



---

**Universidad de Valladolid**

**FACULTAD DE CIENCIAS**

**TRABAJO FIN DE GRADO**

**Grado en Física**

**Validación del espesor óptico de aerosoles dado por  
el sensor MODIS sobre la península Ibérica**

**Autor/a: Álvaro Nieto Balmori  
Tutor/es/as: David Mateos Villán, Sara Herrero Anta**

**2023**

# Índice

Resumen.....	3
Abstract.....	4
1. El aerosol atmosférico.....	5
1.1. Introducción.....	5
1.2. Teledetección de aerosoles .....	6
1.3. Propiedades radiativas y ópticas .....	8
1.4. Tipos de aerosol.....	13
1.5. Objetivos.....	14
2. Instrumentación .....	15
2.1. Red AERONET.....	15
2.2. El fotómetro CE-318.....	16
2.3. MODIS .....	19
2.4. Estaciones de medida .....	21
3. Metodología.....	22
3.1. Recursos utilizados.....	22
3.2. Procedimiento .....	23
4. Validación del espesor óptico.....	24
4.1. Series temporales.....	24
4.2. Comparación directa.....	26
4.3. Histogramas.....	28
4.4. Climatología.....	31
4.5. Tendencias.....	33
5. Conclusiones .....	35
Referencias.....	37

## Resumen

Los aerosoles atmosféricos; pequeñas partículas líquidas o sólidas suspendidas en la atmósfera, tienen un fuerte impacto en el clima terrestre debido a su interacción con la radiación solar y las nubes. La falta de información respecto a su comportamiento constituye una de las principales fuentes de incertidumbres para los modelos climáticos. La implementación de redes de seguimiento y satélites ha permitido reducir esa incertidumbre.

Una de las redes más extendidas y referente a la hora de estudiar aerosoles es AERONET (AERosol RObotic NETwork), que dispone de cientos de estaciones distribuidas alrededor del globo donde fotómetros CE318, su instrumento estándar, operan de manera autónoma y continuada. Para ampliar la información sobre aerosoles algunos satélites incorporan sensores dedicados a su estudio, como el sensor satelital MODIS, que es ampliamente utilizado por la comunidad científica para evaluar el contenido de aerosoles a nivel global. Esto es debido a que proporciona información sobre aerosoles con una gran cobertura espacial.

La presencia de fotómetros CE318 en estaciones clave de la red AERONET permitirá validar los datos ofrecidos por el sensor MODIS a bordo del satélite Terra y determinar si es una buena herramienta para el estudio de las propiedades de los aerosoles.

Esto será llevado a cabo tomando un rango de años que irá desde 2012 hasta 2022 y varias estaciones situadas tanto en la península Ibérica como en latitudes más cercanas al ecuador: Valladolid, Palencia e Izaña (España) y Camagüey (Cuba). En dichas áreas se hará un análisis comparativo tanto del espesor óptico de aerosoles (AOD) como del parámetro Ångström (AE) obtenido por ambos instrumentos.

# Abstract

Atmospheric aerosols; liquid or solid small particles suspended in the atmosphere, have a strong impact on earth climate due to its interaction with solar radiation and clouds. The lack of information respect its behaviour constitutes one of the biggest source of uncertainty for climate models. The implementation of monitoring networks and satellites has made it possible to reduce this uncertainty.

One of the most widespread networks and a reference when it comes to studying aerosols is AERONET (AErosol RObotic NETwork), which has hundreds of stations distributed around the globe where CE318 photometers, its standard instrument, operate autonomously and continuously. To expand the information on aerosols, some satellites incorporate sensors dedicated to their study, such as the MODIS satellite sensor, which is widely used by the scientific community to assess aerosol content globally. This is because it provides information on aerosols with a large spatial coverage.

The presence of CE318 photometers in key stations of the AERONET network will make it possible to validate the data offered by the MODIS sensor on board the Terra satellite and to determine if it is a good tool for studying the properties of aerosols.

This will be carried out taking a range of years that will go from 2012 to 2022 and several stations located both in the Iberian Peninsula and in latitudes closer to the equator: Valladolid, Palencia and Izaña (Spain) and Camagüey (Cuba). In these areas, a comparative analysis will be made of both the aerosol optical thickness (AOD) and the Ångström parameter (AE) obtained by both instruments.

# 1. El aerosol atmosférico

## 1.1. Introducción

Los aerosoles se pueden definir como un conjunto de partículas sólidas o líquidas en suspensión en un medio gaseoso (Willeke and Baron, 1993).

El estudio de los aerosoles es muy amplio, involucrando diferentes campos. Además, el estudio de los aerosoles en la atmósfera también presenta varias áreas, desde procesos de interacción con la radiación, hasta llegar a analizar el impacto climático que tienen, lo que se conoce como *radiative forcing*, pasando por los problemas de la contaminación atmosférica (Toledano, 2005).

Los aerosoles pueden ser de diferente tipo dependiendo de su origen: naturales o antropogénicos. Se entiende como naturales aquellos que están compuestos mayoritariamente por cenizas volcánicas, sal marina, polvo desértico, esporas, polen, etc., mientras que los antropogénicos serán aquellos producidos por la actividad humana, como pueden ser, humo de chimeneas, partículas surgidas de procesos industriales, etc. Dentro de esta categoría también estarán las partículas producidas fotoquímicamente a partir de contaminantes gaseosos (Toledano, 2005). Siguiendo esta clasificación se puede decir que los aerosoles antropogénicos tienen un tamaño menor a un micrómetro y son los más numerosos de los presentes en la atmósfera. Por el contrario, los aerosoles de origen natural tienen un tamaño superior al micrómetro, generalmente, y aunque haya un número de partículas menor al aerosol antropogénico, estas aportan una cantidad mayor de masa en la atmósfera (Ramiro, 2021).

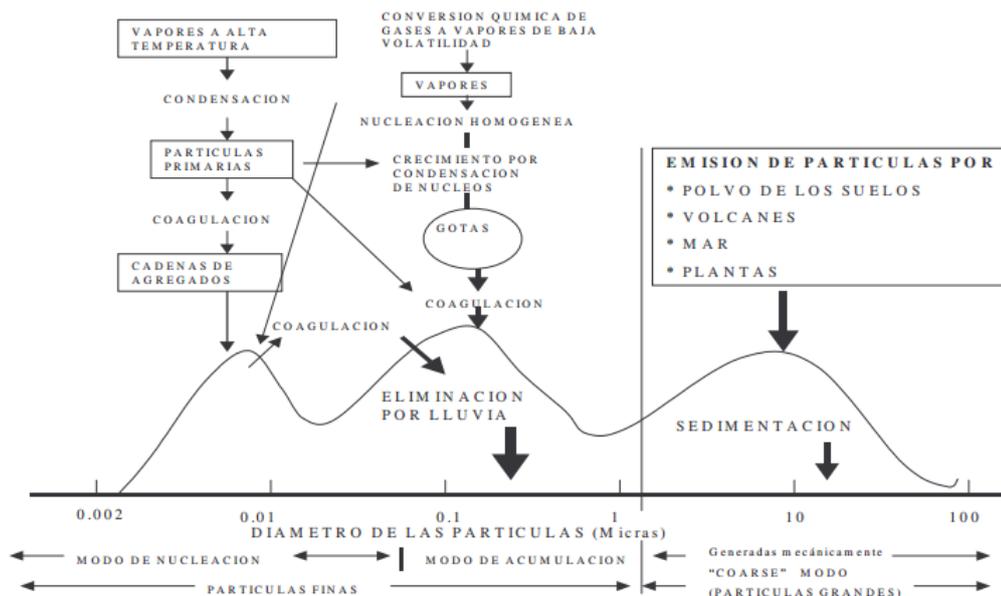


Figura 1.1: Forma típica de la función de distribución de tamaños del aerosol, con los tres modos y los mecanismos de formación y eliminación en la atmósfera. Adaptada de Toledano (2005).

En la Figura 1.1 se representa la distribución de tamaños en una escala logarítmica frente a la densidad de aparición de partículas, siendo esto la base para derivar propiedades ópticas de los aerosoles a través de la teoría de *scattering*. Como podemos observar se pueden distinguir en dos modos, el modo fino, que consta de partículas con un tamaño inferior a  $1\mu\text{m}$ , el cual se divide en el modo de nucleación (entre  $0.002$  a  $0.1\mu\text{m}$ ) y el modo de acumulación (entre  $0.1$  a  $1\mu\text{m}$ ), y el modo grueso, con partículas de tamaño superior a  $1\mu\text{m}$  hasta los  $100\mu\text{m}$ .

Esta forma de diferenciar el modo fino y el modo grueso toma importancia a la hora de diferenciar su origen y transformación. Su eliminación también se realiza de forma distinta, pertenezcan a uno u otro modo, si bien las partículas pertenecientes al modo fino suelen ser precipitadas al suelo por acción de la lluvia, las partículas más gruesas se eliminan por sedimentación producida por acción de la gravedad o del viento. Además tanto sus propiedades químicas como ópticas son diferentes, debiendo conocer estas para estudiar el efecto que producen los aerosoles en el balance radiativo de la Tierra y la atmósfera terrestre, mediante las interacciones aerosol-radiación y aerosol-nube. Estas interacciones se pueden resumir en los efectos directos de atenuación de la radiación, por *scattering* y absorción, y los indirectos por su participación en la formación de nubes. Siendo los aerosoles núcleos de condensación en la formación de nubes de agua y hielo, por lo que son capaces de modificar propiedades de las nubes tales como su albedo, el tamaño de gota, la precipitación o su tiempo de vida.

La metodología para el estudio de los aerosoles en este trabajo consistirá en la medida y el análisis de la radiación en la atmósfera mediante instrumentación situada a nivel del suelo y sobre un satélite.

## 1.2. Teledetección de aerosoles

La teledetección consiste en tomar medidas a larga distancia que quedan recogidas y grabadas en un aparato y son en las que se centra este estudio. Las diferencias con las medidas *in situ* son claras, pues en estas se toman muestras físicas en un instante y lugar concretos, que posteriormente son analizadas en laboratorio.

La teledetección también incluye la interpretación de las medidas tomadas. La radiación puede ser estudiada en sus diferentes longitudes de onda. Esto se puede llevar a cabo cuando el instrumento que recibe la luz está equipado con una serie de filtros que dejan pasar solo la longitud de onda que se desea estudiar. A partir de la intensidad recibida por el instrumento (ya sea satelital o terrestre) en cada longitud de onda, se pueden estudiar las partículas que han interactuado con esa radiación.

El principio físico de cómo opera la teledetección puede ser entendido por medio de la Figura 1.2. Esta imagen viene a decir que la señal electromagnética emitida, cuyo origen puede ser natural o artificial, interactúa con el objeto a estudiar y después es recogida por el detector.

Si  $T$  y  $S$  denotan el objeto a estudiar y la señal medida por el detector respectivamente, entonces se pueden relacionar simbólicamente como:

$$S = F(T)$$

Donde F representa la función, no necesariamente lineal. Esta función define la modificación de la señal emitida tras haber sufrido scattering y absorción, lo cual, conociendo las propiedades del objeto T, constituiría un problema directo

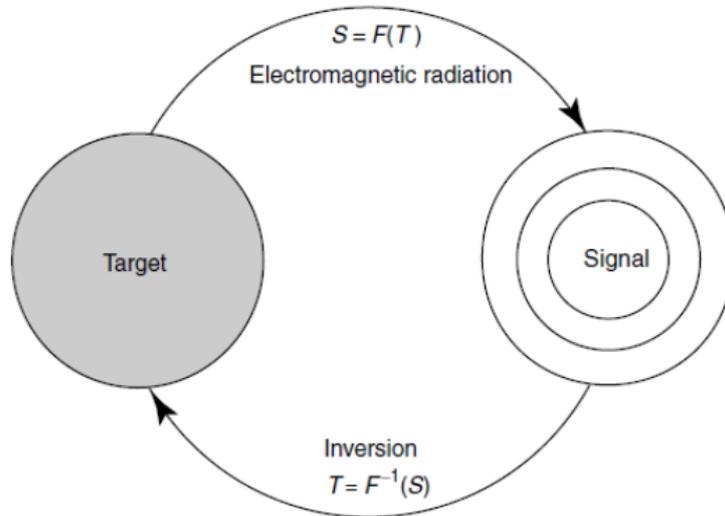


Figura 1.2: Principio de la teledetección. Los símbolos T y S denotan al objeto y la señal, respectivamente. Tomada del Liou “An introduction to atmospheric radiation” Second edition.

Si hacemos el proceso a la inversa, es decir, partir de la señal recibida y realizar el estudio y caracterización del objeto nos sale que la función inversa de F no se puede sacar de manera directa. El problema que presenta la inversión es que no hay una solución única, puesto que el medio a estudiar estará compuesto por varios objetos, y un conjunto de ellos puede dar lugar a una misma señal resultante. Por lo tanto, el proceso real a realizar es estudiar las características de la señal recibida por el detector apoyándonos en la teoría; de este modo se pueden extraer las propiedades del objeto que produjo la variación de señal desde la fuente hasta el detector del satélite.

Existen dos tipos básicos de teledetección:

- **Teledetección activa**

Implica que la fuente de radiación que utiliza el detector es artificial, como las ondas de radio utilizadas en el radar. El detector envía pulsos electromagnéticos que interactúan con el medio, sufren *scattering*, y vuelven a ser detectados por él. Midiendo parámetros como el desfase entre el pulso de salida y el de llegada o el descenso de intensidad obtendremos información de la composición y estructura de la atmósfera en caso de la meteorología. El pulso emitido corresponde a una longitud de onda específica. La teledetección activa normalmente se asocia con el *backscattering* (o *scattering* hacia atrás) puesto que el emisor y el detector están colocados en el mismo punto.

- **Teledetección pasiva**

Utiliza como fuente la radiación natural, proveniente del Sol o de la Tierra. Como ejemplo de esto está la radiación solar que interacciona con las nubes produciendo una señal debida al *scattering*, la cual puede ser estudiada por radiómetros desde satélites. Asimismo, la radiación térmica infrarroja o las microondas emitidas por la atmósfera y la Tierra pueden servir para entender su estado termodinámico y la composición atmosférica. Los satélites pueden recoger tanto este tipo de radiación como la solar (reflejada por la atmósfera y la superficie). La teledetección pasiva es útil para sacar los perfiles de temperatura de la atmósfera, las propiedades de la superficie y los componentes radiativos desde satélites que orbitan alrededor de la Tierra.

En este trabajo se hace uso de dos instrumentos de teledetección pasiva: el fotómetro de AERONET, que mide la luz solar transmitida y el sensor MODIS, situado en el satélite Terra, que mide la reflejada por la Tierra.

### 1.3. Propiedades radiativas y ópticas

Como ya hemos mencionado, cuando la radiación solar llega a la atmósfera tienen lugar procesos de absorción y dispersión, provocando que la radiación que llega a la superficie terrestre conste de una componente directa y otra difusa. La primera sigue la dirección del sol, y su atenuación se produce en esa dirección solamente, mientras que la difusa procede del mecanismo de *scattering* mencionado y llega desde todas las direcciones del espacio (Prats, 2009). La suma de las dos constituye la radiación global.

En este apartado se procederá a explicar dos propiedades relacionadas con estos procesos de las que haremos uso a lo largo de este trabajo: el espesor óptico de aerosol (AOD) y el exponente Ångström (AE). En el caso del espesor óptico expondremos dos formas de calcularlo, dependiendo de si la fuente de luz solar es transmitida o reflejada.

#### 1.3.1. Espesor óptico del aerosol

El espesor óptico de aerosoles (AOD, por sus siglas en inglés) es el parámetro fundamental y primario en el estudio de las propiedades de los aerosoles. Es un indicador del índice de turbiedad, es decir, de la cantidad de aerosoles en la atmósfera contenido en una columna vertical con base en la superficie terrestre.

##### **Fuente de luz solar transmitida**

Este indicador compara, mediante medidas radiométricas a nivel de suelo, el espectro de la radiación solar directa en la superficie de la tierra con el espectro solar extraterrestre, conocido. La diferencia entre ambas radiaciones se debe a la atenuación debida al *scattering* de moléculas (*scattering* Rayleigh) y aerosoles (*scattering* Mie), y por absorciones selectivas debidas a diferentes componentes atmosféricos como el ozono, oxígeno, vapor de agua, etc. (Toledano, 2005).

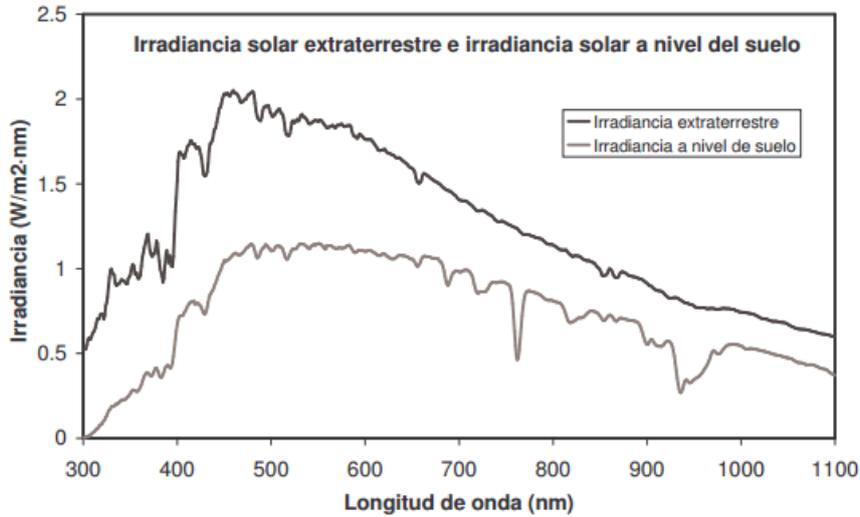


Figura 1.3: Irradiancia solar extraterrestre y al nivel del suelo. Espectro a nivel de suelo tomado con una elevación de 44° sobre el horizonte. Adaptada de Toledano (2005)

Si consideramos una atmósfera plano-paralela de una sola capa, la atenuación que sufre la radiación al atravesarla se puede expresar mediante la ley de Beer-Bouguer-Lambert:

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

Donde  $I$  es la irradiancia medida a nivel del suelo,  $I_0$  es la irradiancia extraterrestre,  $\tau$  es el espesor óptico total de la columna atmosférica y  $m$  la masa óptica, la cual se define como la razón entre el espesor óptico en la vertical y el espesor óptico en una dirección determinada. De manera aproximada se puede expresar la masa óptica en función del ángulo cenital solar ( $\theta$ ) como:

$$m = \sec \theta \quad (1.2)$$

Esta fórmula deja de ser una buena aproximación para ángulos mayores a 60° entre la vertical y la dirección del sol debido a varios motivos tales como la curvatura de la Tierra, la refracción en el aire y el *scattering* múltiple. Por ello se suele emplear la fórmula de Kasteng y Young (1989):

$$m = \frac{1}{(\cos \theta + 0.50572 \cdot (1.46468 - \theta)^{-1.6364})} \quad (1.3)$$

Retomando la ecuación (1.1), el espesor óptico total viene dado por:

$$\tau = -\frac{1}{m} \ln \left( \frac{I}{I_0} \right) \quad (1.4)$$

Teniendo el espesor óptico total y sabiendo que este se debe a la suma del *scattering* de Rayleigh ( $\tau_R$ ), las absorciones de los diferentes gases atmosféricos ( $\tau_g$ ) y al de los aerosoles ( $\tau_a$ ), se puede expresar el AOD ( $\tau_a$ ) como:

$$\tau_a = \tau - \tau_R - \tau_g \quad (1.5)$$

### Fuente de luz solar reflejada

Sacar el espesor óptico de los aerosoles o sus propiedades microfísicas por mediación de satélites es una tarea ciertamente complicada puesto que los aerosoles producen poco efecto sobre la radiación solar reflejada, y es aún más complicada si contásemos con las capas base de la atmósfera. Para poder determinar los parámetros pertinentes, mediremos intensidad con los satélites a unas longitudes de onda determinadas, sensibles a las propiedades de los aerosoles. La superficie idónea sobre la que realizar tal estudio sería la de un cuerpo negro, la cual no daría lugar a *scattering*. Nos disponemos a obtener una ecuación que rijas este caso. Para ello, primero introduciremos la ecuación básica de transferencia radiativa para atmósferas plano-paralelas que representa la radiación difusa, emitida y absorbida por la atmósfera:

$$\mu \frac{dI(\tau; \mu, \vartheta)}{d\tau} = I(\tau; \mu, \vartheta) - J(\tau; \mu, \vartheta) \quad (1.6)$$

Siendo  $\vartheta$  es el ángulo acimutal con respecto al eje x,  $\mu = \cos\theta$ , con  $\theta$  el ángulo cenital con respecto a la normal y J la contribución producida por dispersión múltiple que viene definida como:

$$J(\tau; \mu, \vartheta) = \frac{\tilde{\omega}}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 I(\tau; \mu', \vartheta') P(\mu, \vartheta; \mu', \vartheta') d\mu' d\vartheta' + \frac{\tilde{\omega}}{4\pi} F_{\odot} P(\mu, \vartheta; -\mu_0, \vartheta_0) e^{-\tau/\mu_0} \quad (1.7)$$

Donde P es la función de fase, la cual representa la distribución angular de la energía de *scattering* en función de la dirección y se considera un parámetro importante asociado con la teledetección por satélite de aerosoles y nubes. Por otro lado,  $F_{\odot}$  es la irradiancia solar directa en la capa más alta de la atmósfera y  $\tilde{\omega}$  es el albedo de dispersión simple (*Single-scattering albedo*) el cual se define como la relación entre el coeficiente de *scattering*  $\sigma_{sca}$  y el de extinción  $\sigma_{ext}$ . El albedo toma valores entre 0 y 1 adimensionales, indicando aerosoles muy absorbentes los más cerca del cero o poco absorbentes y muy reflejantes los más cercanos la unidad.

Para hallar la solución a la ecuación (1.6) debemos separar la atmósfera de la superficie y asumir que no hay intensidades difusas ni en el extremo superior ni inferior de la atmósfera. Bajo esta condición, la intensidad reflejada por el extremo superior puede ser expresada como:

$$I(0; \mu, \vartheta) = \int_0^\tau J(\tau'; \mu, \vartheta) e^{-\tau'/\mu} \frac{d\tau'}{\mu} \quad (1.8)$$

Además supondremos que la radiación sufre una sola dispersión, o dicho de otro modo, la radiación es dispersada por una sola partícula, este proceso es denominado como *single-scattering* o dispersión simple. Bajo esta suposición introduciremos la *función de distribución de reflectancia bidireccional* (BRDF):

$$\begin{aligned} R(\mu, \vartheta; \mu_0, \vartheta_0) &= \frac{\pi I(0; \mu, \vartheta)}{\mu_0 F_\odot} \\ &= \frac{\tilde{\omega}}{4(\mu + \mu_0)} P(\mu, \vartheta; -\mu_0, \vartheta_0) \left\{ 1 - \exp \left[ -\tau \left( \frac{1}{\mu} + \frac{1}{\mu_0} \right) \right] \right\} \end{aligned} \quad (1.9)$$

Las direcciones (en dos dimensiones) en las que sale la radiación reflejada son todas alrededor de la partícula dispersora, pero eso no significa que las intensidades sean equivalentes sino que varían según su dirección. Por ese motivo podemos ver que la función BRDF es función de  $(\mu, \vartheta)$ , pero también de la intensidad incidente definida por la posición del sol  $(\mu_0, \vartheta_0)$ .

Si consideramos la atmósfera tal que su espesor óptico es extremadamente pequeño podemos hacer un desarrollo de Taylor en la exponencial de la ecuación (1.9), quedando dicha ecuación de la siguiente manera:

$$R(\mu, \vartheta; \mu_0, \vartheta_0) = \frac{\tilde{\omega}\tau}{4\mu\mu_0} P(\mu, \vartheta; -\mu_0, \vartheta_0) \quad (1.10)$$

Bajo las suposiciones realizadas sobre el bajo valor del espesor óptico de aerosoles y la aproximación de la dispersión simple, queda claro que la ecuación (1.10) en la superficie de la atmósfera es directamente proporcional a la función de fase y el espesor óptico. Debido a esto podemos dar una definición del espesor óptico recibido por un satélite que toma la luz reflejada de la Tierra como si esta fuera un cuerpo negro:

$$\tau = \frac{\hat{R}(\mu, \vartheta; \mu_0, \vartheta_0)}{P(\mu, \vartheta; \mu_0, \vartheta_0)} \frac{4\mu\mu_0}{\tilde{\omega}} \quad (1.11)$$

Por lo que además de medidas de la reflectancia bidireccional  $R$  y la geometría entre el sol y el satélite, necesitaremos información sobre la función de fase  $P$  y el albedo de dispersión simple  $\tilde{\omega}$ . Dado que la distribución de tamaños del aerosol y los índices de refracción no son sabidos *a priori*,  $P$  y  $\tilde{\omega}$  deben ser asumidos o parametrizados por otra información.

Por último mencionar que los océanos tienen un albedo de prácticamente un 6%, que al ser cercano a 0 indica que el océano es muy absorbente. Dado que casi toda la radiación que incide sobre él es absorbida podemos asemejarlo a un cuerpo negro. Es por esto que cuando se calculan los espesores ópticos sobre satélites su exactitud

es mayor cuando se toman valores sobre los océanos. Además para medir el espesor óptico los satélites solo tienen en cuenta la radiación que le llega en longitudes de onda cortas, en las cuales los océanos no emiten radiación.

### 1.3.2. Exponente de Ångström

El *scattering* de Mie tiene una dependencia entre el tamaño de la partícula y la longitud de onda de la radiación incidente, por lo que el estudio de la forma espectral del espesor óptico de aerosoles es fundamental para la caracterización de aerosoles.

Para describir la dependencia del espesor óptico de aerosoles con la longitud de onda se utiliza un parámetro debido a Ångström, el cual propuso la siguiente expresión válida para un cierto rango espectral:

$$\tau_a(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (1.12)$$

Donde  $\lambda$  es la longitud de onda (en  $\mu\text{m}$ ),  $\alpha$  es el parámetro de Ångström (AE, relacionado con el tamaño del aerosol) y  $\beta$  es una constante que se define como el espesor óptico correspondiente a  $1 \mu\text{m}$ .

Teóricamente el valor de AE puede ir de 0 a 4, pero para los aerosoles, que es lo que nos interesa, varían entre 0 y 2.5. Los valores más bajos están asociados a partículas de mayor tamaño, en las que la extinción no tiene dependencia espectral. En cambio para las partículas pequeñas hay una fuerte dependencia espectral, la cual es mayor para las longitudes de onda cortas.

Para calcular el parámetro AE se usan los datos de AOD medidos en diferentes longitudes de onda. Un punto a tener en cuenta es que debido a que esta fórmula es una aproximación, el resultado puede variar en función del rango en que calculemos el alfa y esto supone un problema a la hora de comparar resultados de diferentes estudios.

Tomando pares de longitudes de onda calcularemos alfa, la cual la denotaremos como  $\alpha(\lambda_1/\lambda_2)$ . Para ello tomaremos logaritmos en la expresión de Ångström (1.12):

$$\ln \tau_a = \ln \beta - \alpha \cdot \ln \lambda \quad (1.13)$$

Teniendo el valor del AOD para cada longitud de onda solo tendremos que restar ambas para encontrar el valor del exponente alfa:

$$\ln \tau_a(\lambda_1) - \ln \tau_a(\lambda_2) = -\alpha \cdot (\ln \lambda_1 - \ln \lambda_2) \quad (1.14)$$

El espesor óptico de aerosoles y el parámetro alfa son las dos magnitudes que se emplearán en este trabajo para comparar los datos obtenidos por la red AERONET y el sensor MODIS.

## 1.4. Tipos de aerosol

En este apartado vamos a realizar una breve descripción de los diferentes tipos de aerosol atmosférico según su origen y composición. Cada tipo de aerosol posee una composición química y unas características físicas propias, provocando que den valores distintos en los parámetros mencionados en el apartado anterior.

Debido a esta variación en el AOD y AE podemos dar una clasificación orientada a partir de un punto de vista climático ya que influirá de un modo determinado en el balance radiativo: aerosol continental, urbano, desértico, marítimo, ártico, producido por combustión de biomasa. A cada uno de estos tipos de aerosol se le describe por un valor o rango de valores esperables, tanto para parámetros microfísicos como ópticos en los diferentes modelos de aerosol en la atmósfera.

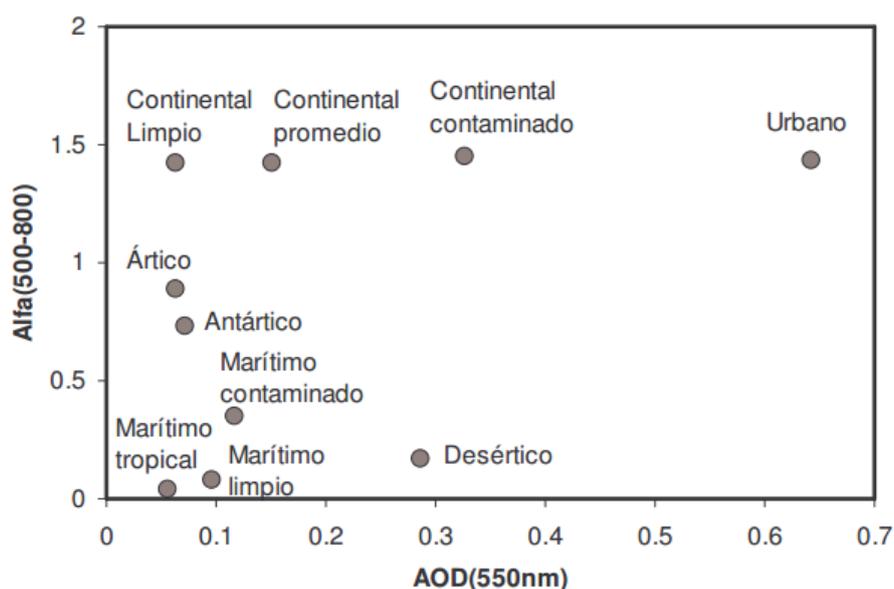


Figura 1.4: Diagrama de dispersión AOD (550nm) frente a AE (500-800) con los diferentes tipos de aerosoles dados por el modelo OPAC (Optical Properties of Aerosols and Clouds). Adaptada de Toledano (2005)

La Figura 1.4 muestra la dispersión entre AE y AOD, la cual es una gran representación para mostrar la clasificación de los tipos de aerosoles dependiendo de la región en las que se sitúen nuestras medidas.

### Aerosol marítimo

Es de gran importancia, ya que dos tercios de la superficie terrestre están cubiertos por agua. Su composición se basa en sustancias solubles en agua en un 99.96%, dando lugar a partículas gruesas, es decir, con un AOD bajo.

Gracias al trabajo de Smirnov et al., (2002), podemos dar el valor del AOD (500 nm) y AE para este tipo de aerosol. En general para estaciones marítimas remotas muestra un AOD menor de 0.12. Pero cabe señalar que Smirnov hace una distinción entre las estaciones ubicadas en el Pacífico y las ubicadas en el Atlántico. Para las del Pacífico encontró un valor promedio de AOD de 0.07 y un AE en el intervalo [0.3, 0.7]. En cambio en el Atlántico como la turbiedad es mayor debido a la presencia de

polvo desértico, aerosol antropogénico o de combustión de biomasa, el valor promedio AOD es de 0.13 y el AE menor que 1.

### **Aerosol continental**

Dependiendo de si la estación de medida está alejado de los núcleos de población o de si, por el contrario, se encuentra cerca de fuentes contaminantes, podemos distinguir entre dos tipos de aerosoles: aerosol rural o aerosol continental de fondo. Ambos están compuestos principalmente por polvo y sustancias solubles en agua, pero el rural también contiene partículas minerales. Tiene valores de AOD por debajo de 0.1 y un AE por encima de 1.3.

### **Aerosol desértico**

Constituye uno de los aerosoles más abundantes en la atmósfera, por lo que cobra una gran importancia. Está compuesto por partículas de distintos tamaños, aunque predominan las grandes, lo que da lugar a una gran variabilidad en sus propiedades microfísicas y ópticas. Podemos observar un AOD superior a 1 y valores muy bajos de AE, característico de la extinción de partículas gruesas.

### **Aerosol producido por la combustión de biomasa**

Sus características dependerán del tipo de combustible, la edad del aerosol y la humedad. La combustión de biomasa, como pueden ser los incendios forestales, suministra un número muy alto de partículas finas dando lugar a espesores ópticos muy altos y variables, y con un parámetro alfa también muy alto debido a que las partículas finas tienen una fuerte dependencia espectral.

### **Aerosol urbano/industrial**

Es de origen antropogénico, se da cerca de industrias y grandes núcleos de población. La concentración que nos podemos encontrar de este tipo de aerosoles dependerá de la meteorología de la región, ya que el viento, la humedad, la renovación de las masas de aire o la orografía influyen sobre esta. Tiene un AOD y AE altos, aunque es susceptible a variar su valor dependiendo de la estación del año debido al clima.

### **Aerosol ártico**

Tiene su origen en las plataformas continentales de Europa y Asia, así como en los océanos que circundan. Está compuesto por partículas marinas y minerales principalmente. Normalmente presenta valores de AOD bajos y AE altos ( $>0.5$ ), aunque por la zona se suele producir un fenómeno conocido como '*Artic Haze*' que da lugar a episodios de turbiedad media por las intrusiones desde Europa y Rusia, aumentando los valores de AOD.

## **1.5. Objetivos**

El principal objetivo de este trabajo es evaluar los productos de aerosoles ofrecidos por el sensor MODIS a bordo del satélite Terra: el AOD a 550 nm y el AE. Para ello

se utilizarán como referente los datos dados por la red de fotómetros situados en tierra de AERONET.

Con todo ello los objetivos secundarios que se plantean respecto a dichos productos son:

- Estudiar la correlación entre los valores diarios obtenidos por MODIS y AERONET, así como las diferencias observadas entre dichos productos.
- Comparar las climatologías mensuales obtenidas utilizando ambas series de datos.
- Comparar los resultados obtenidos para dos estaciones cercanas similares
- Analizar el comportamiento del sensor MODIS en estaciones con diferentes características ubicadas a diferentes latitudes.
- Estudiar las posibles tendencias climáticas durante 10 años obtenidas con cada instrumento.

## 2. Instrumentación

Como ya comentamos en el primer apartado la interacción de los aerosoles con la radiación solar-terrestre provocan una extinción de esta debido a los procesos de absorción y dispersión, dependiendo de las propiedades del aerosol y la longitud de onda. En este apartado haremos una descripción de los instrumentos de teledetección que usaremos para la toma de medidas.

Primero explicaremos la red AERONET que es una red mundial de medida de aerosoles que realiza mediciones en la superficie de la tierra utilizando fotómetros Cimel, del que también daremos una descripción de su funcionamiento. Luego hablaremos del sensor MODIS situado en el satélite Terra y de cómo se toman medidas de los aerosoles desde un instrumento que orbita la Tierra. Finalmente acabaremos dando una breve descripción de las estaciones donde se han realizado las medidas.

### 2.1. Red AERONET

AERONET (AErosol RObotic NETwork; Holben et al., 1998) es una federación de redes de detección remota de aerosol en tierra mediante los fotómetros CIMEL CE-318., establecidas por la NASA (National Aeronautics and Space Administration, norteamericana) y PHOTONS (PHOtométrie pour le Traitement Opérationnel de Normalization Satellitaire; de la Universidad De Lille 1, CNES (Centre National d'Etudes Spatiales )) - CNRS (Institut National des Sciences de l'Univers du CNRS (Centre National de la Recherche Scientifique )), francesas) y está ampliamente expandido por otras redes y colaboradores de diversos ámbitos. El objetivo con el que nace esta red es el estudio de los aerosoles atmosféricos para su caracterización, validación de las medidas obtenidas por los satélites y sinergia con otras bases de datos. Para ello actualmente cuenta con más de 500 estaciones en todo el planeta

(ver Figura 2.1) midiendo de forma periódica el espesor óptico de aerosol (AOD), vapor de agua, y otros parámetros radiativos y microfísicos obtenidos mediante algoritmos de inversión.

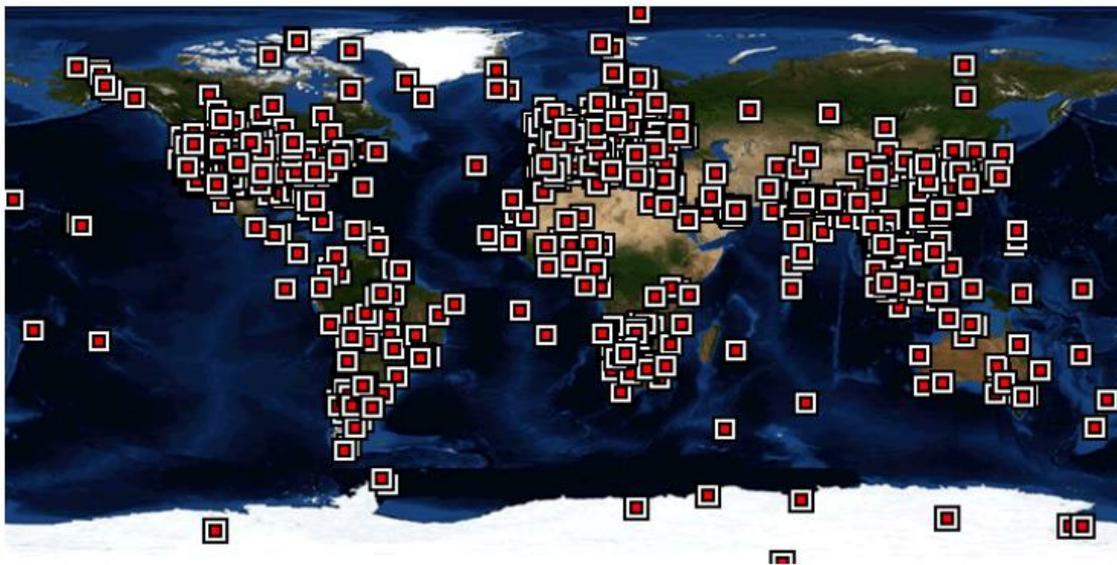


Figura 2.1: Ubicación de las estaciones de medida de la red AERONET. Adaptada de [www.aeronet.....](http://www.aeronet.gov)

Originalmente todos los instrumentos que pertenecían a la red AERONET eran calibrados por la NASA y el Laboratorio de Óptica Atmosférica de la Universidad de Lille (LOA), pero desde 2006 el Grupo de Óptica Atmosférica de la Universidad de Valladolid (GOA-UVa) pasó a ser uno de los tres centros oficiales de calibración.

Los datos que se reciben del espesor óptico de aerosoles se clasifican en tres niveles según su calidad. En el nivel 1.0 se encuentran las medidas brutas. En el 1.5 se han eliminado las medidas afectadas por la nubosidad mediante un algoritmo automático de cloud-screening (Smirmov et al., 1998). Ambos niveles se encuentran disponibles a tiempo casi real en la web de AERONET (<https://aeronet.gsfc.nasa.gov>). Finalmente, en el nivel 2.0 están los datos definitivos, donde se ha hecho una segunda calibración al instrumento al final del periodo en que haya estado en estación. En este TFG trabajaremos con datos de 1.5 para ampliar la serie de datos al último año, que aún no ha alcanzado el nivel 2.0. A pesar de ello, la nueva versión del algoritmo de AERONET (Giles et al., 2019) realiza un procesado de calidad dando lugar al nivel 1.5V, que asegura la fiabilidad de los datos que trataremos.

## 2.2. El fotómetro CE-318

El fotómetro CE-318 (Cimel Electronique-318), fabricado en Francia por la firma Cimel, es el instrumento estándar utilizado por la red AERONET. En cualquier estación de la red el proceso de medida es el mismo y los datos se transmiten vía satélite o internet. Consiste en un fotómetro diseñado para la medida de la irradiancia solar y la radiancia del cielo a ciertas longitudes de onda con el objetivo

de obtener distintas propiedades microfísicas y ópticas de los aerosoles, comenzando por su espesor óptico (Holben et al., 1998).

Su diseño idóneo se debe a varios factores. El primero es el hecho de ser autónomo ya que cuenta con una placa solar y está preparado para condiciones climatológicas adversas, debido a su exposición al estar al aire libre. Además es automático, lo cual es fundamental para que la red disponga de observaciones rutinarias, y cuenta con un protocolo que hará una limpieza de los datos que no sean válidos permitiendo poder medir tanto en cielo despejado como nuboso. Por último, también recoge datos de su calibrado.

### 2.2.1. Características

Este instrumento consta de dos detectores de silicio, o uno de silicio y otro de Arseniuro de Indio y Galio (InGaAs), dependiendo del modelo. Estos detectores están instalados dentro de la cabeza sensora, que está convenientemente sellada y resecada para prevenir daños en los componentes. Con ellos se realizan medidas directas de irradiancia solar (en los últimos modelos también lunar; Barreto et al., 2016) y de la radiancia del cielo (Sinyuk et al., 2020). Dentro de la cabeza también se encuentra un sensor de temperatura, que permite medir la temperatura para una posterior corrección térmica, junto con una rueda con 8 filtros interferenciales, que se mueven con un motor paso a paso. A la cabeza se acoplan dos tubos limitadores de campo de 33 cm. El sistema final tiene un FOV (Field Of View, campo de iluminación media) de  $1.2^\circ$  para ambos tubos. La cabeza del sensor se monta de tal forma que la óptica se proteja de la lluvia y de la entrada de partículas extrañas en el sistema en la posición no activa (PARK).

La cabeza junto a los tubos limitadores están montados sobre un robot seguidor (ver Figura 2.2) que tiene dos motores de transmisión directa que dirigen la cabeza del sensor en los ángulos acimut y cenital con una exactitud de  $0.05^\circ$ . Un microprocesador calcula la posición del sol basándose en coordenadas del tiempo y localización y dirige la cabeza del sensor hacia el sol con una precisión de  $1^\circ$ , después de lo cual, un detector de cuatro cuadrantes apunta al sol con una precisión de  $0.1^\circ$  precisamente en el instante previo a una medida programada. Después de completar una medida de rutina, el instrumento vuelve a una posición de reposo, esperando la siguiente secuencia de medida (Toledano, 2005). Un sensor de humedad, expuesto a la precipitación, cancelará cualquier secuencia de medida en caso de activarse, y dejará al instrumento en posición de reposo (PARK), con los tubos mirando hacia abajo para evitar que el agua afecte a las lentes.

En el transcurso del tiempo, la casa Cimel ha ido haciendo mejoras a sus fotómetros pasando de ser analógicos a digitales. En el 2005 desarrollaron una nueva versión cuya mayor innovación fue la incorporación de un nuevo canal en el infrarrojo, en la longitud de onda de 1640 nm, la cual se mide con el detector de InGaAs que ya comentamos antes. A partir del 2013 se desarrolló la versión más nueva hasta el momento, en la que estos fotómetros son capaces de medir la irradiancia lunar.



Figura 2.2: Fotómetro CIMEL.

### 2.2.2. Toma de medidas

El fotómetro es capaz de hacer medidas a varias longitudes de onda entre 340 y 1640 nm. La medida directa al sol se compone de tres observaciones espectrales (triplete) tomadas en intervalos de 30 segundos. La razón por la que medir de esta manera basándonos en tripletes es que la variación temporal de las nubes es típicamente mayor que la de los aerosoles y se manifestaría en una variación observable entre las tres medidas del triplete, lo que sirve para eliminar las medidas afectadas por nubosidad. Esta observación se hace durante las secuencias de calibrado Langley de la mañana y la tarde, y a intervalos de 15 minutos durante el centro del día. La secuencia Langley consiste en medidas realizadas a masas ópticas fijas entre  $m=7$  y  $m=2$ ; es decir, en el amanecer y atardecer.

Las secuencias de medidas básicas del cielo se realizan para dos geometrías distintas: el almucántar y el plano principal (Figura 2.3). El almucántar corresponde a una serie de medidas tomadas con un ángulo cenital constante, y ángulos de acimut específicos en relación con la posición del sol. Durante la secuencia de medida para uno de los canales de aerosol, el instrumento hace una medida del sol, comenzando el barrido de la aureola a través del disco solar y continúa  $180^\circ$  grados de acimut primero hacia la derecha y tras centrarse de nuevo en el sol, repite hacia la izquierda. La secuencia del plano principal opera de la misma forma pero en el plano principal del sol (ángulo acimutal constante), y barriendo distintos ángulos de elevación desde  $6^\circ$  por debajo del sol hasta los  $150^\circ$  (Toledano, 2005).

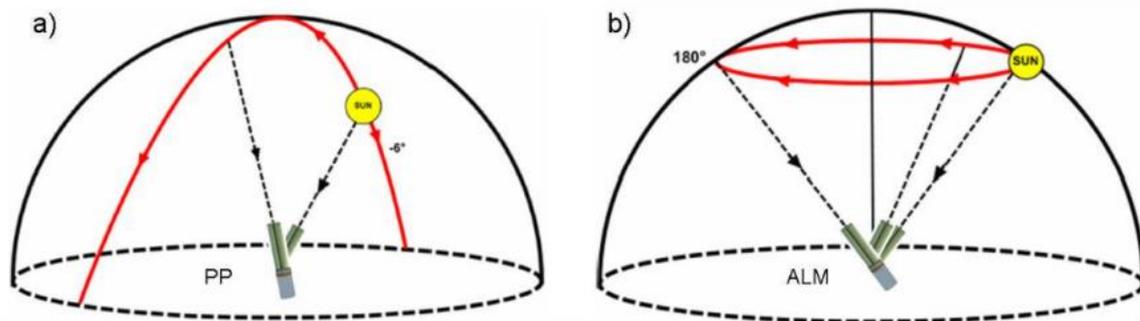


Figura 2.3: Toma de medidas en el plano principal (a) y almucántar (b).

### 2.2.3. Salida de datos

En primer lugar los datos se almacenan en la memoria del fotómetro. Desde allí pasan a un transmisor que los envía de dos formas: vía satélite a la estación terrestre apropiada o vía internet realizando las descargas a un PC utilizando el software ASTP-Win proporcionado por la casa Cimel. Esta descarga puede hacerse de manera manual o de manera programada, siempre con una frecuencia diaria debido a que la memoria interna de los fotómetros antiguos solo puede almacenar, aproximadamente, las medidas de un día y medio. Junto con los datos que se envían sobre los aerosoles también se envía un informe del estado relativo a los voltajes de las baterías, temperatura, sensor de humedad y, si se da el caso, errores relativos al instrumento.

## 2.3. MODIS

El satélite Terra fue lanzado el 18 de diciembre de 1999 como parte del programa Earth Observing System (EOS) de la NASA, y tiene por objetivo principal adquirir datos que permitan aumentar los conocimientos sobre la dinámica global de la atmósfera, la interacción tierra, océano y atmósfera. Tiene un tamaño aproximado de 6.8 m de largo y 3.5 m de ancho; y un peso de 5.190 kg en la superficie terrestre.

Una de sus características más importantes es el tipo de órbita que describe, la cual es heliosincrónica. Esto significa que es prácticamente paralelo al eje de rotación de la Tierra con un ángulo con respecto al ecuador de  $98.2^\circ \pm 0.15^\circ$ , es decir el satélite va dando vueltas de polo a polo de modo que es la Tierra la que al rotar sobre sí misma hace que vaya cubriendo toda la superficie terrestre. Orbita a una altitud de 705 km y es capaz de completar su órbita cada 99 minutos, cruzando el ecuador por el nodo descendente a las 10:30 am. El satélite Terra carga con cinco instrumentos que toman medidas concretas e iguales del sistema terrestre:

- Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER)
- Clouds and Earth's Radiant Energy System (CERES)
- Multi-angle Imaging Spectroradiometer (MISR)
- Measurements of Pollution in the Troposphere (MOPITT)
- Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS)

De todos estos instrumentos solo nos ceñiremos a explicar con detalle el MODIS ya que ha sido del cual se ha hecho uso en este trabajo para obtener los datos necesarios.

MODIS es un explorador de barrido con una amplitud de visión 2330 km, por ello le es posible ver todos los puntos de la Tierra cada 1 o 2 días. El sistema óptico es un telescopio con dos espejos fuera de su eje focal que direccionan la radiación incidente a cuatro sistemas ópticos reflectantes, uno para cada región espectral (visible, infrarrojo cercano, infrarrojo medio y térmico). Además consta de 36 bandas espectrales con un rango de longitud de onda que va desde los 0.4  $\mu\text{m}$  a los 14.4  $\mu\text{m}$ . Las primeras 19 bandas están posicionadas en la región del espectro electromagnético situado entre 0.405 nm y 2.155 nm. Siendo las bandas de la 1 a la 7 útiles para las aplicaciones terrestres; de la 8 a la 16 para observaciones oceánicas y de la 17 a la 19 para mediciones atmosféricas. Las bandas de la 20 a la 36 cubren la porción del infrarrojo térmico del espectro de 3.660 nm a 14.385 nm.

Una de sus propiedades más características es que este sensor mide el porcentaje de superficie terrestre que está cubierto por nubes y, junto a los sensores MISR y CERES, permite a la comunidad científica poder determinar el impacto que producen tanto las nubes como los aerosoles en el balance energético. También tiene como objetivo el estudio de las propiedades de los aerosoles, proporcionando datos del AOD. Por último, también se encarga de determinar la cantidad de vapor de agua, y la distribución vertical de temperaturas y vapor de agua. Siendo todas estas medidas de gran ayuda para comprender el sistema climático.

Como beneficio a la biología, MODIS introduce nuevas percepciones sobre la manera de producirse el ciclo de carbono. Mide la actividad fotosintética de las plantas terrestres y marinas (fitoplancton) para obtener mejores estimaciones de la cantidad de gases de efecto invernadero que se absorbe y utiliza en la productividad de las plantas. Ayudando a los científicos a rastrear las fuentes y los sumideros de dióxido de carbono en respuesta a los cambios climáticos.



Figura 2.3: Imágenes capturadas desde el satélite Terra por el sensor MODIS. Tomada de la web de la NASA.

Cabe destacar que el sensor MODIS además de estar instalado en el satélite Terra también lo está en el satélite Aqua, que es otro proyecto de la NASA que tiene como objetivo recoger información sobre el ciclo del agua, incluyendo la evaporización de los océanos, el vapor de agua en la atmósfera, las nubes, las precipitaciones, las superficies con hielo o nieve, etc. Aunque no hablaremos mucho más sobre este otro

satélite ya que no ha sido relevante en el desarrollo de este trabajo hay que destacar que gracias a la incorporación de MODIS en los dos satélites se pueden tomar datos recogidos en un mismo lugar dos veces al día, por la mañana y por la tarde. Lo cual amplía información necesaria para realizar el estudio de los aerosoles gracias a la radiación solar reflejada y la radiación terrestre emitida.

## 2.4. Estaciones de medida

### Valladolid

La estación de Valladolid (41.664 N, 4.706 W) se sitúa en la comunidad de Castilla y León, España. Está gestionada por el Grupo Óptica Atmosférica (GOA) de la Universidad de Valladolid. A pesar estar situada en una ciudad con varias industrias se puede considerar un ambiente apropiado para el estudio de aerosoles, ya que la comunidad de Castilla y León goza, en general, de un ambiente limpio debido a su baja densidad de población.

### Palencia

La estación de Palencia (41.989 N, 4.516 W) se sitúa en la comunidad de Castilla y León, España. La estación fotométrica de Palencia se instaló el 23 de enero de 2003. Desde ese mismo día se comenzaron a obtener medidas de radiancia e irradiancia con el fotómetro solar Cimel. Comparte las mismas características climáticas que la de Valladolid debido a su proximidad geográfica por lo que puede ser útil para verificar resultados.

### Camagüey

Situada en Cuba (21.422 N, 77.850 W) es la única de su tipo en dicho país. Tuvo su origen en la década de los 90 e inicialmente tuvo como objetivo el estudio de los aerosoles estratosféricos, aunque actualmente también se dedica al estudio de la radiación solar y las nubes. Al estar a 122 m sobre el nivel del mar y contar con un clima tropical puede ser una buena estación en contraste con las otras tres escogidas. Cabe destacar que en 2007 firmaron un convenio de colaboración con el GOA siendo el único convenio formal a largo plazo que tiene firmado Cuba con un grupo de investigación extranjero en materia de investigación meteorológica.

### Izaña

Esta estación se encuentra en Tenerife (28.309 N, 16.499 W), isla perteneciente a las Islas Canarias, España. Se trata del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña, perteneciente a la Agencia Estatal de Meteorología de España (AEMET). Está situada a 2367 m sobre el nivel del mar, la cual está normalmente por encima de una capa de inversión de temperatura, generalmente bien establecida sobre la isla y, por lo tanto, libre de influencias antropogénicas locales. Reinan condiciones de aire limpio y cielo despejado durante todo el año, además, está situado en una isla lejos de cualquier actividad industrial significativa por lo que ofrece excelentes condiciones para mediciones y observaciones atmosféricas mediante técnicas de teledetección. Debido a su ubicación geográfica, es particularmente valioso para la investigación

del transporte de polvo desde África al Atlántico Norte y el transporte a gran escala desde los trópicos a latitudes más altas.

### 3. Metodología

A lo largo de este capítulo vamos a especificar la metodología llevada a cabo para comparar y validar los datos ofrecidos por MODIS haciendo uso de los datos por AERONET. Se describirán las herramientas utilizadas tanto para la obtención de datos, así como las usadas para su posterior resultado gráfico.

#### 3.1. Recursos utilizados

##### 3.1.1. Lenguaje Python

Python ha sido el lenguaje de programación elegido para el tratamiento de datos en este trabajo.

Se trata de un lenguaje de alto nivel, orientado a objetos, con una semántica dinámica integrada, principalmente usado para el desarrollo web y aplicaciones informáticas. Uno de los motivos por los que se ha optado por elegir Python es porque su relativa facilidad para aprenderlo, ya que requiere una sintaxis que se centra en la legibilidad, pudiendo leer y traducir este código mucho más fácilmente que otros. Además el intérprete de Python y su extensa librería estándar se encuentran disponibles libremente en código fuente y de forma binaria para la mayoría de plataformas.

Python es un lenguaje interpretado, es decir, ejecuta el código línea por línea y si hay algún error el programa se detiene permitiendo hallar su error más fácilmente. Otra característica es que no es necesario anunciar los tipos de variables cuando se escribe el código, ya que Python lo hace automáticamente, por lo que proporciona una mayor rapidez a la hora de escribir programas.

##### 3.1.2. Giovanni

Giovanni es el acrónimo de Geospatial Interactive *Online Visualization ANd aNalysis Infrastructure*. Es una interface web de la NASA que provee información de varios satélites para todas las zonas del mundo. Proporciona una manera simple e intuitiva de visualizar, analizar y acceder a grandes cantidades de datos de teledetección de ciencias de la Tierra sin tener que descargar los datos, aunque también permite su descarga.

Este servidor permite examinar los datos satelitales correspondientes a la superficie deseada, con una resolución espacial variable según el producto y proporcionando datos de:

- Precipitación
- Temperatura de superficie

- Evaporación y evapotranspiración
- Química atmosférica
- Temperatura atmosférica, entre otros

Los datos en Giovanni están agrupados por temas, teniendo varios conjuntos de datos por categoría. El servidor también permite búsquedas temáticas y muestra las características de los productos como resolución, tiempo de registro, etc.

En el caso que concierne a este TFG ha sido utilizado el producto *Deep Blue, Land-only, MOD08\_D3 v6.1* que contiene datos diarios de AOD y AE medidos por MODIS-TERRA, con resolución 1° x 1°.

## 3.2. Procedimiento

En este apartado pretendemos realizar una descripción de los pasos seguidos a la hora de tratar los datos obtenidos del AOD y AE por parte de MODIS y AERONET para su posterior comparación. Los pasos a seguir serán iguales para todas las estaciones seleccionadas en este estudio, por lo que se hará la explicación para una estación sabiendo que es extrapolable para el resto.

Lo primero será descargarse los datos diarios de AOD y AE desde la web Giovanni para el caso de MODIS-Terra y de la web de AERONET para el caso de los fotómetros CE-318, desde el año 2012 hasta el 2022. En el caso de MODIS se descargará el producto de elegido (*Deep Blue, Land-only, MOD08\_D3 v6.1* de MODIS-Terra) para una cuadrícula centrada en las coordenadas de la estación correspondiente y de 1° x 1°. Para el caso de AERONET, una vez seleccionada la estación se elige el nivel de precisión que se desea, en este trabajo serán los del nivel 1.5V como ya se había explicado anteriormente. Puesto que MODIS únicamente ofrece el AOD a 550 nm, será este el producto comparado.

Cabe señalar que en el caso de AERONET no hay datos con esta longitud de onda, por lo que se será necesario aplicar la ecuación (1.14) para calcularlo a 550 nm haciendo uso de los datos de AOD a 440 nm y del AE (440-870nm) de la siguiente manera:

$$\tau_{550} = \tau_{440} \left( \frac{0.55}{0.44} \right)^{-\alpha}$$

A continuación, se hará una gráfica que represente la evolución temporal de AOD y el AE para una longitud de onda de 550 nm. Tras graficar las variaciones temporales del AOD y el AE se procederá a hacer una comparación directa entre los datos de AERONET y MODIS, hallando su pendiente y su respectiva ecuación de la recta junto al coeficiente de correlación de la misma. Para los datos de AE no se hará esto por motivos que explicaremos más adelante.

Los siguientes gráficos que se elaborarán para comparar ambos datos será hacer una climatología, tanto para los datos de AERONET como MODIS, del AOD con las medias mensuales de todos los años dentro del rango de estudio.

Como queremos saber si los datos de AOD siguen alguna tendencia realizaremos un test de Mann Kendall a las medias anuales del espesor óptico para los valores de AERONET y MODIS por separado. También procederemos a hacer una representación visual de dichos valores con su respectiva regresión lineal para cada estación para ver de forma más clara como varían estos valores a lo largo del tiempo.

Por último, se realizarán histogramas de frecuencia en los que se representarán las diferencias entre los valores de MODIS y AERONET con la misma fecha. Esto se realizará tanto para los valores de AOD como los de AE.

## 4. Validación del espesor óptico

En este apartado nos centraremos en comprobar la rigurosidad de los valores tomados por el sensor MODIS desde el satélite Terra en comparación con los tomados por el fotómetro CE-318 perteneciente a la red AERONET.

Para ello haremos uso de los datos medidos en las cuatro estaciones de la red de AERONET presentadas en el capítulo 2 para tener una muestra de datos más variada y que los resultados y conclusiones sean más significativos.

Este análisis se llevará a cabo mediante un proceso en el que se compararán diferentes parámetros referentes a los aerosoles que nos ayudarán a apreciar las diferencias entre los datos medidos por cada aparato desde varias perspectivas.

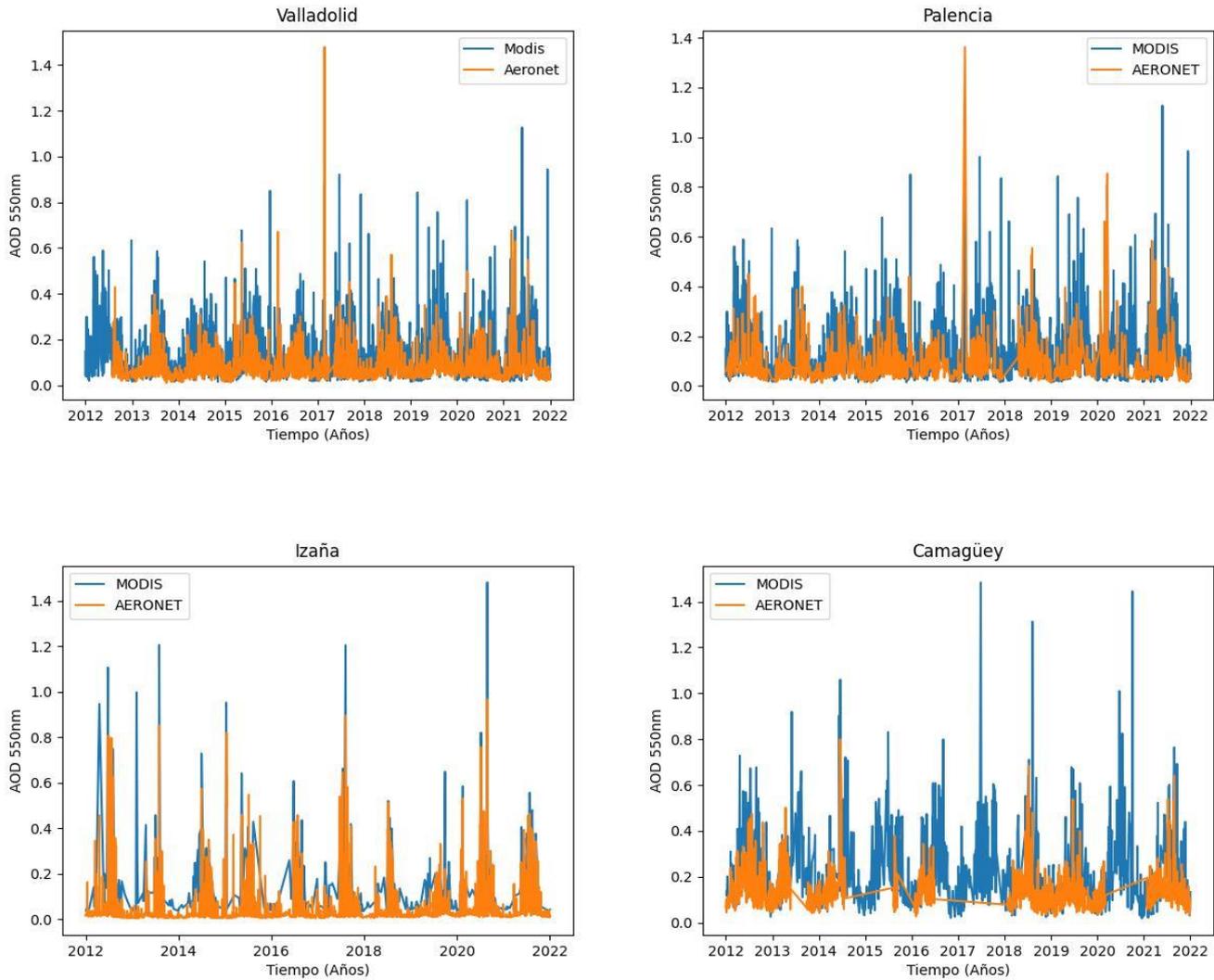
### 4.1. Series temporales

En este primer apartado compararemos como varían tanto el AOD en la longitud de onda de 550 nm como el parámetro alfa de Ångström a lo largo del tiempo, medidos por MODIS y AERONET.

Los datos de MODIS han sido ligeramente procesados, eliminando los valores negativos y los superiores a un espesor óptico a 1.5, ya que como vimos en la parte de teoría estos valores serían irreales.

La figura 4.1 muestra la variación temporal del AOD (550nm) en cada estación. En ella se observa que los datos dados por MODIS son valores significativamente más grandes que los dados por AERONET, aunque también se aprecia que cuando sucede algún evento que provoca un aumento del espesor óptico este es detectado por ambos sensores. Podemos observar como ocurre esto a principios de 2017 en las estaciones de Valladolid y Palencia, que al estar geográficamente tan próximas se detectó el mismo evento que produjo un gran aumento en el espesor óptico.

Es destacable cómo los valores máximos en las cuatro estaciones suelen tener lugar en los meses de verano. Esto no es extraño ya que debido al aumento de las temperaturas la aparición de incendios es más frecuente, lo que da lugar a que el aire transporte cenizas de algún fuego.



Cabe señalar que la estación de Camagüey toma datos con el fotómetro CE-318 de manera irregular debido a complicaciones técnicas de la estación, por lo que podemos encontrarnos con grandes periodos de tiempo sin ninguna medida, como vemos que ocurre durante el año 2015 o 2017, lo cual no ocurre con el sensor MODIS.

Figura 4.1: AOD tomado por AERONET y MODIS a 550 nm desde el año 2012 a 2022.

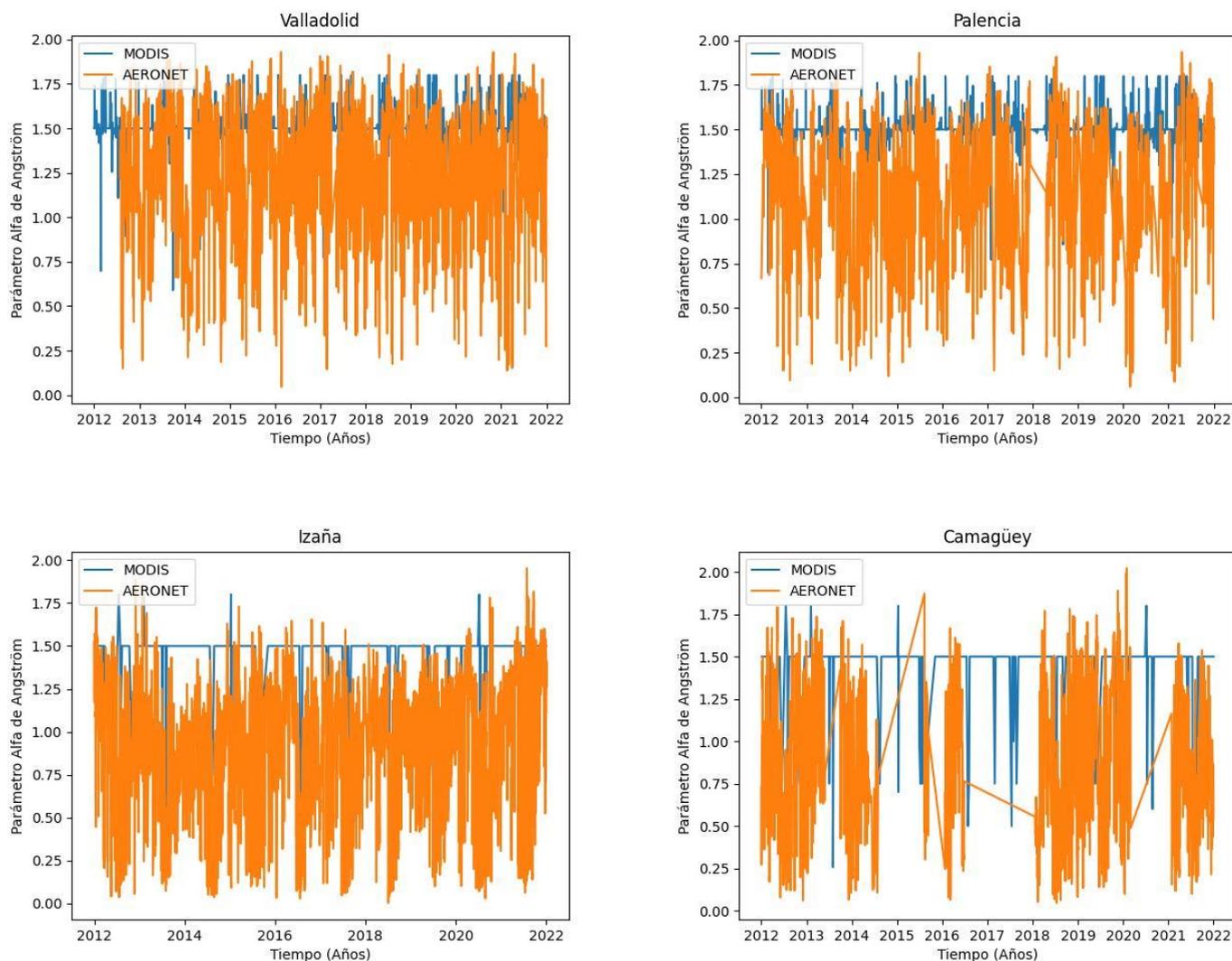


Figura 4.2: AE tomado por AERONET y MODIS desde el año 2012 a 2022.

En la figura 4.2 podemos ver representados los valores del parámetro alfa de Ångström en función del tiempo. Lo primero que destaca en esta figura es que para el MODIS el valor 1.5 se repite constantemente en las cuatro estaciones. Esto nos hace dudar de su veracidad, ya que parece más bien un parámetro predeterminado ante la ausencia de mediciones reales. Además el AE medido por AERONET está la mayor parte del tiempo por debajo del valor 1.5 en todas las estaciones, especialmente en Izaña y Camagüey lo cual indica que hay presencia de partículas de mayor tamaño. En el caso de Izaña se debe al transporte de calima y polvo del continente africano, que pueden llegar de manera intrusiva con un gran número de partículas.

## 4.2. Comparación directa

En este apartado se pretende estudiar la correlación entre el AOD medido por el CIMEL y el medido por MODIS. Para ello representaremos los datos obtenidos en el

mismo día por ambos aparatos, para luego poder hacer una regresión lineal que permita hallar el coeficiente de determinación,  $r^2$ . Es importante remarcar que estas diferencias serán realizadas para medidas hechas el mismo día, por lo que se descartarán todos aquellos datos que hayan sido medidos en un dispositivo pero no en el otro. Este coeficiente da una idea de la dispersión de los datos respecto al ajuste lineal aplicado, de tal forma que si  $r^2$  es igual a 1 significa los datos se ajustan a la regresión lineal, y si es igual a 0 es que no hay ninguna correlación respecto al ajuste lineal, ni por tanto entre ambos ejes.

Esto solo se ha hecho con los datos del espesor óptico de aerosol y no con los datos del parámetro alfa debido a que como ya hemos podido apreciar en el apartado anterior, el valor proporcionado por MODIS no es real y carece de sentido analizarlo.

La Figura 4.3 nos muestra el gráfico de dispersión de los datos de AOD junto con su regresión lineal para cada estación, representando mediante colores la densidad de puntos existente por píxel. Podemos apreciar que, salvo en la estación de Izaña, hay una gran dispersión de los datos respecto a la recta de ajuste, obteniendo valores de  $r^2 = 0.53, 0.40$  y  $0.39$  para Camagüey, Valladolid y Palencia respectivamente. Parece haber una cierta correlación entre ambos, pues el ajuste lineal tiene valores cercanos a cero para la ordenada y a uno para la pendiente. Sin embargo, si nos fijamos hay un gran número de datos en el que el AOD dado por el CIMEL no supera los 0.2, pero en cambio en el MODIS están entre el 0.2 y el 0.4, alguno incluso superando con creces esos valores.

Por lo que parece, es la estación de Izaña para la que se obtienen los mejores resultados, con un  $r^2 = 0.80$  y una buena correlación entre ambas series de datos. Esto puede deberse a que las condiciones climáticas en ese territorio son más estables durante todo el año, además de que en numerosas ocasiones las nubes se dan por debajo de la estación produciendo una superficie homogénea reflectante que facilita las medidas tanto del satélite como del fotómetro. También destaca que hay un número significativamente más amplio de casos con un AOD por encima de 0.2 debido, como ya se ha mencionado antes, atribuidos a la calima y polvo del continente africano. Los valores altos de AOD son más fácilmente detectables por los sensores a bordo de satélites ya que producen más señal y es más sencillo diferenciar su contribución. Cabe mencionar que el número de datos disponible en Valladolid y Palencia es mucho mayor, y por tanto permite realizar un estudio más significativo.

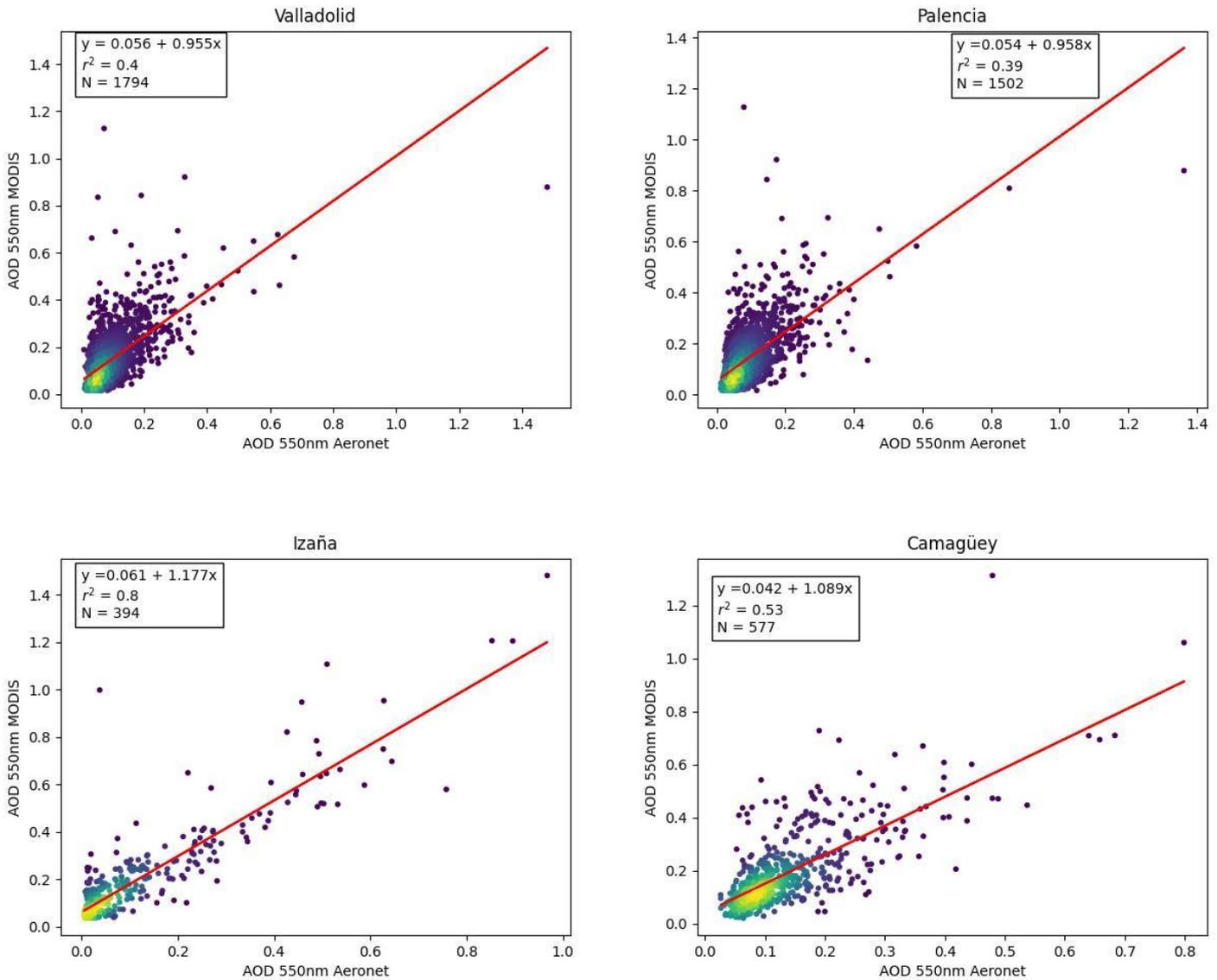


Figura 4.3: Comparación directa del AOD a 550 nm dado por AERONET y MODIS.

### 4.3. Histogramas

Con la representación de histogramas mostraremos cuánto difieren las medidas de MODIS y AERONET representadas en el apartado anterior para el espesor óptico de aerosoles y también las correspondientes al parámetro de Ångström.

En la Figura 4.4 vemos representadas las diferencias de AOD a 550 nm de las mediciones hechas por AERONET menos las realizadas por el MODIS. Podemos observar como hemos visto hasta ahora la similitud entre las estaciones de Valladolid y Palencia, debido a su cercanía geográfica, donde la mayor parte de los datos están centrados en el 0. En ambas estaciones se puede apreciar una ligera tendencia hacia los valores negativos, esto queda presente en el valor medio de -0.05 para ambas estaciones, indicando con ello que los valores dados por el sensor MODIS son superiores a los de AERONET.

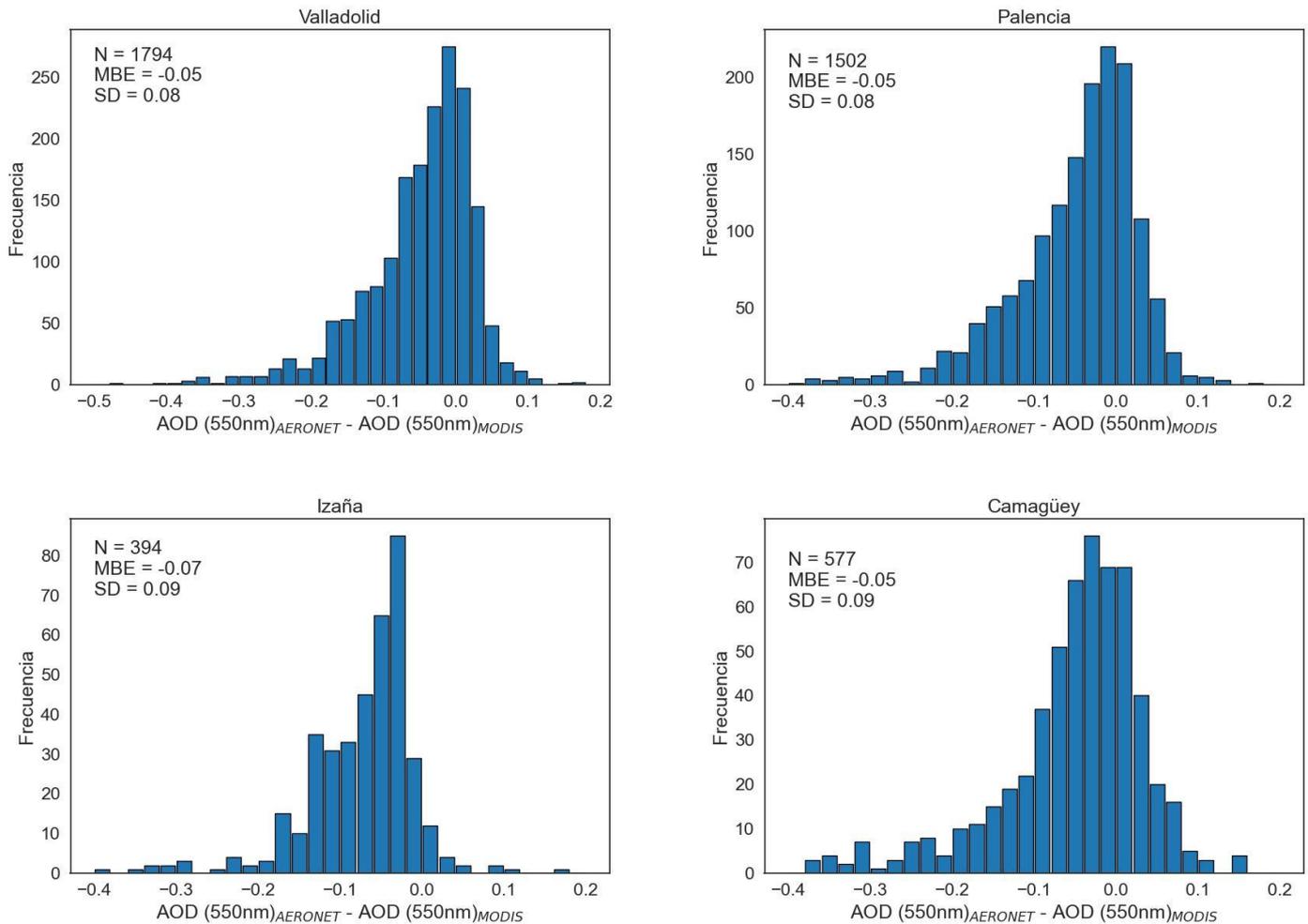


Figura 4.4: Histogramas de la diferencia entre el AOD a 550 nm de AERONET y MODIS.

La estación de Izaña es la que presenta una mayoría de valores más alejados del 0, esto se puede ver notando que el valor medio es el más alejado de 0 de las cuatro estaciones, concretamente es -0.07. Aunque esto pueda ser sorprendente, ya que en la comparación directa vimos que era la que poseía un mejor coeficiente de correlación, lo cierto es que la anchura de la campana de Gauss que podemos ver es la menor entre todas las demás estaciones, siendo de alrededor 0.25.

El histograma de Camagüey es más parecido al de Valladolid y Palencia, estando las frecuencias más altas centradas en el -0.05 con una tendencia a encontrar valores superiores en el sensor MODIS que en AERONET.

La desviación estándar en todas las estaciones es muy similar y baja, lo que demuestra que el mayor número de datos está entre el -0.13 y el 0.03. Aunque en las estaciones de Izaña y Camagüey es algo superior seguramente sea debido a que la muestra de datos es inferior a las otras dos.

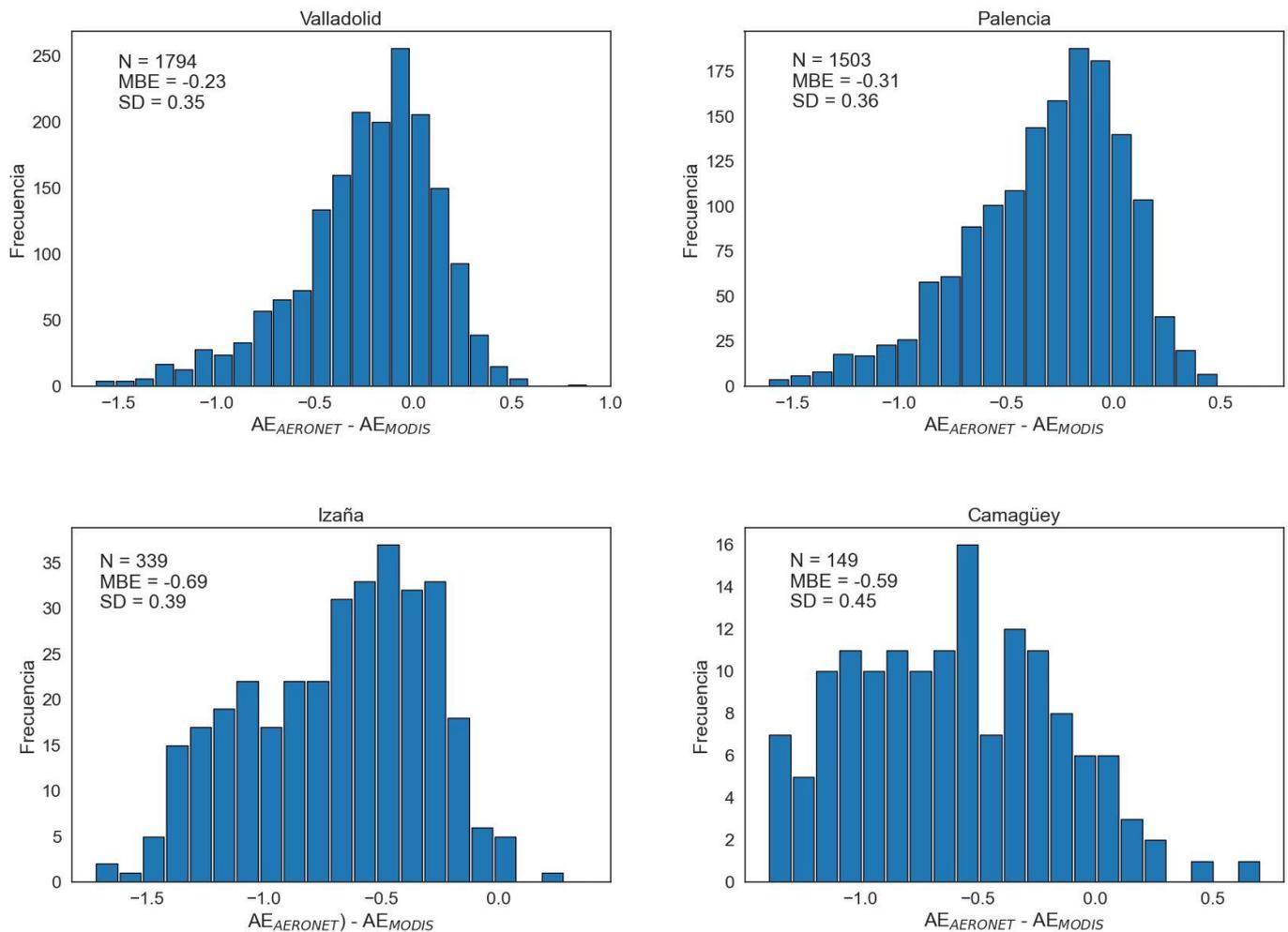


Figura 4.5: Histogramas de la diferencia entre el AE de AERONET y MODIS

La Figura 4.5 nos muestra los histogramas referidos al exponente Ångström. Como era de esperar por lo mostrado por la Figura 4.2 se aprecian diferencias notables entre los datos de MODIS y AERONET, ya que el 0 no está en el centro de la distribución sino que en el caso de las estaciones de Valladolid y Palencia vemos que el valor medio es -0.23 y -0.31 respectivamente, y en el caso de Izaña y Camagüey no sigue una distribución gaussiana.

Esto se puede deber a que los aerosoles que se encuentran sobre las estaciones de Valladolid y Palencia sean de dimensiones más pequeñas y por tanto con un valor de AE más grande. Sabiendo como vimos que la mayor parte de los valores dados por el MODIS son de 1.5, nos salen unas distribuciones más próximas al 0.

En cambio en las estaciones de Izaña y Camagüey los aerosoles son pertenecientes al polvo desértico y aerosoles de tipo marítimo, lo que da lugar a aerosoles de mayor tamaño. Esto produce un parámetro alfa de menor valor que sumado al inferior número de datos con respecto a Valladolid y Palencia provoca diferencias muy grandes e irregulares. Esto se aprecia al notar que las diferencias están centradas en

torno al  $-0.69$  y  $-0.59$  pero que no hay una distribución que haga destacar mucho unos valores de otros.

En este caso los valores de la desviación estándar dejan claro la enorme dispersión de los datos, poniendo en evidencia la dudosa exactitud de los datos proporcionados por el MODIS.

#### 4.4. Climatología

A continuación se mostrarán una serie de gráficos de con el propósito de presentar las climatologías obtenidas para las distintas estaciones. Para ello se han tomado todos los datos que coinciden en día del espesor óptico de aerosoles a 550 nm por meses y se han representado en un diagrama de cajas y bigotes tanto para MODIS como AERONET, en donde el triángulo verde de la Figura 4.6 señala la media de las medidas del mes. Los bigotes inferiores representan la diferencia entre el primer cuartil menos 1.5 veces el rango intercuartílico, y los bigotes superiores la suma del tercer cuartil más 1.5 veces el rango intercuartílico.

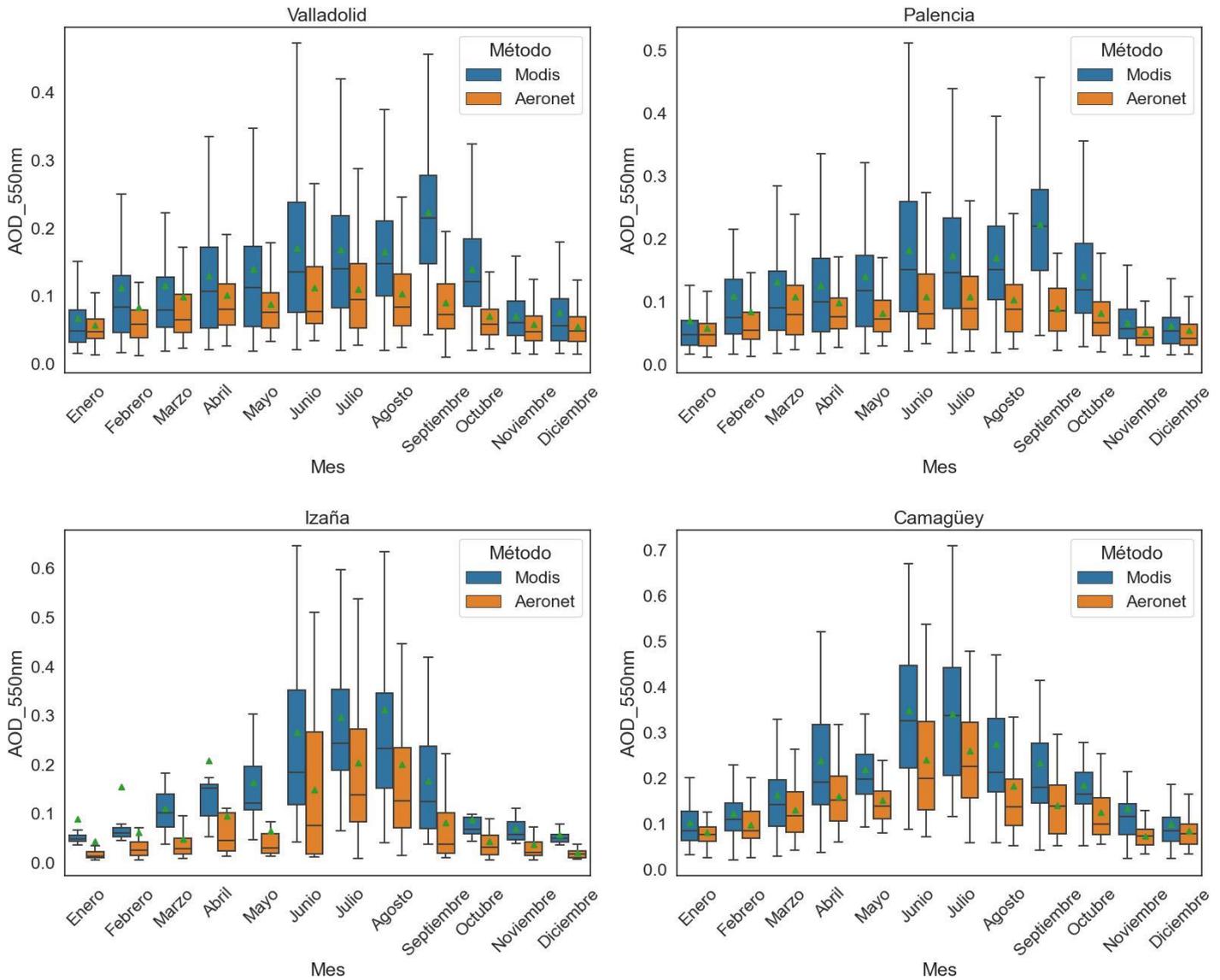


Figura 4.6: Diagrama de cajas y bigotes del AOD a 550 nm por meses.

Analizando las gráficas vemos que en las cuatro estaciones en los meses de verano, al ser los más calurosos y ser los meses donde más incendios se pueden dar, el AOD aumenta significativamente. También son los meses en los que más transporte de polvo desértico se produce. Esto da lugar a espesores ópticos muy altos y variables, como muestran especialmente los bigotes de las estaciones de Izaña y Camagüey. También se hace presente en las cuatro estaciones, como se ha hecho notar hasta ahora, que los datos medidos por MODIS son superiores tanto en valor como en amplitud, mostrando un mayor rango de datos. No obstante, por lo general se puede observar una evolución similar.

Las estaciones de Valladolid y Palencia muestran una climatología similar entre ellas para ambos conjuntos de datos, confirmando que se trata de estaciones con

condiciones y climas muy similares, con una media del AOD (550 nm) de AERONET que no supera el 0.1, mientras que para el AOD (550 nm) de MODIS este valor es superado entre Abril y Octubre.

La estación de Izaña mantiene un AOD (550 nm) AERONET medio bastante bajo durante todo el año exceptuando los meses de verano (Julio y Agosto), por debajo de 0.1, mientras que el AOD (550 nm) medio de MODIS supera este valor la mayor parte del año.

En Camagüey el valor medio del AOD (550 nm) en ambas series de datos oscilan entre 0.1 y 0.2 más o menos durante todo el año, exceptuando los valores obtenidos por MODIS en los meses de verano. Se aprecia una ligera subida en los meses de lluvias que van de mayo a septiembre, que se aprecia más en los datos presentados por el MODIS. Una causa podría ser debida a que con la aparición de nubes las medidas tomadas con el satélite se hacen menos precisas, dando lugar también a la enorme amplitud de los datos en comparación con el resto de meses.

## 4.5. Tendencias

En este último apartado se pretende hacer un estudio de la existencia de tendencias para el parámetro de espesor óptico de aerosoles en cada estación. Para ello se realizarán las medias anuales del AOD (550 nm) para el cual existen datos medidos por ambos instrumentos el mismo día y a partir de dichos valores se procederá a realizar una prueba de tendencia de Mann Kendall.

La prueba de tendencia de Mann Kendall se utiliza para analizar los datos recopilados a lo largo del tiempo en busca de tendencias crecientes o decrecientes en los valores de  $Y$ , que en nuestro caso será el AOD. Es una prueba no paramétrica, lo que significa que funciona para todas las distribuciones, pero sus datos no deben tener una correlación serial. La correlación serial es donde los términos de error en una serie de tiempo se transfieren de un período a otro. En otras palabras, el error de un período de tiempo  $a$  se correlaciona con el error de un período de tiempo subsiguiente  $b$ . La prueba de tendencia de Mann-Kendall analiza la diferencia en los signos entre los puntos de datos anteriores y posteriores. La idea es que si hay una tendencia, los valores de los signos tenderán a aumentar o disminuir constantemente. Cada valor se compara con cada valor que lo precede en la serie temporal, lo que da un total de  $n(n - 1) / 2$  pares de datos, donde “ $n$ ” es el número de observaciones en el conjunto.

En este trabajo se realizaron los test de Mann Kendall a través de Python, gracias a la instalación de un paquete que realiza dicho test. Dichos test solo mostró una tendencia creciente para los datos recogidos por AERONET en la estación de Valladolid, en cambio no ocurrió esto para los medidos por MODIS. Para el resto de estaciones no existe tendencia alguna, ni para los datos dados por MODIS ni para los dados por AERONET, ya que los valores de  $p$  no cumplían con la condición de ser menores a 0.05 para presentar tendencia (ver Tabla 1).

Tabla 1. Valores del parámetro estadístico p en las tendencias anuales.

	<b>AERONET</b>	<b>MODIS</b>
Valladolid	0.031	0.720
Palencia	0.210	0.591
Izaña	0.436	0.119
Camagüey	0.465	0.754

Por lo tanto queda claro que la única tendencia ligeramente creciente es la de la estación de Valladolid dada por AERONET.

Para visualizar mejor la existencia o no de dichas tendencias se ha realizado una representación gráfica de dichos puntos, diferenciando por estaciones para cada serie de datos.

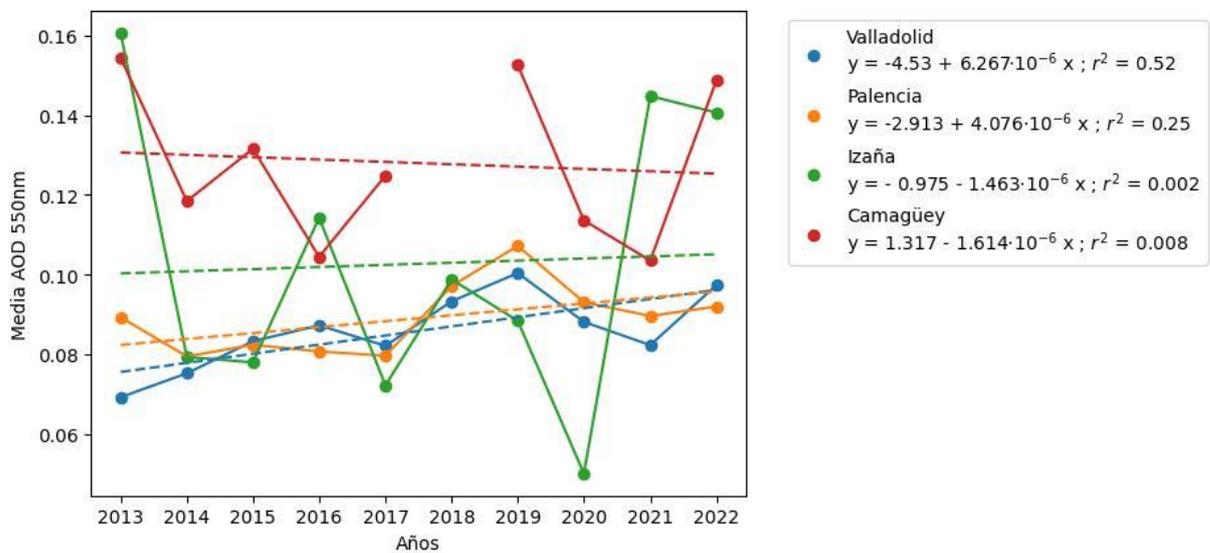
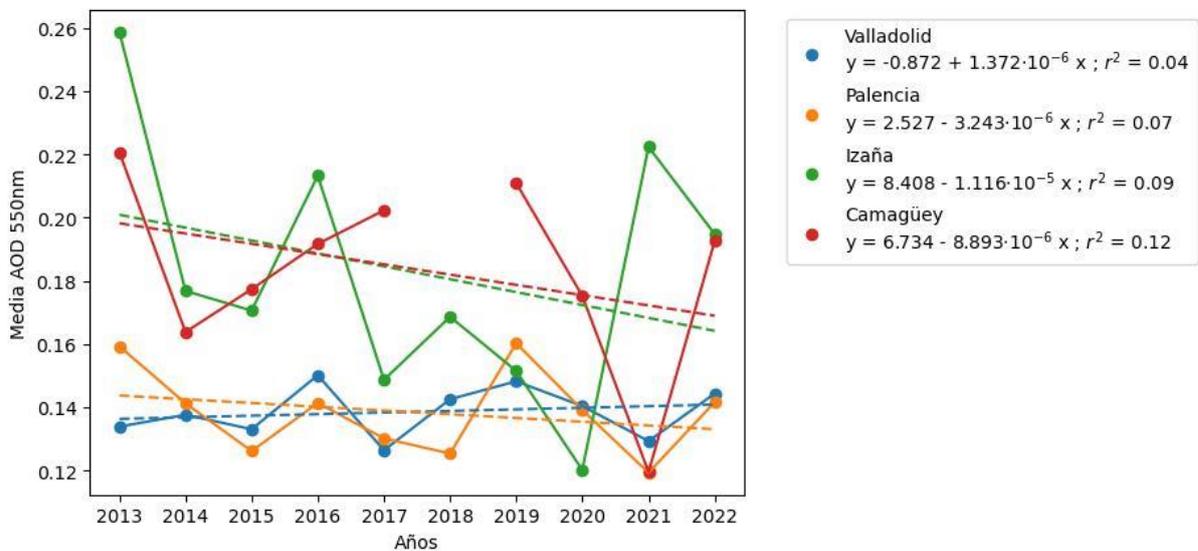


Figura 4.7: Medias del AOD a 550 nm anual para cada estación medido por AERONET.

En la Figura 4.7 podemos ver la representación de las medias anuales del AOD a 550 nm dadas por AERONET. Destaca que en la estación de Camagüey faltan los datos del año 2018 como ya nos habíamos fijado en apartados anteriores. Más allá de eso, esta gráfica nos muestra la disparidad de resultados año a año que dan cuenta de la no existencia de tendencia, a excepción de Valladolid en la que se aprecia cómo los puntos tienden a crecer sin estar demasiado dispersos. Además también se muestran sus respectivas regresiones lineales, cuyas pendientes podemos comprobar que son ínfimas.



En la Figura 4.8 podemos ver la representación de las medias anuales del AOD a 550 nm dadas por MODIS. Se ve a primera vista la disparidad de resultados de un año a otro provocando la inexistencia de una tendencia y las pendientes de sus respectivas regresiones lineales siendo de un valor muy bajo.

## 5. Conclusiones

En este trabajo se han comparado el espesor óptico de aerosoles (AOD) y el exponente de Ångström (AE) dados por el sensor MODIS (*Deep Blue, Land-only, MOD08\_D3 v6.1*) y los fotómetros CE-318 pertenecientes a la red AERONET, con el objetivo de validar los datos obtenidos por el sensor MODIS.

Debido a las ventajas que ofrecen los aparatos que captan la intensidad de la radiación solar reflejada situados en satélites, este estudio intenta revelar si los datos obtenidos para el estudio de aerosoles mediante este método son fiables y se asemejan a la realidad.

En el intervalo de tiempo tomado, que consta desde 2012 a 2022, se han encontrado bastantes discrepancias en lo que respecta al AOD, y especialmente al AE. De hecho, los datos referidos a este último parecen estar la mayor parte de ellos predeterminados en el valor 1.5 por lo que no se deberían tomar en consideración en ningún estudio ya que no son para nada fiables.

Sin embargo, en lo que se refiere a captar fenómenos anómalos de alta turbiedad, el MODIS ha sido capaz de captarlos, pero con valores, por lo general, superiores a los medidos por AERONET.

En general, los datos de AOD ofrecidos por MODIS son sobre estimados en todas las estaciones estudiadas respecto a los valores de referencia ofrecidos por AERONET. Además, muestran un bajo coeficiente de determinación para la mayor parte de ellas, con valores menores a 0.56 para todas las estaciones excepto para Izaña, en la que se obtiene un valor de 0.80.

Fijándonos en las diferencias entre el AOD medido por ambos instrumentos notamos que aunque están centradas próximas al cero, la desviación estándar es de casi 0.1 para todas las estaciones. Esto implica un valor bastante alto para las magnitudes que se manejan en el AOD.

A pesar de esta sobre estimación y dispersión, los diagramas de cajas y bigotes mensuales han mostrado que los valores mensuales presentan una evolución similar, dando una idea del comportamiento de los aerosoles.

Esta serie de diferencias puede ser debida a varios factores que se pueden explicar debido a sus diferentes métodos de medida. El fotómetro CIMEL realiza medidas cada 15 minutos (aunque se ha aumentado la frecuencia a 5 minutos en los últimos años), en cambio el MODIS hace dos al día con un intervalo de tiempo entre ellas muy grande. Esto da lugar no solo a un menor número de datos con los que sacar los parámetros estudiados, sino que si el clima varía durante el día es más complicado que los datos del AOD se aproximen a la realidad. Además el área que analiza el sensor MODIS es mucho más amplia que la que analiza el fotómetro CIMEL, por lo que se podría decir que el sensor MODIS al estar en un satélite pierde resolución temporal a la vez que gana resolución espacial.

Otro motivo por el que el sensor MODIS da problemas a la hora de obtener el AOD es debido a que al hacer uso de la radiación solar reflejada por la Tierra hay un mayor número de procesos de absorción y dispersión que sufre la radiación hasta llegar a dicho sensor. Esto se ve acrecentado en época de lluvias ya que el sensor MODIS sufre una alta variabilidad debido a la presencia de nubes que distorsionan la señal.

Finalmente, a pesar de que las medias anuales obtenidas mediante ambos instrumentos son dispares, solo presentó una tendencia creciente los datos del AOD (550nm) medidos por AERONET. Ninguno más mostró tendencia a lo largo de los últimos 10 años en ninguna de las series de datos.

Con todo esto, se puede concluir que los datos de MODIS de aerosoles de la colección *MOD08\_D3 v6.1* no deberían ser utilizados de forma definitiva a la hora de realizar estudios específicos de eventos locales, pero sin embargo, podrían ser de utilidad a la hora de analizar tendencias o climatologías de aerosol en cuanto al AOD se refiere.

## Referencias

- Alcántara, A., *Caracterización de las propiedades radiativas y microfísicas del aerosol atmosférico en la campaña Veleta 2002*, Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 2013.
- Barreto, Á., 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., Sorokin, M., Holben, B., Canini, M., and Yela, M., *The new sun-sky-lunar Cimel CE318-T multiband photometer – a comprehensive performance evaluation*, Atmos. Meas. Tech., 2016.
- Céspedes, J., Cuero, J.A., Hernández, F.L., *Metodología para medir las concentraciones de aerosoles atmosféricos usando técnicas de teledetección*, Puente Revista científica, Vol. 9, 2, 2015.
- Durán, P., *Medidas espectralradiométricas para la determinación de componentes atmosféricos (ozono, vapor de agua y aerosoles) y modificación del intercambio radiativo en la atmósfera*, Tesis Doctoral, Universidad de Valladolid, 1997
- 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 Lyapustin, A. I., *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*, Atmos. Meas. Tech., 12, 169–209, 2019.
- González, R., *Desarrollo de nuevos métodos de procesado de datos de redes fotométricas para el análisis de propiedades del aerosol atmosférico*, Tesis Doctoral, Universidad de Valladolid, 2021.
- Herrero, S., *Caracterización de las propiedades ópticas y microfísicas de tres tipos de aerosoles atmosféricos durante tres eventos de alta turbiedad en Castilla y León*, Trabajo de Fin de Grado, Universidad de Valladolid, 2019.
- Holben, B.N., Eck, T.F., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J.P., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J.A., Kaufman, Y.J., Nakajima, T., Lavenu, F., Jankowiak, I., Smirnov, A., *AERONET—A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization, Remote Sensing of Environment*, Volume 66, 1998.
- K. N. LIOU. (2002). *An Introduction to Atmospheric Radiation*. Florida: Academic Press
- Kasten, F. and Young, A.T., *Revised Optical Air Mass Tables and Approximation Formula. Applied Optics*, 28, 4735-4738, 1989.
- NASA. MODIS / Terra. <https://terra.nasa.gov/about/terra-instruments/modis>
- Prats, N., *Utilización del fotómetro Cimel (AERONET) para el análisis de parámetros microfísicos y radiativos del aerosol atmosférico en el suroeste de la Península Ibérica*, Tesis Doctoral, Universidad de Valladolid, 2009.

Represa, S., Palomar, J., Porta, A., Fernández, A, *Estudio de la correlación mensual entre AOD obtenido de imágenes MODIS y material particulado para una ciudad costera*, 2018.

Rojas, N., *Estudio de la dinámica del espesor óptico de los aerosoles producido por las fuentes naturales y antropogénicas a partir de las imágenes del sensor modis a bordo del satélite terra y aqua sobre américa del Sur*, Tesis Doctoral, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, 2014.

Sinyuk, A., Holben, B. N., Eck, T. F., Giles, D. M., Slutsker, I., Korkin, S., Schafer, J. S., Smirnov, A., Sorokin, M., and Lyapustin, A., *The AERONET Version 3 aerosol retrieval algorithm, associated uncertainties and comparisons to Version 2*, Atmos. Meas. Tech., 13, 3375–3411, 2020.

Smirnov, A., Holben, B.N., Kaufman, Y.J., Dubovik, O., Eck, T.F., Slutsker, I., Pietras, C., and Halthore, R., *Optical Properties of Atmospheric Aerosol in Maritime Environments*, J. Atm. Sci., 59, 501-523, 2002.

Toledano, C., *Climatología de los aerosoles mediante la caracterización de las propiedades ópticas y masas de aire en la estación “El Arenosillo” de la red AERONET*, Tesis Doctoral, Universidad de Valladolid, 2005.

Villar, B., *Transporte de la contaminación hacia el polo norte*, Trabajo de Fin de Grado, Universidad de Valladolid, 2020.

Willeke, K., and Baron, *Aerosol Measurement. Principles, Techniques and Applications*, P.A. Editors, John Wiley & Sons, 1993.