



Universidad de Valladolid

Facultad de Ciencias

TRABAJO FIN DE GRADO

Grado en Física

**Determinación de la variación estacional del espesor óptico de
aerosoles mediante fotometría lunar**

Autor: Celia Herrero del Barrio

Tutores:

Roberto Román Díez

David Mateos Villán

ÍNDICE

RESUMEN	1
ABSTRACT	1
1. Introducción	2
1.1. Aerosoles atmosféricos.....	2
1.2. Espesor óptico de aerosoles	6
1.3. Exponente de Ångström.....	7
1.4. Fotometría lunar.....	8
1.5. Objetivos.....	8
2. Instrumentación y metodología	9
2.1. AERONET	9
2.2. CIMEL CE318	10
2.3. CÆLIS	11
2.4. Estaciones de medida.....	13
2.5. Metodología estadística.....	14
3. Resultados	17
3.1. Evolución interanual	17
3.2. Evolución mensual	19
3.3. Evolución horaria.....	23
4. Conclusiones	30
5. Bibliografía	31
6. Anexos	34
6.1. Evolución mensual Valladolid.....	34
6.2. Evolución mensual Izaña.....	36
6.3. Evolución diaria estacional	39

RESUMEN

Los aerosoles atmosféricos juegan un papel fundamental en el equilibrio térmico de la Tierra. Sin embargo, la tecnología que permite medirlos es relativamente reciente, por lo que aún se tienen ciertas incertidumbres sobre esta variable. Con el objetivo de reducirlas, se ha implementado una forma de obtener datos durante la noche, utilizando la radiación que la luna refleja del sol.

Los fotómetros CIMEL CE318 de la red AERONET, disponen de las características tecnológicas que hacen posible la toma de medidas de irradiancia lunar durante la noche. Con estos datos es posible calcular el espesor óptico de aerosoles, la magnitud principal que permite caracterizar el aerosol atmosférico. Sin embargo, para realizar este cálculo es necesario un modelo que pueda predecir la irradiancia lunar extraterrestre.

El trabajo de investigación hasta ahora se ha centrado en desarrollar estos modelos y en diseñar métodos de calibración adaptados para la fotometría lunar, que permitan obtener datos fiables.

En este trabajo se recogen los datos disponibles desde que hay registro nocturno en las estaciones de Valladolid e Izaña, a partir de los años 2016 y 2014 respectivamente. Se estudia su evolución estacional comparando los datos nocturnos con los diurnos, buscando comprobar que existe una buena correlación entre ambos tipos de medidas. Además, se establece por primera vez una evolución diaria completa.

ABSTRACT

Atmospheric aerosols play a very important role in the Earth's thermal equilibrium. However, the technology that enable us to measure it is rather recent, therefore, there are still some uncertainties over this variable. Aiming to reduce those, a new measuring method during the night has been developed, which uses the radiation that the moon reflects from the sun.

The photometers CIMEL CE318, from AERONET, have the technological characteristics that makes them able to measure lunar irradiance at night. With this data, it is possible to calculate the aerosol optical depth, the main magnitude that characterizes atmospheric aerosol. Nevertheless, for this calculation is necessary a model that can predict the lunar extraterrestrial irradiance.

So far, researching studies have developed and improve those models and have designed calibration methods adapted to lunar photometry, that enable us to obtain reliable data.

In this work all data available since there is a night register is collected for the stations of Valladolid and Izaña, which correspond to the years 2016 and 2014 respectively. The seasonal evolution is studied, comparing night and day data and checking that there is a good correlation between them. Also, for the first time, a complete daily evolution is set out.

1. Introducción

1.1. Aerosoles atmosféricos

El aerosol puede definirse como el conjunto de partículas sólidas o líquidas suspendidas en un medio gaseoso (Baron y Willeke, 1993). Por su origen, los aerosoles atmosféricos se clasifican principalmente en dos grupos: naturales y antropogénicos. Al primero pertenecen las cenizas volcánicas, la sal marina, el polvo desértico, las esporas, el polen, etc. El segundo grupo lo constituyen partículas derivadas de la actividad humana, tales como humo procedente de quemas de biomasa para sistemas de calefacción, partículas minerales surgidas de procesos industriales o partículas secundarias producidas fotoquímicamente a partir de la nucleación de contaminantes gaseosos (Toledano, 2005).

En la Figura 1.1 aparecen distintos mecanismos de formación y eliminación de aerosoles. En función del diámetro y la densidad de las partículas se suelen distinguir tres modos en la distribución de tamaños, que corresponden con las tres campanas de la gráfica, denominados modo de condensación (menos de $0.1 \mu\text{m}$), modo de acumulación (entre 0.1 y $1 \mu\text{m}$) y modo grueso (desde 1 a $100 \mu\text{m}$). A los modos de condensación y acumulación usualmente se les considera como un único modo, llamado modo fino. Como se observa en la Figura 1.1, el tamaño influye en los mecanismos de eliminación, las partículas más pesadas son depositadas por la acción de la gravedad o el viento (deposición seca) y las más finas suelen ser eliminadas por la lluvia (deposición húmeda). Esto condiciona el tiempo de vida del aerosol en la atmósfera ya que si las partículas finas alcanzan la estratosfera es difícil que se eliminen al estar impedidos en esta región los movimientos verticales (Salby, 2012).

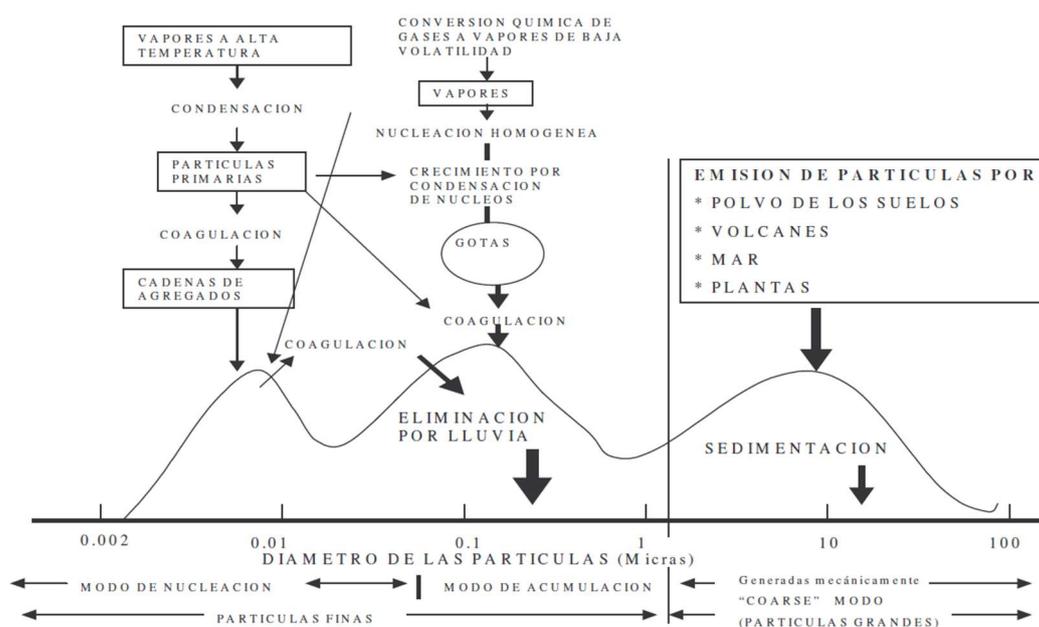


Figura 1.1: Forma típica de la distribución de tamaños de los aerosoles, con los tres modos y los mecanismos de formación y eliminación en la atmósfera (Toledano, 2005).

Las partículas suspendidas en la atmósfera pueden interactuar directamente con la radiación solar mediante procesos de dispersión y absorción, lo cual se conoce como interacción aerosol-radiación, o indirectamente actuando como núcleos de condensación en la formación de nubes mediante la llamada interacción aerosol-nube (IPCC, 2013). Estas interacciones afectan al equilibrio térmico de la Tierra. El impacto que esto tiene sobre el clima se cuantifica a través del forzamiento radiativo que representa la diferencia entre la radiación absorbida por la Tierra y la energía irradiada de vuelta al espacio (Shindell et al., 2013).

El forzamiento radiativo de los aerosoles es actualmente el que presenta mayor incertidumbre, como se puede observar en la Figura 1.2. Por tanto, el estudio de los aerosoles es fundamental para poder reducir la incertidumbre que tienen asociada y entender sus interacciones con la radiación y las nubes, lo que permitirá realizar proyecciones climáticas más precisas (González, 2021).

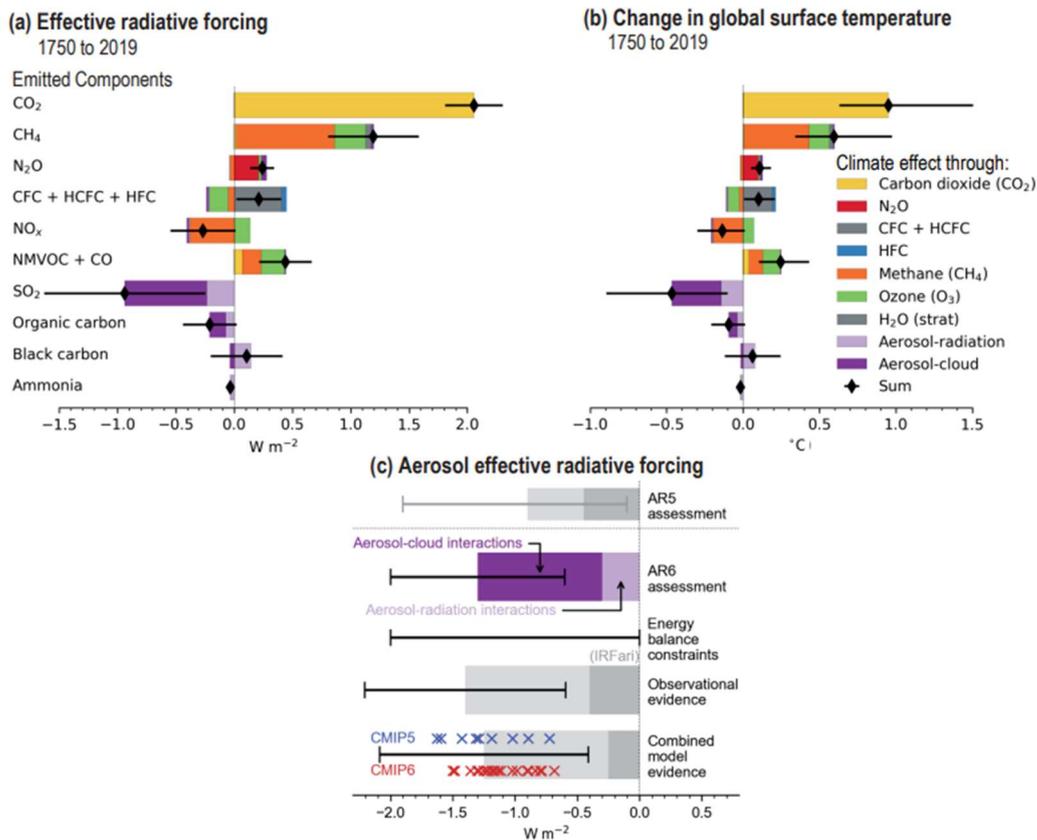


Figura 1.2: Resultados expuestos en el informe del primer grupo de trabajo del informe AR6 del IPCC (Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático). (Arias *et al.*, 2019).

Los aerosoles también pueden utilizarse como marcadores en el estudio del movimiento de la atmósfera. Debido a que las concentraciones de aerosoles varían más lentamente que las de otros componentes atmosféricos, han sido utilizados para estudiar la dinámica en las

regiones polares, el transporte estratosférico de bajas a altas latitudes o los intercambios de aire entre la troposfera y la estratosfera (NASA, 2017).

Además de por todo lo anterior, es necesario estudiar el aerosol atmosférico por las posibles consecuencias que pueda tener sobre la calidad del aire y la salud humana, bien sea directamente en eventos en los que llega a la superficie terrestre y puede ser inhalado por el sistema respiratorio, o indirectamente, ya que algunos aerosoles pueden participar en las reacciones de formación de la lluvia ácida o en las de formación y destrucción del ozono troposférico y estratosférico.

Para medir y obtener información de los aerosoles atmosféricos se aplican tanto técnicas in-situ como remotas. Las primeras, se basan en analizar en el laboratorio muestras de aire tomadas a nivel del suelo o mediante instrumentación específica en aviones. El radio de acción de estas medidas es pequeño por lo que en general son solo representativas localmente y se utilizan para estudiar la calidad del aire.

Por otro lado, las técnicas remotas o de teledetección tratan de determinar distintas propiedades de los aerosoles analizando su interacción la radiación, ya sea proveniente de una fuente natural o artificial. Estas técnicas se pueden clasificar en dos grupos:

- Métodos pasivos: registran la radiación emitida, transmitida o reflejada por los aerosoles de una fuente natural, como la radiación del sol, la luna o la térmica terrestre. Trabajan principalmente en el rango espectral del visible y del infrarrojo. Son sensores pasivos las cámaras de fotos, los radiómetros y los fotómetros.
- Métodos activos: la radiación con la que interactúa el sistema observado es producida artificialmente y con características conocidas. Después se recoge la señal que devuelve el sistema observado tras interactuar con la emitida. Los sensores activos como el radar trabajan en el intervalo de las microondas del espectro electromagnético los sensores tipo lidar trabajan en el rango solar (Sobrino, 2000).

Ambos métodos se pueden implementar tanto en instrumentación en superficie como en satélites. Las medidas en superficie, pese a tener menor resolución espacial que las satelitales, tienen mayor resolución temporal y normalmente son más precisas, por lo que es importante tomar medidas desde distintos lugares de la Tierra para poder calibrar y validar los productos proporcionados por los satélites. Por lo tanto, ambas medidas son necesarias y complementarias (González, 2021).

En este trabajo nos centraremos en medidas de fotómetro, un instrumento de medida pasivo en superficie, cuyo funcionamiento se detallará más en concreto en el Capítulo 2. Este tipo de sensores radiométricos permiten medir, a varias longitudes de onda, la radiación solar directa en la superficie de la Tierra. Estas medidas al ser comparadas con los valores que llegan a lo más alto de la atmósfera (radiación extraterrestre), nos ofrecen información sobre las propiedades ópticas de los aerosoles, así como su efecto sobre el balance radiativo.

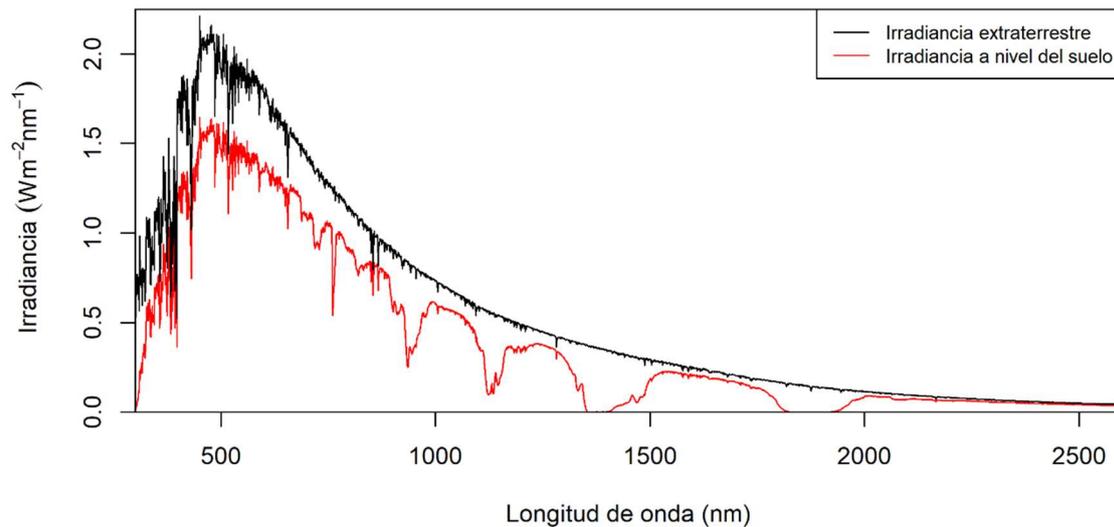


Figura 1.3: Espectro obtenido con el modelo SSOLAR-GOA para unas condiciones estándar.

La radiación extraterrestre va siendo dispersada y absorbida por los componentes atmosféricos según va cruzando la atmósfera llegando al sensor una parte de la radiación inicial. En la Figura 1.3 se muestra la forma que predicen los modelos para el espectro de la radiación solar antes y después de atravesar la atmósfera (Cachorro *et al.*, 2022).

El fenómeno físico de dispersión, conocido como scattering, hace que parte de la radiación que incide sobre la materia sea redirigida en otra dirección. En la atmósfera se produce al interactuar con gases a través del conocido scattering de Rayleigh (Bodhaine *et al.*, 1999), que es el causante del color azul del cielo despejado ya que es proporcional al inverso de la cuarta potencia de la longitud de onda. En el caso de aerosoles y nubes la dispersión de la luz se rige a través del scattering de Mie, no tan dependiente de la longitud de onda.

Las propiedades ópticas de una partícula dependen exclusivamente del índice de refracción y de su tamaño. Para clasificarlas, se define el parámetro de tamaño $x=2\pi r/\lambda$ donde r es el tamaño de la partícula y λ la longitud de onda de la radiación incidente. La dispersión Mie se produce cuando la longitud de onda de la radiación es del mismo orden de magnitud que el tamaño de las partículas con las que interactúa. Los causantes de este tipo de fenómeno suelen ser los aerosoles atmosféricos, y afecta a radiaciones de longitud de onda más larga que la correspondiente a la dispersión Rayleigh. Suele ser el fenómeno dominante en las capas más bajas de la atmósfera, donde hay grandes cantidades de partículas de tamaño considerable (Prats, 2009).

La dispersión no selectiva ocurre cuando el tamaño de las partículas que la provocan es mucho más grande que la longitud de onda de la radiación que la sufre. Los causantes de este tipo de dispersión suelen ser grandes partículas de polvo y pequeñas gotas de agua suspendidas en la atmósfera. Se denomina no selectiva porque todas las longitudes de onda se dispersan más o menos en la misma proporción. Este fenómeno es el causante de que las nubes y la niebla se aprecien de color blanco.

Otro mecanismo de interacción de los componentes atmosféricos con la radiación es la absorción. De este proceso se da cuenta en la parte imaginaria del índice de refracción. La absorción por moléculas de gases como dióxido de carbono, ozono, vapor de agua, etc, es selectiva, presentando bandas y líneas espectrales de absorción, que varían según el gas. En el caso de la absorción de radiación por parte de los aerosoles, ésta varía suavemente con la longitud de onda, al menos en el espectro solar (Dubovik *et al.*, 2002). Los sensores que normalmente se utilizan para la observación de la tierra y el mar a través de satélites se diseñan para operar fuera de las bandas del espectro electromagnético en las que los efectos de absorción de gases son más notorios. A estas regiones se las denomina ventanas atmosféricas, se pueden identificar como las zonas en las que la en la curva de irradiancia a nivel del suelo de la Figura 1.3 presenta una forma similar a la extraterrestre y no desciende bruscamente (bandas de absorción).

1.2. Espesor óptico de aerosoles

La densidad de flujo radiante se define como la energía radiante recibida por unidad de tiempo y superficie. Desde el punto de vista de la teoría electromagnética se interpreta como el flujo del vector de Poynting a través de una superficie elemental. Una magnitud más habitual es la irradiancia (I), que es el flujo radiante procedente de una superficie elemental, por unidad de ángulo sólido y por unidad de superficie, normal a la dirección de propagación. La irradiancia es la magnitud que mide el fotómetro.

Se puede calcular la atenuación de la irradiancia que llega a la superficie de la Tierra suponiendo una atmósfera plano-paralela de una sola capa y utilizando la ley de Beer-Bouguer-Lambert:

$$I(\lambda) = I_0(\lambda)e^{-\tau(\lambda)m} \quad (1)$$

Donde I es la irradiancia que llega a la superficie medida por el fotómetro, I_0 es la irradiancia extraterrestre, τ es el espesor óptico total de la columna atmosférica, m la masa óptica, que se define como la razón entre el espesor óptico en la vertical y el espesor óptico en una dirección determinada. I , I_0 , y τ varían con la longitud de onda λ .

La medida habitual para calcular el espesor óptico de la atmósfera es una medida de irradiancia directa al sol o la luna (medida de extinción). Asumiendo el modelo de atmósfera plano-paralela, la masa óptica podría expresarse simplemente como la secante del ángulo cenital solar (θ), sin embargo, la curvatura de la Tierra, la refracción en el aire y el scattering múltiple entre otros motivos, hacen que esta aproximación deje de ser buena para ángulos cenitales solares a partir de los 60° (Toledano, 2005). En lugar de esto se emplean otras fórmulas empíricas como la de Kasten y Young (1989):

$$m = \frac{1}{\cos \theta + 0.50572(1,46468 - \theta)^{-1.6364}} \quad (2)$$

Despejando de la ley de Beer-Bouguer-Lambert podemos obtener el espesor óptico total de la atmósfera:

$$\tau(\lambda) = \frac{1}{m} \ln \left(\frac{I(\lambda)}{I_0(\lambda)} \right) \quad (3)$$

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

$$\tau_a(\lambda) = \tau(\lambda) - \tau_R(\lambda) - \tau_g(\lambda) \quad (4)$$

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

1.3. Exponente de Ångström

Para describir la dependencia espectral del espesor óptico de aerosoles se utiliza la ley de Ångström (Ångström, 1961):

$$\tau_a(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (5)$$

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

Los valores más bajos de α indican una menor dependencia del AOD con la longitud de onda, y están asociados a partículas grandes (dispersión no selectiva). Los valores más altos de α se dan para partículas pequeñas, que muestran una mayor dependencia espectral en el AOD. Para aerosoles es habitual tener un rango de valores entre 0 y 2.5 en el espectro solar.

Para calcular el parámetro de Ångström, generalmente se utilizan los datos medidos de AOD en diferentes longitudes de onda, se toman logaritmos en la expresión de la ley de Ångström (ecuación 5) y se realiza un ajuste lineal de mínimos cuadrados a partir de un conjunto de observaciones espectrales que permite determinar los parámetros α y β . El resultado será representativo de un rango espectral y lo denotaremos con las longitudes inicial y final de ese rango.

1.4. Fotometría lunar

Hasta ahora hemos asumido la luz solar como fuente de iluminación. Sin embargo, en los últimos años se han realizado importantes avances técnicos en la instrumentación consiguiendo adaptar los fotómetros para que puedan medir la irradiancia directa lunar, que es de varios órdenes de magnitud inferior a la solar.

Esta nueva técnica permite completar en parte las discontinuidades en los datos entre el día y la noche en latitudes medias y la ausencia total de datos durante el invierno en regiones polares, en las que el sol no sale durante meses.

Además de mejorar los instrumentos, ha sido necesario adaptar los algoritmos y el procesado de datos existentes para obtener productos similares a los que se obtiene con la fotometría solar.

A priori, la ley de Beer-Bouguer-Lambert sigue siendo válida sustituyendo la irradiancia solar por la lunar para cada longitud de onda correspondiente. El problema es que, a diferencia del Sol, la Luna no emite radiación visible si no que a la Tierra llega la radiación solar que la Luna refleja. Esto hace que la irradiancia lunar extraterrestre esté en constante variación al depender de distintos factores que van cambiando con el tiempo, tales como el ángulo de fase de la Luna, las distancias Sol-Luna y Luna-Tierra y la reflectancia angular de la superficie lunar iluminada (González, 2021). Para solventar esto se disponen de modelos capaces de predecir la irradiancia lunar extraterrestre (Kieffer y Stone, 2005; Barreto *et al.*, 2019) los cuales se han corregido recientemente para obtener unos valores fiables (Román *et al.*, 2020).

1.5. Objetivos

En base a los motivos expuestos sobre la importancia del estudio del aerosol atmosférico, en los últimos años se ha realizado un esfuerzo por superar las dificultades que entraña la predicción de la irradiancia lunar extraterrestre. Estos modelos son imprescindibles para poder calcular el espesor óptico de aerosoles, un parámetro clave por la información que permite extraer sobre la interacción entre la radiación y los aerosoles.

El objetivo de este trabajo es utilizar los avances conseguidos en la obtención y procesado de datos de espesor óptico de aerosoles mediante fotometría lunar para estudiar su evolución temporal y obtener así una climatología de aerosoles que incluya por primera vez datos nocturnos y diurnos. Se estudiarán las diferencias entre un núcleo urbano y una estación de medida aislada, lo que permitirá completar los trabajos ya existentes sobre la caracterización del aerosol, que hasta ahora no reflejaban las diferencias que existen entre el día y la noche.

2. Instrumentación y metodología

2.1. AERONET

Una de las redes de medida más importantes para la obtención de propiedades de los aerosoles con fotómetros, como el AOD, es AERONET (AErosol RObotic NETwork; Holben, *et al.*, 1998; <https://aeronet.gsfc.nasa.gov>). Se trata de una federación de redes, creada en la década de 1990 por la NASA y el laboratorio de óptica Atmosférica de la Universidad de Lille (LOA), Francia. Su objetivo original es el estudio rutinario y desde cualquier punto del planeta del aerosol atmosférico para poder validar las medidas obtenidas por satélite. Para ello cuenta con más de 500 estaciones, repartidas tal y como se puede ver en la Figura 2.1. Con la intención de que todas las medidas sean directamente comparables, todas las estaciones cuentan con un instrumento común y existe un protocolo común de calibración. Desde el 2006, el Grupo de Óptica Atmosférica de la Universidad de Valladolid (GOA-UVa) es uno de los centros oficiales de calibración de esta red.

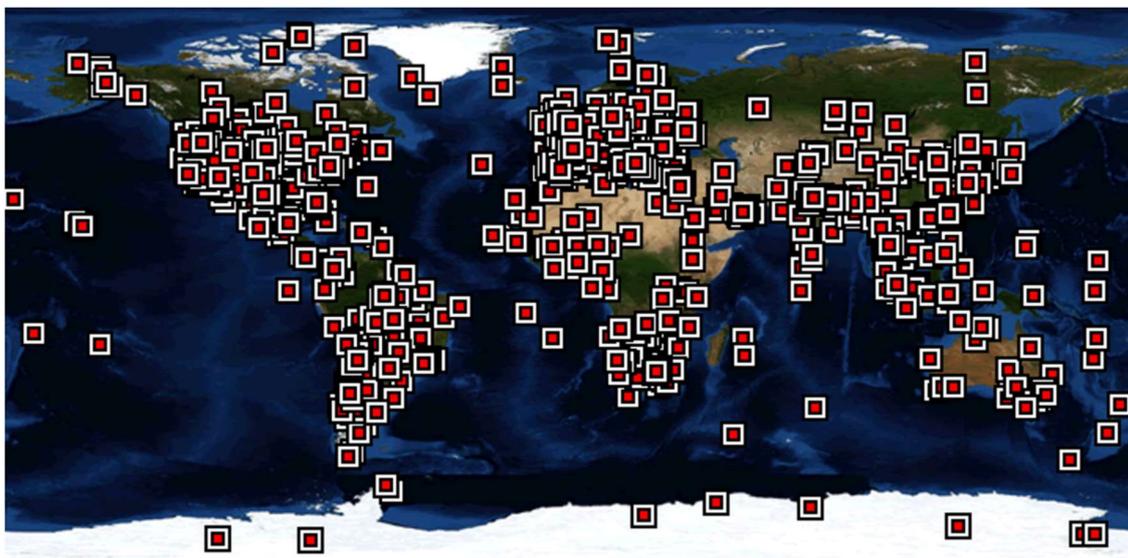


Figura 2.1: Ubicación de cada una de las estaciones de medida pertenecientes a la red AERONET. Imagen obtenida de la propia página web de la red AERONET (NASA, 2022).

Las medidas de irradiancia solar se calibran por inter-comparación con unos fotómetros de referencia llamados máster. Estos fotómetros máster se calibran por el método Langley en las estaciones de Izaña (Tenerife, España) y Mauna Loa (Hawai, Estados Unidos) (Toledano *et al.*, 2018). Por otro lado, las medidas de radiancia de cielo se calibran en el laboratorio con una esfera integrante (González, 2021). La calibración solar se transfiere a la de las medidas de irradiancia lunar, asumiendo que las medidas lunares se realizan con el mismo sensor que las solares, pero con una amplificación de ganancia igual a 4096 (Barreto *et al.*, 2016; Román *et al.*, 2020).

Los fotómetros se calibran en periodos de un año de medida, para minimizar los cambios causados por la degradación de los componentes. El procesamiento de datos se realiza de

manera centralizada en los servidores del Goddar Space Flight Center (Washington DC, Estados Unidos).

2.2. CIMEL CE318

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

Estos fotómetros han ido modernizándose desde los primeros modelos analógicos comercializados en los años 90. A partir del 2002 aparecen los fotómetros extendidos en los que se incluía un detector de InGaAs para los canales de 1020 y 1640 nm y desde el 2013 los fotómetros triples, CE318-T, que son los utilizados en este trabajo (Barreto *et al.*, 2016). Esta versión más moderna es en la que se ha incluido la posibilidad de tomar medidas de irradiancia lunar, aunque solo durante medio ciclo lunar, entre las fases lunares creciente y decreciente. Para ello se ha mejorado la electrónica del instrumento, manteniendo la coherencia de las medidas con las versiones previas.

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

A continuación de la cabeza sensora, se acoplan dos tubos limitadores del campo, que coliman la luz que llega a los detectores y evitan radiación espuria. Un sensor de lluvia expuesto a la precipitación cancelará cualquier secuencia de medida en caso de activarse, y dejará el instrumento en posición de reposo con los colimadores mirando hacia abajo para evitar que el agua dañe o ensucie las lentes.

La cabeza en conjunto con los colimadores va montada sobre un robot seguidor solar de dos ejes. Dos motores de transmisión directa dirigen la cabeza del sensor en los ángulos de acimut y cenital con una exactitud de 0.05° . Un microprocesador calcula la posición del sol basándose en las coordenadas del tiempo y de localización y dirige la cabeza hacia el sol con una precisión de 1° , después de lo cual un detector de cuatro cuadrantes apunta al sol

con una precisión de 0.1° en el instante previo a una medida programada. Lo mismo sucede al apuntar a la luna. Después de completar una medida, el instrumento vuelve a una posición de reposo, esperando a la siguiente secuencia de medida. En la Figura 2.2, aparece una imagen de un fotómetro CIMEL CE 318T en la que se pueden apreciar las partes descritas.

Se denomina triplete a las tres medidas por canal, o longitud de onda, obtenidas en un minuto que proporciona el fotómetro. Cada triplete constituye una observación de AOD para los algoritmos. Se suele aplicar una corrección de temperatura a estos datos brutos, de acuerdo con el valor medido con el termómetro del sensor y previamente caracterizada la respuesta térmica en el laboratorio durante una de las calibraciones rutinarias.



Figura 2.2: Esquema de cada uno de los elementos que componen el CIMEL CE318. En la imagen se puede ver en la parte izquierda la cabeza sensora montada en el robot seguidor. En la parte derecha se puede ver la rueda de filtros que está instalada en la cabeza y la caja de control del fotómetro (González, 2021).

2.3. CÆLIS

Los datos registrados por cada fotómetro se almacenan en una memoria propia y posteriormente se descargan y envían directamente a AERONET o un servidor/sistema intermedio, como es CÆLIS. A partir de 2008, desde el GOA-Uva surge el sistema CÆLIS, un software que permite gestionar la información generada por la red de fotómetros que controla el grupo, ayuda a su mantenimiento mediante sistemas de alertas ante posibles problemas en el funcionamiento de los instrumentos y elabora productos a partir de la base de datos y metadatos de los instrumentos para ponerlos a disposición de las tareas de investigación (Fuentes *et al.*, 2018).

Este sistema tiene una arquitectura cliente-servidor (ver Figura 2.3) que se compone de una base de datos, un módulo de procesado en tiempo casi-real y un frontend (sistema de visualización). En la base de datos está almacenada la información bruta de todas las

medidas, así como la metainformación y los datos procesados. Los datos de los fotómetros gestionados por el GOA-UVa se envían a CÆLIS, donde se almacenan y, si el sistema determina que los datos son correctos, se envían a AERONET. Los datos se almacenan acorde a tres capas lógicas diferenciadas, la capa 0 almacena las medidas brutas generadas por los instrumentos y se caracteriza por ser completamente trazable y contener escasos datos redundantes. La capa 1 contiene los productos directos del procesamiento de las medidas brutas (radiancias o AOD por ejemplo), la trazabilidad y ausencia de redundancias es menor. Por último, en la capa 2 se almacenan los productos derivados (alarmas, inversiones, cloud-screening, etc), en esta capa la redundancia de datos es muy alta.

La finalidad del módulo frontend es hacer la información completamente accesible a cualquier usuario mediante un portal web. Además, la posibilidad de consultar tanto los datos brutos como los productos usando únicamente este módulo, facilita detectar posibles anomalías en el funcionamiento de los instrumentos de forma relativamente rápida.

El procesamiento en tiempo casi-real es posible gracias a recursos externos que asimila CÆLIS como son, datos de los espectros extraterrestres (solar y lunar), datos meteorológicos, coeficientes de absorción de gases, respuestas espectrales de los filtros de los instrumentos, etc. En caso de no estar disponible el recurso en el momento del procesamiento se utilizan datos estándar que, aunque su precisión sea menor, permiten tener un pre-procesado de datos que también aporta información de la medida. Para conocer con certeza la precisión de los datos externos que se han utilizado con cada medida, existen una serie de etiquetas (o flags) asociados a cada medida que indican, para cada recurso necesario, el nivel de precisión utilizado (González, 2021).

Este software permite incorporar de manera relativamente sencilla nuevos instrumentos. Basta con añadir las medidas brutas del nuevo instrumento a la base de datos y aplicar los algoritmos existentes.

Los datos utilizados en este trabajo han sido el AE y el AOD, a todas las longitudes de onda disponibles, tanto de día como de noche y todos obtenidos de la base de datos de CÆLIS, cuya herramienta permite descargar directamente los productos para las estaciones de interés. El software CÆLIS utiliza para el cálculo de la irradiancia extraterrestre lunar el modelo RIMO (Barreto *et al.*, 2019), una implementación del modelo ROLO (Kieffer y Stone, 2005), en conjunto con unas correcciones empíricas obtenidas en Román *et al.* (2020). Una descripción de cómo CÆLIS calcula los valores de AOD de día y de noche, así como el filtrado de datos contaminados con nubes, está detallada en González, *et al.* (2020).

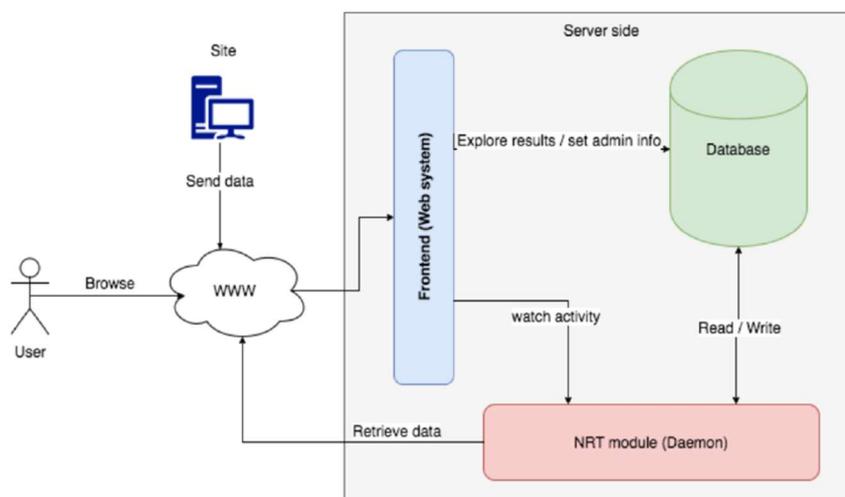


Figura 2.3: Diagrama de la arquitectura de CÆLIS. Las flechas indican dónde se inicia la acción (el flujo de datos es siempre bidireccional) (Fuertes, *et al.*, 2018).

2.4. Estaciones de medida

En el trabajo se analizan los datos obtenidos en dos estaciones de medida de la red AERONET, representadas en la Figura 2.4. La primera, situada en Valladolid, España ($41^{\circ}39'48.96''\text{N}$, $4^{\circ}42'20.99''\text{O}$), a una altitud de 705 m sobre el nivel del mar, es gestionada por la Universidad de Valladolid. Por su localización en la Meseta Central, sin grandes formaciones de relieve cercanas, y con un clima no muy lluvioso de tipo Mediterráneo (Clasificación climática Csb Köppen-Geiger), permite obtener datos de forma continua casi todo el año. Al tratarse de una ciudad de tamaño medio, con una población de alrededor de 400 000 habitantes incluyendo el área metropolitana, y sin una gran actividad industrial, predomina el aerosol de tipo “continental limpio” (Román *et al.*, 2022).

La segunda estación está situada en el Observatorio Meteorológico de Izaña, Tenerife ($28^{\circ}18'33.42''\text{N}$, $11^{\circ}54'8.62''\text{O}$), en el parque nacional del Teide, a una altitud de 2373 m sobre el nivel del mar. Esta estación se encuentra en una región subtropical sobre el océano Atlántico, y en ella prevalecen cielos despejados y aire limpio durante casi todo el año ya que, por su situación, está lejos de actividad industrial y en una región de estabilidad meteorológica. Su localización, coincide con una rama descendente de la célula de Hadley, que establece de forma cuasi permanente una capa de inversión térmica que impide el transporte de contaminantes antropogénicos desde zonas de menor altitud. Se dan, por tanto, condiciones de atmósfera libre, muy adecuadas para realizar actividades de validación y calibración. Además, por su latitud, permite estudiar el transporte de calima desde África y el transporte a gran escala desde los trópicos a latitudes altas (Centro de investigación Atmosférica de Izaña, 2022).

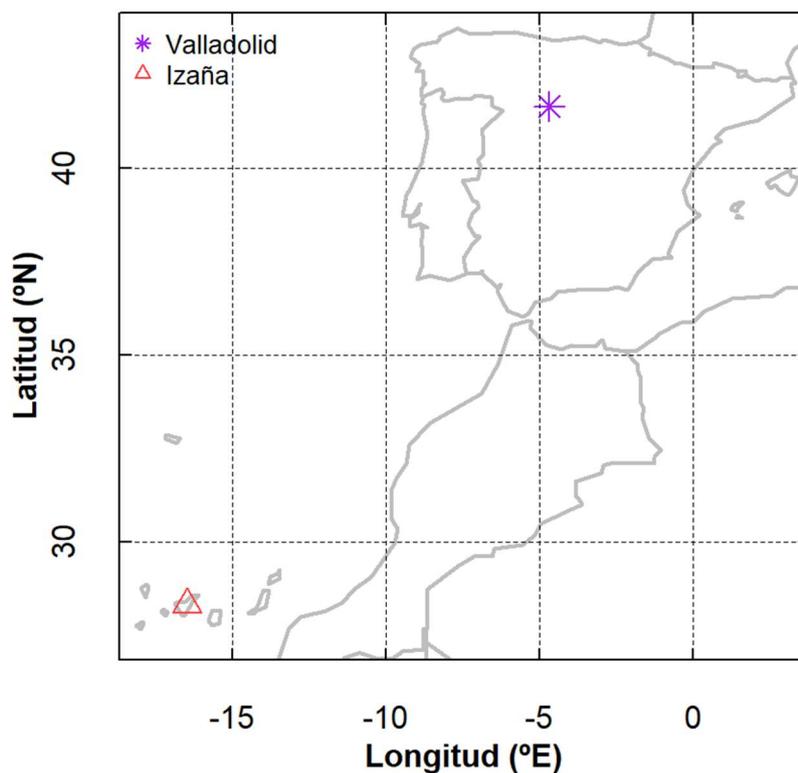


Figura 2.4: Ubicación geográfica de las estaciones de Valladolid e Izaña.

2.5. Metodología estadística

Los datos analizados corresponden al periodo entre octubre de 2016 y marzo de 2022 para Valladolid, con un periodo de ausencia de datos entre marzo y junio de 2017. En Izaña, el intervalo comprende los datos entre noviembre de 2014 y marzo de 2022, con un periodo sin datos entre octubre del 2015 y febrero del 2016. No se analizan datos anteriores ya que aún no se disponía de instrumentos con la capacidad de obtener medidas nocturnas del aerosol.

La frecuencia de muestreo de los fotómetros está determinada por el protocolo que establece la red AERONET y ha ido cambiando en los últimos años según se iban consiguiendo mejoras tanto en los aparatos como en el software para el procesamiento de datos. Entre los años 2014 y 2017 los datos se encuentran espaciados cada quince minutos y en los últimos años cada cinco minutos para medidas diurnas y cada tres minutos para medidas nocturnas.

Debido a las condiciones que se deben cumplir para tomar una medida como válida (sin lluvia, sin nubes, buena calibración, en horas de luz o entre fase lunar creciente y decreciente, etc.), existen horas o días enteros en los que no hay datos disponibles. También debido a problemas en el fotómetro, o la necesidad de cambiarlo para realizar su calibración pueden faltar datos en la serie temporal. En el caso de Valladolid, los datos han sido tomados con tres fotómetros distintos (los numerados #904, #942 y #949 dentro de

AERONET), mientras que en Izaña todos corresponden al mismo aparato (el número #933 de la red AERONET).

Seleccionando el periodo temporal mencionado y la estación de medida, el software CÆLIS nos proporciona un fichero de datos en el que se incluyen: las coordenadas de la estación, la fecha y hora de cada medida, el número que caracteriza a cada fotómetro, el espesor óptico de aerosol para las longitudes de onda de 340 nm, 380 nm, 440 nm, 500 nm, 675 nm, 870 nm, 1020 nm, 1020 nm con el detector InGaAs, 1640 nm, el exponente de Ångström para 380-500 nm y 440-870 nm, la cantidad de vapor de agua, la clasificación del filtro de nubes y el tipo de medida (nocturna o diurna). Destacar que CÆLIS no calcula el AOD a 340 nm con las medidas lunares pero sí el AOD a 380 nm, aunque éste debe ser utilizado con cuidado debido a la alta incertidumbre en las medidas a esa longitud de onda.

El primer paso es filtrar los datos según hayan sido clasificados como medida con nubes o sin nubes, descartando los primeros por no ser representativos de los aerosoles ni de calidad asegurada. El algoritmo de CÆLIS que clasifica una medida como contaminada con nube o no está descrito en detalle en González *et al.* (2020), y es una implementación del de AERONET (Giles *et al.*, 2019). En general este algoritmo considera que la medida no está contaminada por nubes (“cloud-free”) basándose entre otras cosas en: que la señal medida debe de tener cierta intensidad mínima que garantice que el fotómetro está apuntando al Sol (o a la Luna); que la variabilidad del triplete sea baja; que la evolución de AOD durante el día sea suave; etc. Si una medida no satisface los criterios del algoritmo, entonces se clasifica como “no_cloud_free”.

Una vez descartados los datos contaminados con nubes (“no_cloud_free”), los restantes los dividimos entre medidas nocturnas y diurnas, para poder tratar cada grupo por separado. De igual forma, en función de la hora a la que se haya tomado la medida, el software clasifica las medidas como tipo “Sun” o tipo “Moon” en función de a la hora a la que se haya registrado, y la información que contiene en su base de datos que le indica si corresponde a una hora del día o de la noche para su posición geográfica.

En cada uno de estos dos grupos, se calcula el promedio diario del espesor óptico de aerosoles para cada longitud de onda. Esto proporciona una idea de la evolución anual, ya que se obtendrá un valor para cada día o cada noche del año, durante los años de estudio. Esta medida será más o menos fiable en función del número de medidas que haya podido tomar el fotómetro durante ese día.

Para analizar más en profundidad la evolución anual, se calcula el promedio mensual, obteniendo así una idea de cómo sería un año típico en la serie. Debido a que la media aritmética no es un parámetro robusto ya que puede estar sesgada por valores extremos, se calcula también la mediana, un parámetro de centralización cuyo valor no depende esencialmente de cuál sea la distribución de probabilidades de los datos.

Para reflejar la contaminación por valores extremos se calcula la desviación estándar, que permite observar la dispersión de los datos respecto al valor medio. Calculando también

los percentiles 5 y 95 de la distribución, podemos determinar cuantitativamente cuales son estos valores extremos.

Por último, el cálculo de los promedios horarios, tomando la media aritmética de todos los datos correspondientes a la misma hora durante cada mes de la serie, permite apreciar cómo es la evolución diaria durante las diferentes estaciones del año. En este cálculo es donde mejor se refleja la necesidad de incluir medidas nocturnas ya que, de no ser así, durante los meses de invierno habría una incertidumbre en más de la mitad del día. De igual forma, la mediana, desviación estándar y los percentiles 5 y 95 se calculan para apreciar los sesgos estadísticos de estos promedios.

Tanto los cálculos estadísticos como las representaciones obtenidas a partir de los ficheros de CÆLIS se han obtenido utilizando el lenguaje de programación R. La estructura del código utilizado para calcular los promedios es la siguiente: Primero se almacena el fichero de datos en formato tabla y se especifica mediante la función “strptime” que la primera columna corresponde a datos en formato fecha y para el estándar de tiempo ‘GMT’ (del inglés, tiempo medio de Greenwich). A continuación, se define un índice para los años, los meses, los días y las horas. Mediante distintos condicionales dentro de un bucle “for” se van seleccionando los datos necesarios para calcular los promedios.

En el caso de los promedios diarios, el bucle recorre desde el menor al mayor de los años de la muestra. El primer condicional en este bucle determina si el año es bisiesto o no calculando si es divisible entre cuatro. Si es divisible asigna a ese año 366 días y si no lo es 365. Después comienza otro bucle “for”, con índice el número de días del año y otro bucle más que recorre las distintas columnas. Mediante la función “which” se selecciona el índice de los datos que cumplan las siguientes condiciones: sean mayores que cero (así se desechan los valores nulos o corruptos del fotómetro, que por defecto se almacenan como -999), la última columna de la tabla contenga "cloud_free ", la antepenúltima columna sea “sun” o “moon” en función de si estamos calculando el promedio nocturno o diurno, el índice de años coincida con el valor del año de la fecha de la primera columna y de igual forma para el índice de número de día del año.

Se calcula el promedio, desviación estándar, mediana, percentiles 5 y 95 de los datos que cumplan los anteriores requisitos y se almacenan todos los resultados en una tabla. Cuando se calcula el promedio mensual, se cambia el bucle del número de días por un bucle con los doce meses del año. Para los promedios horarios se añade un bucle después del de los días del año, que recorra las veinte cuatro horas.

3. Resultados

En este capítulo se presentan los datos obtenidos para la evolución del aerosol atmosférico, recogidos tal y como se explicó en el Capítulo 2, en las dos estaciones elegidas durante el periodo de estudio.

Para determinar la variación estacional, se expone la evolución durante todo el periodo de tiempo disponible, obteniendo los comportamientos anual y mensual del espesor óptico de aerosoles y el exponente de Ångström

3.1. Evolución interanual

Las Figuras 3.1-3.4, representan el promedio diario para toda la serie de datos. Las dos primeras corresponden a los datos diurnos y nocturnos de la estación de Valladolid y las dos últimas a las de la estación de Izaña.

Observamos el amplio volumen de datos disponibles pese a tener una serie temporal corta, ya que, cada punto en la gráfica es el promedio de todas las medidas registradas cada día.

Se aprecia que el número de medidas nocturnas es menor que el de medidas diurnas, esto es debido a que como se ha explicado, la fase lunar afecta al número de días disponibles para medir.

Sin embargo, esta es la única diferencia reseñable entre las gráficas nocturna y diurna, probando así que, pese a la mayor dificultad en el cálculo de los datos a partir de la irradiancia lunar, sí se pueden obtener buenos resultados y estos son comparables con los solares.

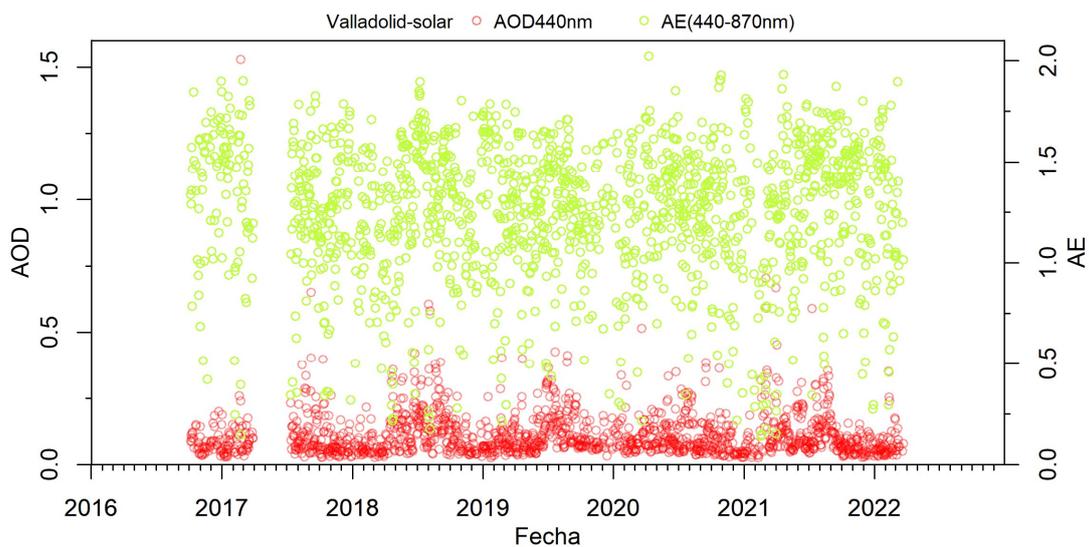


Figura 3.1: Promedio diario del espesor óptico de aerosoles y exponente de Ångström (440-870 nm) para los datos diurnos en la estación de Valladolid.

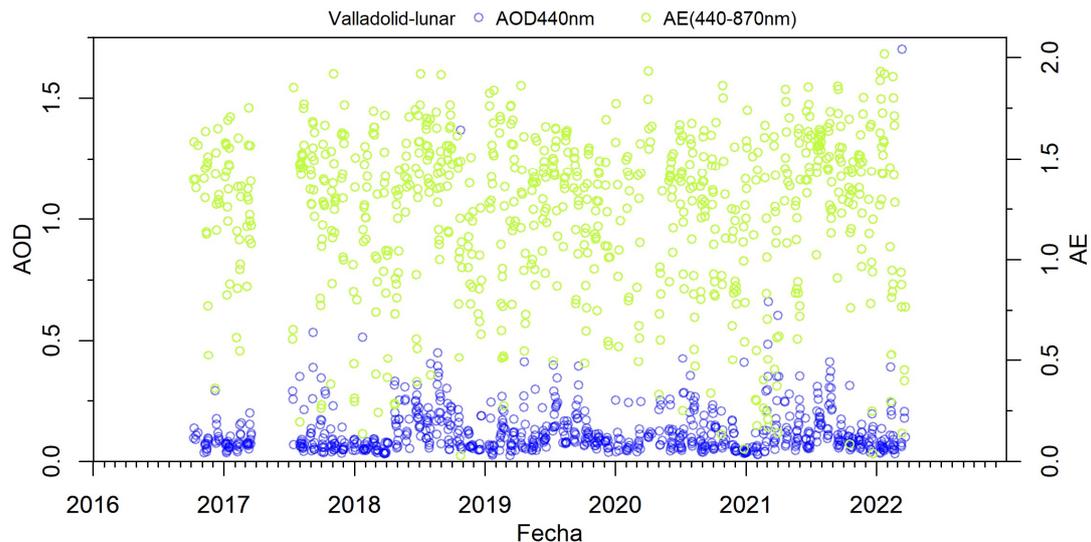


Figura 3.2: Promedio diario del espesor óptico de aerosoles y exponente de Ångström (440-870 nm) para datos nocturnos en la estación de Valladolid.

En las Figuras 3.1-3.4 observamos como el AOD parece presentar un ciclo anual, con un máximo en los meses de verano y descendiendo a valores mínimos en invierno. Esta forma es más reconocible en los datos de Valladolid ya que en Izaña hay una menor variación estacional entre los meses de invierno y verano.

Los valores de la estación de Izaña parecen ser en general menores que los de Valladolid, tanto para el espesor óptico de aerosoles como para el exponente de Ångström.

Fijándonos en la evolución del exponente de Ångström podemos entender de donde proviene esta forma, ya que también sigue cierto patrón anual, coincidiendo sus valores mínimos con los máximos del AOD. Esto sucede cuando hay presencia de partículas de mayor tamaño, ya que llevan asociadas un exponente de Ångström bajo. Estas partículas de gran tamaño corresponden con el transporte de calima y polvo desde el continente africano, que es mayor en los meses de verano que en invierno (Mateos *et al.*, 2015), y que pueden llegar de manera intrusiva con una gran cantidad de partículas, lo cual incrementa notablemente los valores de AOD.

La situación geográfica de Izaña la hace una estación más vulnerable a la presencia de polvo desértico. Esto puede explicar por qué en las gráficas de Izaña los máximos de AOD y mínimos del exponente de Ångström son más acusados que en las de Valladolid y aparecen más puntos alejados del conjunto de los datos, ya que estos podrían corresponder a eventos anómalos de transporte de gran intensidad.

Además de lo anterior, en un primer análisis no se observan otras diferencias reseñables entre ambas estaciones.

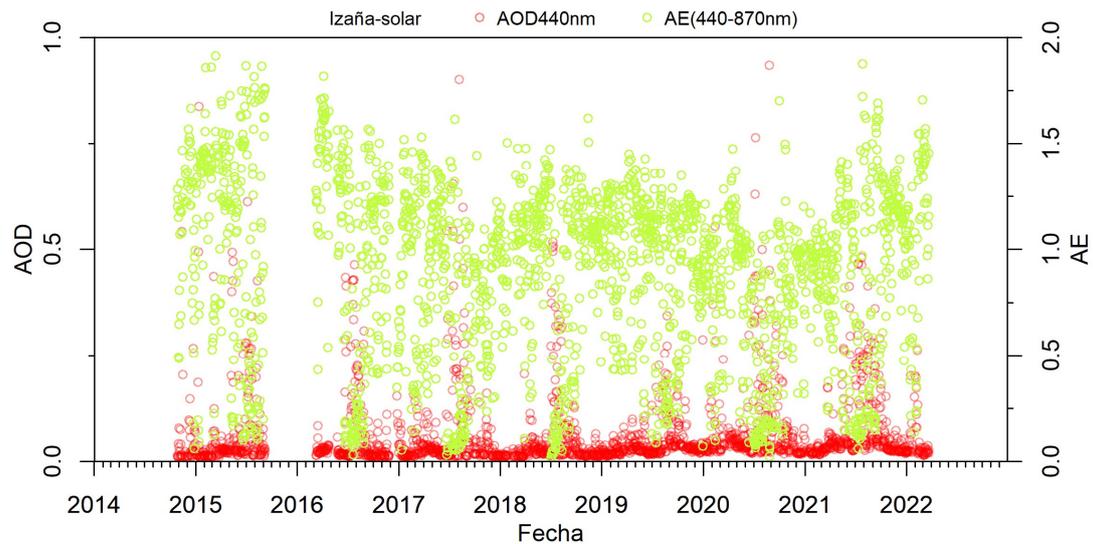


Figura 3.3: Promedio diario del espesor óptico de aerosoles y exponente de Ångström (440-870 nm) para datos diurnos en la estación de Izaña.

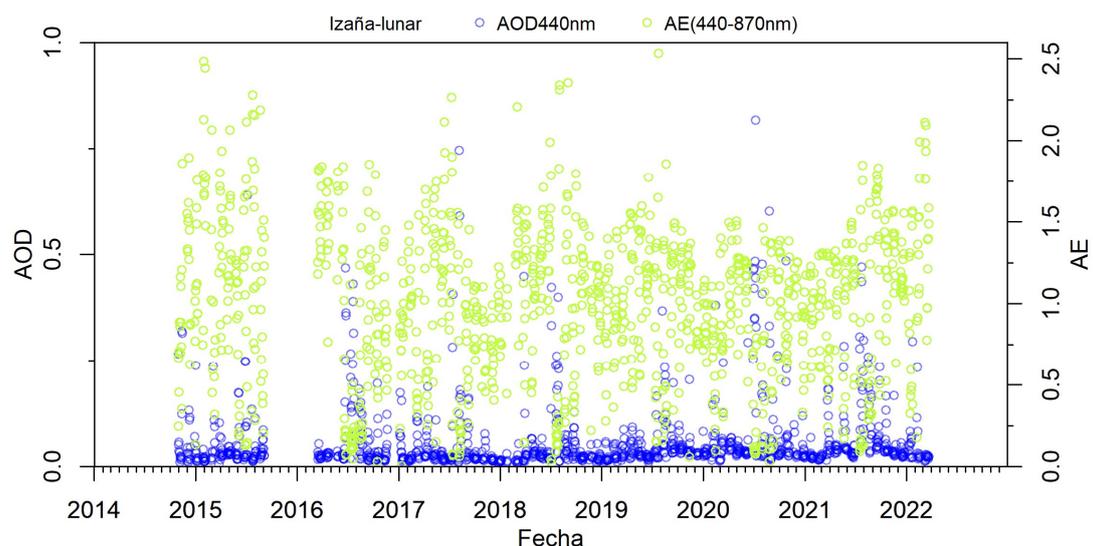


Figura 3.4: Promedio diario del espesor óptico de aerosoles y exponente de Ångström (440-870 nm) para datos nocturnos en la estación de Izaña.

En la evolución interanual no se observa ninguna posible tendencia, el AOD permanece dentro de un rango estable en los años considerados en la serie temporal.

3.2. Evolución mensual

La evolución de los promedios diarios nos ha permitido observar el comportamiento cíclico del AOD. Con el fin de analizarlo más detalladamente se calcula cómo es un año típico de la serie a partir de los promedios mensuales. Para estudiar la variación mensual, se ha representado en las Figuras 3.5 (Valladolid) y 3.6 (Izaña) un diagrama de cajas y bigotes, donde los límites de las cajas representan los datos entre el primer y el tercer cuartil de la distribución mensual. Con una línea negra horizontal se muestra la mediana, que

proporciona una idea de la forma de la distribución mensual y las asimetrías que presenta respecto a la media, representada con un círculo. Los triángulos muestran los valores del percentil 5 y 95 de la gráfica y permiten detectar los valores extremos que explican la gran diferencia entre la media y la mediana. La desviación estándar, representada por la barra de error, corrobora que estas diferencias son debidas a los valores extremos que contaminan el valor de la media geométrica.

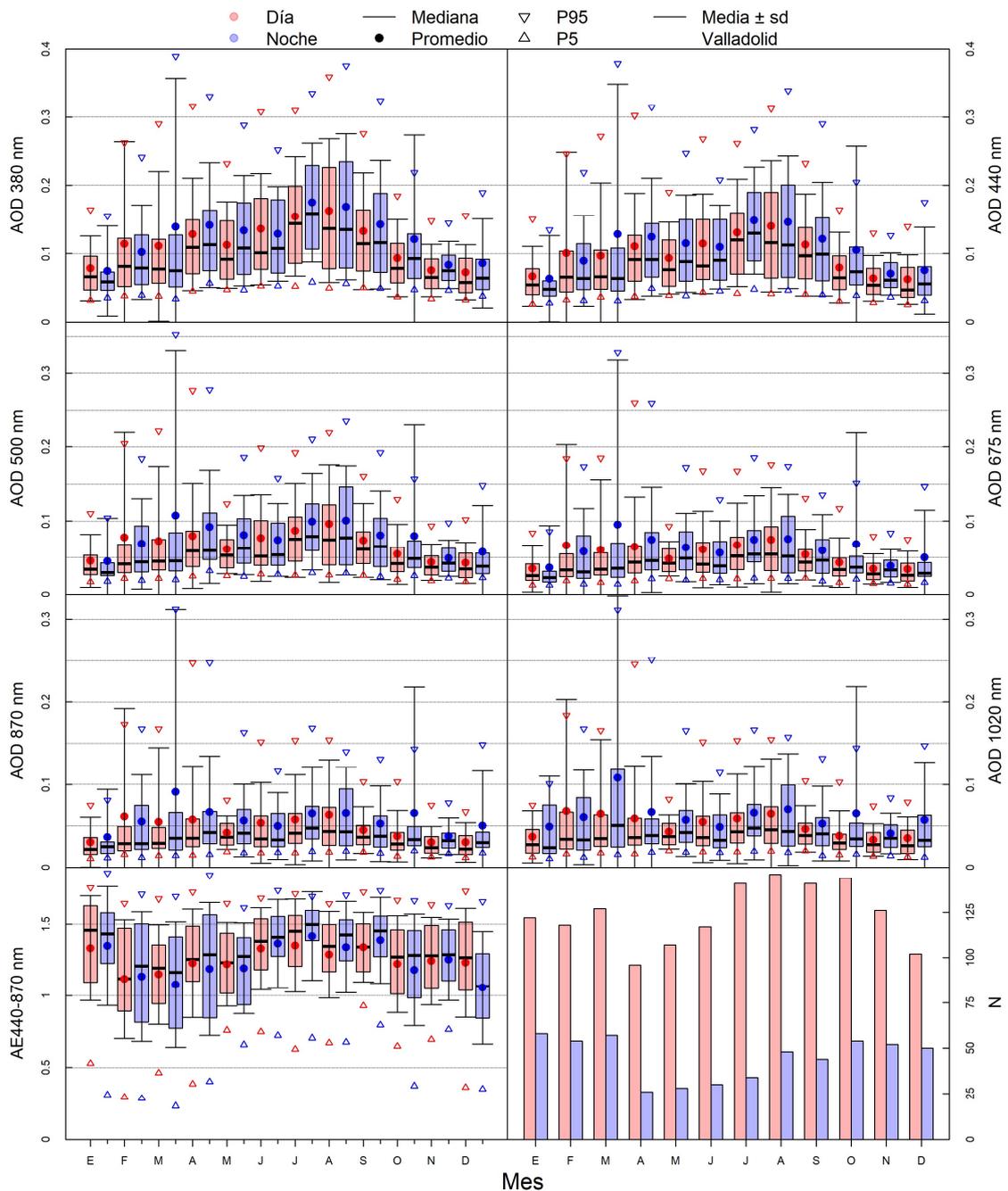


Figura 3.5: Evolución mensual del espesor óptico de aerosoles y exponente de Ångström (440-870 nm) en la estación de Valladolid. En la esquina inferior derecha aparece el número de datos de la serie. En color rojo se representan los valores diurnos y en azul los nocturnos.

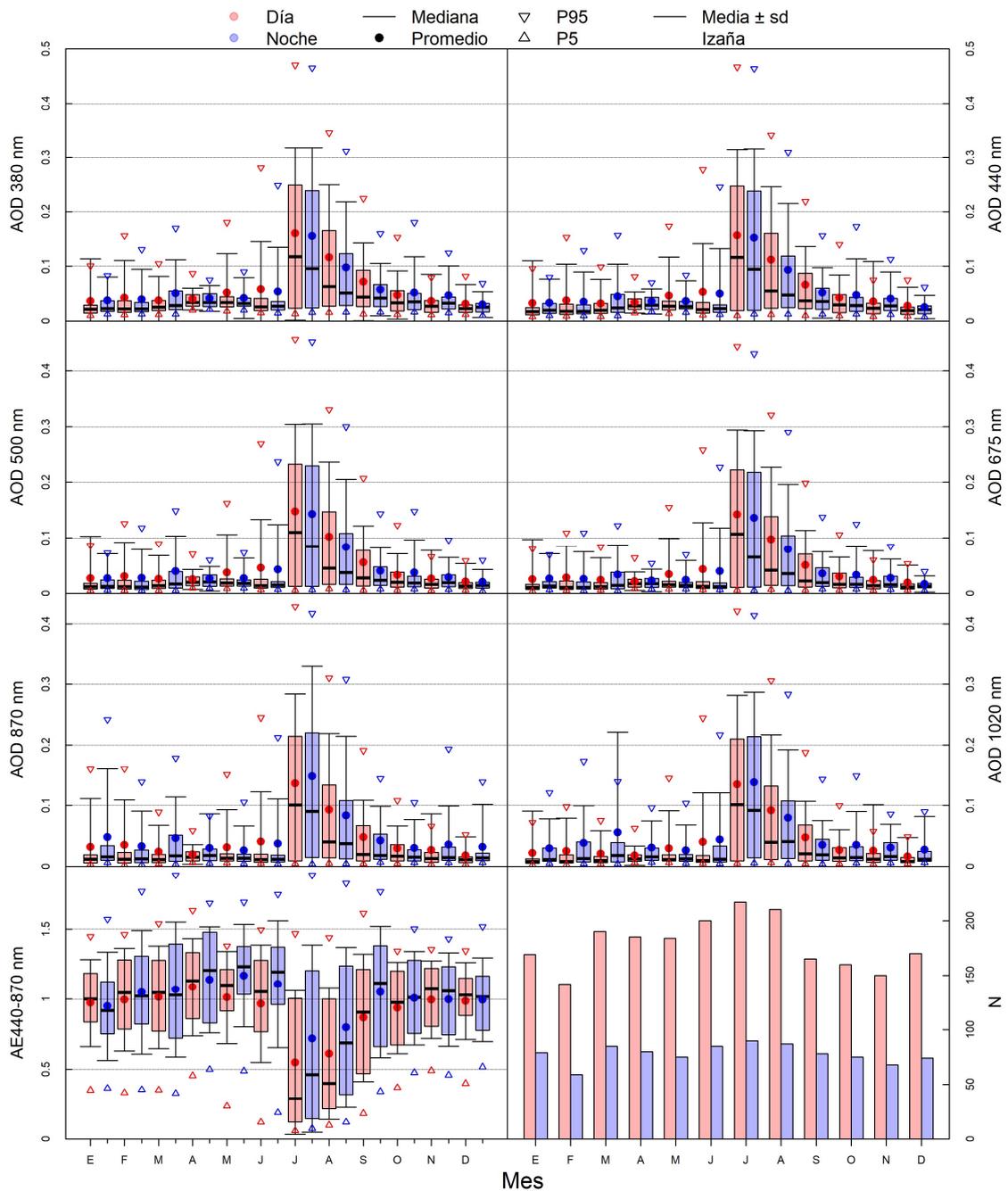


Figura 3.6: Evolución mensual del espesor óptico de aerosoles y exponente de Ångström (440-870 nm) en la estación de Izaña. En la esquina inferior derecha aparece el número de datos de la serie. En color rojo se representan los valores diurnos y en azul los nocturnos.

Se observa en la Figura 3.5 que en la estación de Valladolid los valores de AOD comienzan a aumentar progresivamente desde el inicio del año hasta un máximo en verano, siendo julio el mes con un valor más alto de la mediana (0.128 para el canal de 440 nm) y después disminuyen de la misma forma, teniendo los meses de invierno los valores más bajos (la mediana de enero y diciembre se encuentra entorno al valor de 0.05 en el canal de 440 nm) (Bennouna et al., 2016). Por otro lado, en Izaña (Figura 3.6), la diferencia entre el pico de julio y agosto y el resto de los meses es mayor. La mediana de julio para el canal de 440

nm es 0.091 y la de agosto 0.049, mientras que el resto de meses presentan, en general, un valor de la mediana en torno a 0.02. Esto es debido a que, salvo en los meses en los que es más frecuente tener eventos de transporte de calima, la estación de Izaña está en un enclave en el que no recibe otro tipo intrusiones. Sin embargo, en la estación de Valladolid sí que suceden intrusiones con un aerosol continental de otras regiones continentales y también puede verse afectada por la llegada de eventos intensos provenientes de incendios forestales.

Este hecho queda reflejado también en el exponente de Ångström. Como se puede ver en la Figura 3.6, en la estación de Izaña hay una caída brusca, siendo el valor más bajo de la mediana 0.391 para el mes de julio, esto es coherente con que el pico del AOD sea posiblemente debido a transporte de calima. Sin embargo, en la estación de Valladolid (Figura 3.5), vemos como este parámetro presenta valores superiores durante todos los meses, en ningún caso menor que 1. Esto indica la presencia de distintos tipos de aerosoles durante todo el año. Además, en esta localización ocurre que encontramos un máximo en el mes de julio. Este puede ser debido a la llegada de partículas provenientes de incendios, que corresponden a un modo fino, al que se asocia un valor alto del exponente de Ångström, evitando así que se observe un mínimo que indicaría que principalmente los aerosoles son de tamaños mayores. En este caso observamos un mínimo en los meses de primavera.

Otro aspecto que refleja que en Valladolid existen distintos tipos de aerosoles, con diferente distribución de tamaños es que en la Figura 3.5 se puede observar cierta dependencia espectral, los canales de menor longitud de onda presentan valores de AOD mayores que los canales de mayor longitud de onda. No ocurre lo mismo en Izaña, en la Figura 3.6 vemos que apenas hay diferencias en las gráficas de cada canal.

En general, los valores recogidos durante el día y la noche tienen buena correlación en cada mes. Podemos ver que en los canales correspondientes a longitud de onda de 440 y 500 nm es donde menor diferencia hay entre los valores de la mediana calculados con los datos nocturnos o diurnos.

Para algunos meses como marzo en Valladolid o enero en Izaña, se aprecia que ocurren eventos anómalos, que quedan reflejados con un valor muy alto del percentil 95, provocando que la barra del diagrama sea muy alta en comparación con el resto. Sin embargo, en el mes de agosto vemos que, aunque el valor del percentil 95 sea también muy elevado, la barra no se aleja tanto porque durante ese mes todos los valores de AOD son ya altos; el valor anómalo no está tan alejado de la media como en los otros meses.

En la Figura 3.5 podemos resaltar que las barras de desviación estándar para las noches de los meses de marzo, octubre y diciembre se alejan notablemente respecto a las de los datos diurnos. Es posible que se trate de un error experimental debido a la contaminación de los datos por la presencia de nubes altas y finas como los cirros. Durante el día, los fotómetros realizan una medida de la aureola solar para determinar la presencia de estas nubes altas y así descartar datos contaminados por nubes (Giles *et al.*, 2019). Sin embargo, debido a la menor luminosidad de la luna, el fotómetro no realiza este tipo de medidas por la noche,

por lo que es posible que aparezca algún valor excepcionalmente alto de AOD, que en realidad esté contaminado por la presencia de estas nubes de cristales de hielo, pero no se puede descartar debido a la ausencia de las medidas de aureola.

En el histograma con el número de datos se ve que hay aproximadamente la mitad de datos nocturnos que de diurnos, lo que es coherente con los días del ciclo lunar en los que en principio hay suficiente luminosidad para medir con el fotómetro.

En los Anexos 6.1 y 6.2 aparecen los datos concretos de la mediana y desviación estándar para cada estación que se han comentado y se representan en las Figuras 3.5 y 3.6.

3.3. Evolución horaria

Para estudiar las distribuciones mensuales intra-diarias, calculamos el promedio horario de cada mes, con lo que se obtiene un día típico de un mes típico de la serie. Utilizando la misma representación del apartado anterior se muestran el primer y tercer cuartil, la media y mediana, la desviación estándar y el percentil 5 y 95 de ambas estaciones de estudio.

En las Figuras 3.7-3.14 podemos observar de nuevo la diferencia en el número de medidas diurnas y nocturnas debidas a la fase lunar. En este caso se aprecia que, en algunos meses, en las horas del amanecer y el atardecer existe un solapamiento entre los datos clasificados como nocturnos y diurnos. Las correcciones al modelo para el cálculo de la irradiancia lunar incluidas en el algoritmo utilizado para obtener los datos, aseguran la fiabilidad de estos, permitiendo que aunque sean clasificados como tipo sol o tipo luna, podamos calcular un solo promedio para esa hora.

Para establecer un análisis estacional, se representa un mes de cada estación del año, pero en el Anexo 6.3 se encuentran las gráficas de los meses restantes.

3.3.1. Evolución horaria en invierno

Las Figuras 3.7 y 3.8 muestran los estadísticos horarios para el mes de enero en Valladolid e Izaña, respectivamente. El valor de la mediana del AOD y el exponente de Ångström es bastante similar entre el día y la noche, salvo variaciones bruscas que son debidas a valores atípicos en la muestra y provocan que la media se desvíe mucho de la mediana. No parece que exista un ciclo diario.

En el caso de Izaña (Figura 3.8) el exponente de Ångström no parece tener un valor estable, sin embargo, no podemos asegurar que este sea un comportamiento representativo y no sea debido a la incertidumbre experimental. Cachorro *et al.* (2008) analizaron cómo las incertidumbres en las medidas de AOD durante un ciclo diurno pueden trasladarse a los valores del exponente de Ångström, observando que cuando los valores de AOD aumentan, el error absoluto del exponente de Ångström disminuye, convirtiéndose en un parámetro más fiable. En nuestro caso, al tener valores muy bajos durante este mes, es probable que las incertidumbres sean considerables y puedan estar camuflando la forma del ciclo diario en Izaña.

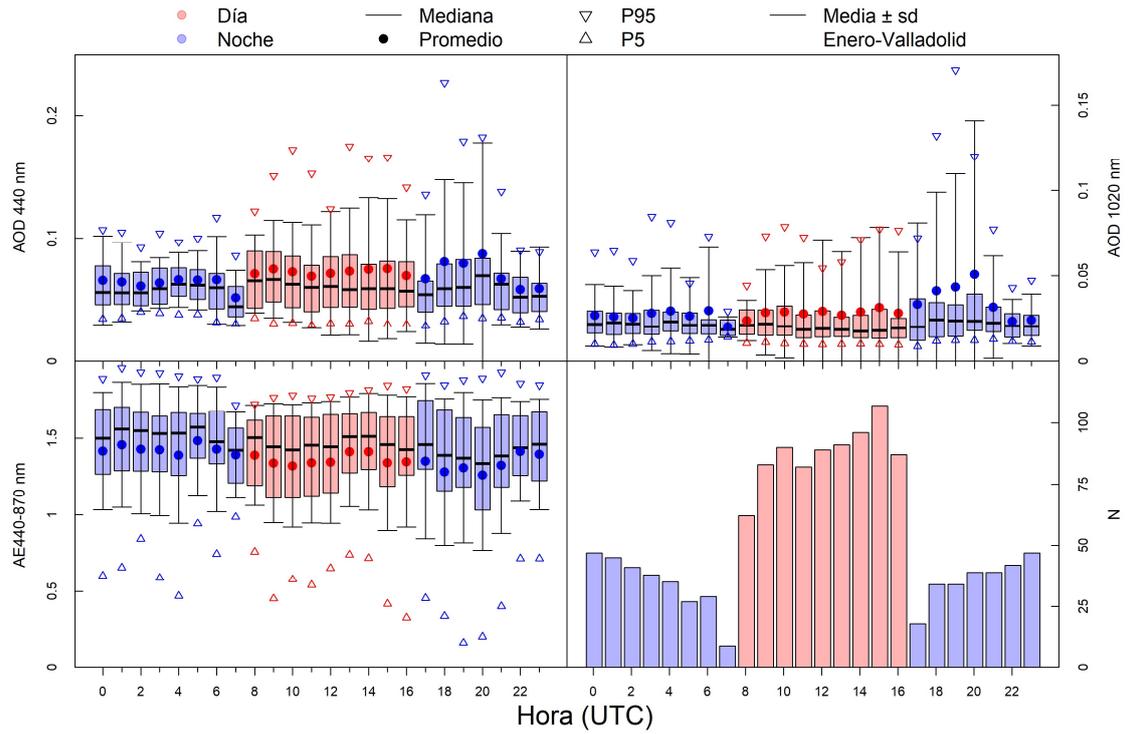


Figura 3.7: Evolución horaria durante el mes de enero del espesor óptico de aerosoles (AOD) a varias longitudes de onda y del exponente de Ångström (440-870 nm) en la estación de Valladolid. El número de días utilizados (N) para cada hora es representado en un histograma. En color rojo se representan los valores diurnos y en azul los nocturnos.

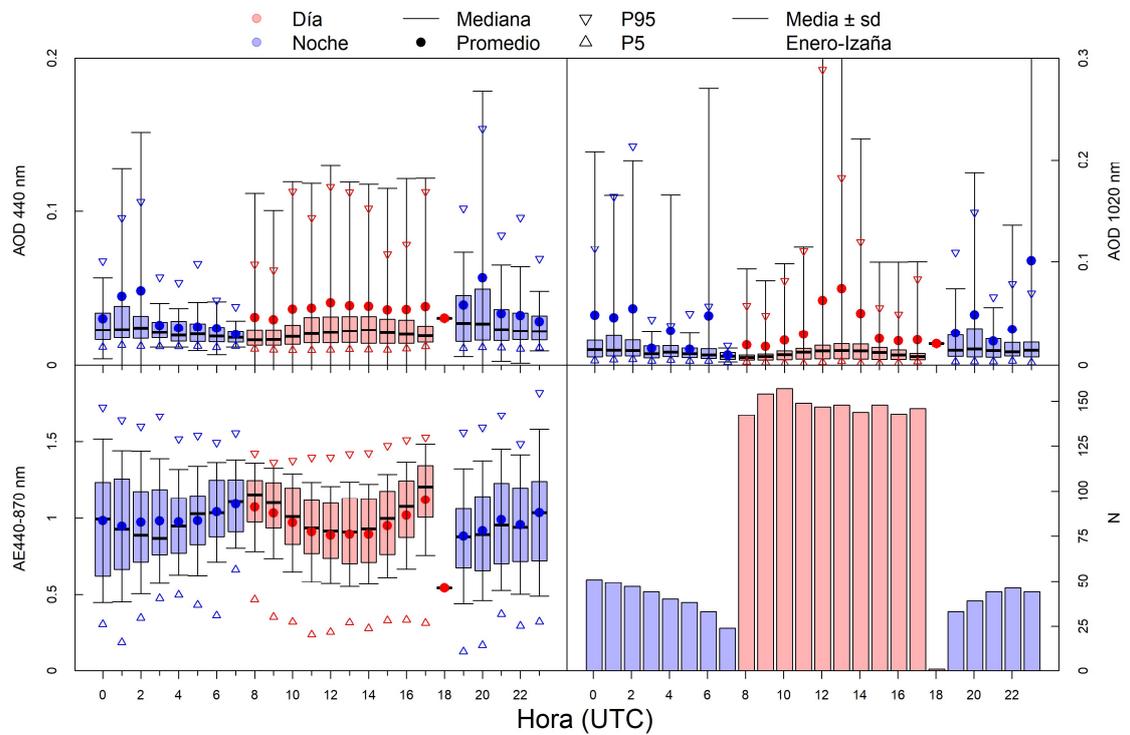


Figura 3.8: Evolución horaria durante el mes de enero del espesor óptico de aerosoles (AOD) a varias longitudes de onda y del exponente de Ångström (440-870 nm) en la estación de Izaña. El

número de días utilizados (N) para cada hora es representado en un histograma. En color rojo se representan los valores diurnos y en azul los nocturnos.

3.3.2. Evolución horaria en primavera

Las Figuras 3.9 y 3.10 se centran en el mes de abril. Para este mes de primavera hay menos datos disponibles en la estación de Valladolid debido a que por su climatología es más probable que durante este periodo haya días con condiciones atmosféricas de lluvia o nubes que impidan recoger datos.

Observando los valores para el canal de 440 nm de Valladolid, se tiene que los valores de AOD han aumentado respecto a los que aparecían en el mes de enero (Figura 3.7), sin embargo, la misma comparativa para las gráficas de Izaña muestra que no hay apenas cambio.

En la Figura 3.9, se aprecian valores del percentil 95 muy alejados de la distribución y, en consecuencia, barras de desviación estándar muy largas durante la noche para los valores de AOD. A su vez, observamos un valor del exponente de Ångström más bajo que en la Figura 3.7, asociado a partículas de gran tamaño. Es probable que esto sea debido a algún evento de transporte desértico que llegase hasta Valladolid. Esto es coherente con el mínimo en el exponente de Ångström que aparecía en los meses de primavera en la evolución anual de la Figura 3.5.

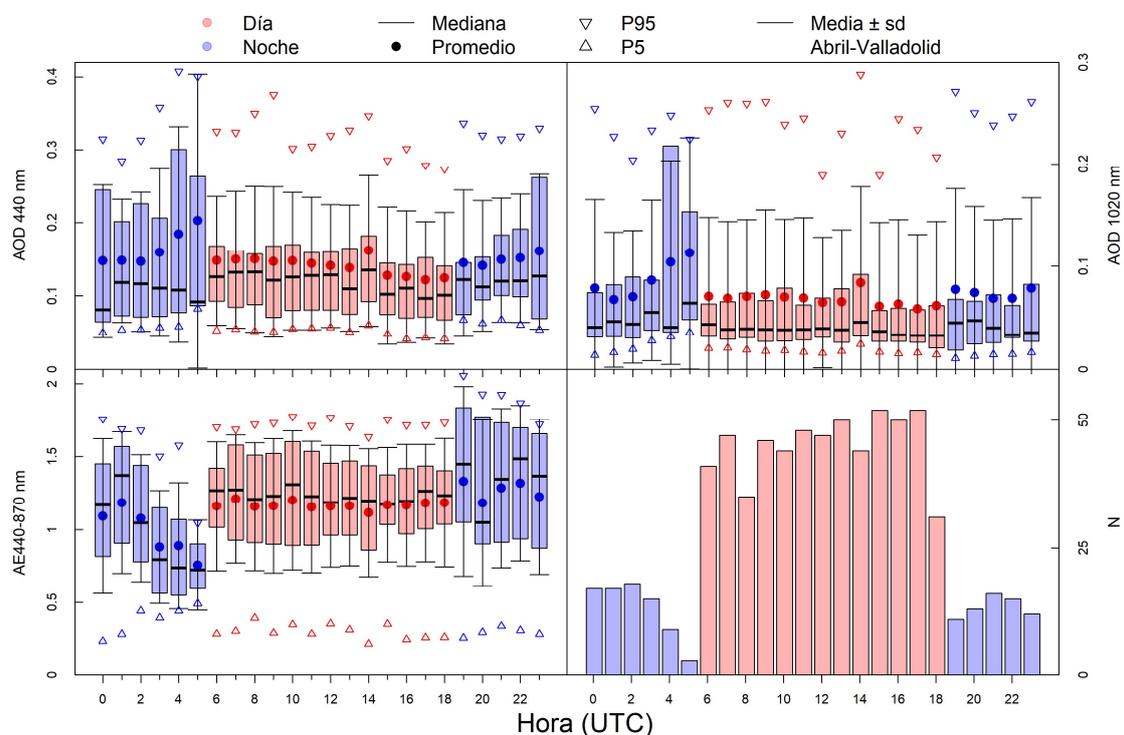


Figura 3.9: Evolución horaria durante el mes de abril del espesor óptico de aerosoles (AOD) a varias longitudes de onda y del exponente de Ångström (440-870 nm) en la estación de Valladolid. El número de días utilizados (N) para cada hora es representado en un histograma. En color rojo se representan los valores diurnos y en azul los nocturnos.

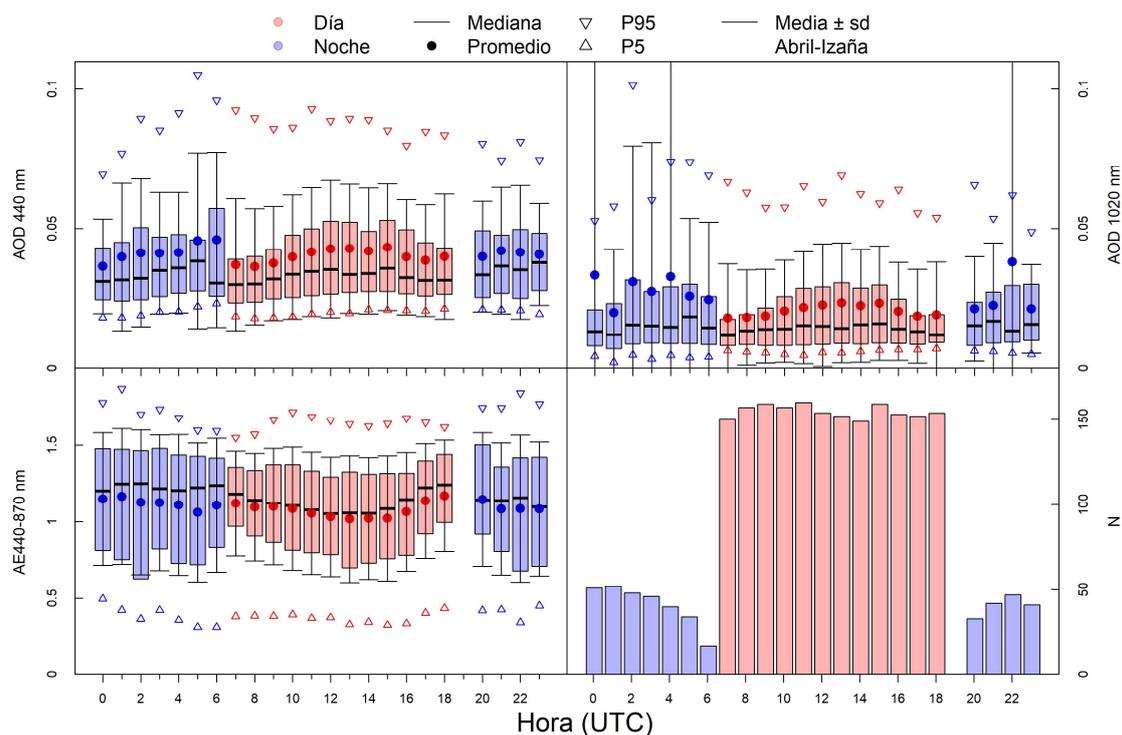


Figura 3.10: Evolución horaria durante el mes de abril del espesor óptico de aerosoles (AOD) a varias longitudes de onda y del exponente de Ångström (440-870 nm) en la estación de Izaña. El número de días utilizados (N) para cada hora es representado en un histograma. En color rojo se representan los valores diurnos y en azul los nocturnos.

En el caso de Izaña (Figura 3.10), no se observa ningún ciclo, las medianas del día y la noche presentan buena continuidad, así como los valores del percentil 95. El hecho de que las desviaciones típicas durante la noche sean algo mayores que las del día, puede deberse al error experimental debida a la presencia de nubes altas que no han podido descartarse por la noche, lo cual se explicó en el Capítulo 3.2.

En el caso de Izaña no hay ningún dato registrado a las 19 horas, esto es debido a que en las horas del atardecer y el amanecer es más complicado poder tener buenas condiciones de medida ya que el sol y la luna pueden estar demasiado bajos y que no haya la suficiente luminosidad de ninguna de las dos fuentes.

3.3.3. Evolución horaria en verano

Agosto es el mes con más datos disponibles para ambas estaciones, el cual está representado en las Figuras 3.11 y 3.12, aunque sigue siendo mayor el número de datos en Izaña que en Valladolid.

Los valores de AOD son claramente superiores en ambas estaciones, sin embargo, en el caso de Valladolid, las barras de desviación estándar son más pequeñas que en otros meses. Es decir, no hay tanta presencia de eventos anómalos, los datos se distribuyen más homogéneamente y no están tan concentrados cerca de la mediana como observábamos en

enero. El rango intercuartílico es prácticamente constante en torno a 0.2 en Valladolid y 0.1 en Izaña durante todas las horas del día.

Para la estación de Izaña (Figura 3.12) también observamos un cambio en la distribución de los datos, pero no de forma tan notable porque en los otros meses la longitud de las barras de desviación estándar no era tan grande como en Valladolid salvo para casos anómalos que podíamos distinguir viendo lo alejado que estaba el percentil 95 del resto de datos.

En el caso de Valladolid observamos que hay buena correspondencia entre los valores del percentil 95 para el día y la noche. En Izaña parece que no ocurre esto, pero puede explicarse teniendo en cuenta que durante los días del mes entre cuarto menguante y creciente, no es posible tener medidas nocturnas, por tanto, si el evento de transporte ha sucedido durante estos días, es posible que no quede reflejado en las medidas nocturnas y sí en las diurnas.

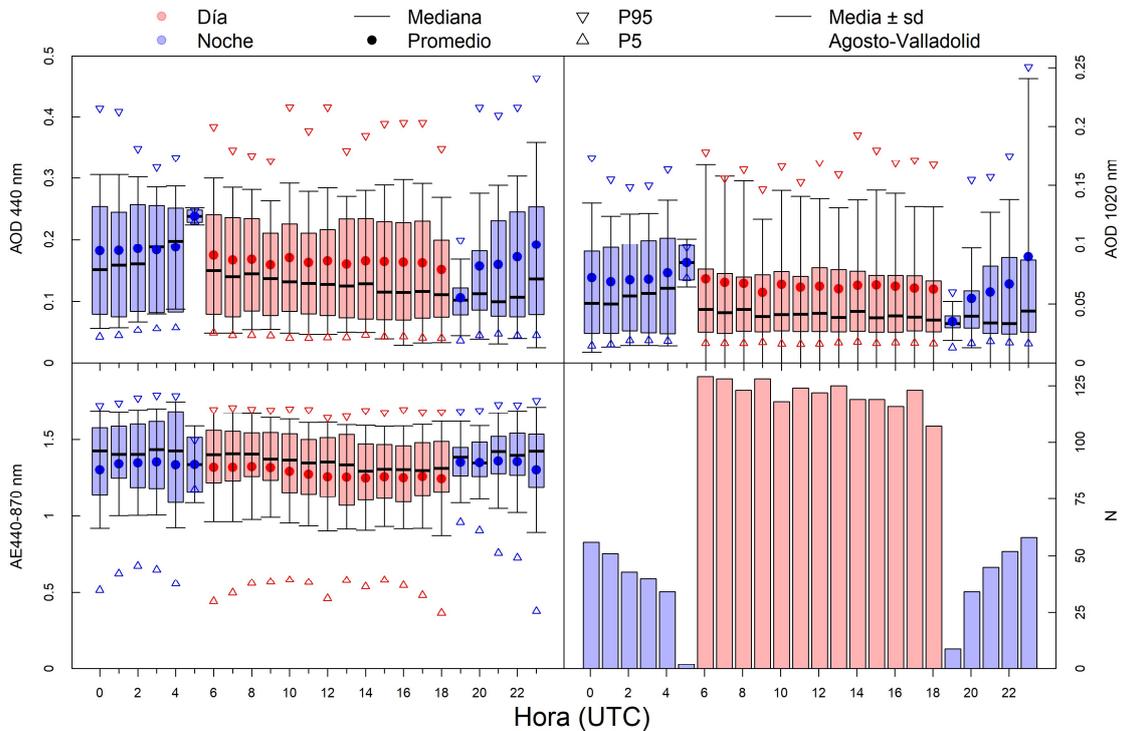


Figura 3.11: Evolución horaria durante el mes de agosto del espesor óptico de aerosoles (AOD) a varias longitudes de onda y del exponente de Ångström (440-870 nm) en la estación de Valladolid. El número de días utilizados (N) para cada hora es representado en un histograma. En color rojo se representan los valores diurnos y en azul los nocturnos.

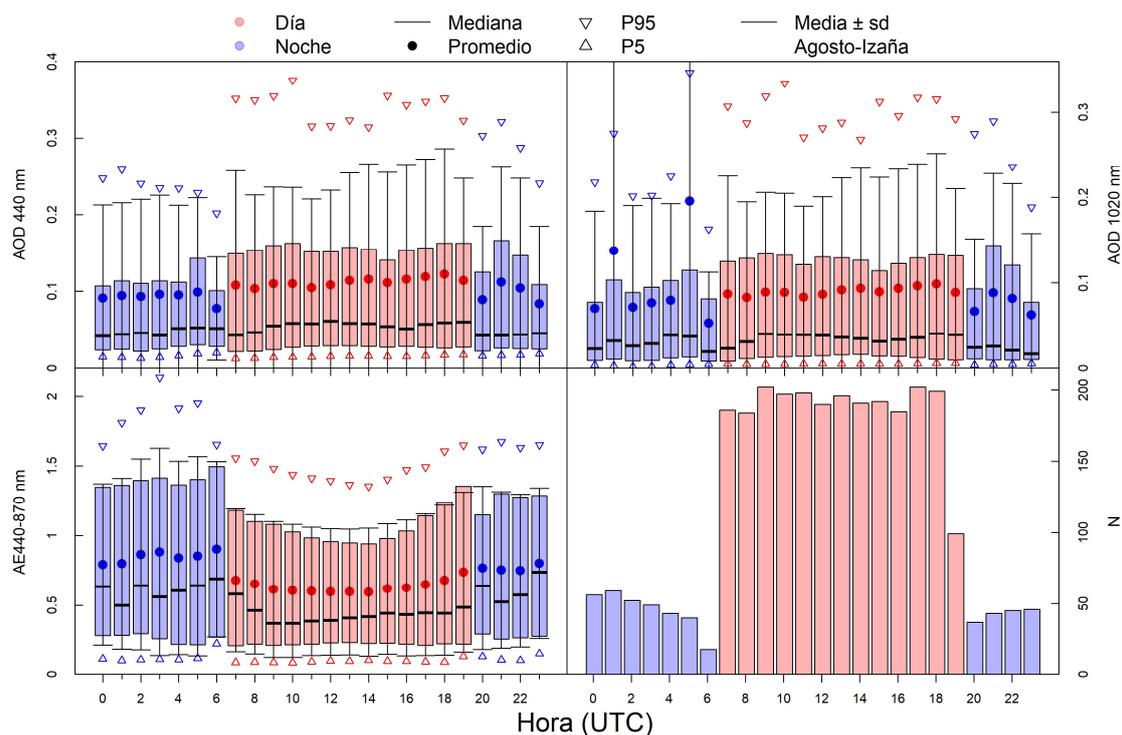


Figura 3.12: Evolución horaria durante el mes de agosto del espesor óptico de aerosoles (AOD) a varias longitudes de onda y del exponente de Ångström (440-870 nm) en la estación de Izaña. El número de días utilizados (N) para cada hora es representado en un histograma. En color rojo se representan los valores diurnos y en azul los nocturnos.

3.3.4. Evolución horaria en otoño

En las Figuras 3.13 y 3.14, dedicadas al mes de octubre, se aprecia como de nuevo los valores de AOD vuelven a disminuir, y los del exponente de Ångström aumentan, teniendo unas gráficas muy similares a las del mes de abril (Figuras 3.9 y 3.10). La distribución se concentra de nuevo más cerca de la mediana, que sigue presentando un valor similar entre el día y la noche.

También se puede apreciar que durante las horas del anochecer y el amanecer en invierno y otoño hay menos disponibilidad de datos en Valladolid que en Izaña. Puede ser debido a que en Valladolid durante estos meses hubiera nubosidad en esas horas, impidiendo así que se den las condiciones óptimas para que mida el instrumento.

El valor de la mediana del exponente de Ångström en Izaña se desvía más del valor casi constante que se da en Valladolid. Podría ser por un evento de transporte de calima que no se pudo recoger durante las noches, o simplemente una alta incertidumbre como se mencionó en el caso del mes de enero.

Un aspecto que se puede observar en este mes y en todos los anteriores es que el límite inferior del primer cuartil y los valores del percentil 5, son bastante similares. Es decir, las diferencias entre los meses se reflejan solo en la parte superior de la distribución.

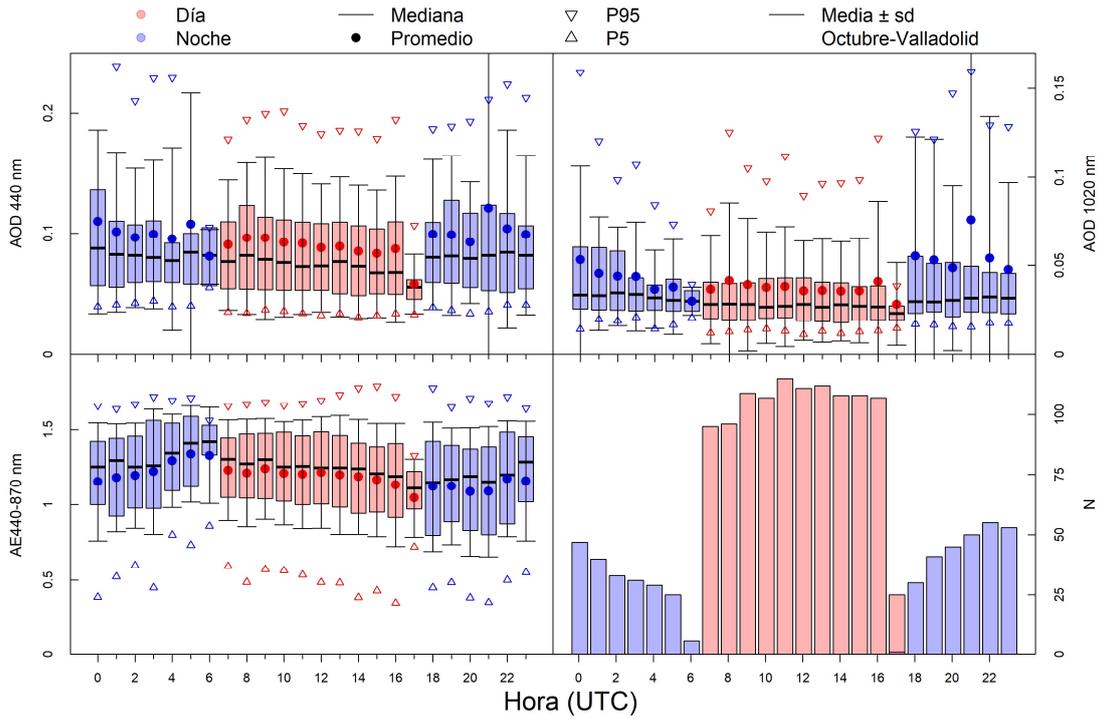


Figura 3.13: Evolución horaria durante el mes de octubre del espesor óptico de aerosoles (AOD) a varias longitudes de onda y del exponente de Ångström (440-870 nm) en la estación de Valladolid. El número de días utilizados (N) para cada hora es representado en un histograma. En color rojo se representan los valores diurnos y en azul los nocturnos.

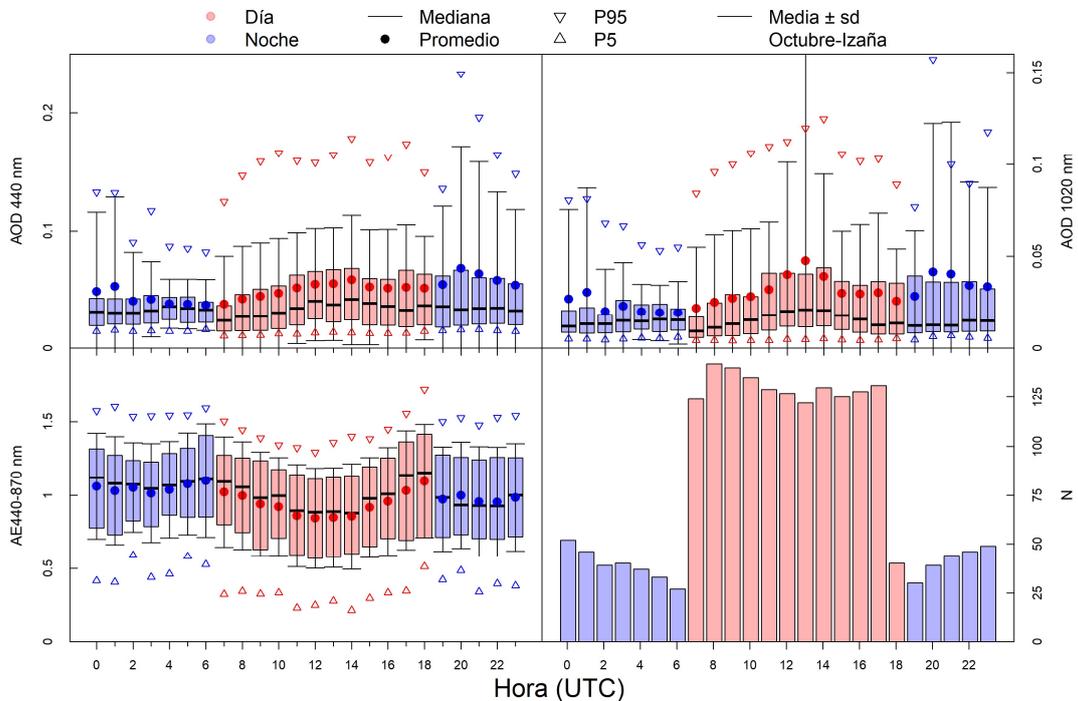


Figura 3.14: Evolución horaria durante el mes de octubre del espesor óptico de aerosoles (AOD) a varias longitudes de onda y del exponente de Ångström (440-870 nm) en la estación de Izaña. El número de días utilizados (N) para cada hora es representado en un histograma. En color rojo se representan los valores diurnos y en azul los nocturnos.

4. Conclusiones

Aunque existan diferencias notables entre el número de datos nocturnos y diurnos, se observa en general que existe continuidad en los parámetros estadísticos calculados para cada tipo de datos. Esto permite concluir que los datos lunares son fiables y por tanto, que sirven para disminuir las incertidumbres que existen en el estudio del aerosol atmosférico.

Los resultados obtenidos muestran que en las estaciones de Valladolid e Izaña existe un ciclo anual que se repite durante el periodo estudiado. El análisis de la evolución mensual corrobora este comportamiento. En general, se observan patrones diarios que se mantienen durante las distintas estaciones. Los valores de espesor óptico de aerosoles se mantienen estables durante todo el día, siendo mayores en los meses de verano, en los que hay más presencia de aerosoles.

El exponente de Ångström también reproduce este comportamiento estable en Valladolid, sin embargo, en Izaña presenta una cierta variación diaria, más pronunciada en los meses fríos. Para poder confirmar o desmentir que este hecho se trata de una alta incertidumbre experimental causada por los bajos valores de AOD, sería necesario un estudio más detallado. Habría que comprobar si este patrón ocurre también en otras estaciones de medida y quizá estudiar otros parámetros atmosféricos que puedan haber influido en la medida.

También la calibración de los fotómetros puede aportar información sobre posibles errores de medida del instrumento, que podrán ser corregidos para futuros ciclos.

Aunque aún es necesario recopilar datos de periodos más largos de tiempo, ya que la tecnología para poder medir aerosoles durante la noche es relativamente reciente y se dispone de series temporales mucho más cortas en comparación con otros parámetros atmosféricos, determinar la variación estacional del espesor óptico de aerosoles permitiría predecir cuándo es más probable que ocurran eventos de concentración de aerosoles. Este conocimiento es útil tanto en la protección de la salud, como en la industria aeronáutica.

Una aplicación más ambiciosa es utilizar estos resultados en el estudio del forzamiento radiativo, comprobando como los periodos de alta concentración de aerosoles han influido en el equilibrio térmico de la atmósfera.

5. Bibliografía

- Angström, A. (1961) ‘Techniques of Determining the Turbidity of the Atmosphere’, *Tellus*, 13, pp. 214–223.
- Arias, P.A. *et al.* (2019) *Foreword Technical and Preface, Climate Change and Land: an IPCC special report on climate change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems*. Cambridge University Press.
- Baron, K., Willeke, P.A. (1993) *Aerosol measurement: Principles, techniques, and applications*. Ed. Wiley.
- Barreto, A., Cuevas, E., Granados-Muñoz, M.-J., Alados-Arboledas, L., Romero, P.M., Gröbner, J., Kouremeti, N., Almansa, A. F., Stone, T., Toledano, C., Román, R., S. and M., Holben, B., Canini, M., and Yela, M. (2016) ‘The new sun-sky-lunar cimel ce318-t multiband photometer – a comprehensive performance evaluation’, *Atmospheric Measurement Techniques*, 9, pp. 631–654.
- Barreto, A., Román, R., Cuevas, E., Pérez-Ramírez, D., Berjón, A. J., Kouremeti, N., K. and S., Gröbner, J., Mazzola, M., Toledano, C., *et al.* (2019) ‘Evaluation of night-time aerosols measurements and lunar irradiance models in the frame of the first multi-instrument nocturnal intercomparison campaign’, *Atmospheric Environment*, 202, pp. 190–211.
- Bodhaine, B. A., Wood, N. B., Dutton, E. G., and Slusser, J.R. (1999) ‘On Rayleigh Optical Depth Calculations’, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16, pp. 1854–1861.
- Boucher, O., Granier, C., Hoose, C., Jones, A., *et al.* (2013) ‘Clouds and aerosols’, *Climate Change 2013 the Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pp. 571–658.
- Cachorro, V., Molina, V., Antuña-Sánchez, J.C. (2022) ‘SSolar_GOA model’.
- Cachorro, V.E. *et al.* (2008) ‘An “in situ” calibration-correction procedure (KCICLO) based on AOD diurnal cycle: Comparative results between AERONET and reprocessed (KCICLO method) AOD-alpha data series at El Arenosillo, Spain’, *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 113(2), pp. 1–11.
- Centro de investigación Atmosférica de Izaña (2022) <https://izana.aemet.es/site-location/>[Accessed: 27-06-22].
- Dubovik, O., Holben, B., Eck, T. F., Smirnov, A., Kaufman, Y. J., King, M. D., Tanré, D., A. and Slutsker, I. (2002) ‘Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations’, *Journal of the atmospheric sciences*, 59, pp. 590–608.
- Fuertes, D., Toledano, C., González, R., Berjón, A., Torres, B., Cachorro, V. E., de Frutos, Á.M. (2018) ‘Caelis: software for assimilation, management and processing data of an atmospheric measurement network.’, *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems*, 7, pp. 67–81.

- Giles, D. M., Sinyuk, A., Sorokin, M. G., Schafer, J. S., Smirnov, A., Slutsker, I., Eck, T.F., Holben, B. N., Lewis, J. R., Campbell, J. R., Welton, E. J., Korkin, S. V., and L. and I., A. (2019) ‘Advancements in the aerosol robotic network (aeronet) version 3 database – automated near-real-time quality control algorithm with improved cloud screening for sun photometer aerosol optical depth (aod) measurements.’, *Atmospheric Measurement Techniques*, 12(1), pp. 169–209.
- González, R., Toledano, C., Román, R., Fuertes, D., Berjón, A., Mateos, D., G., Fuentes, C., Velasco-Merino, C., Antuña Sánchez, J. C., Calle, A., Cachorro, V. E., A. and de Frutos, A.M. (2020) ‘Daytime and nighttime aerosol optical depth implementation in caelis.’, *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems*, 9, pp. 417–433.
- González, R. (2021) ‘Desarrollo de nuevos métodos de procesamiento de datos de redes fotométricas para el análisis de propiedades del aerosol atmosférico.’, *Ph. D. Thesis, Universidad de Valladolid*.
- Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J. P., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J. A., Kaufman, Y. J., Nakajima, T., Lavenue, F., Jankowiak, I., Smirnov, A. (1998) ‘AERONET – a federated instrument network and data archive for aerosol characterization’, *Remote Sens. Environ.*, 66, pp. 1–16.
- Kasten, F., Young, A.T. (1989) ‘Revised Optical Air Mass Tables and Approximation Formula’, *Appl. Opt.*, 28, pp. 4735–4738.
- Kieffer, H. H. and Stone, T.C. (2005) ‘The spectral irradiance of the moon’, *The Astronomical Journal*, 129, pp. 2887–2901.
- Mateos, D., Cachorro, V.E. and Toledano, C., Burgos, M. A., Bennouna, Y., Torres, B., Fuertes, D., González, R., Guirado, C., Calle, A., de Frutos, A.M. (2015) ‘Columnar and surface aerosol load over the Iberian Peninsula establishing annual cycles, trends, and relationships in five geographical sectors’, *Science of the Total Environment*, 518–519, pp. 378–392.
- NASA (2017) <https://www.nasa.gov/centers/langley/news/factsheets/Aerosols.html> [Accessed: 27-06-22].
- NASA (2022) <https://aeronet.gsfc.nasa.gov/> [Accessed: 27-06-22].
- Perrone, M. R., Lorusso, A., Romano, S. (2022) ‘Diurnal and nocturnal aerosol properties by AERONET sun-sky-lunar photometer measurements along four years’, *Atmospheric Research*, 265.
- Prats, N. (2009) ‘Utilización del fotómetro Cimel (AERONET) para el análisis de parámetros microfísicos y radiativos del aerosol atmosférico en el suroeste de la Península Ibérica’, *Ph. D. Thesis, Universidad de Valladolid*.
- Román, R., González, R., Toledano, C., Barreto, A., Pérez, D., Benavent, J. A., Olmo, F. J., Cachorro, Victoria E., Alados-Arboledas, L., de Frutos, A.M. (2020) ‘Correction of a lunar-irradiance model for aerosol optical depth retrieval and comparison with a star photometer’, *Atmospheric Measurement Techniques*, 13(11), pp. 6293–6310.

- Román, R. *et al.* (2022) ‘Retrieval of aerosol properties using relative radiance measurements from an all-sky camera’, *Atmospheric Measurement Techniques*, 15, pp. 407–433.
- Salby, M.L. (2012) *Physics of the atmosphere and climate, Ed. Cambridge.*
- Shindell, D. T., Lamarque, J.-F., Schulz, M., Flanner, M., Jiao, C., Chin, M., Young, P., L. and Y. H., Rotstayn, L., Milly, G. (2013) ‘Attribution of historical ozone forcing to anthropogenic emissions’, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13, pp. 2939–2974.
- Sobrino, J.A. (2000) *Teledetección*. Universidad de Valencia.
- Toledano, C., González, R., Fuertes, D., Cuevas, E., Eck, T. F., Kazadzis, S., Kouremeti, N., Gröbner, J., Goloub, P., Blarel, L., Román, R., Barreto, A., Berjón, A., Holben, B. N., Cachorro, V.E. (2018) ‘Assessment of sun photometer langley calibration at the high-elevation sites mauna loa and izaña’, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18, pp. 14555–14567.
- Toledano, C. (2005) ‘Climatología de los aerosoles mediante la caracterización de propiedades ópticas y masas de aire en la estación “El Arenosillo” de la red AERONET.’, *Ph. D. Thesis, Universidad de Valladolid.*
- Torres, B., Dubovik, O., Fuertes, D., Schuster, G., Cachorro, V. E., Lapyonok, T., G. and P., Blarel, L., Barreto, A., Mallet, M., Toledano, C., and Tanré, D. (2017) ‘Advanced characterisation of aerosol size properties from measurements of spectral optical depth using the grasp algorithm. Atmospheric’, *Atmospheric Measurement Techniques*, 10, pp. 3743–3781.

6. Anexos

6.1. Evolución mensual Valladolid

A continuación, se exponen los datos correspondientes a la representación del apartado 3.2. para la estación de Valladolid

Tabla 1: Medianas datos solares Valladolid

Mes	AOD380 nm	AOD440 nm	AOD500 nm	AOD670 nm	AOD870 nm	AOD1020 nm	AE440- 870 nm
Enero	0.068	0.059	0.049	0.030	0.021	0.017	1.523
Febrero	0.102	0.087	0.072	0.046	0.035	0.029	1.158
Marzo	0.106	0.089	0.073	0.048	0.037	0.032	1.269
Abril	0.139	0.117	0.095	0.059	0.043	0.035	1.302
Mayo	0.105	0.087	0.072	0.048	0.038	0.032	1.296
Junio	0.127	0.100	0.081	0.049	0.037	0.031	1.404
Julio	0.160	0.128	0.105	0.064	0.046	0.037	1.455
Agosto	0.137	0.110	0.092	0.058	0.042	0.034	1.359
Septiembre	0.133	0.107	0.089	0.057	0.042	0.035	1.401
Octubre	0.088	0.073	0.060	0.039	0.031	0.026	1.291
Noviembre	0.073	0.063	0.052	0.034	0.026	0.022	1.309
Diciembre	0.059	0.052	0.043	0.030	0.023	0.020	1.305

Tabla 2: Mediana datos lunares Valladolid

Mes	AOD380 nm	AOD440 nm	AOD500 nm	AOD670 nm	AOD870 nm	AOD1020 nm	AE440- 870 nm
Enero	0.081	0.056	0.045	0.029	0.019	0.019	1.5568
Febrero	0.120	0.085	0.069	0.046	0.035	0.032	1.1757
Marzo	0.124	0.084	0.070	0.048	0.036	0.032	1.2285
Abril	0.133	0.100	0.082	0.052	0.037	0.035	1.3365
Mayo	0.106	0.080	0.066	0.044	0.035	0.029	1.2569
Junio	0.108	0.087	0.072	0.045	0.033	0.029	1.472
Julio	0.171	0.136	0.112	0.072	0.052	0.045	1.5298
Agosto	0.163	0.135	0.113	0.075	0.053	0.044	1.4064
Septiembre	0.125	0.091	0.076	0.047	0.033	0.029	1.489
Octubre	0.101	0.076	0.063	0.042	0.033	0.030	1.2273
Noviembre	0.108	0.068	0.055	0.036	0.027	0.029	1.3233
Diciembre	0.078	0.056	0.047	0.033	0.026	0.027	1.1228

Tabla 3: Desviación estándar datos solares Valladolid

Mes	AOD380 nm	AOD440 nm	AOD500 nm	AOD670 nm	AOD870 nm	AOD1020 nm	AE440- 870 nm
Enero	0.049	0.045	0.043	0.039	0.036	0.035	0.382
Febrero	0.128	0.130	0.129	0.126	0.121	0.117	0.451
Marzo	0.136	0.134	0.132	0.127	0.120	0.115	0.389
Abril	0.099	0.094	0.091	0.086	0.082	0.078	0.419
Mayo	0.070	0.056	0.046	0.029	0.021	0.019	0.328
Junio	0.106	0.094	0.086	0.072	0.065	0.062	0.367
Julio	0.101	0.086	0.075	0.056	0.048	0.045	0.323
Agosto	0.122	0.110	0.101	0.084	0.074	0.07	0.338
Septiembre	0.090	0.079	0.069	0.046	0.032	0.027	0.267
Octubre	0.063	0.056	0.050	0.039	0.033	0.031	0.355
Noviembre	0.047	0.041	0.036	0.028	0.024	0.023	0.357
Diciembre	0.041	0.044	0.045	0.041	0.040	0.041	0.408

Tabla 4: Desviación estándar datos lunares Valladolid

Mes	AOD380 nm	AOD440 nm	AOD500 nm	AOD670 nm	AOD870 nm	AOD1020 nm	AE440-870 nm
Enero	0.069	0.037	0.034	0.030	0.029	0.029	0.396
Febrero	0.077	0.070	0.067	0.063	0.061	0.079	0.493
Marzo	0.114	0.147	0.147	0.144	0.139	0.178	0.505
Abril	0.104	0.101	0.097	0.089	0.084	0.080	0.554
Mayo	0.061	0.059	0.053	0.039	0.033	0.031	0.358
Junio	0.076	0.067	0.060	0.049	0.042	0.038	0.308
Julio	0.099	0.087	0.076	0.055	0.046	0.042	0.257
Agosto	0.132	0.118	0.106	0.078	0.062	0.055	0.329
Septiembre	0.101	0.087	0.075	0.050	0.037	0.032	0.276
Octubre	0.067	0.058	0.053	0.044	0.041	0.039	0.367
Noviembre	0.066	0.036	0.033	0.028	0.027	0.027	0.323
Diciembre	0.086	0.051	0.049	0.047	0.046	0.048	0.402

Tabla 5: Número de datos Valladolid

Mes	N (sol)	N (luna)
Enero	122	58
Febrero	118	54
Marzo	127	57
Abril	96	26
Mayo	107	28
Junio	117	30
Julio	141	34
Agosto	146	48
Septiembre	141	44
Octubre	144	54
Noviembre	126	52
Diciembre	102	50

6.2. Evolución mensual Izaña

A continuación, se exponen los datos correspondientes a la representación del apartado 3.2. para la estación de Izaña

Tabla 6: Medianas datos solares Izaña

Mes	AOD380 nm	AOD440 nm	AOD500 nm	AOD670 nm	AOD870 nm	AOD1020 nm	AE440- 870 nm
Enero	0.019	0.018	0.014	0.009	0.009	0.008	1.041
Febrero	0.021	0.020	0.016	0.011	0.009	0.009	1.042
Marzo	0.025	0.024	0.019	0.013	0.011	0.009	1.073
Abril	0.033	0.031	0.025	0.017	0.014	0.012	1.161
Mayo	0.036	0.032	0.026	0.018	0.015	0.012	1.129
Junio	0.028	0.024	0.019	0.013	0.012	0.009	1.078
Julio	0.097	0.091	0.086	0.076	0.071	0.067	0.319
Agosto	0.056	0.049	0.043	0.034	0.032	0.029	0.494
Septiembre	0.044	0.038	0.032	0.022	0.019	0.017	0.968
Octubre	0.037	0.033	0.027	0.019	0.016	0.016	0.992
Noviembre	0.027	0.026	0.022	0.015	0.012	0.012	1.075
Diciembre	0.020	0.021	0.017	0.012	0.010	0.010	1.036

Tabla 7: Mediana datos lunares Izaña

Mes	AOD380 nm	AOD440 nm	AOD500 nm	AOD670 nm	AOD870 nm	AOD1020 nm	AE440- 870 nm
Enero	0.035	0.021	0.017	0.011	0.011	0.012	0.975
Febrero	0.035	0.021	0.017	0.010	0.009	0.009	1.064
Marzo	0.049	0.027	0.021	0.014	0.012	0.012	1.009
Abril	0.049	0.033	0.027	0.018	0.014	0.013	1.222
Mayo	0.047	0.032	0.026	0.017	0.014	0.012	1.235
Junio	0.036	0.025	0.020	0.013	0.011	0.009	1.190
Julio	0.096	0.081	0.076	0.061	0.052	0.052	0.387
Agosto	0.069	0.046	0.042	0.031	0.026	0.025	0.607
Septiembre	0.064	0.038	0.032	0.020	0.015	0.015	1.149
Octubre	0.053	0.031	0.026	0.016	0.013	0.013	1.046
Noviembre	0.049	0.028	0.024	0.015	0.013	0.012	1.082
Diciembre	0.033	0.024	0.020	0.013	0.012	0.012	0.995

Tabla 8: Desviación estándar datos solares Izaña

Mes	AOD380 nm	AOD440 nm	AOD500 nm	AOD670 nm	AOD870 nm	AOD1020 nm	AE440- 870 nm
Enero	0.145	0.075	0.075	0.074	0.070	0.261	0.319
Febrero	0.052	0.051	0.049	0.047	0.044	0.259	0.384
Marzo	0.039	0.039	0.038	0.037	0.035	0.147	0.393
Abril	0.023	0.021	0.021	0.019	0.019	0.018	0.386
Mayo	0.065	0.064	0.065	0.062	0.059	0.056	0.350
Junio	0.081	0.081	0.082	0.080	0.077	0.075	0.435
Julio	0.149	0.149	0.151	0.149	0.145	0.140	0.536
Agosto	0.119	0.118	0.118	0.116	0.113	0.109	0.484
Septiembre	0.069	0.066	0.065	0.061	0.058	0.057	0.468
Octubre	0.052	0.048	0.045	0.040	0.038	0.101	0.364
Noviembre	0.047	0.045	0.045	0.046	0.046	0.223	0.357
Diciembre	0.031	0.031	0.030	0.029	0.028	0.027	0.276

Tabla 9: Desviación estándar datos lunares Izaña

Mes	AOD380 nm	AOD440 nm	AOD500 nm	AOD670 nm	AOD870 nm	AOD1020 nm	AE440-870 nm
Enero	0.162	0.028	0.028	0.028	0.028	0.233	0.439
Febrero	0.191	0.046	0.045	0.044	0.042	0.193	0.512
Marzo	0.185	0.066	0.067	0.099	0.064	0.243	0.528
Abril	0.078	0.022	0.022	0.021	0.019	0.151	0.445
Mayo	0.069	0.043	0.043	0.042	0.041	0.187	0.399
Junio	0.153	0.079	0.079	0.094	0.073	0.080	0.486
Julio	0.1822	0.164	0.165	0.164	0.159	0.302	0.705
Agosto	0.123	0.117	0.117	0.116	0.112	0.176	0.615
Septiembre	0.107	0.042	0.041	0.038	0.036	0.226	0.528
Octubre	0.119	0.056	0.056	0.049	0.039	0.035	0.350
Noviembre	0.112	0.037	0.037	0.027	0.091	0.195	0.361
Diciembre	0.161	0.052	0.017	0.130	0.014	0.215	0.378

Tabla 10: Número de datos Izaña

Mes	N (sol)	N (luna)
Enero	169	79
Febrero	142	59
Marzo	190	85
Abril	185	80
Mayo	184	75
Junio	200	85
Julio	217	90
Agosto	210	87
Septiembre	165	78
Octubre	160	75
Noviembre	150	68
Diciembre	170	74

6.3. Evolución diaria estacional

En este apartado se exponen las gráficas con la evolución diaria de los meses que no aparecían en el capítulo 3.3.

El número de días utilizados (N) para cada hora es representado en un histograma. En color rojo se representan los valores diurnos y en azul los nocturnos.

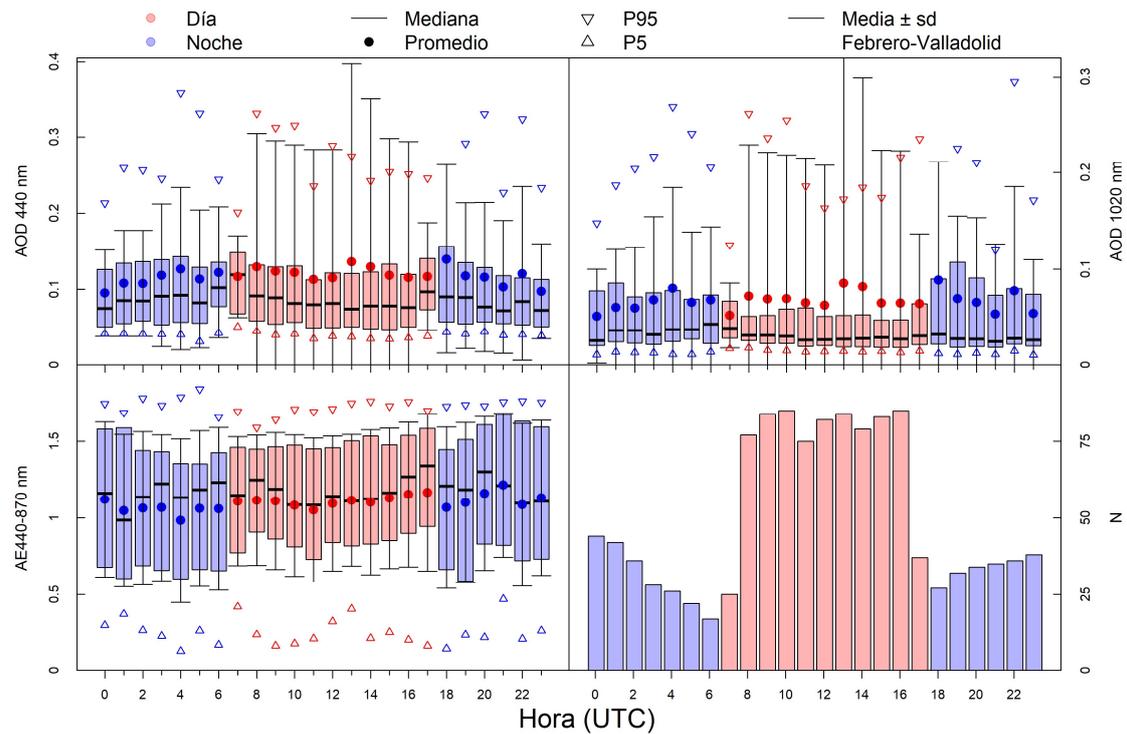


Figura 6.1: Evolución horaria durante el mes de febrero del espesor óptico de aerosoles (AOD) a varias longitudes de onda y del exponente de Ångström (440-870 nm) en la estación de Valladolid.

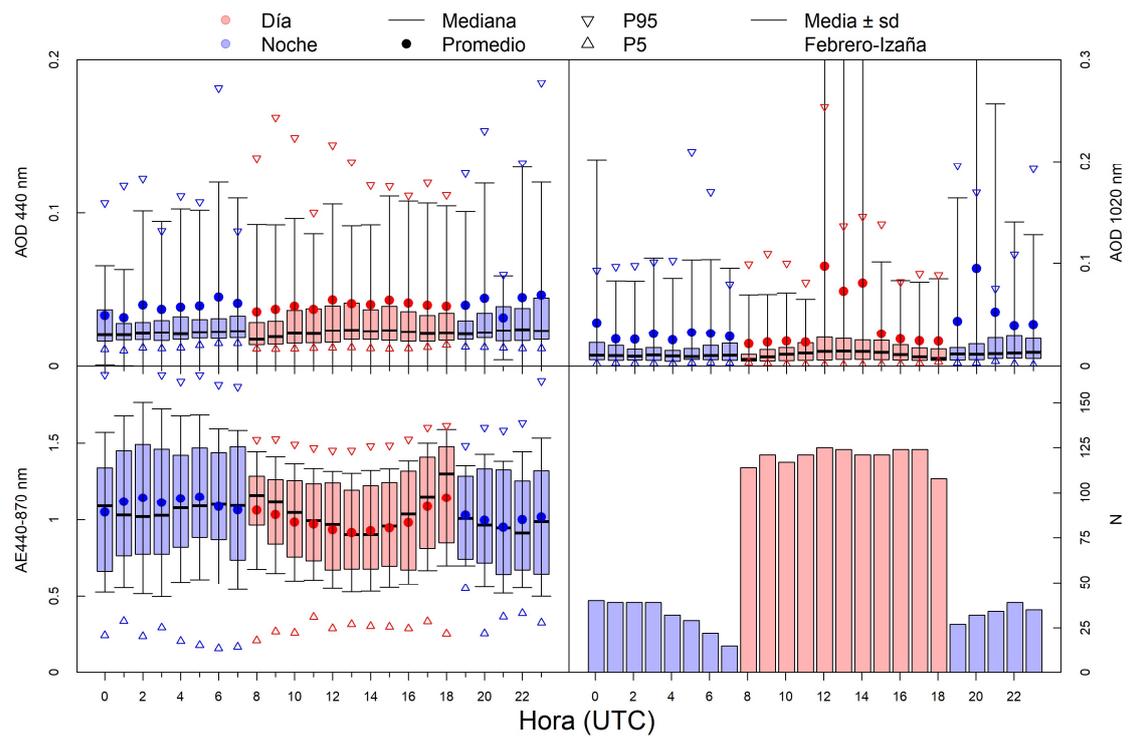


Figura 6.2: Evolución horaria durante el mes de febrero del espesor óptico de aerosoles (AOD) a varias longitudes de onda y del exponente de Ångström (440-870 nm) en la estación de Izaña.

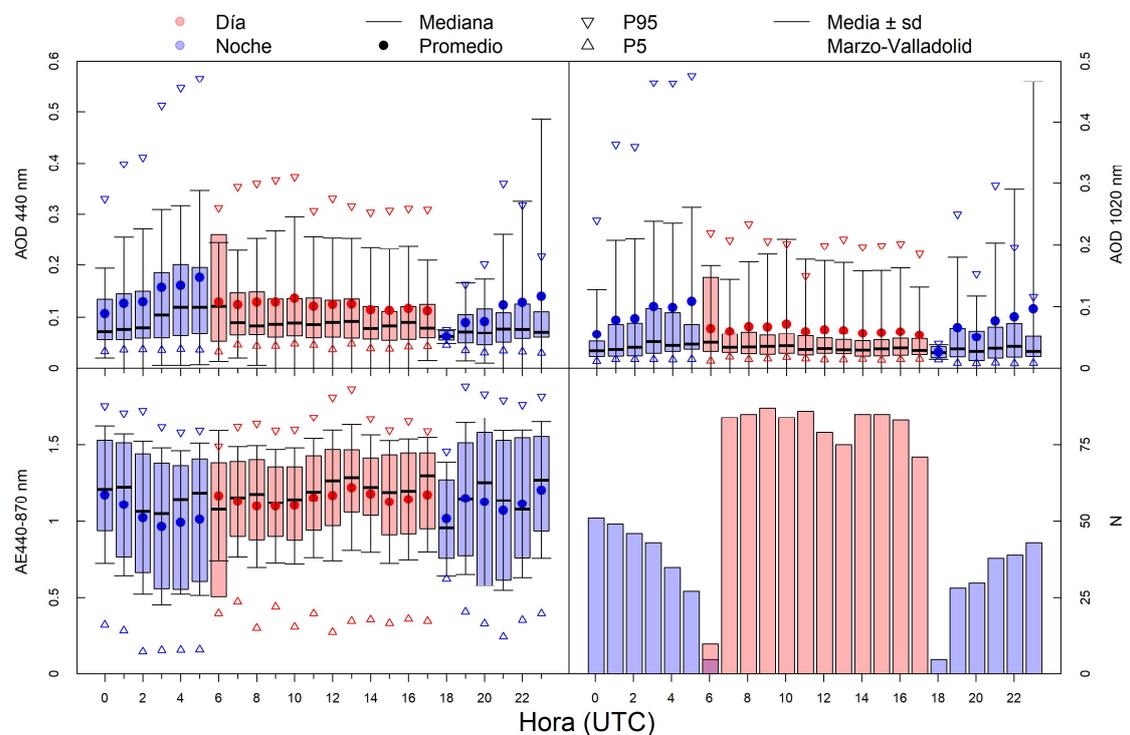


Figura 6.3: Evolución horaria durante el mes de marzo del espesor óptico de aerosoles (AOD) a varias longitudes de onda y del exponente de Ångström (440-870 nm) en la estación de Valladolid.

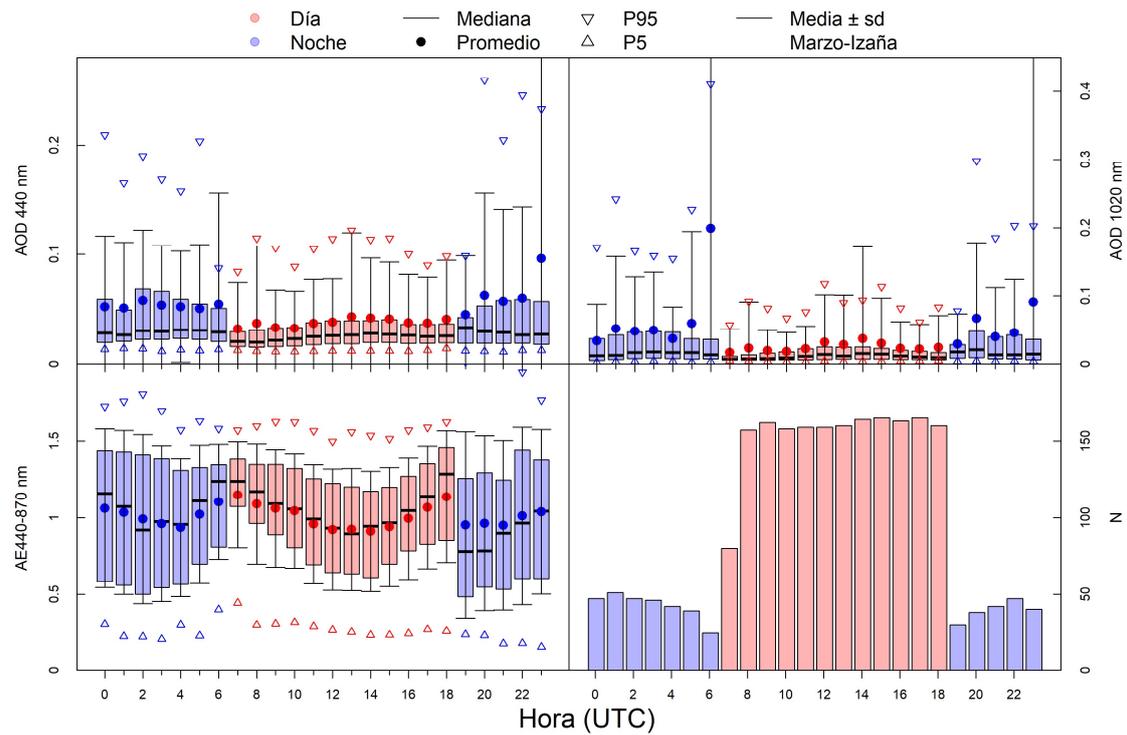


Figura 6.4: Evolución horaria durante el mes de marzo del espesor óptico de aerosoles (AOD) a varias longitudes de onda y del exponente de Ångström (440-870 nm) en la estación de Izaña.

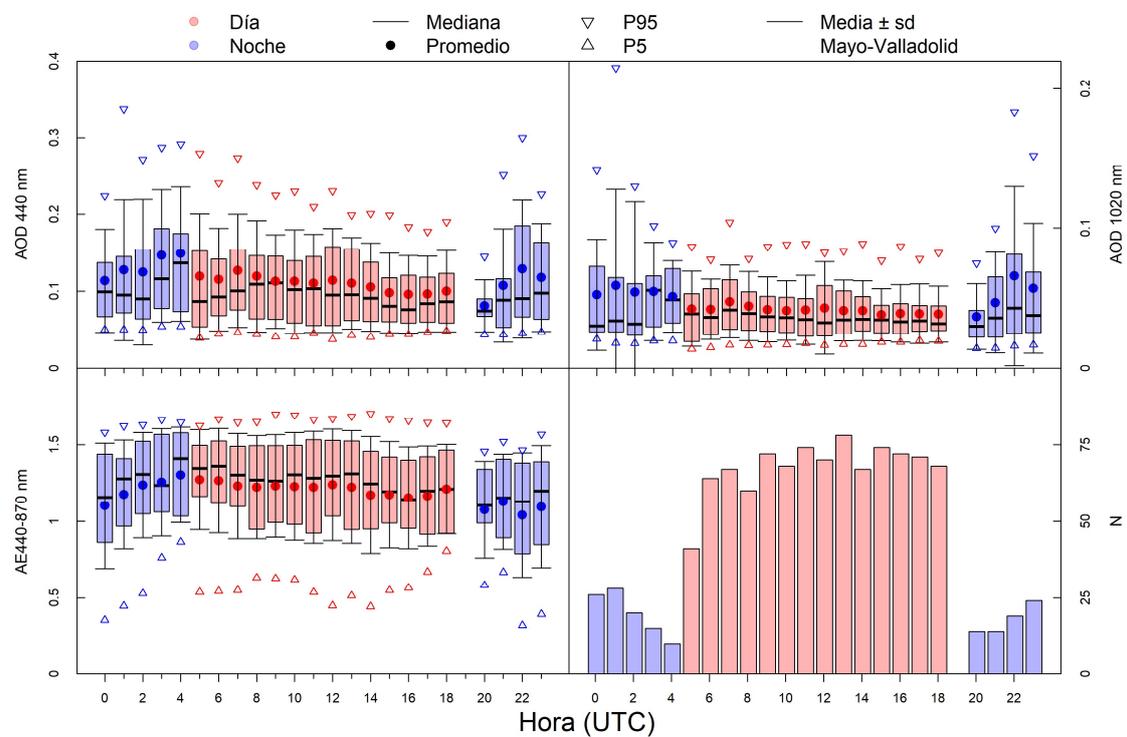


Figura 6.5: Evolución horaria durante el mes de mayo del espesor óptico de aerosoles (AOD) a varias longitudes de onda y del exponente de Ångström (440-870 nm) en la estación de Valladolid.

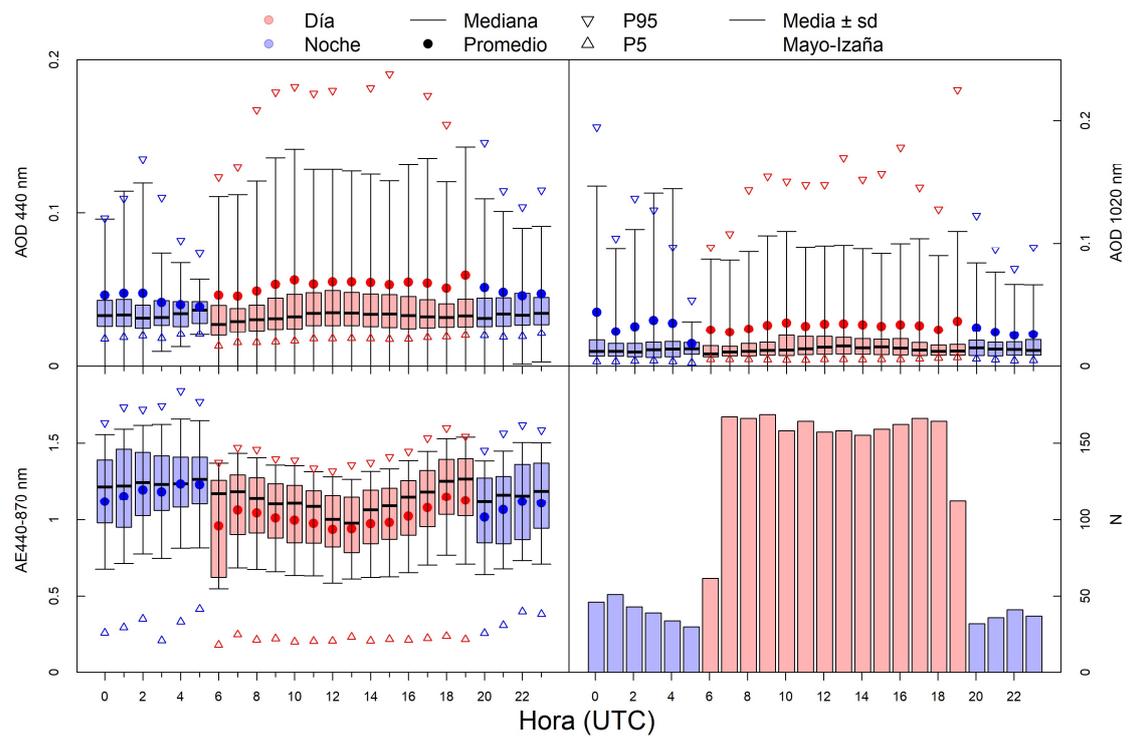


Figura 6.6: Evolución horaria durante el mes de mayo del espesor óptico de aerosoles (AOD) a varias longitudes de onda y del exponente de Ångström (440-870 nm) en la estación de Izaña.

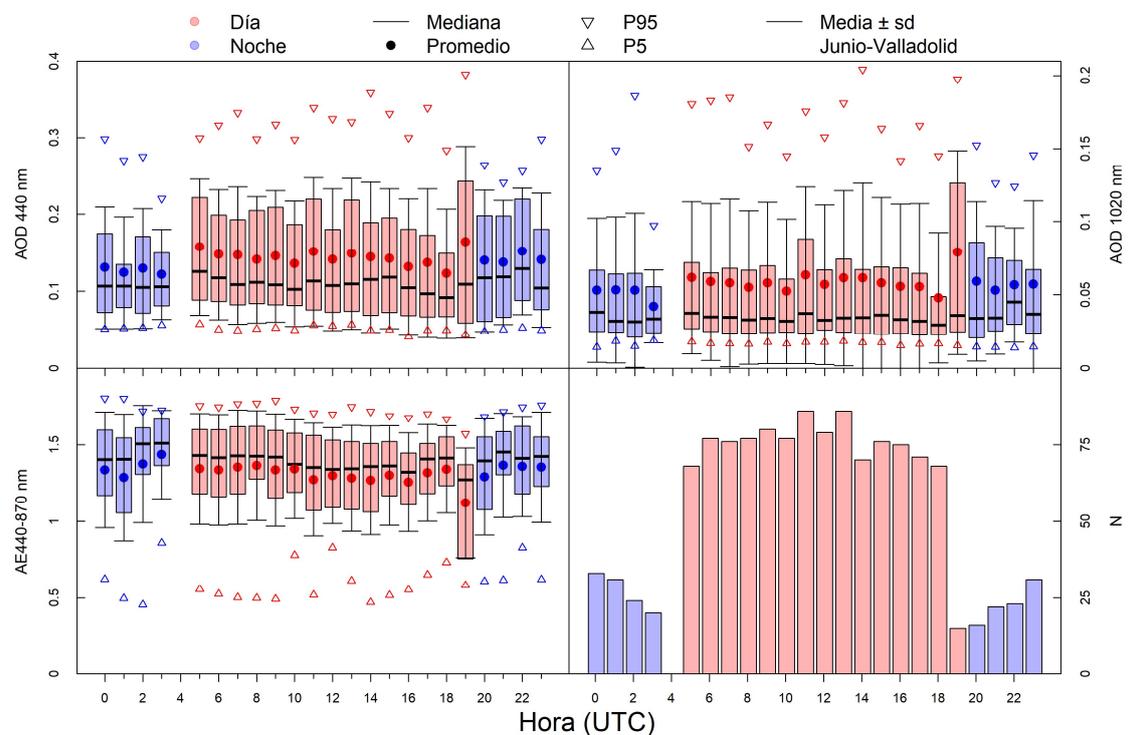


Figura 6.7: Evolución horaria durante el mes de junio del espesor óptico de aerosoles (AOD) a varias longitudes de onda y del exponente de Ångström (440-870 nm) en la estación de Valladolid.

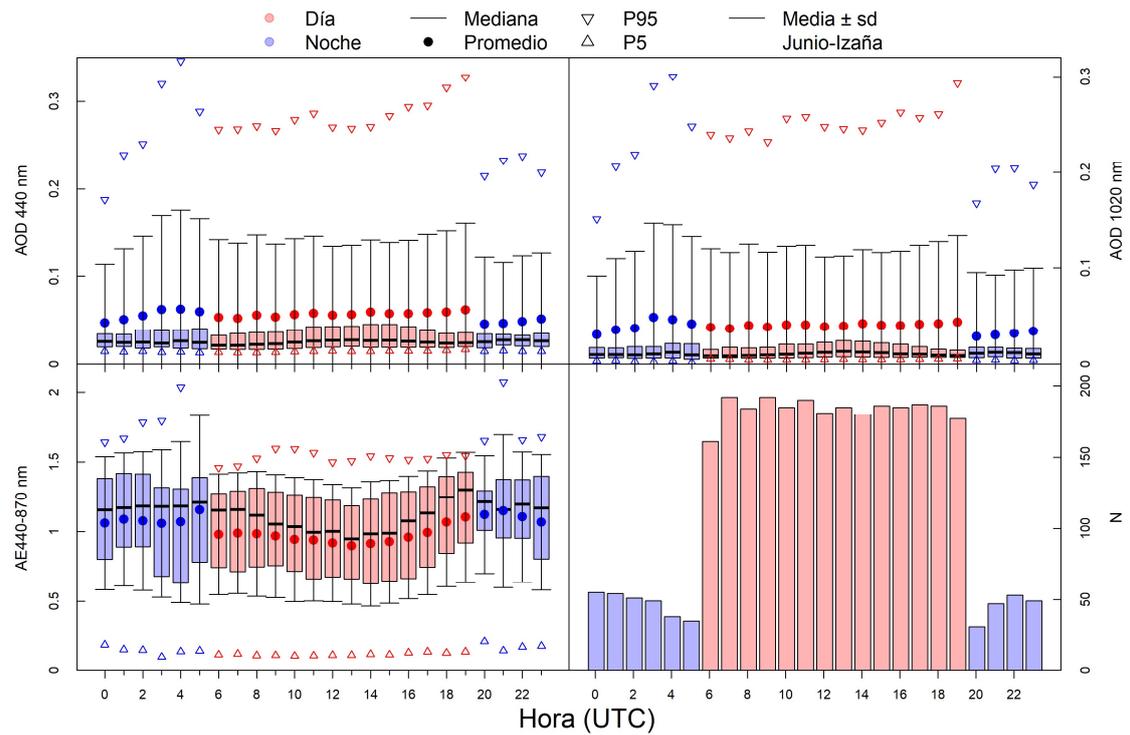


Figura 6.8: Evolución horaria durante el mes de junio del espesor óptico de aerosoles (AOD) a varias longitudes de onda y del exponente de Ångström (440-870 nm) en la estación de Izaña.

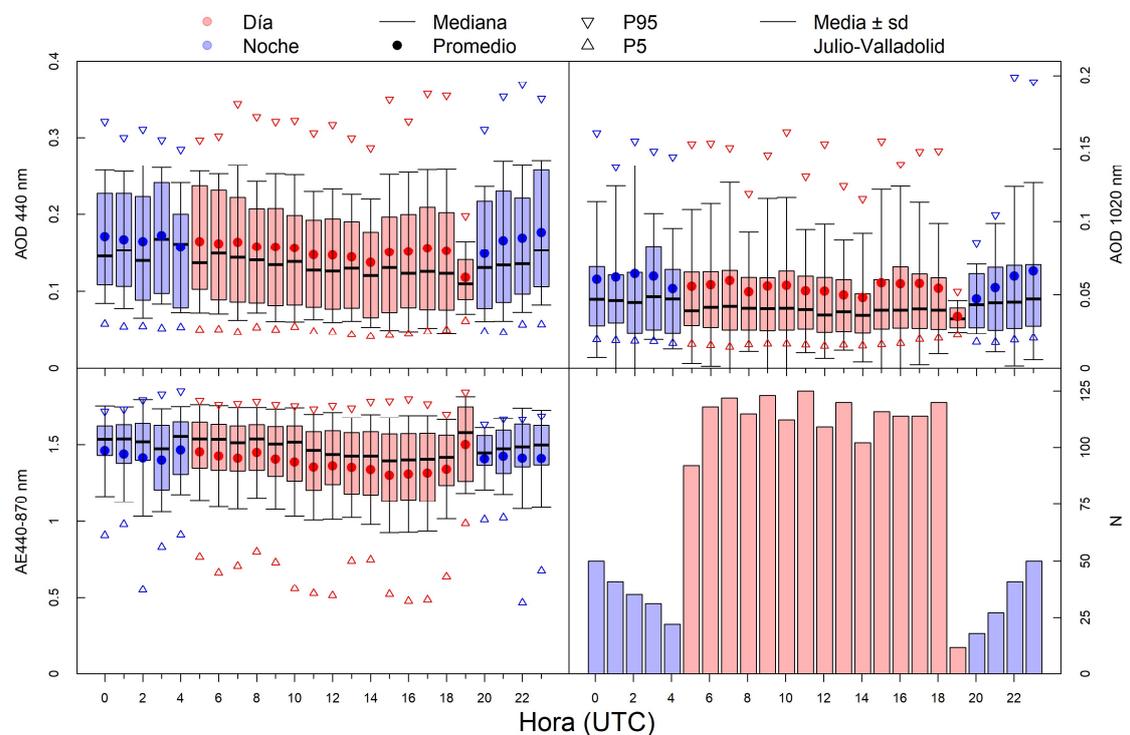


Figura 6.7: Evolución horaria durante el mes de julio del espesor óptico de aerosoles (AOD) a varias longitudes de onda y del exponente de Ångström (440-870 nm) en la estación de Valladolid.

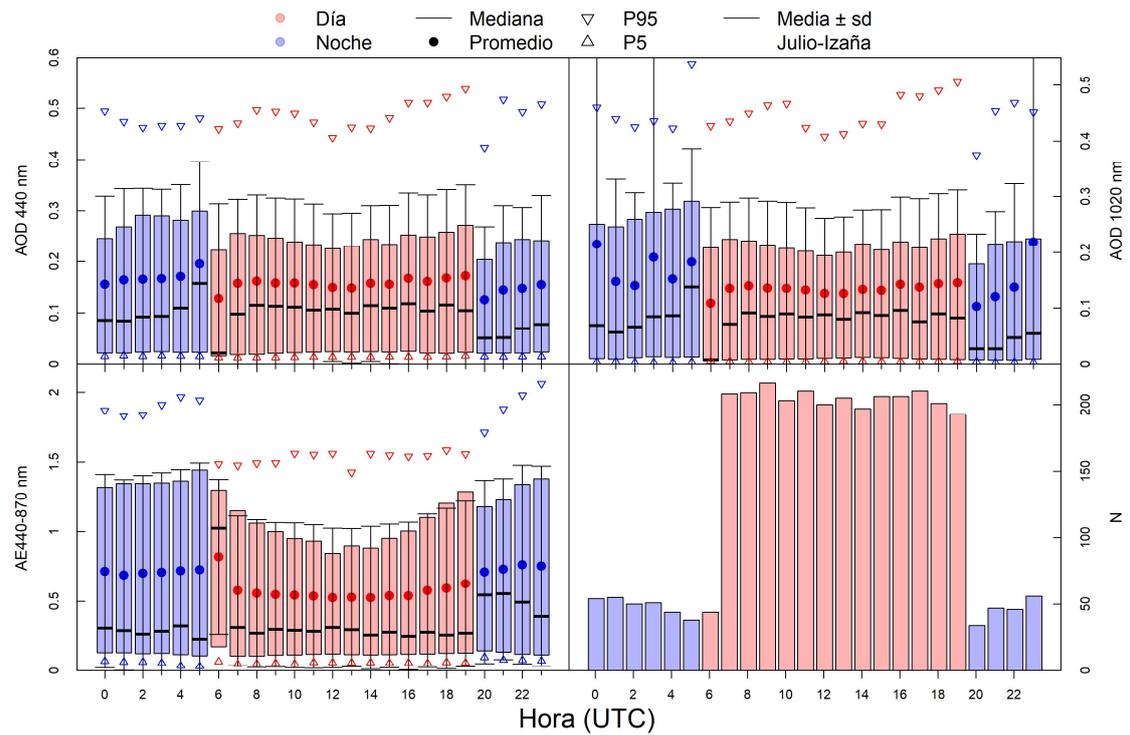


Figura 6.10: Evolución horaria durante el mes de julio del espesor óptico de aerosoles (AOD) a varias longitudes de onda y del exponente de Ångström (440-870 nm) en la estación de Izaña.

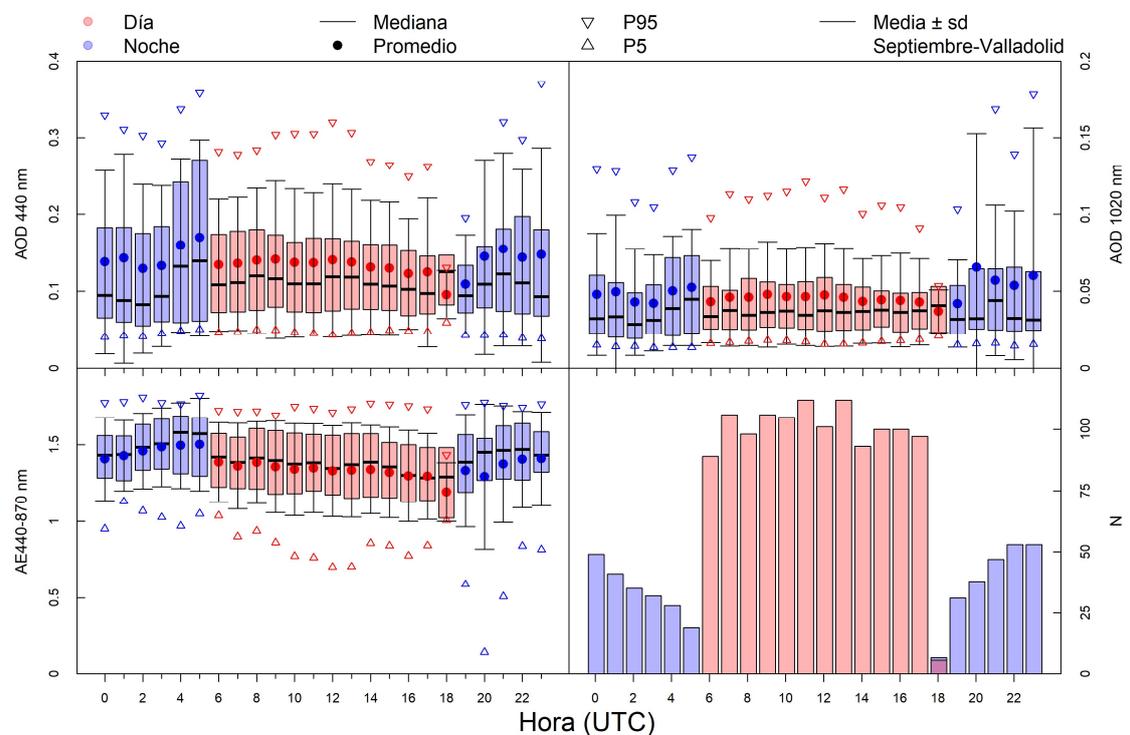


Figura 6.11: Evolución horaria durante el mes de septiembre del espesor óptico de aerosoles (AOD) a varias longitudes de onda y del exponente de Ångström (440-870 nm) en la estación de Valladolid.

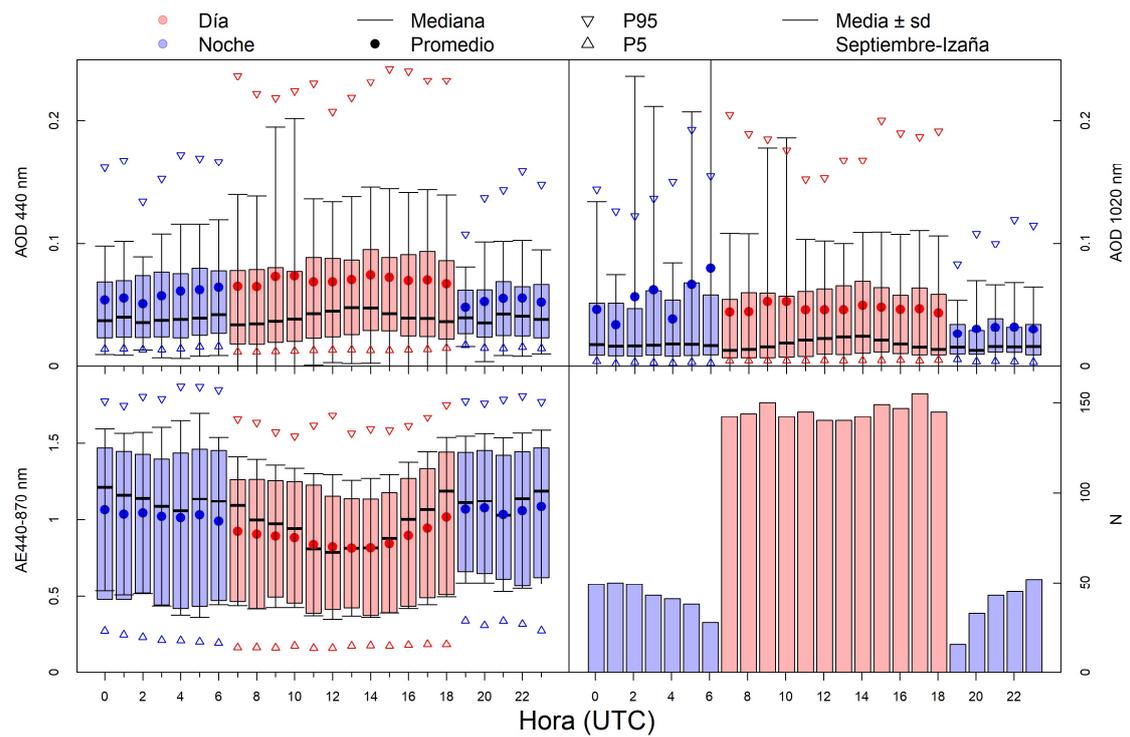


Figura 6.12: Evolución horaria durante el mes de septiembre del espesor óptico de aerosoles (AOD) a varias longitudes de onda y del exponente de Ångström (440-870 nm) en la estación de Izaña.

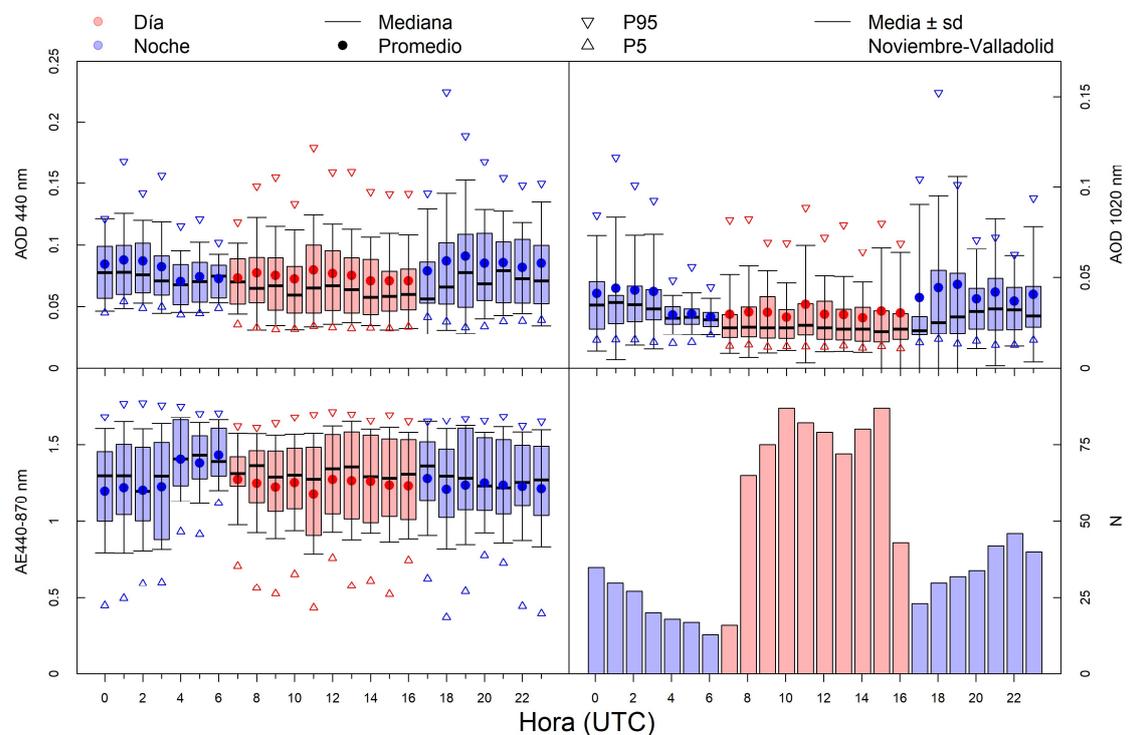


Figura 6.13: Evolución horaria durante el mes de noviembre del espesor óptico de aerosoles (AOD) a varias longitudes de onda y del exponente de Ångström (440-870 nm) en la estación de Valladolid.

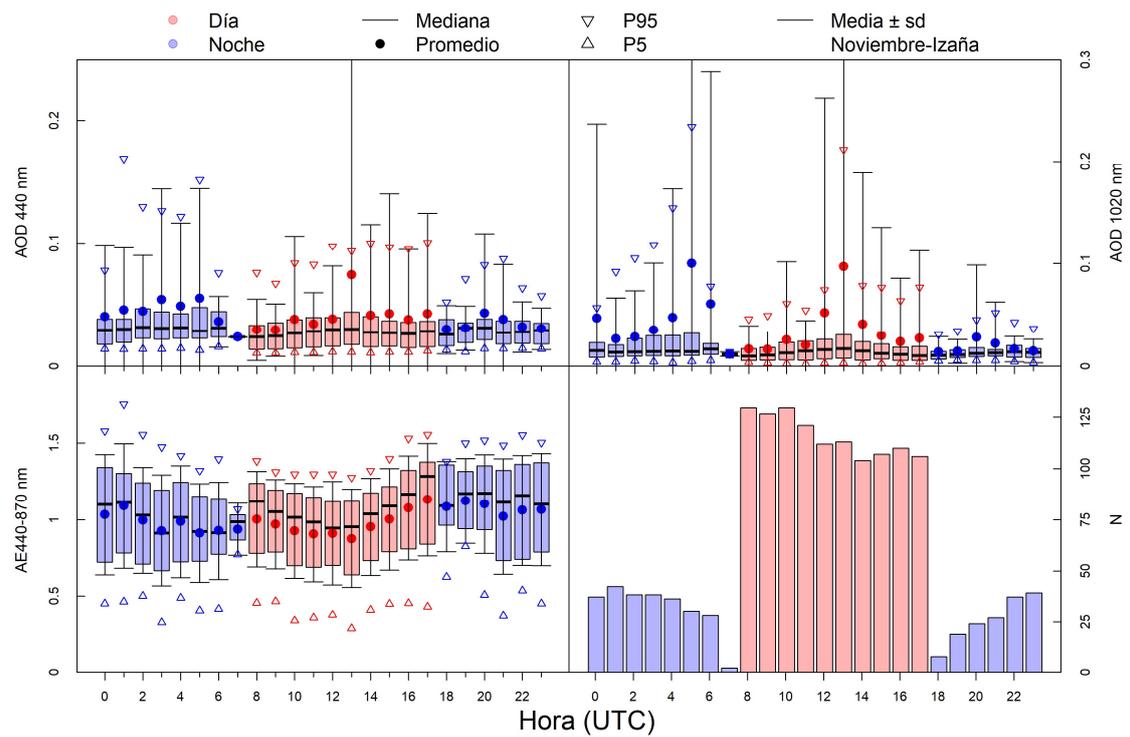


Figura 6.14: Evolución horaria durante el mes de noviembre del espesor óptico de aerosoles (AOD) a varias longitudes de onda y del exponente de Ångström (440-870 nm) en la estación de Izaña.

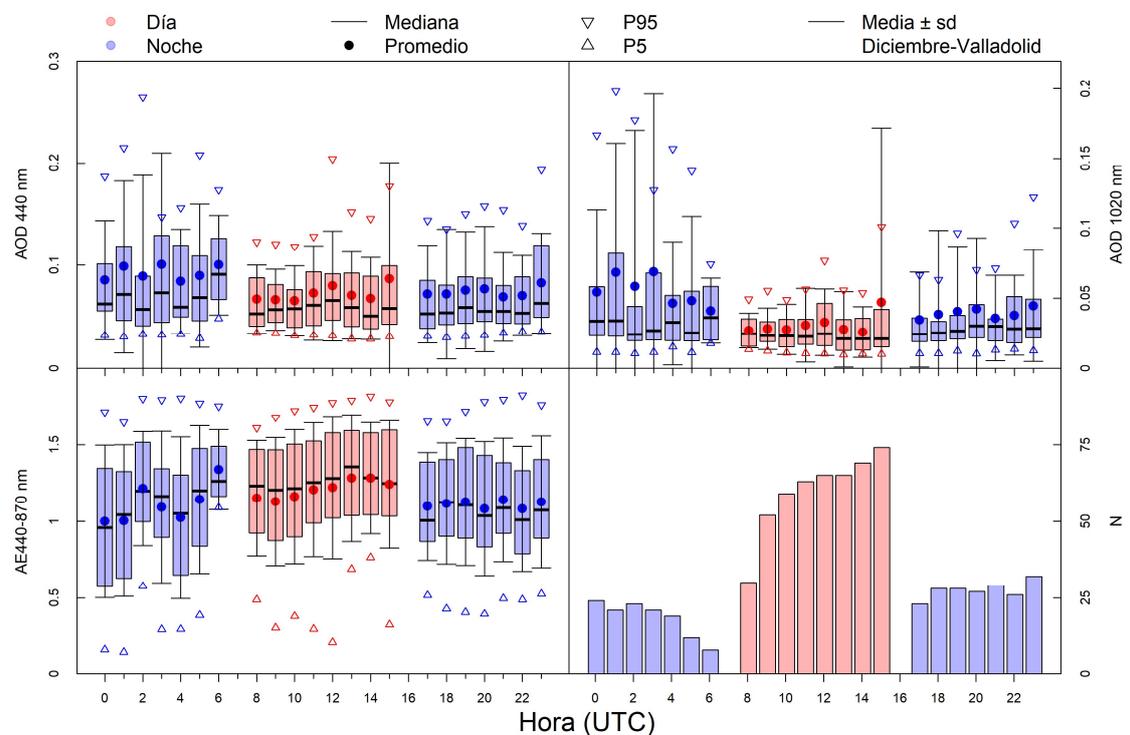


Figura 6.15: Evolución horaria durante el mes de diciembre del espesor óptico de aerosoles (AOD) a varias longitudes de onda y del exponente de Ångström (440-870 nm) en la estación de Valladolid.

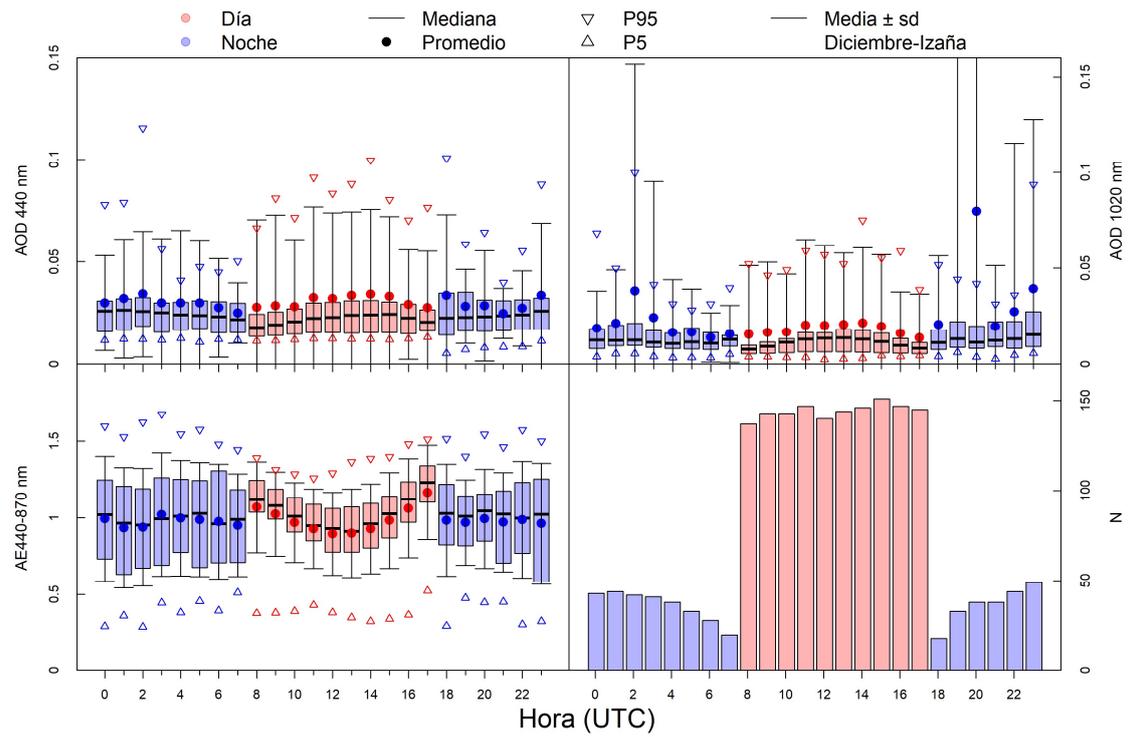


Figura 6.16: Evolución horaria durante el mes de diciembre del espesor óptico de aerosoles (AOD) a varias longitudes de onda y del exponente de Ångström (440-870 nm) en la estación de Izaña.