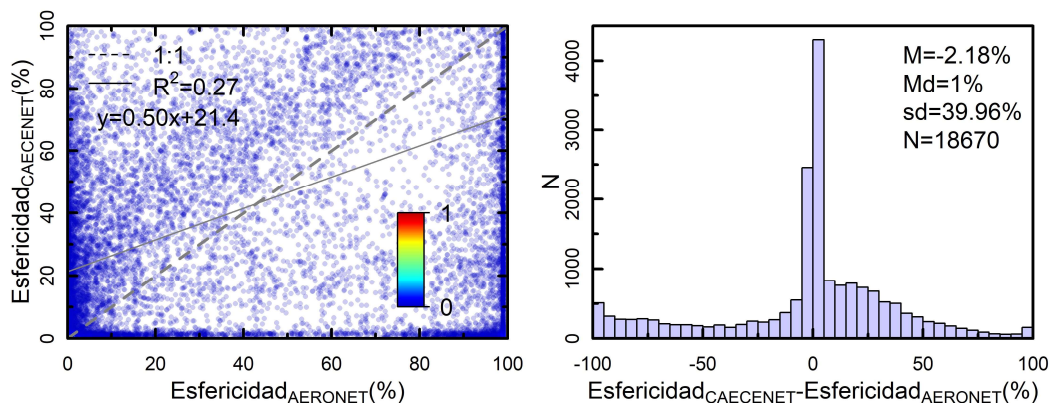


Figura 3.5 Comparación de los valores de la esfericidad e histograma de las diferencias de los datos de CAECENET y AERONET. Mismos parámetros especificados que en la Figura 3.1.

En la Figura 3.6 se comparan los valores del parámetro de asimetría para las longitudes de 440, 675, 870 y 1020 nm. Las mayores diferencias se encuentran para el canal de 440 nm, mientras que la mejor correlación se encuentra para 1020 nm. Los valores máximos de los histogramas de las diferencias están prácticamente centrados en cero, indicando una gran exactitud entre CAECENET y AERONET.

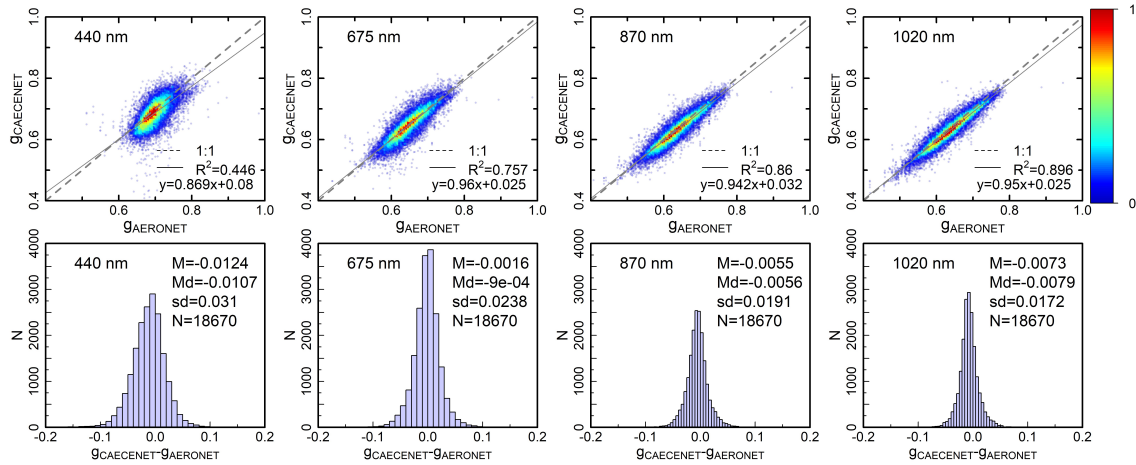


Figura 3.6 Comparación de los valores del parámetro de asimetría (g) a 440, 675, 870, 1020 nm e histograma de las diferencias de los datos de CAECENET y AERONET. Mismos parámetros especificados que en la Figura 3.1.

En la Figura 3.7 se representa la comparativa de los valores del albedo de dispersión simple para los cuatro canales. Para los datos de AERONET, la incertidumbre del SSA es 0.03 si se tienen valores superiores a 0.3 de AOD a 440 nm, y esta incertidumbre aumenta con la longitud de onda (para tener una incertidumbre de 0.03 en el SSA a 1020 nm el AOD debe ser mayor de 0.6; Sinyuk et al., 2020). Esto puede influir en que los coeficientes de correlación sean bajos (ninguno por encima de 0.5), ya que habrá datos que no son representativos y se alejen del resto; sin embargo, los valores de la media y mediana de las diferencias son cercanos a este valor de incertidumbre de 0.03. Los histogramas de las diferencias están desplazados a la izquierda con valores negativos de la media y mediana de las diferencias, excepto para el canal de 440 nm, en el que se observa más centrado en el cero, con valores positivos de media y mediana de las diferencias.

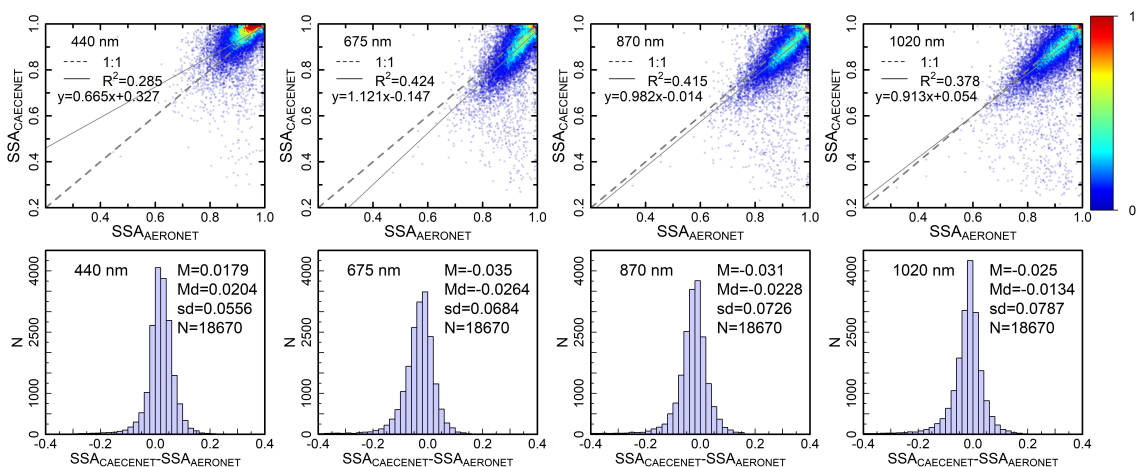


Figura 3.7 Comparación de los valores del albedo de dispersión simple (SSA) a 440, 675, 870, 1020 nm e histograma de las diferencias de los datos de CAECENET y AERONET. Mismos parámetros especificados que en la Figura 3.1.

En las Figuras 3.8 y 3.9 se comparan los valores de la parte real e imaginaria del índice de refracción, respectivamente. El índice de refracción real presenta una incertidumbre muy similar al SSA, que aumenta con la longitud de onda y es muy significativa para bajos valores de AOD. Los valores de la parte real del índice de refracción aparecen dispersos y tienen coeficientes de correlación baja, pero están entre 1.33 y 1.6, que son los valores límite que AERONET considera con una variabilidad aceptable (Sinyuk et al., 2020). Parece que los datos de AERONET se acercan al valor límite superior de 1.6, mientras que CAECENET proporciona valores algo inferiores.

La mayor concentración de puntos para la parte imaginaria del índice de refracción corresponde a valores bajos, indicando una baja absorción. Se observa el patrón contrario que en el SSA (Figura 3.7), el canal de 440 nm tiene valores negativos de la media y mediana de las diferencias, mientras que para el resto de canales estos valores son positivos. En la parte real del índice de refracción, las rectas de ajuste se acercan más a la pendiente unidad a medida que aumenta la longitud de onda, en la parte imaginaria parece que también hay esta tendencia, aunque el canal de 1020 nm tiene un coeficiente de correlación muy bajo.

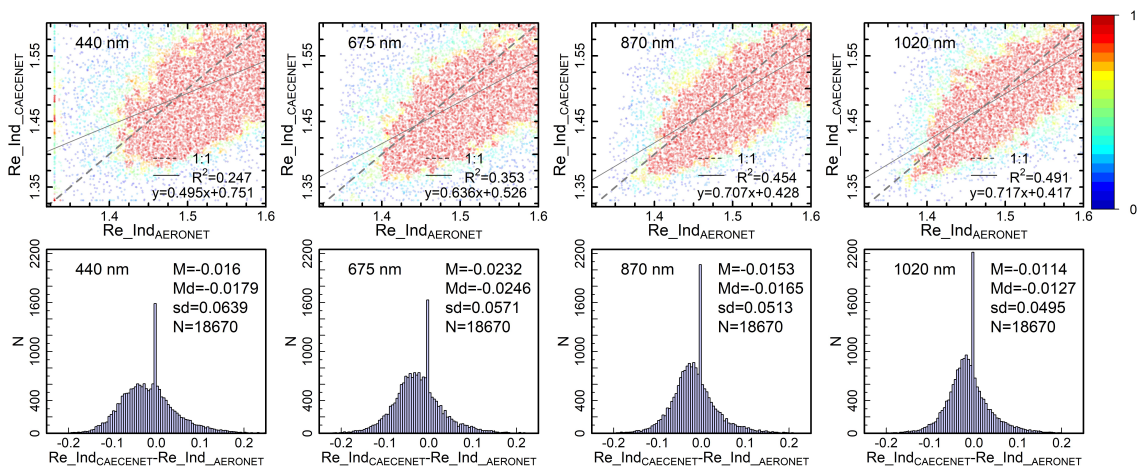


Figura 3.8 Comparación de los valores de la parte real del índice de refracción a 440, 675, 870, 1020 nm e histograma de las diferencias de los datos de CAECENET y AERONET. Mismos parámetros especificados que en la Figura 3.1.

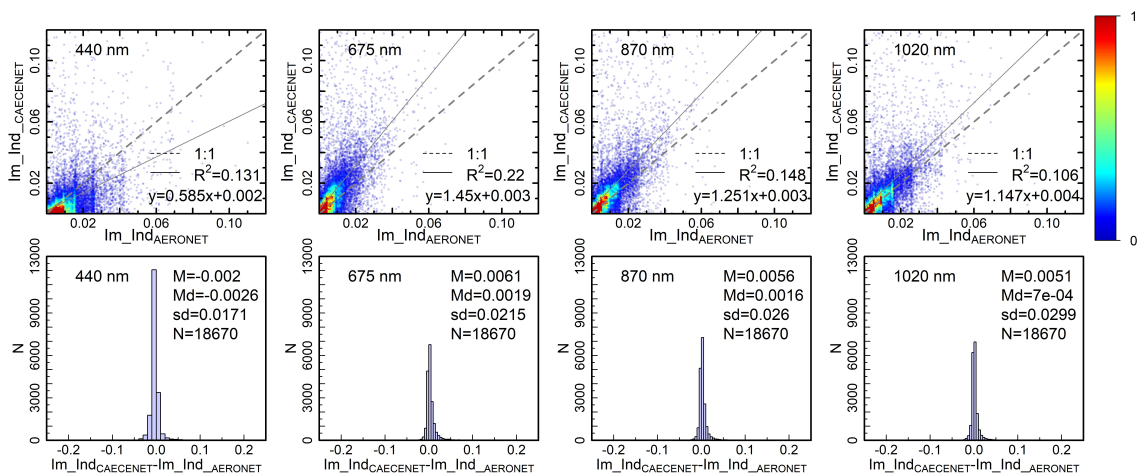


Figura 3.9 Comparación de los valores de la parte imaginaria del índice de refracción a 440, 675, 870, 1020 nm e histograma de las diferencias de los datos de CAECENET y AERONET. Mismos parámetros especificados que en la Figura 3.1.

Para analizar cómo influye el incremento de las incertidumbres debido a bajos valores de AOD en las diferencias entre CAECENET y AERONET, se realiza la misma comparativa, filtrando a valores de AOD mayores de 0.3. Las gráficas se pueden consultar en el ANEXO I. Al reducir el número de observaciones aumenta notablemente el coeficiente de correlación en todos los casos salvo en la parte real de índice de refracción, que disminuye. Las diferencias en el caso del SSA y la parte imaginaria del índice de refracción son menores, confirmando que en parte estaban influidas por la incertidumbre asociada a condiciones de bajo AOD.

3.2. Climatología de Valladolid

Una vez validados los productos de CAECENET, se va a analizar y caracterizar las propiedades del aerosol sobre Valladolid con resolución vertical y su evolución estacional. Con este objetivo se ha seguido la siguiente metodología:

- Se calcula la concentración en volumen multiplicando el vector perfil vertical de alturas de aerosoles, que contiene la concentración de aerosol normalizada para 61 puntos de alturas, por la concentración en volumen total.
- Se calcula la extinción a 440 y 1020 nm multiplicando cada punto del perfil vertical de alturas de aerosoles por el AOD a la longitud de onda correspondiente.
- Se hace una interpolación lineal de los datos de toda la serie al intervalo entre 0 y 8 km sobre el nivel del mar, con pasos de 20m.
- Se calculan los promedios diarios a partir de todos los datos existentes de un día.

Con los valores promedios diarios se calcula la media y la mediana de la distribución, ya que es un parámetro más robusto que la media y no se ve tan afectado por la presencia de valores extremos; también los cuartiles Q1 y Q3, cuya diferencia es el rango intercuartílico (RIC) y los percentiles 5 y 95, para determinar la presencia de los posibles valores anómalos.

En la Figura 3.10 Se muestra la distribución del perfil vertical diario de la concentración en volumen de la serie de datos existente en CAECENET, que abarca desde febrero del 2014 a la actualidad (en este trabajo se analiza hasta febrero del 2023). En el caso de la mediana, se observa que para la concentración disminuye levemente en altura desde los 0.7 a 1.12 km sobre el nivel del mar. Después aumenta hasta el valor máximo de $8.61 \mu\text{m}^3/\text{cm}^3$ a los 1.36 km. Desde este punto hasta los 3 km disminuye con la altura, y a partir de los 3 km el valor se mantiene constante y cercano a cero. Los valores de la media, rango intercuartílico y percentiles 5 y 95 también siguen un patrón similar. Los valores del tercer cuartil están más separados de la mediana que los del primer cuartil, debido a la presencia de valores extremos en la parte alta de la distribución, el valor máximo del percentil 95 ($30.06 \mu\text{m}^3/\text{cm}^3$) se observa a una altura de 1.66 km.

Entre 1 y 3 km es donde los valores del rango intercuartílico son mayores, esto refleja que esta zona es donde es más común encontrar la capa de aerosoles. Parece que es menos frecuente que los aerosoles lleguen a alturas superiores a 3 km y por tanto hay menos concentración por lo general, lo que conlleva a que queden más afectados por valores extremos que pueden ocurrir puntualmente debido a algún evento de transporte. Es por esto que en la gráfica se observa que la línea correspondiente a la media queda por encima del tercer cuartil, ya que los eventos extraordinarios, como las intrusiones desérticas, afectan en mayor medida a la media. No obstante, este fenómeno observado podría estar causado parcialmente a la presencia puntual de una nube que no haya sido filtrada correctamente en CAECENET, dando un valor inusualmente alto en las medidas del ceilómetro y contaminando así los valores de la inversión. No es en absoluto frecuente que esto ocurra, pero es una posibilidad que contemplar.

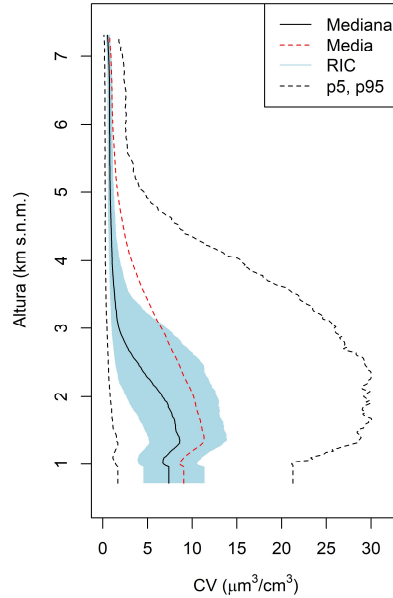


Figura 3.10 Perfil vertical (alturas de 0 a 8 km sobre el nivel del mar) de la concentración en volumen de aerosoles atmosféricos en Valladolid durante la serie temporal (febrero 2014-febrero 2023). La mediana de la distribución aparece marcada con una línea negra, los percentiles 5 y 95 con una línea discontinua y el rango intercuartílico (RIC) sombreado en azul.

En la Figura 3.11 se observa el mismo patrón para los valores de la extinción a 440 y 1020 nm, lo cual era de esperar ya que donde se encuentra la mayor concentración es donde mayor extinción habrá de la radiación al cruzar la atmósfera. Los valores para el canal de 1020 nm son menores, siendo la extinción mayor en longitudes de onda cercanas al visible. El máximo valor del percentil 95 ocurre a los 2.46 km para el canal de 440 nm ($\sigma_e=79.61\text{Mm}^{-1}$) y a los 2.04 km para 1020 nm ($\sigma_e=37.04\text{Mm}^{-1}$). Esta diferencia puede ser debida a eventos de transporte concretos que presenten valores más altos de extinción debido al tipo de aerosol que se encontrase a esa altura.

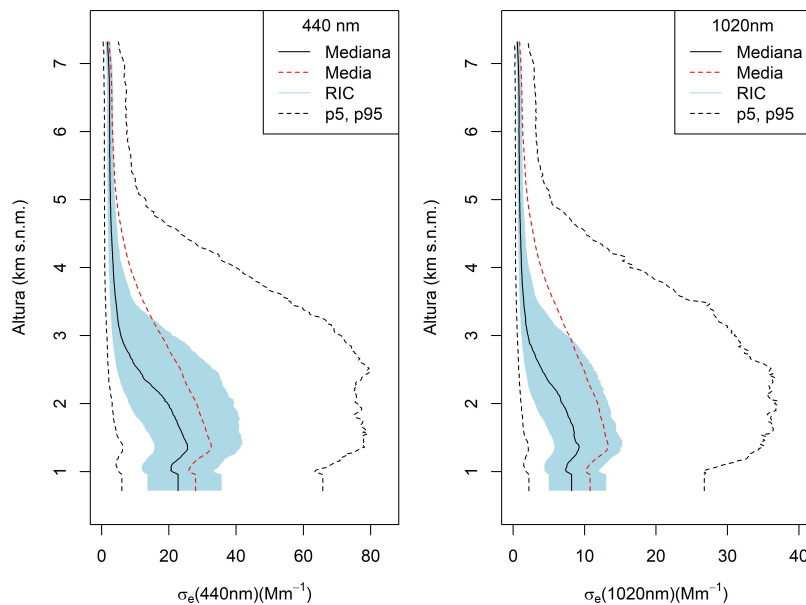


Figura 3.11 Perfil vertical (alturas de 0 a 8 km sobre el nivel del mar) del coeficiente de extinción a 440 nm y 1020 nm en Valladolid durante la serie temporal (febrero 2014-febrero 2023). La mediana de la distribución aparece marcada con una línea negra, los percentiles 5 y 95 con una línea discontinua y el rango intercuartílico (RIC) sombreado en azul.

Para la evolución estacional, se han calculado los mismos parámetros con todos los datos que haya para cada mes de la serie de datos. Los resultados de la evolución mensual de la concentración en volumen se encuentran en la Figura 3.12, donde se observa un patrón muy similar al descrito para la Figura 3.10. Sin embargo, para los meses de verano y principios de otoño (junio-octubre) parece que la concentración se hace constante para valores mayores de la altura, teniendo una capa de aerosoles más ancha, con concentraciones cercanas a los $12 \text{ cm}^3/\mu\text{m}^3$ de media, entre 1 y 4 km sobre el nivel del mar. Para los meses de verano los valores del percentil 95 se encuentran más cercanos al tercer cuartil (se diferencian entre $1-2 \text{ cm}^3/\mu\text{m}^3$, frente casi $5 \text{ cm}^3/\mu\text{m}^3$ otros meses), indicando que no hay tantos eventos con valores extremos si no que los valores son más constantes e iguales entre sí en la serie. Este resultado es coherente ya que durante estos meses es cuando se registran mayores valores de AOD (Bennouna et al., 2016; Mateos et al., 2015), lo que indica una mayor carga de aerosoles, pero no necesariamente debida a eventos extremos. Esto es debido a que durante estos meses los eventos de transporte de aerosol desértico ocurren con más frecuencia (Cachorro et al., 2016), además de la mayor probabilidad de ocurrencia de incendios forestales.

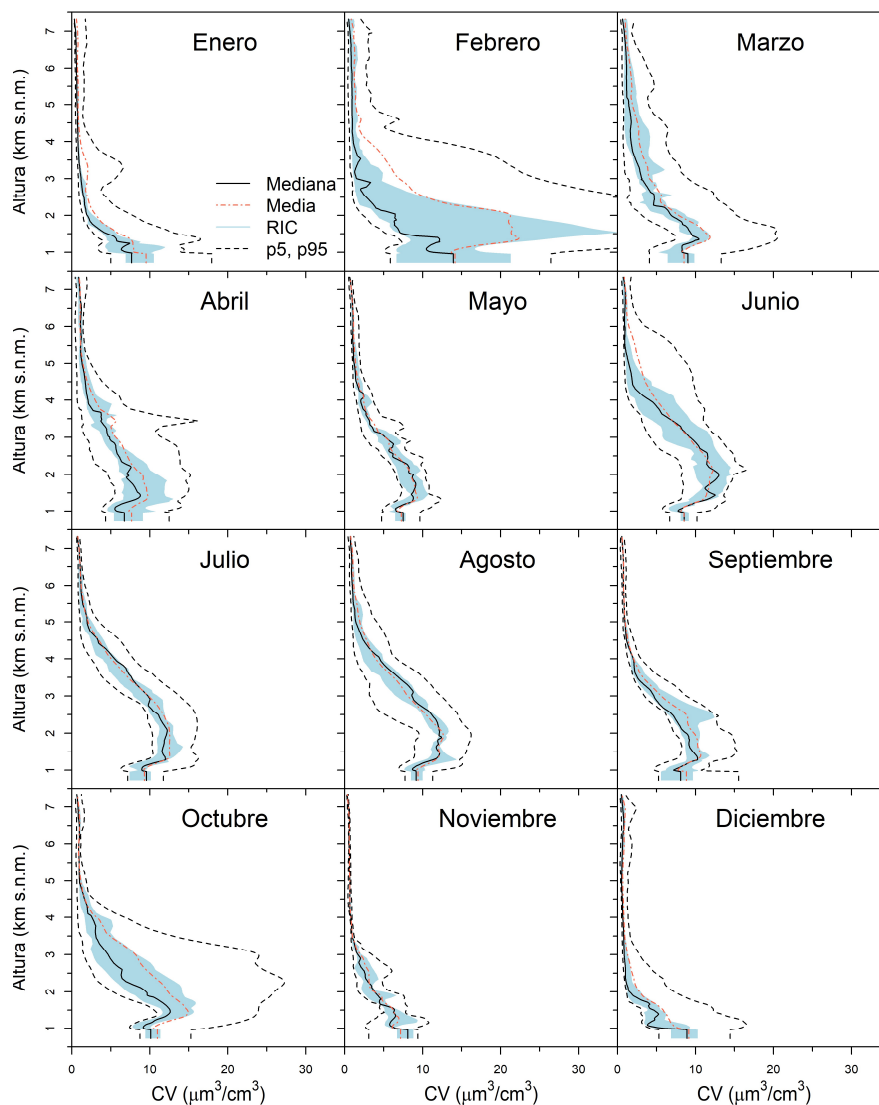


Figura 3.12 Perfil vertical (alturas de 0 a 8 km sobre el nivel del mar) de la concentración en volumen de aerosoles atmosféricos en Valladolid durante la serie temporal (febrero 2014-febrero 2023). La mediana de la distribución aparece marcada con una línea negra, los percentiles 5 y 95 con una línea discontinua y el rango intercuartílico (RIC) sombreado en azul.

Por otro lado, en el mes de febrero se observan valores inusualmente altos de la media, tercer cuartil y percentil 95 para alturas entre 1 y 2 km. La media y mediana se diferencian casi $10 \text{ cm}^3/\mu\text{m}^3$ entorno a la altura de 1.5 km. Es posible que esto sea debido a eventos de transporte desértico puntuales y con valores extremos que han sido registrados en los últimos años durante este mes (Fernández et al., 2019).

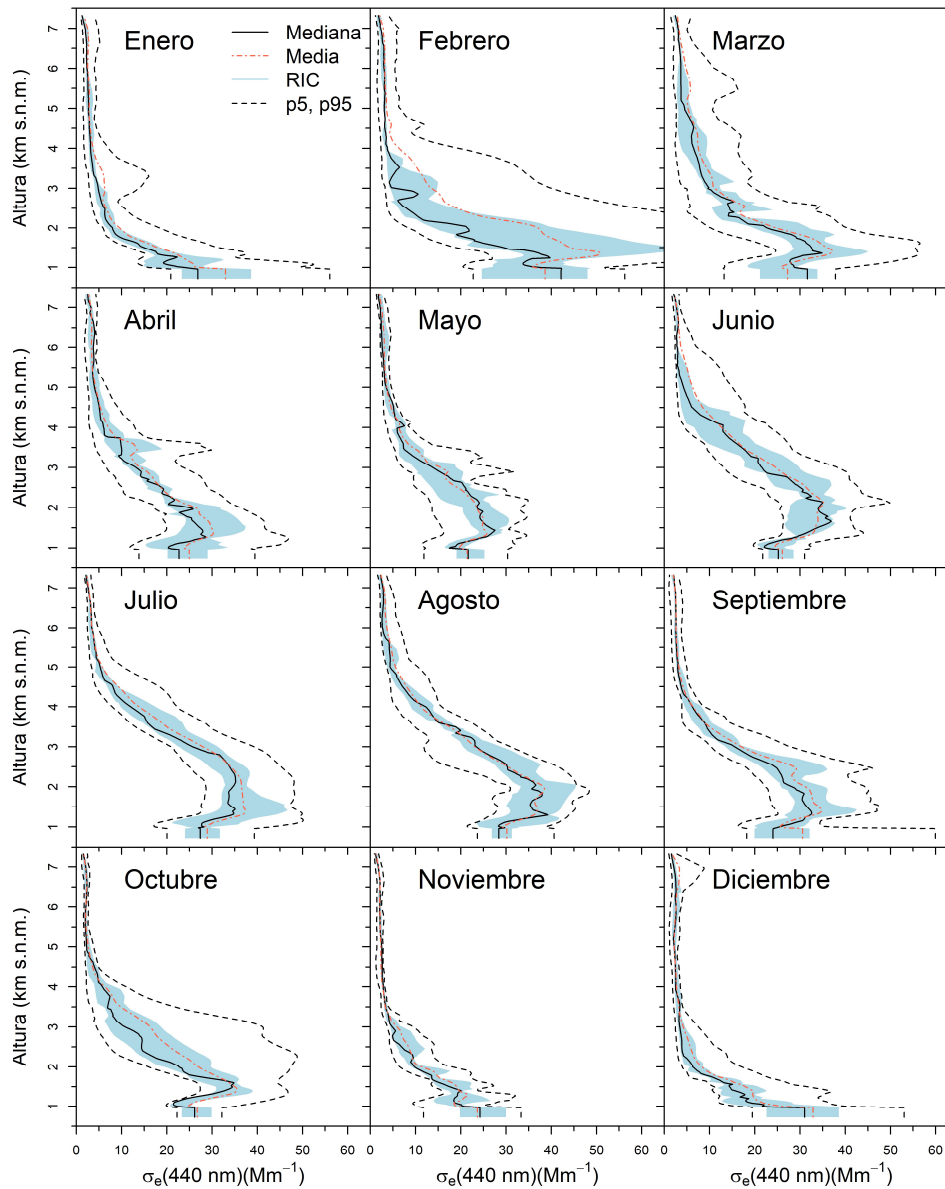


Figura 3.13 Perfil vertical (alturas de 0 a 8 km sobre el nivel del mar) del coeficiente de extinción a 440 nm en Valladolid durante la serie temporal (febrero 2014-febrero 2023). La mediana de la distribución aparece marcada con una línea negra, los percentiles 5 y 95 con una línea discontinua y el rango intercuartílico (RIC) sombreado en azul.

En las Figuras 3.13 y 3.14 aparecen los perfiles verticales de los valores mensuales de la extinción a 440 y 1020 nm, respectivamente. Reproducen un comportamiento similar a la concentración en volumen para cada mes, con valores máximos (entre 30 y 40 Mm^{-1}) en verano entre 1 y 4 km y entre 1 y 3 km el resto de los meses, salvo febrero y marzo, que presentan los valores más altos para alturas bajas. No se observan diferencias notables en los perfiles de los dos canales, más allá de que para 1020 nm el coeficiente de extinción tiene valores más bajos.

A diferencia de las Figuras 3.10 y 3.11 en las que los perfiles de concentración en volumen y extinción eran prácticamente iguales, en las Figuras 3.12 y 3.13 vemos que, para los meses de verano, la línea que representa la mediana y el sombreado del rango intercuartílico son algo distintas.

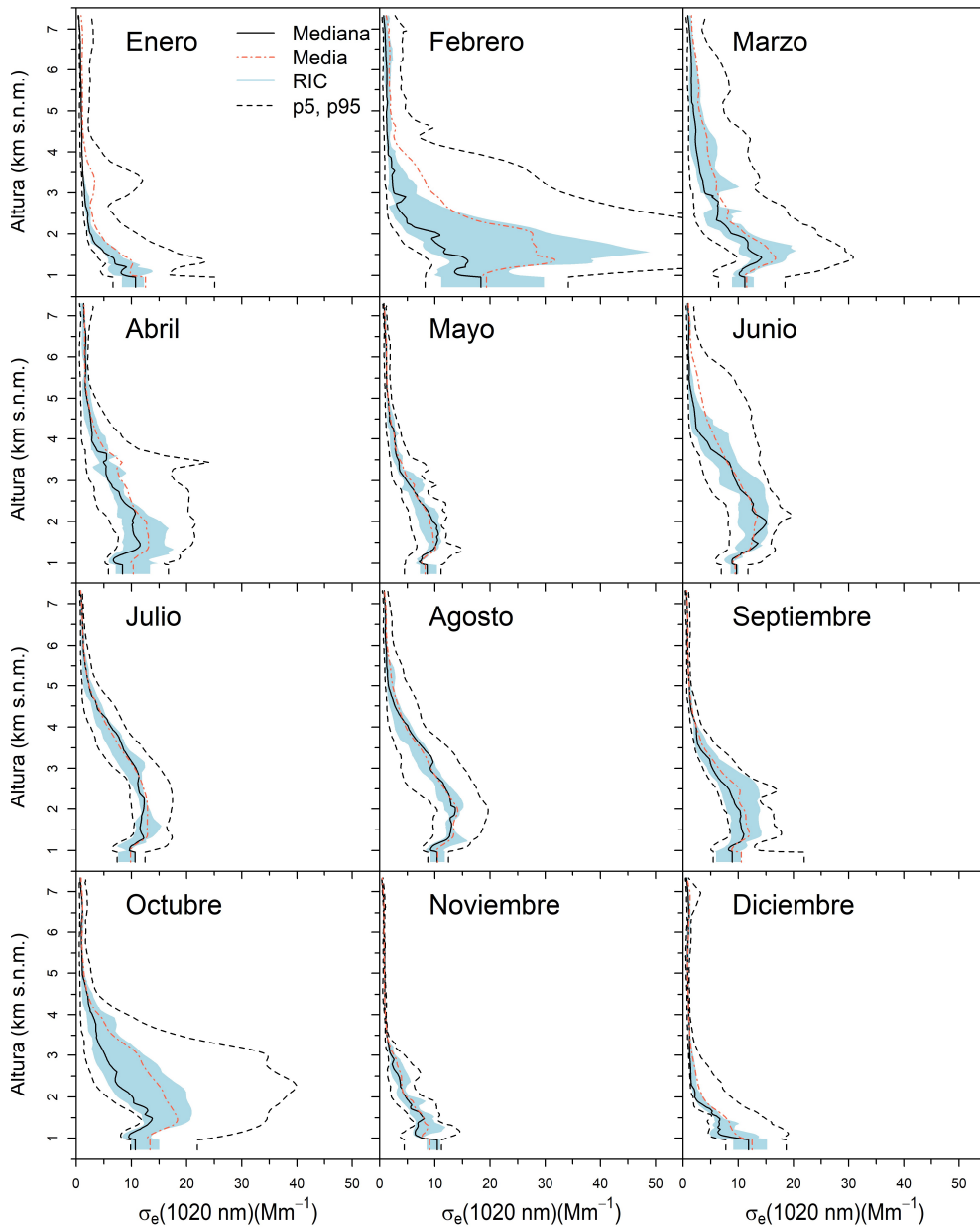


Figura 3.14 Perfil vertical (alturas de 0 a 8 km sobre el nivel del mar) del coeficiente de extinción a 1020 nm en Valladolid durante la serie temporal (febrero 2014-febrero 2023). La mediana de la distribución aparece marcada con una línea negra, los percentiles 5 y 95 con una línea discontinua y el rango intercuartílico (RIC) sombreado en azul.

Los valores más bajos del coeficiente de extinción se encuentran de noviembre a enero, cuando es más probable que lleguen masas de aire del atlántico. En los meses de verano, cuando son más probables los eventos de transporte de calima, presentan mayor variabilidad (mayor rango intercuartílico) debido a que en estos eventos los aerosoles llegan a una altura concreta en forma de capa, haciendo que el cambio en el coeficiente de extinción sea muy brusco al llegar a esa altura (Titos et al., 2019).

3.3. Análisis de un evento de transporte

En esta sección se expone el análisis de una situación de transporte de polvo mineral desde el continente africano a la Península Ibérica. El aerosol de tipo desértico se caracteriza por ser partículas de gran tamaño y muy irregulares, ya que normalmente su proceso de formación es mecánico, a partir de la erosión del viento sobre rocas minerales. Debido a esto su AOD tiene poca dependencia espectral, por lo que tiene asociado un valor bajo de exponente de Ångström. Las partículas de mayor tamaño también tienen un parámetro de asimetría mayor, ya que la distribución de ángulos de scattering está más centrada en la dirección frontal. El albedo de dispersión simple suele ser cercano a 1 ya que es un tipo de aerosol poco absorbente, aunque con valores más bajos en las longitudes de onda más cortas debido a la absorción en este rango asociada al polvo mineral (Dubovik et al., 2002b; Valenzuela et al., 2015).

Para identificar un evento de transporte de aerosol desértico se ha seguido la metodología propuesta por Mateos et al. (2020), que permite clasificar de forma automática los eventos de alta turbiedad causados por partículas gruesas, finas o mezcla mediante la comparación del promedio diario del espesor óptico de aerosoles (AOD) con el percentil 85 de la serie de datos de AOD para el modo fino y grueso, disponibles en AERONET. Tras aplicar esta metodología se ha seleccionado un evento que se detectó a principios de octubre de 2022. La disposición geográfica de las distintas estaciones de la red CAECENET, permite observar en qué momento y a qué altura llega la carga de aerosoles a cada región, combinando esta información con los datos de AOD es posible analizar un evento de transporte de aerosoles en tiempo cuasi real en la Península (Cazorla et al., 2017).

En la Figura 3.15 se muestra la serie temporal que proporciona el nivel 1.5 de AERONET² de medidas del AOD a 440 y 1020 nm y el AE calculado entre las longitudes de onda de 440 y 870 nm. Es posible observar que los días 1 y 2 de octubre de 2022 hubo una baja carga de aerosol (AOD por debajo de 0.1) en todas las estaciones. Durante el día 3 de octubre se produjo un aumento brusco de la carga de aerosol, que se refleja en los valores de AOD, con un valor máximo en el canal de 440 nm de 1.55 en Granada en torno a las 13:00 UTC. En Valladolid y Madrid los valores fueron más bajos, pero estando por encima de los valores típicos en estas estaciones. Los valores máximos para ese día en el canal de 440 nm fueron 0.54 sobre las 16:30 UTC en Valladolid y 0.44 sobre las 10:00 UTC en Madrid. Los valores para el canal de 1020 nm (Figura 3.15 (B)) son muy similares a los del canal de 440, los máximos en el canal de 1020 son 1.44, 0.49 y 0.41 en Granada, Valladolid y Madrid, respectivamente. No se observa una clara dependencia espectral, lo que indica que los aerosoles previsiblemente fueron de tamaños grandes, como corresponde al tipo desértico.

El día 4 de octubre disminuyó el AOD en Granada respecto al día anterior, pero manteniéndose en valores altos en las tres estaciones, en torno a 0.5 en los canales de 440 y 1020 nm, indicando la presencia importante de aerosol. Estos valores se mantuvieron constantes durante dos días, y es a partir de 6 de octubre cuando los valores disminuyeron, indicando que la masa de aerosol se iba eliminando de la atmósfera en esas ciudades.

Respecto al exponente de Ångström (Figura 3.15 (C)), este parámetro presentó valores altos los días con baja carga de aerosol. Por otro lado, los días en los que el AOD aumenta en cada estación se observan valores muy pequeños de AE, por debajo de 0.1, que corresponden a aerosol grueso, encajando con el de tipo desértico.

² Este nivel de procesado de los productos asegura que los datos han pasado un proceso conocido de filtrado de nubes (Giles et al., 2019).

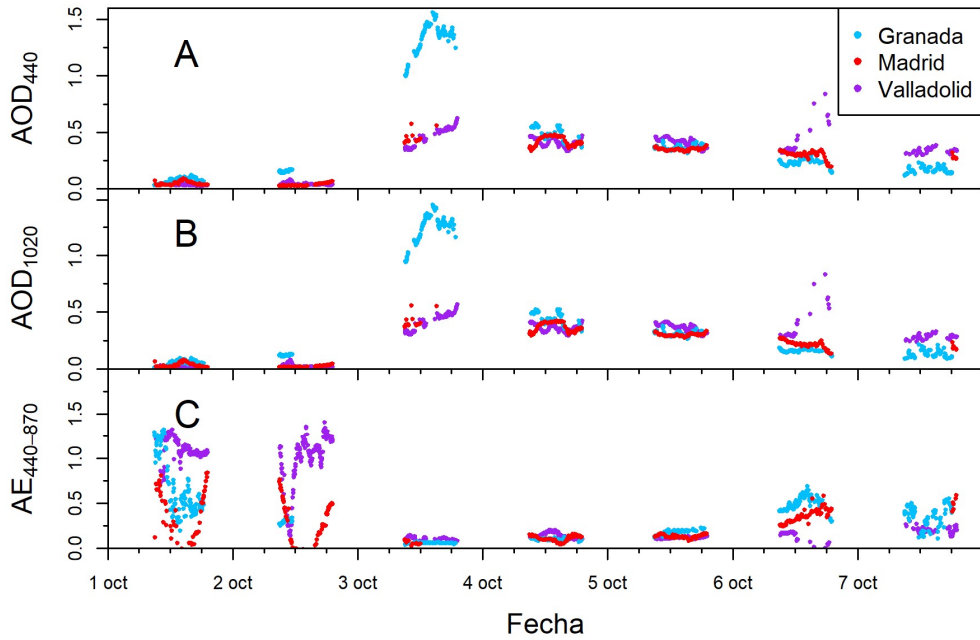


Figura 3.15 Valores de AOD a 440 nm (A), 1020 nm (B) y AE (C), proporcionados por AERONET (nivel 2.0), para las estaciones de estudio entre el 1 y el 7 de octubre de 2022.

En la Figura 3.16 se muestra la distribución de tamaños (panel A) y el SSA (panel B) para el día con valor más alto de AOD, el 3 de octubre. Se observa que corresponde a los valores esperados para aerosol de tipo desértico (Dubovik et al., 2002), los valores del SSA fueron muy cercanos a 1, sin apenas variación espectral salvo para longitudes de onda entre 400 y 500 nm. Se observa un máximo en la distribución de tamaños (de $0.8 \mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$ en Granada y en torno a $0.4 \mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$ y $0.2 \text{ cm}^3/\mu\text{m}^3$ en Valladolid y Madrid respectivamente), para un radio en torno a $2.25 \mu\text{m}$, que corresponde al modo grueso.

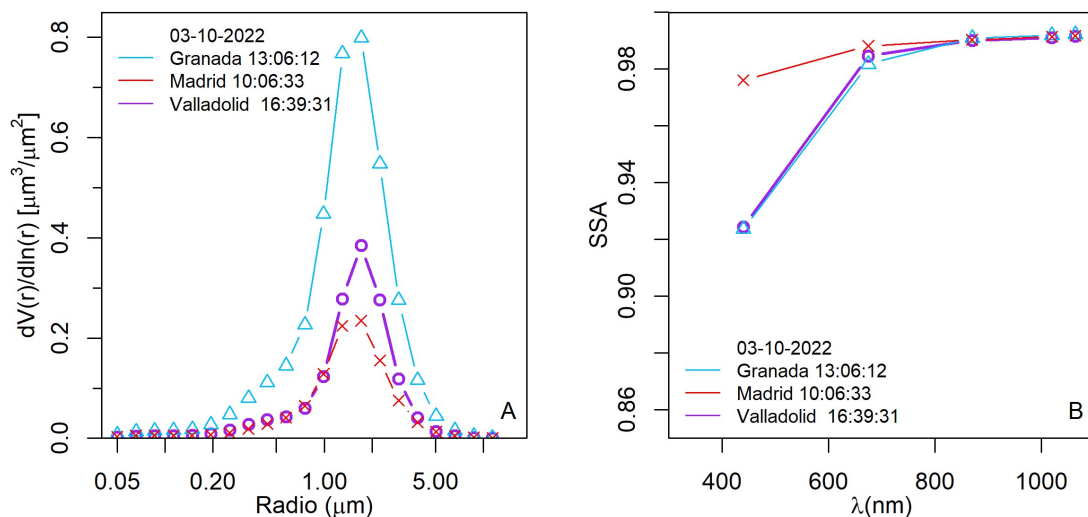


Figura 3.16 Distribución de tamaños de los aerosoles (A) y SSA (B) según la inversión de CAECENET, para las horas (UTC) marcadas en la leyenda en cada estación.

Mediante los datos de CAECENET, con el procedimiento explicado en el capítulo 3.2, se puede calcular el perfil en altura de la concentración en volumen para cada observación. Para analizar la evolución vista en la Figura 3.15, se obtienen los perfiles en cada estación para los días 3, 4 y

5 de octubre. En la Figura 3.17 se muestran los perfiles para las horas con máximo AOD en cada día, que corresponden a la máxima concentración en volumen. Se observa que el 3 de octubre hubo una capa de aerosoles entre 1 y 5 km, mayormente concentrada entorno a los 3 km sobre el nivel del mar. La concentración en Granada fue el doble que en Madrid y Valladolid y algo mayor en Valladolid que en Madrid, igual que reflejaban los valores de AOD. Este valor más bajo en Madrid puede deberse a que el dato se registró alrededor de 3 horas antes que en Valladolid, pero no es posible corroborar que más tarde las concentraciones se igualasen debido a que no existen datos en horas posteriores en Madrid para ese día.

El día 4 de octubre la concentración disminuyó en las tres estaciones, quedando por debajo de $150 \mu\text{m}^3/\text{cm}^3$. Entre 3 y 4 km de altura se observa una capa en las tres estaciones, pero en torno a los 2 km parece que en Valladolid y Madrid existe otra capa desacoplada. Esto puede deberse a que los aerosoles que llegaron el 3 de octubre fueron disminuyendo en altura a lo largo del día. El 5 de octubre se observa que la capa disminuyó en altura y concentración en las tres estaciones, manteniéndose la capa más alta en torno a 3 km, pero más mezclada con el resto.

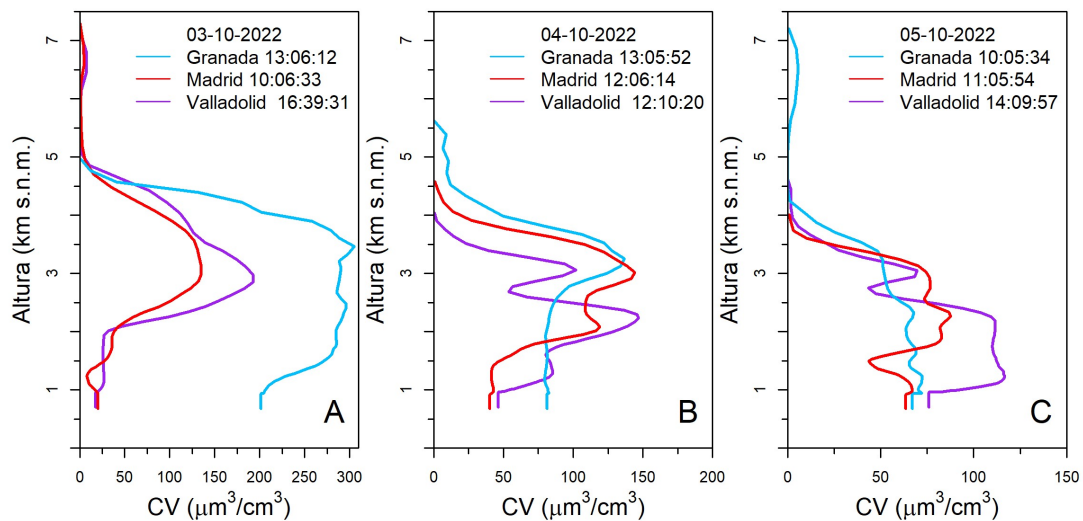


Figura 3.17 Perfil vertical (alturas de 0 a 8 km sobre el nivel del mar) de la concentración en volumen en las estaciones de estudio. En el panel A se representan los valores para el día 3, en B para el 4, y en C para el 5 de octubre de 2022, para las horas (UTC) marcadas en la leyenda en cada estación.

En la Figura 3.18 Se muestran los perfiles verticales de los coeficientes de extinción (A), scattering (B), absorción (C) y backscattering (D) para el día 3 de octubre, donde se ha observado la mayor carga de aerosoles. Las alturas a las que ocurren los valores más altos de los coeficientes coinciden, y son la misma a la que se encontraba la mayor concentración en volumen, como cabe esperar. Dado que la carga de aerosol analizada es de tipo desértico, los valores de absorción y son muy bajos, ya que predomina el scattering.

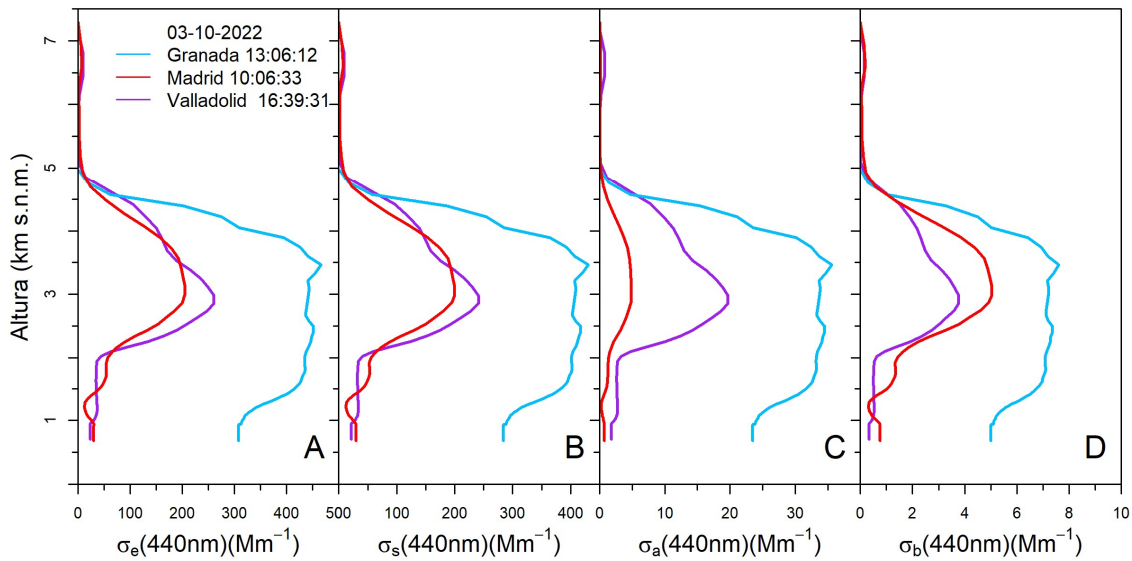


Figura 3.18 Perfil vertical (alturas de 0 a 8 km sobre el nivel del mar) de los coeficientes de scattering (A), extinción (B), absorción (C) y backscattering (D) a 440 nm el día 3 de octubre, a las horas (UTC) correspondientes en cada estación indicadas en la leyenda.

Para analizar la procedencia de los aerosoles medidos en este evento se ha utilizado el modelo de cálculo de retro trayectorias HYSPLIT. Utilizando la base de datos meteorológicos GDAS (del inglés *Global Data Assimilation System*), se calculan las retro trayectorias para 48 horas antes, de las masas de aire que llegaron a las coordenadas de las tres estaciones, a 4000, 3000 y 2000 m de altura, el día 3 de octubre a las 13:00 UTC, los resultados se muestran en la figura 3.19. Se observa que todas las trayectorias vienen de la parte norte del Sahara occidental. La altura de las masas del aire es menor los días 1 y 2 de octubre y aumenta a medida que se acercan a la Península Ibérica. Estos resultados son coherentes con la capa de aerosol medida sobre los 3 km. Con los datos meteorológicos (disponibles en el Anexo II) se observa que el día 30 de septiembre se comienza a formar una borrasca a nivel de superficie en esta zona del Sahara, esto hace que se eleve polvo sahariano en altura. Además, el día 1 de octubre comienza a formarse un sistema de altas presiones sobre los 3 km, este anticiclón, es el que hace que el polvo se transporte hacia la Península Ibérica. Este escenario es el denominado NAH-A (en inglés *North African High Located at Upper Levels*), según la clasificación de Escudero et al. (2005), es el más común en la Península entre mayo y octubre (Cachorro et al., 2016).

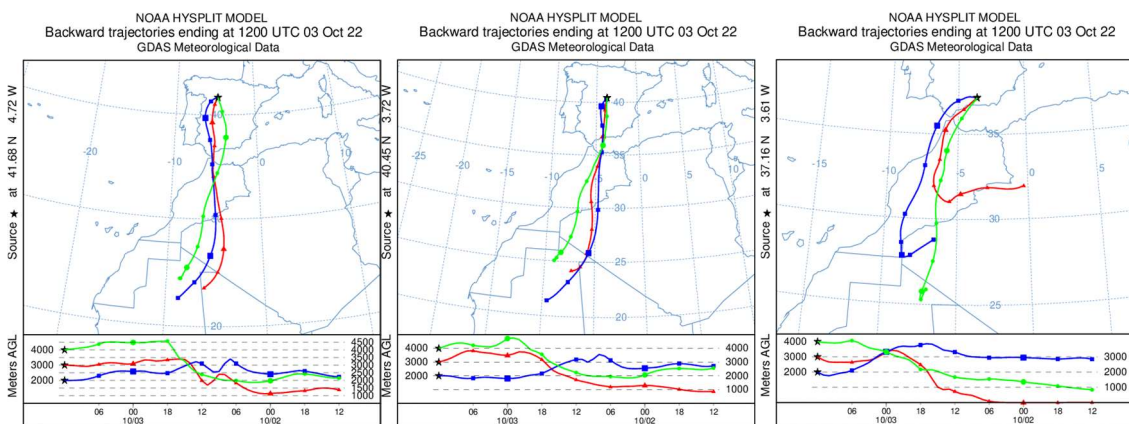


Figura 3.19 Retro trayectorias de aire calculadas con el modelo HYSPLIT para las estaciones de Valladolid, Madrid y Granada. Se calculan las 48 horas anteriores al 3 de octubre (13:00 UTC) para 3000, 2000 y 1000 m.

En la Figura 3.20 se muestran las retro trayectorias para el 4 de octubre, a 3500 y 2000 m, se observa que, en Valladolid y Madrid, donde se veían dos capas a estas alturas (Figura 3.16 (B)), el origen de las masas de aire es muy similar, sin embargo, en Granada, donde no se observa la capa a 2000m, la trayectoria es algo distinta, lo que explicaría la ausencia de esta capa.

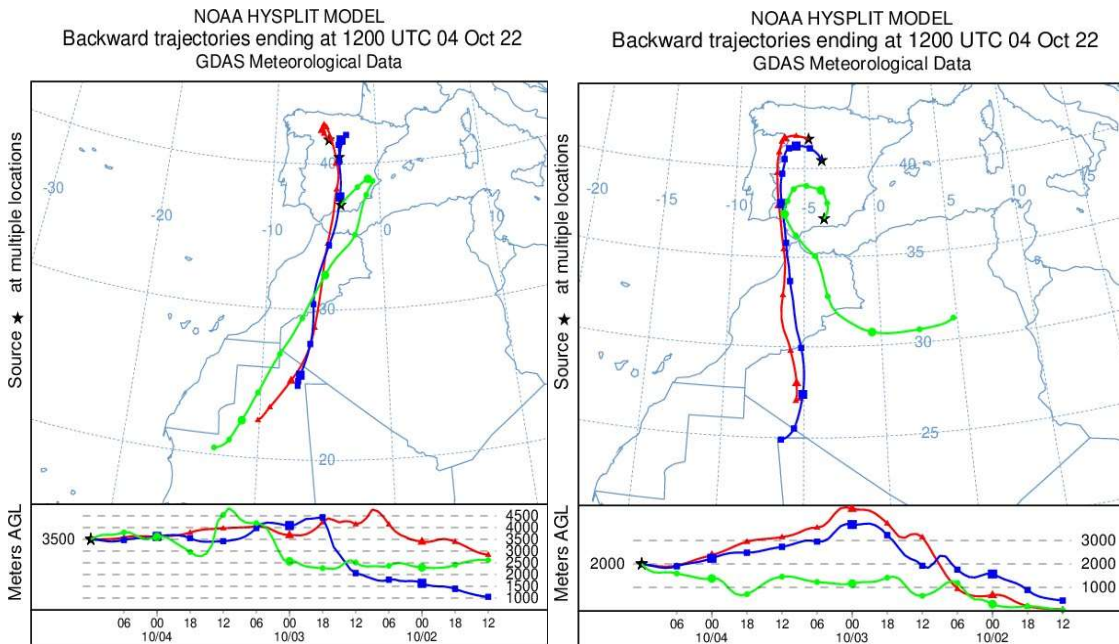


Figura 3.20 Retro trayectorias de aire calculadas con el modelo HYSPLIT. Para las estaciones de Granada, Valladolid y Madrid se calculan las 72 horas anteriores al 4 de octubre (12:00 UTC) a 3500 y 2000 m.

Los modelos predictivos de transporte de polvo desértico reflejan este evento y concuerdan con los resultados medidos. En el anexo se pueden encontrar los mapas del espesor óptico de aerosoles y la concentración de polvo en superficie consultados en el modelo NRL/Monterey.

4. Conclusiones

En este trabajo se han analizado propiedades ópticas de aerosoles atmosféricos obtenidas a partir de medidas de fotómetros y ceilómetros en la Península Ibérica, pertenecientes a la red CAECENET, entre febrero de 2014 y febrero de 2023. Los resultados observados en la comparativa entre CAECENET y AERONET muestran que los datos de CAECENET sobreestiman ligeramente a los de AERONET en las propiedades referidas al modo grueso. Este resultado ya se había visto en otros estudios y su causa puede estar en las suposiciones que hace el algoritmo GRASP que usa CAECENET. Las incertidumbres de ambas bases de datos parecen similares, en ambos casos aumentan para variables cuyo error depende de la longitud de onda y son poco fiables para valores bajos de AOD. Pese a todo, los buenos resultados en la comparativa respaldan la validez de las inversiones, no solo para las propiedades en columna sino también para los perfiles verticales que es la novedad que aporta CAECENET.

Con estos mismos datos, se ha establecido una climatología de los perfiles verticales de los aerosoles en la ciudad de Valladolid. Se ha obtenido que, en los meses de verano, que corresponden con una mayor carga de aerosoles, la concentración en volumen presenta valores mayores, la media y mediana en los primeros 4 km toma valores entre 10 y 15 $\mu\text{m}^3/\text{cm}^3$, frente a valores entre 5 y 10 $\mu\text{m}^3/\text{cm}^3$ en los meses de invierno; y lo mismo ocurre con el coeficiente de extinción, entre 30 y 40 Mm^{-1} en junio, julio y agosto frente a entre 20 y 30 Mm^{-1} otros meses. Los meses de invierno presentan en general baja variabilidad y valores muy bajos del coeficiente de extinción. La presencia de eventos de transporte de partículas desérticas supone una mayor variabilidad en el perfil de alturas, debido a que estos aerosoles aparecen en capas a una altura concreta, es posible observar esto en los perfiles verticales, en meses que presentan un aumento brusco del percentil 95, como puede ser el caso de marzo entre 1 y 2 km sobre el nivel de mar.

La disposición de las estaciones de la red CAECENET en distintos puntos de la Península, permite monitorizar eventos de transporte de aerosoles, tal y como se ha comprobado con el análisis de un evento de polvo sahariano ocurrido entre el 3 y 5 de octubre de 2022. Los perfiles analizados permiten observar que la capa de aerosol desértico fue transportada en torno a 3 km de altura. Los datos meteorológicos consultados muestran que este evento sucedió debido a la existencia de un sistema de bajas presiones en el desierto del Sahara, que provocó la elevación de polvo y, posteriormente, la existencia de un anticiclón en torno a los 3 km provocó el transporte a la Península. Aunque estos eventos son más comunes en los meses de verano, ocasionalmente pueden suceder en los meses de mayo y octubre como en este caso.

En resumen, aunque es necesario trabajar en la mejora de las incertidumbres de medida de los instrumentos, y en cómo estas se propagan a los datos obtenidos, además de analizar si es posible evitar la sobreestimación de algunos de los parámetros, los datos que proporciona CAECENET demuestran ser confiables y de gran utilidad. Conocer la climatología de los perfiles verticales de una región es de gran utilidad en la caracterización de su atmósfera, ya que permite concretar más la información sobre sus componentes. Asimilar estos valores climatológicos resulta muy importante en los estudios de forzamiento radiativo, en especial, dado el esfuerzo actual en resolver las incertidumbres en las interacciones aerosol-nube.

La monitorización de eventos de transporte permite saber a qué alturas llega una capa de aerosol sobre distintas regiones, lo cual puede ser muy útil para alertar a la población si esto va a poner en riesgo la salud pública, o a los controladores aéreos, por si se pueden prevenir condiciones de baja visibilidad. También proporciona mucha información sobre la dinámica atmosférica y sirve para alimentar los modelos predictivos, ya que analizando si se observa la misma capa de aerosol y a qué alturas en distintas estaciones, se obtienen datos sobre cómo ha sido el transporte de esa masa de aire.

5. Bibliografía

- Ångström, A. (1961). Techniques of Determining the Turbidity of the Atmosphere. *Tellus*, 13(2), 214–223. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1961.tb00078.x>
- Bazo, E., Granados-Muñoz, M. J., Román, R., Bravo-Aranda, J. A., Cazorla, A., Valenzuela, A., González, R., Olmo, F. J., & Alados-Arboledas, L. (2023). Evaluation of the vertically-resolved aerosol radiative effect on shortwave and longwave ranges using sun-sky photometer and ceilometer measurements. *Atmospheric Research*, 282, 106517. <https://doi.org/10.1016/J.ATMOSRES.2022.106517>
- Benavent-Oltra, J. A., Román, R., Granados-Muñoz, M. J., Pérez-Ramírez, D., Ortiz-Amezcu, P., Denjean, C., Lopatin, A., Lyamani, H., Torres, B., Guerrero-Rascado, J. L., Fuertes, D., Dubovik, O., Chaikovsky, A., Olmo, F. J., Mallet, M., & Alados-Arboledas, L. (2017). Comparative assessment of GRASP algorithm for a dust event over Granada (Spain) during ChArMEx-ADRIMED 2013 campaign. *Atmospheric Measurement Techniques*, 10(11), 4439–4457. <https://doi.org/10.5194/amt-10-4439-2017>
- Bennouna, Y. S., Cachorro, V. E., Mateos, D., Burgos, M. A., Toledano, C., Torres, B., & de Frutos, A. M. (2016). Long-term comparative study of columnar and surface mass concentration aerosol properties in a background environment. *Atmospheric Environment*, 140, 261–272. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2016.05.061>
- Bodhaine, B. A., Wood, N. B., Dutton, E. G., & Slusser, J. R. (1999). *On Rayleigh Optical Depth Calculations*.
- Boucher, O., Randall, D., Artaxo, P., Bretherton, C., Feingold, G., Forster, P., Kerminen, V., Kondo, Y., Liao, H., Lohmann, U., Rasch, P., Satheesh, S., Sherwood, S., Stevens, B., Zhang, X., Qin, D., Plattner, G., Tignor, M., Allen, S., ... Midgley, P. (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 Coordinating Lead Authors: Lead Authors*.
- Cachorro, V. E., Burgos, M. A., Mateos, D., Toledano, C., Bennouna, Y., Torres, B., de Frutos, Á. M., & Herguedas, Á. (2016). Inventory of African desert dust events in the north-central Iberian Peninsula in 2003–2014 based on sun-photometer–AERONET and particulate-mass–EMEP data. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(13), 8227–8248. <https://doi.org/10.5194/acp-16-8227-2016>
- Cazorla, A., Andrés Casquero-Vera, J., Román, R., Luis Guerrero-Rascado, J., Toledano, C., Cachorro, V. E., Orza, J. A. G., Cancillo, M. L., Serrano, A., Titos, G., Pandolfi, M., Alastuey, A., Hanrieder, N., & 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. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(19), 11861–11876. <https://doi.org/10.5194/acp-17-11861-2017>
- 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., & 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. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(19), 11861–11876. <https://doi.org/10.5194/acp-17-11861-2017>

- Costa-Surós, M., Calbó, J., González, J. A., & Martin-Vide, J. (2013). Behavior of cloud base height from ceilometer measurements. *Atmospheric Research*, *127*, 64–76. <https://doi.org/10.1016/J.ATMOSRES.2013.02.005>
- Dubovik, O., Fuertes, D., Litvinov, P., Lopatin, A., Lapyonok, T., Dubovik, I., Xu, F., Ducos, F., Chen, C., Torres, B., Derimian, Y., Li, L., Herreras-Giralda, M., Herrera, M., Karol, Y., Matar, C., Schuster, G. L., Espinosa, R., Puthukkudy, A., ... Federspiel, C. (2021). A Comprehensive Description of Multi-Term LSM for Applying Multiple a Priori Constraints in Problems of Atmospheric Remote Sensing: GRASP Algorithm, Concept, and Applications. *Frontiers in Remote Sensing*, *2*. <https://doi.org/10.3389/frsen.2021.706851>
- Dubovik, O., Holben, B., Eck, T. F., Smirnov, A., Kaufman, Y. J., King, M. D., Tanré, D., & Slutsker, I. (2002a). Variability of Absorption and Optical Properties of Key Aerosol Types Observed in Worldwide Locations. *Journal of the Atmospheric Sciences*.
- Dubovik, O., Holben, B., Eck, T. F., Smirnov, A., Kaufman, Y. J., King, M. D., Tanré, D., & Slutsker, I. (2002b). Variability of Absorption and Optical Properties of Key Aerosol Types Observed in Worldwide Locations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *59*(3), 590–608. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2002\)059<0590:voaaop>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2002)059<0590:voaaop>2.0.co;2)
- Dubovik, O., & King, M. D. (2000). A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *105*(D16), 20673–20696. <https://doi.org/10.1029/2000JD900282>
- Dubovik, O., Lapyonok, T., Litvinov, P., Herman, M., Fuertes, D., Ducos, F., Torres, B., Derimian, Y., Huang, X., Lopatin, A., Chaikovsky, A., Aspetsberger, M., & Federspiel, C. (2014). GRASP: a versatile algorithm for characterizing the atmosphere. *SPIE Newsroom*. <https://doi.org/10.1117/2.1201408.005558>
- Escudero, M., Castillo, S., Querol, X., Avila, A., Alarcón, M., Viana, M. M., Alastuey, A., Cuevas, E., & Rodríguez, S. (2005). Wet and dry African dust episodes over eastern Spain. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*, *110*(18), 1–15. <https://doi.org/10.1029/2004JD004731>
- Fernández, A. J., Molero, F., Salvador, P., Revuelta, A., Becerril-Valle, M., Gómez-Moreno, F. J., Artíñano, B., & Pujadas, M. (2017). Aerosol optical, microphysical and radiative forcing properties during variable intensity African dust events in the Iberian Peninsula. *Atmospheric Research*, *196*, 129–141. <https://doi.org/10.1016/J.ATMOSRES.2017.06.019>
- Fernández, A. J., Sicard, M., Costa, M. J., Guerrero-Rascado, J. L., Gómez-Amo, J. L., Molero, F., Barragán, R., Basart, S., Bortoli, D., Bedoya-Velásquez, A. E., Utrillas, M. P., Salvador, P., Granados-Muñoz, M. J., Potes, M., Ortiz-Amezcu, P., Martínez-Lozano, J. A., Artíñano, B., Muñoz-Porcar, C., Salgado, R., ... Pujadas, M. (2019). Extreme, wintertime Saharan dust intrusion in the Iberian Peninsula: Lidar monitoring and evaluation of dust forecast models during the February 2017 event. *Atmospheric Research*, *228*, 223–241. <https://doi.org/10.1016/J.ATMOSRES.2019.06.007>
- Fuertes, D., Toledano, C., González, R., Berjón, A., Torres, B., Cachorro, V. E., & de Frutos, Á. M. (2018). CÆLIS: software for assimilation, management and processing data of an atmospheric measurement network. *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems*, *7*(1), 67–81. <https://doi.org/10.5194/gi-7-67-2018>

- Giles, D. M., Sinyuk, A., Sorokin, M. G., Schafer, J. S., Smirnov, A., Slutsker, I., Eck, T. F., Holben, B. N., Lewis, J. R., Campbell, J. R., Welton, E. J., Korkin, S. V., & Lyapustin, A. I. (2019). Advancements in the Aerosol Robotic Network (AERONET) Version 3 database – automated near-real-time quality control algorithm with improved cloud screening for Sun photometer aerosol optical depth (AOD) measurements. *Atmospheric Measurement Techniques*, 12(1), 169–209. <https://doi.org/10.5194/amt-12-169-2019>
- G.Lufft GmbH. (2019). *Manual de instrucciones Ceilómetro Lufft CHM 15k*.
- González Catón, R. (2021). *Desarrollo de nuevos métodos de procesamiento de datos de redes fotométricas para el análisis de propiedades del aerosol atmosférico* [Universidad de Valladolid]. <https://doi.org/10.35376/10324/46439>
- González, R., Toledano, C., Román, R., Fuertes, D., Berjón, A., Mateos, D., Guirado-Fuentes, C., Velasco-Merino, C., Antuña-Sánchez, J. C., Calle, A., Cachorro, V. E., & de Frutos, Á. M. (2020). Daytime and nighttime aerosol optical depth implementation in CÆLIS. *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems*, 9(2), 417–433. <https://doi.org/10.5194/gi-9-417-2020>
- Guerrero-Rascado, J. L., Olmo, F. J., Avilés-Rodríguez, I., Navas-Guzmán, F., Pérez-Ramírez, D., Lyamani, H., & 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. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(21), 8453–8469. <https://doi.org/10.5194/acp-9-8453-2009>
- Herreras, M., Román, R., Cazorla, A., Toledano, C., Lyamani, H., Torres, B., Cachorro, V. E., Olmo, F. J., Alados-Arboledas, L., & De Frutos, A. M. (2018). Integrated aerosol extinction profiles from ceilometer and sunphotometer combination against sunphotometer measurements at various heights. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2018-July*, 7564–7567. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2018.8519263>
- Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J. P., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J. A., Kaufman, Y. J., Nakajima, T., Lavenu, F., Jankowiak, I., & Smirnov, A. (1998). AERONET—A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization. *Remote Sensing of Environment*, 66(1), 1–16. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(98\)00031-5](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(98)00031-5)
- Huertas-Tato, J., Rodríguez-Benítez, F. J., Arbizu-Barrena, C., Aler-Mur, R., Galvan-Leon, I., & Pozo-Vázquez, D. (2017). Automatic Cloud-Type Classification Based On the Combined Use of a Sky Camera and a Ceilometer. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(20), 11,045–11,061. <https://doi.org/10.1002/2017JD027131>
- José A. Sobrino. (2001). *Teledetección* (José A. Sobrino, Ed.). Universitat de València.
- Juan Carlos Antuña. (2022). *CONFIGURACIÓN Y METODOLOGÍA PARA EL USO DE CÁMARAS DE TODO CIELO EN LA OBTENCIÓN DE PARÁMETROS ATMOSFÉRICOS*. Universidad de Valladolid.
- Kasten, F., & Young, A. T. (1989). Revised optical air mass tables and approximation formula. *Applied Optics*, 28(22), 4735. <https://doi.org/10.1364/AO.28.004735>
- María Ángeles Burgos Simón. (2016). *Estudio de las propiedades en columna y superficie del aerosol atmosférico en la zona centro-norte de la Península Ibérica: énfasis en aerosol desértico*. Universidad de Valladolid.

- Martucci, G., Milroy, C., & O'Dowd, C. D. (2010). Detection of cloud-base height using Jenoptik CHM15K and Vaisala CL31 ceilometers. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 27(2), 305–318. <https://doi.org/10.1175/2009JTECHA1326.1>
- Mateos, D., Cachorro, V. E., Toledano, C., Burgos, M. A., Bennouna, Y., Torres, B., Fuertes, D., González, R., Guirado, C., Calle, A., & de Frutos, A. M. (2015). Columnar and surface aerosol load over the Iberian Peninsula establishing annual cycles, trends, and relationships in five geographical sectors. *Science of The Total Environment*, 518–519, 378–392. <https://doi.org/10.1016/J.SCITOTENV.2015.03.002>
- Mateos, D., Cachorro, V. E., Velasco-Merino, C., O'Neill, N. T., Burgos, M. A., Gonzalez, R., Toledano, C., Herreras, M., Calle, A., & de Frutos, A. M. (2020). Comparison of three different methodologies for the identification of high atmospheric turbidity episodes. *Atmospheric Research*, 237, 104835. <https://doi.org/10.1016/J.ATMOSRES.2019.104835>
- NASA (2017) <https://www.nasa.gov/centers/langley/news/factsheets/Aerosols.html> [Accessed: 27-05-23].
- Obregón Muñoz, M. Á. (2012). *Estudio de los aerosoles en columna sobre Cáceres a partir de medidas radiométricas*. <http://dehesa.unex.es/handle/10662/423>
- Prats, N. (2009). *Utilización del fotómetro Cimel (AERONET) para el análisis de parámetros microfísicos y radiativos del aerosol atmosférico en el suroeste de la Península Ibérica*. Universidad de Valladolid.
- Román, R., González, R., Cazorla, A., Herreras-Giralda, M., Antuña-Sánchez, J., Toledano, C., 2021. CAECENET: Columnar and Vertically-Resolved Aerosol Products in near-Real-Time joining Sun/Sky Photometer and Ceilometer Measurement Networks. European Lidar Conference S05P13.
- Román, R., Benavent-Oltra, J. A., Casquero-Vera, J. A., Lopatin, A., Cazorla, A., Lyamani, H., Denjean, C., Fuertes, D., Pérez-Ramírez, D., Torres, B., Toledano, C., Dubovik, O., Cachorro, V. E., de Frutos, A. M., Olmo, F. J., & Alados-Arboledas, L. (2018a). Retrieval of aerosol profiles combining sunphotometer and ceilometer measurements in GRASP code. *Atmospheric Research*, 204, 161–177. <https://doi.org/10.1016/J.ATMOSRES.2018.01.021>
- Román, R., Cazorla, A., Toledano, C., Olmo, F. J., Cachorro, V. E., de Frutos, A., & Alados-Arboledas, L. (2017). Cloud cover detection combining high dynamic range sky images and ceilometer measurements. *Atmospheric Research*, 196, 224–236. <https://doi.org/10.1016/J.ATMOSRES.2017.06.006>
- Salby, M. L. (2012). *Physics of the Atmosphere and Climate*. Cambridge University Press.
- Schröter, M., Obermeier, A., Heinrich, A., & Brüggemann, D. (2006). Validating extinction calculations from Lidar signals within the planetary boundary layer by signal simulations. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 92(3–4), 231–238. <https://doi.org/10.1007/s00703-005-0148-5>
- Schuster, G. L., Dubovik, O., & Holben, B. N. (2006). Angstrom exponent and bimodal aerosol size distributions. *Journal of Geophysical Research*, 111(D7), D07207. <https://doi.org/10.1029/2005JD006328>

- Shindell, D., Faluvegi, G., Nazarenko, L., Bowman, K., Lamarque, J. F., Voulgarakis, A., Schmidt, G. A., Pechony, O., & Ruedy, R. (2013). Attribution of historical ozone forcing to anthropogenic emissions. *Nature Climate Change*, 3(6), 567–570. <https://doi.org/10.1038/nclimate1835>
- Sinyuk, A., Holben, B. N., Eck, T. F., Giles, D. M., Slutsker, I., Korokin, S., Schafer, J. S., Smirnov, A., Sorokin, M., & Lyapustin, A. (2020). The AERONET Version 3 aerosol retrieval algorithm, associated uncertainties and comparisons to Version 2. *Atmospheric Measurement Techniques*, 13(6), 3375–3411. <https://doi.org/10.5194/amt-13-3375-2020>
- Szopa, S., V. Naik, B. Adhikary, P. Artaxo, T. Berntsen, W.D. Collins, S. Fuzzi, L. Gallardo, A. Kiendler-Scharr, Z. Klimont, H. Liao, N. Unger, and P. Zanis, 2021: Short-Lived Climate Forcers. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 817–922, doi:10.1017/9781009157896.008.
- Titos, G., Ealo, M., Román, R., Cazorla, A., Sola, Y., Dubovik, O., Alastuey, A., & Pandolfi, M. (2019). Retrieval of aerosol properties from ceilometer and photometer measurements: long-term evaluation with in situ data and statistical analysis at Montsec (southern Pyrenees). *Atmospheric Measurement Techniques*, 12(6), 3255–3267. <https://doi.org/10.5194/amt-12-3255-2019>
- Toledano Olmeda, C. (2005). *Climatología de los aerosoles mediante la caracterización de propiedades ópticas y masas de aire en la estación 'El Arenosillo' de la red AERONE* [Universidad de Valladolid]. <https://doi.org/10.35376/10324/29641>
- Tomasi, C., Kokhanovsky, A. A., Lupi, A., Ritter, C., Smirnov, A., O'Neill, N. T., Stone, R. S., Holben, B. N., Nyeki, S., Wehrli, C., Stohl, A., Mazzola, M., Lanconelli, C., Vitale, V., Stebel, K., Aaltonen, V., de Leeuw, G., Rodriguez, E., Herber, A. B., ... Piketh, S. J. (2015). Aerosol remote sensing in polar regions. *Earth-Science Reviews*, 140, 108–157. <https://doi.org/10.1016/J.EARSCIREV.2014.11.001>
- Torres, B., Dubovik, O., Fuertes, D., Schuster, G., Cachorro, V. E., Lapyonok, T., Goloub, P., Blarel, L., Barreto, A., Mallet, M., Toledano, C., & Tanré, D. (2017). Advanced characterisation of aerosol size properties from measurements of spectral optical depth using the GRASP algorithm. *Atmospheric Measurement Techniques*, 10(10), 3743–3781. <https://doi.org/10.5194/amt-10-3743-2017>
- Valenzuela, A., Olmo, F. J., Lyamani, H., Antón, M., Quirantes, A., & Alados-Arboledas, L. (2012). Aerosol radiative forcing during African desert dust events (2005–2010) over Southeastern Spain. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(21), 10331–10351. <https://doi.org/10.5194/acp-12-10331-2012>
- Valenzuela, A., Olmo, F. J., Lyamani, H., Antón, M., Titos, G., Cazorla, A., & Alados-Arboledas, L. (2015). Aerosol scattering and absorption Angström exponents as indicators of dust and dust-free days over Granada (Spain). *Atmospheric Research*, 154, 1–13. <https://doi.org/10.1016/J.ATMOSRES.2014.10.015>
- Willeke, Klaus., & Baron, P. A. (Paul A. (1993). *Aerosol measurement : principles, techniques, and applications*. Van Nostrand Reinhold.

ANEXO I

En este anexo se muestran las gráficas de la comparativa AERONET-CAECENET con datos filtrados para valores de AOD (para 440, 675, 870 y 1020 nm) mayores a 0.3 para tratar de reducir las incertidumbres.

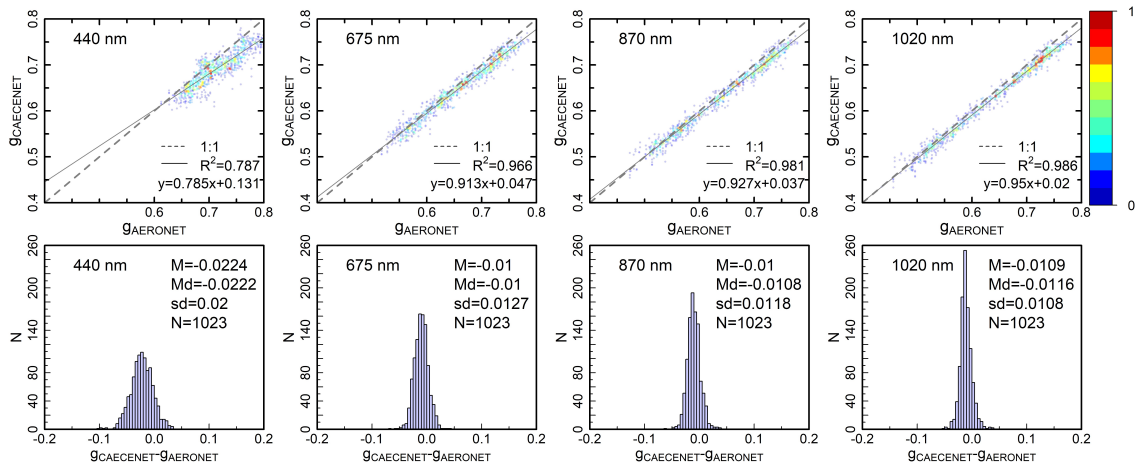


Figura A1 Comparación de los valores del parámetro de asimetría (g) a 440, 675, 870, 1020 nm e histograma de las diferencias de los datos de CAECENET y AERONET. En la parte inferior, histograma de las diferencias de los datos de CAECENET y AERONET, con los valores de la media (M), mediana (Md), desviación estándar (sd) y número de datos (N)

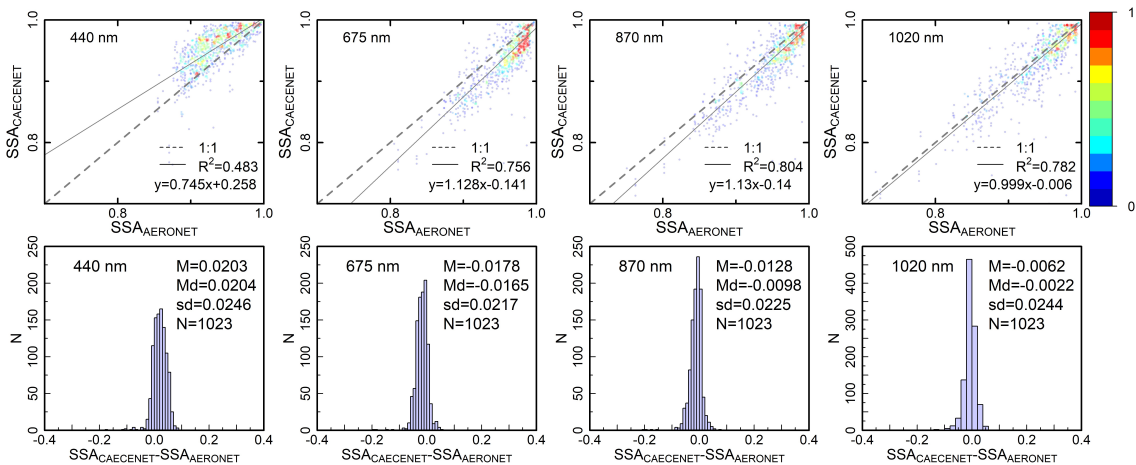


Figura A2 Comparación de los valores del albedo de dispersión simple (SSA) a 440, 675, 870, 1020 nm e histograma de las diferencias de los datos de CAECENET y AERONET. Mismos parámetros especificados que en la figura A1.

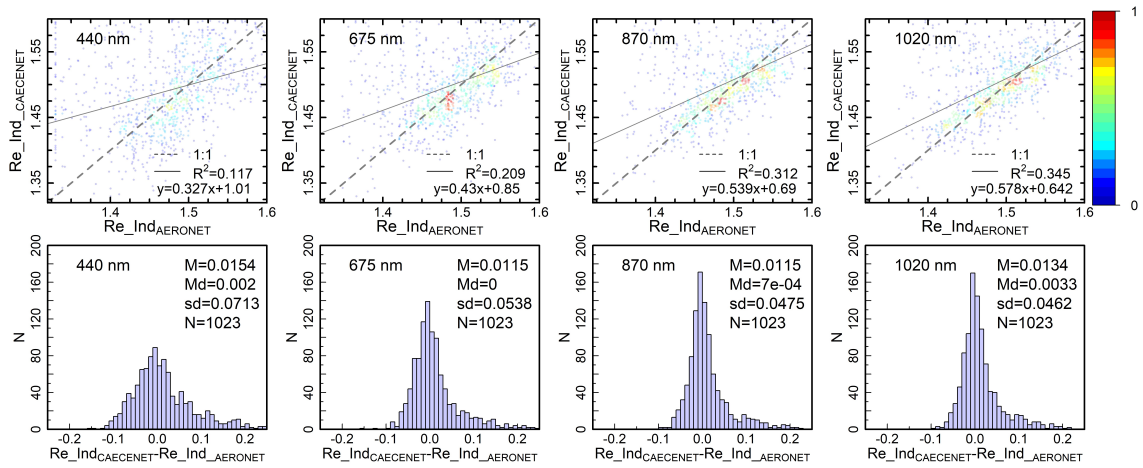


Figura A3 Comparación de los valores de la parte real del índice de refracción a 440, 675, 870, 1020 nm e histograma de las diferencias de los datos de CAECENET y AERONET. Mismos parámetros especificados que en la figura A1.

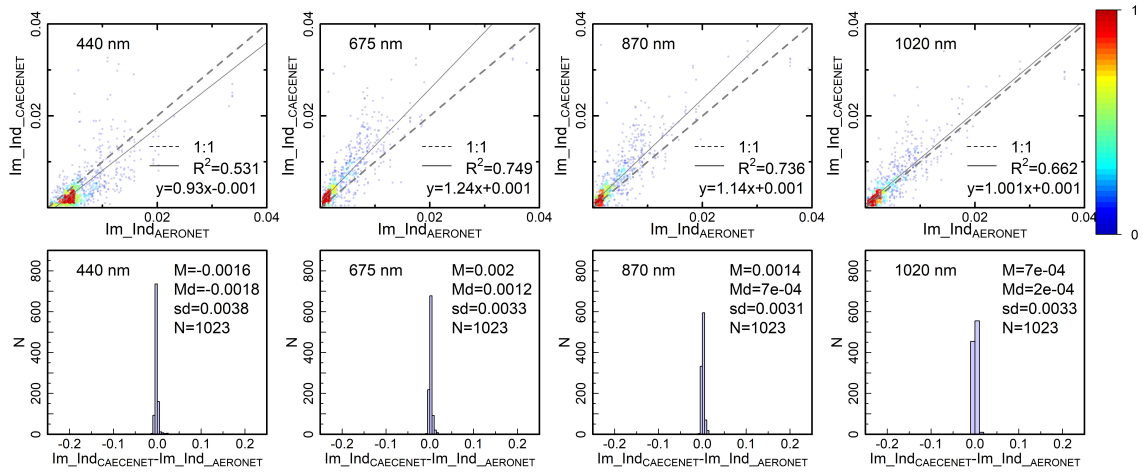


Figura A4 Comparación de los valores de la parte imaginaria del índice de refracción a 440, 675, 870, 1020 nm e histograma de las diferencias de los datos de CAECENET y AERONET. Mismos parámetros especificados que en la figura A1.

ANEXO II

A continuación, se disponen los mapas de presión y altura geopotencial obtenidos de la base de datos NCEP/NCAR Reanalysis, correspondientes al evento de transporte de aerosol desértico a la Península Ibérica, analizado en el Capítulo 3.3.

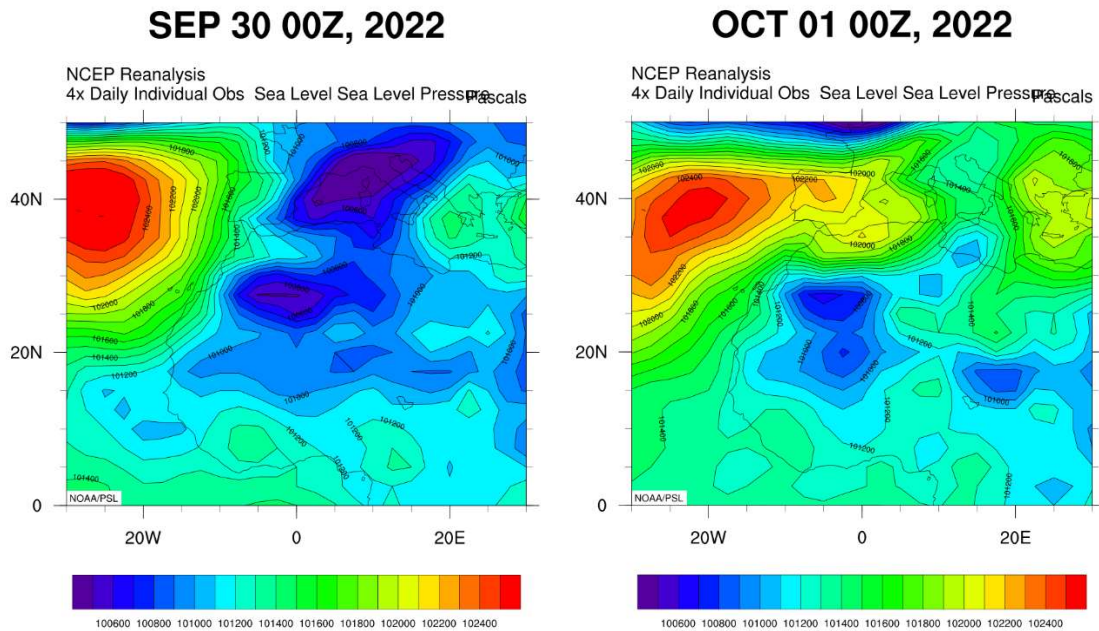


Figura A5 Mapa de la presión a nivel del mar en la Península Ibérica, Norte de África y el Sahara los días 30 de septiembre y 1 de octubre del 2022, en los que se observa una situación de bajas presiones en la zona del Sahara y un anticiclón en la costa Atlántica.

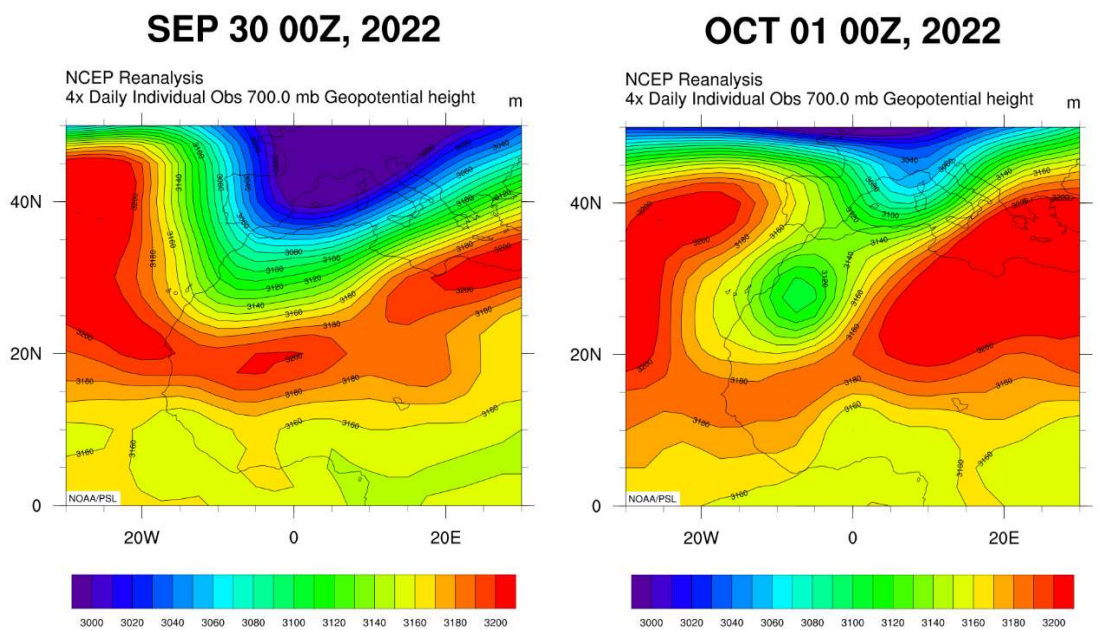


Figura A6 Mapa de la altura geopotencial a 700 mb en la Península Ibérica, Norte de África y el Sahara los días 30 de septiembre y 1 de octubre del 2022. Muestran la presencia de un sistema de altas presiones sobre los 3 km de altura.

OCT 03 00Z, 2022

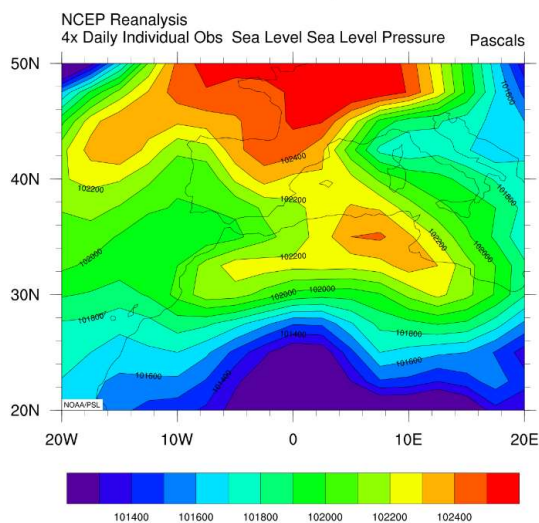
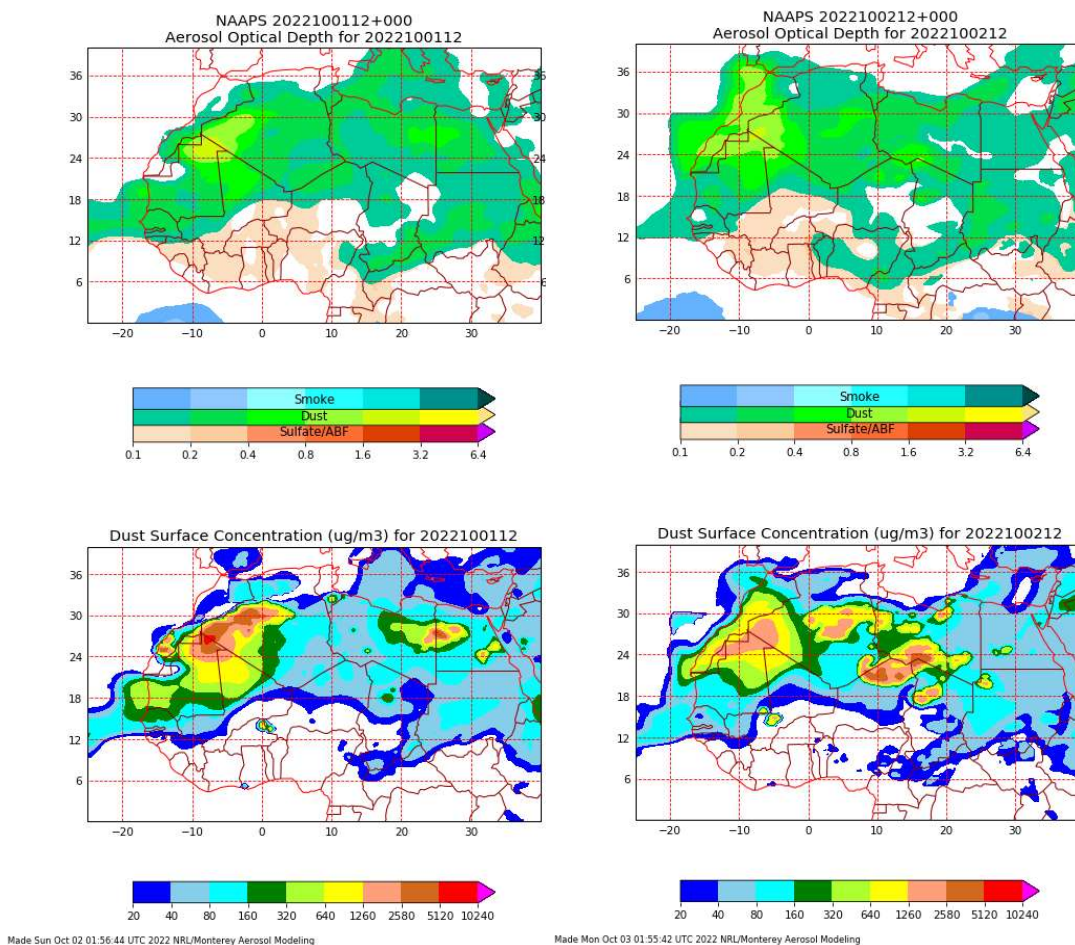


Figura A7 Mapa de la presión a nivel del mar en la Península Ibérica, Norte de África y el Sahara el 3 de octubre del 2022, en los que se observa una situación de altas presiones en la Península.

Por último, se muestra la secuencia de mapas con las predicciones del modelo NRL/Monterey para el espesor óptico de aerosoles y la concentración en superficie de polvo desértico para los días del evento.



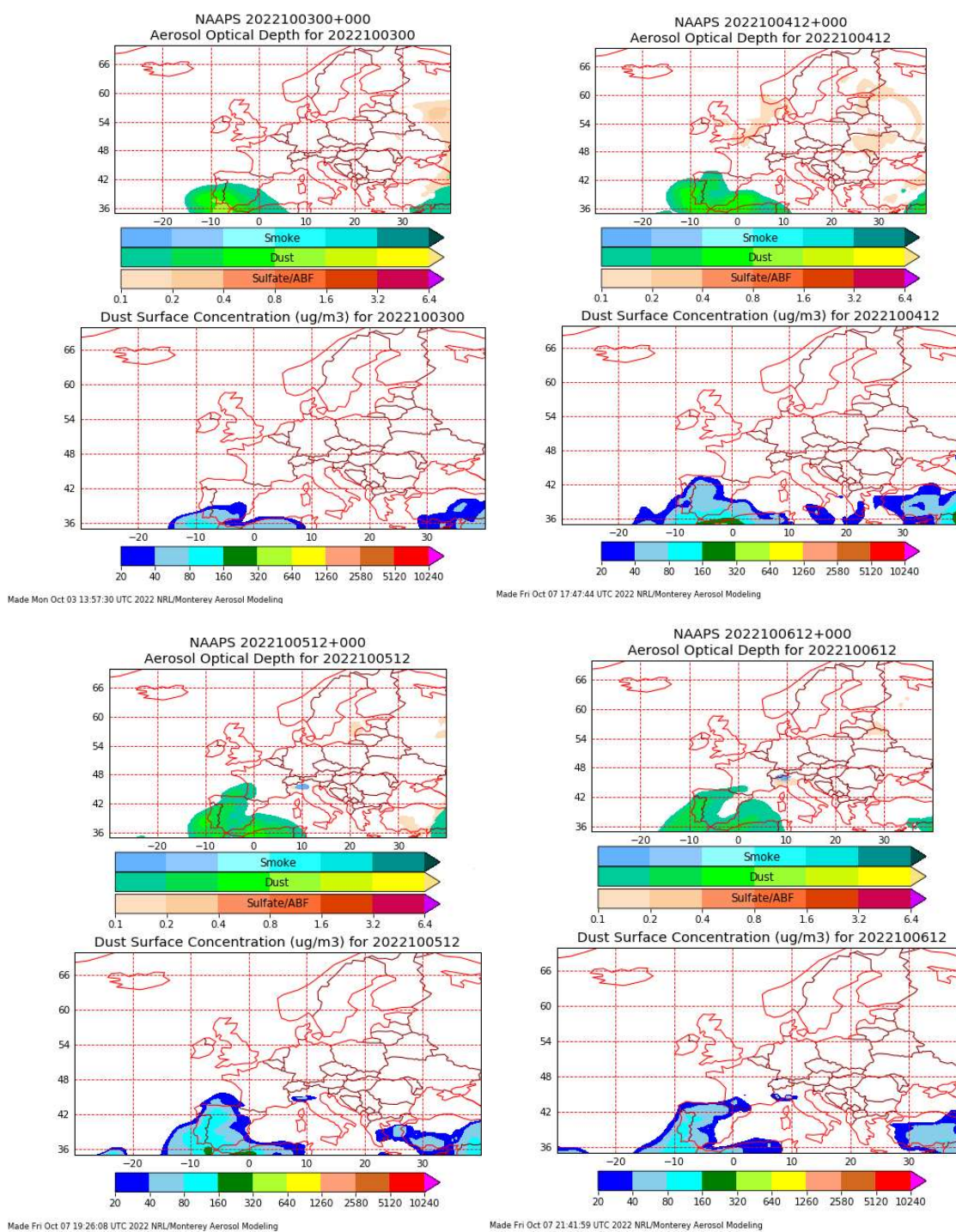


Figura A8 Secuencia de mapas con los datos de espesor óptico de aerosoles y concentración en superficie de polvo desértico en Europa y Norte de África, del modelo predictivo de aerosoles NRL/Monterey entre el 1 y el 6 de octubre de 2022.