

Variabilidad estacional de la absorción y dispersión de la radiación solar por aerosoles en un entorno urbano

Autor: Leonardo Daniel Aguilar Figueroa

Tutor: Nicolás Aguilera, Jose Francisco

Cotutora: López-Caravaca, Alba

Departamento de Física Aplicada

Curso Académico: 2022-2023



CIENCIAS AMBIENTALES
FACULTAD DE CIENCIAS EXPERIMENTALES

Resumen

El presente trabajo analiza la interacción directa de los aerosoles con la radiación solar. Los parámetros ópticos estudiados que cuantifican dicha interacción son: los coeficientes de absorción (σ_{ap}) y dispersión (σ_{sp}), AAE, SAE y SSA. La toma de datos fue realizada durante el año 2021 en un entorno clasificable desde el punto de vista de calidad del aire como de fondo urbano. El análisis se centra en diferenciar los valores de dichos parámetros bajo condiciones ambientales distintas (febrero vs. julio). Entre los resultados más relevantes obtenidos destacar: el mayor valor de σ_{ap} y σ_{sp} durante el periodo más frío; la gran influencia que las entradas de aire sahariano tienen sobre todas las propiedades ópticas y la mayor contribución de absorbentes a la radiación solar distintos al BC durante el invierno.

Abstract

This study analyses the direct interaction of aerosols with solar radiation. The optical parameters studied that quantify this interaction are: absorption (σ_{ap}) and scattering (σ_{sp}) coefficients, AAE, SAE, and SSA. Data collection was carried out during 2021 in an environment classified as urban background. The analysis focuses on differentiating the values of these parameters under different environmental conditions (February vs. July). The most significant outcomes obtained are: higher values of σ_{ap} and σ_{sp} during the coldest period; the outstanding influence that Saharan air outbreaks have on the whole of optical properties, and the greater contribution of non-BC absorbers to solar radiation during wintertime.

Palabras Clave

Radiación solar, aerosol, dispersión, absorción, fondo urbano.

Keywords

Solar Radiation, aerosol, scattering, absorption, urban background.

Índice

| | |
|----------------------------------------------------------------------------------|----|
| 1- INTRODUCCIÓN..... | 3 |
| 1.1- Aerosoles atmosféricos..... | 3 |
| 1.2- Efecto climático de los aerosoles..... | 4 |
| 1.3- Extinción de la radiación | 6 |
| 1.3.1- Absorción de la radiación por aerosoles..... | 7 |
| 1.3.2- Dispersión de la radiación por aerosoles..... | 9 |
| 1.3.3- Efecto combinado: albedo de dispersión simple (SSA)..... | 10 |
| 2- OBJETIVOS..... | 12 |
| 3- METODOLOGÍA | 13 |
| 3.1- Localización espacio-temporal..... | 13 |
| 3.2- Material particulado y variables meteorológicas..... | 13 |
| 3.3- Determinación de las propiedades ópticas del aerosol..... | 15 |
| 3.3.1- Propiedades de dispersión..... | 15 |
| 3.3.2- Propiedades de absorción..... | 16 |
| 3.3.3- Single Scattering Albedo (SSA)..... | 17 |
| 4- RESULTADOS | 18 |
| 4.1- Caracterización del ambiente atmosférico durante el periodo de estudio..... | 18 |
| 4.2- Caracterización general de los parámetros ópticos..... | 20 |
| 4.2.1- Evolución temporal | 22 |
| 4.2.2- Eficiencias de absorción y scattering | 23 |
| 4.3- Relación entre parámetros ópticos..... | 24 |
| 4.4- Información proporcionada por SSA..... | 27 |
| 4.4.1- SSA: variación con la longitud de onda | 27 |
| 4.4.2- Evolución horaria de SSA | 28 |
| 4.5- Absorción no producida por el BC | 28 |
| 5- CONCLUSIONES | 31 |
| 6- PROYECCIÓN FUTURA | 32 |
| 7- BIBLIOGRAFÍA..... | 33 |

1- INTRODUCCIÓN

1.1- Aerosoles atmosféricos

Los aerosoles son partículas sólidas o líquidas suspendidas en la atmósfera con orígenes naturales y antropogénicos. Entre sus fuentes naturales se encuentran las erupciones volcánicas, la resuspensión de polvo mineral, el mar y la actividad biológica, mientras que las fuentes antropogénicas de aerosoles incluyen entre otras la combustión de combustibles fósiles, la actividad industrial, el tráfico y la quema de biomasa (ver figura 1a). Tanto su tamaño como su composición química dependen en gran medida de cuál sea la fuente emisora. De esta forma, los aerosoles pueden variar desde unos pocos nanómetros hasta varias decenas de micrómetros, siendo por lo general las fuentes naturales las principales emisoras de los aerosoles de mayor tamaño. El diámetro aerodinámico de $1\ \mu\text{m}$ (a veces $2.5\ \mu\text{m}$) suele utilizarse como frontera entre las partículas finas y las gruesas. En la figura 1b se muestra una referencia comparativa de su tamaño. En cuanto a su composición química, esta puede ser muy variable. Entre sus principales componentes destacan el carbono orgánico y elemental, los compuestos inorgánicos secundarios (principalmente sulfatos y nitratos de amonio), el material crustal, el aerosol marino y diversos metales. El tiempo de vida de los aerosoles en la atmósfera varía según su tamaño y composición. Algunos aerosoles pueden permanecer en la atmósfera durante días o incluso semanas, mientras que otros se eliminan más rápidamente debido a la lluvia o la deposición en la superficie terrestre.

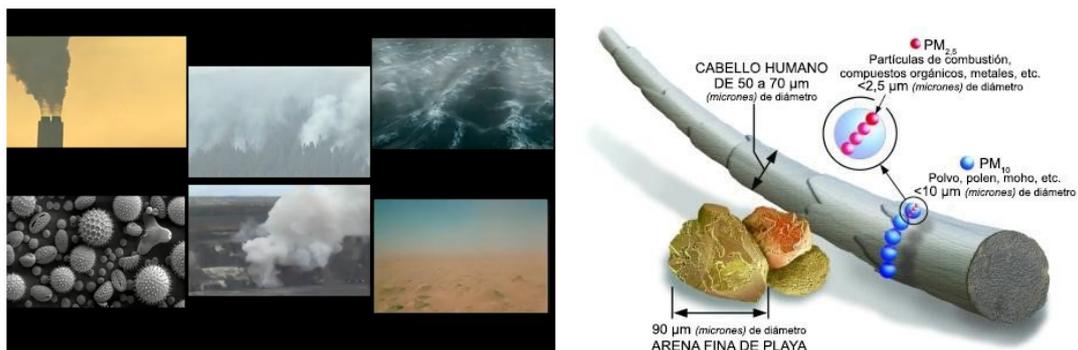


Figura 1. a) Diversas fuentes emisoras de partículas a la atmósfera; b) Comparación del diámetro de un cabello humano con partículas atmosféricas de diámetros aerodinámicos inferiores a $2.5\ \mu\text{m}$ ($\text{PM}_{2.5}$) y $10\ \mu\text{m}$ (PM_{10}).

La relevancia del estudio de los aerosoles se debe a que interaccionan con la radiación solar y dicha interacción genera importantes efectos en el clima y la meteorología. Además, los aerosoles pueden afectar a la calidad del aire y por ello tener efectos

negativos en la salud humana (problemas respiratorios, enfermedades cardiovasculares y mortalidad). Los aerosoles con menor tamaño han sido descritos como los más relevantes en este aspecto (Novák et al., 2014). A continuación, nos centramos en analizar el efecto climático de los aerosoles.

1.2- Efecto climático de los aerosoles

El forzamiento radiativo (FR) (W/m^2) en el sistema Tierra-atmósfera se puede definir como la diferencia entre la radiación solar entrante y la radiación terrestre saliente. Un FR positivo significa que la Tierra recibe más energía de la luz solar que la que irradia al espacio. Esta ganancia neta de energía causará calentamiento. Por el contrario, el FR negativo significa que la Tierra pierde más energía al espacio de la que recibe del sol, lo que produce enfriamiento. Por ello, cambios en el balance radiativo terrestre pueden hacer que la temperatura de la atmósfera aumente o disminuya y como consecuencia el clima pueda verse afectado.

Los gases de efecto invernadero (GEI), como el dióxido de carbono (CO_2) o el metano (CH_4) tienen un efecto positivo en el FR, ya que atrapan parte de la energía emitida por la Tierra y la reemiten de nuevo. Los aerosoles, por su parte, tienen un efecto neto negativo ya que su efecto de dispersión de la radiación es globalmente superior al de absorción.

La figura 2 muestra la contribución de diferentes factores al FR en W/m^2 . Además, puede observarse el incremento de FR positivo producido con el paso del tiempo.

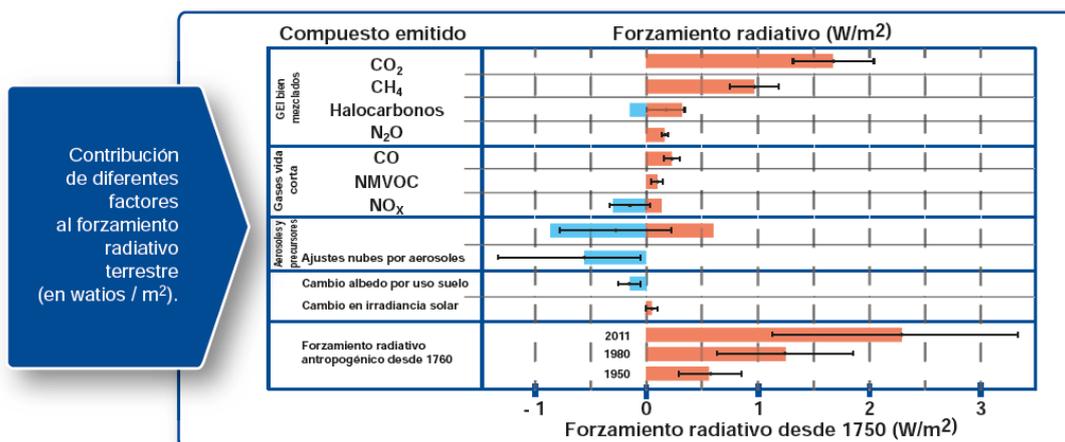


Figura 2. Contribución de diferentes factores al FR.

La figura muestra claramente el efecto positivo de los GEI, en el que destaca el papel del CO_2 . Centrándonos en el papel de los aerosoles podemos observar dos

contribuciones diferentes las cuales hacen referencia a dos efectos producidos por los aerosoles en su interacción con la radiación. Ambos generan de forma global FR negativos. Estos efectos son los denominados efecto directo e indirecto. El efecto indirecto a su vez presenta dos variantes. Las contribuciones individualizadas de estos efectos pueden verse en la figura 3 (figura extraída de Mahowald, 2011).

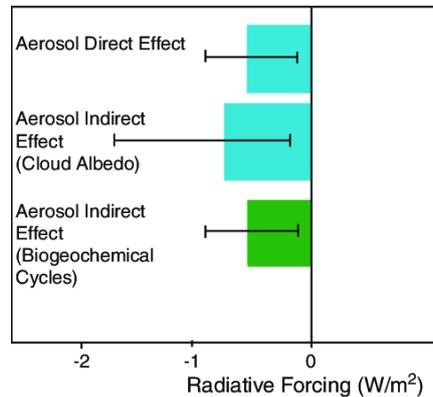


Figura 3. Contribución de los diferentes efectos de los aerosoles al FR.

Describimos brevemente estos efectos. El efecto directo hace referencia a la capacidad de los aerosoles para dispersar y/o absorber la radiación solar (ver figura 4). La dispersión de la radiación por parte de los aerosoles provoca que parte de la radiación solar sea devuelta al espacio y no llegue a la superficie terrestre, lo cual induce un enfriamiento. Por el contrario, la absorción de la radiación por parte del material particulado (PM) atmosférico y su posterior remisión induce un efecto de calentamiento. Ambos procesos (dispersión y absorción) presentan su mayor eficacia para partículas de pequeño tamaño y que prevalezca uno u otro depende en parte de la composición química del PM.

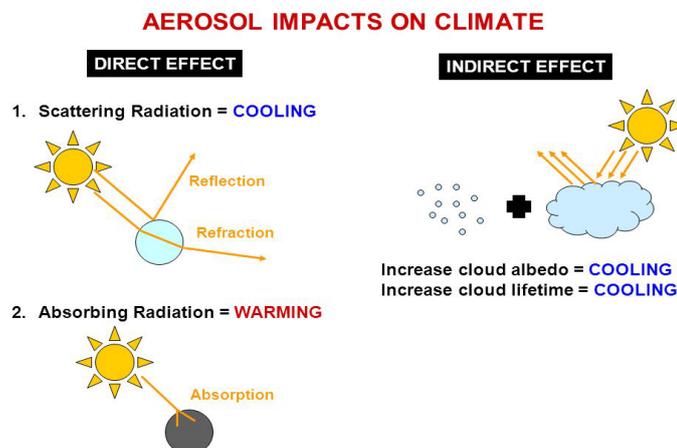


Figura 4. Efectos de los aerosoles sobre el clima.

El efecto indirecto se refiere a los cambios en las propiedades físicas y químicas de las nubes debido a la presencia de aerosoles lo que puede alterar su albedo y su capacidad para reflejar la radiación solar. Esto se debe a que los aerosoles pueden actuar como núcleos de condensación para las gotas de agua en las nubes. El primer efecto indirecto se le denomina “efecto Twomey o efecto albedo de las nubes” y se basa en que una concentración elevada de aerosoles provoca que las gotas de nube generadas sean más pequeñas y en consecuencia presentan una mayor reflexión de la radiación solar, esto conlleva un enfriamiento de la superficie. El segundo efecto denominado “tiempo de vida de nube” se basa en que el hecho de que generar gotas más pequeñas repercute en la eficiencia de la precipitación y por tanto en el tiempo de vida de la nube lo cual puede influir tanto en el tiempo meteorológico como en el clima.

Los aerosoles en conjunto tienen un Efecto Radiativo (Directo+Indirecto) neto de enfriamiento a escala global estimado en unos $-0.9 \pm (-1.9 \text{ a } -0.1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2})$ (Boucher et al., 2013). A pesar de que los aerosoles tienen un efecto neto negativo en el FR, la magnitud de su efecto en el clima todavía es incierta y objeto de investigación activa. Existe una gran variabilidad en la composición química, el tamaño y la forma de los aerosoles, así como en su distribución espacial y temporal, lo que hace que sea difícil predecir su impacto en el clima con precisión. Además, los aerosoles interactúan con otros componentes del sistema climático, como las nubes y los océanos, lo que añade una mayor complejidad al problema. En conclusión, aunque los aerosoles tienen un impacto importante en el clima, todavía queda mucho por entender y estudiar en este campo.

1.3- Extinción de la radiación

Cuando un haz de luz atraviesa una espesor dx a través de una capa atmosférica es atenuada debido al scattering (dispersión) y la absorción de la radiación producida por gases y PM (ver figura 5). El concepto de extinción es utilizado para describir la combinación de ambos procesos.

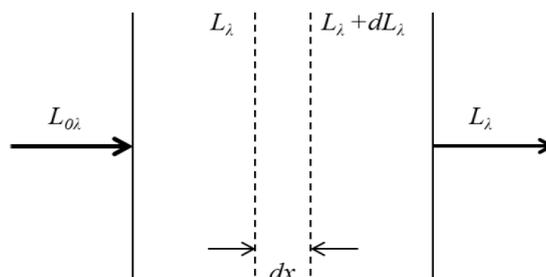


Figura 5. Atenuación de la radiación.

En la figura 5 la magnitud que cuantifica la radiación es la Radiancia (L). La cantidad de radiación que atraviesa una distancia x en dirección de su propagación puede ser evaluada mediante la ley de Lambert-Beer:

$$L_{\lambda} = L_{0\lambda} \cdot e^{-\sigma_{\text{ext}}(\lambda) \cdot x} \quad (1)$$

Donde σ_{ext} es el coeficiente de extinción para la radiación de longitud de onda λ y es igual a la suma de dos componentes: la atenuación por scattering (σ_{sp}) y por absorción (σ_{ap}):

$$\sigma_{\text{ext}}(\lambda) = \sigma_{\text{sp}}(\lambda) + \sigma_{\text{ap}}(\lambda) \quad (2)$$

Ambas atenuaciones a su vez tendrían 2 contribuciones debidas a la interacción con gases y con aerosoles. En este trabajo únicamente analizaremos la contribución por aerosoles. Como el exponente de una función exponencial no tiene dimensiones las unidades de las atenuaciones viene dadas en Mm^{-1} .

En el proceso de absorción la energía incidente llega a formar parte de la energía interna de las partículas con las que interactúa, mientras que en el proceso de dispersión la energía incidente transportada por la onda electromagnética es dispersada en todas las direcciones como resultado de la interacción de las partículas con esta onda electromagnética. Por lo que en este proceso la energía incidente nunca llega a formar parte de la energía interna de las partículas. Como hemos comentado anteriormente σ_{sp} y σ_{ap} cuantifican estos fenómenos y constituyen dos propiedades ópticas de los aerosoles. A continuación, desarrollamos ambos procesos.

1.3.1- Absorción de la radiación por aerosoles

La absorción por parte de los aerosoles es un fenómeno complejo y su estudio requiere de parámetros específicos que permitan caracterizarla y medirla. El parámetro base para ello es el ya mencionado coeficiente de absorción (σ_{ap}). Este proceso depende de la longitud de onda (λ), el tamaño de las partículas y su composición química. En general, la mayor eficiencia en la absorción se produce cuando el tamaño del aerosol es similar a la longitud de onda de la radiación incidente, por lo que las partículas más pequeñas son las más eficientes a la hora de absorber la radiación. En cuanto a la composición química de los aerosoles, hay tres componentes principales que tienen la capacidad de absorber la radiación:

- El carbón negro (Black carbon-BC), es el componente más eficiente en cuanto a absorción y que contribuye más significativamente a la misma. Aunque su contribución a la concentración másica de las partículas no suele superar el 10%,

se estima que el BC causa el segundo forzamiento radiativo positivo más grande, solo por detrás del CO₂. El BC suele estar distribuido en las fracciones másicas de tamaños más pequeños como el PM₁ (partículas con diámetro aerodinámico inferior a la micra). Se emite principalmente en la combustión de combustibles fósiles. Su dependencia con λ es bastante suave como puede apreciarse en la figura 6 (curva de color rojo).

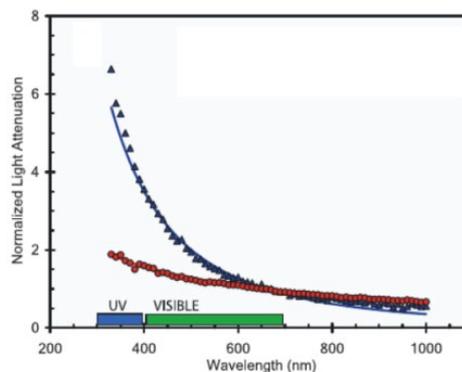


Figura 6. Absorción de la radiación en función de la λ para una fuente emisora de BC (rojo) y para una fuente emisora con compuestos absorbentes diferentes al BC (azul).

- El Brown Carbon (BrC) está formado principalmente por compuestos orgánicos, incluyendo el carbono orgánico soluble en agua (WSOC). Se emite principalmente por la quema de biomasa y tiene la capacidad de absorber la luz tanto en la región visible como en el UV. Su dependencia con λ es mayor que la del BC (p.ej. ver la curva azul en la figura 6). El BrC se suele distribuir también en tamaños de partículas pequeñas.
- El polvo mineral debido a los óxidos de hierro que contiene también es capaz de absorber la luz y presentan una fuerte absorción hacia las longitudes de onda más cortas. Las partículas de polvo mineral son emitidas principalmente por los desiertos y se encuentran entre las partículas en suspensión de mayor tamaño.

Un parámetro que hace referencia a la dependencia espectral de la absorción de la radiación por parte de los aerosoles es el denominado AAE (Absorption Armstrong Exponent, en inglés). Conocer el valor de AAE es importante porque permite distinguir que compuestos son los que absorben la radiación, por ello el AAE también se utiliza como una herramienta de diagnóstico para evaluar la composición química y la fuente del PM. Los valores de AAE asociados con la absorción de la luz por parte de BC suele ser cercanos a 1 (p.ej. línea suavizada en rojo en la figura 6), mientras que valores superiores a la unidad implican absorciones debidas a compuestos diferentes al BC (p.ej. línea en azul con gran dependencia espectral presentada en la figura 6). El exponente

obtenido en el ajuste potencial de las curvas mostradas en la figura 6 nos proporcionaría el valor de AAE para cada una de ellas.

Es importante remarcar que la absorción por parte de los aerosoles puede verse afectada por diversos factores como el periodo del día, la altitud o la mayor o menor presencia de determinadas fuentes. Por ejemplo, en las ciudades la absorción suele ser mayor en invierno/otoño debido a la mayor cantidad de emisiones de compuestos absorbentes durante esta estación (ver ejemplo en la figura 7, extraída de Nepomuceno et al., 2014). Esto es debido a que fuentes como la quema de biomasa, la utilización de calefacciones o el tráfico son más intensas durante estas estaciones.

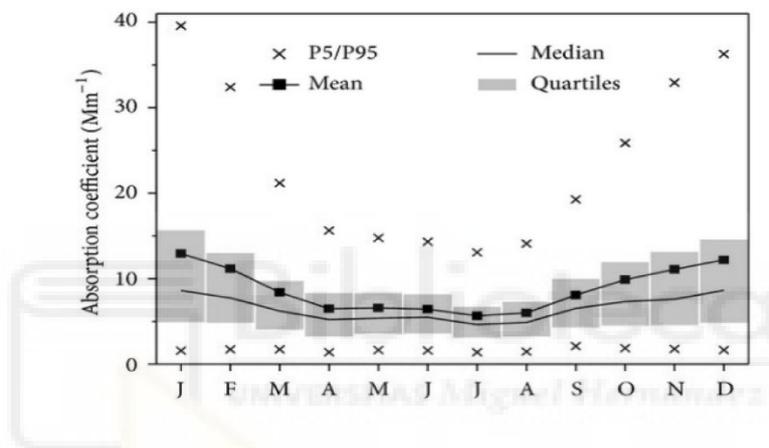


Figura 7. Evolución mensual del coeficiente de absorción en una zona urbana.

1.3.2- Dispersión de la radiación por aerosoles

El fenómeno de la dispersión se puede resumir de la siguiente forma (ver figura 8): al interactuar con una partícula (círculo azul), la onda de luz entrante (flecha amarilla) se dispersa en todas las direcciones (flechas verdes) (A). Esto es debido al hecho de que la luz es una onda electromagnética y los campos eléctricos y magnéticos causan el movimiento de las partículas cargadas, como un electrón, o moléculas polares. Cuando estas partículas cargadas se mueven como resultado de la fuerza electromagnética, se emite una nueva onda de luz en cualquier dirección, que es la luz dispersada (B). Por otra parte, las partículas de diferentes tamaños causan que la luz se disperse en diferentes direcciones. Cuando el tamaño de la partícula es mayor a la λ de la radiación incidente (dispersión Rayleigh) la dispersión de la luz es bastante isótropa, mientras que si son de una magnitud similar (dispersión Mie) hay un claro aumento de la radiación dispersada hacia delante y además la intensidad de la luz dispersada presenta una menor dependencia con λ (C).

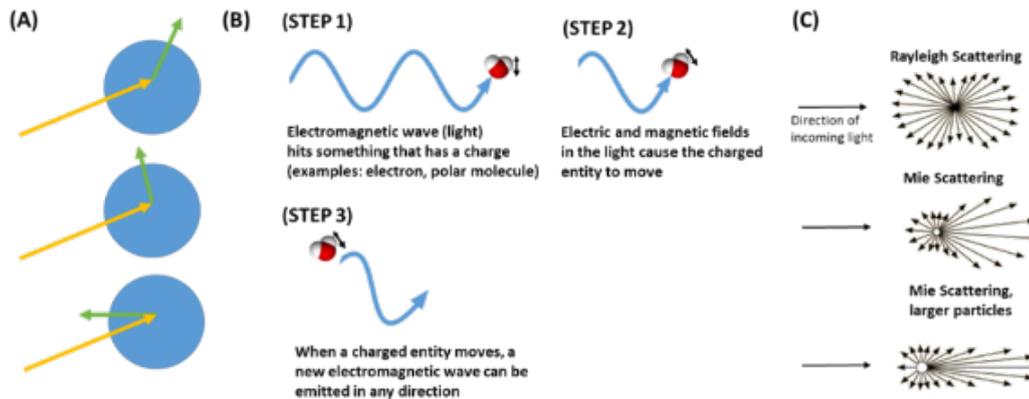


Figura 8. Proceso de dispersión de la luz por los aerosoles.

Debemos tener en cuenta que la dispersión presenta la mayor contribución a la extinción de la radiación (80-90%) y es fundamentalmente producida por aerosoles con sulfato (SO_4^{2-}). El parámetro base para cuantificar la dispersión es el coeficiente de dispersión (σ_{sp}). Los instrumentos de medida que determinan σ_{sp} también son capaces de cuantificar la cantidad de luz retrodispersada (σ_{bsp}). A partir de σ_{sp} podemos derivar un nuevo parámetro SAE (Scattering Armstrong Exponent, por sus siglas en inglés) que nos informa sobre el tamaño de las partículas que están dispersando la radiación. Valores de SAE cercanos a la unidad o inferiores indican una que la dispersión se está realizando por partículas gruesas, mientras que valores superiores a la unidad sugieren que son las partículas más finas quienes están llevando a cabo el proceso.

1.3.3- Efecto combinado: albedo de dispersión simple (SSA)

La absorción y la dispersión suelen darse conjuntamente y están relacionadas a través del parámetro SSA (Single Scattering Albedo, en inglés). El SSA es una propiedad fundamental de los aerosoles atmosféricos y es definido como la fracción de la radiación solar incidente que es dispersada frente a la que es absorbida. Su valor varía entre 0 y 1. Los valores intermedios pueden ser interpretados como una combinación de absorción y dispersión, mientras que los valores cercanos a 0 indican una fuerte absorción y valores cercanos a 1 son indicativos de una fuerte dispersión.

Los valores promedio de SSA variarán dependiendo del tipo de ambiente en el que se monitorice (diferentes ambientes presentan diferentes fuentes de emisión y por lo tanto y diferentes tipos de aerosoles). En ambientes urbanos, los valores de SSA pueden ser tan bajos como 0.6 (debida a la mayor presencia de BC), lo que significa que una gran proporción de la radiación solar es absorbida. En ambientes marinos, los valores de

SSA son más altos, con un promedio de alrededor de 0.95. En ambientes desérticos, los valores pueden ser incluso más altos. Como referencia, la siguiente tabla muestra valores típicos de los coeficientes de absorción, dispersión y los valores de SSA en distintos tipos de ambientes.

Tabla 1: Valores de σ_{sp} (Mm^{-1}), σ_{ap} (Mm^{-1}) y SSA (adimensional) en función de la altitud sobre el nivel del mar y el tipo de ambiente.

| Localización (altitud) | Ambiente | σ_{sp} | σ_{ap} | SSA | Estudios |
|-----------------------------|----------|---------------|---------------|------|------------------------------------------|
| Valencia (60 m) | Urbano | 80 | 18.6 | 0.80 | Segura et al., 2016. Esteve et al., 2012 |
| Granada (680 m) | Urbano | 61 | 24 | 0.71 | Titos et al., 2012 |
| Mt. Montseny (720 m) | Regional | 34.3 | 2.8 | 0.90 | Pandolfi et al., 2011 |
| Mt. Aitana (1558 m) | Montaña | 30.7 | 2.4 | 0.90 | Castañer et al., 2017 |
| Mt. Izaña (2400 m) | Remoto | 9.9 | 0.8 | 0.94 | Andrews et al., 2011 |

Como se puede apreciar los ambientes urbanos son los que mayores valores de absorción y dispersión presentan debido a que en estos enclaves la concentración de partículas es mayor. Conforme nos elevamos en altura, los niveles van disminuyendo. Este hecho se aprecia más en σ_{ap} , debido a que en enclaves remotos la concentración de BC es mínima. Los valores de SSA muestran la tendencia contraria.

El parámetro SSA es fundamental para determinar el forzamiento radiativo directo (ΔF) en el techo de la atmósfera. Esta magnitud puede ser derivada a partir de la ecuación de Haywood and Shine (1995):

$$\Delta F \approx -DS_0 T_{at}^2 (1 - A_c) \omega \bar{\beta} \bar{\delta} \times \left((1 - R_s)^2 - \frac{2R_s}{\beta} \left(\frac{1}{\omega} - 1 \right) \right) \quad (3)$$

Donde D es una duración fraccionada del día (~ 0.5), ω = valor de SSA, S_0 es el valor de la constante solar terrestre (1370 W/m^2), T_{at} es la transmisión atmosférica (~ 0.76), A_c es el valor de la cubierta de nubes (~ 0.6), R_s es la reflectancia de la superficie (~ 0.15), β es la denominada fracción de backscattering (función que depende del cociente σ_{bsp}/σ_{sp}) y finalmente δ el valor de AOD (Aerosol Optical Depth) espectralmente ponderada.

2- OBJETIVOS

El objetivo general de este estudio es evaluar las diferencias existentes en los principales parámetros ópticos del aerosol atmosférico obtenidos durante dos periodos temporales que presentan condiciones ambientales diferentes.

La consecución de este objetivo conllevará la realización de otros objetivos específicos:

- Interpretar la variabilidad de las propiedades ópticas analizadas en función de parámetros indicativos del ambiente atmosférico imperante en el área de estudio.
- Analizar el valor de SSA como parámetro que combina los procesos de scattering y absorción de la radiación por parte de los aerosoles.
- Determinar la contribución al proceso de absorción de los componentes del PM capaces de absorber la radiación, distintos al BC, en función de los valores de AAE obtenidos.



3- METODOLOGÍA

3.1- Localización espacio-temporal

El estudio ha tenido lugar en la ciudad de Elche. Su localización concreta es la de una estación de fondo de urbano ($38^{\circ}16N$; $0^{\circ}41W$; 86 msnm) que está ubicada en el interior de la Universidad Miguel Hernández (figura 9). La estación está activa y operada por el Laboratorio de Contaminación Atmosférica (LCA) de la UMH desde el año 2021 y está dotada del equipamiento necesario para la medida de propiedades ópticas de aerosoles y para la determinación de la concentración de partículas de diferentes tamaños.



Figura 9. Estación de fondo urbano ubicada en la Universidad Miguel Hernández de Elche.

La toma de datos ópticos y de concentración másica se realizó a lo largo del año 2021. Sin embargo, para el estudio se han escogido únicamente dos meses, uno característico del periodo invernal (febrero) y otro del estival (julio), para su posterior comparación. La elección de estos periodos ha sido en función del alto porcentaje de datos válidos coincidentes de las diversas magnitudes de estudio que presentaban estos meses.

3.2- Obtención del material particulado (PM) y las variables meteorológicas

Los registros del PM han sido obtenidos gracias al uso de un contador óptico modelo GRIMM 190 (figura 10). El dispositivo proporcionó mediciones diez minútales que posteriormente fueron convertidas en horarias y diarias. El medidor suministra los valores de tres fracciones másicas de diferentes tamaños: PM_{10} , $PM_{2.5}$ y PM_1 . En este estudio dicha información fue requerida para:

- 1- verificar periodos de intrusión sahariana que afectaron al punto de muestreo.
- 2- obtener el valor de las eficiencias másicas de absorción y dispersión.

Para determinar la relación entre la concentración másica y las propiedades ópticas se ha utilizado la fracción $PM_{2.5}$. La razón de esta elección es que los tamaños grandes de partículas que absorben o dispersan la radiación lo hacen de una manera menos eficiente que los pequeños (de ahí el descarte de la fracción PM_{10}). Por otro lado, las desviaciones de los valores derivados del contador óptico respecto a medidas realizadas con captadores gravimétricos (más reales) son más significativas cuanto menor es el tamaño de partícula (de ahí el descarte de la fracción PM_1).



Figura 10. Contador óptico GRIMM modelo 190.

Los parámetros meteorológicos y las concentraciones de determinados compuestos contaminantes de carácter antrópico (NO_x) han sido obtenidos a partir de los datos proporcionados por una estación meteorológica situada a las afueras de la ciudad. La estación denominada “Agroalimentari” pertenece a la Red Valenciana de Vigilancia y Control de la Contaminación Atmosférica.

Por otra parte, la detección de entradas de masas de aire sahariano en el área de estudio fue realizada según el siguiente procedimiento:

- 1/- Análisis de las series temporales de PM_x (incrementos en la concentración anormales son indicativos de que un determinado episodio ha ocurrido).
- 2/- Comprobación del presunto episodio mediante el visionado de varios modelos de predicción como el modelo NAAPS (<http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol>) y el modelo BSC/DREAM8b (<http://bsc.es/projects/earthscience/DREAM>).
- 3/- Verificación del evento. El Ministerio para la transición ecológica y el reto demográfico–MITECO, publica boletines informativos sobre varias clases de

episodios de partículas en los que se incluyen los eventos saharianos en todo el territorio nacional. La página web donde se pueden encontrar es: <https://www.miteco.gob.es/es/calidad-y-evaluacion-ambiental/temas/atmosfera-y-calidad-del-aire/>

3.3- Determinación de las propiedades ópticas del aerosol

3.3.1- Propiedades de dispersión

La determinación del coeficiente de dispersión (σ_{sp}) fue realizada gracias a un Nefelómetro (modelo AURORA 3000, Ecotech Pty Ltd, Knoxfield, Australia). El equipo permite la medida de la luz dispersada cuando esta colisiona con el PM para tres longitudes de onda diferentes: 450 nm (azul), 525 nm (verde) y 635 nm (rojo). El rango de medida para el coeficiente de dispersión va desde los 0.25 Mm^{-1} a los 2000 Mm^{-1} . Las medidas fueron obtenidas cada 5 minutos y posteriormente integradas a medias horarias y diarias. La figura 11 muestra el Nefelómetro utilizado. El instrumento cuenta con un calefactor interno que elimina los efectos de la humedad, por lo tanto, las medidas se llevan a cabo en condiciones secas ($\text{HR} < 40\%$). Un breve resumen del procedimiento de medida realizado por el nefelómetro puede verse en Más, 2017.



Figura 11. Nefelómetro AURORA 3000.

A partir de los coeficientes de dispersión, el valor de SAE (scattering Ångström exponent, en inglés) se obtiene a partir de la formula:

$$\text{SAE} = - \frac{\ln \frac{\sigma_{sp}(\lambda_1)}{\sigma_{sp}(\lambda_2)}}{\ln \frac{\lambda_1}{\lambda_2}} \quad (4)$$

La eficiencia de dispersión másica, más conocida por sus siglas en inglés “MSE” (Mass Scattering Efficiency) nos indica la mayor o menor eficiencia a la dispersión de la luz que presentan cualquier fracción másica, compuesto o elemento. En nuestro caso, MSE ha sido determinada a partir de la siguiente expresión:

$$MSE(\lambda) = \sigma_{sp}(\lambda)/PM_x \quad (5)$$

Siendo PM_x cualquiera de las fracciones másicas estudiadas.

3.3.2- Propiedades de absorción

La concentración de BC (Black Carbon), al igual que los coeficientes de absorción de aerosoles (σ_{ap}) en siete diferentes longitudes de onda (370, 470, 520, 590, 660, 880 and 950 nm) fueron obtenidas por medio del Aethalómetro del tipo dual-spot (AE33, Magee Scientific) (ver figura 12). El principio de funcionamiento del AE33 así como algunas de sus aplicaciones pueden verse en <https://mageesci.com/mproducts/magee-scientific-aethalometer/>. El tiempo de muestreo fue de 5 minutos, a partir del cual se han calculado los promedios horarios y diarios.



Figura 12. Aethalometro A33.

A partir de los valores de σ_{ap} , se calculó el valor del absorción Ångström exponent (AAE) a partir de:

$$AAE = - \frac{\ln \frac{\sigma_{ap}(\lambda_1)}{\sigma_{ap}(\lambda_2)}}{\ln \frac{\lambda_1}{\lambda_2}} \quad (6)$$

Donde $\lambda_1=370$ nm y $\lambda_2=950$ nm.

Como ya se mencionó, el valor de AAE nos indica quien es el principal componente en el proceso de absorción puesto que informa de como varia σ_{ap} con la λ . De este modo, un valor de AAE cercano a 1, nos indica que la absorción se está produciendo principalmente por el BC. Valores superiores a 1 implican la contribución de otros componentes como el polvo mineral o el BrC. Otro método equivalente para obtener el valor de AAE es realizar una representación gráfica: $\sigma_{ap} = f(\lambda)$ y a partir de ella realizar

un ajuste potencial. La potencia obtenida se puede identificar al valor de AAE. Véase la metodología con el siguiente ejemplo mostrado en la figura 13 (obtenido de Leskinen et al., 2020) en el que se han representado la variación con la λ de σ_{ap} obtenida con el Aethalometro (All absorbers), (es decir con contenido en BrC y/o MD, además de BC). Por otro lado, se ha obtenido cual sería la variación espectral si únicamente el absorbente fuese el BC (λ^{-1}). Finalmente, por diferencia, para cada λ , se obtiene el valor del coeficiente de absorción debido al BrC y/o MD (Contribution of non-BC).

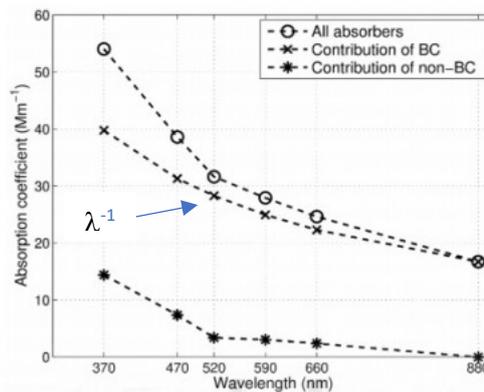


Figure 13. Método de obtención del coeficiente de absorción en función de la longitud de onda proveniente de absorbentes distintos al BC.

La eficiencia de absorción másica, más conocida por sus siglas en inglés “MAE” (Mass Absorption Efficiency) nos indica la mayor o menor eficiencia a la absorción de la luz que presentan cualquier fracción másica, compuesto o elemento. En nuestro caso, MAE ha sido determinada a partir de la siguiente expresión:

$$MAE(\lambda) = \sigma_{ap}(\lambda)/PM_x \quad (7)$$

Siendo PM_x cualquiera de las fracciones másicas estudiadas.

3.3.3- Single Scattering Albedo (SSA)

El parámetro SSA nos indica el potencial que tiene un aerosol para enfriar o calentar la atmósfera. El valor de SSA ha sido determinado utilizando la ecuación 8. Este parámetro puede obtenerse para cualquier λ .

$$SSA = \frac{\sigma_{sp}}{\sigma_{sp} + \sigma_{ap}} \quad (8)$$

4- RESULTADOS

En este apartado se caracteriza el ambiente atmosférico imperante durante el periodo de estudio. Consideramos “ambiente atmosférico” a aquel caracterizado por los valores registrados del conjunto de parámetros tanto meteorológicos como de contaminación atmosférica.

4.1- Caracterización del ambiente atmosférico durante el periodo de estudio

La figura 14 muestra la variabilidad de algunos parámetros identificativos del ambiente atmosférico predominante durante los meses de febrero y julio. En la figura los segmentos horizontales que están dentro de las cajas representan el valor de la mediana, las partes inferior y superior de las cajas informan sobre los valores de los percentiles 25 (Q1) y 75 (Q3) y los segmentos superiores (Ls) e inferiores (Li) están relacionados con el rango intercuartílico (RI) de forma que: $Ls = RI \cdot 1.5 + Q3$ y $Li = Q1 - RI \cdot 1.5$ siendo $RI = (Q3 - Q1)$. Los datos atípicos se representan con puntos. Como se puede apreciar existe una importante oscilación térmica ($\sim 12\text{ }^{\circ}\text{C}$) entre ambos meses al igual que una lógica diferencia en la radiación solar.

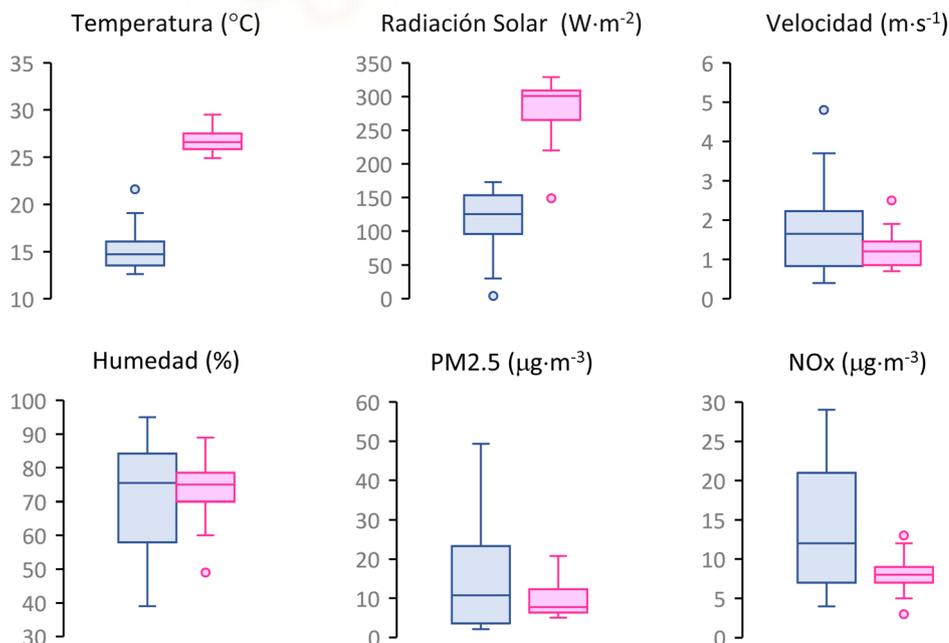


Figura 14. Estadísticos obtenidos de diversos parámetros de contaminación atmosférica y meteorológicos registrados durante el mes de febrero (azul) y julio (rosa).

La velocidad del viento es ligeramente superior en febrero. Durante este mes la dirección predominante suele ser noroeste, mientras que en el periodo estival predomina el régimen de brisas. La humedad relativa presenta un valor de la mediana en ambos meses prácticamente igual entorno al 75%. Esto suele ser habitual en entornos próximos a la costa. Destacar que la precipitación acumulada (no mostrada en la figura 14) fue residual en ambos meses ($1.3 \text{ l}\cdot\text{m}^{-2}$ en febrero y $4.4 \text{ l}\cdot\text{m}^{-2}$ en julio) por lo que su influencia sobre los niveles de partículas atmosféricas fue muy escasa. Los valores de NO_x , componente atmosférico que podríamos considerar como un trazador del tráfico rodado (Clemente et al., 2022), son claramente más elevados y variables durante febrero, lo cual es lógico, debido a una mayor densidad vehicular pero también a una menor capacidad dispersiva atmosférica. Finalmente, el valor de $\text{PM}_{2.5}$, parámetro que puede servir como indicativo de la intensidad de determinadas actividades antrópicas (principalmente tráfico rodado), pero también de la ocurrencia de eventos de carácter natural, se presenta claramente mayor durante febrero. Se debe indicar que, por lo general, en entornos urbanos, la concentración media de $\text{PM}_{2.5}$ registrada en invierno suele ser superior a la obtenida durante el periodo estival. Esto es debido a la mayor emisión de partículas de carácter antrópico y la menor capacidad dispersiva de la atmósfera. No obstante, en este caso además debemos de tener en cuenta que, contrariamente a lo que suele pasar, las entradas de polvo sahariano procedentes del norte de África tuvieron un impacto ostensiblemente mayor durante febrero que durante julio.

Estas intrusiones de polvo mineral procedentes del Sahara (IS) puede incrementar de forma notable en los niveles de PM, sobre todo para tamaños grandes (PM_{10}) aunque también pueden presentar un notable impacto en partículas de menor tamaño en el área de estudio (Galindo et al., 2020). La tabla 2 muestra las características principales de las IS registradas durante el periodo de medida.

Tabla 2. Características de las IS que tuvieron lugar durante el periodo de medida.

| Mes | IS | Periodo (Días) | $\text{PM}_{2.5}$ máximo ($\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) |
|---------|----------------|----------------|--------------------------------------------------------------|
| Febrero | 1 ^a | 4-6 (3) | 29.8 |
| | 2 ^a | 17-21 (5) | 49.3 |
| | 3 ^a | 24-28 (5) | 28.4 |
| Julio | 1 ^a | 12 (1) | 20.8 |

Como se puede observar de la tabla 2, casi la mitad de los días de febrero estuvieron influenciados por este transporte de materia particulada a larga distancia. Esto llevo a un inesperado elevado valor de $\text{PM}_{2.5}$ durante el mes de invierno. Hasta 8 días se

superaron valores de $20 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. Esta situación fue excepcional (para gran parte de Europa) como algunos medios especializados mostraron:

- (<https://www.bsc.es/news/bsc-news/exceptional-february-europe-terms-saharan-dust-intrusion-episodes>).
- (<https://blogs.equ.eu/divisions/as/2021/04/03/february-2021-a-dusty-month-for-europe/>).

La figura 15 muestra la entrada de polvo sahariano en el continente europeo. La imagen es una predicción válida para el día 21 de febrero.

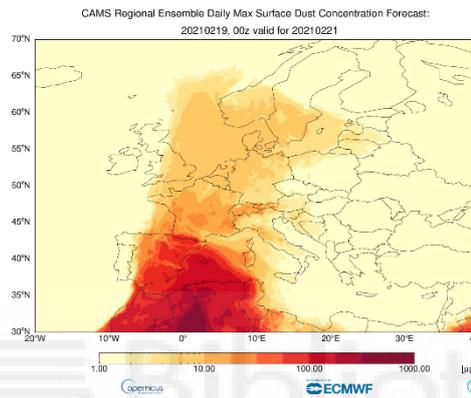


Figura 15. Entrada de polvo mineral procedente del Sahara al continente europeo durante el mes de febrero 2021.

La situación durante el mes de julio a este respecto es todo lo contrario, un único día se pudo verificar el impacto de las IS sobre los niveles de $\text{PM}_{2.5}$. Sin lugar a dudas la caracterización de los parámetros ópticos del aerosol para ambos meses vendrá muy influenciada por esta diferencia.

4.2- Caracterización general de los parámetros ópticos

La tabla 3 presenta los principales estadísticos registrados por los parámetros ópticos estudiados. Estos valores han sido determinados bajo una base horaria. En la tabla, N indica el nº de datos utilizados. Se distingue el valor de febrero (I) del de julio (V).

Los valores registrados de σ_{sp} se encuentran en el límite inferior del intervalo de valores registrado en ciudades españolas en ambiente urbanos similares al del punto de muestreo (Titos et al., 2012; Segura et al., 2016). El valor medio del parámetro de dispersión es mayor durante el invierno debido a la mayor concentración de partículas finas registrada durante este periodo. Igualmente, su desviación estándar (DS) es muy

elevada y la diferencia entre su valor medio y su mediana también lo es, posiblemente debido al elevado nº de días bajo influencia de material particulado procedente del Sahara. Los valores de SAE son similares en ambos meses, aunque es ligeramente inferior durante febrero indicando así que las partículas gruesas tuvieron cierta preponderancia durante este mes en la dispersión de la luz. Esta circunstancia nuevamente es debida a la presencia de polvo sahariano, el cual se caracteriza por tener diámetros de partículas elevados. Al igual que la dispersión los valores de σ_{ap} obtenidos no son especialmente elevados si los comparamos con los registrados en ciudades similares. En este caso, la diferencia relativa entre meses es más apreciable que la que había con σ_{sp} . Esto es posiblemente debido a que las fuentes emisoras de partículas que pueden producir la absorción de la luz (tráfico, quema de biomasa o IS) son más abundantes durante febrero

Tabla 3. Principales estadísticos de los parámetros ópticos analizados durante febrero (I) y julio (V) de 2021.

| Parámetro | N | Media± error | DS | Mediana | Asimetría | P5 | P95 |
|---------------------------------------|-----|--------------|-------|---------|-----------|-------|-------|
| σ_{sp} (Mm ⁻¹) (I) | 645 | 57.4±2.4 | 61.8 | 38.1 | 2.7 | 7.1 | 189.7 |
| σ_{sp} (Mm ⁻¹) (V) | 677 | 41.2±0.9 | 22.8 | 34.6 | 1.9 | 17.6 | 85.4 |
| SAE (I) | 645 | 1.037±0.018 | 0.445 | 1.096 | -0.4 | 0.207 | 1.645 |
| SAE (V) | 677 | 1.178±0.011 | 0.273 | 1.197 | -0.8 | 0.649 | 1.563 |
| σ_{ap} (Mm ⁻¹) (I) | 672 | 10.1±0.4 | 10.3 | 6.3 | 2.1 | 1.3 | 32.0 |
| σ_{ap} (Mm ⁻¹) (V) | 683 | 5.9±0.1 | 3.8 | 5.2 | 2.1 | 1.7 | 12.6 |
| AAE (I) | 672 | 1.398±0.007 | 0.171 | 1.385 | 0.54 | 1.149 | 1.117 |
| AAE (V) | 677 | 1.219±0.003 | 0.087 | 1.209 | 2.6 | 1.697 | 1.351 |
| SSA (I) | 645 | 0.831±0.004 | 0.105 | 0.862 | -1.9 | 0.623 | 0.760 |
| SSA (V) | 677 | 0.872±0.002 | 0.058 | 0.885 | -1.9 | 0.935 | 0.933 |

El valor de AAE registrado durante febrero (1.398) indica que además del BC, el BrC y el polvo mineral han tenido cierto protagonismo en el proceso de absorción de la luz. En el caso del BrC posiblemente sea debido a la quema de biomasa y la alta frecuencia de IS registrada durante este mes explicaría la implicación de los óxidos de hierro en el proceso de absorción. El valor de este parámetro es inferior durante el mes de verano y más próximo a la unidad por lo que el BC ha sido el compuesto dominante en la absorción de la luz durante julio. Finalmente, los valores de SSA en ambos meses nos

indican una clara preponderancia de la dispersión frente a la absorción de la luz. Sin embargo, esta es algo superior durante el verano.

4.2.1- Evolución temporal

La figura 16 presenta la evolución diaria durante los meses de febrero (gráficos situados a la izquierda) y julio (gráficos situados a la derecha) de la fracción másica $PM_{2.5}$ y los parámetros ópticos analizados.

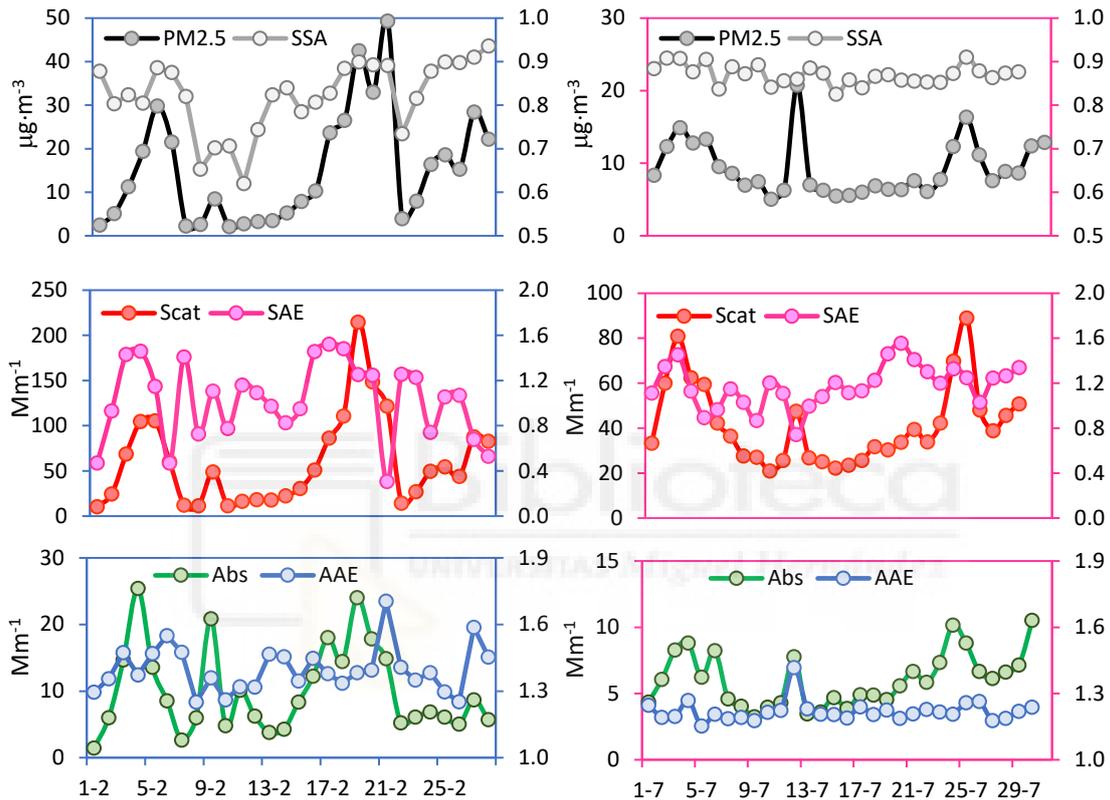


Figura 16. Evolución temporal diaria durante los meses de febrero (izq.) y julio (dcha.) de los principales parámetros ópticos de dispersión y absorción y del $PM_{2.5}$.

Los gráficos situados en la parte superior representan la evolución temporal de los valores de $PM_{2.5}$ y SSA. El efecto de las tres IS registradas en febrero en los valores de $PM_{2.5}$ es notorio. Se registra el mayor impacto másico durante las segunda IS (ver tabla 3). Contrariamente la evolución registrada durante julio para este parámetro es bastante diferente. Sus valores son bastante uniformes a excepción del único día de impacto de una IS. De la evolución del parámetro SSA podemos verificar dos cosas: 1- En general su valor es mayor en verano que en invierno (la dispersión cobra aun mayor relevancia respecto a la absorción) y 2- se observa (sobre todo durante el mes de febrero) que los valores de SSA aumentan a la par que lo hace el $PM_{2.5}$ en las fechas correspondientes

a las IS. El incremento relativo de la dispersión frente a la absorción durante estos transportes de PM de larga distancia ha sido verificado en la península Ibérica en varias ocasiones (Cachorro et al., 2008; Valenzuela et al., 2012).

Los gráficos centrales presentan la evolución de los parámetros de dispersión. Visualmente se puede observar como la dispersión (o σ_{sp}) correlaciona muy bien con el valor de $PM_{2.5}$ (sus tendencias son muy similares). También se aprecia (durante febrero) como los valores de SAE descienden los últimos días en los que las IS tienen lugar. Este hecho nos está informando que, durante los primeros días de las IS, el PM que llega es fino, mientras que cuando la IS llega a su final, se produce una llegada de PM más grueso.

En cuanto a los parámetros ópticos de absorción (gráficos inferiores) destaca la uniformidad temporal del valor de AAE durante julio, únicamente interrumpido el día que tiene lugar la IS. Durante ese día como puede comprobarse el valor de AAE se incrementa significativamente debido a la absorción de la luz por parte del polvo mineral transportado por la IS. Este efecto también se puede apreciar durante las IS del mes de febrero.

4.2.2- Eficiencias de absorción y scattering

La eficiencia del proceso de absorción o el de scattering puede cuantificarse a través de los parámetros de eficiencia MSE y MAE. Una forma sencilla de obtenerlos es simplemente realizando una correlación lineal entre el correspondiente coeficiente óptico y el valor de $PM_{2.5}$. El valor de la pendiente puede ser considerado como una buena estimación de MSE y/o MAE.

La figura 17 muestra la obtención de estas eficiencias para el mes invierno (azul) y el mes de verano (rosa). Los datos representados son diarios. La obtención de estas eficiencias ha sido realizada para las $\lambda=520$ nm (dispersión) y 525 nm (absorción).

El primer resultado que puede observarse de la figura 17 es que independientemente sea verano o invierno, el valor de MSE es aproximadamente un orden de magnitud superior al de MAE. Es decir que para un mismo valor de $PM_{2.5}$, el coeficiente de dispersión es casi diez veces superior al de absorción. Por otro lado, también se puede apreciar con las nubes de puntos durante el invierno son claramente más dispersas (y por lo tanto correlacionas algo peor) que durante el verano. Esto es debido en parte a la disparidad de valores de $PM_{2.5}$ registrados durante las IS. Finalmente, también se puede ver como los valores de ambas eficiencias son ligeramente mayores durante el verano. En el caso de MSE podría ser debido al hecho de que durante el verano el

porcentaje de sulfato (principal componente dispersor del PM) en el área de estudio es más elevado que durante el invierno (Nicolás et al., 2008).

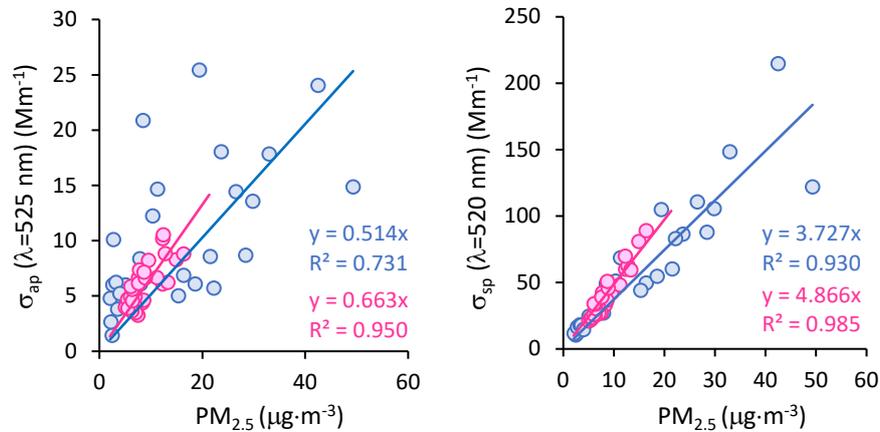


Figura 17. MSEs (izquierda) y MAEs (derecha) obtenidas para julio (rosa) y febrero (azul).

En el caso de MAE podría ser por que durante el verano el principal absorbente es el BC (componente más eficaz en la absorción de luz), mientras que en el invierno la implicación de BrC y MD es mayor.

4.3- Relación entre parámetros ópticos

En este apartado vamos a determinar la relación existente entre la variación del coeficiente de dispersión y los demás parámetros ópticos. Para ello, la tabla 4 presenta diferentes rangos en el valor de σ_{sp} que utilizaremos para establecer dicha relación. En la tabla, N representa el nº de rangos generados, cada uno de ellos correspondiente a un determinado intervalo de valores. La tabla también muestra para cada intervalo cual es el valor medio registrado de σ_{sp} durante el verano y el invierno.

Tabla 4. Valores medios de σ_{sp} ($\lambda=525$ nm) (Mm^{-1}) para los rangos seleccionados.

| N | Intervalo | Media Invierno (DS) | Media Verano (DS) |
|---|-----------|---------------------|-------------------|
| 1 | 0-10 | 7.4 (2.0) | - |
| 2 | 10-20 | 14.7 (3.0) | 17.0 (2.4) |
| 3 | 20-30 | 24.5 (2.8) | 25.3 (2.9) |
| 4 | 30-40 | 35.2 (3.1) | 34.5 (2.8) |
| 5 | 40-60 | 48.7 (6.0) | 47.5 (5.6) |
| 6 | 60-80 | 68.5 (5.8) | 69.1 (5.5) |
| 7 | >80 | 141.7 (62.1) | 104.2 (23.3) |

La figura 18 muestra las dependencias de SAE, σ_{ap} , AAE y SSA con σ_{sp} . En azul está representado el mes de invierno (izquierda) en rosa el de verano (derecha). Las

magnitudes/parámetros representados en cada gráfico son: eje de abscisas: intervalos descritos en la tabla 4; eje principal de ordenadas: porcentaje de tiempo (horas) que se registraron valores de σ_{sp} en cada intervalo y eje secundario de ordenadas: valor que toma cada magnitud (SAE, σ_{ap} , AAE y SSA) en función del intervalo de valores de σ_{sp} .

Un resultado común para todas las gráficas de cada mes es el % de datos de σ_{sp} que presenta cada intervalo. En este sentido, durante el invierno se puede observar como la distribución presenta un claro máximo en el intervalo 7 (~23%). Este intervalo recoge la gran mayoría de datos horarios registrados durante los periodos de IS y presenta un elevado valor medio de σ_{sp} (141.7 Mm^{-1}). El histograma presentado durante el verano es bastante diferente. Este presenta un máximo en el intervalo 3 (%~27; 25.3 Mm^{-1}), que va decreciendo conforme el valor de σ_{sp} va aumentando. El intervalo 7 durante julio apenas concentra un 6% de los datos totales registrados durante dicho mes.

Comentamos seguidamente las relaciones entre σ_{sp} y los demás parámetros.

σ_{sp} vs. SAE: Los valores de SAE en verano presentan una ligera tendencia a incrementarse conforme los valores de dispersión lo hacen. Por lo que podemos decir que en julio cuanto menor es el tamaño de la partícula que dispersa mayor es el coeficiente de dispersión. Durante el invierno, en general para todos los intervalos SAE es menor que durante el verano. Por ello, la dispersión la producen partículas ligeramente de mayor diámetro. Esto es consecuencia de las entradas de aire sahariano.

σ_{sp} vs. σ_{ap} : Tanto en invierno como en verano, los incrementos de dispersión vienen asociados a aumentos en los niveles de absorción. Esta relación se produce de una forma casi lineal en verano. Sin embargo, durante el invierno se aprecia un gran incremento en el intervalo 7, posiblemente debido a que en ese intervalo se producen registros durante periodos de IS, los cuales elevan también de forma significativa los valores de σ_{ap} como también podemos apreciar en la figura 16.

σ_{sp} vs. AAE: El incremento observado en los valores de AAE para los intervalos 6 y 7 durante el invierno (por encima de 1.4), son lógicamente debidos al transporte de polvo mineral efectuado por las IS. En el resto de intervalos la absorción se produce por BrC y BC y los valores permanecen bastante estables. No se aprecia ninguna variación significativa durante el verano. Es decir, independientemente del valor de la dispersión, la mayor contribución a la absorción de la radiación la presenta el BC y de manera muy similar durante todo el mes.

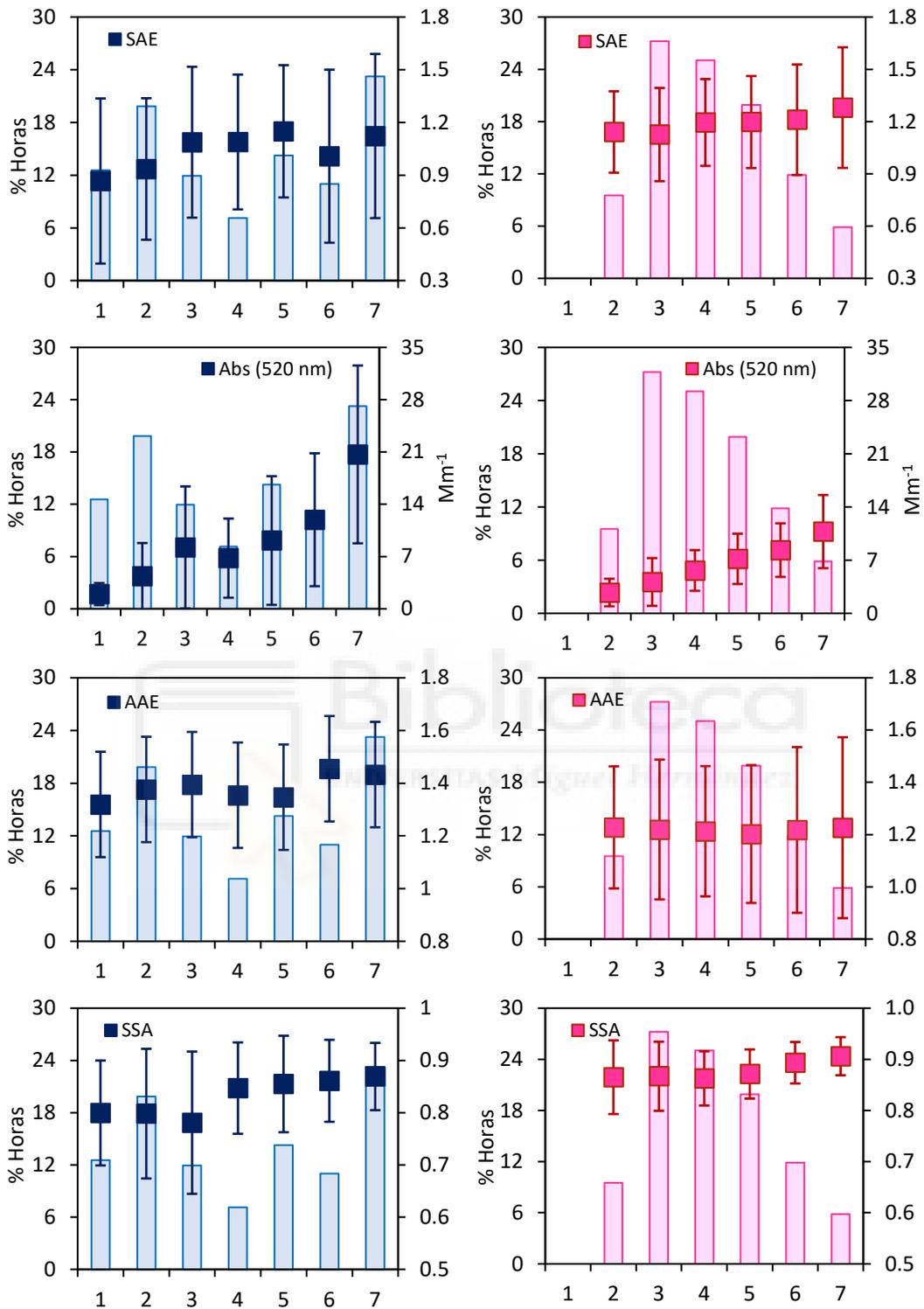


Figura 18. Variación de los parámetros ópticos en función del valor de σ_{sp} . En azul las relaciones obtenidas durante febrero en rosa durante julio.

σ_{sp} vs. SSA: La comparativa para el mismo intervalo entre ambos meses siempre resulta un valor de SSA más elevado durante el verano. Parece que en los intervalos más altos

en ambos meses los valores de SSA se incrementan. Por lo tanto, podemos decir que si bien los valores de σ_{ap} se incrementan cuando los de σ_{sp} lo hacen, estos últimos lo hacen con un factor de incremento mayor. Como indicamos anteriormente estos intervalos vienen “nutridos” por registros tomados durante IS.

4.4- Información proporcionada por SSA

4.4.1- SSA: variación con la longitud de onda

El valor de SSA, con el que se ha trabajado ha sido el obtenido a 525 nm. Ya que:

$$SSA(525 \text{ nm}) = \sigma_{sp}(525 \text{ nm}) / (\sigma_{sp}(525 \text{ nm}) + \sigma_{ap}(525 \text{ nm}))$$

El valor de scattering proporcionado por el nephelómetro nos da el coeficiente medido a 520 nm. Sin embargo, con una simple interpolación (ya que el nephelómetro mide para tres λ distintas) podemos obtener su valor a 525 nm que es la λ a la cual el aethalómetro mide la absorción. Esta misma operación puede ser realizada para las restantes λ del nephelómetro, en este caso interpolando los valores de absorción y obtener sus coeficientes a 450 y 635 nm.

La variación espectral de SSA puede proporcionar información útil sobre el predominio de un tipo específico de aerosol (p.ej.: BC, OC, polvo mineral, sulfatos...). Generalmente, SSA se incrementa con λ cuando el aerosol predominante es de tipo mineral (como ocurre durante las IS). Por otro lado, disminuye para aerosoles de carácter urbano o emitidos en procesos de quemaduras de biomasa. Finalmente, SSA exhibe una dependencia espectral neutra cuando hay una mezcla de tipos de aerosoles y hay abundancia de sulfatos (Rusell et al., 2010). A modo de ejemplo, la figura 19 muestra dos de los casos anteriormente dichos.

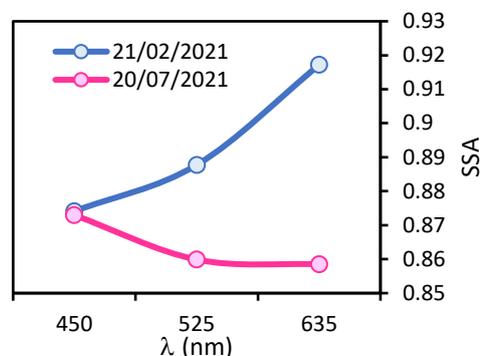


Figura 19. Variación espectral de SSA para dos días del estudio.

En este caso se ha escogido, un claro día de IS (azul) en el que se puede observar la pendiente positiva y un día de verano (rosa) en el que se presenta una situación mezcla de las otras dos posibilidades, aunque con tendencia a ser una variación casi neutra.

4.4.2- Evolución horaria de SSA

La figura 20 muestra la evolución horaria del valor de SSA para ambos meses. Durante el mes de febrero el perfil horario de SSA presenta dos claros mínimos. Uno sobre las 08:00h de la mañana y el siguiente unas 12 horas más tarde. Estos mínimos son indicativos de un mayor valor relativo de σ_{ap} respecto a la dispersión durante esas horas. Esto puede ser debido a que durante esas horas se produce la mayor densidad vehicular del día y el tráfico rodado es la mayor fuente emisora de BC.

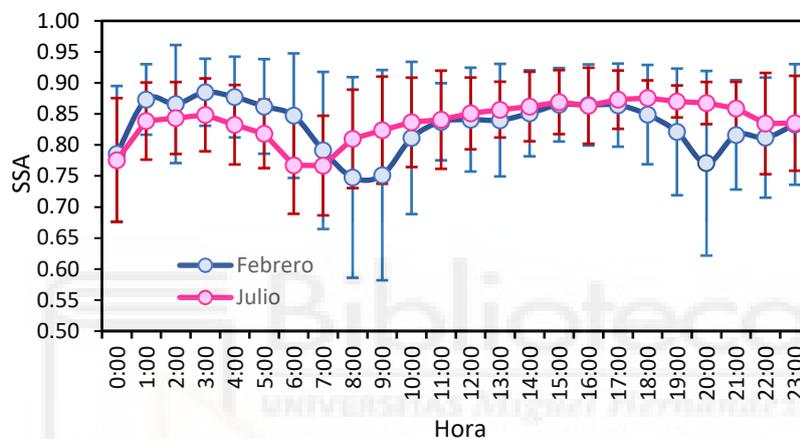


Figura 20. Evolución temporal horaria de SSA durante julio y febrero.

La evolución que muestra SSA durante el verano es muy similar. Sin embargo, el mínimo de la tarde desaparece. Esto podría ser debido a que la densidad de tráfico a las 20:00h no se incrementa durante el mes de julio. La retirada de trabajadores a sus casas en verano no se concentra por la tarde a una sola hora, es más escalonada.

4.5- Absorción no producida por el BC

En este apartado vamos a determinar el porcentaje de absorción correspondiente a los componentes del PM distintos al BC. Para ello vamos a utilizar el procedimiento denominado de las diferencias espectrales. La figura 21 presenta para cada mes dos ajustes potenciales. Uno (en color azul o rosa) referente a la variación con la longitud de onda de los coeficientes de absorción medios mensuales obtenidos y el otro (en color negro) representa dicha variación si únicamente el componente de absorción fuese el BC. En este caso sabemos que dicha variación es proporcional a λ^{-1} .

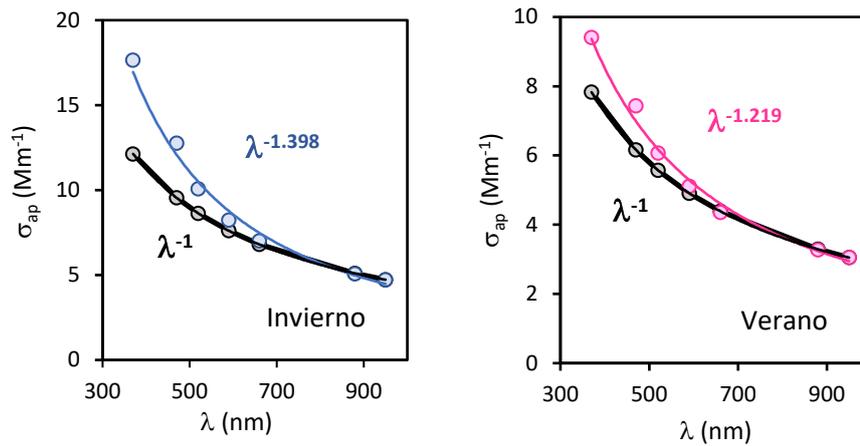


Figura 21. Variaciones espectrales del σ_{ap} medido y el simulado (si el único componente de la absorción fuese el BC) obtenidas durante el mes de febrero (izq) y julio (dcha).

Para las longitudes de onda mayores (región IR) ambos ajustes coinciden ya que a esas longitudes solo el BC absorbe la luz. En realidad, el exponente obtenido de cada ajuste potencial realizado tiene el mismo significado físico que el AAE. Esto puede comprobarse observando la tabla 3. Por ello, del mismo modo que en dicha tabla, es durante el mes de invierno cuando mayor valor de AAE se obtiene (1.398).

Para cada mes y cada λ , podemos establecer la diferencia existente en el σ_{ap} . Por ejemplo, durante el invierno y para una $\lambda=370$ nm, la diferencia de valores de σ_{ap} observado (17.6 Mm^{-1}) y el simulado (solo BC absorbe 12.1 Mm^{-1}) sería de = 5.5 Mm^{-1} . Este valor representa aproximadamente un 31.3% del valor del σ_{ap} observado. Por ello, podemos afirmar que la absorción de la luz asociada a los componentes distintos del BC, es decir BrC y polvo mineral es en este caso casi un tercio de la absorción total. El valor de estas contribuciones porcentuales puede verse en la figura 22.

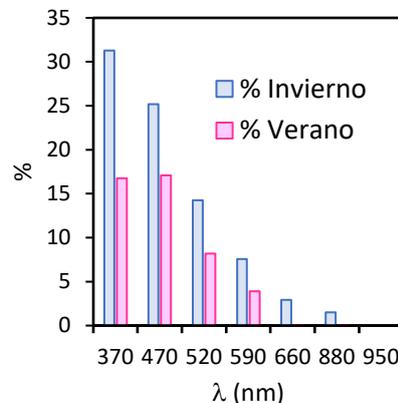


Figura 22. Contribuciones porcentuales de la absorción de la luz debida al BrC y el polvo mineral por estación y longitud de onda.

Como podemos observar, cuanto menor es la longitud de onda mayor absorción debida a componentes Non-BC. Esto es debido como ya se indicó en la introducción a que los componentes Non-BC absorben solo en el VIS y el UV. También se visualiza claramente como es durante el invierno cuando una mayor contribución se obtiene y el verano cuando esta es menor.



5- CONCLUSIONES

Las principales conclusiones obtenidas a partir de los resultados descritos anteriormente son:

- Los valores de σ_{ap} y σ_{sp} son más elevados durante febrero que en julio, consecuencia directa de la mayor concentración de partículas registrada durante el periodo invernal. Este hecho es común en entornos urbanos, sin embargo, la excepcional ola de intrusiones de masas de aire procedentes del Sahara acontecida en febrero intensificó esta diferencia. Estos episodios de partículas generaron una gran variabilidad de valores en los parámetros ópticos atmosféricos durante el mes de febrero que contrastan con la uniformidad de los registrados en julio.
- El tamaño de las partículas dispersoras de la radiación en ambos meses fue similar, aunque durante el mes de invierno fueron ligeramente más gruesas debido nuevamente al continuo aporte de partícula mineral procedente del norte de África. Durante el verano el BC fue el componente que domino el proceso de absorción, mientras que en febrero la contribución del polvo mineral y el BrC fueron más destacables. En concreto un 14.5% mayor para una $\lambda=370$ nm (UV) o un 6% para una $\lambda=520$ nm (VIS).
- Los valores de SSA obtenidos durante ambos meses son algo superiores a los registrados en entornos urbanos de similares características siendo la proporción de luz dispersada frente a la absorbida algo superior durante el verano.

6- PROYECCIÓN FUTURA

A partir de los resultados obtenidos en el presente estudio se proponen dos posibles líneas de investigación que complementan la información mostrada en este trabajo.

- Realizar el mismo análisis, pero ampliando el periodo de estudio al resto de meses del año. Una mayor estadística generará resultados más fiables sobre las variaciones de los valores de los parámetros ópticos y se podrá observar su comportamiento más allá de la influencia de las intrusiones de PM Sahariano.
- A partir de los valores obtenidos se podría obtener el valor del forzamiento radiativo. Este parámetro es clave a la hora de determinar el posible calentamiento de una determinada región geográfica.



7- BIBLIOGRAFÍA

- Andrews, E; Ogren, J.A; Bonasoni, P; Marinoni, A; Cuevas, E; Rodríguez, S; Sun, J.Y; Jaffe, D.A; Fischer, E.V; Baltenperger, U; Weingartner, E; Coen, M.C; Sharma, S; Macdonald, A.M; Leaitch, W.R; Lin, N.H; Laj, P; Arsov, T; Kalapov, I; Jefferson, A., Sheridan, P. (2011). Climatology of aerosol radiative properties in the free troposphere. *Atmos. Res.* 102, 365-393.
- Boucher, O. D; Randall, P; Artaxo, C; Bretherton, G; Feingold, P; Forster, et al. (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 ClimateChange*, edited by Stocker, T; Qin, D; Plattner, G.-K; Tignor, M; Allen, S; Boschung, J; Nauels, A; Xia, Y; Bex, V; Midgley, P. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. chap. 7, pp. 571–658.
- Cachorro, V.E; Toledano, C; Prats, N; Sorribas, M; Mogo, S; Berjón, A; Torres, B; Rodrigo, R; de la Rosa, J; de Frutos, A.M. (2008). The strongest desert dust intrusion mixed with smoke over the Iberian Peninsula registered with Sun photometry. *J. Geophys. Res.* 113, D14S04.
- Castañer, R; Nicolás, J.N; Crespo, J; Yubero, E; Galindo, N; Caballero, S; Pastor, C. (2017). Influence of air mass origins on optical properties and PM concentrations measured at a high mountain station located in the southwestern Mediterranean. *Atmos. Res.* 197, 244–254.
- Clemente, A; Yubero, E; Nicolás, J.F; Caballero, S; Crespo, J; Galindo, N. (2022). Changes in the concentration and composition of urban aerosols during the COVID-19 lockdown. *Environ. Res.* 203, 111788.
- Esteve, A.R; Estellés, V; Utrillas, M.P; Martínez-Lozano, J.A. (2012). In-situ integrating nephelometer measurements of the scattering properties of atmospheric aerosols at an urban coastal site in western Mediterranean. *Atmos. Environ.* 47, 43-50.

- Galindo, N; Yubero, E; Clemente, A; Nicolás, J.F; Varea, M; Crespo, J. (2020). PM events and changes in the chemical composition of urban aerosols: A case study in the western Mediterranean. *Chemosphere* 244, 125520.
- Haywood, J.M; Shine, K.P. (1995). The effect of anthropogenic sulfate and soot aerosol on clear sky planetary radiation budget. *Geophys. Res. Let.* 22 (5), 603-606.
- Leskinen, A; Ruuskanen, A; Kolmonen, P; Zhao, Y; Fang, D; Wang, Q; Gu, C; Jokiniemi, J; Hirvonen, M.R; Lehtinen, K.E; Romakkaniemi, S; Komppula, M. (2020). The Contribution of Black Carbon and Non-BC Absorbers to the Aerosol Absorption Coefficient in Nanjing, China. *Aerosol Air Qual. Res.* 20, 590-605.
- Mahowald, N. (2011). Aerosol Indirect Effect on Biogeochemical Cycles and Climate. *Science* Vol. 334, Issue 6057, 794-796.
- Mas Guilabert, P. Caracterización de parámetros ópticos del aerosol atmosférico en un enclave de alta montaña. (2017). TFG (UMH).
- Nepomuceno, S; Wagner, F; Silva, A. (2014). Multiyear Measurements of the Aerosol Absorption Coefficient Near the Surface in a Small-Sized Urban Area in Portugal. *Ad. Meteorolog.* (24).
- Nicolás, J.F; Galindo, N; Yubero, E; Pastor, C; Esclapez, R; Crespo, J. (2008). Aerosol Inorganic Ions in a Semiarid Region on the Southeastern Spanish Mediterranean Coast. *Water Air Soil Pollut.* 201, 149-159.
- Novák, J; Hilscherová, K; Landlová, L; Čupr, P; Kohút, L; Giesy, J.P; Klánová, J. (2014). Composition and effects of inhalable size fractions of atmospheric aerosols in the polluted atmosphere. Part II. In vitro biological potencies. *Environ. Int.* 63, 64-70.
- Pandolfi, M; Cusack, M; Alastuey, A; Querol, X. (2011). Variability of aerosol optical properties in the Western Mediterranean Basin. *Atmos. Chem. Phys.* 11, 8189-8203.
- Russell, P.B; Bergstorm, R.W; Shinozuka, Y; Clarke, A.D; De Carlo, P.F; Jiménez, J.L; Livingston, J.M; Redemann, J; Dubovik, O; Strawa, A. (2010).

Absorption Ångström exponent in AERONET and related data as an indicator of aerosol composition. *Atmos. Chem. Phys.* 10, 1155-1169.

- Segura, S; Estelles, V; Esteve, A.R; Marcos, C.R; Utrillas, M.P; Martinez-Lozano, J.A. (2016). Multiyear in-situ measurements of atmospheric aerosol absorption properties at an urban coastal site in western Mediterranean. *Atmos. Environ.* 129, 18-26.
- Titos, G; Foyo-Moreno, I; Lyamani, H; Querol, X; Alastuey, A. (2012). Optical properties and chemical composition of aerosol particles at an urban location: An estimation of aerosol mass scattering and absorption efficiencies. *J. Geophys. Res.* 117, D04206.
- Valenzuela, A; Olmo, F.J; Lyamani, H; Antón, M; Quirantes, A; Alados-Arboledas, L. (2012). Classification of aerosol radiative properties during African desert dust intrusions over southeastern Spain by sector origins and cluster analysis. *J. Geophys. Res.* 117, D06214.

