

# CARACTERIZACIÓN DE LA ABSORCIÓN DE LA RADIACIÓN PRODUCIDA POR AEROSOLES ATMOSFÉRICOS EN UN ENTORNO DE MONTAÑA

Autora: Lucía Henares Martínez

Tutor: Nicolás Aguilera, José Francisco

Departamento de Física Aplicada

Curso Académico: 2020-2021



CIENCIAS AMBIENTALES  
FACULTAD DE CIENCIAS EXPERIMENTALES

**UNIVERSITAS**  
*Miguel Hernández*

GRADO EN CIENCIAS AMBIENTALES  
FACULTAD: CIENCIAS EXPERIMENTALES

## RESUMEN

En el presente trabajo se ha caracterizado el proceso de absorción de la radiación por aerosoles en un entorno de alta montaña. El estudio ha analizado datos diarios de dos parámetros ópticos de absorción. Los parámetros estudiados han sido: el coeficiente de absorción ( $\sigma_{ap}$ ) que cuantifica el proceso y el AAE que informa sobre que componentes químicos del aerosol son los responsables de la absorción. El valor medio de  $\sigma_{ap}$  obtenido para una  $\lambda=520$  nm ( $1.74 \text{ Mm}^{-1}$ ), está dentro del rango de valores registrados para este tipo de emplazamientos. Su evolución estacional, presenta máximos en verano y mínimos durante el invierno. El valor de AAE (1.190) sugiere una gran contribución del BC en el proceso de absorción. Es durante el periodo invernal cuando una mayor contribución (sobre un 14%) por parte del BrC y polvo mineral se registra. La efectividad de la fracción  $\text{PM}_{10}$  a la hora de absorber la radiación también ha sido evaluada a través del parámetro MAE, cuyo valor medio anual ha sido de  $(0.320 \pm 0.011) \text{ m}^2/\text{g}$  para una  $\lambda=520$  nm.

## ABSTRACT

Aerosols light absorption at a high mountain environment has been characterized. For that goal, daily data of two optical absorption parameters have been analyzed. The optical properties studied have been: the absorption coefficient ( $\sigma_{ap}$ ) that quantifies the absorption process and the Absorption Angström Exponent (AAE), that reports about the PM chemical components responsables for the absorption.  $\sigma_{ap}$  ( $\lambda = 520$  nm) mean value recorded ( $1.74 \text{ Mm}^{-1}$ ), is within the range of values obtained for this kind of environments. Its seasonal evolution presents maximum values in summer and minimum during the colder months. AAE average value (1.190) suggests a great contribution from BC in the absorption process. It was during the winter when a greater contribution (~14%) from BrC and mineral dust was recorded. MAE value for  $\text{PM}_{10}$  fraction has also been calculated. MAE mean annual value obtained was  $(0.320 \pm 0.011) \text{ m}^2/\text{g}$  for  $\lambda=520$  nm.

## PALABRAS CLAVE

Coefficiente de absorción, Alta montaña, Exponente de Angström de absorción, Carbono negro, Eficiencia de absorción másica.

## KEYWORDS

Absorption coefficient, High mountain, Absorption Angström Exponent (AAE), Black Carbon, Mass Absorption Efficiency (MAE).

## INDICE

1. INTRODUCCIÓN .....	3
1.1. Interacción de la radiación con la atmósfera .....	3
1.2. Absorción de la radiación por aerosoles .....	4
1.3. Efecto climático producido por los aerosoles .....	6
1.4. Valores y variación temporal del coeficiente de absorción .....	8
2. OBJETIVOS .....	10
3. METODOLOGÍA.....	11
3.1. Localización espacio-temporal del estudio .....	11
3.2. Obtención de las propiedades ópticas, el PM y las variables meteorológicas .....	11
3.2.1. Propiedades ópticas de absorción .....	11
3.2.1.1. Coeficiente de absorción.....	11
3.2.1.2. Eficiencia de Absorción másica .....	14
3.2.1.3. AAE .....	14
3.2.2. PM .....	15
3.2.3. Parámetros meteorológicos.....	16
3.3. Utilización de diagramas caja .....	16
4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	18
4.1. Caracterización del ambiente atmosférico en el área de estudio .....	18
4.1.1. Caracterización meteorológica .....	18
4.1.2. Caracterización del PM.....	19
4.2. Parámetros ópticos de absorción .....	21
4.2.1. Estadísticos de los parámetros de absorción y distribuciones de frecuencia.....	21
4.2.2. Variación temporal.....	23
4.2.3. Eficiencia másica de absorción (MAE).....	24
4.3. Dependencia espectral de la absorción: porcentaje de absorbentes distintos al BC .....	25
5. CONCLUSIONES .....	28
6. PROYECCION FUTURA .....	29
7. BIBLIOGRAFIA .....	30

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1. Interacción de la radiación con la atmósfera

La interacción de la radiación electromagnética con la atmósfera presenta dos procesos principales: la dispersión y la absorción. Mientras que el fenómeno de dispersión (ó scattering) redistribuye cualquier energía lumínica en la atmósfera, la absorción convierte dicha energía en energía interna de las moléculas absorbentes y finalmente esta es transferida al medio atmosférico en forma de calor (Hovart, 1993).

Gases atmosféricos y aerosoles son los dos componentes principales involucrados en ambos procesos. Los gases absorben la luz en distintas regiones espectrales, por ejemplo, el ozono ( $O_3$ ) absorbe la radiación preferentemente en zona ultravioleta (UV) impidiendo así que la radiación UV más energética (UVC) llegue a la superficie terrestre. Además del  $O_3$ , otros gases minoritarios (conocidos como gases de efecto invernadero:  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $N_2O$ ) junto con el vapor de agua absorben una amplia gama de radiación infrarroja (IR) y, por tanto, son responsables del conocido efecto invernadero. Las bandas de absorción de estos gases pueden observarse en la figura 1, la cual también muestra la absorción total debida a la acción conjunta de todos ellos.

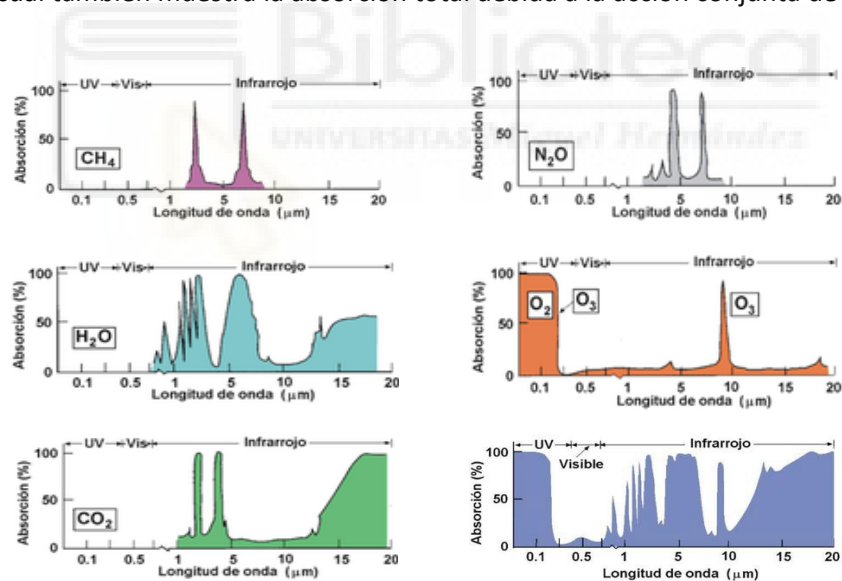


Figura 1: Absorción espectral de diferentes gases atmosféricos:  $NO_2$ ,  $O_2$  y  $O_3$ , vapor de  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $CH_4$  y absorción total del conjunto de los mismos.

Para parametrizar la atenuación o extinción de la luz podemos considerar que un haz de luz monocromático con flujo inicial  $\Phi_0$  que atraviesa un espesor  $x$  a través de un medio que contiene moléculas y partículas es atenuado en función de la ecuación:

$$\Phi = \Phi_0 e^{-\sigma_e x} \quad (1)$$

donde  $\sigma_e$  es el denominado coeficiente de extinción de la luz y es una medida de la atenuación de la misma. Este coeficiente es el resultado de las contribuciones de la absorción ( $\sigma_{ap}$ ) y el scattering ( $\sigma_{sc}$ ) que experimenta el haz, es decir:

$$\sigma_e = \sigma_{ap} + \sigma_{sc} \quad (2)$$

Centrándonos en la atenuación debida exclusivamente por partículas atmosféricas (ó aerosoles) y usando una formulación diferencial de la ley de atenuación exponencial anterior obtenemos que  $d\Phi/\Phi = -\sigma_e dx$ , expresión bajo la cual es evidente que el coeficiente de extinción es la fracción de la luz atenuada por unidad de longitud (Hovart, 2016). Por ello, su unidad en el SI es  $m^{-1}$ . Un múltiplo muy utilizado es el  $Mm^{-1}$ . Si únicamente tuviésemos en cuenta el fenómeno de absorción bastaría en la ecuación anterior sustituir  $\sigma_e$  por  $\sigma_{ap}$  del mismo modo que si únicamente tuviese lugar el fenómeno de dispersión entonces  $\sigma_e = \sigma_{sc}$ . Sin embargo, debe decirse que ambos procesos siempre tienen lugar conjuntamente.

Los coeficientes citados se caracterizan por depender de la longitud de onda de la radiación incidente y por ser propiedades ópticas extensivas. La dependencia espectral de la atenuación de la luz en general (tanto para scattering como para absorción) se determina a partir de la siguiente ecuación (Angström, 1929):

$$\sigma_{sc,ap} \propto (\lambda/\lambda_0)^{-\alpha} \quad (3)$$

donde  $\lambda_0$  es una longitud de onda de referencia y  $\alpha$  es el denominado exponente de Angström. Podemos definir un exponente de Angström para la absorción comúnmente denominado por sus siglas en inglés AAE (Absorption Angström Exponent), al igual que uno para el scattering (SAE-Scattering Angström Exponent). La información que proporcionan ambos exponentes sirve para determinar bien el tamaño de las partículas que interaccionan con la luz (SAE), así como la composición química de las mismas (AAE) (Titos et al., 2017).

## 1.2. Absorción de la radiación por aerosoles

Considerando únicamente la contribución a la absorción de la luz por aerosoles debemos indicar que este proceso atmosférico depende además de con la longitud de onda ( $\lambda$ ), con el tamaño de las partículas y con su composición química. Por lo general, la mayor eficiencia en el proceso de absorción se produce cuando el tamaño del aerosol es similar a la longitud de onda de la radiación incidente. En base a ello, son las partículas más pequeñas las más eficientes a la hora de absorber la radiación. En cuanto a la composición química de los aerosoles, debemos indicar que existen tres componentes principales que tienen la capacidad de absorber la radiación, estos son:

- El carbón negro (Black carbón-BC), material carbonoso con una intensa apariencia negra, es el componente químico que aporta la mayor contribución a la absorción de la radiación, así como el más eficiente en dicho proceso. Sus principales fuentes de emisión son la quema de biomasa y en general todos los procesos de combustión (p.ej. la emisión vehicular). Aunque típicamente su contribución a la concentración másica de las partículas no suele superar el 10%, se estima que el BC (aunque con un elevado grado de incertidumbre) causa el segundo forzamiento radiativo positivo más grande, solo por detrás del CO<sub>2</sub> (Bond et al., 2013). El BC suele estar distribuido en las fracciones másicas de tamaños más pequeños como el PM<sub>2.5</sub> o el PM<sub>1</sub> (partículas con diámetros aerodinámicos inferiores a 2.5 y 1 micras respectivamente). El  $\sigma_{ap}$  debido al BC es inversamente proporcional a  $\lambda$ , a su vez, su dependencia con  $\lambda$  es muy ligera por lo que el valor de su AAE $\cong 1$ .
- Otro tipo de partícula que también tiene la capacidad de absorber la luz la constituye el denominado Brown Carbon (BrC). BrC está constituido por compuestos orgánicos, de hecho, se estima que gran parte del mismo (20%-80%) lo constituye el carbono orgánico (OC) soluble en agua (WSOC) (Xie et al., 2016). Su fuente de emisión principal es la quema de biomasa. El BrC presenta la capacidad de absorber la luz tanto en la región del Visible (VIS) como en el UV. Por ello, los valores de AAE asociados a este tipo de partículas suelen ser superiores a 1 (~presenta una mayor dependencia con  $\lambda$  que el BC). Esta característica hace que su color no sea negro, sino que este entre un amarillo y marrón. Al igual que el BC se suele distribuir en tamaños de partículas pequeños.
- Finalmente, el último tipo de aerosoles capaz de absorber la luz lo constituyen las partículas de polvo mineral debido a que contienen óxidos de hierro. En este caso también podemos hablar de una importante dependencia espectral ya que presentan una fuerte absorción hacia las longitudes de onda más cortas. Por ello, los valores de AAE referidos a este componente también suelen ser superiores a 1. Su principal fuente de emisión son los desiertos. Las partículas de polvo mineral se encuentran entre las partículas en suspensión de mayor tamaño comprendiendo un rango desde las 0.1  $\mu\text{m}$  hasta las 100  $\mu\text{m}$ . No obstante, solo las menores de 10  $\mu\text{m}$  pueden realizar transportes de larga distancia sin depositarse gravitacionalmente (Zender et al., 2003).

A modo de ejemplo comparativo podemos observar en la figura 2 la dependencia espectral de dos muestras de aerosoles procedentes de diferentes fuentes de emisión. En azul se muestra la variación del  $\sigma_{ap}$  con  $\lambda$  obtenida en aerosoles procedentes de una quema de biomasa con un valor de AAE $\sim 2.5$  y en rojo para aerosoles procedentes de emisiones de vehículos a motor con

un AAE~1. El mayor valor de AAE en la muestra azul se debe al contenido de BrC que presentan este tipo de aerosoles.

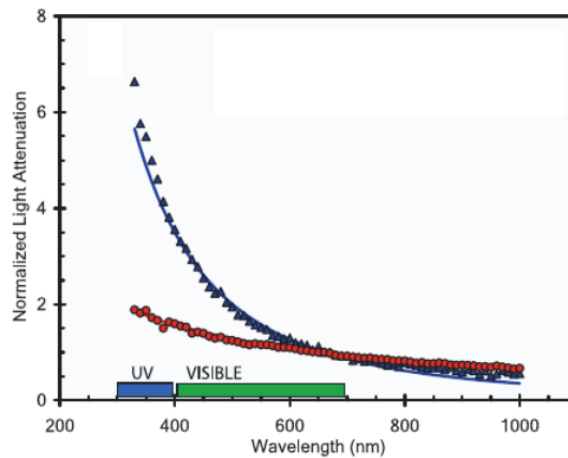


Figura 2: Absorción espectral de muestras de aerosoles procedentes de quema de biomasa (azul) y de emisiones vehiculares (rojo) (imagen obtenida de Kirchstetter and Novakov, 2004).

Se establece que la absorción en la zona IR preferentemente es debida al BC.

### 1.3. Efecto climático producido por los aerosoles

Cambios en el balance radiativo terrestre pueden hacer que la temperatura de la atmósfera aumente o disminuya y como consecuencia nuestro clima pueda verse afectado. Este fenómeno se denomina forzamiento radiativo y su unidad de medida es el  $Wm^{-2}$ . Como hemos indicado anteriormente, en este balance además del papel realizado por los gases atmosféricos, la intervención de los aerosoles también puede ser significativa. No obstante, la cuantificación del efecto producido por los mismos, aunque determinado, presenta un elevado grado de incertidumbre. Esto es debido a la gran variabilidad que presentan en el espacio y en el tiempo y a que sus emisiones no son homogéneas (Forster et al., 2007).

Los aerosoles atmosféricos pueden influir en el balance radiativo mediante tres efectos: directo, semidirecto e indirecto (Papadimas et al., 2012). El efecto directo es simplemente el cambio en el flujo radiativo causado por el scattering y la absorción debida a los aerosoles tanto naturales como antropogénicos (Boucher et al., 2013). Debemos tener en cuenta que el scattering presenta como consecuencia que el clima tienda a enfriarse mientras que la absorción de la radiación provoca el efecto contrario (ver figura 3). El efecto semidirecto se produce cuando la absorción de la radiación provoca cambios en la formación de las nubes. Un calentamiento local de la atmósfera debido a la absorción de la radiación lleva consigo la reducción en la formación de nubes (figura 3).

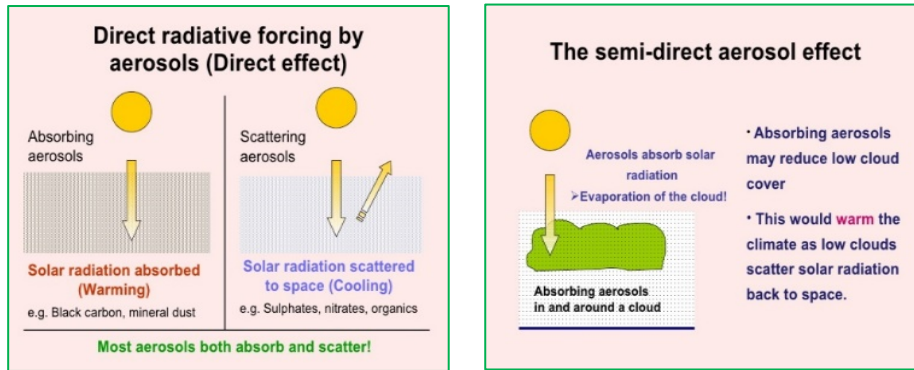


Figura 3: Representación gráfica que muestra el efecto directo y semidirecto de los aerosoles.

El efecto indirecto en realidad son dos (ver figura 4): (1) Efecto Twomey o efecto albedo de las nubes: los aerosoles actúan como núcleos de condensación de las gotas de nubes, sin embargo, estas son más pequeñas y la consecuencia de ello es que presentan una mayor reflexión de la radiación solar, esto conlleva un enfriamiento de la superficie. (2) Efecto tiempo de vida de nube: los aerosoles también pueden afectar a la eficiencia de la precipitación y al tiempo de vida de la nube lo cual puede influir tanto en el tiempo meteorológico como en el clima.

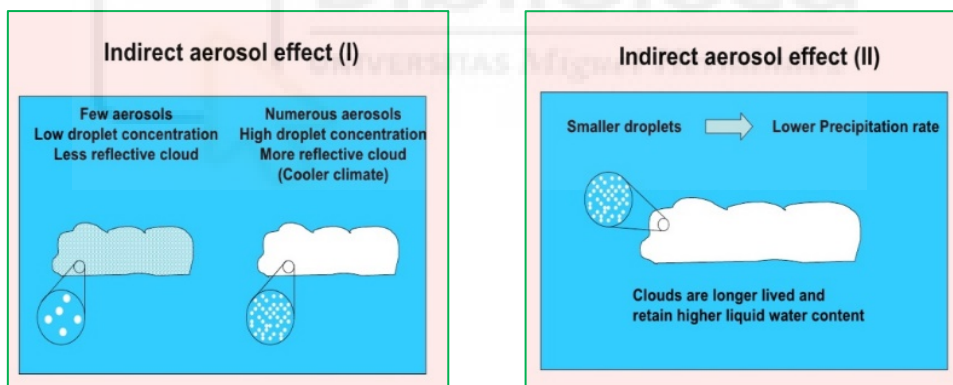


Figura 4: Representación gráfica que muestra los efectos indirectos de los aerosoles.

Globalmente los aerosoles presentan un valor de forzamiento radiativo negativo, por lo que producen enfriamiento. Aunque componentes como el BC presenten forzamientos positivos ( $0.44 \pm 0.35 \text{ W/m}^2$  – IPCC, 2007) en términos generales podríamos decir que la dispersión de la radiación se impone a la absorción.

La figura 5a muestra la contribución de determinados componentes atmosféricos (tanto gases como aerosoles) al forzamiento radiativo.



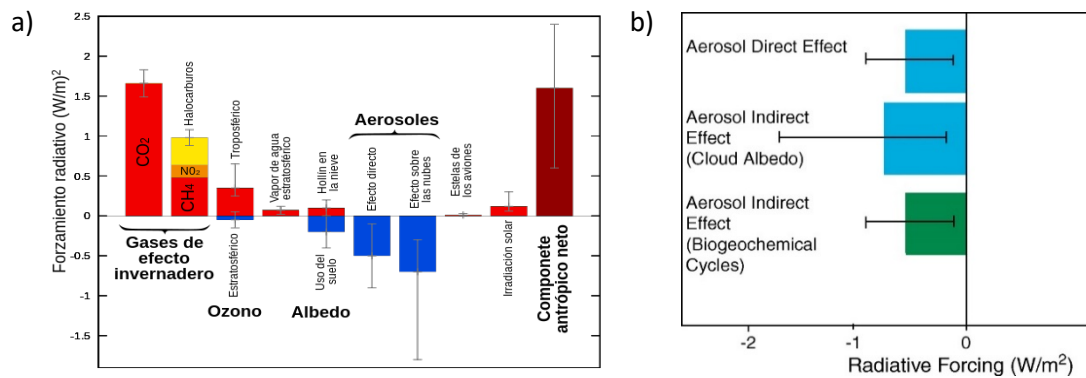


Figura 5: a) Componentes del balance radiativo y su contribución al forzamiento radiativo; b) Contribución al forzamiento radiativo de los efectos directo e indirecto de los aerosoles.

La figura 5b muestra de forma individualizada la contribución de los efectos indirectos y directo de los aerosoles al forzamiento radiativo (figura extraída de Mahowald, 2011). Se puede apreciar como los efectos indirectos de forma conjunta contabilizan un forzamiento radiativo negativo incluso superior al provocado por el efecto directo.

#### 1.4. Valores y variación temporal del coeficiente de absorción

El valor del coeficiente de absorción como hemos visto anteriormente varía en función de la longitud de onda siendo su valor mayor cuanto menor es esta. Para una longitud de onda concreta, el valor  $\sigma_{ap}$  también dependerá del tipo de entorno/ambiente en el que se esté llevando a cabo la medición. Entornos urbanos con elevada densidad de tráfico, caracterizados por registrar altas concentraciones de material particulado fino y de BC (debido principalmente a la emisión vehicular), presentarán por lo general elevados valores del coeficiente.

La tabla 1 muestra valores de  $\sigma_{ap}$  obtenidos en diferentes estudios realizados en distintos ambientes en España. Como puede observarse los mayores niveles de  $\sigma_{ap}$  son registrados en los ambientes urbanos, mientras que entornos remotos como pueden ser cumbres de elevadas montañas registran los niveles más bajos. La tabla indica la longitud de onda para la cual se da el valor medio de  $\sigma_{ap}$ .

La tabla muestra que la variabilidad de valores puede llegar a ser bastante elevada, pudiendo ser unas 10 veces más elevado el coeficiente en un entorno urbano que en uno de alta montaña. Pueden darse casos en los que el valor de  $\sigma_{ap}$  sea incluso más elevado que los mostrados en la tabla 1, sobre todo en grandes áreas urbanas con gran densidad de tráfico, como por ejemplo en grandes ciudades de China. En este sentido, por ejemplo, He et al., 2009, registraron valores de  $\sigma_{ap}$  superiores a los  $50 Mm^{-1}$  ( $\lambda=532 nm$ ).

Tabla 1: Valores de los coeficientes de absorción en función del tipo de ambiente muestreado. (Se indica también la altitud del enclave sobre el nivel del mar).

Localización	Ambiente	$\lambda$ (nm)	$\sigma_{ap}$ (Mm <sup>-1</sup> )	Referencia
Burjassot (60m) (C. Valenciana)	Urbano	520	18.6	Segura et al., 2016
Granada (680m) (Andalucía)	Urbano	550	24	Titos et al., 2012
Mt. Montseny (720m) (Cataluña)	Regional	637	2.8	Pandolfi et al., 2011
Mt. Aitana (1558m) (C. Valenciana)	Remoto	520	2.2	Nicolás et al., 2018
Mt. Montsec (1570m) (Cataluña)	Remoto	637	1.5	Pandolfi et al., 2014
Mt. Izaña (2400m) (Islas Canarias)	Remoto	550	0.8	Andrews et al., 2011

En cuanto a la variación estacional de  $\sigma_{ap}$ , esta dependerá lógicamente de la variación que experimenten las partículas en el ambiente muestreado. Por ello, al igual que la tendencia del PM (material particulado en suspensión) en entornos urbanos, los valores mensuales de  $\sigma_{ap}$  presentarán máximos en invierno y mínimos en verano. Como ejemplo podemos ver la figura 6a obtenida de Nepomuceno et al., 2014. Por el contrario, la figura 6b (extraída de Andrews et al., 2011) muestra la tendencia habitual que presenta  $\sigma_{ap}$  en entornos de montaña, (en este caso en el Monte Cimone de 2200 m en Italia), en los que los máximos se registran comúnmente en el periodo estival.

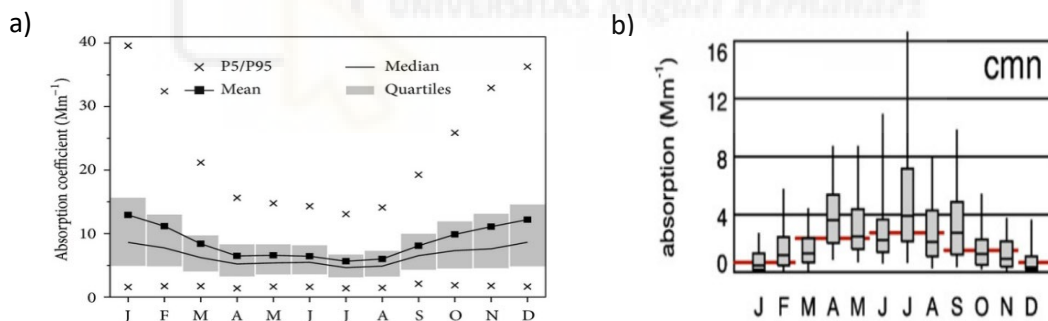


Figura 6: Variabilidad estacional de  $\sigma_{ap}$  característica de: a) entornos urbanos y b) ambientes de montaña.

El ciclo diario que presenta el  $\sigma_{ap}$  está igualmente asociado al mostrado por la fracción más fina del PM. Por ello, en entornos urbanos con fuentes de emisión vehiculares suelen apreciarse dos picos registrados a las horas de mayor tráfico, es decir durante las horas de salida y regreso del trabajo. Mientras, en entornos de carácter más regional, suele registrarse un máximo en las horas centrales del día.

## 2. OBJETIVOS

El objetivo principal de este trabajo se centra en caracterizar la absorción de la radiación (estudiada mediante el coeficiente de absorción) que tiene lugar en un entorno de alta montaña. Esta caracterización se basa en analizar los valores que presenta dicho coeficiente a lo largo de un periodo temporal de un año. Por ello, además de cuantificar los valores de  $\sigma_{ap}$  se investigará su evolución temporal.

Este objetivo principal lleva asociado el estudio complementario de:

- 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.
- Cuantificar la relación existente entre el PM medido y el  $\sigma_{ap}$  generado por el mismo.



### 3. METODOLOGÍA

#### 3.1. Localización espacio-temporal del estudio

La toma de datos se realizó en una estación de medida ubicada en el pico Aitana que está monitorizada por el Laboratorio de Contaminación Atmosférica, grupo de investigación perteneciente a la UMH. La cima de la montaña (38°39'39"N, 0°16'29"W, 1558 msnm) se localiza en el interior de la provincia de Alicante a un 40 km al noreste de la ciudad de Alicante y aproximadamente a unos 16 km en línea recta de la costa mediterránea (Figura 7). El monitoreo se prolongó a lo largo del año 2018.

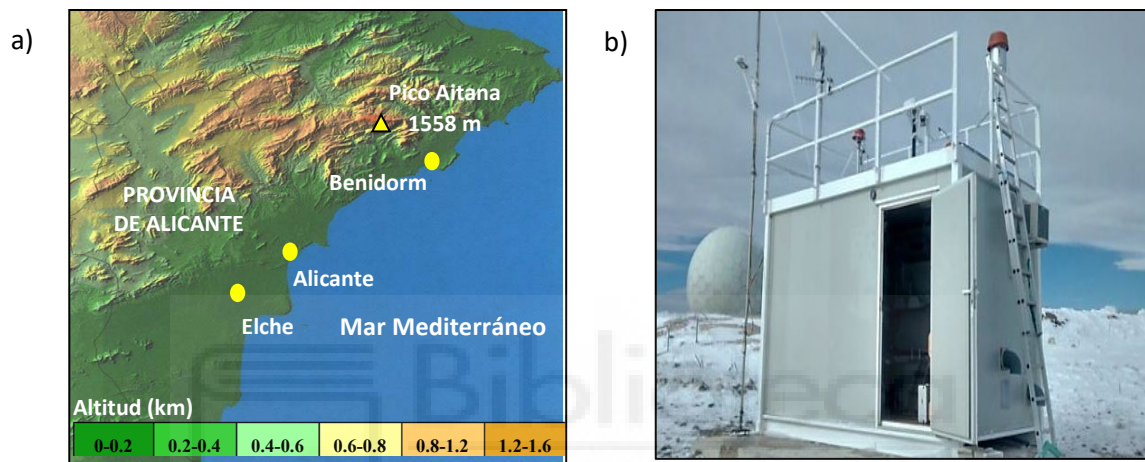


Figura 7: a) Ubicación de la estación de medida en el interior de la provincia de Alicante; b) Fotografía de la estación en la que se ubican los aparatos de medición.

Debido a su ubicación geográfica, la estación está fuertemente influenciada por las frecuentes intrusiones de masas de aire procedentes del norte de África. Estas intrusiones están cargadas de polvo mineral, compuesto capaz de absorber la radiación solar. Estudios referentes a la influencia de estos eventos, así como el ambiente meteorológico característico del punto de muestreo pueden encontrarse en Galindo et al., 2016 y Nicolás et al., 2018.

#### 3.2. Obtención de las propiedades ópticas, el PM y las variables meteorológicas

##### 3.2.1. Propiedades ópticas de absorción

###### 3.2.1.1. Coeficiente de absorción

El coeficiente de absorción ( $\sigma_{ap}$ ) sirve para poder cuantificar la cantidad de luz absorbida por el PM presente en una determinada área. Para determinar el valor de este coeficiente se ha utilizado un Aethalometro AE31 (ver figura 8). En principio el AE31 nos proporciona valores de atenuación de la luz (debida únicamente a la absorción) que serán posteriormente corregidos mediante determinados algoritmos para obtener el valor final de  $\sigma_{ap}$ .

El proceso resumido que se sigue para obtener los valores de  $\sigma_{ap}$  es el siguiente:



Figura 8: Aethalometro AE31 utilizado en este trabajo.

Gracias a una bomba (caudal  $\sim 4 \text{ L/m}^3$ ) la muestra de aire es tomada del exterior de forma continua. El aire es guiado a una cámara, en la parte de arriba de la misma se sitúan siete LEDs de longitudes de onda diferentes. Estas son: 370 nm (UV), 470 nm (Azul), 520 nm (Verde), 590 nm (Amarillo), 660 nm (Rojo), 880 nm (IR) y 950 nm (IR). La absorción de la luz se determinará en estas siete longitudes de onda. Debemos tener en cuenta que la magnitud de luz absorbida no tiene por qué ser igual en cada longitud de onda.

El aire llega hasta un filtro móvil de fibra de cuarzo y lo atraviesa. El PM se va depositando en una determinada superficie de dicho filtro (spot). Una vez se retiene cierta cantidad de PM, el filtro se desplaza para que el PM se vuelva a depositar en otro spot y no se vaya acumulando todo en el mismo punto. El aire, limpio de aerosoles, saldrá de nuevo al exterior. Por su parte, el área ocupada por la muestra de PM se iluminará por los LEDs.

Debajo del filtro hay dos fotodetectores, uno actúa como sensor de referencia y obtiene una señal cuando la luz atraviesa una parte del filtro limpia (en la que no hay PM depositado), el otro sensor se utiliza para medir la atenuación de la señal (donde hay PM). De la relación de la señal de sensor de referencia ( $I_0$ ) con la del sensor donde se acumulan los aerosoles ( $I$ ) se determina la atenuación de la luz debida al PM. Este proceso se realiza para las siete longitudes de onda.

Para determinar la atenuación (ATN) se utiliza la ley de Beer-Lambert:

$$ATN(\lambda, t) = -\ln [I(\lambda, t)/I_0(\lambda, t)] \quad (4)$$

A partir de la ATN se determina el coeficiente de atenuación ( $\sigma_{ATN}$ ) en función del cambio de la ATN que experimenta el haz durante un intervalo de tiempo ( $\Delta t$ ) según la siguiente relación:

$$\sigma_{ATN} = \left( \frac{ATN(\lambda, t + \Delta t) - ATN(\lambda, t)}{\Delta t} \right) \frac{A}{V} \quad (5)$$

Donde, A es la superficie del filtro donde se depositan las partículas y V el flujo de aire.

Obtenido el valor de  $\sigma_{ATN}$ , el AE31 puede también proporcionar el valor de BC ( $\text{ng}/\text{m}^3$ ) mediante un algoritmo interno.

A partir de  $\sigma_{ATN}$  se debe determinar el valor de  $\sigma_{ap}$ . El valor de ambas magnitudes no es el mismo exactamente debido a determinados artefactos (correcciones) que tienen que ver con la estructura del filtro donde el PM es depositado. Dos de los más importantes tienen que ver con los siguientes efectos (Figura 9):

- 1- Efecto multidispersión ( $C_{ref}$ ): efecto producido por las fibras de cuarzo que contiene el filtro. Hay un incremento de la atenuación debido a la multidispersión que sufre la luz hasta atravesar todo el filtro (figura 9a). Por ello se produce un aumento de la atenuación medida por el fotodetector. Este efecto hace que la atenuación medida sea mayor a la que se debería medir. En función de ello, según este efecto:  $\sigma_{ap} < \sigma_{ATN}$
- 2- Efecto de carga (R): El filtro utilizado captura partículas de aerosoles que se depositarán causando atenuaciones en las partículas situadas más abajo afectando a la señal llegada al fotodetector con una atenuación más disminuida (figura 9b). Esto deriva en que la atenuación medida en este caso es inferior a la que se debería medir sin tal efecto. Debido a este efecto:  $\sigma_{ap} > \sigma_{ATN}$ .

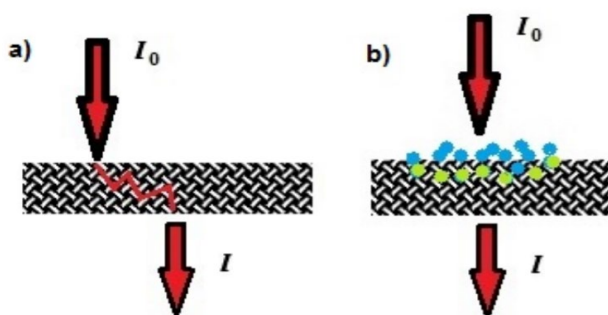


Figura 9: Representación gráfica de los efectos de: a) Multidispersión y b) Carga. (Figura extraído de la tesis doctoral Sara Segura Redon, 2015-UV).

Finalmente se obtiene:  $\sigma_{ap}(\lambda) = \sigma_{ATN}(\lambda) / C_{ref} \cdot R$  (6) Donde  $C_{ref} > 1$  y  $R < 1$ .

Existen varios algoritmos correctores para la determinación de  $C_{ref}$  y R. En este trabajo se ha utilizado la corrección propuesta por Weingartner et al., 2013.

Los valores de  $\sigma_{ap}$  fueron obtenidos con una resolución cinco-minutal que posteriormente fue convertida a valores diarios con los que se ha operado en este trabajo.

### 3.2.1.2. Eficiencia de Absorción másica

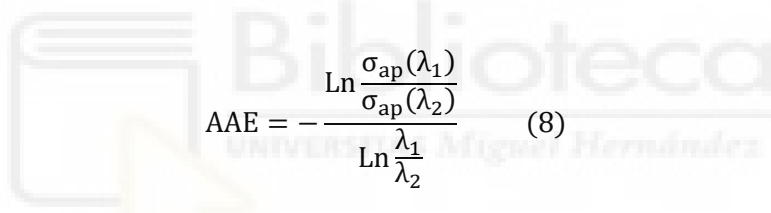
La eficiencia de absorción másica, más conocida por sus siglas en inglés “MAE” nos indica la mayor o menor eficiencia a la absorción de la luz que presentan cualquier fracción másica, compuesto o elemento. En nuestro caso, MAE ha sido determinada a partir de la siguiente expresión:

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

Siendo  $PM_x$  cualquiera de las fracciones másicas estudiadas. En función de lo comentado en la introducción, dentro de las fracciones másica el mayor valor de MAE se obtiene para la fracción  $PM_1$ , ya que es en esta fracción donde principalmente se encuentra el BC.

### 3.2.1.3. AAE

El valor del Absorption Angstrom Exponent (AAE) ha sido determinado a partir de la siguiente expresión:


$$AAE = - \frac{\ln \frac{\sigma_{ap}(\lambda_1)}{\sigma_{ap}(\lambda_2)}}{\ln \frac{\lambda_1}{\lambda_2}} \quad (8)$$

Donde en este caso:  $\lambda_1=370$  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  $\sigma_{ap}$  con la  $\lambda$ . 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 10 (obtenido de Praveen et al., 2012) en el que se han representado la variación con la  $\lambda$  de  $\sigma_{ap}$  para una muestra de PM procedente de una quema de biomasa (con contenido en BrC, además de BC) y otra influenciada por la emisión vehicular (cuyo contenido predominante es BC).

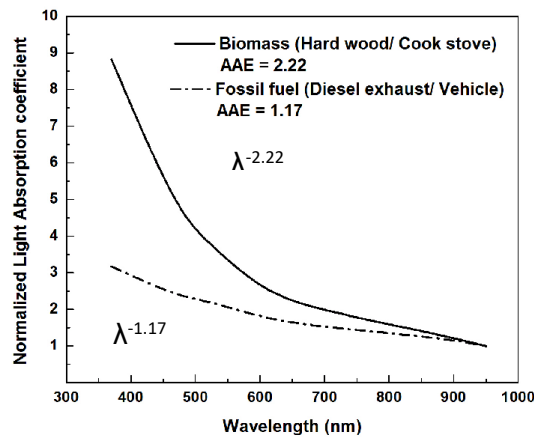


Figura 10: Representación del coeficiente de absorción en función de la longitud de onda para aerosoles provenientes de diferentes fuentes de emisión.

Como se puede apreciar el valor de AAE en la muestra de quema de biomasa (2.22) es claramente superior a 1. Esto es debido a que el BrC presenta una fuerte dependencia con la  $\lambda$  en la zona del UV y VIS mientras que el BC apenas presenta dependencia espectral. Hay que recordar que en las zonas pertenecientes al IR que mide el AE31 solo el BC absorbe la luz.

Con este método (llamado de las diferencias espectrales) también podemos conocer cuál es la contribución a la absorción de la luz por parte de los componentes que no sean el BC en función de la diferencia de valores de  $\sigma_{ap}$  para cada  $\lambda$ .

### 3.2.2. PM

Los registros del PM han sido obtenidos gracias al uso de un contador óptico modelo GRIMM 190 (Figura 11). El dispositivo proporcionó mediciones diez minutales que posteriormente fueron convertidas en horarias y diarias. El medidor suministra los valores de tres fracciones másicas PM<sub>10</sub>, PM<sub>2.5</sub> y PM<sub>1</sub>. En este estudio dicha información fue requerida para:

- 1- verificar periodos de intrusión sahariana que afectaron al punto de muestreo (para ello se utilizó principalmente la fracción PM<sub>10</sub>).
- 2- obtener el valor de MAE para la fracción PM<sub>1</sub>.

Cabe indicar que los valores diarios de PM obtenidos con el Grimm fueron posteriormente corregidos. Esta corrección se llevó a cabo ya que los valores de PM derivados del contador óptico presentan ligeras desviaciones respecto a medidas realizadas con captadores gravimétricos. La corrección se realizó a partir de las ecuaciones de correlación obtenidas entre el PM gravimétrico y el óptico.





Figura 11: Contador óptico GRIMM modelo 190.

### 3.2.3. Parámetros meteorológicos

Una estación meteorológica situada en el punto de muestreo a 10 m del nivel del suelo fue utilizada para proporcionar datos meteorológicos (temperatura, velocidad del viento, radiación solar, precipitación y humedad relativa) con frecuencia cinco-minutal. Con ellos se procederá a realizar una breve descripción meteorológica del punto de muestreo durante el año de estudio.

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. Utilización de diagramas caja

Algunas de las figuras que se muestran en los resultados de este trabajo describen la variación temporal de diferentes variables utilizando un gráfico denominado “diagramas de caja”,

también conocidos en inglés como box-plots. Debido a la existencia de determinadas variantes de este tipo de gráficos vamos a describir brevemente el que es utilizado en este trabajo.

La figura 12 presenta un ejemplo de muestra para poder describir los estadísticos que en él aparecen. En la figura se representa la evolución mensual del BC ( $\text{ng}/\text{m}^3$ ) a lo largo del año de estudio. Los estadísticos mensuales se obtienen a partir de los datos diarios de cada mes. En este gráfico, los rombos amarillos representan los valores medios mensuales; los segmentos negros horizontales que están dentro de las cajas grises representan el valor de la mediana; las partes inferior y superior de las cajas grises informan sobre los valores de los percentiles 25 (Q1) y 75 (Q3) respectivamente y los segmentos superiores (Ls) e inferiores (Li) están relacionados con el rango intercuartílico (RI) de la forma:  $Ls = RI \cdot 1.5 + Q3$  y  $Li = Q1 - RI \cdot 1.5$  siendo  $RI = (Q3 - Q1)$ .

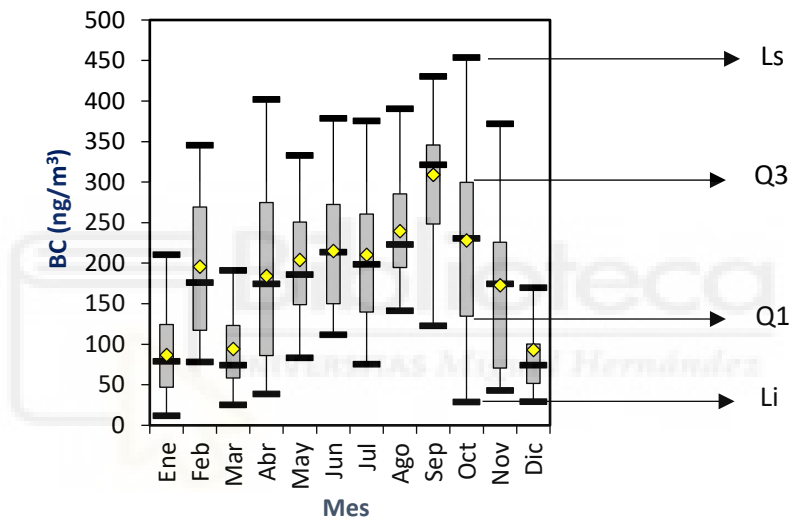


Figura 12: Información estadística proporcionada por el diagrama de caja utilizado en este estudio.

Como se puede apreciar la mayor concentración media de BC en el área de estudio se da al final del verano durante agosto y septiembre.

## 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### 4.1. Caracterización del ambiente atmosférico en el área de estudio

En este apartado vamos a caracterizar el ambiente atmosférico del área de estudio. Para ello primero nos centraremos en describir la variabilidad de los principales parámetros meteorológicos. Por otra parte, analizaremos las concentraciones registradas durante el año de estudio de partículas en suspensión, tanto las finas ( $PM_{10}$ ) como las más gruesas ( $PM_{10}$ ).

#### 4.1.1. Caracterización meteorológica

El viento en el área de estudio se caracteriza por registrar velocidades bastante elevadas (5-6 m/s de media anual) si las comparamos con las obtenidas en ámbitos urbanos cercanos ubicados a menor altitud. En Galindo et al., 2016, podemos encontrar una caracterización meteorológica del punto de muestreo en la que se puede ver como durante el verano la principal dirección del viento es de procedencia suroeste (y por lo tanto marina, en régimen de brisa habitualmente) mientras que durante el invierno la dirección privilegiada y que registra mayores velocidades (> 6 m/s) es la noroeste. Las estaciones de primavera y verano pueden considerarse de transición entre el verano y el invierno.

El trabajo citado también hace referencia a un parámetro de importancia en ambientes de gran altitud como es la Altura de la Capa de Mezcla (ACM). Este parámetro nos va a indicar hasta que altitud va a existir influencia en el medio de emisiones antrópicas. Más allá de este nivel podemos hacer referencia a que el punto de muestreo está ubicado en troposfera libre (TL) y libre por tanto de partículas emitidas por fuentes ubicadas en los medios urbanos. En la TL únicamente se pueden registrar aportes de PM de carácter natural como son las entradas de aire cargado de polvo mineral provenientes del norte de África, llamadas también "Intrusiones Africanas" (IA). Como podemos comprobar en Galindo et al., 2016, aproximadamente un 75% del tiempo durante el verano el punto de muestreo está ubicado dentro de la ACM y solo un 25% en situación de TL. En invierno los porcentajes se invierten.

En cuanto a la temperatura, la figura 13a nos muestra la variabilidad mensual de la misma. Se registra la temperatura media más elevada cercana a 20°C durante el mes de julio, como cabría esperar, y las más baja (~0°C) en febrero. La mínima diaria registrada también fue durante ese mes (-5.5°C). La oscilación térmica es bastante elevada (~20°C).

La lluvia es un parámetro de gran importancia en el estudio del PM, ya que constituye una de sus principales vías de deposición (deposición húmeda). Por lo general, suelen registrarse en el punto de muestreo precipitaciones anuales de entorno a los 700 l/m<sup>2</sup>. No obstante, el año de

estudio ha resultado ser ligeramente más seco de lo habitual registrándose únicamente 480 l/m<sup>2</sup>. El registro temporal de la precipitación puede verse en la figura 13b.

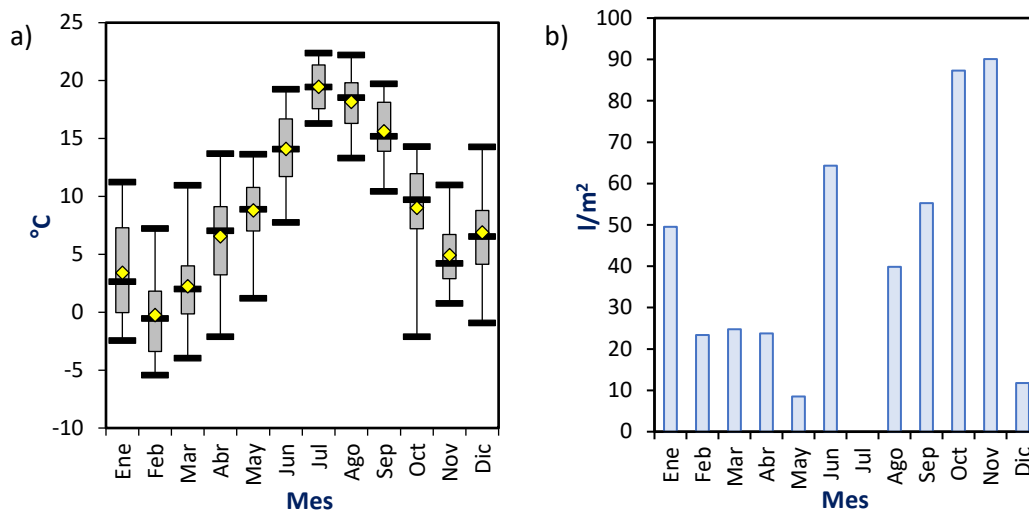


Figura 13: a) Variabilidad mensual de temperaturas; b) Precipitación acumulada durante el año 2018.

Como puede apreciarse, la mayor acumulación de precipitación tiene lugar durante el otoño con registros mensuales cercanos a los 90 l/m<sup>2</sup>. La elevada precipitación registrada en junio no suele ser habitual en el punto de muestreo. Destacar la nula precipitación durante el mes de julio.

#### 4.1.2. Caracterización del PM

Las concentraciones medias anuales (y sus respectivas desviaciones estándar) de las fracciones másicas PM<sub>10</sub> y PM<sub>1</sub> fueron de 7.3 (9.2) µg/m<sup>3</sup> y 3.5 (2.7) µg/m<sup>3</sup> respectivamente. La variabilidad mensual de ambas fracciones másicas presenta un claro máximo estival propio de entornos regionales como puede comprobarse en la figura 14.

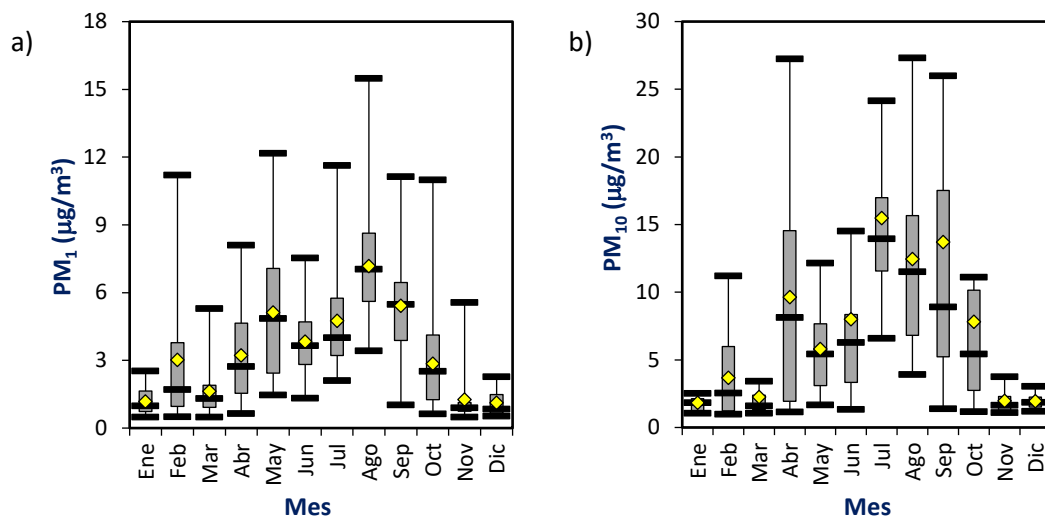


Figura 14: a) Variabilidad mensual de la fracción PM<sub>1</sub>; b) Variabilidad mensual de la fracción PM<sub>10</sub>.

Los valores máximos registrados en ambas fracciones fueron 88  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  en  $\text{PM}_{10}$  registrado en el mes de noviembre (no mostrado en la figura) y 15.5  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  en  $\text{PM}_1$  obtenido durante el mes de agosto.

Esta variabilidad temporal en ambas fracciones puede ser explicada en función de determinados factores que concurren durante los meses de más calor: 1/ mayor producción fotoquímica durante el verano, 2/ mayor altura de la capa de mezcla que provoca un mayor aporte de PM desde entornos urbano circundantes al área de estudio, 3/ mayor presencia de aerosol marino, 4/ menor impacto de la lluvia sobre el PM y 5/ una mayor frecuencia de entrada de IA.

Las IA son uno de los principales eventos que de forma más clara van a influir en la concentración y variabilidad del PM. La siguiente tabla muestra los periodos en los que las principales IA fueron detectadas durante 2018. Durante estos periodos los niveles de  $\text{PM}_{10}$  se incrementaron por encima de su media anual más la mitad de su desviación estándar ( $\text{PM}_{10} > 12 \mu\text{g}/\text{m}^3$ ). No obstante, se debe indicar que otras IA de menor impacto tuvieron lugar, aunque con menor repercusión en los niveles de PM. La tabla también muestra el valor máximo diario de  $\text{PM}_{10}$  alcanzado mensualmente debido a las IA.

Tabla 2: Días con presencia de alto contenido de polvo mineral en el PM debido a intensas IA.

Mes	Días	Nº total	$\text{PM}_{10}$ máximo
Enero		0	
Febrero		0	
Marzo		0	
Abril	2, 6-7, 19-27	12	33.8
Mayo	25	1	56.5
Junio	24-30	7	28.3
Julio	1-6, 10-22, 24-25, 29-30	24	30.5
Agosto	3-14, 26-27	14	30.2
Septiembre	1-8	11	45.8
Octubre	21-22	2	50.3
Noviembre	13	1	88.1
Diciembre		0	

Como se puede apreciar es durante la estación estival cuando de manera notoria mayor frecuencia de IA tiene lugar en el área de estudio. De los 72 días registrados, un 68% tiene lugar durante los meses de verano. Estudios realizados en el mismo punto de muestreo o próximo al mismo (Nicolás et al., 2018; Huerta–Viso et al., 2020) verifican este hecho, aunque por lo general también durante la primavera, otoño e invierno suelen haber entradas de aire sahariano significativas, aunque este año (2018) no se han producido. Como dato importante señalar que

el aporte de polvo mineral a los niveles de PM<sub>10</sub> se sitúa en torno al 23% de media anual (Huerta-Viso et al., 2020). Además, este aporte es bastante constante a lo largo del año, si bien es ligeramente superior en invierno.

## 4.2. Parámetros ópticos de absorción

En este apartado vamos a mostrar e interpretar los estadísticos principales referentes a los parámetros de absorción. También se analizará su variación temporal y su relación con el PM.

### 4.2.1. Estadísticos de los parámetros de absorción y distribuciones de frecuencia

La tabla 3 presenta los principales parámetros estadísticos referentes a las magnitudes ópticas de absorción medidas. Los estadísticos se han obtenido a partir de valores medios diarios.

Tabla 3: Estadísticos de los parámetros ópticos de absorción monitorizados a lo largo de 2018. Los valores de  $\sigma_{ap}$  vienen dados en Mm<sup>-1</sup>, los de BC en ng/m<sup>3</sup> y AAE es adimensional.

	$\sigma_{ap}$ 370nm	$\sigma_{ap}$ 470nm	$\sigma_{ap}$ 520nm	$\sigma_{ap}$ 590nm	$\sigma_{ap}$ 660nm	$\sigma_{ap}$ 880nm	$\sigma_{ap}$ 950nm	AAE	BC
Media	2.74	2.00	1.74	1.54	1.38	1.02	0.94	1.190	186
DS	1.69	1.21	1.06	0.93	0.84	0.63	0.57	0.175	106
Mediana	2.50	1.879	1.63	1.45	1.30	0.96	0.87	1.160	176
Máximo	12.0	8.14	6.93	6.11	5.40	3.87	3.52	1.718	666
Mínimo	0.14	0.11	0.11	0.11	0.10	0.07	0.07	0.728	12

DS: Desviación Estándar.

Los datos mostrados en la tabla 3 referentes a los coeficientes de absorción reflejan valores típicos de entornos de montaña. Centrándonos en el valor medio de  $\sigma_{ap}$ -520nm, 1.74 Mm<sup>-1</sup>, vemos como es un valor que se enmarca dentro del intervalo de valores registrados en entornos remotos de elevada altitud mostrados en la tabla 1. El valor máximo obtenido (6.93 Mm<sup>-1</sup>), fue registrado el día 07/08/18 durante un evento de intrusión (ver tabla 2). Lo que sugiere que este tipo de eventos pueden incrementar los niveles de  $\sigma_{ap}$ .

Por otra parte, también se puede apreciar como los valores de la absorción van disminuyendo a medida que la longitud de onda va aumentando, siendo en la zona UV casi el triple que en la zona IR. Esto es debido a que el único compuesto que es capaz de absorber la radiación en la zona IR es el BC, mientras que en el VIS y UV el polvo mineral y el BrC también lo pueden hacer.

En cuanto al valor medio de AAE (1.190), podemos sugerir que en términos generales es el BC (a pesar de su escasez en la zona, 186 ng/m<sup>3</sup>), el principal responsable del proceso de absorción. El valor máximo registrado de AAE (1.718) nos indica que en ciertos casos tanto el polvo mineral como el BrC también estarán implicados en el proceso.

Como también podemos apreciar de la tabla 3, los valores de la media de  $\sigma_{ap}$  y AAE son ligeramente superiores a los valores de sus correspondientes medianas. Por lo que la distribución de frecuencias de ambos parámetros presenta una ligera asimetría positiva. Representamos a continuación ambas distribuciones para mostrar tal característica. Para ello escogemos el siguiente criterio a la hora de determinar el nº de intervalos a usaren la representación:

Criterio: Nº intervalos = (Valor MAX – Valor MIN +1) / N donde N debe ser un valor entre 10 y 20 por tener la muestra más de 100 datos. Escogemos el valor de N=15. Entonces intervalo de AAE debe ser de  $\sim 0.15$  y el de  $\sigma_{ap}$  (520 nm)  $\sim 0.50$ .

La figura 15 nos presenta las distribuciones de frecuencia asociadas a ambos parámetros.

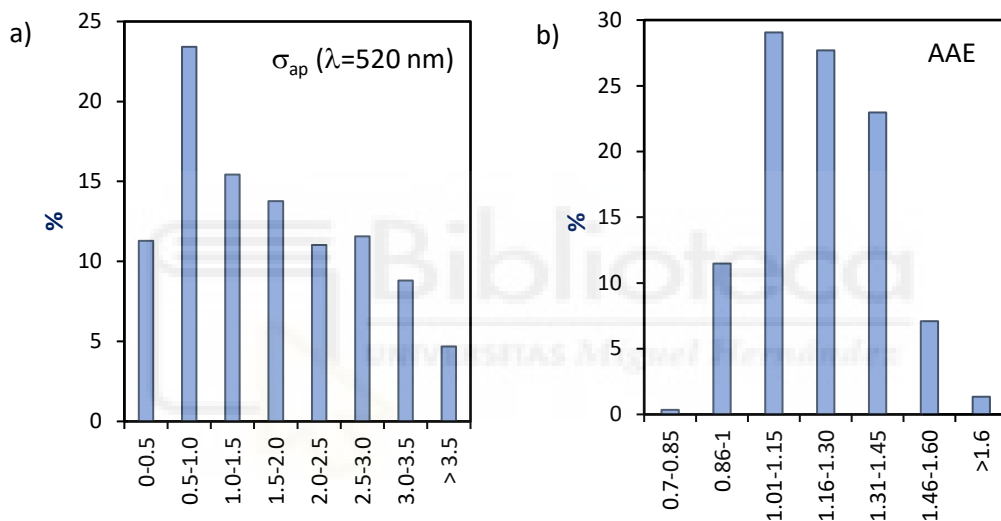


Figura 15: a) Distribución porcentual de frecuencias de: a)  $\sigma_{ap}$  (520 nm) y b) AAE.

De la figura 15a y 15b podemos observar cómo es el intervalo de valores 0.5-1.0  $Mm^{-1}$  el más representativo a lo largo del periodo de estudio, mientras que valores que podríamos considerar elevados (valores por encima de la media+DS)  $\sim 3.0 Mm^{-1}$  representan el  $\sim 14\%$ . Por su parte, la gran mayoría de valores de AAE se distribuyen entre 1.00 y 1.45, siendo muy escaso (1.4%) valores superiores a 1.60.

Por otra parte, la distribución de  $\sigma_{ap}$  (520 nm) claramente muestra su asimetría positiva, aunque la de AAE parece ser más gaussiana. Se ha realizado el test de Kolmogorov-Smirnov para determinar la normalidad de ambas distribuciones y en ambos casos el  $p\text{-value}=0.000 < 0.005$ , por lo que podemos decir que ambas distribuciones no son normales, aunque la de AAE se asemeje bastante.

#### 4.2.2. Variación temporal

La figura 16 muestra la evolución mensual de  $\sigma_{ap}$  (520 nm) y AAE a lo largo del periodo de estudio.

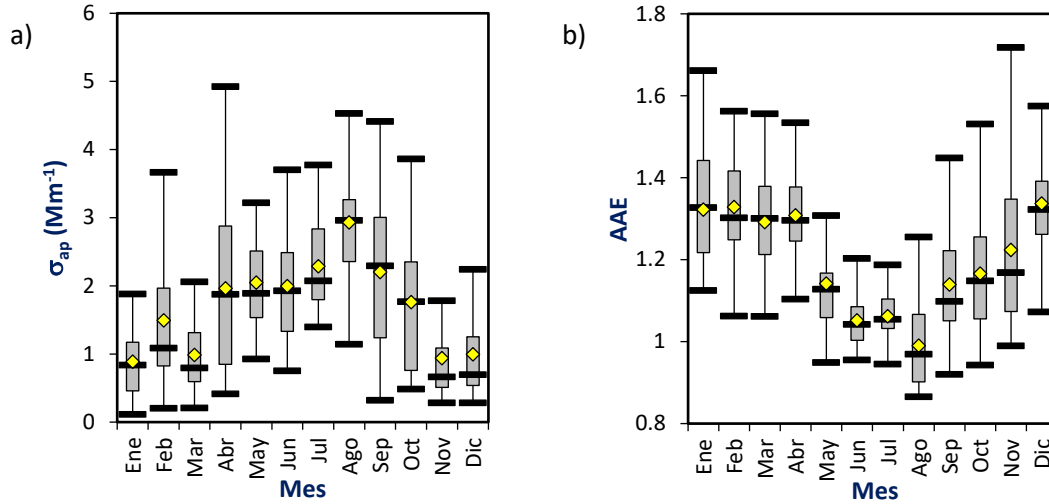


Figura 16: a) Variación mensual de  $\sigma_{ap}$  (520 nm); b) Variación mensual de AAE.

De la figura 16 podemos apreciar como AAE y  $\sigma_{ap}$  presentan una estacionalidad inversa. Los valores máximos de  $\sigma_{ap}$  se registraron durante el período más cálido, en los meses de agosto y julio con un máximo de 3.00 Mm<sup>-1</sup>. Esta tendencia viene derivada del patrón temporal marcado fundamentalmente por la fracción PM<sub>1</sub> que es la principal responsable de la absorción. Por lo que las causas que originan máximos estivales en PM<sub>1</sub> son las causantes del patrón visto en la figura 16a. Estas causas fueron enumeradas en el punto 4.1.2. Una de las causas principales del máximo estival que se observa en agosto son precisamente las ya comentadas IA. La figura 17 muestra la evolución diaria de la fracción PM<sub>1</sub> y el  $\sigma_{ap}$  (a 520 nm) durante este mes, en el que tuvieron lugar 2 IA (ver tabla 2). Los días bajo influencia sahariana están con fondo ocre.

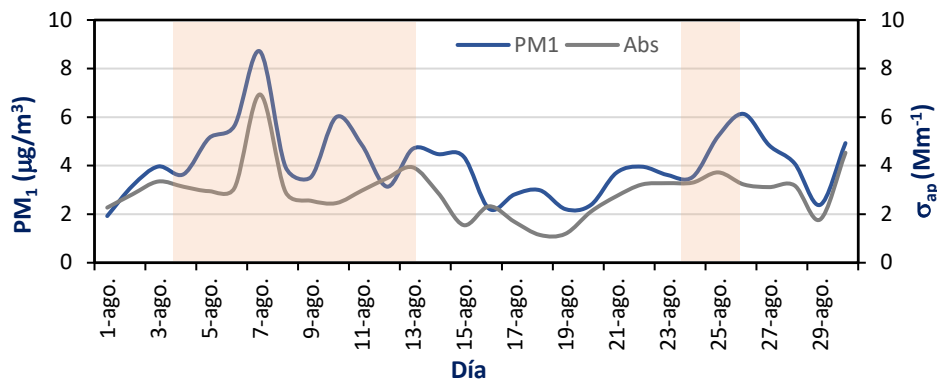


Figura 17: Evolución diaria del coeficiente de absorción a 520 nm y la fracción másica PM<sub>1</sub> durante el mes de agosto.



Se puede apreciar como al inicio de la primera IA tanto los valores de  $PM_1$  como los de  $\sigma_{ap}$  alcanzan su valores máximos mensuales ( $8.7 \mu\text{g}/\text{m}^3$ ) y  $6.9 \text{Mm}^{-1}$  respectivamente. Durante la segunda IA ambos parámetros vuelven a alcanzar máximos, pero en este caso de menor intensidad.

La evolución temporal de AAE (Fig. 16b) como hemos indicado fue opuesta a la observada para el coeficiente de absorción. Una posible explicación que podría aclarar este hecho es el considerar que posiblemente los máximos observados en invierno de AAE sean debidos a una mayor contribución al PM de fuentes como la quema de biomasa y el polvo mineral (Ealo et al., 2016; Huerta-Viso et al., 2020) durante los meses más fríos que durante el verano. No obstante, esta afirmación es una mera hipótesis, se necesitaría de análisis químico del PM a lo largo de todo el periodo de estudio para poder ser verificada.

#### 4.2.3. Eficiencia másica de absorción (MAE)

La correlación entre la absorción y el tamaño de partículas puede ser observada en la figura 18. Como podemos comprobar las partículas más finas ( $PM_1$ ) absorben con mayor eficacia la luz en comparación con las de mayor tamaño ( $PM_{10}$ ). Este resultado es lógico ya que el absorbente más eficaz de la luz (BC) suele estar distribuido en los tamaños de partícula más pequeños.

La figura 18a, también nos muestra el valor de la MAE en el punto de muestreo para las partículas finas ( $0.320 \pm 0.011$ )  $\text{m}^2/\text{g}$ . (La ordenada en el origen no tiene significado físico, Titos et al., 2012). Este valor unas 10 veces superior al encontrado para la fracción  $PM_{10}$ . Estos valores se acercan a los registrados en la bibliografía (Caponi et al., 2017).

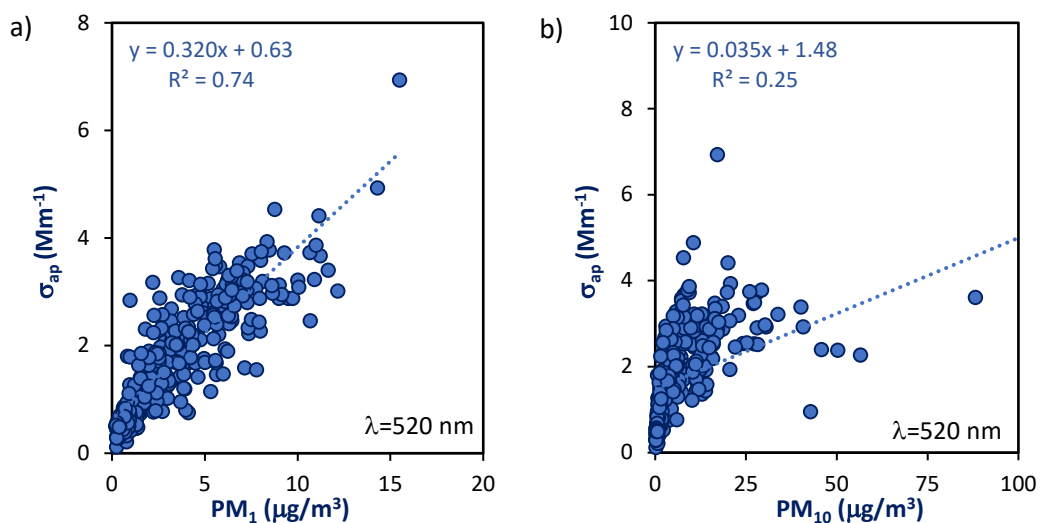


Figura 18: a) Correlación entre  $\sigma_{ap}$  (520 nm) y la fracción  $PM_1$ ; b) Correlación entre  $\sigma_{ap}$  (520 nm) y la fracción  $PM_{10}$ .

La tabla 4 muestra los valores de MAE para la fracción PM<sub>1</sub> obtenidos para el resto de longitudes de onda.

Tabla 4: Eficiencias de absorción másica según la longitud de onda.

$\lambda$ (nm)	R <sup>2</sup>	MAE (m <sup>2</sup> /g)
370	0.66	0.483
470	0.73	0.364
520	0.74	0.320
590	0.75	0.282
660	0.75	0.253
880	0.76	0.190
950	0.76	0.174

Como puede apreciarse al igual que con el coeficiente de absorción, a medida que la longitud de onda aumenta, el valor de la eficiencia másica de absorción va disminuyendo. Esto implica que, por ejemplo, para un mismo valor de PM<sub>1</sub>, la absorción (coeficiente de absorción) a 470 nm sea prácticamente el doble que la que se produce a de 880 nm, según la tabla 4.

### 4.3. Dependencia espectral de la absorción: porcentaje de absorbentes distintos al BC

En este apartado vamos a determinar de forma aproximada 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 19 presenta para cada estación del año dos ajustes potenciales. Uno (en color rojo) referente a la variación con la longitud de onda de los coeficientes de absorción medios estacionales obtenidos y el otro (en color azul) representa dicha variación si únicamente el componente de absorción fuese el BC. En este caso sabemos que dicha variación es proporcional a  $\lambda^{-1}$ . Para las longitudes de onda mayores (región IR) ambos ajustes coinciden ya que a esas longitudes solo el BC absorbe la luz.

Como ya mencionamos con anterioridad en el apartado de metodología, el exponente obtenido de cada ajuste potencial realizado tiene el mismo significado físico que el AAE. Se puede apreciar de la figura 19, que durante los meses de invierno es cuando mayor valor de AAE se obtiene (1.26) (como ya se vio en la figura 16). Del mismo modo el valor más bajo de AAE lo presenta el periodo estival con un valor muy cercano a 1. Los valores obtenidos durante la primavera y el otoño están situados entre ambos valores. Igualmente se puede apreciar de la figura 19 como los valores obtenidos de AAE son independientes del valor del coeficiente de absorción (o del de PM<sub>1</sub>) ya que esta magnitud es intensiva.

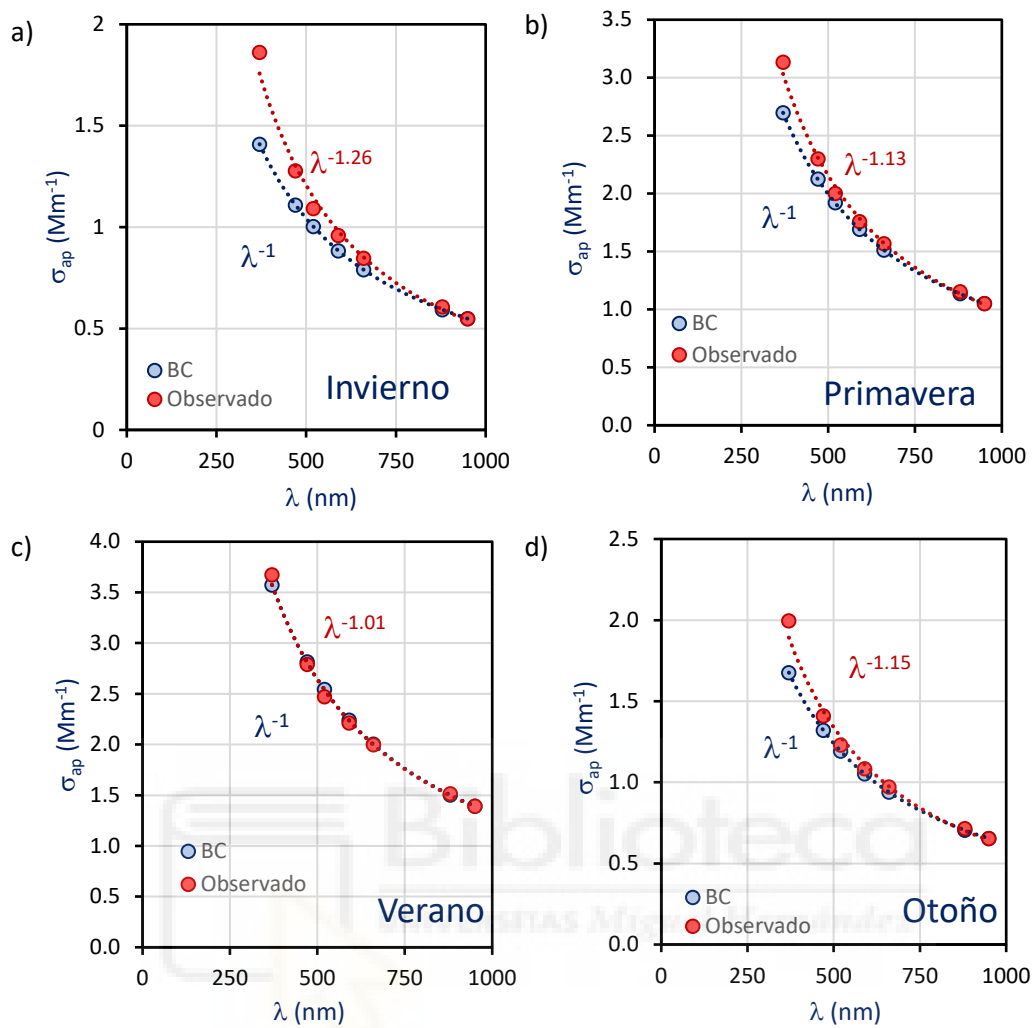


Figura 19: Variaciones espectrales del coeficiente de absorción medido y el simulado (si el único componente de la absorción fuese el BC) obtenidas durante: a) invierno, b) primavera, c) verano y d) otoño.

Para cada estación y cada  $\lambda$ , podemos establecer la diferencia existente en el  $\sigma_{ap}$ . Por ejemplo, durante el invierno y para una  $\lambda=370$  nm, la diferencia de valores del  $\sigma_{ap}$  observado ( $1.86 \text{ Mm}^{-1}$ ) y el simulado (solo BC absorbe  $1.40 \text{ Mm}^{-1}$ ) sería de  $\cong 0.46 \text{ Mm}^{-1}$ . Este valor representa aproximadamente un 24.3% del valor del  $\sigma_{ap}$  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 cuarto de la absorción total.

El valor de estas contribuciones porcentuales puede verse en la figura 20. La figura también incluye el valor de la contribución media anual.

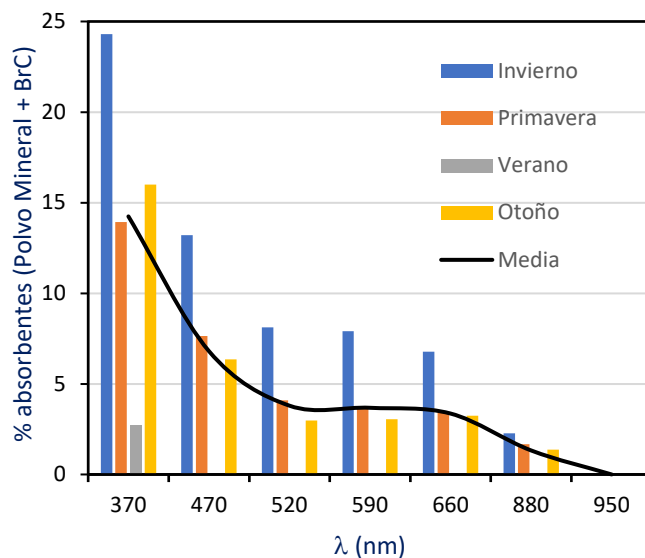


Figura 20: Contribuciones porcentuales de la absorción de la luz debida al BrC y el polvo mineral por estación y longitud de onda durante 2018. La gráfica también muestra el valor medio anual para cada  $\lambda$  (línea negra).

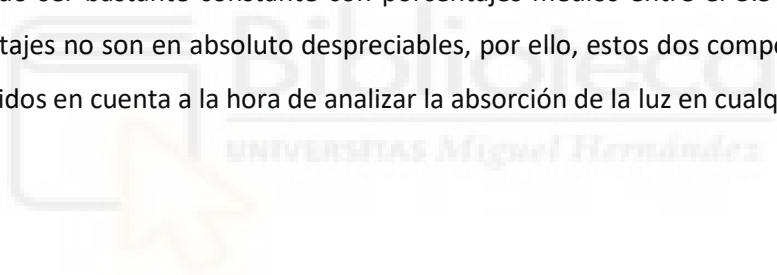
De la figura 20 podemos observar que:

- 1- Cuanto menor es la longitud de onda mayor absorción debida a los componentes distintos al BC. Esto es debido como ya se indicó en la introducción a que BrC y polvo mineral absorben solo en el VIS y el UV. No obstante, en las longitudes de onda pertenecientes al VIS a partir de 520 nm, la contribución tanto estacional como media es bastante constante.
- 2- Es durante el invierno cuando una mayor contribución se obtiene y el verano cuando esta es menor. De hecho, durante los meses estivales solo en la zona UV se produce absorción de componentes distintos al BC.
- 3- En teoría, para la longitud de onda de 880 nm, la contribución de BrC y polvo mineral debería ser prácticamente nula. Los pequeños valores porcentuales obtenidos son debidos a la metodología utilizada.

## 5. CONCLUSIONES

Las conclusiones sobre el estudio realizado son:

- La estación de medida presenta concentraciones y evoluciones estacionales del coeficiente de absorción propias de entornos de alta montaña caracterizados por la escasez de fuentes de partículas de origen antrópico.
- Si bien el valor de AAE medio es cercano a la unidad, durante los meses de invierno su valor se incrementa posiblemente debido a una mayor contribución porcentual de BrC y polvo mineral en el  $PM_{10}$ .
- La eficiencia de absorción másica para la fracción  $PM_{10}$  ha resultado ser de  $0.320 \text{ m}^2/\text{g}$ . Este valor es muy superior al registrado para la fracción  $PM_{10}$  lo cual evidencia la mayor eficiencia de absorción de la radiación solar de las partículas pequeñas respecto a las más gruesas.
- La contribución de componentes químicos absorbentes distintos al BC a la absorción de la luz se estima en un 14% para la región UV. En la zona visible esta contribución ha resultado ser bastante constante con porcentajes medios entre el 3.5 y el 7%. Estos porcentajes no son en absoluto despreciables, por ello, estos dos componentes deben ser tenidos en cuenta a la hora de analizar la absorción de la luz en cualquier ambiente.



## 6. PROYECCION FUTURA

Destacamos algunos proyectos futuros que complementarían el trabajo realizado y podrían proporcionar información relevante.

- Las comprobaciones de parte de las afirmaciones realizadas en este trabajo requieren del análisis químico de las fracciones másicas, preferentemente la fracción  $PM_{10}$ . Este análisis aportaría conocimiento sobre concentraciones de polvo mineral y BrC y sus contribuciones porcentuales al valor de  $PM_{10}$ . Los valores de AAE y su variabilidad temporal podrían ser mejor entendidos.
- Sería muy interesante la medición del coeficiente de scattering durante el mismo periodo temporal por dos razones: Por un lado, por el hecho de analizar el proceso de dispersión de la luz por las partículas, al igual que se ha hecho con el de absorción. Por otro, la obtención de un nuevo parámetro, el SSA (Single Scattering Albedo). Este parámetro depende de los coeficientes de scattering y absorción y es clave a la hora de evaluar el forzamiento radiativo generado por los aerosoles.



## 7. BIBLIOGRAFIA

Absorption Coefficient Near the Surface in a Small-Sized Urban Area in Portugal. *Air Pollution, Air Quality, and Climate Change*. Volume 2014 | Article ID 830349.

Andrews, E., Ogren, J.A., Bonasoni, P., Marinoni, A., Cuevas, E., Rodríguez, S., Sun, J.Y., Jaffe, D.A., Fischer, E.V., Baltensperger, 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. *Atmospheric Research* 102, 365-393.

Ångström, A. (1929). On the Atmospheric Transmission of Sun Radiation and on Dust in the Air. *Geografiska Annaler* Vol. 11, 156-166.

Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Bond, T.C., Doherty, S.J., Fahey, D.W., Forster, P.M., Berntsen, T., DeAngelo, B.J., Flanner, M.G., Ghan, S., Kärcher, B., Koch, D., Kinne, S., Kondo, Y., Quinn, P.K., Sarofim, M.C., Schultz, M.G., Schulz, M., Venkataraman, C., Zhang, H., Zhang, S., Bellouin, N., Guttikunda, S.K., Hopke, P.K., Jacobson, M.Z., Kaiser, J.W., Klimont, Z., Lohmann, U., Schwarz, J.P., Shindell, D., Storelvmo, T., Warren, S.G., Zender, C.S. (2013). Bounding the role of black carbon in the climate system: a scientific assessment. *Journal of Geophysical Research* 118, 5380-5552.

Boucher, O., Randall, D., Artaxo, P., Bretherton, C., Feingold, G., Forster, P., Kerminen, V.M., Kondo, Y., Liao, H., Lohmann, U., Rasch, P., Satheesh, S.K., Sherwood, S., B. Stevens, B., Zhang, X.Y. (2013). "Clouds and aerosols," in: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. eds T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung Caponi, L., Formenti, P., Massabó, D., Di Biagio, C., Cazaunau, M., Pangui, E., Chevaillier, S., Landrot, G., Andreae, M.O., Kandler, K., Piketh, S., Saeed, T., Seibert, D., Williams, E., Balkanski, Y., Prati, P., Doussin, J-F. (2017). Spectral-and size-resolved mass absorption efficiency of mineral

dust aerosols in the shortwave spectrum: a simulation chamber study. *Atmos. Chem. Phys.* 17, 7175-7191.

Ealo, M., Alastuey, A., Ripoll A., Pérez, N., Minguillón, M.C., Querol, X., Pandolfi, P. (2016). Deterction of Saharan dust and biomass burning events using near-real-time intensive aerosol optical properties in the north-western Mediterranean. *Atmospheric Chemistry and Physics* 16, 12567-12586.

Forster, P., Ramaswamy, V., Artaxo, P., Berntsen, T., Betts, R., Fahey, D., Haywood, J., Lean, J., Lowe, D., Myhre, G., Nganga, J., Prinn, R., Raga, G., Schulz M., Van Dorland, R. (2008). Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC*, S. Solomon et al. (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK, Chapter 2.

Galindo, N., Yubero, E., Nicolás, J.F., Crespo, J., Soler, R. (2016). Chemical Characterization of PM<sub>1</sub> at a Regional Background Site in the Western Mediterranean. *Aerosol and Air Quality Research* 16, 530-541.

He, X., Li, C.C., Lau, A.K.H., Deng, Z. Z., Mao, J.T., Wang, M.H., Liu, X.Y. (2009). An intensive study of aerosol optical properties in Beijing urban área. *Atmospheric Chemistry and Physics* 9, 8903–8915.

Horvath, H. (1993). Atmospheric light absorption—a review. *Atmospheric Environment* 27A, 293–317.

Horvath, H. (2016). Light absorption in the atmosphere. *Light Scattering Reviews* 10. Springer Praxis Books. Springer, Berlin, Heidelberg.

Huerta-Viso, A., Crespo, J., Galindo, N., Yubero, E., Nicolás J.F. (2020). Saharan Dust Events over the Valencian Community (Eastern Iberian Peninsula): Synoptic Circulation Patterns and Contribution to PM<sub>10</sub> Levels. *Aerosol and Air Quality Research* 20, 2519–2528.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). (2007). Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., miller, H.L. (Eds), *Climate Change 2007: The*



Physical Science Basis. Contribution of working group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. UK&New York, USA.

Kirchstetter, T., Novakov, W., Hobbs, P.V. (2004). Evidence that the spectral dependence of light absorption by aerosols is affected by organic carbon. *J. Geophys. Res.* 109, D221208.

Mahowald, N. (2011). Aerosol Indirect Effect on Biogeochemical Cycles and Climate. *Science* Vol. 334, Issue 6057, 794-796.

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. *Advances in Meteorology* 2014, (24) |Article ID 830349|.

Nicolás, J.F., Castañer, R., Crespo, J., Yubero, E., Galindo, N., Pastor, C., (2018). Seasonal variability of aerosol absorption parameters at a remote site with high mineral dust loads. *Atmospheric Research* 210, 100-109.

Pandolfi, M., Ripoll, A., Querol, X., Alastuey, A. (2014). Climatology of aerosol optical properties and black carbon mass absorption cross section at a remote high-altitude site in the western Mediterranean basin. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14, 6443-6460.

Pandolfi, M., Cusack, M., Alastuey, A., Querol, X., (2011). Variability of aerosol optical properties in the Western Mediterranean Basin. *Atmospheric Chemistry and Physics* 11, 8189-8203.

Papadimas, C., Hatzianastassiou, N., Matsoukas, C., Kanakidou, M., Mihalopoulos, N. & Vardavas, I. (2012). The direct effect of aerosols on solar radiation over the broader. *Atmospheric Chemistry and Physics* 12, 7165-7185.

Praveen, P.S., Ahmed, T., Kar, A., Rehman, I.H., Ramanathan, V. (2012). Link between local scale BC emissions in the Indo-Gangetic Plains and large scale atmospheric solar absorption. *Atmospheric Chemistry and Physics* 12, 1173-1187.

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. *Atmospheric Environment* 129, 18-26.

Tesis Doctoral. Sara Segura Redón. Burjassot, (2015). Departamento de Física de la Tierra y Termodinámica. "Caracterización in-situ de las propiedades espectrales de absorción de los aerosoles atmosféricos en Valencia".

Titos, G., Ealo, M., Pandolfi, M., Pérez, N., Sola, Y., Sicard, M., Comerón, A., Querol, X., Alastuey, A. (2017). Spatio-temporal evolution of a severe winter dust event in the western Mediterranean: Aerosol optical and physical properties. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 122, 4052-4059.

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. *Journal of Geophysical research* 117, D04206.

Weingartner, E., Saatho, H., Schnaiter, M., Streit, N., Bitnar, B., Baltensperger, U. (2003). Absorption of light by soot particles: determination of the absorption coefficient by means of aethalometers. *Journal of Aerosol Science* 34, 1445–1463.

Xie, M., Mladenov, N., Williams, M.W., Neff, J.C., Joseph Wasswa, J., Hannigan, M.P. (2016). Water soluble organic aerosols in the Colorado Rocky Mountains, USA: composition, sources and optical properties. *Scientific Reports* | 6:39339 | DOI: 10.1038/srep39339.

Zender, C.H., Huisheng, B., Newman, D. Mineral Dust Entrainment and Deposition (DEAD) model: Description and 1990s dust climatology. (2003). *Journal of Geophysical Research* 108, D14, 4416.

