



---

**Universidad de Valladolid**

**FACULTAD DE CIENCIAS**

**TRABAJO FIN DE GRADO**

**Grado en Física**

**Climatología de aerosoles en zonas polares árticas y  
antárticas**

**Autora: Lidia Victoria Cabada de Dios  
Tutores: Abel Calle Montes y David Mateos Villán  
2023**

## RESUMEN

Los aerosoles atmosféricos juegan un papel fundamental en el equilibrio térmico y los ciclos de energía y agua de la Tierra. Numerosos sensores satelitales y terrestres se emplean para la toma de medidas y parámetros de aerosol, tales como el espesor óptico de aerosoles o el exponente de Ångström. Gracias al progreso de estos sensores es posible realizar series temporales lo suficientemente largas como para analizar el comportamiento de los aerosoles a largo plazo. Nuevos trabajos de investigación se han centrado en el estudio de sus periodicidades, llegando a concluir que las series temporales de los aerosoles se pueden representar como la suma ponderada de los ciclos de 12, 6 y 4 meses; posibilitando la separación de sucesos periódicos y episódicos.

Este trabajo se divide en dos partes. La primera se centra en comprender cómo se realiza la toma de medidas con diversos sensores, analizando sus algoritmos y fundamentos físicos. La segunda se trata de corroborar la descomposición de las series temporales de aerosoles en los tres ciclos principales mediante la Transformada de Fourier. Para ello, un estudio sobre las bases polares de Ny-Ålesund y Marambio es realizado con datos provenientes de los sensores MODIS y VIIRS; a la vez que una comparación con datos de latitudes medias. Con esto se espera confirmar y descubrir nueva información sobre la mecánica y el transporte de aerosoles.

## ABSTRACT

Atmospheric aerosols play a fundamental role in the thermal balance and in the energy and water cycles of the Earth. Numerous satellite and terrestrial sensors are used to take aerosol measurements and parameters, such as the aerosol optical thickness or the Ångström exponent. Thanks to the progress of these sensors, it is possible to make time series long enough to analyze the long-term behavior of aerosols. New research has focused on their periodicities, reaching the conclusion that aerosol time series can be represented as the weighted sum of the cycles of 12, 6 and 4 months; enabling the separation of periodic and episodic events.

This work is divided into two parts. The first one focuses on understanding how the measurements are taken with different sensors, analyzing their algorithms and physical fundamentals. The second one means to corroborate the decomposition of the aerosol time series in the three main cycles Through the use of the Fourier Transform. For this, the study revolves around the polar stations of Ny-Ålesund and Marambio with data acquired from MODIS and VIIRS sensors; as well as a comparison with mid-latitude data. With all of this, it is expected to confirm and determine new information about the mechanics and transport of aerosols.

## ÍNDICE

### RESUMEN

### ABSTRACT

<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>3</b>
<b>2. FUNDAMENTO FÍSICO DE LOS SENSORES ATMOSFÉRICOS</b> .....	<b>4</b>
2.1. Aerosol atmosférico .....	4
2.2. Fundamento físico de los sensores satelitales .....	5
2.3. Fundamento físico de los sensores terrestres pasivos .....	8
<b>3. SENSORES VIIRS Y MODIS</b> .....	<b>9</b>
3.1. Algoritmo Dark Target del sensor VIIRS .....	10
3.2. Algoritmo Deep Blue .....	13
3.3. Diferencias entre los sensores VIIRS y MODIS .....	14
<b>4. RED AERONET</b> .....	<b>15</b>
4.1. Algoritmo de AERONET versión V2.....	15
4.2. Niveles de calidad.....	16
<b>5. METODOLOGÍA</b> .....	<b>17</b>
5.1. Obtención de datos y área de estudio .....	17
5.2. Tratamiento de los datos.....	19
5.2.1. Transformada de Fourier .....	19
<b>6. ANÁLISIS Y RESULTADOS DE LAS SERIES TEMPORALES POLARES</b> .....	<b>22</b>
6.1. Tablas de las periodicidades .....	22
6.2. Serie mensual y ajuste .....	23
6.3. Amplitud y fase del AOD en las componentes armónicas .....	26
6.3.1. Componente de 12 meses .....	26
6.3.2. Componente de 6 meses .....	27
6.3.3. Componente de 4 meses .....	28
<b>7. COMPARACIÓN Y ANÁLISIS DE LAS SERIES EN LATITUDES MEDIAS</b> .....	<b>29</b>
7.1. Componente de 12 meses.....	30
7.2. Valores del exponente de Ångström .....	31
7.3. Valores del AOD.....	32

<b>8. EVALUACIÓN DE LOS DATOS SATELITALES CON DATOS AERONET .....</b>	<b>33</b>
8.1. Tablas de las periodicidades .....	33
8.2. Evaluación de los valores de AOD.....	34
<b>9. CONCLUSIONES .....</b>	<b>36</b>
<b>10. BIBLIOGRAFÍA .....</b>	<b>38</b>

## 1. INTRODUCCIÓN

La industrialización y la actividad humana han conllevado a la liberación excesiva de gases traza y aerosoles en la atmósfera, en numerosos casos perjudiciales tanto para la salud humana como para el medio ambiente. Esto ha resultado en un incremento de conciencia y preocupación social ante la gran emisión de partículas, emparejado con el desarrollo de nuevas herramientas necesarias para la obtención de información y resultados precisos.

Los aerosoles atmosféricos son unas de las principales variables atmosféricas que influyen tanto en la transferencia de energía radiativa como en el proceso de conversión de vapor de agua en nubes y lluvia. Debido a esto, los modelos de circulación general de la atmósfera están incorporando cada vez más parámetros de aerosol y procesos físicos que relacionan los aerosoles con ciclos de energía y agua, de forma que los efectos directos e indirectos de los aerosoles son abordados. Sin embargo, los aerosoles siguen siendo una de las mayores incertidumbres al intentar estimar el forzamiento radiativo o climático, debido en gran parte a la falta de medidas fiables a nivel global.

Numerosos sensores, tanto terrestres como satelitales, están dispuestos alrededor de toda la Tierra con la función de otorgar a los científicos más información sobre las propiedades y el transporte de aerosoles. Empleando distintas técnicas para la obtención de medidas, cada una con sus fortalezas y debilidades, son capaces de derivar parámetros esenciales para el entendimiento de estas partículas. Ahora bien, aún estamos lejos de obtener medidas completamente fiables y precisas. Agentes externos, como las nubes, siguen imponiendo grandes dificultades en la obtención de datos; al igual que la falta de luz en zonas polares durante largos periodos de tiempo, suponiendo grandes vacíos en las medidas.

No obstante, gracias a estos sensores, recientes estudios han llegado a mostrar que la variación de aerosoles tiene algunas tendencias periódicas, en específico las de 12, 6 y 4 meses. Estos prometedores resultados podrían explicar en cierta medida el transporte de aerosoles continental e intercontinental.

Así, en este trabajo se va a llevar a cabo el estudio temporal de aerosoles en zonas árticas y antárticas, específicamente en las bases científicas de Ny-Ålesund y Marambio respectivamente. En zonas pobladas, la cantidad de aerosoles varía erráticamente debido a múltiples factores externos, como pueden ser la polución, incendios o tormentas de arena. Por esto, es extremadamente interesante y recomendable estudiar la periodicidad de los aerosoles en zonas aisladas que no se vean tan afectadas por estos sucesos. Para este estudio se hace empleo de bases de datos tanto satelitales (MODIS y VIIRS) como terrestres (AERONET) proporcionados por la NASA.

En los apartados 2, 3 y 4 se explican los fundamentos de medida de estos sensores y sus algoritmos correspondientes. Posteriormente, en los apartados 5 y 6 se realiza un análisis de los datos y resultados obtenidos, centrándose en la existencia de las periodicidades mencionadas anteriormente. Por último, en el apartado 7 se expone una comparación de los datos polares con datos de latitudes medias; mientras que en el apartado 8 se realiza una comparación de ambos sensores VIIRS y MODIS con la red AERONET.

## 2. FUNDAMENTO FÍSICO DE LOS SENSORES ATMOSFÉRICOS

La atmósfera está formada por múltiples gases y partículas que interactúan con el flujo solar procedente del espacio exterior. Varios de los sensores atmosféricos actuales basan su funcionamiento en esta interacción para obtener información y propiedades sobre los componentes atmosféricos. La radiación solar procedente del espacio exterior se ve afectada por dos procesos fundamentales en su paso por la atmósfera: la absorción y el scattering de moléculas y partículas.

Los gases que componen la atmósfera absorben parte de la radiación extraterrestre mediante la transición de niveles electrónicos, la vibración y la rotación molecular (Absorption spectroscopy, s.f.); haciendo posible la vida en la Tierra debido a la absorción de rayos dañinos de alta energía, como pueden ser los UV. Por otro lado, cuando una onda incide sobre una partícula, la onda puede desviarse en una dirección diferente a la incidente, fenómeno conocido como scattering. Cuando la partícula es muy pequeña comparada con la longitud de onda se denomina dispersión de Rayleigh, mientras que si es mayor se denomina dispersión de Mie (Young et al., 2013).

Uno de los principales componentes de la atmósfera que influyen y están involucrados en varios procesos de energía y agua son los aerosoles, por lo que numerosos sensores atmosféricos están centrados en su estudio. A continuación, veremos qué tipo de partículas son y los distintos mecanismos empleados para detectarlos.

### 2.1. Aerosol atmosférico

Se define como aerosol atmosférico a aquellas partículas que se encuentran suspendidas en la atmósfera en estado sólido o líquido. Existen distintos tipos de aerosoles debido a su origen y tamaño. Dependiendo de su origen se pueden clasificar en antropogénicos, si son fruto de la actividad humana, como los generados en la combustión de carbón, petróleo o emisiones industriales; y de origen natural, como pueden ser la arena del desierto, ceniza volcánica o la sal marina. Siguiendo esta clasificación se puede decir que los aerosoles antropogénicos tienen un tamaño menor a un micrómetro y son los más numerosos y presentes en la atmósfera. Por el contrario, los aerosoles de origen natural suelen tener un tamaño superior al micrómetro y, aunque haya un número de partículas menor, aportan una cantidad mayor en masa en la atmósfera (González, 2020).

Como ya se dijo, las medidas ópticas y de detección remota proporcionadas por los sensores basan su funcionamiento en la interacción de la radiación solar con los aerosoles. Uno de los principales productos de estas redes que se utilizará más adelante es el espesor óptico de aerosoles (AOD del inglés *Aerosol Optical Depth*). El AOD es la medida de aerosoles distribuidos a lo largo de una columna de aire desde el instrumento hasta lo alto de la atmósfera (si el sensor es terrestre) (Khor et al., 2014) o hasta la superficie (si el sensor es satelital).

Otro parámetro fundamental de los aerosoles es el exponente de Ångström ( $\alpha$ ), el cual describe la dependencia espectral del espesor óptico de aerosoles. La expresión viene dada por:

$$\frac{\tau_\lambda}{\tau_{\lambda_0}} = \left(\frac{\lambda}{\lambda_0}\right)^{-\alpha} \quad (1)$$

donde  $\tau_\lambda$  es el AOD a una longitud de onda  $\lambda$  dada,  $\tau_{\lambda_0}$  es el AOD a una longitud de onda  $\lambda_0$  de referencia, y  $\alpha$  es el exponente de Ångström (Schuster et al., 2006).

## 2.2. Fundamento físico de los sensores satelitales

Según Vermote et al. (2006), en el espectro solar los sensores atmosféricos instalados en los satélites miden la radiancia reflejada de la luz solar por la atmósfera y la superficie de la Tierra. La radiancia ( $L$ ) es la potencia energética del píxel por unidad de superficie proyectada en la dirección de propagación, por unidad de ángulo sólido y en la banda espectral determinada. Está relacionada con la intensidad ( $I$ ), que se define como el flujo emitido por unidad de ángulo sólido en una determinada dirección.

$$L = \frac{d^2\phi}{d\Omega dA \cos(\theta)} = \frac{dI}{dA \cos(\theta)} \quad (2)$$

Esta señal depende de la reflectancia ( $\rho$ ) de la superficie, pero también está perturbada por la absorción gaseosa y el scattering de moléculas y partículas descritos previamente.

En un caso ideal sin atmósfera, toda la radiación solar iluminaría la superficie, de forma que una fracción de los fotones incidentes serían absorbidos por ella, mientras que los restantes serían reflejados de vuelta al espacio. De esta manera, la radiancia medida solo dependería de las propiedades de la superficie incidente. Si consideramos una superficie lambertiana uniforme, la energía incidente sería reflejada desde una dirección igual en todas las direcciones, de forma que al variar el punto de vista su luminancia no cambiaría. Es decir, la intensidad de dicha superficie en cualquier dirección es proporcional al coseno del ángulo reflejado

$$L(\theta) = L(0) = dI/dA \rightarrow I = I(0)\cos(\theta) \quad (3)$$

Así, la reflectancia vendría definida como

$$\rho_\lambda = \frac{\pi L_\lambda}{E \cos(\theta)} \quad (4)$$

donde  $E$  es el flujo y el término  $\pi$  surge integrar en todo el hemisferio.

En el caso real, la señal es perturbada por la atmósfera, llegando solo una fracción de los fotones de vuelta al satélite debido al scattering, haciendo que el blanco aparezca menos reflectante de lo que es. La interacción con moléculas y aerosoles no absorbentes es elástica, de modo que los fotones son reemitidos inmediatamente en una dirección diferente a la incidente. Algunos de ellos escapan de la atmósfera alcanzando el sensor, por lo que su contribución debe ser considerada en el conteo de fotones que llegan al



satélite. No obstante, su recorrido es más complejo y deberá ser explicado más detalladamente.

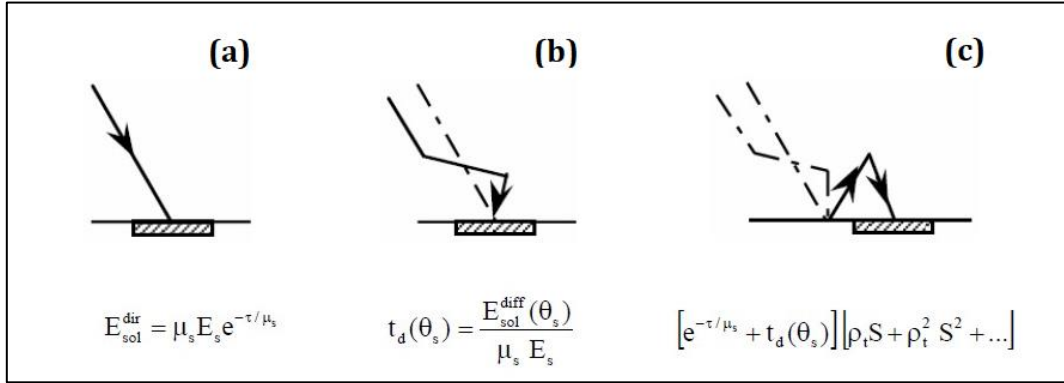
Tomemos la reflectancia en lo alto de la atmósfera por una superficie lambertiana como

$$\rho^* = \frac{\pi L}{\mu_s E_s} \quad (5)$$

donde  $L$  es la radiancia media,  $E_s$  es el flujo solar y  $\mu_s = \cos(\theta_s)$

En cuanto a la iluminación de la superficie se tiene:

- Atenuación del flujo solar descendente en su paso por la atmósfera (*Figura 1.a*)
- Irradiancia solar difusa descendente, que no depende de las propiedades de la superficie (*Figura 1.b*)
- Un segundo flujo dispersado debido a un proceso de captura, que depende del medio (*Figura 1.c*)



**Figura 1.** Esquemas de los posibles recorridos de un rayo solar que incide en la superficie perturbado por el scattering (Vermote et al., 2006).

La iluminación total normalizada a nivel de suelo es, operando

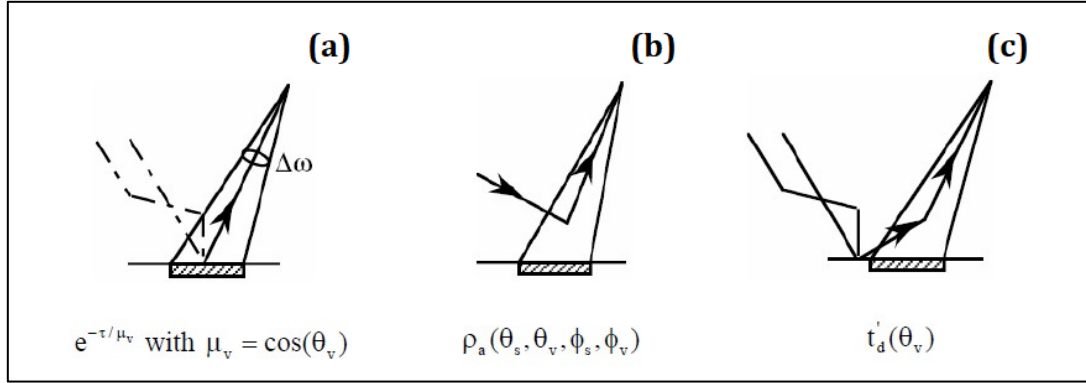
$$T(\theta_s) / [1 - \rho_t S] \quad (6)$$

donde  $T(\theta_s)$  es la transmitancia total

$$T(\theta_s) = e^{-\tau/\mu_s} + t_d(\theta_s) \quad (7)$$

Por otro lado, la radiancia a nivel satelital viene dada por:

- Radiación solar directa y difusa reflejada por la superficie y directamente transmitida al sensor (*Figura 2.a*)
- Radiancia atmosférica intrínseca expresada en términos de las reflectancias (*Figura 2.b*)
- Contribución del medio que refleja el flujo directo y difuso descendente, llegando fotones al sensor mediante dispersión (*Figura 2.c*)



**Figura 2.** Esquema de los posibles recorridos de un rayo solar que alcanza el satélite debido al scattering de partículas de la atmósfera (Vermote et al., 2006).

Así, considerando todos los fotones que llegan al satélite debido a la dispersión, se obtiene que la reflectancia aparente  $\rho^*$  a nivel de satélite se puede expresar como

$$\rho^*(\theta_s, \theta_v, \phi_{sb} - \phi_v) = \rho_a(\theta_s, \theta_v, \phi_{sb} - \phi_v) + \frac{\rho_t}{1 - \rho_t S} T(\theta_s) T(\theta_v) \quad (8)$$

con  $T(\theta_v) = e^{-\tau/\mu_v} + t_d(\theta_v)$

Por otra parte, la absorción en aerosoles es pequeña y los sensores en los satélites suelen despreciar las bandas de absorción, tomando su efecto como un factor de corrección. No obstante, si se requieren medidas más precisas, debe tomarse en cuenta. Mientras que la mayoría de los gases que componen la atmósfera, como pueden ser el  $O_2$  o el  $CO_2$ , suelen tener una concentración fija; el  $O_3$  y el vapor de agua varían en función de la localización. Así, para precisar más la ecuación obtenida anteriormente, esta debe depender de las transmitancias de los distintos gases que componen la atmósfera.

Concluimos que la reflectancia medida a nivel de satélite (*top of the atmosphere*)  $\rho_{TOA}(\tau_A)$  es:

$$\rho_{TOA}(\tau_A) = Tg_{og} Tg_{O_3} \left\{ \rho_A(\tau_A) Tg_{H_2O}(U_{H_2O}/2) + \rho_R(P) + Tg_{H_2O}(U_{H_2O}) \left[ T_{R+A}(\tau_A, \theta_s) T_{R+A}(\tau_A, \theta_v) \frac{\rho_{surf}}{1 - S_{R+A} \rho_{surf}} \right] \right\} \quad (9)$$

donde  $\tau_A$  es el AOD,  $\theta_s$  y  $\theta_v$  los ángulos cenitales,  $P$  la presión en la superficie,  $\rho_R$  y  $\rho_A$  las reflectancias debido al scattering de Rayleigh y de aerosoles respectivamente,  $T_{R+A}$  la transmitancia directa y difusa de aerosoles y moléculas,  $Tg$  son las transmitancias de los distintos gases y  $\rho_{surf}$  la reflectancia de la superficie lambertiana.

Este procedimiento que se acaba de describir es el llamado 6S (*Second Simulation of a Satellite Signal in the Solar Spectrum*), el cual es el código y modelo básico usado para el cálculo de tablas con valores precalculados de los algoritmos de MODIS y VIIRS.

### 2.3. Fundamento físico de los sensores terrestres pasivos

Los instrumentos más utilizados en superficie suelen ser fotómetros espectrales que miden la radiación solar a diferentes longitudes de onda. Como ya mencionamos, esta radiación se atenúa al atravesar la atmósfera debido a la interacción con las partículas.

Matemáticamente, la ecuación que rige este descenso de intensidad es

$$dI_\lambda = -I_\lambda k_\lambda \rho ds \quad (10)$$

donde  $I_\lambda$  es la intensidad de la radiación incidente,  $\rho$  es el espesor atmosférico,  $ds$  la longitud del trayecto dentro de la atmósfera y  $k_\lambda$  el coeficiente másico de absorción (magnitud que caracteriza el tipo de molécula).

Integrando la ecuación anterior desde el punto más alto de la atmósfera ( $z = \infty$ ) hasta cualquier altura y aplicando  $ds = m_\theta dz = dz/\cos(\theta)$ , donde  $m_\theta$  se denomina masa de aire y  $\theta$  es el ángulo cenital, se obtiene:

$$\ln I(\lambda)_0 - \ln I(\lambda) = m_\theta \int_z^\infty k(\lambda) \rho dz \quad (11)$$

Aplicando exponenciales se llega finalmente la expresión conocida como ley de Beer-Bouguer-Lambert, que da cuenta del decrecimiento de la intensidad de un rayo de luz que atraviesa la atmósfera (Oráa, 2018):

$$I(\lambda) = I(\lambda)_0 e^{-\tau(\lambda)m_\theta} \quad \text{con } \tau(\lambda) = \int_z^\infty k(\lambda) \rho dz \quad (12)$$

El término  $\tau$  es el Espesor Óptico Total (TOD del inglés *Total Optical Depth*), el cual es la suma de los valores de espesores ópticos aportados por los aerosoles  $\tau_A$ , scattering de Rayleigh  $\tau_R$  y absorción gaseosa  $\tau_g$  (Liou, 2002).

$$\tau(\lambda) = \tau_A(\lambda) + \tau_R(\lambda) + \tau_g(\lambda) \quad (13)$$

Sustituyendo esta expresión en la ecuación e imponiendo logaritmos neperianos, se obtiene que el espesor óptico de aerosoles  $\tau_A(\lambda)$  viene dado por (Oráa, 2018):

$$\tau_A(\lambda) = \frac{1}{m(\theta)} [\ln I(\lambda)_0 - \ln I(\lambda)] - [\tau_R(\lambda) + \tau_g(\lambda)] \quad (14)$$

Está a su vez relacionada con la turbiedad  $\beta$  (efectos que crea una atmósfera con aerosoles) presente en la columna atmosférica total, y varía espectralmente según la ley de Ångström (Liou, 2002).

$$\tau_A(\lambda) = \beta \lambda^\alpha \quad (15)$$

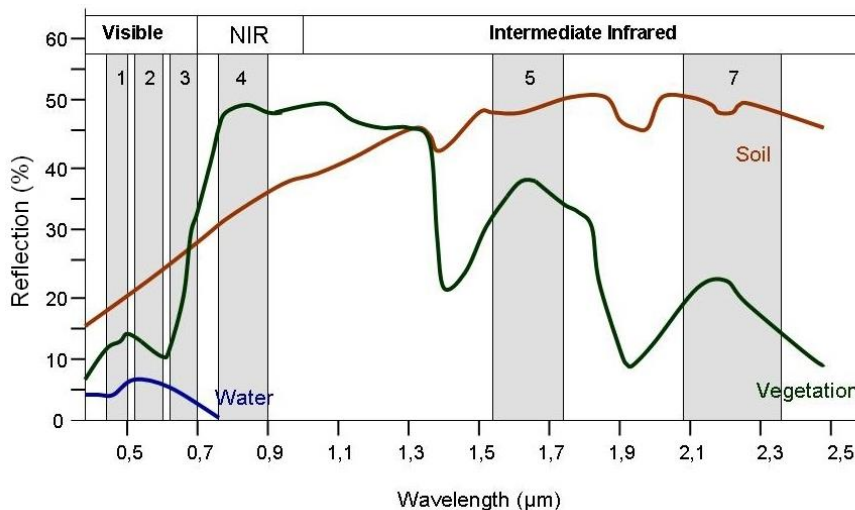
Este modelo y ecuaciones son los que emplean los algoritmos de varios sensores terrestres para el cálculo de parámetros y de la radiación esperada.

### 3. SENSORES VIIRS Y MODIS

Existen infinidad de sensores atmosféricos a bordo de diferentes satélites, cada cual con unas propiedades y unas funciones distintas. Las medidas satelitales que se emplean en este trabajo provienen de dos sensores: el sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) a bordo de los satélites Terra y Aqua; y el sensor VIIRS (*Visible Infrared Imaging Radiometer Suite*) a bordo del Suomi National Polar-orbiting Partnership (S-NPP).

Tanto el sensor MODIS, operativo desde el año 2000, como su sucesor VIIRS, operativo desde 2012, tienen un algoritmo muy similar y basado en los mismos fundamentos físicos. Como se vio previamente, a los sensores llega radiancia tanto de la interacción de la luz con la atmósfera como de la superficie, lo que dificulta la obtención de información de los aerosoles. Para solventar este problema, ambos sensores implementaron un código conocido como *Dark Target algorithm*.

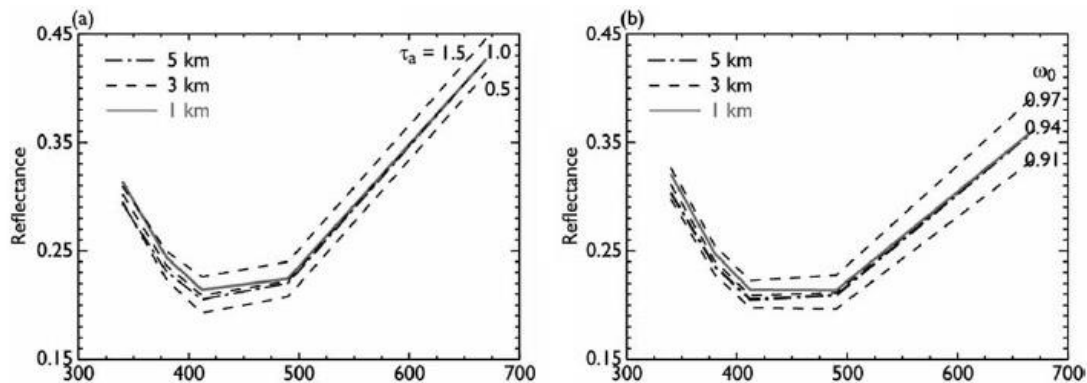
Este método se aplica en sensores satelitales multiespectrales para la medida de parámetros de aerosoles, como pueden ser el AOD o el parámetro de tamaño. Se basa en el hecho de que el océano aparece oscuro en longitudes de onda dentro del visible y del infrarrojo cercano, al igual que la vegetación frondosa aparece oscura en el visible. Esto se puede observar en la *Figura 3*, donde la reflectancia del agua y vegetación alcanza mínimos en estos intervalos de longitudes de onda, a diferencia del suelo que presenta valores altos de reflectancia. De esta forma, se consigue que el contraste de luminosidad entre los aerosoles y la superficie que tienen debajo sea considerable y se puedan distinguir. Aunque es extremadamente útil en gran parte de la superficie terrestre, este algoritmo no puede ser empleado sobre zonas de gran luminosidad, como pueden ser los desiertos o zonas heladas; ni sobre zonas nubosas (Remer et al., 2020).



**Figura 3.** Reflectancia en función de la longitud de onda del agua (azul), vegetación (verde) y suelo (marrón). (Siegmund, Menz 2005 con modificaciones)

El sensor VIIRS, por tanto, puso en práctica a su vez el algoritmo *Deep Blue*, capaz de medir los aerosoles en superficies muy luminosas mediante el uso de las bandas de 412 y 490 nm (Jackson et al., 13). Se descubrió que en estas bandas la reflectancia de superficies

brillantes era mínima (*Figura 4*), consiguiendo que el contraste entre los aerosoles y la superficie luminosa sea considerable y se puedan diferenciar fácilmente, resultando un método extremadamente útil sobre zonas áridas y semiáridas de la Tierra. Sin embargo, aún sigue siendo un método incapaz de medir correctamente sobre áreas nubosas (Hsu et al., 2006).



**Figura 4.** Reflectancia aparente a distintas alturas de una superficie luminosa en función de la longitud de onda para (a) distintos valores de espesor óptico y para (b) distintos valores del albedo de dispersión simple. Se muestra que los dos mínimos de reflectancia suceden a 412 y 490 nm. L (Hsu et al., 2006)

Así pues, por ser el funcionamiento de ambos sensores similar, se procederá a desarrollar más detalladamente el procedimiento de medición y obtención de datos del sensor VIIRS con el método de *Dark Target*, explicado por Jackson et al. (2013). Además, se explicará el algoritmo del *Deep Blue* que también emplea, desarrollado por Hsu et al. (2006). Posteriormente, se expondrán las principales diferencias que presenta con su predecesor sensor MODIS.

### 3.1. Algoritmo Dark Target del sensor VIIRS

Este sensor mide la radiación emitida y reflejada de la Tierra y la atmósfera en 22 bandas espectrales que van desde 412nm a 12,05 nm. Parte de estas bandas se emplean para la medición de aerosoles, mientras que otras bandas sirven para la creación del *VIIRS Cloud Mask* (VCM), un test de filtrado de nubes. Emisiones potentes de aerosoles debidas a tormentas de arena o incendios suelen clasificarse como nubes y viceversa, de ahí la necesidad de discernir adecuadamente entre aerosoles y nubes. Además, otras bandas se destinan para la creación de un input en el algoritmo para realizar test internos y caracterizar las condiciones medioambientales.

En una primera estancia el algoritmo averigua qué tipo de superficie se está observando. En caso de que sea una zona costera o un cuerpo de agua terrestre (como ríos o lagos), se imposibilita y se para la medición, debido al incorrecto funcionamiento del algoritmo sobre este tipo de superficies. Si la superficie es suelo u océano, se proceden a realizar test internos en busca de píxeles que no permiten la correcta obtención de información, como pueden ser zonas heladas, zonas de gran luminosidad, incendios o zonas con nubes. Solo aquellos píxeles que cumplan estas condiciones comienzan con la obtención de datos.

El algoritmo de medición de aerosoles del sensor VIIRS registra simultáneamente el AOT (*Aerosol Optical Thickness*) y el modelo de aerosol medido. Mediante un proceso de iteración incrementando el valor del AOT y con varios modelos candidatos de aerosoles (polvo, humo muy absorbente, humo poco absorbente, urbano limpio y urbano contaminado) el algoritmo busca la solución óptima que mejor encaje entre las medidas de reflectancia directamente tomadas por el sensor y los valores teóricos que él mismo calcula internamente. Para determinar las reflectancias teóricas esperadas, el algoritmo de VIIRS utiliza la aproximación usada en el modelo de transferencia de radiación del 6S visto previamente (*Ecuación 9*). Para resolver la ecuación hace uso de aproximaciones, tales como que la absorción solo ocurre en las capas previas a las que comienza el scattering, bases de datos para los términos de transmitancia gaseosa y LUTs (*look-up tables*) con valores precalculados de la transmitancia, del albedo esférico y de las reflectancias.

Sobre el océano, el mejor ajuste es aquel en el que los valores medidos en múltiples bandas en lo alto de la atmósfera y los computados más se parezcan. Para poder utilizar LUTs de un tamaño manejable, el algoritmo descompone la reflectancia en lo alto de la atmósfera como una suma de contribuciones de un modo fino y un modo grueso, haciendo que se produzca una nueva serie de bucles en busca de la solución que ofrezca un producto residual menor.

$$\rho_{TOA}(\tau_a) = \eta\rho_{TOA}^f + (1 + \eta)\rho_{TOA}^g \quad (16)$$

$$residual = \sum_{\lambda=1}^5 (\rho_{toa,\lambda}^{calc}(\tau_{550}) - \rho_{toa,\lambda}^{measured}) \quad (17)$$

En la *Ecuación 16*,  $\rho_{TOA}$  es la reflectancia total en lo alto de la atmósfera,  $\rho_{TOA}^f$  es la reflectancia del modo fino,  $\rho_{TOA}^g$  la del modo grueso y  $\eta$  es la fracción del modo fino. En la *Ecuación 17*,  $\rho_{toa,\lambda}^{calc}(\tau_{550})$  es la reflectancia calculada teóricamente para la longitud de onda de 550nm y  $\rho_{toa,\lambda}^{measured}$  la reflectancia medida por el sensor.

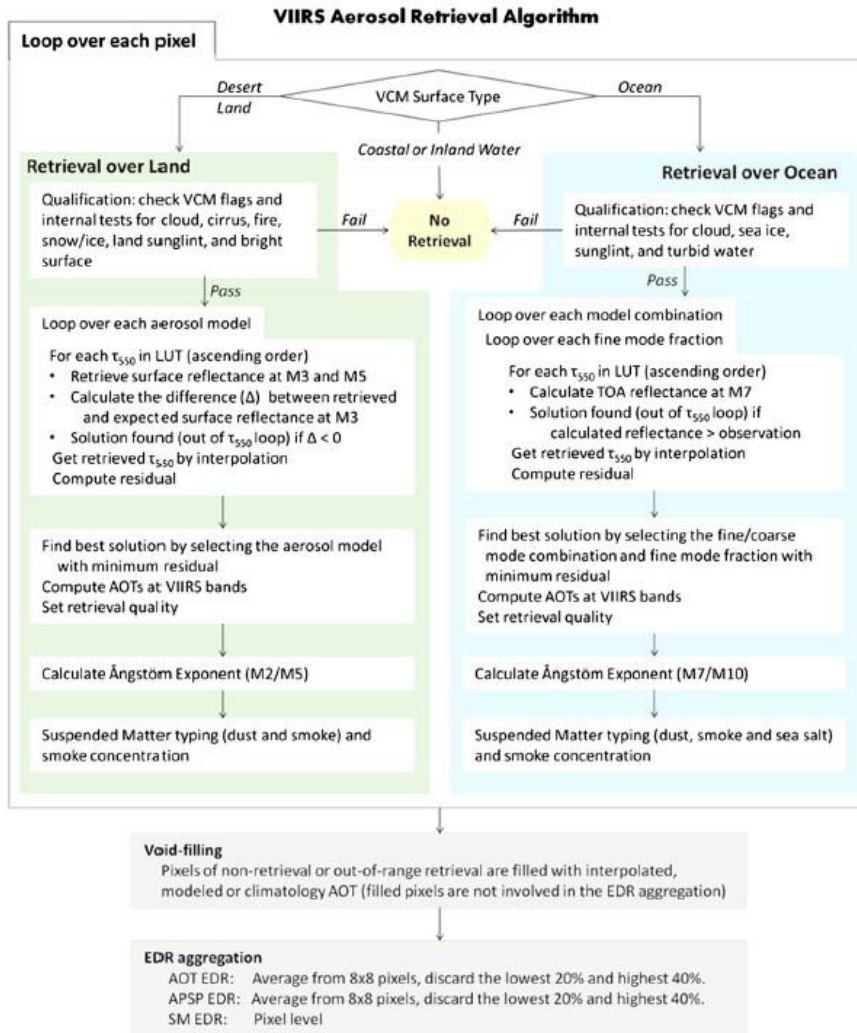
Sobre tierra, el AOT se obtiene de la relación entre la reflectancia de la superficie en las bandas del azul (488 nm) y el rojo (672nm). Las reflectancias en otros canales se emplean para seleccionar el modelo de aerosol más apropiado de una lista de candidatos. La base de este algoritmo es que la reflectancia en lo alto de la atmósfera en las bandas azul y roja cambia en comparación con el valor en la superficie en presencia de aerosoles, pero no su diferencia. Si se conoce la relación de la reflectancia entre las dos bandas en lo alto de la atmósfera, el AOT esperado en la banda del azul para un modelo de aerosol específico puede derivarse del registro de la reflectancia en la banda roja. Después, las reflectancias esperadas y medidas en la banda del azul se comparan. Este proceso se repite variando el valor de AOT hasta que el valor de la reflectancia esperada y medida en la banda azul sean iguales. El procedimiento se reproduce para los cinco modelos de aerosol propuestos y el que menos producto residual tiene es seleccionado. El AOT solo se obtiene directamente a 550nm, ya que las LUTS están hechas asumiendo esa longitud de onda, mientras que a otras se obtiene por normalización.

$$residual = \sum_{\lambda=1}^4 (\rho_{surf,\lambda}^{calc}(\tau_{550}) - \rho_{surf,\lambda}^{red}) \quad (18)$$

Donde  $\rho_{surf,\lambda}^{calc}(\tau_{550})$  es la reflectancia calculada para una longitud de onda de 550nm y  $\rho_{surf,\lambda}^{red}$  es la reflectancia medida por el sensor a 672nm.

Por último, una vez obtenido los valores de AOT se calcula el exponente de Ångström, se especifica el tipo de materia en suspensión (ceniza volcánica, polvo, humo y sal marina) y la concentración de humo. Algunos píxeles fuera de rango o sin datos se rellenan por interpolación y se registran todas las medidas en celdas no mayores de 64 píxeles.

Un resumen de este procedimiento se puede observar en el diagrama de flujo mostrado en la *Figura 5*, donde explica los pasos realizados para el registro de datos tanto sobre océano como sobre tierra.



**Figura 5.** Esquema del procesamiento del algoritmo del sensor VIIRS (Jackson et al., 2013).

### 3.2. Algoritmo Deep Blue

Este algoritmo aborda la medida de aerosoles de una manera ligeramente diferente a la que se acaba de explicar. Emplea el test del modelo de transferencia radiativo para calcular la reflectancia, que viene definida como:

$$L(\mu, \mu_0, \phi) = \frac{\pi L_{TOA}(\mu, \mu_0, \phi)}{\mu_0 F_0} \quad (19)$$

donde  $L$  es la radiancia,  $F_0$  es el flujo solar extraterrestre,  $L_{TOA}$  es la radiancia en lo alto de la atmósfera,  $\mu, \mu_0$  son los cosenos de los ángulos cenitales y  $\phi$  el ángulo acimutal.

Tiene en cuenta múltiples efectos de scattering y la polarización, no tiene gran sensibilidad a la altura y va más allá de la suposición de una superficie lambertiana, construyendo una base de datos de la reflectancia de la superficie en función de la geometría observada. Con esta base de datos precalculada, emplea la técnica de mínima reflectividad para determinar la condición límite para la cual empieza el procesamiento de datos, es decir, aquellos píxeles en los que se registran reflectividades mayores a los valores límite serán despreciados.

Así, este algoritmo mide las radiancias en las bandas de 412, 490 y 670nm; hace las pequeñas correcciones de la elevación del terreno y hace test internos para la comprobación de zonas con nubes. En zonas no nubosas calcula la reflectancia de la superficie, con la que puede determinar el tipo de aerosol mediante el uso de diferentes modelos. Finalmente, computa diferentes productos como pueden ser el AOT, el albedo de dispersión simple (indicador de la capacidad absorbente del aerosol que depende de su composición química, forma y tamaño) (Cortés-Hernández and Aparicio, 2014) y el exponente de Ångström.

Un resumen de este algoritmo puede observarse en el esquema de la *Figura 6*.

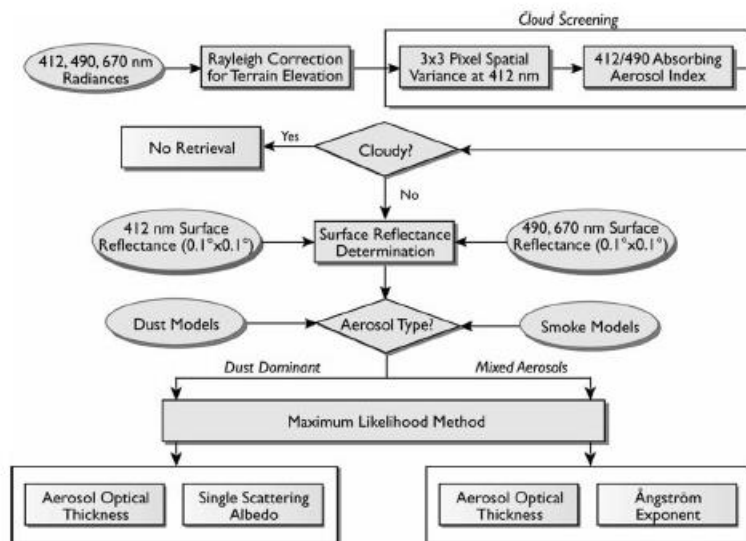


Figura 6. Esquema del procesamiento del algoritmo Deep Blue (Hsu et al., 2006)



### 3.3. Diferencias entre los sensores VIIRS y MODIS

Como ya se dijo, aunque el algoritmo de VIIRS fue desarrollado en base al de MODIS, hay importantes diferencias entre ambos sensores y sus productos.

Según Jackson et al. (2013), VIIRS viaja en una órbita más alta que MODIS, por lo que tiene una amplitud de medida mayor, pudiendo cubrir todo el globo diariamente. Ambos tienen bandas espectrales similares, pero las pequeñas diferencias entre ellas hacen imprescindible la corrección de gases y reflectancias. Tienen distinta resolución, siendo mayor en el nadir (intersección de la vertical astronómica con la semiesfera inferior del observador) que en los bordes del escaneo en el caso de VIIRS. Además, VIIRS no registra medidas en píxeles de agua terrestre, mientras que MODIS sí lo hace para grandes masas de agua.

Por otro lado, ambos algoritmos difieren en su procedimiento sobre tierra. MODIS mide los aerosoles como un producto derivado de la reflectancia de la superficie mediante cálculos, mientras que VIIRS obtiene información buscando la mejor relación entre la reflectancia de la superficie medida y esperada. Asimismo, VIIRS emplea dos canales para el empleo del Deep Blue.

En general, la mayor diferencia entre ambos sensores es cómo llegan a una solución. VIIRS presenta solo la mejor solución, incluso si esa solución no es única; mientras que MODIS presenta la mejor solución y la media de todas las soluciones aceptables. La *Tabla 1* presenta las diferencias mencionadas además de alguna otra desigualdad entre ambos sensores.

	VIIRS	MODIS
<i>Orbit</i>		
Orbit altitude	824 km	690 km
Equator crossing time	13:30 UTC	13:30 UTC (Aqua)
Swath width	3000 km	2300 km
Pixel resolution (nadir)	0.75 km	0.5 km
Pixel resolution (swath edge)	1.5 km	2 km
<i>Algorithm (General)</i>		
Main source of data screening	External VCM	Internal tests
Aggregation on	Outputs	Inputs
Residual calculated as	Absolute difference	Relative difference
<i>Overocean Algorithm</i>		
Channel used	0.67, 0.74, 0.86, 1.24, 1.61, 2.25 $\mu\text{m}$	0.55, 0.66, 0.86, 1.24, 1.61, 2.12 $\mu\text{m}$
Surface reflection	Non-Lambertian, function of wind speed and direction	Lambertian, independent on wind (will change in C6)
Aerosol model	Combination of fine and coarse modes	Combination of fine and coarse modes
Match to	TOA reflectances	TOA reflectances
Retrieval over inland water	No	Yes
<i>Over land Algorithm</i>		
Channel used	0.41, 0.44, 0.48, 0.67, 2.25 $\mu\text{m}$	0.47, 0.66, 2.12 $\mu\text{m}$
Aerosol model	Select one from five predefined models	Mix two assigned fine and coarse mode-dominated models
Spectral surface reflectance	Constant ratios of 0.41, 0.44, 0.48, 2.25 $\mu\text{m}$ over 0.66 $\mu\text{m}$	Linear relationship between 0.66 and 2.12 $\mu\text{m}$ as a function of NDVI and scattering angle; constant linear relationship between 0.47 and 0.66 $\mu\text{m}$
Match to	Surface reflectances	TOA reflectances
<i>Products</i>		
Nominal spatial resolution	0.75 km (IP) 6 km (EDR)	10 km (C5) 3 km (C6)
Granule size	86 s	5 min
AOT range	[0, 2]	[-0.05, 5]
Main product land	Spectral AOT	Spectral AOT
Main product ocean	Spectral AOT Ångström exponent	Spectral AOT fine mode fraction

**Tabla 1.** Resumen de las principales diferencias entre los sensores MODIS y VIIRS (Jackson et al., 2013).

## 4. RED AERONET

La red AERONET (*Aerosol Robotic Network*), conformada por un gran número de instrumentos fotométricos terrestres distribuidos globalmente, es la base para la obtención de parámetros y propiedades de la columna total de aerosoles en la superficie; empleada además para la validación y mejora de varios algoritmos, incluidos satelitales.

Fundada en la década de 1990, cada radiómetro toma medidas directas de la intensidad de la radiación solar y de la radiancia difusa del cielo, con una visión de campo de 1.2° cada 5-15 minutos en las bandas de 340, 380, 440, 500, 675, 870, 940, 1020 y 1640 nm. Estas medidas se emplean para el cómputo del AOD total a cada longitud de onda (a excepción del canal de 940 nm, que se emplea en la medida del vapor de agua). Además, proporciona datos sobre la distribución de tamaños y el albedo de dispersión simple (Sinyuk et al., 2020), que determina la relación existente entre la extinción debida sólo a la dispersión y la debida a la dispersión más la absorción (Cortés-Hernández and Aparicio, 2014).

El algoritmo de esta red fue desarrollado por Dubovik and King (2000). Este algoritmo ha ido evolucionando desde su versión original V1 a una más moderna V2, refinando el modelo de la reflectancia de la superficie. No hace mucho se implementaron nuevas mejoras, creando una nueva versión V3, donde se incorpora una caracterización más detallada de la absorción gaseosa. Sin embargo, el algoritmo de inversión sigue manteniéndose intacto con el paso del tiempo, el cual basa su funcionamiento en la atenuación de la radiación solar al atravesar la atmósfera (Sinyuk et al., 2020), descrita por la Ley de Beer vista previamente.

### 4.1. Algoritmo de AERONET versión V2

Los fotómetros espectrales miden la radiancia que llega al instrumento. Así, se puede tomar la *Ecuación 12* y ponerla en función de la radiancia en lugar de la intensidad mediante la fórmula:

$$I \left[ \frac{W}{sr} \right] = V \left[ \frac{W}{sr \cdot m^2} \right] \cdot R^2 [m^2] \quad (20)$$

Donde  $R$  es la distancia Tierra-Sol,  $I$  la intensidad y  $V$  la radiancia medida.

Según Dubovik and King (2000), añadiendo efectos del albedo de dispersión simple ( $w_0$ ) y una función de fase ( $P(\theta, \lambda)$ ) que dependa de la longitud de onda, además de presuponiendo una superficie lambertiana, se obtiene que las ecuaciones que rigen la medida de aerosoles son:

$$V(\theta, \lambda) = V_0(\theta, \lambda) \cdot R^2 \cdot e^{-\tau m_0} \cdot (w_0 \tau P(\theta, \lambda) + G) \quad \text{si } \theta = \theta_0 \quad (21.a)$$

$$V(\theta, \lambda) = V_0(\theta, \lambda) \cdot R^2 \cdot \frac{e^{-\tau m_0} - e^{-\tau m_1}}{m_0 - m_1} \cdot (w_0 P(\theta, \lambda) + G) \quad \text{si } \theta \neq \theta_0 \quad (21.b)$$

Donde  $V$  y  $V_0$  son la radiancia medida y extraterrestre respectivamente,  $\tau$  es el coeficiente de extinción,  $m$  la masa de aire y  $G$  describe los múltiples efectos de scattering.

Otro modelo toma la radiancia atmosférica como función de los parámetros de la microestructura de los aerosoles. De esta forma, asumiendo que los aerosoles son partículas esféricas homogéneas y que el scattering se puede aproximar a funciones de Mie  $\tilde{m}$ , se obtiene que la radiancia viene dada por:

$$V(\theta, \lambda) = V(dN(r)/dr, \tilde{m}(\lambda)) \quad (22)$$

Donde  $r$  es el radio de la partícula y  $dN(r)/dr$  denota la distribución del número de partículas en la columna atmosférica.

Ambas ecuaciones representan dos estrategias distintas y completamente válidas para modelar la radiancia atmosférica y obtener los parámetros de aerosoles. Para realizar la inversión hace falta ejecutar algunos procesos numéricos, como pueden ser matrices de inversión o métodos de reiteración, los cuales buscan el mejor ajuste de los datos en comparación con los modelos propuestos. Además, se implementan ciertas aproximaciones para minimizar y agilizar los procesos, como pueden ser el ajuste de funciones cuadráticas con funciones lineales. Por último, este tipo de mecanismos dan soluciones múltiples, por lo que se aplican restricciones a priori que solventan este problema y suavizan los datos, eliminando oscilaciones y datos no realistas.

## 4.2. Niveles de calidad

Cuando se desea descargar los archivos de AERONET, se tiene la opción de elegir el nivel de procesamiento que estos han sufrido. El nivel 1.0 proporciona toda la serie de medidas sin filtro alguno. El nivel 1.5 filtra y elimina los datos contaminados con nubes, que superen un cierto valor límite y que sean menores que -0.1. El nivel que cuenta con un mayor procesado, el nivel 2.0, suministra datos evaluados después de una calibración y una inspección manual (Smirnov et al., 2009).

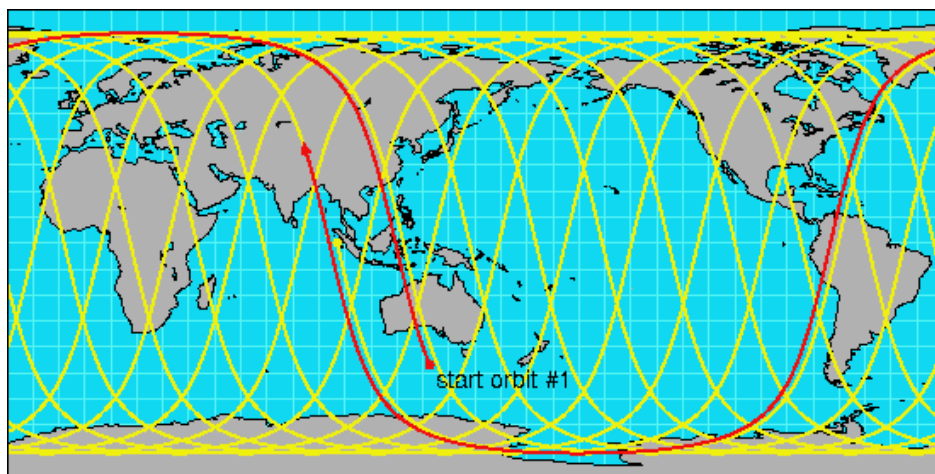
## 5. METODOLOGÍA

### 5.1. Obtención de datos y área de estudio

Los archivos satelitales empleados en este trabajo fueron descargados desde la página web proporcionada por la NASA llamada Earth Science Data. Una vez registrados se puede acceder al Level-1 and Atmosphere Archive & Distribution System (LAADS), uno de los doce sistemas de almacenamiento gestionados por el Distributed Active Archive Center (DAAC) dentro del NASA Earth Observing System Data and Information System (EOSDIS). La función principal de LAADS DAAC es archivar y distribuir datos y productos de MODIS y VIIRS. Además, incluye la producción de distintos niveles de procesamiento, aunque en este caso solo interesan los niveles 1 y 2, que proporcionan medidas calibradas y georreferenciadas.

El enlace directo para la descarga de los datos utilizados es <https://ladsweb.modaps.eosdis.nasa.gov/search/>, donde se puede seleccionar la fecha y área de interés. En el caso de MODIS, los archivos descargados fueron MOD04\_3K y MYD04\_3K, los cuales son de tipo HDF (*Hierarchical Data Format -Earth Observing Systems*). Por otro lado, los archivos de VIIRS descargados fueron AERDB\_L2, de tipo NetCDF (*Network Common Data Form*). Los archivos HDF y NetCDF son dos tipos de formato de archivos destinados al almacenamiento de datos científicos multidimensionales, capaces de soportar el almacenaje y la organización de una gran cantidad de datos, razón por la que se utilizan en numerosos campos como la ingeniería aeroespacial, las ciencias medioambientales y la física.

Las órbitas que realizan estos satélites son heliosíncronas, es decir, pasan sobre una determinada latitud terrestre a un mismo tiempo solar local. Sus periodos son de unos 100 minutos, completando unas 14 órbitas diarias. Todas estas órbitas confluyen en los polos, de manera que la cantidad de archivos disponibles en estas áreas aumenta cuantiosamente. Por ejemplo, en este estudio se llegaron a descargar más de 200 mil archivos relativos a zonas polares, correspondiendo a dos *terabytes* de información. Con ello, se consigue un registro de medidas más continuado en comparación con latitudes medias. Un esquema de la cobertura y las órbitas que realizan este tipo de satélites se muestra en la *Figura 7. (Polar Orbiting Satellites - Scan Strategies, s. f.)*



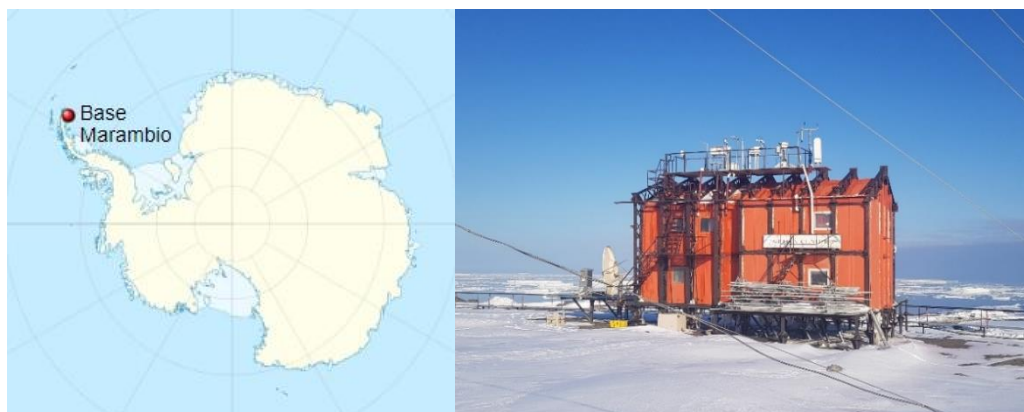
**Figura 7.** Esquema de la cobertura global y las órbitas heliosíncronas realizadas por un satélite. (Imagen creada por David Johnson en el *National Center for Atmospheric Research*)

Una de las estaciones donde se realizó la investigación fue Ny-Ålesund (Lat: 78.91666; Long: 11.933329, ver *Figura 8*), la cual se encuentra en el archipiélago ártico de Svalbard, perteneciente a Noruega, siendo una localidad que sirve como base de investigación científica. Está en contacto con tres conjuntos marítimos: el Océano glacial Ártico, el Mar de Noruega y el Mar de Barents; volviéndose el lugar de salida de varias expediciones del descubrimiento del ártico. En 1964 las autoridades decidieron transformar la estación en un centro de investigación científica, el cual cuenta con no más de veinte permanentes en invierno y poco más de un centenar de científicos en verano. (*Noruega - Archipiélago de Svalbard. Ny-Alesund: una base científica internacional, un reto geopolítico importante en el Ártico*, s. f.)



**Figura 8.** En la imagen de la izquierda se muestra un mapa del archipiélago de Svalbard indicando la localización de la localidad Ny-Ålesund. En la imagen de la derecha se muestra una fotografía del Laboratorio Atmosférico de Gruvebadet, dedicado al estudio de los componentes de la atmósfera.

La otra estación de estudio fue Marambio (Lat: -64.24472, Long: -56.65694, ver *Figura 9*), la principal estación científica y militar permanente de Argentina, situada en la punta noreste de la Península Antártica. Cuenta con una pista de aviación operable durante todo el año y varios campamentos capaces de albergar a numerosos científicos durante la campaña de verano. Entre sus instalaciones, el Servicio Meteorológico Nacional brinda un completo estudio de las condiciones meteorológicas de la zona como parte de la red mundial de meteorología, contribuyendo también a través de radiosensos de la capa de ozono, de la radiación solar y del análisis nuboso de la atmósfera. (*Marambio / Ministerio de Relaciones Exteriores, Comercio Internacional y Culto*, s. f.)



**Figura 9.** En la imagen de la izquierda se muestra un mapa de la proyección polar del continente antártico indicando la localización de la base científica de Marambio. En la imagen de la derecha se muestra una fotografía de la base donde trabajan y operan los científicos.

La descarga de archivos se efectuó para todas las fechas disponibles hasta el momento en un área de 100 km de radio alrededor de ambas bases científicas. En el caso de MODIS los datos abarcan desde febrero del año 2000 hasta agosto de 2022, mientras que para VIIRS van desde marzo de 2012 hasta agosto de 2022.

## 5.2. Tratamiento de los datos

El Grupo de Óptica Atmosférica de la Universidad de Valladolid (GOA-Uva) está involucrado en el estudio de los componentes atmosféricos, principalmente de los aerosoles. Es un centro dedicado a la calibración de instrumentos ópticos como los fotómetros, formando parte de la de la Central Europea de AERONET. Por ser un grupo universitario, también llega a cabo distintas actividades educativas de grados, máster y doctorados.

Varias fueron las aportaciones que este grupo hizo para la realización de este trabajo: proporcionaron los programas informáticos necesarios para la lectura de los archivos HDF y NetCDF, un programa para el cálculo de medias diarias de cada parámetro y un programa encargado de la descomposición de las series de aerosoles en funciones armónicas mediante la Transformada de Fourier. Este último programa es primordial para analizar y obtener información sobre las periodicidades que presentan las series temporales de aerosoles. A continuación, se explica con más detenimiento el fundamento de la Transformada de Fourier y varios conceptos necesarios para su entendimiento.

### 5.2.1. Transformada de Fourier

Cuando se dispone de una serie temporal de datos y se observa en ellos cierta periodicidad, el análisis estadístico mediante la *Transformada de Fourier* puede revelar alguna característica periódica relevante. La serie puede ser representada mediante una suma finita de términos de senos y cosenos y se puede además determinar, mediante la *energía del espectro*, las frecuencias fundamentales de la serie.

Según James (1995), si se dispone de una variable discreta  $A$ , que toma  $N$  valores equiespaciados en el tiempo, y que conforman una serie temporal, dicha variable puede ser representada mediante:

$$A(k) = \sum_{n=0}^{N-1} F_A(n) \cdot e^{\frac{i \cdot 2\pi n k}{N}} \quad (23)$$

donde se ha utilizado la expresión de Euler:  $\exp(ix) = \cos(x) + i \operatorname{sen}(ix)$ . El factor  $F_A(n)$  es la Transformada de Fourier para la frecuencia  $n$ , y existen  $N$  frecuencias correspondientes a los armónicos de la serie.

$F_A(n)$  es un número complejo; su parte real representa la amplitud de la onda cosenoidal, y la parte imaginaria, la amplitud de la onda sinusoidal. Su dependencia con la frecuencia se debe, lógicamente, a que las ondas de diferentes frecuencias deben ser multiplicadas

por factores diferentes para reconstruir la serie temporal original.  $F_A(n)$  se calcula a partir de dicha serie temporal conocida, según:

$$F_A(n) = \sum_{k=0}^{N-1} \frac{A(k)}{N} \cdot e^{-\frac{i \cdot 2\pi nk}{N}} \quad (24)$$

O utilizando la notación de Euler, puede expresarse como:

$$F_A(n) = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} A(k) \cdot \cos\left(\frac{2\pi nk}{N}\right) - \frac{i}{N} \sum_{k=0}^{N-1} A(k) \cdot \sin\left(\frac{2\pi nk}{N}\right) \quad (25)$$

La transformada de Fourier crea una representación de la serie temporal de datos, en el *espacio de las fases* ó *dominio espectral*.

Como se puede ver en la expresión, para  $n = 0$  (frecuencia nula), la transformada de Fourier representa el valor medio de la serie temporal de datos. La frecuencia fundamental corresponde al valor  $n = 1$  y representa una onda que llena la totalidad del período temporal. Las frecuencias más altas corresponden a los armónicos de la frecuencia principal.

A pesar de que los factores Transformada de Fourier son números complejos, ocurre que a partir de las frecuencias correspondientes al armónico  $N/2$ , las Transformadas que se van calculando, son los complejos conjugados de las anteriores, de manera que, en la reconstrucción de la serie de datos original, no aparecerán factores imaginarios (ya que sus sumas se cancelan). Esta frecuencia de corte, que determina la aparición de las Transformadas de Fourier complejo conjugadas, recibe el nombre de frecuencia de Nyquist ( $n_f = N/2$ ). Así, la Transformada Inversa de Fourier corresponde a la expresión:

$$A(k) = \sum_{n=0}^{N-1} F_{real}(n) \cdot \cos\left(\frac{2\pi nk}{N}\right) - \sum_{n=0}^{N-1} F_{imag}(n) \cdot \sin\left(\frac{2\pi nk}{N}\right) \quad (26)$$

La frecuencia de Nyquist, tiene además una importante significación: Determina la frecuencia máxima real que puede reproducir la serie de datos original. Las frecuencias más altas que la de Nyquist corresponden a ondas indeterminadas cuyas oscilaciones son más cortas que el intervalo de los datos que componen la muestra, por lo que no tienen significación real.

Cuando se han calculado todos los coeficientes de los armónicos que corresponden a la Transformada de Fourier, se comienza a trabajar en el ya mencionado espacio espectral o dominio de las frecuencias, y es de suma importancia determinar cuál es la frecuencia más importante o dominante con respecto a la reconstrucción de la serie temporal original mediante los términos cosenoidales y senoidales. Esta información será aportada por el módulo de la Transformada de Fourier correspondiente a esa frecuencia. Así, se define la energía o densidad espectral como:

$$E_A(n) = 2 \cdot |F_A(n)|^2 = 2 \cdot (|F_{real}(n)|^2 + |F_{imag}(n)|^2) \quad (27)$$

Siendo válida esta expresión, para una frecuencia  $n$ , cuando se consideran las frecuencias con significado real; o sea, inferiores a la frecuencia de Nyquist. La representación de esta función a lo largo de todo el espacio espectral (hasta  $n_f$ ) dará lugar a la aparición de “picos” pronunciados en las frecuencias predominantes, y de esta manera podrá determinarse cuál es el comportamiento periódico fundamental al que se ajusta la serie temporal de datos.

La aplicación de la Transformada de Fourier representa una herramienta importante en el análisis de series temporales de datos; sin embargo, uno de los requisitos imprescindibles es que los datos estén equiespaciados, ya que de otra forma se perderá su carácter periódico y, por consiguiente, los resultados obtenidos en el dominio espectral no reproducirán la serie original. La serie deberá estar completa; o sea, sin “huecos” o datos erróneos. La interpolación de datos perdidos puede ser una solución previa a la aplicación de la Transformada de Fourier, la cual realiza el programa informático utilizado.



## 6. ANÁLISIS Y RESULTADOS DE LAS SERIES TEMPORALES POLARES

Recientemente Mitchell et al. (2017) realizaron un estudio de las periodicidades de los aerosoles en Australia, analizando las amplitudes y fases de diferentes armónicos tanto del AOD como del exponente de Ångström en distintas estaciones del país. En esta publicación evidenciaron que la descomposición espectral mostraba que las series temporales de aerosoles podían representarse como la suma ponderada de ondas sinusoidales con periodos de 12, 6 y 4 meses, correspondiendo al ciclo anual y su segundo y tercer armónico. Sus amplitudes relativas y relaciones de fase resultaron en ondas con forma de sierra, con un pico máximo en primavera seguido de un descenso y un nuevo pico en verano.

Este trabajo busca exponer nuevamente esta evidencia en zonas polares, las cuales se ven menos afectadas por factores externos como la contaminación, y sucesos esporádicos como los incendios o las erupciones volcánicas.

### 6.1. Tablas de las periodicidades

Al descomponer la serie original de promedios diarios mediante la transformada de Fourier, el programa informático utilizado crea una tabla de las funciones sinusoidales de mayor energía y que, por tanto, más peso tienen en la función original. Proporciona el periodo en unidades diarias, el valor de  $n$  y el valor de la energía espectral. Son en estas tablas donde se debe buscar si, efectivamente, aparecen los periodos esperados a altas energías.

Como se puede observar en la *Tabla 2*, en Ny-Ålesund los tres ciclos de mayor energía son los de 12, 6 y 4 meses, concordando perfectamente con lo esperado. Por otro lado, en Marambio también se ponen en manifiesto estos periodos, aunque los de 6 y 4 meses con menor energía o periodos no tan precisos. Hay que tener en cuenta que las series empleadas son finitas, además de que tienen varios huecos debido a la falta de iluminación que han debido ser interpolados. Esto implica que puedan surgir sinusoides que tengan altas energías, pero en la realidad no sean indicio de ninguna periodicidad real, sino que aparecen a causa del ruido y de la finitud de la serie.

Considerando todo esto, son estas sinusoides sombreadas en gris de la tabla las que se van a emplear posteriormente en el cálculo de amplitudes y desfases, así como para la obtención del ajuste de la onda original.

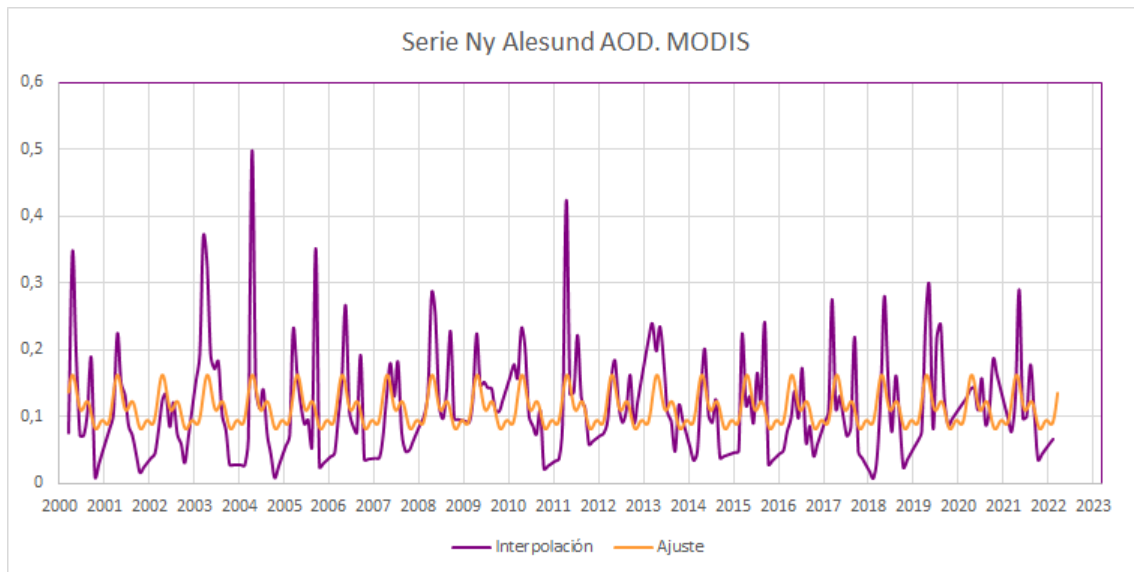
Ny Alesund AOD MODIS			Ny Alesund AOD VIIRS			Marambio AOD MODIS			Marambio AOD VIIRS		
n	Periodo	Energía	n	Periodo	Energía	n	Periodo	Energía	n	Periodo	Energía
22	366	51773	10	367,9	8559	22	365,45	56036	10	366,9	14447
66	122	13399	30	122,63	1496	1	8040	10328	5	733,8	1101
44	183	8358	20	183,95	458	50	160,8	9465	205	17,9	1017
16	503,25	6383	119	30,92	299	8	1005	7743	106	34,61	837
155	51,95	5800	13	283	284	137	58,69	7684	15	244,6	829
444	18,14	4160	7	525,57	281	111	72,43	7103	105	34,94	812
35	230,06	4010	109	33,75	271	63	127,62	6927	161	22,79	776
1516	5,31	3353	40	91,97	270	205	39,22	6573	416	8,82	745
134	60,09	3138	89	41,34	237	44	182,73	6457	39	94,08	724
4	2013	3108	1	3679	232	181	44,42	6331	360	10,19	702
990	8,13	3095	831	4,43	227	426	18,87	6306	171	21,46	647
11	732	3031	160	22,99	215	23	349,57	6228	21	174,71	632
502	16,04	3017	17	216,41	215	559	14,38	6120	16	229,31	618
638	12,62	2916	2	1839,5	208	34	236,47	5840	380	9,66	601
381	21,13	2906	99	37,16	207	389	20,67	5828	195	18,82	582
106	75,96	2834	16	229,94	196	73	110,14	5767	268	13,69	574
575	14	2829	8	459,88	193	216	37,22	5658	283	12,96	573
1660	4,85	2803	329	11,18	177	245	32,82	5605	209	17,56	566
9	894,67	2791	170	21,64	176	86	93,49	5517	390	9,41	564
292	27,58	2667	349	10,54	173	20	402	5326	121	30,32	551
259	31,09	2651	845	4,35	172	103	78,06	5315	20	183,45	551
856	9,41	2614	140	26,28	166	568	14,15	5100	259	14,17	539
867	9,29	2524	363	10,13	160	190	42,32	5020	470	7,81	514
670	12,02	2515	23	159,96	160	756	10,63	4984	140	26,21	507
1468	5,49	2513	79	46,57	156	327	24,59	4890	673	5,45	484
1056	7,62	2505	835	4,41	155	340	23,65	4874	34	107,91	464
425	18,95	2499	406	9,06	154	583	13,79	4804	86	42,66	458
20	402,6	2495	73	50,4	152	284	28,31	4770	226	16,23	451
7	1150,29	2477	29	126,86	152	749	10,73	4740	397	9,24	438
92	87,52	2454	71	51,82	151	136	59,12	4707	485	7,56	437

**Tabla 2.** 30 primeras sinusoidales de mayor energía espectral, en orden descendente, del AOD a 550nm en Ny-Ålesund y Marambio para ambos sensores satelitales MODIS y VIIRS. Las celdas sombreadas corresponden a los periodos de 12, 6 y 4 meses (366, 182 y 122 días aproximadamente respectivamente).

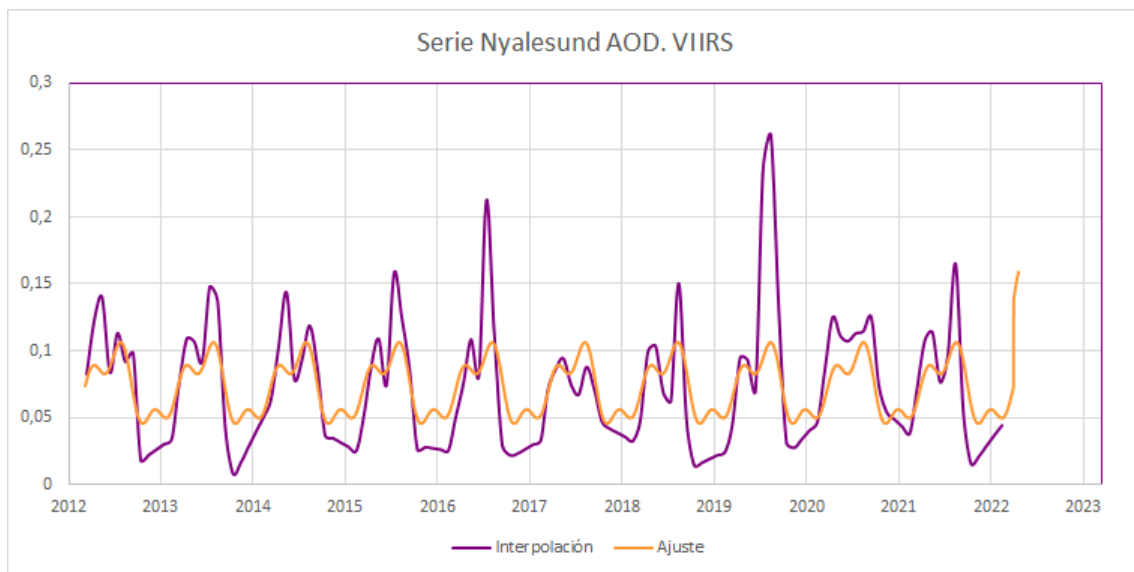
## 6.2. Serie mensual y ajuste

Para mostrar mejor la serie original se ha optado por hacer promedios mensuales, ya que la serie de promedios diarios contiene demasiado ruido y es difícil discernir su periodicidad visualmente. En las *Figuras 10, 11, 12 y 13* se pueden ver representados los valores mensuales del AOD en ambas estaciones polares con datos de los sensores VIIRS y MODIS en función del tiempo. Superpuesta, se puede ver la serie ajustada de los valores de AOD solo teniendo en cuenta los periodos de 12, 6 y 4 meses mediante la transformada de Fourier inversa.

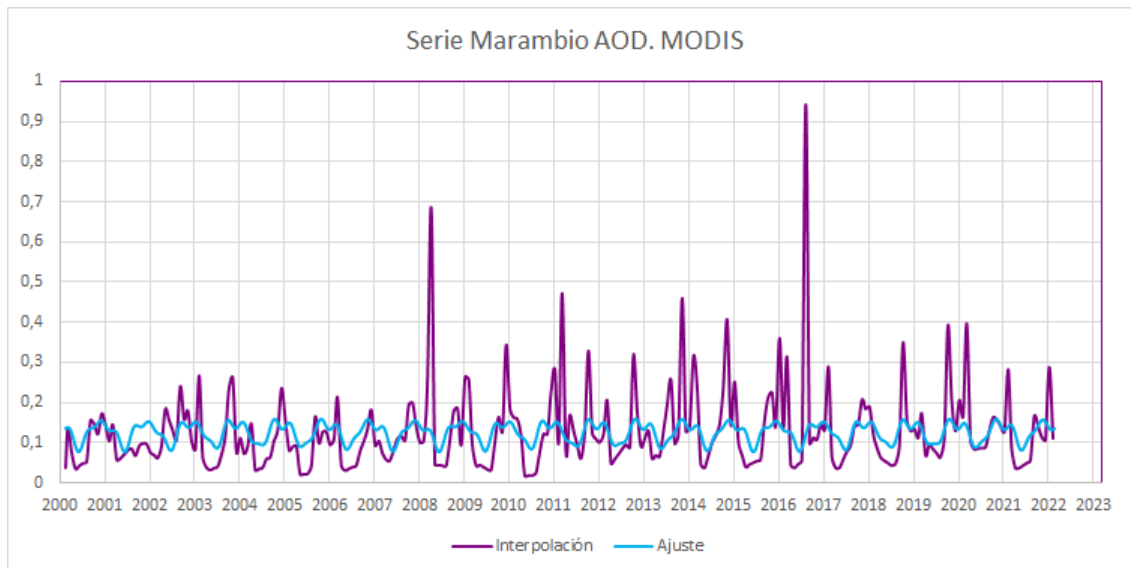
Como ya se predijo, el ajuste es suficientemente bueno comparado con la serie original. Da cuenta de los dos máximos de AOD en primavera y verano (alrededor de mayo y agosto en Ny-Ålesund y de noviembre y marzo en Marambio, ya que no hay que olvidar que están en hemisferios distintos) y de la variación anual predominante. Así, estos datos apoyan los resultados obtenidos por Mitchel et al. (2017), con la adición de resultados similares en el hemisferio norte, lo cual da aún una mayor comprensión de los aerosoles globalmente.



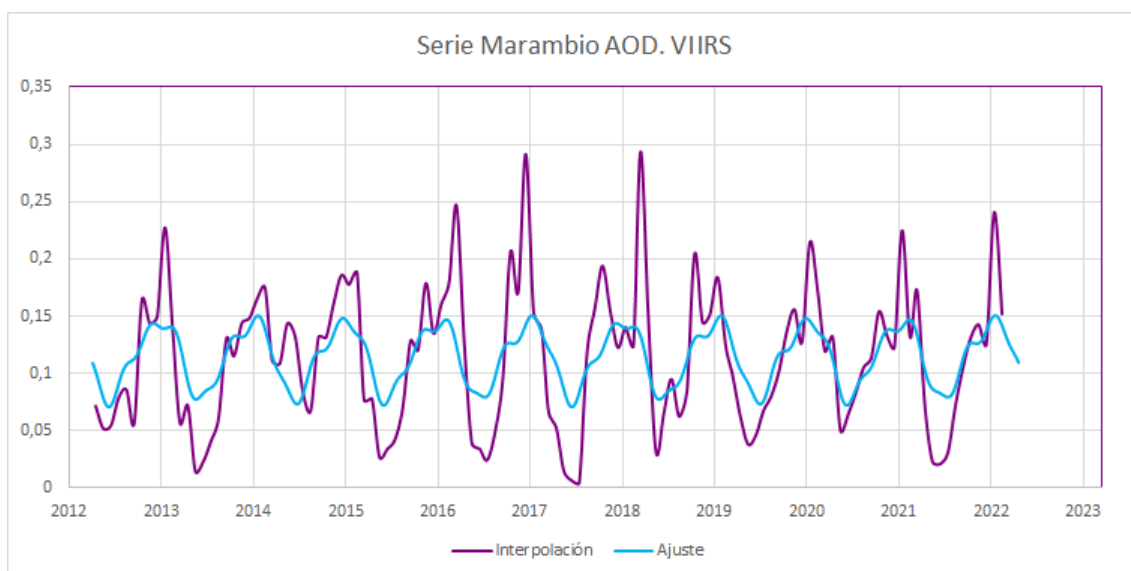
**Figura 10.** Serie temporal de los promedios mensuales del AOD a 550nm en Ny-Ålesund con datos del sensor MODIS. La serie original es mostrada en morado y el ajuste en naranja.



**Figura 11.** Serie temporal de los promedios mensuales del AOD a 550nm en Ny-Ålesund con datos del sensor VIIRS. La serie original es mostrada en morado y el ajuste en naranja.



**Figura 12.** Serie temporal de los promedios mensuales del AOD a 550nm en Marambio con datos del sensor MODIS. La serie original es mostrada en morado y el ajuste en azul.

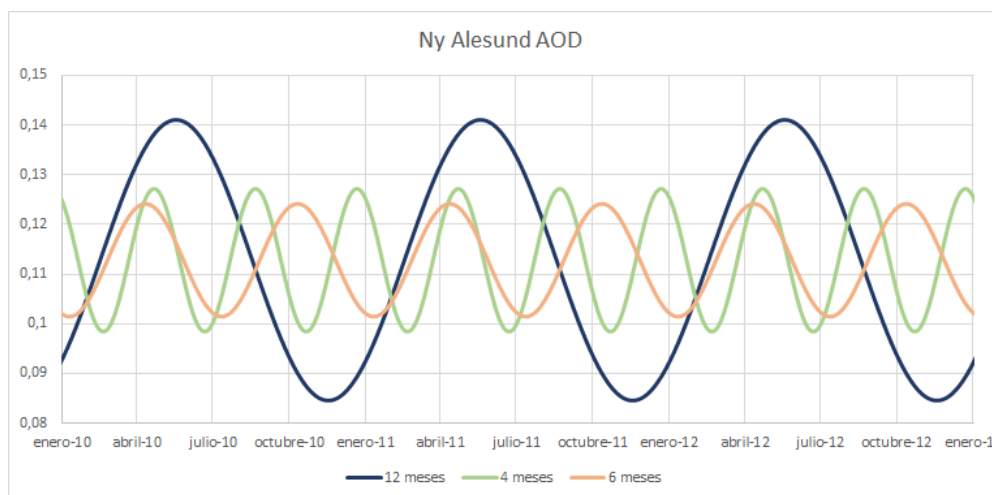


**Figura 13.** Serie temporal de los promedios mensuales del AOD a 550nm en Marambio con datos del sensor VIIRS. La serie original es mostrada en morado y el ajuste en azul.

No obstante, como se puede observar en la *Figura 13*, en el caso de Marambio con datos del sensor VIIRS el ajuste no es tan preciso. A diferencia de MODIS, con el cual podemos crear series de más de 20 años de duración, VIIRS solo dispone de 10 años de datos disponibles actualmente, lo cual dificulta y empeora los resultados. Es complicado extraer conclusiones completamente fiables de series finitas con varios vacíos y de aún corta duración, por lo que debería tomarse como más como un error de medida y de análisis en lugar de la teoría.

### 6.3. Amplitud y fase del AOD en las componentes armónicas

Una vez adquiridas las periodicidades es conveniente estudiar cada una de ellas por separado, estudiando sus fases y amplitudes, las cuales pueden dar resultados reveladores sobre los aerosoles zonalmente.



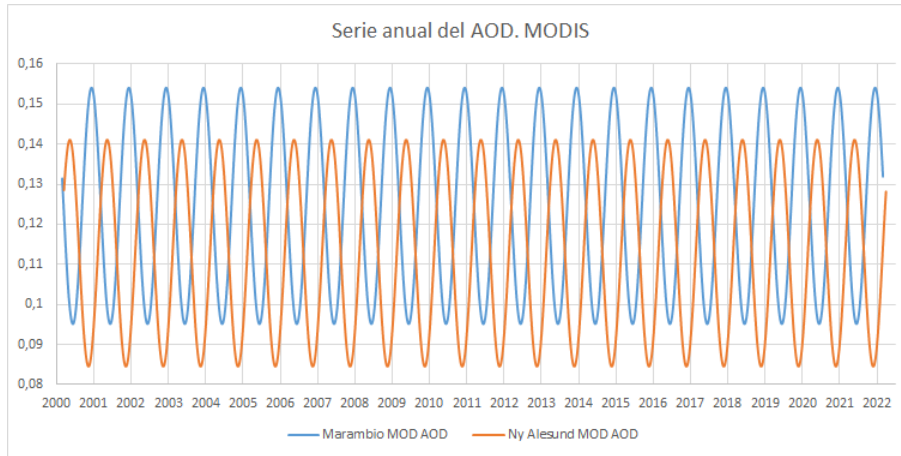
**Figura 14.** Descomposición de parte de la onda de ajuste de Ny-Ålesund en las tres ondas de periodos de 12 (azul oscuro), 6 (naranja) y 4 (verde) meses que la conforman.

#### 6.3.1. Componente de 12 meses

Como se ha podido observar en las tablas, la dominancia del ciclo anual es clara. Esto también se puede observar en la *Figura 14*, que muestra las funciones sinusoidales de periodos de 12, 6 y 4 meses que componen principalmente la serie temporal de los aerosoles. La amplitud de la onda de 12 meses supera considerablemente a sus dos armónicos, indicando una mayor energía espectral.

Por otro lado, la *Figura 15* muestra las sinusoides de 12 meses del AOD en Ny-Ålesund y Marambio en función del tiempo. Se puede apreciar un desfase entre las dos componentes, precisamente de unos 5 meses, lo cual implica una diferencia de fase de  $150^\circ$ . Esto, como fácilmente se puede concluir, es debido a que están en distintos hemisferios, deduciendo que el máximo de AOD anualmente coincide aproximadamente con los periodos de mayor luminosidad, es decir, mayo-junio en el hemisferio norte y diciembre-enero en el hemisferio sur. Esta pequeña diferencia de un mes que impide que las ondas sean completamente opuestas se debe a que las estaciones no están en latitudes antípodas, es decir, situadas diametralmente opuestas.

En ambos casos, los máximos pueden inicialmente ser debidos al aumento de incendios y del transporte de arena en las épocas de más calor y sequedad, intensificando la cantidad de aerosoles suspendidos en la atmósfera y que, por tanto, pueden alcanzar zonas más aisladas del planeta.

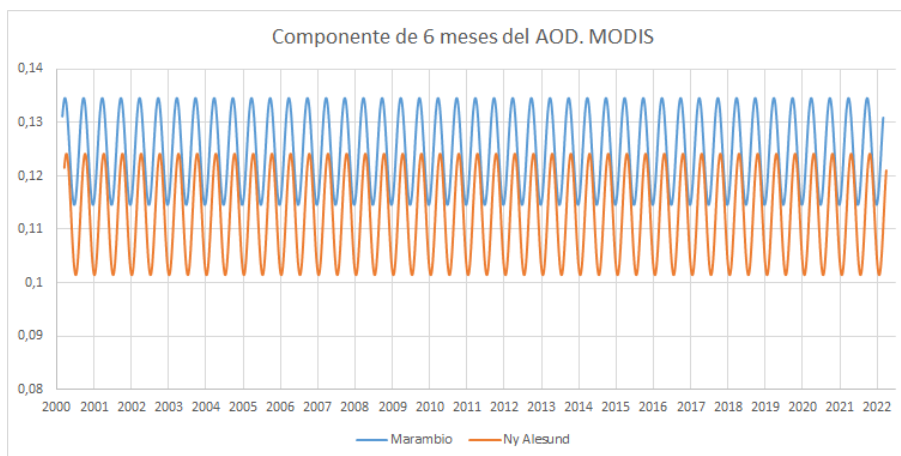


**Figura 15.** Comparación de las sinusoides de 12 meses del AOD de Ny-Ålesund (naranja) y Marambio (azul) con datos del sensor MODIS, donde existe un desfase de 5 meses.

### 6.3.2. Componente de 6 meses

Haciendo un tratamiento similar al anterior al segundo armónico se obtiene la *Figura 16*, que muestra las funciones sinusoidales de periodo de 6 meses del AOD en función del tiempo. En este caso el desfase es de 1 mes aproximadamente, lo que se traduce como una diferencia de fase de  $30^\circ$ . Esto tiene mucho sentido y concuerda con el mes de desfase que faltaba antes debido a las latitudes de las estaciones, ya que de lo contrario todos los máximos y mínimos deberían coincidir; apoyando el resultado anterior.

En esta situación se producen dos máximos cada año: en Ny-Ålesund se dan en mayo y noviembre, mientras que en Marambio se dan en abril y octubre. Teniendo en cuenta los resultados obtenidos en el apartado anterior, puede percatarse que en ambas zonas un máximo del armónico de 6 meses coincide prácticamente con el máximo del armónico de 12 meses, mientras que el otro máximo casi coincide su mínimo. Esto explicaría por qué se dan dos máximos de la serie original, en lugar de solo uno regido por el armónico de 12 meses. El pico más prominente de primavera se debe a la suma de los máximos de estos dos armónicos, mientras que el segundo pico es menos elevado ya que el mínimo de la función de 12 meses contrarresta en cierta medida el máximo de la función de 6 meses.



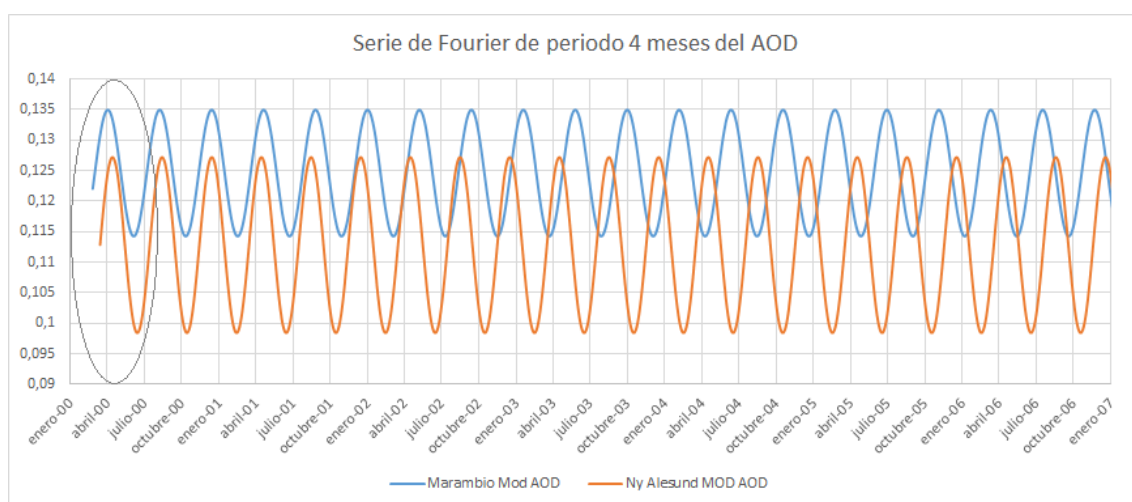
**Figura 16.** Comparación de las sinusoides de 6 meses del AOD de Ny-Ålesund (naranja) y Marambio (azul) con datos del sensor MODIS, donde existe un desfase de 1 mes.

### 6.3.3. Componente de 4 meses

Por último, se realiza un mismo análisis que los anteriores para la componente de 4 meses. Este caso es más complejo, ya que una pequeña diferencia de días entre los periodos de ambas estaciones supone una notable variación en la diferencia de fase. Observando de nuevo la *Tabla 2*, el periodo correspondiente a 4 meses en Ny-Ålesund son 122.00 días, mientras que en Marambio son 127.62 días. Ambos representan el mismo ciclo, pero esta disparidad es la causante de que el desfase varíe con el tiempo; de forma que, en ocasiones, los máximos coinciden y en otras son opuestos, como se puede observar en la *Figura 17*, que muestra la variación de AOD en función del tiempo de las sinusoides de periodo de 4 meses para ambas estaciones.

Para solventar este problema pueden tomarse en cuenta solo los primeros desfases de la serie, de manera que el error de la diferencia de periodo no ha sido arrastrado y ha influido sustancialmente aún en la diferencia de fase. Así, operando de esta forma, se obtiene que la diferencia de fase en la componente de 4 meses es de unos 22°-27°, lo cual da un desfase de aproximadamente 22°-27°.

Con este ajuste se obtienen 3 máximos anuales: en Ny-Ålesund se producen a principios de abril, agosto y diciembre; mientras que en Marambio se producen aproximadamente en el día 20 de esos mismos meses. Coincide que las fechas a las que suceden estos máximos se sitúan aproximadamente entre las fechas a las que sucedían los máximos de 6 meses.



**Figura 17.** Comparación de las sinusoides de 4 meses del AOD de Ny-Ålesund (naranja) y Marambio (azul) con datos del sensor MODIS. El área rodeada corresponde a los primeros picos de la serie, donde la diferencia de fase entre ambas ondas aún no se ha visto altamente afectada por la distinción entre los periodos de ambas ondas.

## 7. COMPARACIÓN Y ANÁLISIS DE LAS SERIES EN LATITUDES MEDIAS

Con el objetivo de analizar si estas periodicidades observadas se ven afectadas por la acción humana y sucesos episódicos que se suelen dar en zonas más pobladas de la Tierra se realizó una comparación con datos provenientes de Valladolid (Lat: 41.65222, Long: -4,72333), ciudad situada en España, en vista a llegar a una comprobación y un mejor entendimiento del transporte y la influencia de los aerosoles. Los datos provienen del sensor VIIRS y se extrajeron igual que los anteriores. Realizando un análisis y tratamiento de datos, se obtuvo la descomposición de la serie original en funciones armónicas de Fourier, mostradas en la *Tabla 3*.

Valladolid AOD VIIRS					
n	Periodo	Energía	n	Periodo	Energía
8	350	3121	706	3,97	1144
517	5,42	2067	153	18,3	1126
147	19,05	1953	800	3,5	1121
23	121,74	1933	856	3,27	1106
11	254,55	1833	258	10,85	1106
92	30,43	1467	98	28,57	1105
29	96,55	1396	9	311,11	1097
425	6,59	1376	105	26,67	1065
276	10,14	1358	769	3,64	1061
7	400	1292	106	26,42	1060
149	18,79	1268	270	10,37	1028
151	18,54	1253	1076	2,6	1026
241	11,62	1208	1317	2,13	990
287	9,76	1203	433	6,47	989
434	6,45	1155	1340	2,09	987

**Tabla 3.** 30 primeras sinusoidales de mayor energía espectral, en orden descendente, del AOD en Valladolid con datos del sensor VIIRS. Las celdas sombreadas corresponden al periodo de 12 y 4 meses.

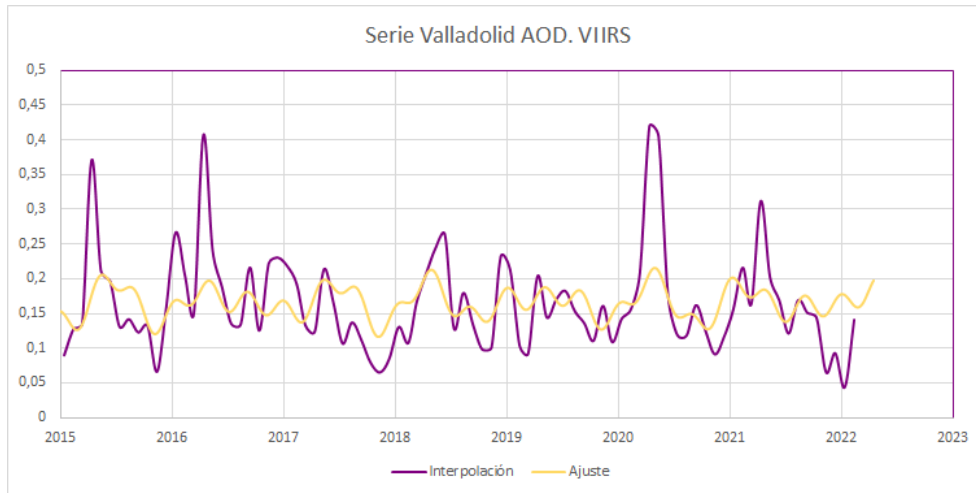
Puede apreciarse que la función de mayor energía corresponde potencialmente al ciclo anual. También es importante notar que aparece el armónico de 4 meses, pero no aparece el de 6 meses. Fijándonos en las energías espectrales de la tabla, todas las funciones sinusoidales mostradas, a excepción de las dos primeras, tienen una energía entre 1000 y 2000; es decir, aportan aproximadamente el mismo peso en la función original. La mayoría de los periodos correspondientes son del orden de pocos días, ni si quiera alcanzando el mes, por lo que estas no indican ninguna periodicidad efectiva, ya que de momento no hay indicios ni estudios de que la cantidad de aerosoles varíe de forma tan rápida reiteradamente. Estos periodos surgen muy probablemente a causa del ruido y de la falta de datos para conseguir una serie más larga y continua.

Vemos que, por el contrario, aun así surgen algunas ondas con periodos más largos, como pueden ser los de 121 o 254 días; los cuales podrían ser sujetos de tendencias reales. Sin embargo, cuando se compara la serie original con un ajuste formado por únicamente estos periodos junto con el anual (*Figura 18*), se puede observar que las secuencias difieren



sustancialmente, a diferencia de lo que ocurría en las zonas polares previamente estudiadas.

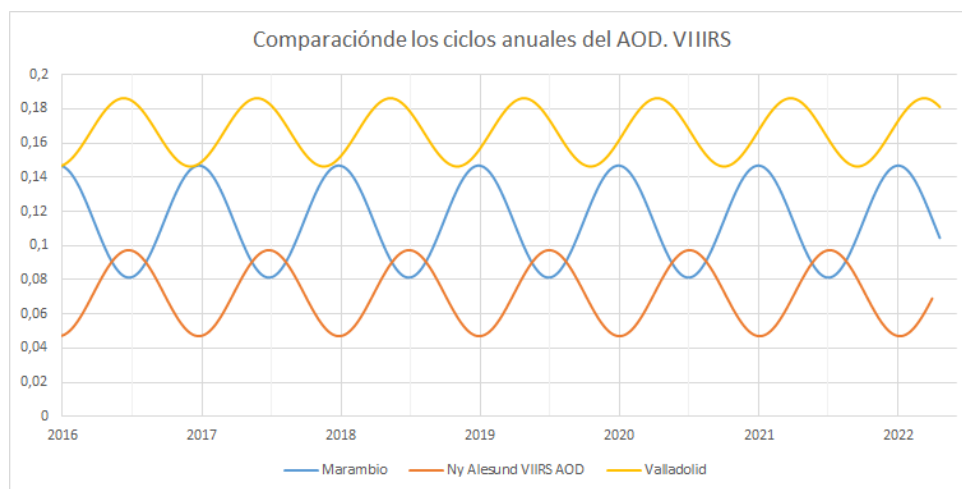
De esta forma, se llega a demostrar tanto tabularmente como gráficamente que, efectivamente, en zonas no aisladas del planeta no es posible, o al menos aconsejable, ajustar las series temporales de los aerosoles como únicamente la suma de los armónicos de 12, 6 y 4 meses. Son los factores externos y episódicos los que hacen que se pierda parte de esta periodicidad y la serie original no tenga la forma de sierra tan clara como se ha visto en las zonas polares.



**Figura 18.** Serie temporal de los promedios mensuales del AOD a 550nm en Valladolid con datos del sensor VIIRS. La serie original es mostrada en morado y el ajuste en amarillo.

### 7.1. Componente de 12 meses

La única componente que aún se hace visible notoriamente entre tanto ruido es la del ciclo anual. Así, una comparación de los ciclos anuales del AOD de las tres estaciones de estudio en función del tiempo es mostrada en la *Figura 19*.



**Figura 19.** Comparación de las sinusoides de 12 meses de Valladolid (amarillo), Ny-Ålesund (naranja) y Marambio (azul) con datos del sensor VIIRS.

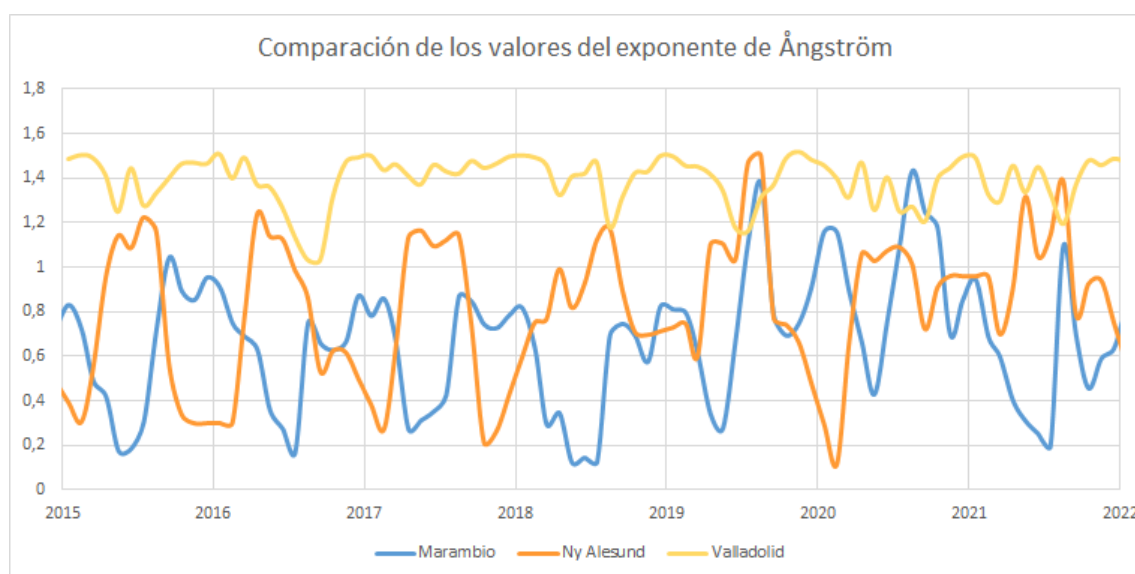
En la gráfica se puede observar que el máximo de AOD en Valladolid sucede en marzo-abril, o sea, entre los máximos de las dos series polares. Esto implica que el desfase va aumentando a medida que disminuye de latitud, hasta alcanzar los  $180^\circ$  cuando se va de polo a polo; un resultado que, aunque pareciera evidente, es importante verificar.

El máximo producido en esta ciudad puede en gran parte deberse a los episodios anuales de calima. Hay numerosos registros noticiarios que cubren estos episodios, produciéndose habitualmente sobre marzo. Así, el transporte del polvo sahariano a lo largo del continente europeo puede ser el causante del aumento de la cantidad de aerosoles suspendidos en la atmósfera durante estas fechas.

## 7.2. Valores del exponente de Ångström

El exponente de Ångström no solo sirve para dar la dependencia espectral del AOD como ya se vio, sino que también es útil para conjeturar sobre el tipo de aerosol que se está observando, ya que está directamente relacionado con la distribución de tamaños de los aerosoles (Dubovik et al., 2006).

Realizando un tratamiento de datos igual a los anteriores se obtienen resultados análogos a los ya expuestos (los cuales no se muestran por una cuestión de brevedad), obteniendo efectivamente los armónicos de 12, 6 y 4 meses a altas energías. Se sabe que valores muy altos del exponente indican partículas pequeñas asociadas a subproductos de combustión, mientras que valores menores que 1 indican partículas grandes como pueden ser la sal marina y polvo (Schuster et al., 2006). Así, representando estas series temporales, se puede observar el valor que toma el exponente de Ångström a lo largo del tiempo, mostrado en la *Figura 20*.



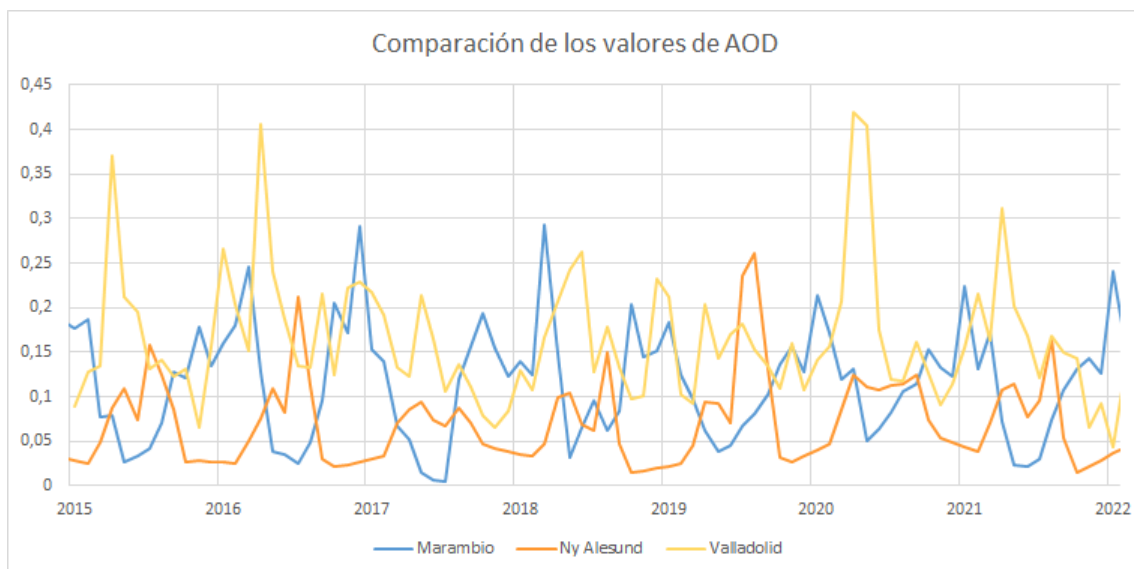
**Figura 20.** Comparación de las series mensuales del exponente de Ångström de Marambio (azul), Ny-Ålesund (naranja) y Valladolid (amarillo).

Como se puede observar, en los polos el exponente de Ångström toma por lo general valores de entre 0.2 y 1.2, indicando posiblemente una predominancia de partículas de mayor tamaño, probablemente siendo sal marina, ya que ambas estaciones científicas se encuentran cerca del océano. Los máximos suceden en las épocas de primavera y verano, en concordancia con los máximos de AOD vistos previamente. Esto, igualmente, puede deberse al transporte de partículas de menor tamaño provenientes de incendios forestales. Cabe destacar que en Ny-Ålesund los valores son algo mayores en comparación con los de la base antártica, pudiendo ser ocasionado por un mayor transporte de emisiones procedentes de los países del norte.

Por el contrario, en Valladolid todos los valores son mayores que 1 y alcanzan hasta valores de 1.5. Esto implica que en la ciudad hay, como cabría esperar, un mayor número de partículas pequeñas, posiblemente debido a la contaminación y combustión de productos.

### 7.3. Valores del AOD

Los resultados obtenidos en el apartado anterior están vinculados al valor de AOD en la serie temporal. Ya se vio que este parámetro tenía dos picos en primavera y verano, pero comparando las tres series temporales del AOD de las distintas estaciones (*Figura 21*), puede apreciarse que en la ciudad los valores de AOD son por lo general mayores que los medidos en las zonas polares. En Valladolid se obtienen valores de AOD mayores que 0.1, alcanzando valores máximos de 0.4. Por el contrario, en zonas polares los valores mínimos son de 0.02, y no superan el valor de 0.3. Esto, igualmente, puede deberse a la contaminación y emisión antropogénica de las ciudades, aumentando el número de partículas suspendidas sobre la superficie y su concentración.



**Figura 21.** Comparación de las series mensuales del AOD a 550nm de Marambio (azul), Ny-Ålesund (naranja) y Valladolid (amarillo).

## 8. EVALUACIÓN DE LOS DATOS SATELITALES CON DATOS AERONET

Los datos de sensores satelitales y terrestres están en constante comparación para mejorar y calibrar los algoritmos de ambos y asegurar una toma de medidas lo más fiable posible. Especialmente, en numerosas ocasiones se han realizado estudios de la validación y sinergia de los datos MODIS y VIIRS con los obtenidos de AERONET.

La red AERONET lleva activa desde hace más de dos décadas y, en zonas en las que lleven largos periodos de tiempo instaladas, nada impide que se haga un tratamiento de datos y series temporales como se ha hecho en este trabajo. Sin embargo, las zonas polares no fueron las primeras en aplicar estos sensores, por lo que la diferencia del número de datos proporcionados por esta red en comparación a la que suministran MODIS o VIIRS es sustancial. Añadido a esto, los periodos de oscuridad tienen un mayor impacto en la red terrestre, disminuyendo aún más la cantidad de datos disponibles. Por ejemplo, en el caso de Ny-Ålesund, en AERONET hay la mitad de datos disponibles que para VIIRS o MODIS para el mismo periodo de tiempo, mientras que en el caso de Marambio es hasta 4 veces menos la cantidad de datos proporcionados por los sensores satelitales.

A pesar de esto, con el fin de asegurar los resultados obtenidos mediante distintos métodos, en este trabajo se va a realizar un tratamiento igual a los anteriores a todos los datos de AERONET disponibles para las tres estaciones de estudio. El objetivo es ver las diferencias, si es que las hay, de los armónicos en los que se descomponen las series temporales. Posteriormente, se realizará una relación y comparación entre los datos de ambos tipos de sensores, para contemplar las discrepancias entre los valores de ambos conjuntos de datos.

### 8.1. Tablas de las periodicidades

Los datos empleados en este apartado se pueden descargar directamente desde la página web oficial de AERONET [https://aeronet.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/webtool\\_aod\\_v3](https://aeronet.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/webtool_aod_v3), donde únicamente hay que elegir la estación, fechas y nivel de procesamiento deseados. En este caso se van a emplear datos de nivel 2.0 para disminuir lo máximo posible los errores. Así, los armónicos obtenidos al descomponer las series temporales originales pueden apreciarse en la *Tabla 4*.

Como se puede observar, en las estaciones polares el cómputo general es peor que el obtenido previamente. Hay funciones inefectivas a altas energías, e incluso el armónico anual no aparece en Marambio. Esto se debe principalmente a que las series son más cortas y hay una gran diferencia en la cantidad de datos usados. Por el contrario, en Valladolid la diferencia del número de datos no es tan abismal, debido a la inexistencia de periodos largos de oscuridad. Así, con esta red se han podido obtener mejor los armónicos de 12, 6 y 4 meses que componen las series temporales de aerosoles, aunque siguen surgiendo funciones de gran peso de poca periodicidad que enmascaran parcialmente la forma cíclica de la serie.

Ny Alesund AOD AERONET			Marambio AOD AERONET			Valladolid AOD AERONET		
n	Periodo	Energía	n	Periodo	Energía	n	Periodo	Energía
1	1825	377	1	1450	118	10	368,4	3350
2	912,5	338	3	483,33	38	8	460,5	743
3	608,33	234	5	290	22	152	24,24	454
4	456,25	152	8	181,25	17	20	184,2	427
7	260,71	79	2	725	12	110	33,49	296
10	182,5	65	6	241,67	11	144	25,58	293
6	304,17	64	10	145	8	32	115,12	247
15	121,67	53	7	207,14	5	139	26,5	244
5	365	40	22	65,91	3	42	87,71	219
16	114,06	35	12	120,83	3	17	216,71	214
20	91,25	27	20	72,5	2	186	19,81	207
14	130,36	24	13	111,54	2	172	21,42	207
13	140,38	24	4	362,5	2	302	12,2	201
9	202,78	22	38	38,16	2	59	62,44	194
33	55,3	20	36	40,28	2	121	30,45	190
24	76,04	16	60	24,17	2	198	18,61	179
65	28,08	16	15	96,67	2	25	147,36	174
55	33,18	15	26	55,77	1	76	48,47	172
28	65,18	15	64	22,66	1	24	153,5	170
50	36,5	13	33	43,94	1	125	29,47	163

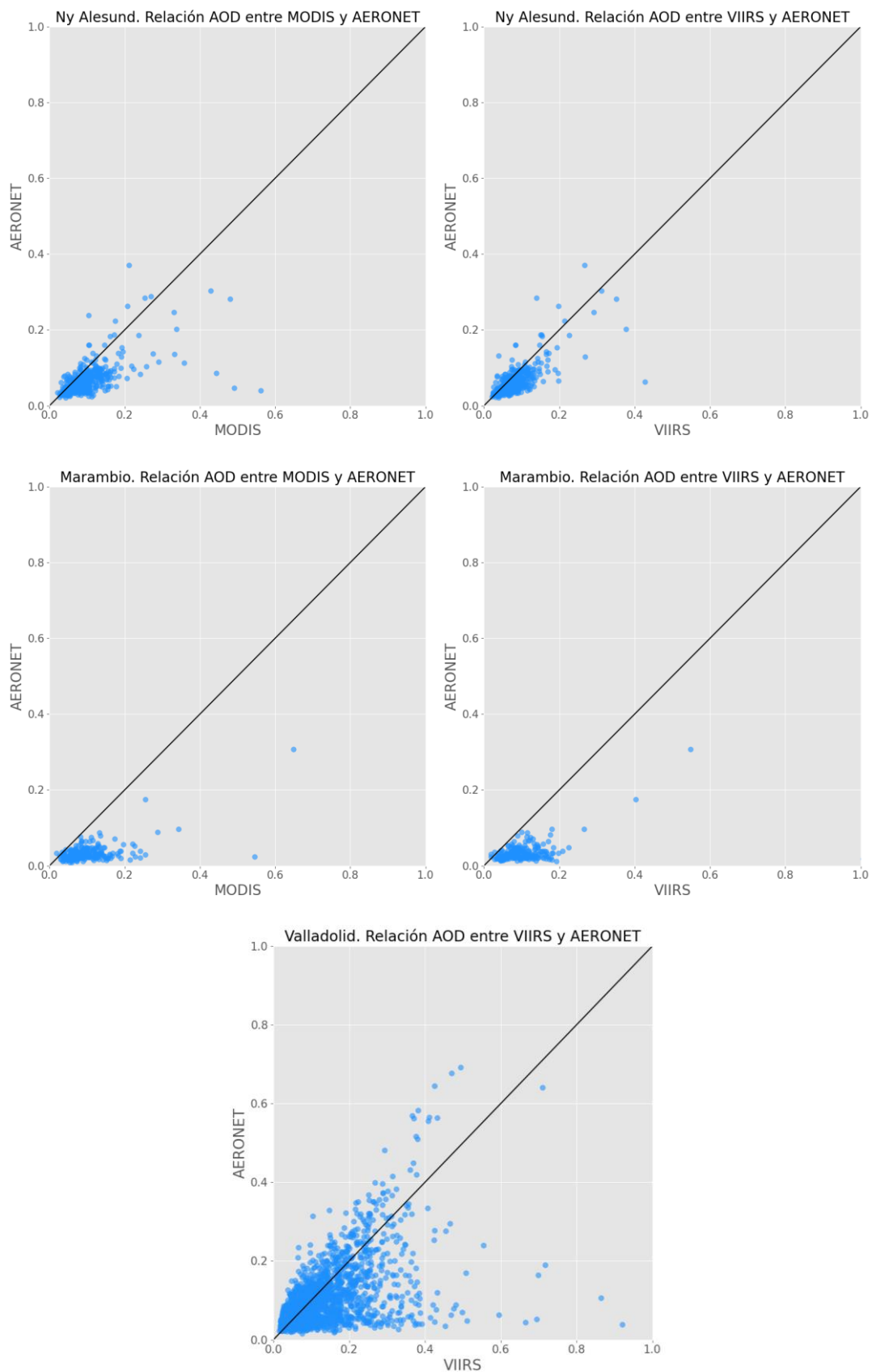
**Tabla 4.** 20 primeras sinusoidales de mayor energía espectral en orden descendente del AOD a 500nm en Ny-Ålesund, Marambio y Valladolid con datos del sensor AERONET. Las celdas sombreadas corresponden a los periodos de 12, 6 y 4 meses (366, 182 y 122 días aproximadamente respectivamente).

## 8.2. Evaluación de los valores de AOD

Para concluir, se realizó una comparación directa de los datos diarios obtenidos con los sensores satelitales con las medidas diarias del sensor terrestre. Se relacionaron los valores correspondientes a las mismas fechas, de manera que aquellos días en los que no hay datos en alguno de los dos sensores a comparar no aparecen en las gráficas.

Varios han sido los estudios que se han dedicado a evaluar los datos de ambos sensores para asegurar una correcta obtención de medidas y una calibración y ajuste de los sensores, como pueden ser Fu et al., (2018); Tripathi et al., (2005) o Jackson et al. (2013). En todos los casos llegaron a la conclusión de que la diferencia de valor entre los datos de AOD tomados por MODIS y VIIRS con AERONET oscila entre  $\pm 0.1 - 0.2$ . En la *Figura 22* se muestra esta relación, junto con la recta de pendiente unidad. En las gráficas correspondientes a Ny-Ålesund y Marambio se puede observar que, en líneas generales, esta relación se da, siendo los valores satelitales algo mayores que los terrestres. En el caso de Valladolid la mayoría de los puntos siguen la pendiente de valor 1, aunque algunos puntos se desvíen considerablemente de esta. Hay que considerar que, mientras que el sensor de tierra tiene un área de visualización relativamente pequeño, impusimos que las medias diarias satelitales se hicieran con datos dentro de un área de 100km de radio, lo cual no es tan puntual como pueden ser las medidas del fotómetro terrestre.

Por tanto, queda evidenciado que la relación entre los sensores MODIS, VIIRS y AERONET es aceptable, por lo que los resultados obtenidos a partir de ambos tipos de sensores se pueden considerar admisibles y verídicos.



**Figura 22.** Relación de los valores de AOD de los sensores MODIS y VIIRS con AERONET en Ny-Ålesund, Marambio y Valladolid, donde la línea negra representa la relación de pendiente 1.

## 9. CONCLUSIONES

El estudio de la climatología en zonas polares mostró que las series temporales de aerosoles se pueden descomponer y representar como la suma ponderada de las funciones armónicas de periodos de 12, 6 y 4 meses. Estas series tienen forma de sierra y presentan dos picos principales anualmente, uno en primavera y otro en verano. En la estación ártica de Ny-Ålesund los picos se dan en mayo y agosto, mientras que en la estación antártica de Marambio se dan en diciembre y marzo. Analizando cada uno de los armónicos por separados se obtuvieron varias conclusiones y motivos por los que la cantidad de aerosoles variaba periódicamente.

En cuanto al armónico de 12 meses se dedujo que los máximos de AOD se producen en las fechas de mayor luminosidad, presumiblemente debido al aumento de partículas provenientes de incendios forestales o zonas arenosas que se dan en épocas de mayor calor y sequedad. En Ny-Ålesund el máximo se da en mayo-junio, mientras que en Marambio en diciembre-enero. Este desfase de 5 meses se puede deber a la diferencia de latitud a las que se encuentran las bases científicas, especialmente porque se sitúan en hemisferios distintos. El armónico de 6 meses produce dos máximos anuales, siendo el causante principal de la aparición de los picos de primavera y verano en la serie original. El desfase producido entre las dos estaciones polares es de un mes, también posiblemente debido a las latitudes de las bases, las cuales no están diametralmente opuestas. Por último, la componente de 4 meses muestra 3 máximos anuales, los cuales se sitúan entre los máximos de la componente de 6 meses.

El estudio sobre los aerosoles en latitudes medias reveló que las series temporales en zonas pobladas y afectadas por sucesos episódicos como incendios o tormentas de arena, así como por la combustión y contaminación antropogénica, no mostraban el mismo carácter periódico como sucedía en las zonas polares. De la descomposición de la serie mediante la transformada de Fourier aparecen los armónicos descritos anteriormente, pero no representan un ajuste adecuado de la serie de aerosoles, a diferencia de lo que ocurriría en zonas polares. El comportamiento incierto causado por agentes externos hace que se pierda parte de la periodicidad esperada.

El área de estudio fue Valladolid. Analizando los datos se concluyó que los máximos de AOD anuales en esta ciudad se daban en marzo, posiblemente debido a la calima proveniente del Sahara, la cual sucede generalmente por estas fechas. Este resultado también implicó que el desfase aumentaba cuanto mayor fuera la diferencia de latitudes.

Comparando los valores del exponente de Ångström y de AOD entre las tres estaciones se derivó que, como cabría esperar, en las ciudades la cantidad de partículas es mayor y su tamaño es menor, ya que posiblemente el origen de estas partículas es la combustión de productos.

Por último, el estudio de la relación entre los datos obtenidos mediante sensores satelitales y datos obtenidos mediante los fotómetros terrestres de la red AERONET mostró una relación de, en general,  $\pm 0.2$  en los valores de AOD. Así, aunque no se puede realizar un estudio temporal con los radiómetros terrestres debido a la gran falta de datos, se

## Climatología de aerosoles en zonas polares árticas y antárticas

comprueba que las medidas empleadas con los sensores satelitales son fiables y lo suficientemente correctas como para emplearlas en la investigación.



## 10. BIBLIOGRAFÍA

- [ 1 ] Absorption spectroscopy. (18 May 2023). In Wikipedia. [https://en.wikipedia.org/w/index.php?title=Absorption\\_spectroscopy&oldid=1155394544#Absorption\\_spectrum](https://en.wikipedia.org/w/index.php?title=Absorption_spectroscopy&oldid=1155394544#Absorption_spectrum)
- [ 2 ] Cortés-Hernández, V.E. & Aparicio, J. Caracterización de aerosoles por quema de biomasa en el sureste de México. *Tecnología y Ciencias del Agua*. Vol. V, núm. 1, enero-febrero de 2014, pp. 145-156.7
- [ 3 ] Dubovik, O., & King, M. D. (2000). A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D16), 20673-20696.
- [ 4 ] Dubovik, O., Sinyuk, A., Lapyonok, T., Holben, B. N., Mishchenko, M., Yang, P., ... & Slutsker, I. (2006). Application of spheroid models to account for aerosol particle nonsphericity in remote sensing of desert dust. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D11).
- [ 5 ] Fu, D., Xia, X., Wang, J., Zhang, X., Li, X., & Liu, J. (2018). Synergy of AERONET and MODIS AOD products in the estimation of PM<sub>2.5</sub> concentrations in Beijing. *Scientific reports*, 8(1), 10174.
- [ 6 ] González, R. (2020). *Desarrollo de nuevos métodos de procesamiento de datos de redes fotométricas para el análisis de propiedades del aerosol atmosférico*, Universidad de Valladolid, Valladolid.
- [ 7 ] Hsu, N. C., Tsay, S. C., King, M. D., & Herman, J. R. (2006). Deep blue retrievals of Asian aerosol properties during ACE-Asia. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 44(11), 3180-3195.
- [ 8 ] Jackson, J. M., Liu, H., Laszlo, I., Kondragunta, S., Remer, L. A., Huang, J., & Huang, H. C. (2013). Suomi-NPP VIIRS aerosol algorithms and data products. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(22), 12-673.
- [ 9 ] James, J.F. (1995). *A student's Guide to Fourier Transforms with applications in Physics and Engineering.K (2<sup>a</sup> ed.)*. Cambridge University Press
- [ 10 ] Khor, W. Y., Hee, W. S., Tan, F., Lim, H. S., Jafri, M. Z. M., & Holben, B. (2014). *Comparison of Aerosol optical depth (AOD) derived from AERONET sunphotometer and Lidar system*. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 20, 012058. doi:10.1088/1755-1315/20/1/012058.
- [ 11 ] Li, Z., X. Zhao, R. Kahn, M. Mishchenko, L. Remer, K.-H. Lee, M. Wang, I. Laszlo, T. Nakajima, and H. Maring (2009), Uncertainties in satellite remote sensing of aerosols and impact on monitoring its long-term trend: A review and perspective, *Ann. Geophys.*, 27, 2755–2770.
- [ 12 ] Liou, K. N. (2002). *An introduction to atmospheric radiation* (Vol. 84). Elsevier.

- [ 13 ] Marambio / Ministerio de Relaciones Exteriores, Comercio Internacional y Culto. (s.f.). <https://cancilleria.gob.ar/es/iniciativas/dna/antartida-argentina-bases/marambio>
- [ 14 ] Mitchell, R. M., Forgan, B. W., & Campbell, S. K. (2017). The climatology of Australian aerosol. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(8), 5131-5154.
- [ 15 ] *Noruega - Archipiélago de Svalbard. Ny-Alesund: una base científica internacional, un reto geopolítico importante en el Ártico.* (s. f.). <https://geoimage.cnes.fr/fr/geoimage/noruega-archipelago-de-svalbard-ny-alesund-una-base-cientifica-internacional-un-reto>
- [ 16 ] Oraá, C. (2018). *Correlación de propiedades atmosféricas de los aerosoles*, Universidad de Valladolid, Valladolid.
- [ 17 ] *Polar Orbiting Satellites - Scan Strategies.* (s. f.). [https://apollo.nvu.vsc.edu/classes/remote/lecture\\_notes/satellite/platforms/poe\\_scan\\_strat.html](https://apollo.nvu.vsc.edu/classes/remote/lecture_notes/satellite/platforms/poe_scan_strat.html)
- [ 18 ] Remer, L. A., Levy, R. C., Mattoo, S., Tanré, D., Gupta, P., Shi, Y., ... & Holben, B. N. (2020). The dark target algorithm for observing the global aerosol system: Past, present, and future. *Remote sensing*, 12(18), 2900.
- [ 19 ] Remer, L. A., Tanré, D., Kaufman, Y. J., Levy, R., & Mattoo, S. (2006). Algorithm for remote sensing of tropospheric aerosol from MODIS: Collection 005. *National Aeronautics and Space Administration*, 1490.
- [ 20 ] Schmid, B., Michalsky, J. J., Slater, D. W., Barnard, J. C., Halthore, R. N., Liljegren, J. C., ... & Slutsker, I. (2001). Comparison of columnar water-vapor measurements from solar transmittance methods. *Applied Optics*, 40(12), 1886-1896.
- [ 21 ] Schuster, G. L., Dubovik, O., & Holben, B. N. (2006). Angstrom exponent and bimodal aerosol size distributions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D7).
- [ 22 ] Siniuk, A., Holben, B. N., Eck, T. F., Giles, D. M., Slutsker, I., Korkin, S., ... & Lyapustin, A. (2020). The AERONET Version 3 Aerosol Retrieval Algorithm, Associated Uncertainties and Comparisons to Version 2. *Atmospheric Measurement Techniques*, 13.
- [ 23 ] Smirnov, A., Holben, B. N., Eck, T. F., Dubovik, O., & Slutsker, I. (2000). Cloud-screening and quality control algorithms for the AERONET database. *Remote sensing of environment*, 73(3), 337-349.
- [ 24 ] Smirnov, A., Holben, B. N., Slutsker, I., Giles, D. M., McClain, C. R., Eck, T. F., ... & Jourdin, F. (2009). Maritime aerosol network as a component of aerosol robotic network. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D6).

- [ 25 ] Tripathi, S. N., Dey, S., Chandel, A., Srivastava, S., Singh, R. P., & Holben, B. N. (2005, June). Comparison of MODIS and AERONET derived aerosol optical depth over the Ganga Basin, India. In *Annales Geophysicae* (Vol. 23, No. 4, pp. 1093-1101). Göttingen, Germany: Copernicus Publications.
- [ 26 ] Vermote, E. F., D. Tanré, J. L. Deuzé, M. Herman, J. J. Morcrette, and S. Kotchenova (2006), *Second simulation of a satellite signal in the solar spectrum-vector (6SV)*.
- [ 27 ] Young, D., Garza, M., Cantú, M., & Perez, P. (2013). Factores de eficiencia definidos por dispersión de Mie ante partículas y factores ambientales. *Revista Mexicana de Física*, 59(1), 69-76.