



Universidad de Valladolid

Facultad de Ciencias

Trabajo Fin de Grado

Grado en Física

Transporte de la Contaminación hacia el Polo Norte

Autor: Blanca Villar Martín

Tutores:

David Mateos Villán

Cristian Velasco Merino

Índice

Índice	1
Resumen	3
Abstract	4
1 El aerosol atmosférico y sus propiedades	5
1.1 Propiedades del aerosol	6
1.1.1 Propiedades microfísicas	6
1.1.2 Propiedades radiativas y ópticas	9
1.2 Tipos de aerosol	13
1.3 Objetivos	16
2 Instrumentación	17
2.1 La red AERONET	17
2.2 El fotómetro Cimel	18
2.2.1 Características	19
2.2.2 Toma de medidas	20
2.2.3 Salida de datos	21
2.3 Estación de medida, Ny-Ålesund	21
3 Metodología para la identificación de eventos	24
3.1 Recursos Utilizados	24
3.1.1 El lenguaje R: Herramienta utilizada en el tratamiento de los datos	24
3.1.2 Modelo Hysplit	25
3.1.3 Worldview (imágenes por satélite)	27
3.1.4 NAAPS	28
3.2 Metodología a seguir para la caracterización de un evento	30
4 Ejemplo de metodología de detección de eventos de aerosol	32
4.1 Metodología para el evento detectado en agosto de 2017	32
4.1.1 Retrotrayectorias analizadas con HYSPLIT	34
4.1.2 Worldview, imágenes por satélite	35
4.1.3 Imágenes del Ártico dadas por NAAPS	36
4.1.4 Caracterización del evento	38
5 Inventario de eventos de alta turbiedad en el Ártico	39
6 Caracterización de un evento de interés	45
6.1 Introducción	45
6.2 Resultados	46

6.2.1	Evolución temporal	46
6.2.2	AOD y AE	47
6.2.3	Estudio de las retrotrayectorias	48
6.2.4	Worldview, imágenes por satélite	50
6.2.5	NAAPS	52
6.2.6	Propiedades ópticas y microfísicas de dicho evento	54
6.3	Eficiencia del aerosol	60
7	Conclusiones	62

Resumen

El aerosol atmosférico constituye una parte muy importante en el comportamiento del clima terrestre, y a su vez causa una de las principales incertidumbres para los modelos climáticos. La falta de información precisa sobre sus propiedades, ha provocado una alta incertidumbre acerca de su impacto sobre el clima.

La red mundial de seguimiento de aerosol AERONET (*AERosol RObotic NETwork*), gestionada por la NASA proporciona una serie de datos de aerosol homogénea, de calidad y comparable a lo largo de un gran número de estaciones de medida alrededor de todo el mundo. Se han utilizado datos de dicha red para la realización de este trabajo.

El objetivo último de este trabajo de fin de grado es establecer el comportamiento del aerosol en el archipiélago de las islas Svalbard (pertenecientes a Noruega), gracias a los datos recogidos en la estación de Ny-Ålesund, que está situada en la isla de Spitsbergen de dicho archipiélago. Dicha estación es la estación de medida continuada más al norte que existe.

El fotómetro instalado en Ny-Ålesund (incluido en la ya mencionada red de AERONET), está gestionado por el Grupo de Óptica Atmosférica (GOA) de la Universidad de Valladolid en colaboración del Alfred-Wegener Institut (AWI). Se disponen de más de 3 años de datos, empezando la serie en junio de 2017.

Partiendo del conjunto de datos que almacena AERONET, vamos a proceder a la caracterización de las propiedades, tanto ópticas como microfísicas, de las partículas de aerosol detectado en Ny-Ålesund. A partir de la caracterización de dichas propiedades, podremos determinar el tipo de aerosol que se encuentra en esa región en el periodo de tiempo que hemos abarcado. Se han identificado todos los eventos registrados con las medidas de fotómetro, realizando un análisis en detalle de las posibles fuentes de origen del aerosol que consigue ser transportado hasta el corazón del Ártico europeo. Con la serie de datos actual, y asumiendo que hay algunos huecos en ella debido a las dificultades del clima, se han detectado 81 días con evento de aerosol. Durante estos días el AOD medio (a 440 nm) ha sido de 0.088 en comparación con los valores típicos en torno a 0.050 que hay en la región. El tipo de aerosol más observado ha sido el producido por quema de biomasa.

Abstract

Atmospheric aerosol makes up a very important part in the behaviour of the Earth's climate and at the same time is one of the main unknowns of climate models. The lack of accurate information about its properties, has led to a high level of uncertainty about its impact on the climate.

One of the most well-known networks monitoring aerosol properties is AERONET (*AERosol RObotic NETwork*). This worldwide network provides homogenous, high quality database in a large number of sites. The core data used in the present study are obtained from AERONET.

The main objective of this Graduate Thesis is to establish the behaviour of aerosol on the archipelago of the Svalbard islands (belonging to Norway), thanks to the data gathered from Ny-Ålesund station, located on Spitsbergen Island. This is the northern measuring station in existence.

The photometer installed at Ny-Ålesund (included in the aforementioned AERONET network), is managed by the Atmospheric Optics Group (GOA) of the University of Valladolid in collaboration with the Alfred-Wegener Institut (AWI). There is more than three years worth of data starting in June 2017.

With the dataset available in the AERONET, we characterized the aerosol properties, both optical and microphysical, of aerosol particles detected at Ny-Ålesund. After that we will be able to determine the type of aerosol found in that region in the covered time period. All registered events from the photometer measurements have been identified, analysing in detail possible aerosol sources. Long-range transport of aerosol between far away areas of Canada or Russia and the European Arctic is investigated. With the current set of data, and assuming there are some gaps due to weather difficulties, 81 days with aerosol event were detected. During the days the average AOD (at 440 nm) was 0.088 almost twice the typical values around 0.050. The most common type of aerosol observed in the analyzed period is biomass burning, produced by big forest fires.

Capítulo 1

El aerosol atmosférico y sus propiedades

El aerosol se pueden definir como un conjunto de partículas sólidas o líquidas en suspensión en un medio gaseoso, que se mantienen el tiempo suficiente como para permitir su observación y medida (Willeke and Baron, 1993).

El estudio de estos es muy amplio, abarcando múltiples campos. Además el estudio del aerosol en la atmósfera, también presenta varias áreas, empezando por los procesos básicos de interacción de este con la radiación, hasta llegar al estudio del impacto que tiene sobre el clima en lo que se conoce como *radiative forcing*, estudiando también los problemas de contaminación atmosférica.

Vamos a hacer una clasificación del aerosol. Según su origen le podemos clasificar en natural o antropogénico. Como natural entendemos aquel que están compuestos mayoritariamente por cenizas volcánicas, sal marina, polvo desértico, esporas, polen, etc. En cambio el antropogénico es el producido por actividades que realiza el ser humano, como por ejemplo el humo de las chimeneas, partículas emitidas durante procesos industriales, etc. También consideramos aerosol antropogénico a las partículas producidas mediante procesos fotoquímicos a partir de contaminantes gaseosos (Toledano, 2005).

Las medidas realizadas desde la superficie terrestre presentan una óptima resolución temporal y precisión que permiten caracterizar la columna atmosférica. Las medidas realizadas por satélites, no obstante, ofrecen una gran cobertura espacial pero necesitan de las primeras para su validación. Las campañas intensivas de medida de aerosol, presentan la ventaja de poder realizar una evaluación más completa y profunda que en una estación ordinaria de medida, debido a que se combinan las medidas de varios instrumentos.

El aerosol que se observa en determinada posición de la atmósfera pueden provenir de otros lugares debido al transporte causado por el movimiento de las masas de aire. Por otra parte se puede depositar sobre la superficie, además de por acción gravitatoria, por coagulación, condensación y posterior precipitación. El tiempo de vida de las partículas depende de muchos factores, entre ellos, la densidad y la altura a la que estén.

El aerosol puede ser medido y estudiado a partir de varios métodos. Algunos métodos, pueden resumirse en la toma de muestras del aire atmosférico y su posterior análisis en el laboratorio. En nuestro caso el análisis de partículas se lleva a cabo mediante una instrumentación (teledetección

pasiva) de la que hablaremos en el siguiente capítulo, situada a nivel del suelo a la que llega la irradiación solar una vez que ha atravesado la atmósfera en la que están las partículas a analizar.

Antes de empezar con el estudio del aerosol que encontramos en la región estudiada, tenemos que dar una serie de las propiedades más características del aerosol junto con una clasificación de este a partir del modelo OPAC (*Optical Properties of Aerosols and Clouds*) (Hess et al., 1998) y con los datos experimentales dados por AERONET.

En los trabajos doctorales dentro del Grupo de Óptica Atmosférica (Durán, 1997; Vergaz, 2001) podemos encontrar una recopilación teórica muy extensa sobre las propiedades del aerosol. Además lo podemos consultar también en la extensa literatura disponible sobre el tema. Por ello no vamos a hacer una descripción detallada de todas las propiedades sino que vamos a dar una definición de las que vamos a hacer uso durante este trabajo.

Las propiedades más importantes para el estudio y clasificación del aerosol son: dos parámetros ópticos: el espesor óptico de aerosol (AOD, *Aerosol Optical Depth*) y el parámetro alfa de Ångström (AE, *Ångström Exponent*), y un parámetro microfísico: la distribución de tamaños.

1.1 Propiedades del aerosol

Las propiedades del aerosol, las podemos clasificar en:

1. Propiedades microfísicas: distribución de tamaños, esfericidad, concentración en volumen y radio efectivo.
2. Propiedades radiativas y ópticas: espesor óptico de aerosol (AOD), parámetro alfa de Ångström (AE), albedo simple de *scattering* simple, índice de refracción y parámetro de asimetría.

1.1.1 Propiedades microfísicas

Las propiedades microfísicas, son aquellas que están asociadas con la forma y tamaño del aerosol. De entre todas ellas, definimos las siguientes, distribución de tamaños, esfericidad, concentración en volumen y radio efectivo.

Distribución de tamaños

En la Figura 1.1, aparece una distribución de tamaños del aerosol en una escala logarítmica en el eje X, y en el eje Y la densidad de aparición de partículas. A la vista de la figura distinguimos entre 2 clases de partículas

- Partículas finas: de 0.002 a 1 μm .
- Partículas gruesas: de 1 μm a 100 μm .

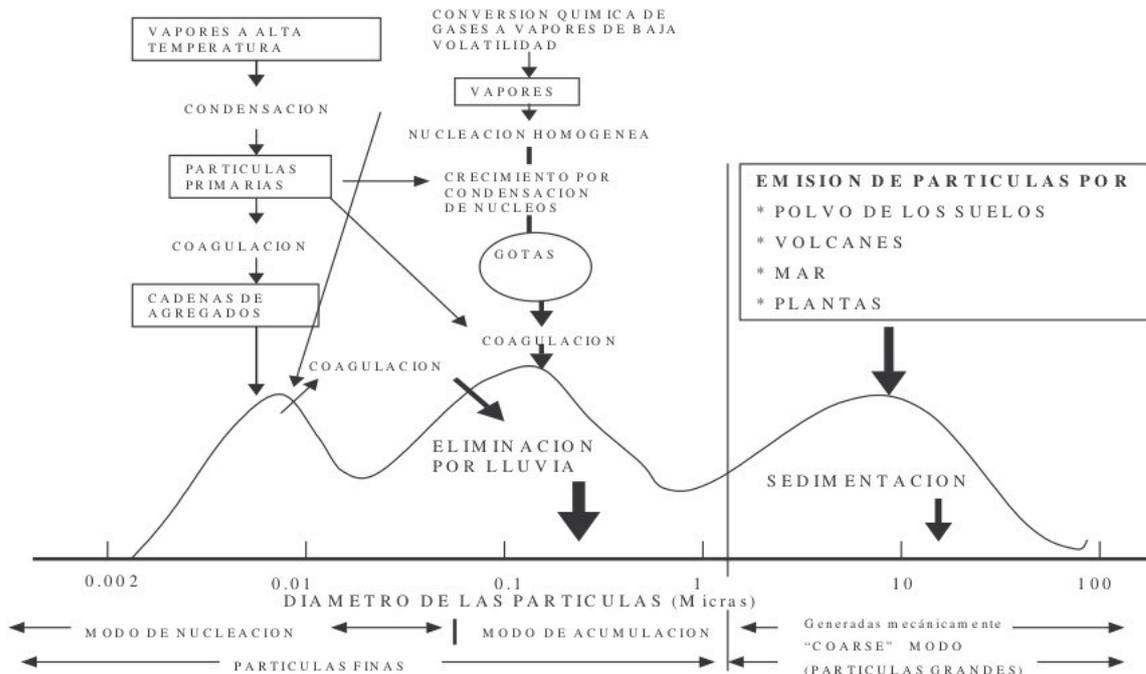


Figura 1.1: Forma típica de la función de distribución de tamaños del aerosol , con los tres modos y los mecanismos de formación y eliminación en la atmósfera.

El modo fino, en el que se encuentran las partículas finas, se puede dividir, en el modo ultrafino (formado por el de nucleación y el de Aitken), y el modo de acumulación (entre 0.1 y 1 a 2 μm).

Las partículas correspondientes a ambos modos (fino y grueso), son originadas, transportadas y eliminadas de distintas formas. Así, las partículas finas acaban precipitando en el suelo por causa fundamentalmente de la lluvia; mientras las partículas gruesas acaban en el suelo mediante la sedimentación provocada entre otros factores por la acción gravitatoria y del viento (ver Figura 1.1). Además, tanto su composición química como sus propiedades ópticas más importantes (AOD y AE) son diferentes.

La mayoría de los modelos para describir el aerosol atmosférico consideran la forma esférica de las partículas, esto se basa en que, a pesar de que su forma sea irregular, al ser un gran número de partículas, en promedio se pueden considerar aproximadamente esféricas. La variable r describe el radio de las partículas. La distribución de tamaños puede establecerse mediante la función $n(r)$, que viene dada por:

$$n(r) = \frac{dN(r)}{dr} \quad (1.1)$$

donde $N(r)$ representa el número de partículas por unidad de volumen en el intervalo $(0, r)$ y $n(r)dr$ es el número de partículas por unidad de volumen en el intervalo $(r, r + dr)$.

En relación con el aerosol, suele tomarse la coordenada logarítmica $\ln(r)$ y la distribución a considerar viene dada por:

$$n(\ln r) = \frac{dN(r)}{d \ln r} \quad (1.2)$$

La relación entre las dos definiciones anteriores es:

$$\frac{dN(r)}{d(\ln r)} = \frac{dN(r)}{dr} \cdot \frac{dr}{d(\ln r)} = \frac{dN(r)}{dr} \cdot r \quad (1.3)$$

Aunque la dimensión de $N(r)$ es L^{-3} , en términos de aerosol suele trabajarse con un parámetro llamado *altura patrón* o *altura de escala*, por lo que la dimensión en este caso es L^{-2} . Por otro lado, hay la costumbre de trabajar en estos casos en μm . Por tanto hablaremos de distribución de partículas en número y en columna en unidades de μm^{-2} (Prats, 2009).

Para el volumen de partículas en función de r , tendremos,

$$v(r) = \frac{4}{3}\pi r^3 n(r)$$

cuyas unidades son $\mu\text{m}^3 \mu\text{m}^{-1} \mu\text{m}^{-3}$ (en columna $\mu\text{m}^3 \mu\text{m}^{-1} \mu\text{m}^{-2}$)

Así pues, el volumen total de partículas por unidad de volumen en el intervalo (r_1, r_2) vendrá dado por:

$$V_{(r_1, r_2)} = \frac{4}{3}\pi \int_{r_1}^{r_2} r^3 n(r) dr \quad (1.4)$$

cuyas unidades son $\mu\text{m}^3 \mu\text{m}^{-3}$ (en columna $\mu\text{m}^3 \mu\text{m}^{-2}$).

Los datos de la red AERONET nos proporcionan $\frac{dV}{d \ln r}$, que es $\frac{dV_{(0, r)}}{dr} \cdot r$ puesto que se puede aplicar 1.3 de la misma forma a la función $V_{(0, r)}$. Con ello las unidades de $\frac{dV}{d \ln r}$ serán, en columna, $\mu\text{m}^3 \mu\text{m}^{-2}$.

Esfericidad (ϵ)

Cuando hablemos de esta propiedad, nos referiremos a la fracción de partículas esféricas que hay en el total de las partículas en toda la columna atmosférica.

Los primeros modelos de inversión consideraban las partículas esféricas, pero puesto que se sabe que la forma de las partículas de algunos tipos de aerosol es irregular (como por ejemplo el polvo desértico), ha sido necesario modificar los algoritmos de inversión, usando para las partículas el modelo de esferoides en lugar del modelo de esferas.

Concentración en volumen

La concentración total en volumen ($V_{(r_1, r_2)}$), medida en columna, en $\mu\text{m}^3 \mu\text{m}^{-2}$, se puede obtener a partir de la expresión

$$V_{(r_1, r_2)} = \int_{r_1}^{r_2} \frac{dV(r)}{d \ln r} d \ln r \quad (1.5)$$

Dentro de la concentración total en volumen (V_{CT}), que abarca el intervalo de radios de las partículas (0.05, 15) μm , distinguimos dos casos de los que hablamos anteriormente en este capítulo:

- El modo fino (V_{CF}) que comprende el intervalo de radios (0.05, 0.6) μm .
- El modo grueso (V_{CG}) que comprende el intervalo de radios (0.6, 15) μm .

Radio efectivo (r_{ef})

El radio efectivo de las partículas en μm en el intervalo (r_1, r_2), se define por la siguiente expresión:

$$r_{ef} = \frac{\int_{r_1}^{r_2} r(\pi r^2 n(r)) dr}{\int_{r_1}^{r_2} (\pi r^2 n(r)) dr} = \frac{\int_{r_1}^{r_2} r^3 n(r) dr}{\int_{r_1}^{r_2} r^2 n(r) dr} \quad (1.6)$$

donde $n(r)$ está dada por 1.1, y $\pi r^2 n(r) dr$ es el área total interceptada por unidad de volumen por las partículas cuyos radios están en el intervalo ($r, r + dr$), ya que al suponerlas esféricas cada una intercepta un área dada por πr^2 . Por tanto, en la definición de r_{ef} , $\pi r^2 n(r) dr$ hace de coeficiente de ponderación en el cálculo de una media para la variable r .

1.1.2 Propiedades radiativas y ópticas

Las propiedades radiativas y ópticas, son aquellas que están asociadas con la interacción del aerosol con la radiación solar. Como hemos dicho anteriormente las dos propiedades ópticas fundamentales para el estudio y la caracterización del aerosol son el espesor óptico de aerosol (AOD) y el parámetro alfa de Ångström (AE). Además de estos, a lo largo de este trabajo vamos a hacer uso de otros parámetros ópticos, mencionados anteriormente y calculados utilizando diferentes algoritmos de inversión. Todos ellos los definimos a continuación.

Espesor óptico de aerosol (AOD)

El AOD es un identificador de turbiedad, es decir, de la cantidad de aerosol que se encuentra en la columna atmosférica con base en la superficie terrestre. Compara a cada longitud de onda la radiación solar en la superficie de la tierra con la radiación solar extraterrestre. La radiación solar extraterrestre hasta llegar al nivel del suelo se ve atenuada por la presencia en la columna atmosférica de diferentes componentes como el ozono, oxígeno, vapor de agua, etc. Asimismo se produce atenuación debido a la dispersión de la radiación por las moléculas (*scattering* Rayleigh) y también a la dispersión de la radiación por el aerosol (*scattering* Mie), (Toledano, 2005).

Si consideramos una atmósfera plano-paralela con una sola capa, la atenuación se puede expresar mediante la ley de Beer-Bouguer-Lambert:

$$I = I_0 \cdot e^{-\tau m} \quad (1.7)$$

Donde I es la irradiancia medida a nivel del suelo, I_0 es la irradiancia extraterrestre, τ es el espesor óptico total de la columna atmosférica y m es la masa óptica.

La expresión anterior es cierta para cada longitud de onda. En la Figura 1.2, se muestran las irradiancias solares extraterrestre y a nivel del suelo para diferentes longitudes de onda, para una elevación solar de 44° sobre el horizonte.

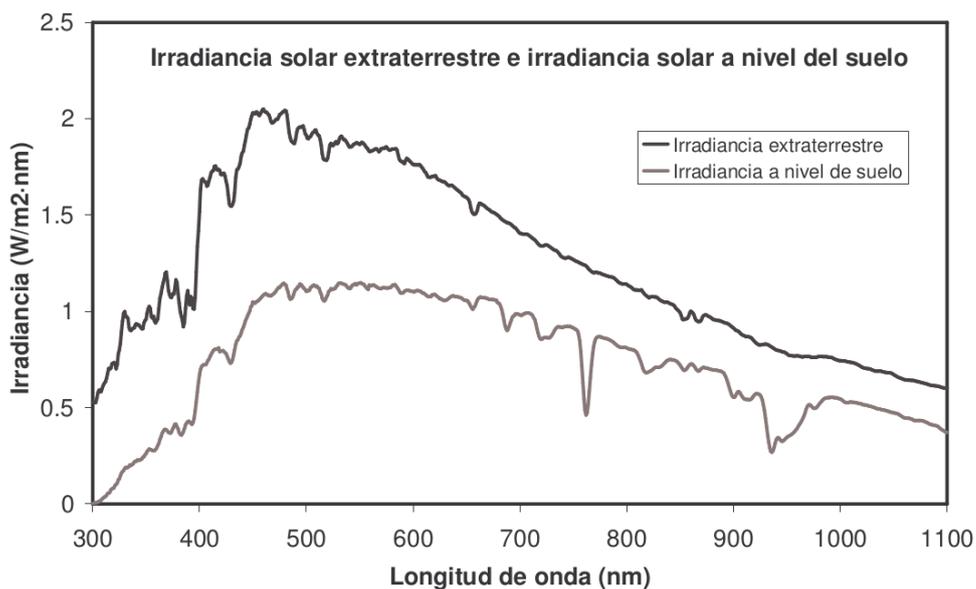


Figura 1.2: Irradiancia solar extraterrestre y al nivel del suelo. Dependencia espectral de ambas para una elevación solar de 44° sobre el horizonte.

En primera aproximación la masa óptica puede expresarse como

$$m = \sec \theta$$

siendo θ el ángulo cenital solar medido en radianes, que es el ángulo que forma la dirección del sol con la vertical. Esta aproximación deja de ser válida para $\theta > 60^\circ$ por diversos motivos, entre ellos, la curvatura de la Tierra, la refracción en el aire y al *scattering* múltiple. De ahí que se usen fórmulas más aproximadas como la de Kasten y Young (Toledano, 2005):

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

A partir de la ley de Beer-Bouguer-Lambert 1.7, mencionada anteriormente, podemos determinar el espesor óptico total de la columna atmosférica, que viene dado por:

$$\tau = -\frac{1}{m} \ln \left(\frac{I}{I_0} \right) \quad (1.8)$$

Para obtener, el espesor óptico de aerosol (τ_a), que antes hemos llamado AOD, hay que restar al espesor óptico total (τ), las contribuciones debidas al *scattering* Rayleigh (τ_R) y a la absorción por parte de los diferentes gases atmosféricos ya citados (τ_g)

$$\tau_a = \tau - \tau_R - \tau_g \quad (1.9)$$

El parámetro alfa de Ångström (AE)

El efecto del *scattering* de Mie (AOD ya mencionado), está relacionado con el tamaño de las partículas del aerosol y con la longitud de onda de la radiación incidente. En nuestro caso estos valores pueden ser del mismo orden, con lo que el efecto del *scattering* de Mie no se puede despreciar. La teoría de Mie se basa en las ecuaciones de Maxwell, describiendo la interacción de una onda plana con un dieléctrico esférico, que es como suponemos que son las partículas de aerosol. Las propiedades dispersantes por las partículas de la radiación electromagnética depende de su tamaño y de las partes real e imaginaria del índice de refracción de estas, de lo que hablaremos más adelante.

Por ello el análisis espectral del espesor óptico de aerosol es fundamental para su caracterización.

Para describir la dependencia del AOD con la longitud de onda, se utiliza un parámetro muy sencillo debido a Ångström, el cuál propuso la siguiente expresión que es válida para un cierto rango de longitudes de onda:

$$\tau_a = \beta \cdot \lambda^{-\alpha} \quad (1.10)$$

donde λ es la longitud de onda (en μm), α el parámetro o exponente de Ångström (relacionado con el tamaño del aerosol) y β es una constante que puede definirse, a la vista de la expresión, como el AOD correspondiente a la $\lambda = 1 \mu\text{m}$.

El valor del parámetro alfa para el aerosol varía teóricamente entre 0 y 2.5. Los valores bajos de este parámetro están asociados a las partículas de mayor tamaño, en las cuales la extinción (AOD) no tiene dependencia espectral. En cambio en las partículas de menor tamaño la dependencia espectral es fuerte.

Para el cálculo en la práctica del parámetro alfa, se utilizan datos de AOD a diferentes longitudes de onda.

Para un par de longitudes de onda, λ_1 y λ_2 , el parámetro α válido para $[\lambda_1, \lambda_2]$ que denotamos por $\alpha(\lambda_1/\lambda_2)$ lo calcularemos tomando logaritmos en la expresión 1.10 de Ångström para cada una de dichas longitudes de onda y las restaremos:

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

Albedo de *scattering* simple (SSA, ω) Esta propiedad es muy usual en la teoría de transferencia radiativa, y está relacionada con la absorción producida por el aerosol. Además tiene una gran dependencia con la longitud de onda de la radiación incidente. Su definición viene dada por:

$$\omega(\lambda) = \frac{\sigma_{sca}}{\sigma_{ext}} = 1 - \frac{\sigma_{abs}}{\sigma_{ext}} \quad (1.11)$$

Donde σ_{abs} es el coeficiente de absorción, que corresponde a la luz absorbida por el aerosol; σ_{sca} es el coeficiente de dispersión (*scattering*) correspondiente a la luz dispersada por el aerosol y σ_{ext} es el coeficiente de extinción, que viene dado por $\sigma_{ext} = \sigma_{abs} + \sigma_{sca}$. Estos tres coeficientes son adimensionales porque representan las fracciones correspondientes a cada tipo de luz (absorbida, dispersada, extinguida) referidas a la radiación total incidente. Igualmente $\omega(\lambda)$ dada por 1.11 será adimensional. Según esto $\omega(\lambda) \in [0, 1]$.

A partir de la definición de SSA dada por 1.11, vemos que $SSA = 0$ cuando el aerosol bajo estudio es totalmente absorbente, en cambio, si $SSA = 1$ no hay absorción por el aerosol.

Parámetro de asimetría (g) Este parámetro indica en qué sentido se dispersa más energía, y sus valores están comprendidos en el intervalo $(-1, 1)$. Existen tres casos:

1. Se dispersa más energía en el sentido del rayo incidente (hacia adelante), en cuyo caso $g > 0$.
2. Se dispersa la misma cantidad de energía hacia adelante que hacia atrás, en cuyo caso $g = 0$.
3. Se dispersa más energía en el sentido contrario del rayo incidente (hacia atrás), en cuyo caso $g < 0$.

Este parámetro depende del tamaño de las partículas y de la longitud de onda de la radiación incidente.

Este parámetro toma valores entre -1 y 1, siendo 1 si toda la dispersión se produce en el mismo sentido que la transmisión, y siendo -1 para el caso si toda la dispersión se produce en el sentido de la retrodispersión.

Índice de refracción (n_r) El índice de refracción en un medio no conductor viene dado por $n = c/v$, siendo c la velocidad de propagación de la luz en el vacío y v la velocidad de propagación de la luz en el medio, que depende de la longitud de onda de la radiación (λ). Para el caso de un medio conductor, se define el índice de refracción como $n = c/v + i(c\beta/\omega)$ donde c y v vienen definidas como para el medio no conductor, β es un coeficiente de extinción de la radiación, y $\omega = 2\pi f$, siendo la f la frecuencia de la radiación.

Debido al cambio en el índice de refracción al pasar de un medio físico a otro, la presencia del aerosol en la atmósfera produce un cambio de dirección de la radiación extraterrestre.

Este parámetro resulta muy útil para la caracterización de los tipos de aerosol que nos podemos encontrar en la atmósfera. Definiéndolo de la siguiente forma se contemplan los dos casos a los que hemos aludido en el párrafo anterior:

$$n_r = n(\lambda) + ik(\lambda) \quad (1.12)$$

- La parte real, $n(\lambda)$, está relacionada con la desviación que sufre la radiación incidente al atravesar las partículas del aerosol.
- La parte imaginaria, $k(\lambda)$, da cuenta de la absorción por el aerosol. Cuando $k(\lambda) = 0$ no hay absorción por el aerosol. En cambio, a medida que aumenta el valor de $k(\lambda)$ aumenta la absorción del aerosol.

Tanto la parte real como la imaginaria del coeficiente de refracción tienen una fuerte dependencia con la longitud de onda de la radiación incidente.

1.2 Tipos de aerosol

Vamos a realizar una breve descripción de los diferentes tipos de aerosol atmosférico según su composición y origen. Hay una extensa literatura que da un análisis detallado de cada uno de ellos (Toledano, 2005; Prats, 2009).

Para la caracterización del aerosol, se utilizan varios parámetros (microfísicos y ópticos). Los parámetros fundamentales para dicha caracterización son el AOD y AE, además de los parámetros definidos en la sección anterior y obtenidos a partir del algoritmo de inversión de la red AERONET (Duvobik and King, 2002). Debido a que cada tipo de aerosol posee una composición química y unas características físicas determinadas, se obtienen distintos valores para los parámetros mencionados.

A partir de estos parámetros, podemos dar una clasificación orientada desde el punto de vista climático, ya que dependiendo de las propiedades ópticas de cada tipo de aerosol encontrado en cada caso, este influirá de un modo determinado en el balance radiativo. A partir de dicho balance podremos clasificarlos en:

- Marítimo.
- Continental.
- Desértico.
- Urbano/Industrial.
- Ártico.
- Producido por combustión de biomasa.

Cada uno de estos tipos se suele describir por un valor o rango esperable de valores, tanto para los parámetros microfísicos como para los parámetros ópticos, en los diferentes modelos de aerosol en la atmósfera.

En la Figura 1.3 se muestra la dispersión entre AOD y alfa. Esta representación, es uno de los métodos más visuales para clasificar los tipos de aerosol según la región que ocupe nuestra medida en el figura.

En la Figura 1.3 mostramos el diagrama de dispersión AOD (550 nm) frente a AE (500-800 nm) con los tipos de aerosol dados por el modelo OPAC (Hess et al., 1998).

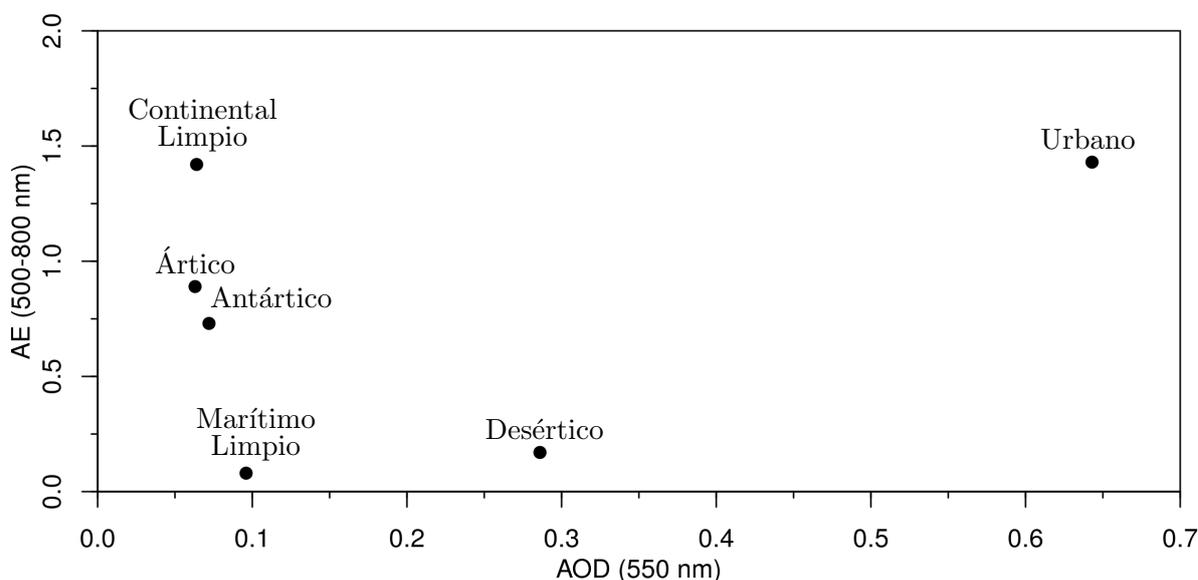


Figura 1.3: Diagrama de dispersión AOD (550nm) frente a AE (500-800 nm) con los tipos de aerosol dados por el modelo OPAC (Hess et al., 1998).

En nuestro caso, vamos a describir los diferentes tipos de aerosol utilizando sólo los parámetros AOD y AE.

Aerosol Marítimo

Gracias al estudio y posterior trabajo de Smirnov et al., (2002), podemos dar los valores típicos de AOD (500 nm) y AE para este tipo de aerosol. Este estudio tiene lugar en 5 estaciones remotas de la red AERONET, ubicadas en los océanos Atlántico y Pacífico. En general, el aerosol marítimo en estaciones marítimas remotas muestran un AOD bajo (menor que 0.12), como se ve en la Figura 1.3.

En el trabajo de Smirnov et al., (2002), hace una diferenciación entre los valores de AOD y AE, para las estaciones remotas ubicadas en el Pacífico y para las estaciones remotas ubicadas en el Atlántico. Para las estaciones remotas del Pacífico, encontró que el valor promedio de AOD era 0.07, y los valores de AE estaban en el intervalo [0.3, 0.7]. Como en el Atlántico la turbiedad es mayor, el valor promedio de AOD era de 0.13 con unos valores de AE menores que 1. Esta turbiedad en el Atlántico es debida a la presencia en estas estaciones de polvo desértico, aerosol antropogénico o de combustión de biomasa (Toledano, 2005), y esto origina que los valores de AOD y AE son un poco más altos en estas estaciones remotas del Atlántico que en las estaciones ubicadas en el Pacífico.

La variación estacional dada por AERONET para el aerosol marítimo, muestra discrepancias con los valores dados por el OPAC.

Aerosol continental

A partir de los trabajos de Toledano (2005) y Holben et al., (2001), vamos a caracterizar este

tipo de aerosol. En las dos estaciones estudiadas de carácter continental se puede encontrar aerosol rural o continental de fondo.

A partir de los diagramas de AOD-alfa correspondientes a estas estaciones mencionadas, se caracteriza el aerosol rural de fondo por tener valores de AOD menores que 0.1, y con valores de AE mayores a 1.3, en promedio.

El GOA-UVa hace un estudio en la estación ubicada en Palencia, en la que podemos observar una predominancia de aerosol continental. Los valores medidos de AE están por encima de 1 y el AOD es variable, debido principalmente a: contaminación local o regional, incendios forestales, calimas u otras causas. Es una estación en la que se suelen dar episodios de mezcla de distintas capas de aerosol.

Aerosol desértico

Este tipo de aerosol es uno de los más abundantes en la atmósfera y por ello cobra gran importancia sobre el clima atmosférico. Existen numerosas fuentes que emiten este tipo de aerosol, las principales son las regiones áridas y semiáridas de África, Asia y Oriente Medio. Este tipo de aerosol está compuesto por partículas minerales de diferentes tamaños, presentando grandes variaciones en sus propiedades ópticas y microfísicas.

La variación estacional dada por AERONET para las estaciones donde se encuentra el aerosol desértico, muestra generalmente episodios de alta turbiedad, esto se muestra en valores de AOD por encima de 1 y valores de AE muy bajos, todo esto es propio de la extinción de partículas gruesas. En las estaciones donde se encuentra este tipo de aerosol, se observa una correlación negativa entre AOD y AE (a valores altos de una de las dos variables le corresponden valores muy bajos de la otra, y viceversa) (Toledano, 2005).

La región que ocupa el aerosol desértico según el modelo OPAC mostrado en la Figura 1.3, es de AE bajo que corresponde con partículas gruesas y AOD alto correspondiente a mucha turbiedad; en cambio el valor de AOD para este tipo de aerosol no coincide con el valor dado por la variación estacional de AERONET.

Los grandes eventos de aerosol desértico son aquellos que están por encima de $AOD > 1.0$, pero también se dan eventos de aerosol desértico con valores de $AOD > 0.2$. El valor de $AOD > 0.2$ ya se considera una turbiedad alta. Hay eventos de aerosol desértico más débiles pero ya son más difíciles de detectar en la clasificación AOD-AE.

Aerosol urbano/industrial

Este tipo de aerosol lo identificamos con el aerosol de origen antropogénico. El impacto de este aerosol sobre cada región depende esencialmente de la meteorología de cada lugar, según favorezca esta su aumento, eliminación o transporte, así como del nivel de industrialización que haya en una ciudad.

Los trabajos de Holben et al., (2001), en los que se realizan los diagramas de AOD/AE, muestran para este tipo de aerosol valores altos tanto de AOD como de AE. Los valores de AOD y AE pueden cambiar en una región determinada a lo largo de las diferentes estaciones del año debido a la meteorología que haya en cada una de ellas.

Aerosol ártico

Durante los veranos de 2002, 2003 y 2005 el Grupo de Óptica Atmosférica ha realizado campañas para la medida del espesor óptico de aerosol en ALOMAR (*Arctic Lidar Observatory for Middle Atmosphere Research*, Andenes, Noruega, 69°N 16°E). La estación está situada en una isla frente a la costa atlántica noruega, unos 300 km por encima del círculo polar. Estas medidas permiten una primera aproximación a las propiedades ópticas del aerosol en esta región ártica durante el verano. Las medidas de AOD hablan de una atmósfera con una turbiedad muy baja en general, con valores del alfa altos. También se han producido en la zona de estudio, algunos episodios de turbiedad media debidos al transporte desde Europa o Rusia, fenómenos más frecuentes durante el invierno y sobre todo en primavera. A este último se le conoce como '*Arctic haze*' (Toledano, 2005).

Las medidas en la estación mencionada, se han realizado con el fotómetro Cimel durante los meses con luz solar. El aerosol ártico en dicha estación, presenta una ausencia de valores altos de AOD, ya que apenas hay medidas por encima de 0.2 y el promedio es de 0.10, en cambio el AE muestra valores altos, en promedio 1.60. Este tipo de aerosol, es el que muestra más discrepancias con lo establecido por el modelo OPAC, puede deberse a la gran extensión del ártico y las situaciones modeladas en el OPAC.

Aerosol producido por la combustión de biomasa

Los incendios forestales aportan enormes cantidades de aerosol a la atmósfera. La caracterización de este tipo de aerosol empieza con la determinación del tipo de combustible, así como de la edad del aerosol, y de la humedad de este. Debido a la combustión de la biomasa, se inyecta un gran número de partículas finas a la atmósfera, produciéndose con ello unos valores de AOD muy altos y variables (generalmente más altos de 0.2); con valores similares a los del polvo desértico. En cambio el valor de AE, para el aerosol producido por combustión de biomasa, es muy alto (generalmente por encima de 1), ello es debido a que la extinción de partículas finas tiene una fuerte dependencia espectral.

Este tipo de aerosol no aparece como tipo fundamental en el modelo OPAC, muchas veces se asocia con los tipos de continental contaminado y urbano.

1.3 Objetivos

El objetivo general de este trabajo fin de grado se basa en identificar y analizar los eventos de alta turbiedad que ocurren en el Ártico Europeo. Dicho objetivo general se subdivide en los siguientes objetivos específicos:

- Realizar un inventario con todos los eventos donde se ha registrado en la estación de Ny-Ålesund una alta carga de aerosol en el periodo 2017-2019.
- Una vez identificados los eventos, identificar las posibles fuentes que dan lugar a esos eventos.
- Analizar los datos de inversión, que incluyen las propiedades ópticas y microfísicas para todos los eventos de turbiedad detectados.

Capítulo 2

Instrumentación

En el capítulo 1 mencionamos que el aerosol podía ser medido y estudiado a partir de varios métodos. En nuestro caso el estudio se lleva a cabo mediante la toma de medidas a partir de una instrumentación que explicaremos a continuación, y a partir de esas medidas se llevará a cabo, en los siguientes capítulos, el análisis y posterior caracterización del aerosol.

Vamos a trabajar a lo largo de todo el proceso de caracterización con datos tomados de la red AERONET, que realiza mediciones en la superficie de la tierra, tomando una columna de la atmósfera con inclinación variable del ángulo cenital (θ) según la posición del sol. Estas medidas son tomadas con fotómetros Cimel.

Primero daremos una descripción de la red AERONET y de su funcionamiento, además daremos una descripción del fotómetro Cimel, tanto de sus características principales como de la toma y salida de los datos. Y por último haremos una descripción de nuestra estación de medida: Ny-Ålesund (Svalbard).

2.1 La red AERONET

El proyecto AERONET (*AErosol RObotic NETwork*) es una federación de redes de detección remota de aerosol en tierra, 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. Durante más de 25 años, el proyecto ha proporcionado una base de datos continua y de dominio público. Dicha base de datos es fácilmente accesible, y proporciona propiedades ópticas, microfísicas y radiativas de aerosol para la investigación y caracterización de aerosol, validación de recuperaciones satelitales y sinergia con otras bases de datos.

La red impone la estandarización de instrumentos, calibración, procesamiento y distribución. Actualmente el Grupo de Óptica Atmosférica de la Universidad de Valladolid es uno de los centros de calibración de fotómetros, encargándose de muchos de los que están localizados en Europa.

La base de datos de la red AERONET nos proporciona información sobre el espesor óptico de

aerosol (AOD), vapor de agua, y otros parámetros radiativos y microfísicos obtenidos mediante algoritmos de inversión, de los cuales vamos a hacer uso para la caracterización del tipo de aerosol encontrado en la región bajo estudio.

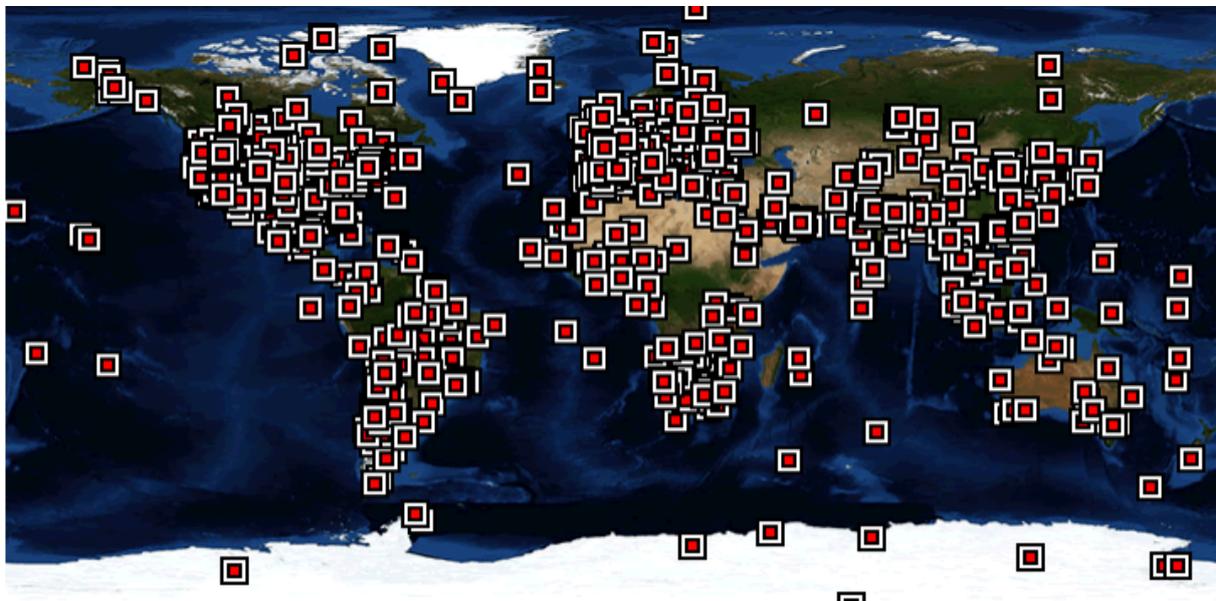


Figura 2.1: Ubicación de las estaciones de medida de la red AERONET (febrero 2020)

Los datos sobre el aerosol, son archivados, gestionados y distribuidos por el GSFC (*Goddard Space Flight Center*) de NASA y el LOA (Laboratorio de Óptica Atmosférica) de la Universidad de Lille.¹

Estos datos son clasificados en tres niveles de calidad. El nivel 1.0 está constituido por las medidas brutas. El nivel 1.5 es la serie de la que se han eliminado las medidas afectadas por nubosidad, mediante el uso de un algoritmo automático (Smirnov et al., 1998) desarrollado por la red y denominado *cloud-screening*. Y por último el nivel 2.0 que son los datos definitivos, a partir de los cuales hemos hecho el estudio del AOD en nuestra estación. Estos datos se obtienen una vez que se ha realizado una segunda calibración al instrumento al final del periodo en que haya estado en estación.

2.2 El fotómetro Cimel

El fotómetro Cimel-318 (*Cimel Electronique-318*), fabricado en Francia por la firma Cimel, es el instrumento estándar utilizado por la red AERONET. Su diseño es idóneo para estar integrado en una red, debido a varios factores. Entre estos factores cabe citar que es un instrumento automático, que va a realizar medidas tanto en cielo nublado como en cielo despejado, característica fundamental para realizar observaciones rutinarias; además es autónomo, ya que dispone de una placa solar con la que se alimenta su batería y está equipado para poder soportar condiciones atmosféricas diversas, ya que está situado a la intemperie para poder realizar las medidas. Y, por último, es un instrumento que opera con un protocolo que permite que los datos que no se necesitan puedan ser separados

¹Estos datos están disponibles a través de la página web <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>.

de los datos útiles, como por ejemplo extraer las medidas que no están afectadas por nubosidad (Toledano, 2005).

La secuencia de medidas de todas las estaciones es idéntica, y los datos producidos se transmiten vía satélite hasta el *Wallops Receiving Center* en el caso del satélite GOES, y a Darmstadt (Alemania) en el caso del satélite MeteoSat. Las transmisiones de satélite para cada estación se pueden seguir en tiempo real en la página web de AERONET, así como el aviso de diferentes problemas que esté detectando nuestro fotómetro Cimel-318.

2.2.1 Características

Dentro de la cabeza sensora del Cimel, la cuál está convenientemente sellada y resacada para prevenir daños en los componentes, se encuentran dos detectores de silicio, o uno de silicio y el otro de InGaAs, dependiendo del modelo. Se realizan medidas directamente al Sol (irradiancia solar) y también medidas de la radiancia del cielo en distintas direcciones. Dentro de la cabeza sensora, también encontramos un sensor de temperatura, el cual permite medir la temperatura para una posterior corrección en el filtro de 1020 y 1600 nm. Por último, dentro de esta cabeza, encontramos 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*, campos de iluminación media) de 1.2° 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).

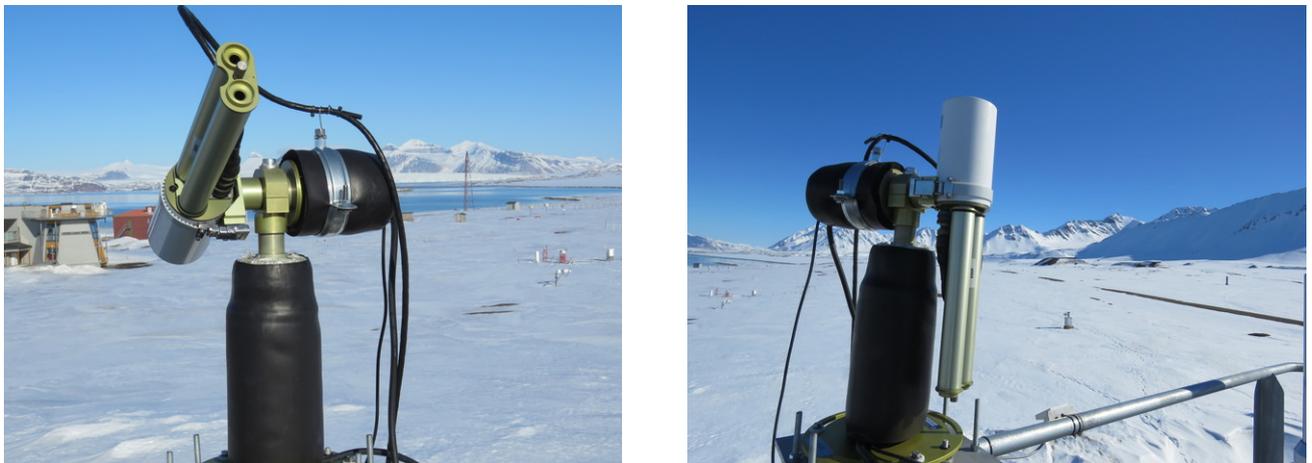


Figura 2.2: Fotografías del fotómetro Cimel-318 instalado en la estación de Ny-Ålesund.

El robot seguidor, tiene un tamaño de 40 cm y su peso es de 15 kg. En él está montada la cabeza con los tubos limitadores; tiene dos motores de transmisión directa que dirigen la cabeza del sensor en los ángulos acimut y cenital con una exactitud de 0.05° . Un microprocesador se encarga de calcular 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° , después de lo cuál un detector de cuatro cuadrantes apunta al sol con una precisión de 0.1° , justo 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. 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 (Figura 2.2).

Con el paso del tiempo, la casa Cimel ha ido mejorando las versiones de sus fotómetros. Empezaron siendo analógicos hasta terminar en la actualidad siendo digitales. Actualmente se están añadiendo a la red, fotómetros que son capaces de medir la irradiancia que refleja la luna.

2.2.2 Toma de medidas

El fotómetro puede realizar observaciones desde los 340 nm hasta los 1640 nm. La medida básica **directa al sol**, se compone de tres observaciones espectrales (**tripleto**) tomadas con un intervalo entre ellas de 30 segundos. El motivo para tomar las medidas basándose en tripletes es que la variación temporal de las nubes es típicamente mayor que la del aerosol y se manifestaría en una variación observable entre las tres medidas del tripleto, lo que sirve para eliminar las medidas afectadas por nubosidad.

Los datos recogidos para este trabajo se dan para una masa óptica por debajo de 7. Tradicionalmente se recogían más medidas por debajo de una masa óptica $m=2$, pero este hecho ha cambiado con los modelos más modernos, permitiendo la toma de datos cada 5 minutos. Este hecho es de vital importancia en zonas polares, donde durante el verano boreal se llegan a tener 24 horas de luz solar.

Las secuencias de medidas básicas del **cielo** son el almucántar y el plano principal (Figura 2.3). Se llama almucántar 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° 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° por debajo del sol hasta los 150° . Esto se repite también para cada uno de los filtros de aerosol, mencionados anteriormente.

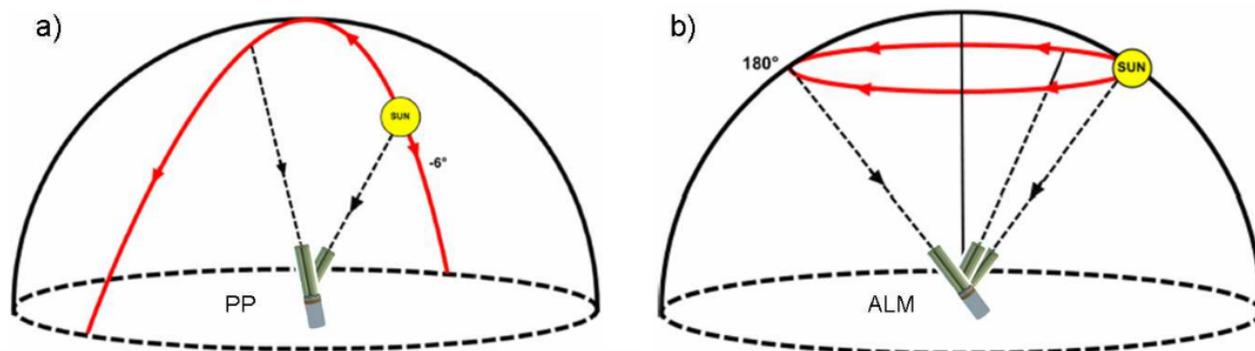


Figura 2.3: Toma de medidas de (a) plano principal (PP) y (b) almucántar (ALM) (Guirado, 2014).

2.2.3 Salida de datos

Los datos se almacenan en primer lugar en la memoria del fotómetro. Desde la memoria del fotómetro pasan a un transmisor, el cual envía los datos vía satélite a la estación receptora terrestre apropiada. También pueden ser enviados vía internet mediante la utilización del software ASTP-Win proporcionado por la casa Cimel. Además de los datos sobre el aerosol, también son enviados otros datos de interés, como por ejemplo los problemas que pueda estar sufriendo el fotómetro y que obstaculicen su buen funcionamiento (fallos en la cabeza, en el robot, en las baterías, temperatura, humedad, etc).

Tanto en la página web de AERONET como en la página gestionada por el GOA (www.caelis.uva.es) se pueden consultar los informes de las transmisiones en tiempo quasi-real, tanto de los datos generados, como de las alarmas de posibles fallos en los aparatos.

2.3 Estación de medida, Ny-Ålesund

La estación principal de media utilizada en este trabajo se sitúa en Ny-Ålesund (78.923° N, 11.923° E), situada en el archipiélago de las islas Svalbard (pertenecientes a Noruega), concretamente en la isla Spitsbergen.

A finales de mayo de 2017, el Grupo de Óptica Atmosférica (GOA) de la Universidad de Valladolid, inició su actividad en el Ártico Europeo. Esta iniciativa fue realizada con la colaboración del AWI (*Alfred-Wegener Institut*), que posee una amplia estación de medidas meteorológicas en la localidad habitada más septentrional del hemisferio Norte, Ny-Ålesund.

Esta colaboración ha hecho posible la instalación por parte del GOA del primer fotómetro solar y lunar que realiza medidas tanto de las propiedades microfísicas como de las propiedades ópticas del aerosol atmosférico en el polo Norte, dentro todo ello de la red mundial AERONET. La nueva tecnología instalada en dicha estación, permite observar propiedades del aerosol atmosférico, realizando medidas tanto con la luz del Sol como con la luz reflejada por la Luna durante el largo periodo de noche polar.

Desde la instalación del fotómetro en la estación de Ny-Ålesund, se comenzó a recoger una base de datos estable y continua. Todo esto nos ayuda a estudiar entre otras cosas el cambio climático, en un lugar propicio para ello como es el Ártico.

La base de Ny-Ålesund posee una gran densidad de instrumentos de observación del clima, que pertenecen a diversos organismos internacionales. Estos instrumentos nos permiten una elaboración de material científico de alta calidad y fiabilidad.

Las condiciones climáticas que se dan en nuestra estación de medida se muestran en las siguientes gráficas que han sido extraídas del trabajo de Maturilli et al., (2013). Aunque el estudio que se realiza en este trabajo comprende el intervalo de años [1993, 2011], que no incluye el periodo en el cual hemos realizado nuestro estudio, nos ayuda a hacernos una idea de valores de temperatura, humedad y presión que encontramos en Ny-Ålesund. En las Figura 2.4 aparecen los valores de temperatura en el intervalo de tiempo en el que se realiza el trabajo antes citado.

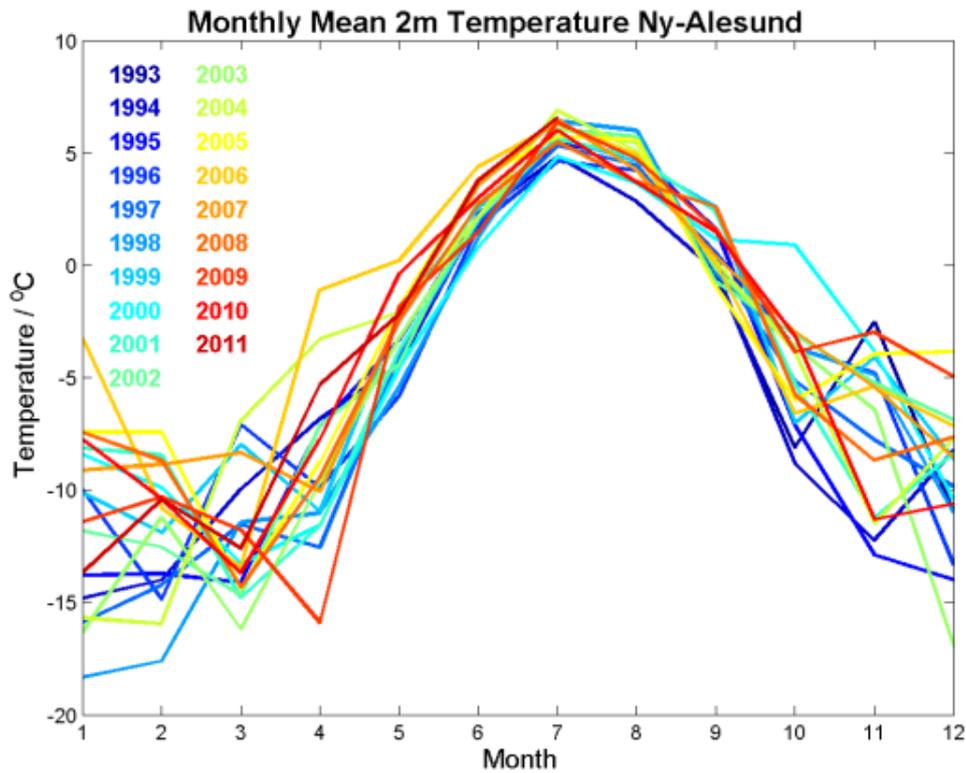


Figura 2.4: Temperatura media mensual del aire en la superficie, codificada por colores (cada color un año) para el intervalo de años comprendido entre 1993 y 2011 (Maturilli et al., 2013).

Tabla 2.1: Climatología de Ny-Ålesund en la que se muestran los valores medios por meses, medidos en superficie, de la temperatura del aire, la humedad relativa y la presión en el periodo [1993, 2011] (Maturilli et al., 2013).

Month	T [°C]	H ₂ O Mixing Ratio [g kg ⁻¹]	Pressure [hPa]
January	-11.3	1.4	1001.9
February	-11.7	1.2	1005.8
March	-12.0	1.2	1007.0
April	-8.9	1.6	1011.8
May	-3.0	2.3	1015.5
June	2.5	3.6	1011.8
July	5.8	4.7	1010.5
August	4.7	4.5	1011.0
September	0.6	3.3	1006.9
October	-4.8	2.1	1007.7
November	-7.0	1.9	1004.8
December	-9.4	1.5	1003.1

En la Tabla 2.1 vemos como la temperatura oscila entre -12.0 °C (en el mes de marzo) y 5.8 °C

(en el mes de julio). Variando entre dichos valores el resto de meses.

En la Tabla 2.1 se muestran también los valores de humedad relativa que oscilan entre 1.2 g kg^{-1} (en los meses de febrero, marzo) y 4.7 g kg^{-1} (en el mes de julio), y también aparecen los datos de la presión en la estación que oscilan entre 1001.9 hPa (en el mes de enero) y 1015.5 hPa (en el mes de mayo).

Las condiciones que se deben dar a la hora de tomar las medidas, son entre otras: la buena calibración del fotómetro (asegurada después de un año en funcionamiento en la estación), la ausencia de precipitación-nubosidad ya que dificultan o bloquean la radiación solar, horas del día en las que haya luz disponible, etc. Debido a estas condiciones, se puede dar el caso en que haya días en los que no dispongamos de un registro de datos, la toma de medidas sea muy pequeña o que haya un gran muestreo de datos.

Capítulo 3

Metodología para la identificación de eventos

A lo largo de este capítulo vamos a especificar la metodología llevada a cabo para la identificación de los eventos. Describiremos la herramienta utilizada tanto para la obtención de los resultados gráficos a partir de los datos tomados de la red AERONET, como de otros métodos que hemos usado para dicha caracterización.

En este contexto cabe hablar de, a) el lenguaje R que ha permitido la lectura de los datos proporcionados por la red AERONET, b) HYSPLIT que ha permitido hacer un estudio de las masas de aire a diferentes alturas, c) Worldview que ha permitido visualizar imágenes dadas por satélites, d) NAAPS que ha permitido observar las concentraciones de diferentes contaminantes los cuales forman el aerosol.

3.1 Recursos Utilizados

3.1.1 El lenguaje R: Herramienta utilizada en el tratamiento de los datos

El lenguaje R es un *software* de programación de grandes posibilidades en el tratamiento de datos.

Es un lenguaje de programación interpretado, lo cual significa que, a diferencia de C o C++, no necesita compilarse para crear un programa ejecutable. Su forma de ejecución es (más o menos) línea a línea, que es descodificada y ejecutada. Por eso, aunque haya errores sintácticos, se ejecuta hasta el primer error detectado; cosa que no ocurre para un lenguaje compilado, el cual no puede ejecutarse hasta que no esté libre de errores sintácticos.

Por contra, su velocidad no es comparable a la de los lenguajes compilados. Sin embargo, a diferencia de C o C++, en R la parte gráfica está integrada en el propio lenguaje estándar. Además es de aprendizaje mucho más sencillo, pues no requiere la declaración de objetos, facilitando en gran medida el trabajo con vectores y matrices, así como con tablas de datos (conjuntos bidimensionales formados por números y cadenas de caracteres). Como cualquier lenguaje de alto nivel posee estructuras de control (*if-else*) y construcción de bucles (*for*, *while* y *repeat*)

R además es de distribución libre, bajo licencia GNU¹, y puede usarse en diferentes plataformas como Linux, Windows y MacOS.

Por último, diremos que su capacidad gráfica es muy sofisticada, que cuenta con una muy buena ayuda (similar al *man* de UNIX o Linux) y que se puede ejecutar interactivamente.

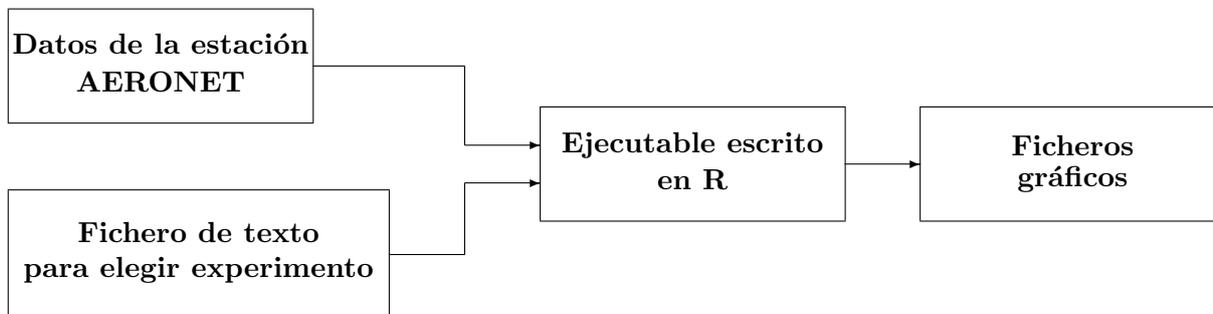


Figura 3.1: Diagrama de bloques ilustrativo del funcionamiento del ejecutable escrito en R

La Figura 3.1 representa en forma de diagrama de bloques la manera de proceder. El ejecutable escrito en lenguaje R recibe información de entrada de un fichero de datos descargado de la red AERONET y de un fichero de texto construido para poder realizar diferentes experimentos, en cada uno de los cuales (ocupando una línea de dicho fichero de texto) se anota:

1. Número de experimento.
2. Nombre del fichero de datos de AERONET.
3. Fecha y hora de inicio del experimento.
4. Fecha y hora de final del experimento.

Asimismo, en la ejecución del ejecutable en R, se toman del teclado principalmente; el número de experimento y el nombre del fichero de experimentos al que antes se ha aludido.

En la ejecución se crean en un directorio elegido adecuadamente los ficheros gráficos correspondientes a cada situación.

3.1.2 Modelo Hysplit

El modelo elegido para el cálculo de las retrotrayectorias es el modelo Hyspli (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trayectoria), que es el Modelo Híbrido Lagrangiano de Trayectoria Integrada de Partícula Única. Fue desarrollado por NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), es un servicio del Laboratorio de Recursos Atmosféricos (Air Resources Laboratory ARL), (Stein et al., 2015).

¹Es decir con R se tiene la libertad de: 1) ejecutarlo para cualquier propósito, 2) estudiar como trabaja el programa y adaptarlo a nuestras necesidades, pues se tiene acceso al código fuente, 3) redistribuir las copias, y 4) mejorar el programa y liberar sus mejoras al público en general.

Es un modelo de tipo lagrangiano, lo que supone una representación más realista del transporte en la capa límite planetaria, que es donde existe la turbulencia. El origen de este modelo, se debió a la necesidad de predecir la dispersión de contaminantes, especialmente para los casos de emergencia, como el accidente nuclear de Chernobil, o las plumas de erupciones volcánicas, incendios, etc (Toledano, 2005).

Es un modelo informático utilizado habitualmente para el estudio de trayectorias (hacia delante en el tiempo) y retrotrayectorias (hacia atrás en el tiempo) de las masas de aire a diferentes alturas, y la deposición o dispersión de contaminantes atmosféricos. Por ello es un modelo muy útil para la interpretación de eventos que afectan a la calidad del aire, que es lo que vamos a llevar a cabo en este trabajo. El estudio de las retrotrayectorias, nos permite determinar el origen y las fuentes de los contaminantes que encontramos en nuestro lugar de estudio. Por otro lado, el estudio de las trayectorias, nos permite ver como se va a producir la dispersión de esos contaminantes, desde el lugar de estudio hacia donde se muevan las masas de aire.

La elección fundamental a realizar cuando se quiere calcular retrotrayectorias con el modelo HYSPLIT es el tipo de movimiento vertical. El viento se mide en dirección e intensidad, solamente en sus componentes horizontales. La velocidad de dicho viento horizontal es del orden de m/s. La componente vertical del viento, que no se mide, debe ser modelada; dicha componente del viento es del orden de cm/s. El movimiento vertical antes mencionado, se calcula bajo la hipótesis de masa de aire a presión constante (trayectorias isobáricas) o bien movimiento de la columna de aire con características adiabáticas (isoentrópicas).

Estructura del model HYSPLIT

Su estructura se basa en una biblioteca modular con los principales programas para cada aplicación principal: trayectorias y concentraciones en el aire. En nuestro caso se ha utilizado el modelo de trayectorias.

Los datos meteorológicos que se utilizan de entrada para obtener un cálculo preciso de las trayectorias están habitualmente organizados en cuadrículas de latitud y longitud y son necesarios en intervalos de tiempo regulares. Los datos de entrada son interpolados a una subcuadrícula interna centrada para reducir los requisitos de memoria y aumentar la velocidad de cálculo. Los cálculos se pueden realizar de forma secuencial o simultáneamente en varias redes meteorológicas.

El modelo permite calcular las retrotrayectorias a distintos niveles. En nuestro estudio las hemos calculado a 500, 1500 y 3000 metros sobre el nivel del mar, que corresponde con 950, 850 y 700 hPa aproximadamente. Aunque el aerosol se halle mayoritariamente por debajo de los 1000 metros de altitud, algunos tipos de aerosol, como por ejemplo el producido por la combustión de biomasa (nuestro caso de estudio), es transportado a mayores alturas, por ello hemos hecho también la elección del análisis a alturas de 1500 y 3000 metros.

Por último, el modelo nos proporciona un fichero .gif o .pdf en el cual observamos la trayectoria de las masas de aire a las 3 altitudes seleccionadas y en el periodo de tiempo elegido.

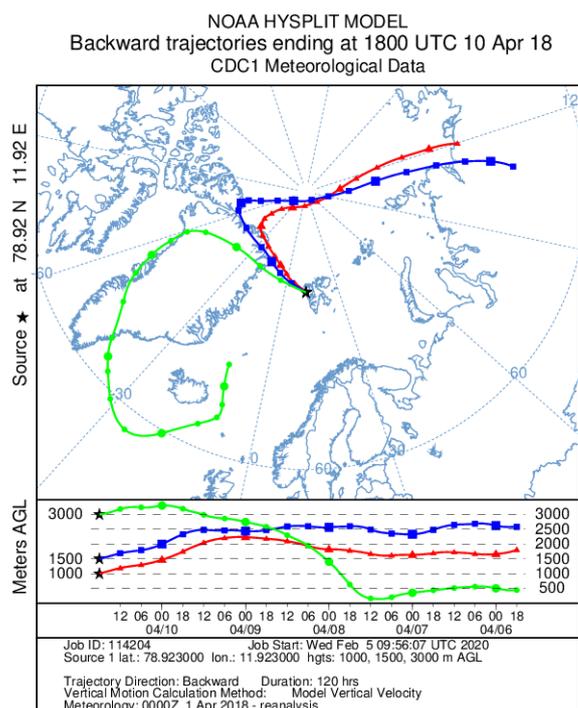


Figura 3.2: Ejemplo de retrotrayectoria calculada para las 18:00 UTC del día 10/04/2018 con el modelo HYSPLIT.

3.1.3 Worldview (imágenes por satélite)

Para la determinación del origen de la emisión de aerosol en la zona de estudio, vamos a utilizar una herramienta que nos permite visualizar las imágenes proporcionadas por diferentes satélites, para así averiguar qué está ocurriendo en las zonas de origen de las masas de aire estudiadas anteriormente con el modelo HYSPLIT.

Para visualizar estas imágenes recogidas con los diferentes satélites, vamos a utilizar la herramienta Worldview de EOSDIS (*Earth Observing System Data and Information System*)² proporcionada por la NASA.

Es una portal de internet de acceso público, que nos permite navegar de forma interactiva por más de 900 capas de imágenes satelitales globales de resolución variable de entre 30 m y 10 km por píxel y con posibilidad de descarga de imágenes atmosféricas en formato .jpeg o .png. Las imágenes tomadas por los satélites pueden ser observadas en dicha página web, a partir de 3 horas después de la recepción por los satélites. Muestran la Tierra cómo se ve en el momento elegido.

Worldview además de lo ya mencionado, admite áreas de aplicación de tiempo crítico, como la gestión de incendios forestales, mediciones de la calidad del aire y monitoreo de inundaciones. Además se pueden ver los peligros y eventos naturales en el momento actual en el apartado “eventos”, que revela una lista de eventos naturales, incluidos incendios forestales, tormentas tropicales y erupciones volcánicas.

La imagen producida por Worldview también da información sobre la nubosidad presente en

²<https://worldview.earthdata.nasa.gov/>

los días del evento. Además esta nubosidad está reflejada en las medidas del AOD, como hemos explicado anteriormente. Si comparamos las medidas del nivel 1.0 (medidas brutas) con las medidas del nivel 2.0 (de máxima calidad, con *cloud-screening*), observamos grandes diferencias en ellas en los días que tenemos nubosidad.

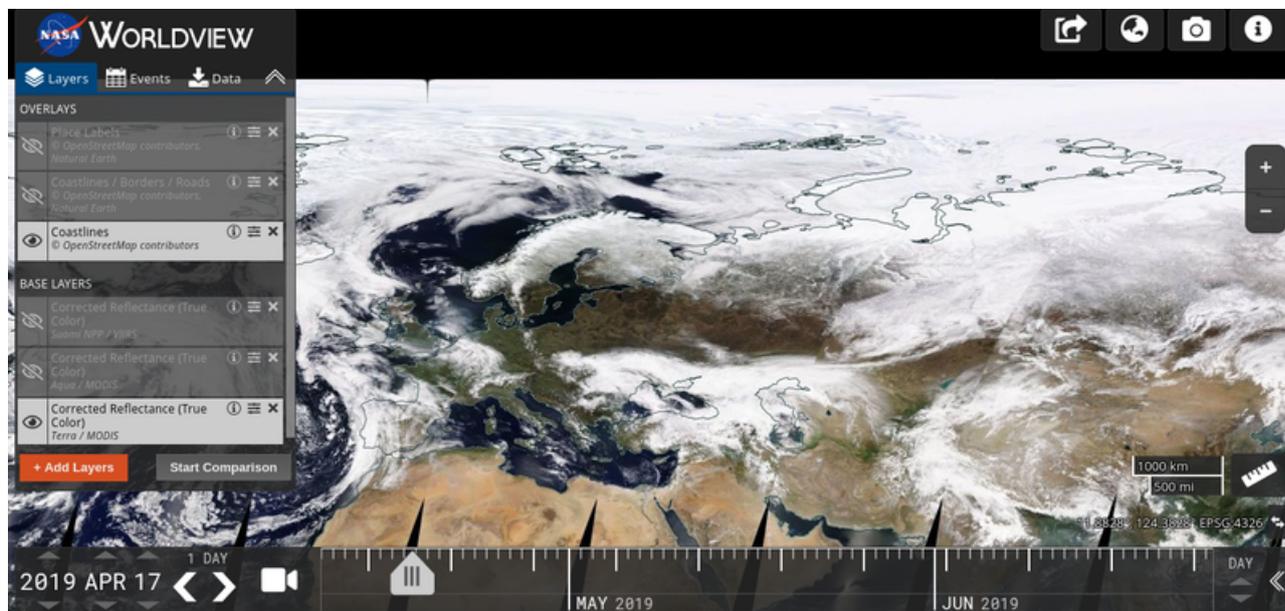


Figura 3.3: Vista de la aplicación online Worldview el día 17/04/2019.

3.1.4 NAAPS

El NRL (*Naval Research Laboratory*) in Monterey, C.A., ha desarrollado un sistema para la predicción de las partículas troposféricas del aerosol, NAAPS (*Navy Aerosol Analysis and Prediction System*)³. El modelo NAAPS es una modificación del desarrollado por Christensen (1997).

Los datos usados por el NAAPS corresponden a los datos meteorológicos globales de los análisis y predicciones de la NOGAPS (*Navy Operational Global Atmospheric Prediction System*) en una rejilla de (1x1) grado, en intervalos de 6 horas y con ((24 niveles verticales alcanzando los 100 mb)).

Tras ir a la página de NAAPS, arriba mencionada, se hacen las selecciones siguientes:

NAAPS Archive → Region Arctic → Año y Mes → Día y Hora.

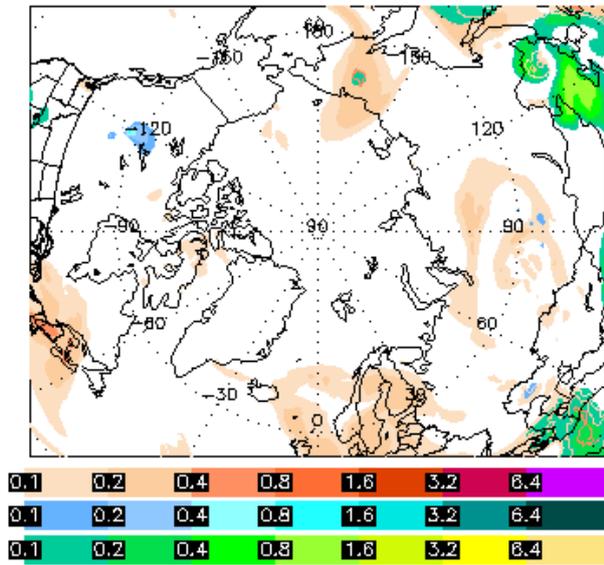
Este modelo nos proporciona, entre otras cosas, 4 imágenes (ver Figura 3.4) con las cuales vamos a realizar nuestro estudio. Estas corresponden con:

- Espesor óptico total de aerosol (AOD).
- Concentración de sulfatos en superficie ($\mu\text{g}/\text{m}^3$).
- Concentración de polvo en superficie ($\mu\text{g}/\text{m}^3$).

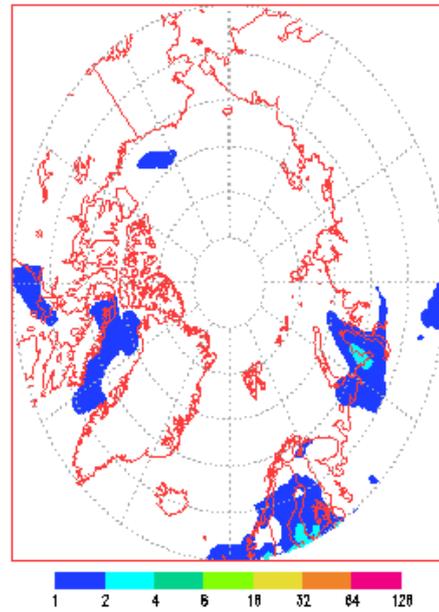
³<http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol>

- Concentración de humo en superficie ($\mu\text{g}/\text{m}^3$).

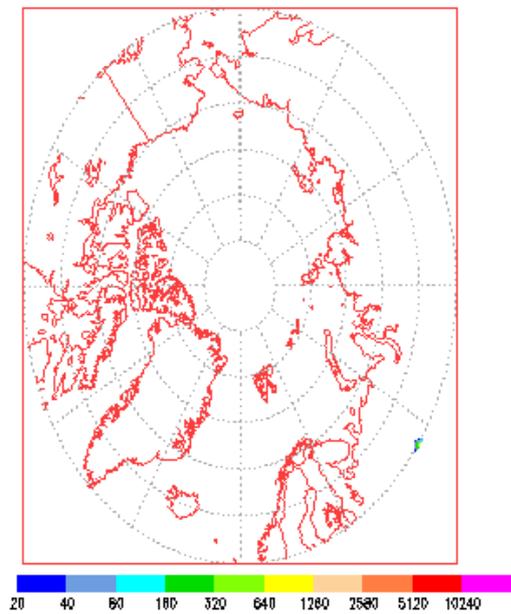
NAAPS Total Optical Depth for 12:00Z 20 May 2019
 Sulfate: Orange/Red, Dust: Green/Yellow, Smoke: Blue



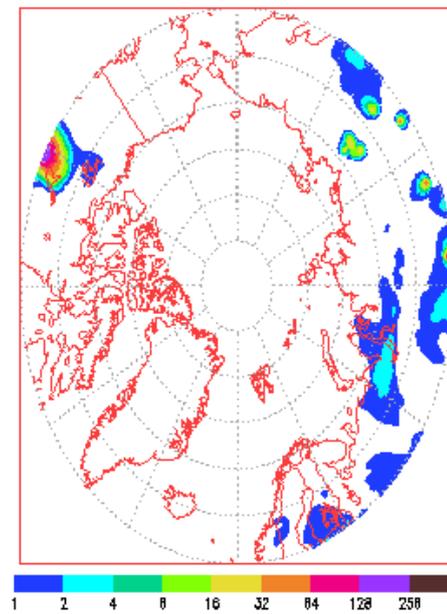
Sulfate Surface Concentration ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) for 2019052012



Dust Surface Concentration ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) for 2019052012



Smoke Surface Concentration ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) for 2019052012



'Made Tue May 21 04:57:01 UTC 2019 NRL/Monterey Aerosol Modeling'

Figura 3.4: Ejemplo de predicción de partículas troposféricas del aerosol dado por NAAPS para el día 20/05/2019 a las 12:00 h.

3.2 Metodología a seguir para la caracterización de un evento

En este apartado pretendemos realizar una descripción acerca de la metodología empleada para la identificación de lo que vamos a denominar eventos de aerosol registrados en la estación de Ny-Ålesund.

El primer paso será descargar los datos de la red AERONET de la estación bajo estudio. Los datos que hemos descargado son los del nivel 2.0, del cual hemos hablado anteriormente. Una vez que tenemos el fichero de datos, y tras haber elaborado un ejecutable en R que lea estos datos y represente en cada caso la(s) gráfica(s), poder ver en ellas en qué casos el AOD es mayor que 0.10. Cuando el AOD supere este límite, ese día se considerará que hay un evento de alta turbiedad en el Ártico.

Para poder realizar un estudio del comportamiento del aerosol los días en los que hemos encontrado eventos ($AOD > 0.10$), estudiaremos las retrotrayectorias de las masas de aire que llegan a la estación. Estas masas principalmente provienen de Rusia o Canadá. Para el estudio de estas masas de aire hemos utilizado el modelo HYSPLIT.

Como hemos explicado brevemente en la definición y estructura de dicho modelo HYSPLIT, para la obtención de las retrotrayectorias de las masas de aire hemos tenido que introducir los siguientes parámetros:

1. Latitud y longitud de la estación de Ny-Ålesund.
2. Fecha final, donde se terminaban de calcular dichas masas.
3. “Tiempo de vuelo” (tiempo transcurrido desde que se inició la trayectoria de la masas hasta la fecha final introducida) de estas.
4. Alturas a las que queremos observar dichas masas.

El software del modelo HYSPLIT, una vez introducidos todos los parámetros mencionados, nos devuelve una imagen que muestra el movimiento de las masas de aire durante su tiempo de vuelo, que puede ser guardada en un archivo .gif o .pdf. De esta manera podemos observar durante el tiempo de vuelo, de donde proceden las masas de aire en cuestión.

Una vez determinados los días con $AOD > 0.10$ y estudiadas las retrotrayectorias de las masas de aire de esos días, podemos observar el origen y la trayectoria de esas masas, para con ello a través de los siguientes modelos (Worldview y NAAPS) determinar qué ocurría en esa zona.

En cada caso nos centraremos en determinar qué ocurre en las zonas de donde provienen y por donde cruzan las masas de aire, anteriormente analizadas con HYSPLIT. A través del modelo Worldview se ve la imagen proporcionada por MODIS⁴ de todo el globo terráqueo. Con las opciones que nos brinda este modelo, podemos seleccionar entre otras, los fuegos y anomalías térmicas tanto durante el día como durante la noche, lo mismo en la superficie de la tierra como en la superficie del mar.

⁴El producto MODIS Fire and Thermal Anomalies está disponible en los satélites Terra (MOD14) y Aqua (MYD14), así como en un producto satelital combinado Terra y Aqua (MCD14), que es el que vamos a seleccionar para nuestro estudio. La resolución del sensor es de 1 km y la resolución temporal es diaria. Las anomalías térmicas se representan como puntos rojos (centro aproximado de un píxel de 1 km) en Worldview / GIBS.

A través del modelo NAAPS podemos seleccionar para observar la zona Ártica, objeto de nuestro estudio. Tras la selección del año, mes, día y de las siguientes horas por día; 00:00, 06:00, 12:00, 18:00 horas, obtenemos 4 imágenes para cada una de dichas horas. En estas imágenes podemos observar en dicha zona Ártica:

1. AOD.
2. Concentración de sulfatos en la superficie.
3. Concentración de polvo en la superficie.
4. Concentración de humo en la superficie.

Lo siguiente será el estudio de las propiedades ópticas y microfísicas. Para ello se usan los datos de inversión de AERONET, que luego mediante uno o varios programas ejecutables de R permita(n) obtener gráficamente las propiedades ópticas y microfísicas. Obtendremos así, ficheros gráficos con las representaciones de albedo de *scattering* (SSA), parte real del índice de refracción ($n(\lambda)$), parte imaginaria del índice de refracción ($k(\lambda)$), factor de asimetría (g) y concentración de partículas en volumen. Las 4 primeras propiedades ópticas mencionadas se representan en función de la longitud de onda (λ), y la última en función del radio de las partículas de aerosol.

Con todos estos recursos utilizados, podemos en algunos casos determinar, la naturaleza del evento bajo observación, y clasificar ante que tipo de aerosol nos encontramos.

Capítulo 4

Ejemplo de metodología de detección de eventos de aerosol

Como ejemplo de la metodología explicada en el capítulo anterior, el caso de estudio que vamos a analizar será un evento que se detectó en nuestra estación en agosto de 2017. Siguiendo los pasos mencionados en el capítulo anterior, y haciendo uso de las diferentes herramientas vamos a poder seguir con facilidad el transcurso de este evento, visualizando desde las trayectorias de las masas de aire, pasando por la visualización de los focos de calor (mediante Worldview) en las zonas de donde provienen las masas de aire y terminando por ver la contaminación que había tanto en el lugar de donde provienen las masas de aire como en Ny-Ålesund (mediante NAAPS).

4.1 Metodología para el evento detectado en agosto de 2017

Como mencionamos en el capítulo anterior lo primero será hacer uso de los datos proporcionados por la red AERONET, descargando estos desde la página web. Los datos que descargamos son los del nivel 2.0, y vamos a centrarnos principalmente en los valores de AOD (440 nm) y AE (440-870 nm) que están en el fichero.

Lo primero que haremos, haciendo uso del lenguaje R, es una gráfica que muestra el AOD medido a diferentes longitudes de onda durante agosto de 2017 (Figura 4.1). A la vista de esta figura observamos los días en los que registramos mayor AOD.

Los días en los que se registra mayor AOD, son los días 20, 21, 22 y 23 de agosto. Este evento se registró en todo el archipiélago (Zielinski et al., 2020). Vamos a ver en estos días que valores de AE registramos. En la Figura 4.2 vemos tanto los valores de AOD para las diferentes longitudes de onda, como los valores de AE registrados para esos días.

Por tanto nos centramos en los días 20, 21, 22 y 23 de agosto. Haciendo uso de HYSPLIT, Worldview y NAAPS intentaremos determinar cuál es la causa por la que se registran esos valores altos de AOD y AE en Ny-Ålesund.

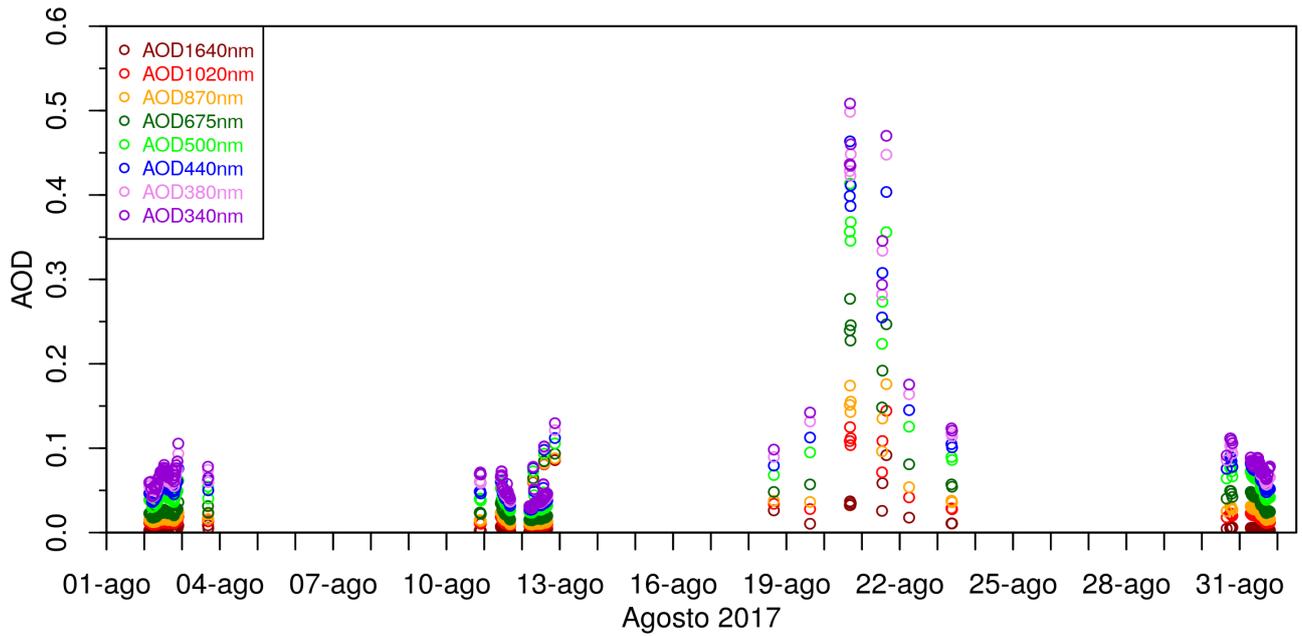


Figura 4.1: AOD en función del tiempo en un intervalo más restringido respecto del total de días en los que se ha tomado datos para el nivel 2.0

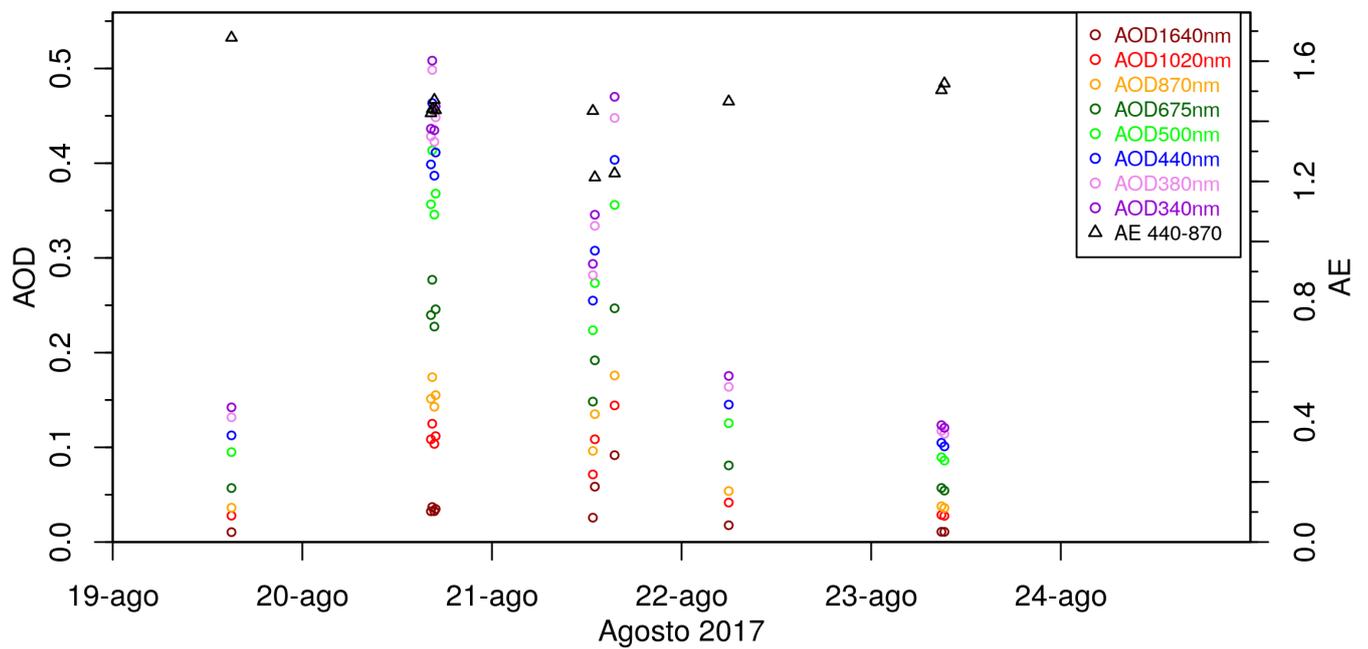


Figura 4.2: AOD y AE en función del tiempo en un intervalo más restringido en torno al evento para el nivel 2.0

Para poder dar una variación estacional del aerosol los días en los que acabamos de ver que el AOD y el AE son altos, lo primero que vamos a hacer es un estudio de las retro trayectorias de aire,

para ver de donde proceden las masas de aire días antes de los que tiene lugar el evento. Para ello vamos a utilizar el modelo HYSPLIT.

4.1.1 Retrotrayectorias analizadas con HYSPLIT

A partir de este modelo e introduciendo los parámetros que señalamos en el capítulo anterior, vamos a poder observar y dar un primer comportamiento del aerosol que se encuentran en nuestra zona de estudio.

En las siguientes imágenes de las retrotrayectorias podemos observar de qué zona provienen las masas de aire que llegan a Ny-Ålesund los días en los que tiene lugar el evento.

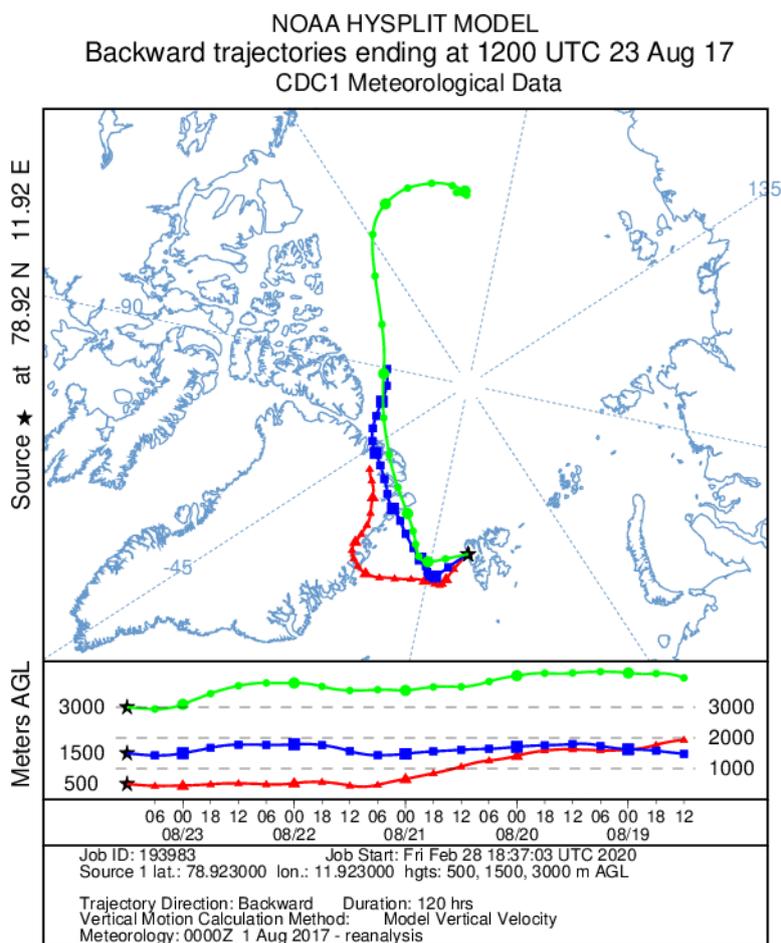


Figura 4.3: Retrotrayectoria calculada para las 12:00 UTC del día 23/08/2017 (alturas: 500, 1500, 3000 m) con el modelo HYSPLIT.

En la Figura 4.4 vemos como la masa de aire de mayor altura (3000 m) proviene 5 días anteriores al evento (17 de agosto) de alturas mayores. Por ello vamos a hacer un análisis de las retrotrayectorias a mayor altitud. Ya que como ya hemos explicado anteriormente el transporte de partículas finas tiene lugar a alturas mayores. Por ello vamos a calcular las masas de aire a 1500, 3000 y 5000 m. Esto lo vemos en la Figura 4.4.

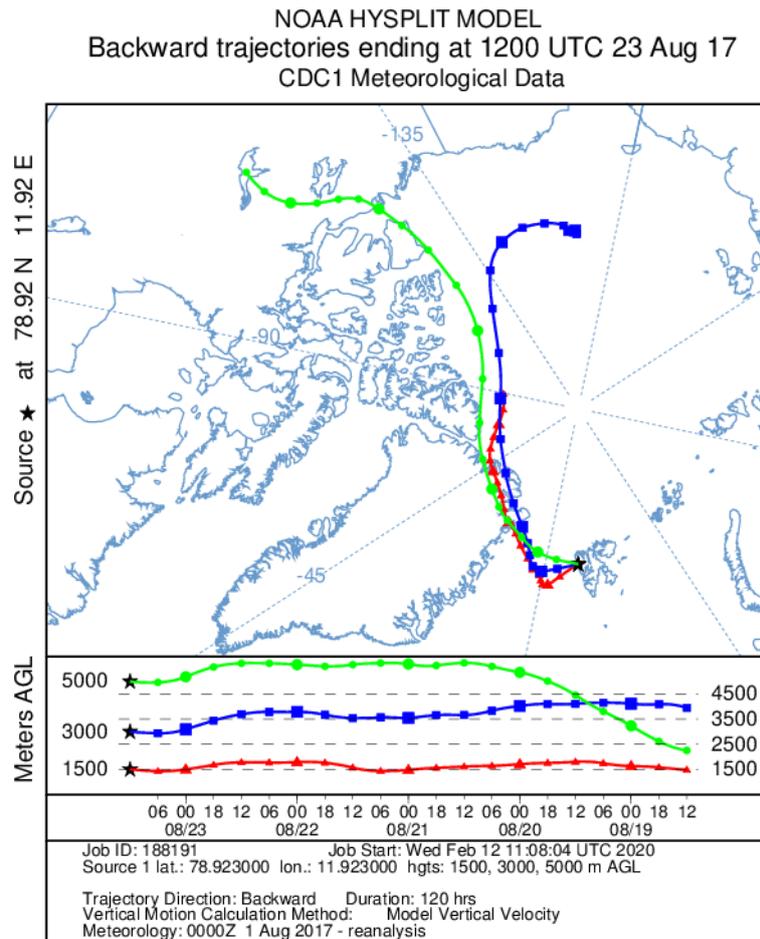


Figura 4.4: Retrotrayectoria calculada para las 12:00 UTC del día 23/08/2017 (alturas: 1500, 3000, 5000 m) con el modelo HYSPLIT.

A la vista de la Figura 4.4, observamos como la masa de aire de mayor altura (5000 m) proviene del norte de Canadá. Mediante el análisis de las imágenes proporcionadas por Worldview y NAAPS, determinaremos que nos encontramos en esta zona.

4.1.2 Worldview, imágenes por satélite

A la vista de las imágenes de las retrotrayectorias para los días del evento y días anteriores, procedemos a visualizar las imágenes dadas por los satélites, en concreto por el satélite MODIS. A través de estas imágenes por satélite, podemos determinar si por donde pasan o de donde provienen las masas de aire existen anomalías térmicas.

A través de Worldview se detectan anomalías térmicas en los días del evento y en días anteriores (las Figuras 4.5 y 4.6 ilustran lo que ocurre en dos de estos días). Dichas anomalías persisten durante todo el mes de agosto en la zona central del norte de Canadá. Algunos de los días del mes de agosto no podemos visualizar bien dichas anomalías térmicas por la presencia de nubes.

En la Figura 4.6, se observa la presencia de humo en la zona central del norte de Canadá. Da la impresión de que la trayectoria de dicho humo sigue el de la masa de aire que se mostraba en la

Figura 4.4.

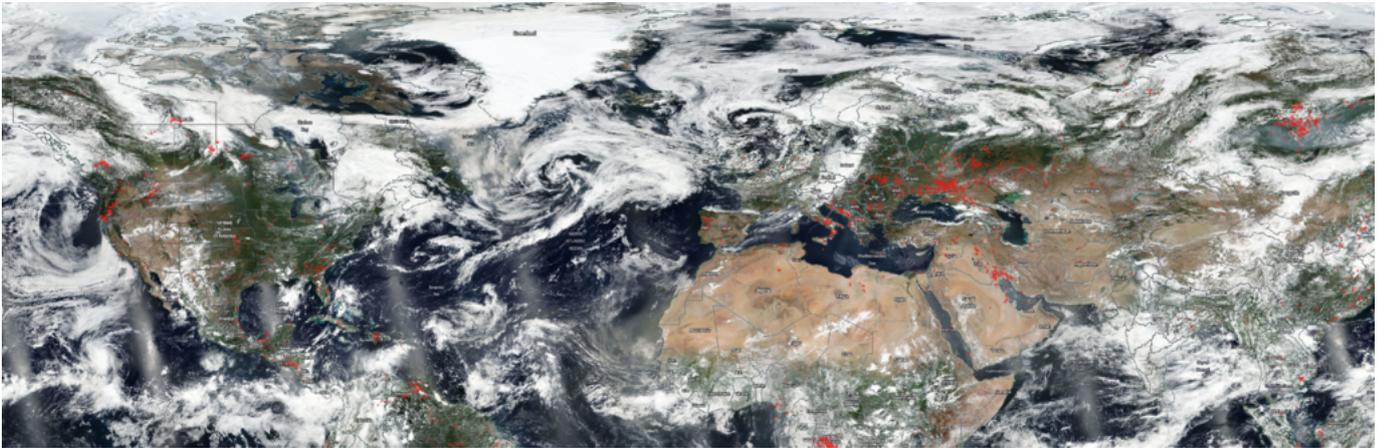


Figura 4.5: Vista de la aplicación online Worldview el día 19/08/2017.



Figura 4.6: Vista de la aplicación online Worldview el día 23/08/2017.

4.1.3 Imágenes del Ártico dadas por NAAPS

Ahora nos faltaría determinar si existen grandes concentraciones de sulfatos o humos por las zonas anteriormente dichas de Canadá. Mediante el modelo NAAPS podemos ver dichas concentraciones, mostramos las Figuras 4.7 y 4.8.

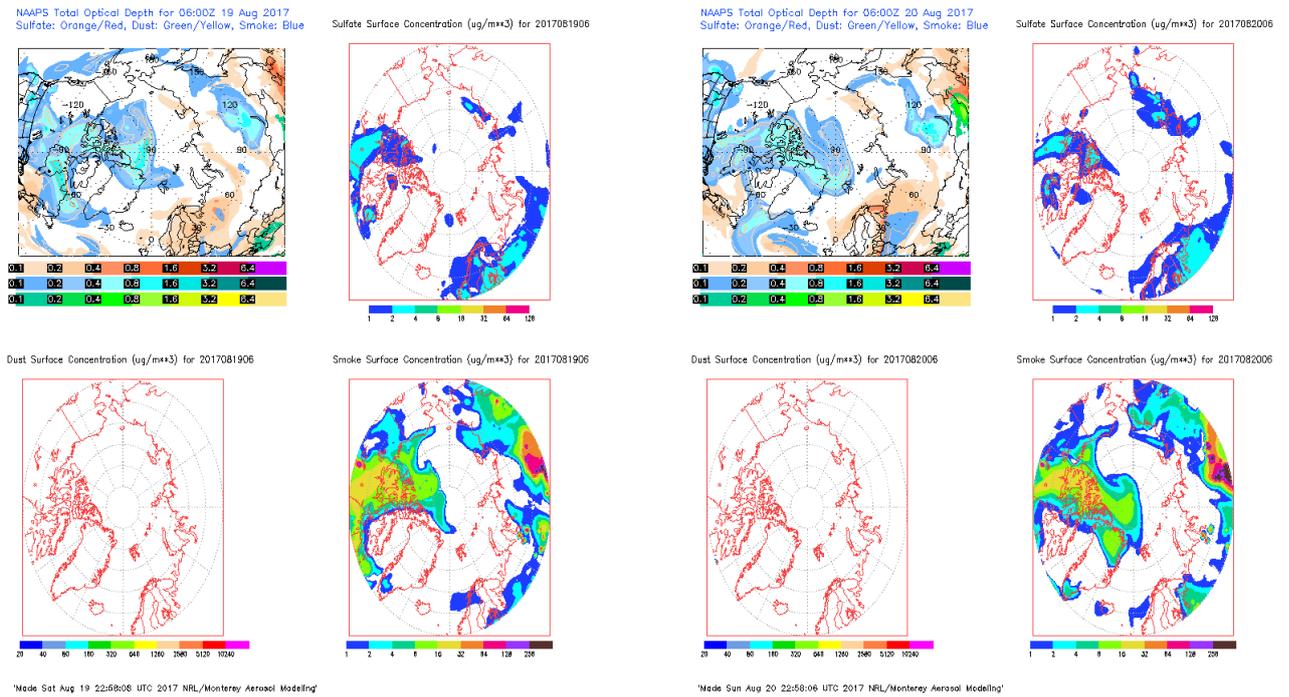


Figura 4.7: Predicción de partículas troposféricas del aerosol dado por NAAPS para el día 19/08/2017 a las 06:00 h (4 imágenes de la izquierda), y para el día 20/08/2017 a las 06:00 h (4 imágenes de la derecha).

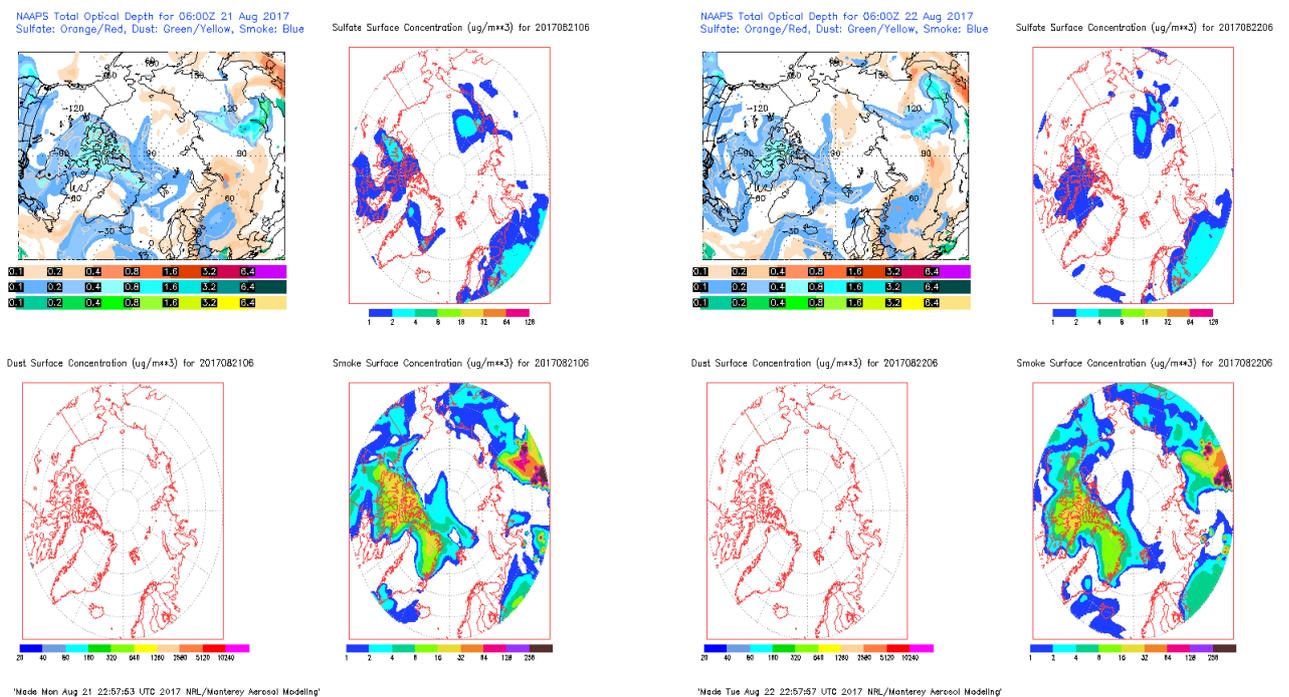


Figura 4.8: Predicción de partículas troposféricas del aerosol dado por NAAPS para el día 21/08/2017 a las 06:00 h (4 imágenes de la izquierda) y para el día 22/08/2017 a las 06:00 h (4 imágenes de la derecha).

Los resultados del modelo NAAPS muestran la evolución de una carga de partículas importante. Esta carga de partículas la podemos observar en las Figuras 4.7 y 4.8, que es originada en Canadá. Va moviéndose en el sentido de las masas de aire calculadas con el modelo HYSPLIT, hasta alcanzar el archipiélago el día 20/08/2017. En nuestra estación esta carga de partículas es detectada en las medidas de AOD el día 21/08/2017. Como vemos en la Figura 4.8 ya tenemos la carga de partículas sobre todo el archipiélago. El modelo nos indica además que se trata de humo y partículas sulfatadas originadas en Canadá. También muestra que las partículas sulfatadas no llegan al archipiélago, pero sí una gran cantidad de partículas de humo.

De igual manera, el modelo NAAPS no predice que exista carga de polvo mineral en la zona del Ártico, esos días como se observa en las Figuras 4.7 y 4.8.

4.1.4 Caracterización del evento

Después de esta metodología seguida, llevaríamos a cabo el estudio de las propiedades microfísicas y ópticas del aerosol detectado esos días de agosto. Todo esto se hace a partir de los datos de inversión del aerosol tomados de la red AERONET, en este caso de estudio, los días en los que se produce el evento no se dispone de datos de inversión, por lo que no es posible el estudio de las propiedades mencionadas para el aerosol detectado en este evento. Se podrían utilizar datos de estaciones más al sur para corroborar algunas propiedades (Zielinski et al.,2020).

Aún así con los recursos que hemos utilizado (HYSPLIT, Worldview y NAAPS), es bastante probable que el aerosol bajo estudio haya sido producido por quema de biomasa, procedente de la zona central del norte de Canadá en la que vimos que existían anomalías térmicas que podían ser incendios.

Capítulo 5

Inventario de eventos de alta turbiedad en el Ártico

En este capítulo se recoge toda la información relativa a los eventos de aerosol identificados por la metodología seguida en los capítulos 3 y 4 durante el periodo 2017-2019.

En la Figura 5.1 se muestra tanto el AOD como el AE para las diferentes longitudes de onda en función del tiempo (para el nivel 2.0 de AERONET) durante todo el periodo en el que ha habido toma de medidas en Ny-Ålesund desde junio de 2017. A partir de la Figura 5.1 podremos hacer un inventario, en el que aparezca el número de días por cada mes en los que ha habido toma de medidas, y cuantos de esos días de cada mes han sido considerados como un evento de alta turbiedad en el Ártico.

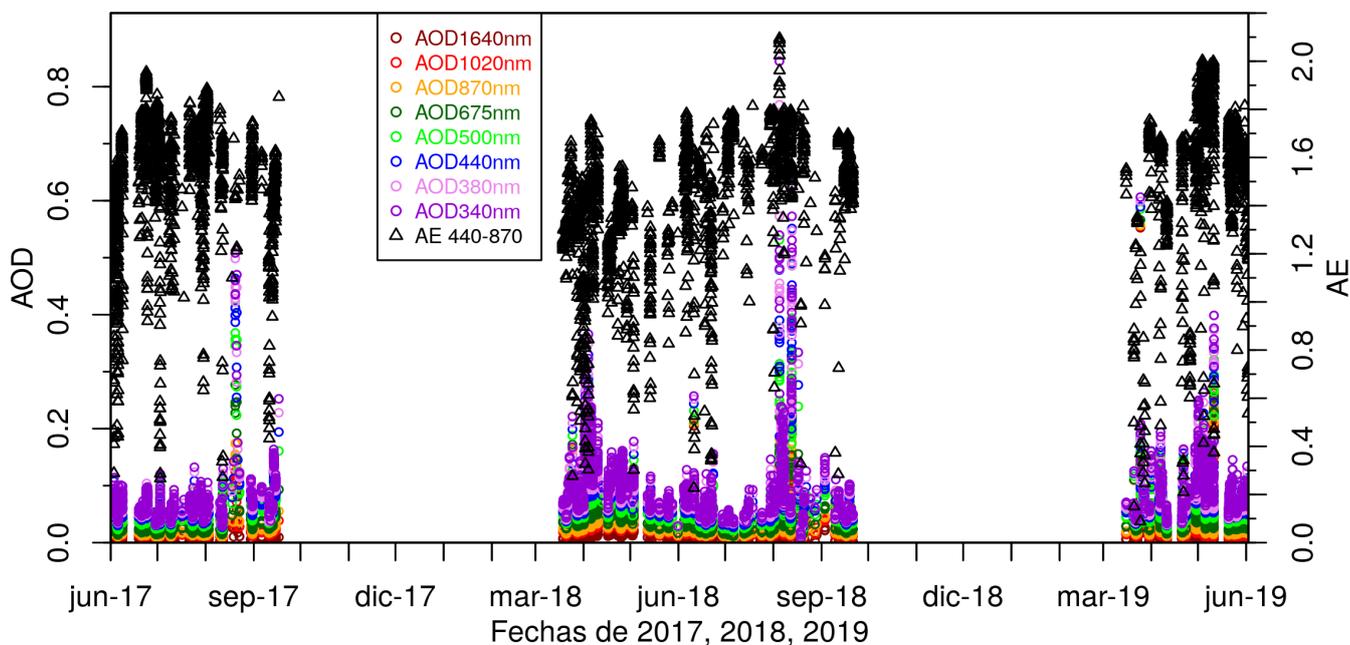


Figura 5.1: Serie de datos de AOD y AE de nivel 2.0 en el periodo junio 2017-junio 2019.

Los días considerados como días de eventos de alta turbiedad en el Ártico, son aquellos en los que el AOD para la longitud de onda de 440 nm ha superado el valor de 0.10

En la Tabla 5.1, se muestra el número de días que ha habido toma de medidas, durante los 3 años en los cuales se dispone de datos en la estación de medida de Ny-Ålesund, así como los valores medios de AOD (440 nm) y AE (440-870 nm). También aparecen para cada año el número de días en los que se ha detectado un evento. Se han identificado 81 días con una alta carga de aerosol en todo el periodo analizado. Si lo comparamos con el número total de días con medidas (182), la ocurrencia de estos eventos de aerosol se cuantifica en un 44%. Las condiciones medias durante los 3 años de medida han sido bastante estables con un valor medio de AOD (a 440 nm) inferior a 0.080 y un valor de AE indicando la predominancia de partículas finas.

Tabla 5.1: Inventario de eventos de alta turbiedad en los tres años de medida en Ny-Alesund.

Año	Número de días con medidas	Media AOD (440nm)	Media AE (440-870nm)	Días con evento
2017	53	0.074	1.472	18
2018	87	0.075	1.370	38
2019	42	0.078	1.425	25

En la Tabla 5.2 mostramos el número de días que hemos realizado medidas, en los meses de cada año en los que ha habido toma de datos. También se muestra el número de días en los que se ha detectado un evento. Caracterizando los días en los que hay evento como aquellos en los cuales el $AOD > 0.10$, como se ha dicho. Además aparecen los valores medios mensuales de AOD (440 nm) y AE (440-870 nm). En la última columna, en forma codificada (C_i) se expresan los comentarios oportunos, que aparecen definidos debajo de la tabla, en relación con las medidas tomadas para cada mes.

Tabla 5.2: Inventario de eventos de alta turbiedad por meses durante los tres años de medida en Ny-Alesund.

Año	Mes	Número de días con medidas	Días con evento	Media AOD en eventos (440nm)	Media AE en eventos (440-870nm)	Comentarios
2017	Junio	15	6	0.054	1.278	C_1
2017	Julio	18	3	0.050	1.505	C_1
2017	Agosto	13	6	0.107	1.508	C_2
2017	Septiembre	7	3	0.092	1.507	C_3
2018	Marzo	10	5	0.085	1.415	C_4
2018	Abril	18	14	0.108	1.243	C_5
2018	Mayo	8	3	0.075	1.089	C_6
2018	Junio	13	5	0.057	1.299	C_7
2018	Julio	12	1	0.049	1.742	C_8
2018	Agosto	16	8	0.161	1.633	C_8
2018	Septiembre	10	2	0.090	1.364	C_3
2019	Marzo	8	2	0.131	0.699	C_3
2019	Abril	11	7	0.092	1.379	C_9
2019	Mayo	20	14	0.100	1.664	C_5
2019	Junio	3	2	0.063	1.395	C_3

Tabla 5.2.- C_1 : Eventos débiles a lo largo de todo el mes, excepto algunos días en los que el AOD > 0.10 . Los eventos que se producen estos días en los que el AOD supera el límite dicho, pueden ser debidos a incendios que estaban teniendo lugar en el NO de Europa.

Tabla 5.2.- C_2 : Eventos débiles con AOD < 0.10 ; excepto los días 12, 20, 21, 22, 23 y 30, en los que el AOD supera dicho límite. Estos eventos parecen ser debidos a incendios de Canadá, como bien comentamos en el ejemplo de la metodología en el capítulo 4.

Tabla 5.2.- C_3 : Pocos datos disponibles que hacen difícil la caracterización de los eventos que tienen lugar.

Tabla 5.2.- C_4 : Los días 22, 23, 24, 25 y 30 el AOD > 0.10 . Eventos posiblemente producidos por una considerable concentración de sulfatos en la zona de Bielorusia de donde provienen las masas de aire para estos días.

Tabla 5.2.- C_5 : Este mes se observa el fenómeno *Arctic Haze*. Como bien dijimos cuando describimos los tipos de aerosol, en concreto el aerosol ártico, las medidas de AOD hablan de una atmósfera con una turbiedad muy baja en general, con valores altos de AE. En el estudio de este tipo de aerosol se han observado episodios de turbiedad media, debida al transporte desde Europa o Rusia, más frecuente en los meses de invierno y primavera, donde dicho fenómeno se conoce como neblina ártica (*Arctic Haze*). Vemos que las masas de aire provienen para este mes de Rusia o Europa, dependiendo del día bajo estudio del mes. Se produce un transporte de aerosol desde estas regiones hasta nuestra estación. Hablamos de este fenómeno después de estos comentarios.

Tabla 5.2.- C₆: Eventos débiles, que parecen ser debidos a contaminación local proveniente del sur de la isla de Spitsbergen (donde se localiza nuestra estación), y de donde provienen las masas de aire para los días en los que el AOD > 0.10. La contaminación local proveniente del sur de la isla puede ser originada por la presencia de actividad minera o bien por el paso de cruceros por esa zona.

Tabla 5.2.- C₇: Eventos con AOD > 0.10 a lo largo de prácticamente todo el mes. El día 11 se detecta el mayor AOD, próximo a 0.20. Estos valores de AOD pueden ser debidos a incendios que estaban teniendo lugar en la zona Este de Canadá, de donde provienen las masas de aire.

Tabla 5.2.- C₈: Mes en el que se produce los eventos más fuertes detectados en Ny-Ålesund durante el periodo de toma de datos. Son debidos a incendios procedentes de Rusia. Profundizaremos en ello en el siguiente capítulo.

Tabla 5.2.- C₉: En la primera quincena, eventos posiblemente producidos por la presencia de una concentración considerable de sulfatos en Groenlandia, de donde provienen las masas de aire. En la segunda quincena, eventos posiblemente producidos por incendios localizados en la zona NO de Europa, de donde provienen las masas de aire, y además existe una gran concentración de humo en esa zona.

Fenómeno *Arctic Haze*

Una vez hecho el inventario de eventos de alta turbiedad en el Ártico por meses, cabe hacer un descripción más detallada del fenómeno del *Arctic Haze*. Dicho fenómeno es la primera vez que se mide con el fotómetro instalado en la estación, ya que se han tomado datos en la primavera del año 2018 y en la del 2019.

Este fenómeno se conoce como neblina ártica y se da principalmente en los meses de invierno y primavera. En nuestro caso de estudio observamos con claridad este fenómeno los meses de abril de 2018 y mayo de 2019.

En el mes de abril de 2018 (Figura 5.2) los valores medios diarios máximos de AOD (a 440 nm) en días con evento tienen lugar el día 4, registrando este día un valor de AOD (a 440 nm) de 0.180, con un valor de AE de 0.867. El valor medio mensual de AOD (a 440 nm) en abril de 2018, en días con evento (ver Tabla 5.2) es de 0.108, lo que lleva a pensar que estaban teniendo lugar episodios de turbiedad baja en el Ártico, y registrando en este mes un valor medio de AE de 1.243. Comparando el valor medio mensual de AOD (a 440nm) del mes de abril con los valores medios de este mismo parámetro en los meses de marzo y mayo (ver valores en Tabla 5.2), observamos que tanto el valor medio de AOD como el valor medio de AE es superior en el mes de abril.

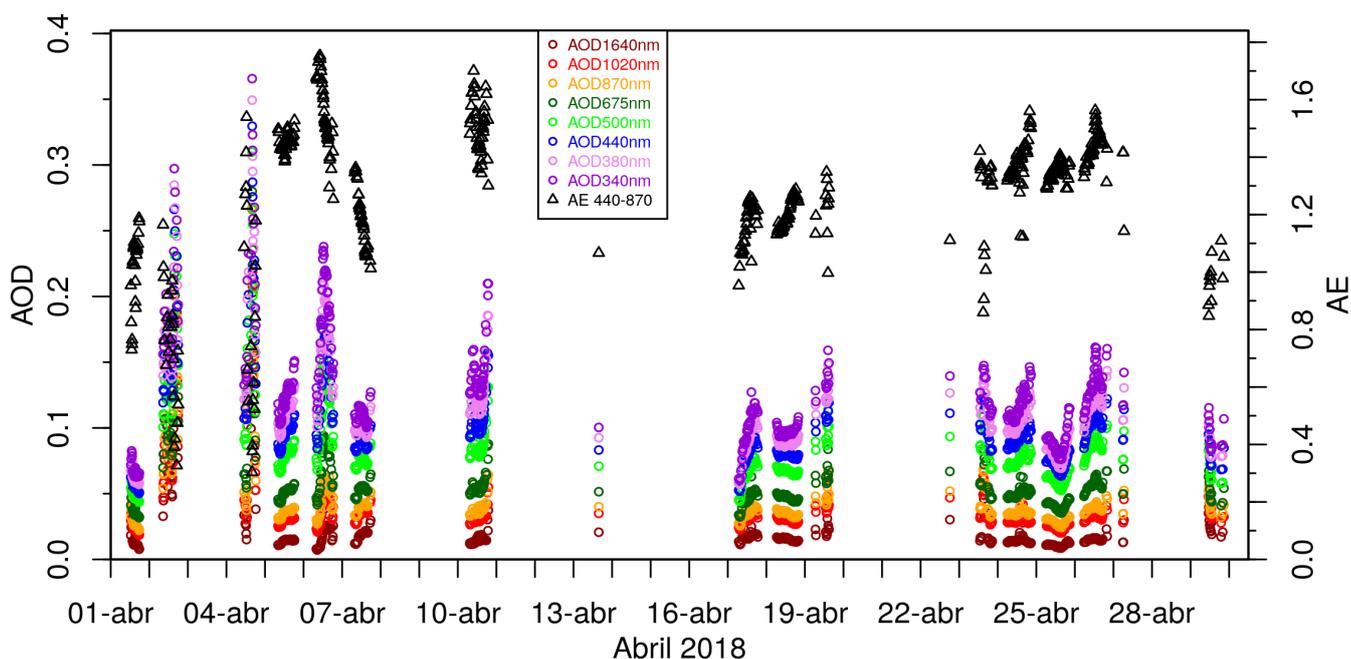


Figura 5.2: AOD y AE en función del tiempo en abril de 2018 para el nivel 2.0

En el mes de mayo de 2019 (Figura 5.3) los valores medios diarios máximos de AOD (a 440 nm) en días con evento tienen lugar el día 2, registrando este día un valor de AOD (a 440 nm) de 0.139, con un valor de AE de 1.609. El valor medio mensual de AOD (a 440 nm) en mayo de 2019, en días con evento (ver Tabla 5.2) es de 0.100, lo que lleva a pensar que estaban teniendo lugar episodios de turbiedad baja en el Ártico, y registrando en este mes un valor medio de AE de 1.664. Comparando el valor medio mensual de AOD (a 440nm) del mes de mayo con los valores medios de este mismo parámetro en los meses de abril y junio (ver valores en Tabla 5.2), observamos un aumento no muy grande de estos parámetros ópticos (AOD y AE) respecto al mes de abril, y un aumento más considerable respecto al mes de junio. En los días con evento del mes de mayo de 2019 se registran valores medios altos de AE, que podría deberse a la presencia del fenómeno *Arctic Haze* en la estación.

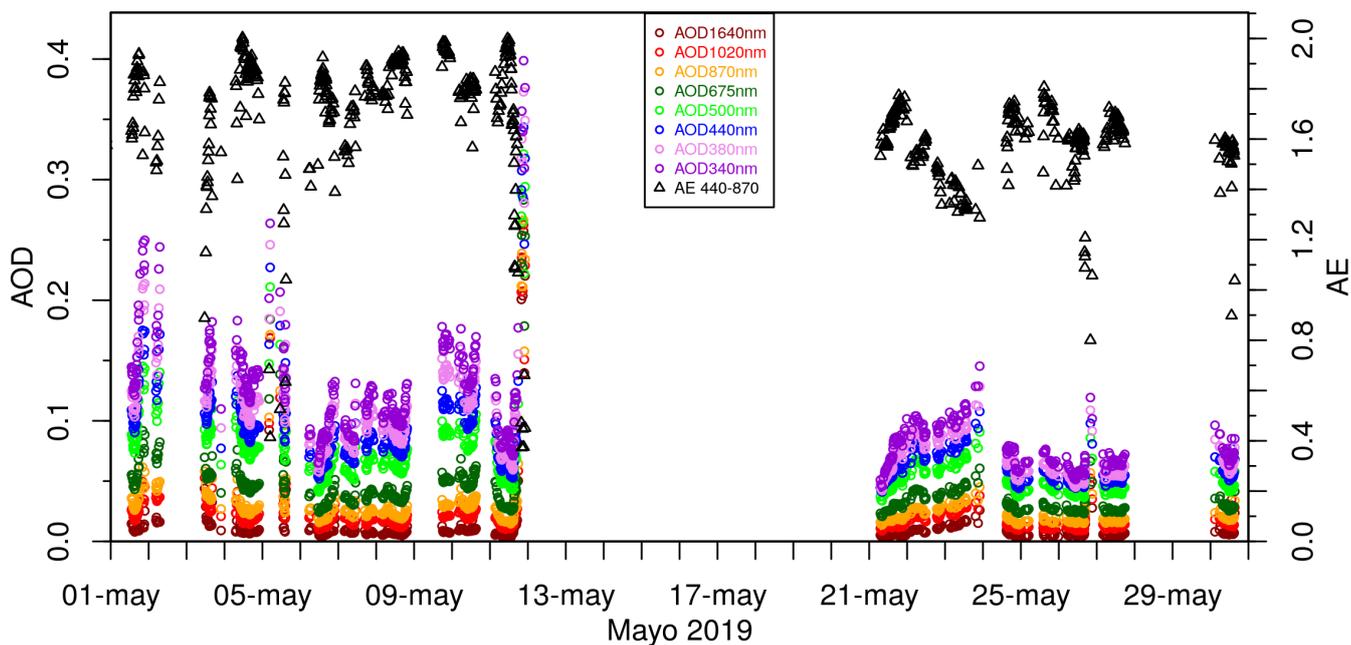


Figura 5.3: AOD y AE en función del tiempo en mayo de 2019 para el nivel 2.0

Esta neblina es estacional, llegando a su máximo a finales del invierno y principio de la primavera. Es una neblina de color entre marrón y rojo, visible en la atmósfera en latitudes altas del Ártico, debido a la contaminación del aire de origen antropogénico. Un factor importante de esta neblina es la capacidad de persistencia en la atmósfera de sus componentes químicos, que permanecen mucho más tiempo que otro tipo de contaminantes. Debido a la escasa cantidad de nieve, lluvia o aire turbulento durante esos meses, los cuales permitirían reducir o desplazar los contaminantes, la neblina ártica puede persistir durante más de un mes en la atmósfera de allí.

El origen de esta neblina se puede deber entre otras cosas, a la quema de carbón que tiene lugar en latitudes medias del norte, dicha quema contribuye a la formación del aerosol, que contiene aproximadamente 90% de azufre y el resto de carbono; por ello esta neblina es de color rojizo.

Capítulo 6

Caracterización de un evento de interés

En este capítulo vamos a caracterizar el evento más importante que hemos hallado en nuestra estación de Ny-Ålesund en el intervalo de tiempo en el que ha habido toma de medidas. Este evento tiene lugar el 13 de agosto de 2018. Además de los datos tomados en nuestra estación de Ny-Ålesund, hemos utilizado los datos tomados en la ciudad de Longyearbyen, ya que durante esos meses se contaba con los datos tomados por el GOA, durante una campaña de investigación que estaba teniendo lugar en esa ciudad. La estación ubicada en Longyearbyen (78.223° N, 15.649° E), presenta las mismas condiciones climáticas, representando así un escenario similar al que hemos encontrado en nuestra estación (Ny-Ålesund) debido a la proximidad que hay entre las dos estaciones.

A través, tanto del análisis de los parámetros microfísicos y ópticos, como de la visualización de las retrotrayectorias y de las imágenes proporcionadas por Worldview y NAAPS, haremos una caracterización de dicho evento. De dicha caracterización se podrá determinar el origen más probable de dicho evento. Por último determinaremos la eficiencia del aerosol bajo estudio.

6.1 Introducción

Durante el mes de agosto de 2018, se detectó en nuestra estación un alto espesor óptico de aerosol (AOD). Todo ello era compatible con cenizas de incendios. El análisis de las masas de aire nos indicaba que el viento procedía de la zona de Rusia situada en las inmediaciones del lago Baikal, donde se estaban produciendo fuertes incendios en la segunda quincena de julio de 2018.

La detección de este tipo de acontecimiento en la estación no es muy habitual, ya que el archipiélago de Svalbard está alejado de la zona de Rusia anteriormente mencionada donde se originaron los incendios. Cabe pensar, pendiente de estudio, que se ha producido el transporte de cenizas a larga distancia y en un largo periodo de tiempo, ya que en la estación se detecta aerosol con alto AOD el 13 de agosto de 2018.

En estudios anteriores sobre la caracterización de aerosol en el archipiélago de Svalbard, se ha visto que las principales fuentes de emisión de aerosol producido por quema de biomasa, eran Rusia y Canadá.

Durante la primera quincena de agosto de 2018 se registró un episodio de alta turbiedad en Ny-Ålesund, llegando esta turbiedad a ser máxima el día 13 de agosto de 2018. El aerosol medido y registrado, es el típico de la combustión de biomasa, ya que los valores de AOD y AE eran muy altos, de los cuales hablaremos a lo largo del capítulo.

Durante esta época del año los incendios son frecuentes en el hemisferio Norte, ya que es la época de verano en la cual las temperaturas son elevadas. Como los incendios son frecuentes, no es extraño que alguna masa de aire transportase cenizas procedentes de algún fuego que estuviese activo hasta Ny-Ålesund.

Como se comentó, las características del aerosol producido por quema de biomasa dependen de diversas variables:

- El tipo de combustible.
- La edad del aerosol.
- La temperatura ambiente.
- La intensidad del fuego.
- La humedad.

Los datos obtenidos en nuestra estación, los cotejaremos a lo largo de este capítulo con el trabajo realizado por Dubovik et al., (2002). Este trabajo diferencia entre cuatro tipos distintos de combustible biológico: selva amazónica, sabana tropical, bosque boreal y sabana africana. En primera instancia, el tipo de combustible que consideramos posible es el de bosque boreal. A lo largo del estudio veremos si nuestros resultados apoyan la consideración hecha acerca del tipo de combustible.

6.2 Resultados

6.2.1 Evolución temporal

Para obtener la primera información del evento registrado, lo primero que haremos será un gráfico de AOD (para las longitudes de onda en las que trabaja el fotómetro) en función del tiempo. Este gráfico nos muestra los valores de AOD para cada una de las longitudes de onda de los filtros con los que trabaja el fotómetro, y cuyos datos obtenemos de la red AERONET.

De la Figura 5.1 nos restringimos al intervalo de días en los que tiene lugar nuestro evento principal de estudio. Este intervalo abarca del 8 al 17 de agosto de 2018. Los datos escogidos para hacer la representación gráfica 6.1 son los del nivel 2.0 de calidad de AERONET.

La evolución temporal, muestra claramente una situación de alta turbiedad el día 13 de Agosto, con valores que llegan a un valor máximo de AOD (a 440 nm) de 0.6. Hasta multiplicado por seis o siete el valor de AOD que había el día anterior para algunas longitudes de onda.

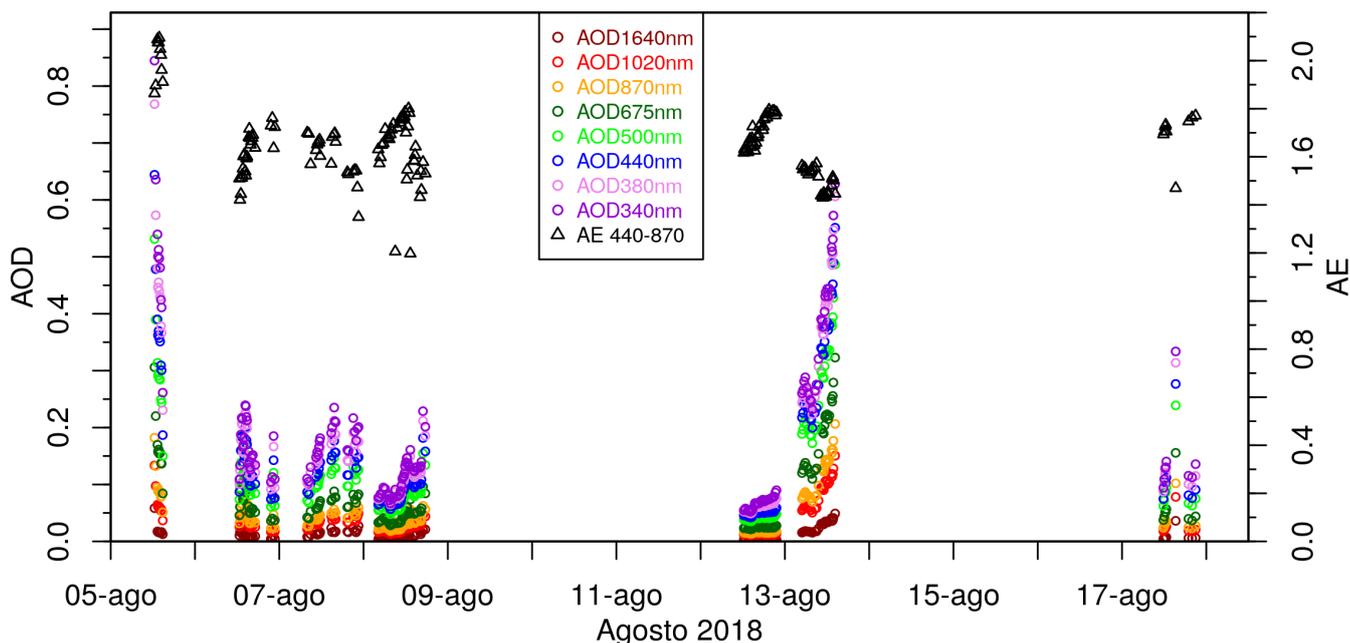


Figura 6.1: AOD y AE en función del tiempo en un intervalo más restringido en torno al evento para el nivel 2.0

El evento empieza en la madrugada del 13 de agosto y va aumentando a lo largo del día hasta llegar a las 12:17:54 UTC hasta su pico de máxima intensidad. Después de esa hora no se toman más medidas válidas porque aumenta la nubosidad. El siguiente día con toma de datos es el 17 de agosto y, observamos que cuando llega ese día, el evento ya ha finalizado.

El evento registra unos valores de AE altos (entre 1.4 y 1.6) y un AOD con una fuerte dependencia espectral. Los valores de AOD y AE registrados son característicos de partículas finas, que son las que componen principalmente el aerosol procedente de la quema de biomasa (Velasco, 2015).

Además, los valores de referencia tomados del trabajo de Dubovik et al., (2002), y correspondientes a la quema de bosque boreal, muestran que el AOD (440 nm) debe ser elevado (> 0.3), y el valor de AE debe estar en un intervalo comprendido entre 1 y 2. Ambas predicciones a la vista de la Figura 6.1 se cumplen.

6.2.2 AOD y AE

Una buena interpretación de las observaciones la conseguimos con los datos de AOD y AE, como explicamos anteriormente son las dos propiedades ópticas más importantes para la caracterización del aerosol. El espesor óptico, AOD, nos proporciona información sobre la cantidad de aerosol, mientras que el exponente de Ångström nos da información acerca del tamaño de las partículas del aerosol.

A la vista de la Figura 1.3 en la que se muestra la dispersión AOD-AE, vemos la clasificación de los tipos de aerosol según lo que predice el modelo OPAC. De las categorías que registra el

modelo OPAC, la más similar a nuestra situación (Figura 6.2) es la determinada por el conjunto {Continental limpio, Continental promedio, Continental contaminado}. Como mencionamos cuando hicimos la clasificación de los tipos de aerosol, se puede hablar de aerosol continental contaminado que se asocia con los tipos: aerosol urbano y aerosol producido por la combustión de biomasa.

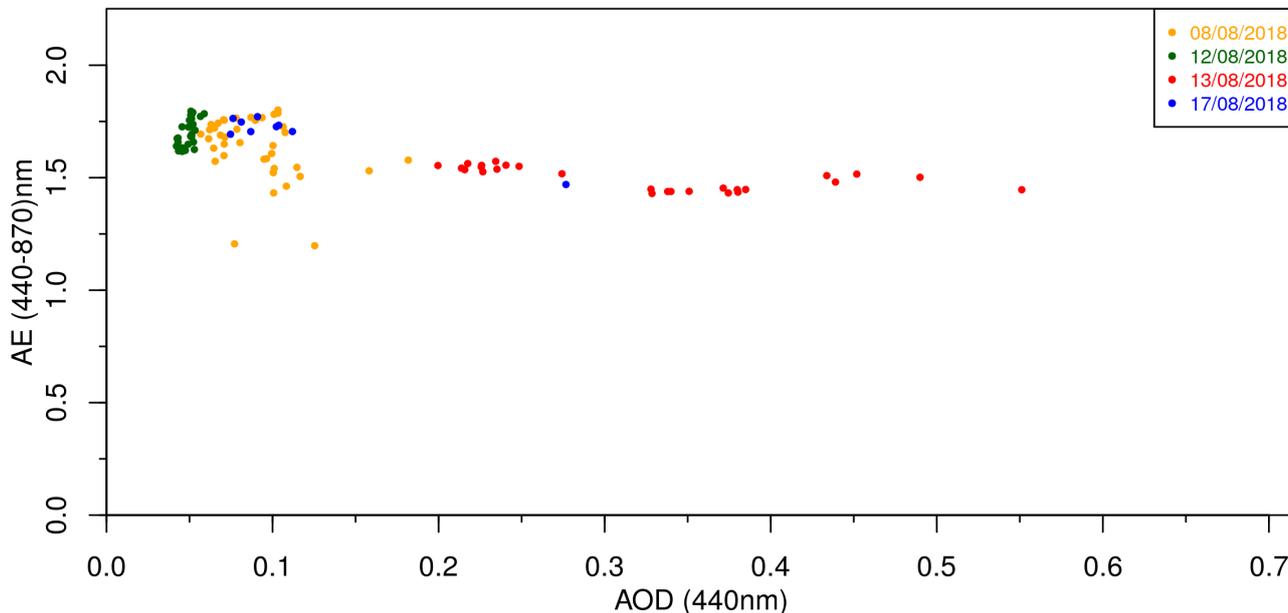


Figura 6.2: Espacio AOD-AE para los días en torno al evento del día 13/Agosto/2018. Las medidas del evento están señaladas en puntos rojos.

6.2.3 Estudio de las retrotrayectorias

Las retrotrayectorias mostradas en la Figura 6.3, nos muestran las masas de aire que llegan a Ny-Ålesund el día 13 de agosto de 2018 a las 13:00 UTC. Estas masas de aire entran por el Noreste a las tres alturas señaladas en la figura (500, 1500, 3000 m). Los valores de AOD altos que hemos visto en la Figura 6.1 para este día y la observación de las masas de aire en la Figura 6.3, sugiere que algo está pasando en la zona de Rusia próxima al lago Baikal, concretamente al Noroeste.

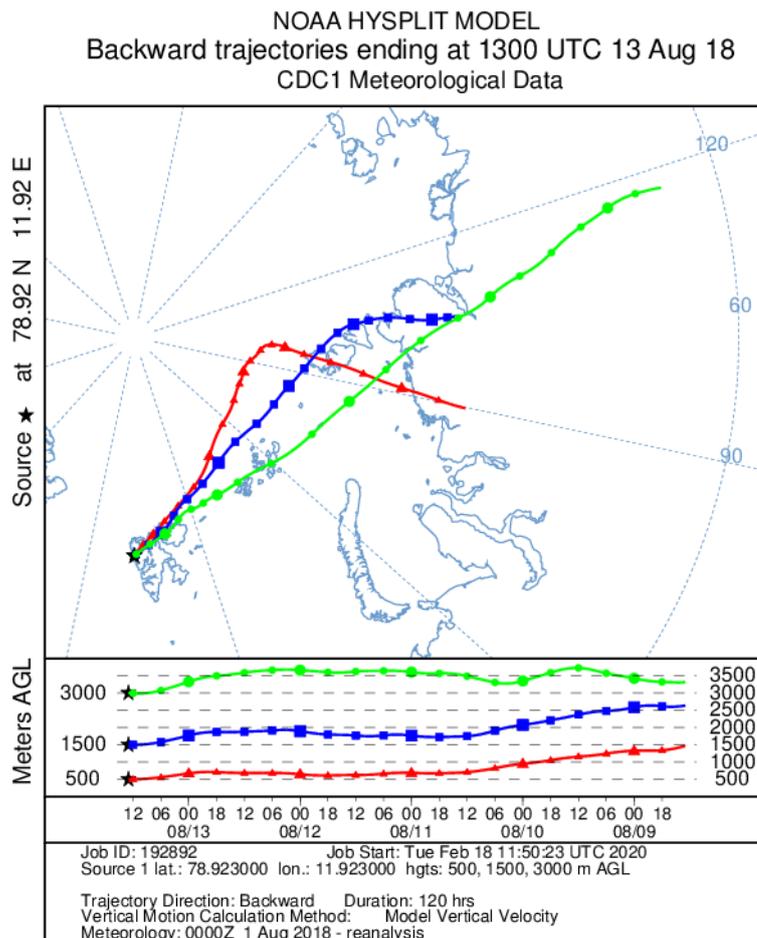


Figura 6.3: Retrotrayectoria calculada para las 13:00 UTC del día 13/08/2018 (alturas: 500, 1500,3000 m) con el modelo HYSPLIT.

También, hacemos el estudio de las retrotrayectorias a estas otras alturas (1000, 2500, 4000 m), ya que, como sabemos, el transporte de partículas finas de aerosol tiene lugar a alturas mayores. Así, podemos comprobar, viendo la Figura 6.4, que a estas alturas escogidas las masas de aire proceden de la misma zona de Rusia que para las alturas consideradas en la Figura 6.3.

Todo esto nos lleva en primera instancia a pensar que está teniendo lugar el transporte de partículas finas desde la zona de Rusia donde tienen su origen las masas de aire.

Con esta idea de partida, procedemos a la visualización mediante Worldview de la existencia o no de anomalías térmicas en la zona de Rusia anteriormente mencionada, y en las zonas por las que pasan las masas de aire.

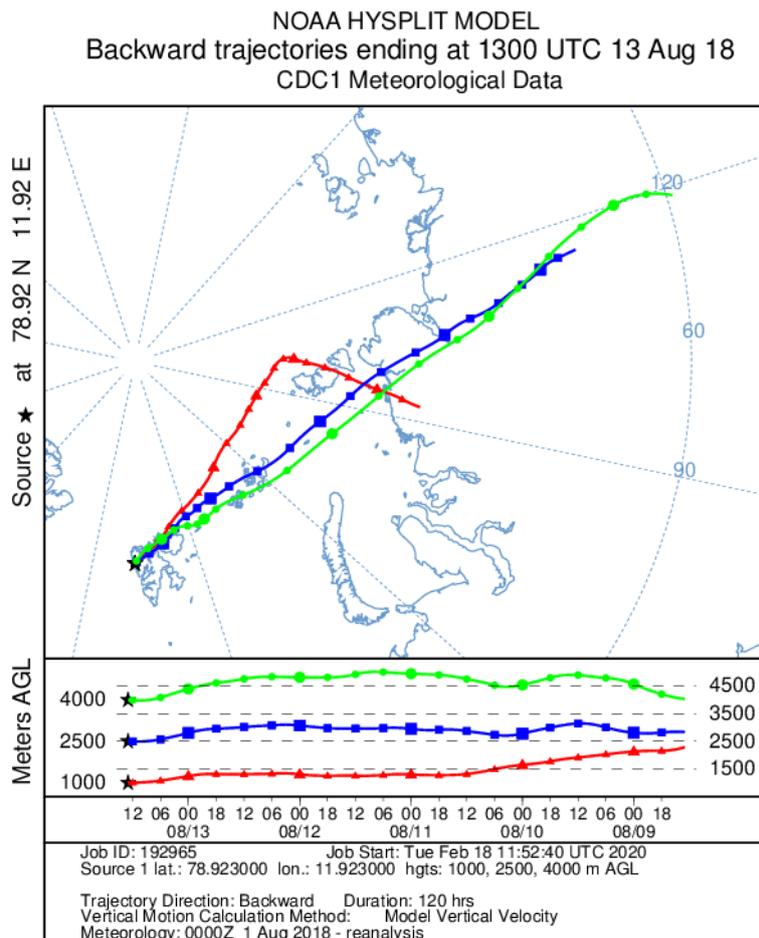


Figura 6.4: Retrotrayectoria calculada para las 13:00 UTC del día 13/08/2018 (alturas: 1000, 2500,4000 m) con el modelo HYSPLIT.

6.2.4 Worldview, imágenes por satélite

Para determinar la posible existencia de anomalías térmicas e incendios, haremos uso de la aplicación Worldview, descrita en el capítulo 3. Worldview tiene un filtro que detecta este tipo de situaciones. Tras seleccionarlo y conseguir la imagen relativa a los días 13 de agosto y anteriores, observamos en las siguientes figuras, que en la zona Noroeste del lago Baikal se registran anomalías térmicas bastante fuertes. Las Figuras 6.5 y 6.6 recogen la situación de las anomalías térmicas los días 23 de julio y 13 de agosto y permiten entender mejor la situación que ocurrió en ese periodo. A medida que transcurren los días desde el inicio de estas anomalías (durante el mes de julio, ver Figura 6.5), estas persisten y se aprecia la existencia de humo en dicha ubicación y en los alrededores. El humo se va moviendo hacia el Noroeste de Rusia, siguiendo aproximadamente la trayectoria de las masas de aire analizadas con el modelo HYSPLIT.

A continuación, a través de NAAPS, intentaremos concretar si dichas anomalías térmicas son debidas a incendios, mediante el análisis de las concentraciones de humo y sulfatos.

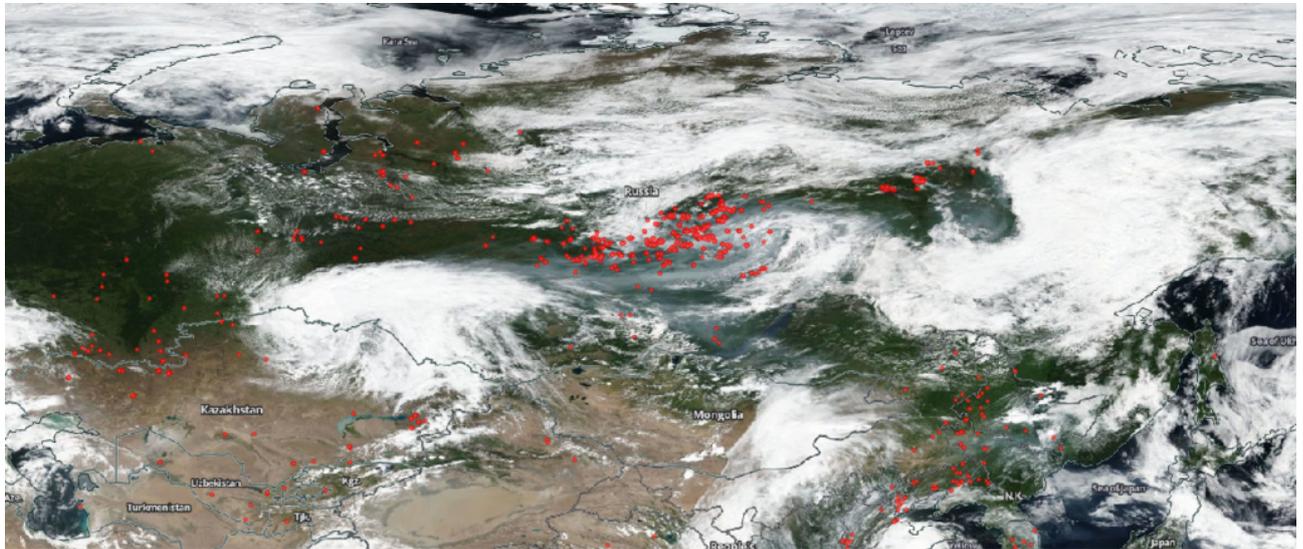


Figura 6.5: Imagen proporcionada por Worldview el 23/07/2018. Los puntos rojos registran las anomalías térmicas registradas por el satélite MODIS.

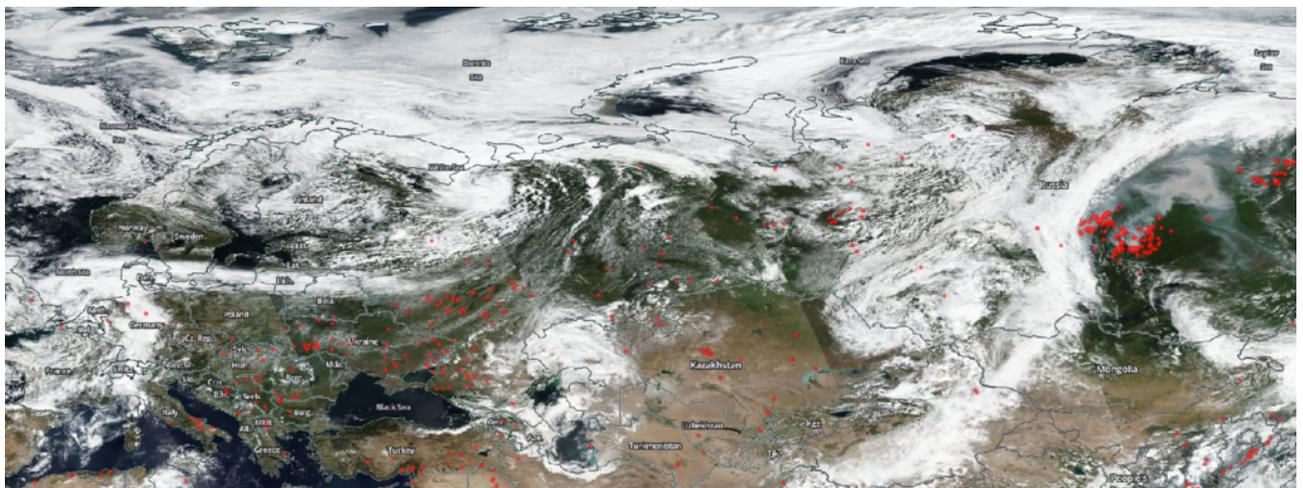


Figura 6.6: Imagen proporcionada por Worldview el 13/08/2018. Los puntos rojos registran las anomalías térmicas registradas por el satélite MODIS.

6.2.5 NAAPS

A continuación, mediante el análisis a través de NAAPS de las concentraciones de humo y sulfatos en la zona donde supuestamente se originan los incendios, y de como estas concentraciones se van moviendo en el mismo sentido que las trayectorias estudiadas, podremos dar una caracterización final del evento que se registra en Ny-Ålesund el día 13 de agosto de 2018.

Mediante el análisis con este modelo, vamos a poder observar las concentraciones que hay de contaminantes, en este caso las que nos interesan, son las concentraciones de humo en superficie y sulfatos en superficie para los días anteriores al evento, y en concreto para el día del evento (13 de agosto de 2018).

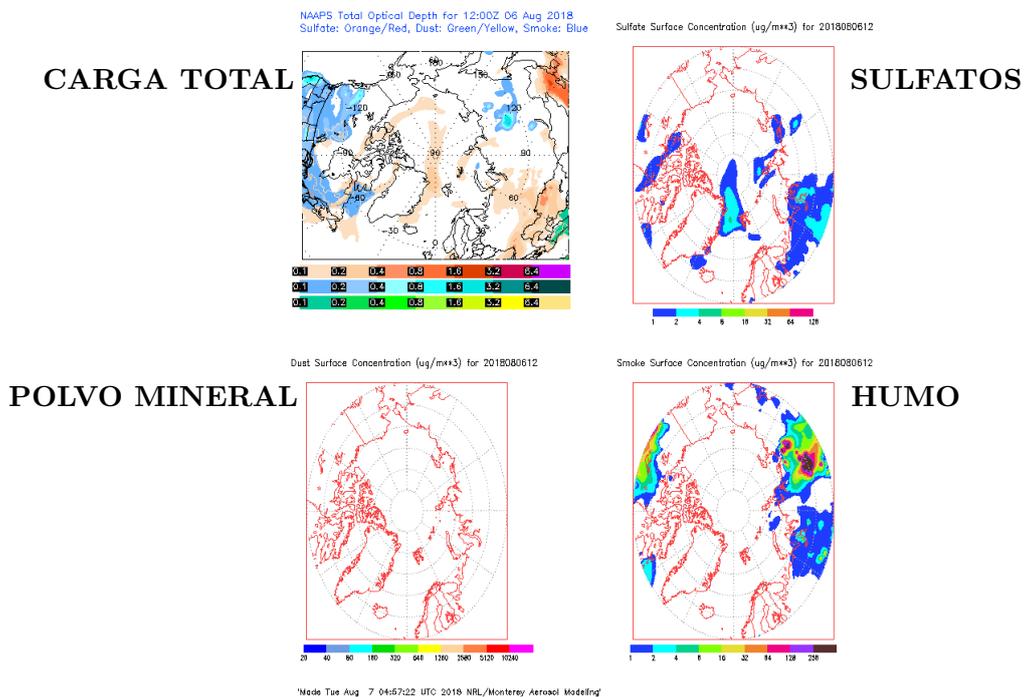


Figura 6.7: Predicción de partículas troposféricas del aerosol dado por NAAPS para el día 06/08/2018 a las 12:00 h.

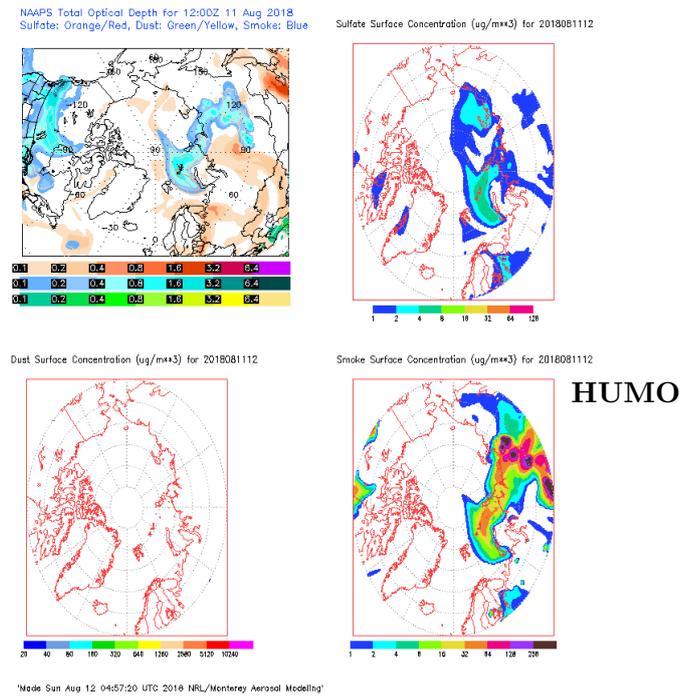


Figura 6.8: Predicción de partículas troposféricas del aerosol dado por NAAPS para el día 11/08/2018 a las 12:00 h.

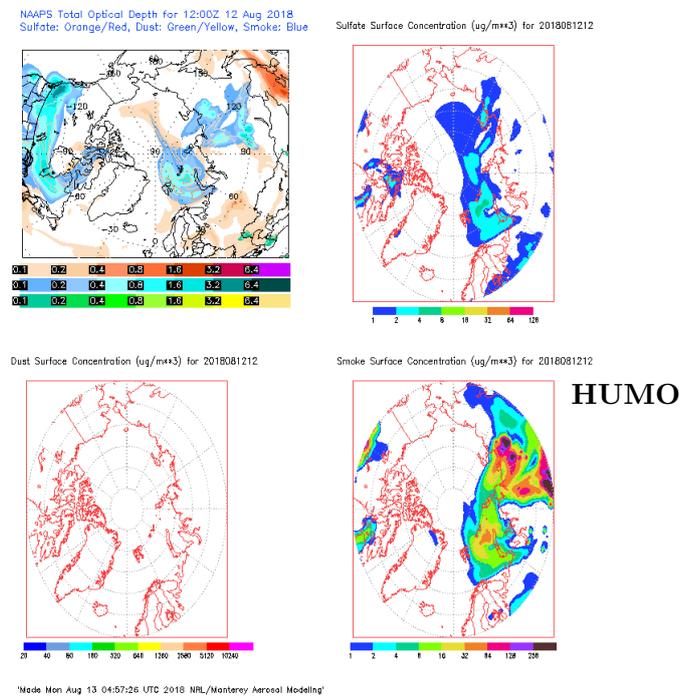


Figura 6.9: Predicción de partículas troposféricas del aerosol dado por NAAPS para el día 12/08/2018 a las 12:00 h.

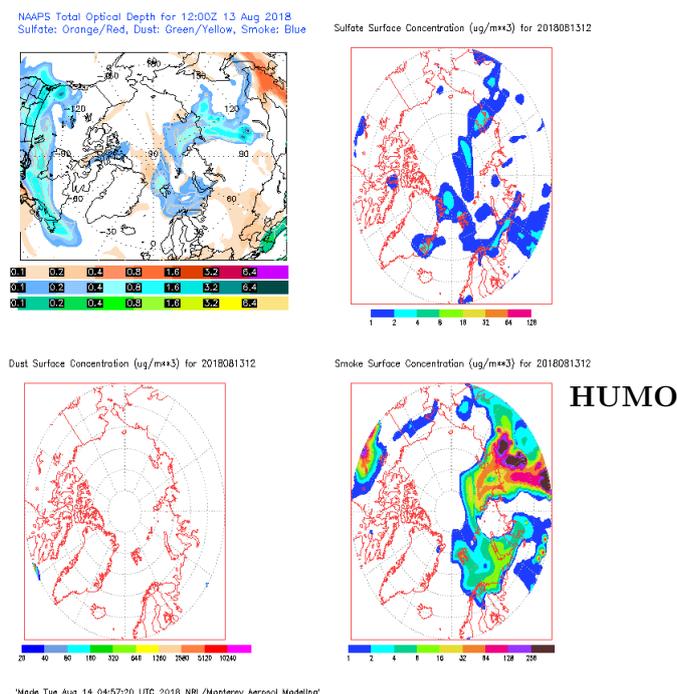


Figura 6.10: Predicción de partículas troposféricas del aerosol dado por NAAPS para el día 13/08/2018 a las 12:00 h.

En estas imágenes vemos como va avanzando la concentración de sulfatos y humo hasta Ny-Ålesund, desde el día 6 de agosto (Figura 6.7) hasta el día en el que detectamos el evento en nuestra estación de medida, el día 13 de agosto (Figura 6.10). La contaminación va avanzando siguiendo las trayectorias de las masas de aire que veíamos en la Figura 6.3, siguiendo las retrotrayectorias calculadas para ese día en la sección del estudio de las masas de aire.

En la Figura 6.10, del día en el cual se detecta el evento en nuestra estación de medida, vemos que hay una gran concentración de humo en superficie, además de haber también sulfatos. Debido a la gran concentración tanto de humo como de sulfatos que observamos en la imagen, se han obtenido unos valores altos tanto de AOD como de AE, de los cuales habíamos hablado anteriormente. Por lo que la razón de que estos valores sean altos, es la gran contaminación que hay ese día sobre la isla, la cual es detectada en nuestra estación.

6.2.6 Propiedades ópticas y microfísicas de dicho evento

Vamos a proceder a analizar el resto de los parámetros ópticos y microfísicos de dicho evento. En lo sucesivo trabajaremos únicamente con los datos del día 13 de agosto, ya que es el día con valores más altos de AOD y AE, en comparación con los otros días.

Albedo de *scattering* simple (SSA, ω)

En la Figura 6.11, se muestra en tres gráficas, correspondientes a 3 horas diferentes del día 13/08/2018, la variación de SSA con la longitud de onda para 4 longitudes de onda distintas (440,

675, 870, 1020 nm).

Todas ellas representan la misma tendencia, con una menor absorción (SSA más alto) a longitudes de onda menores, y aumentando un poco la absorción (SSA más bajo), sin ser significativo este aumento, para longitudes de onda mayores.

A la vista de la Figura 6.11, vemos que el SSA no tiene una variación significativa para cada hora y para cada longitud de onda. Apenas se observa variación en los datos registrados de SSA para el día 13 de agosto de 2018 y las horas señaladas en dicha figura. En efecto, los valores del parámetro SSA en el rango de longitudes de onda representado y para las horas señaladas, varían entre 0.96 y 0.98 aproximadamente, es decir, hablamos de variaciones porcentuales de solo el 2%, que podría considerarse en el intervalo de incertidumbre asociado al SSA.

Comparando los valores de SSA obtenidos para nuestro caso de estudio con los dados en el trabajo de Duvobik et al., (2002), que mostramos a continuación, vemos que en nuestro caso de estudio los valores de SSA son más altos, que corresponde con una menor absorción por el aerosol.

Longitud de onda	SSA
440	0.94 ± 0.02
670	0.935 ± 0.02
870	0.92 ± 0.02
1020	0.91 ± 0.02

Esto puede ser debido a que el incendio se originó en Rusia en la segunda quincena de julio de 2018, y estamos estudiando en Ny-Ålesund el SSA el 13/08/2018, ya que en este día se daba un episodio de alta turbiedad. Hay un intervalo grande de tiempo entre el inicio del incendio y su detección en nuestra estación. Nos encontramos ante una situación de transporte de partículas a larga distancia y en un largo periodo de tiempo, y por ello es posible que el aerosol haya ido perdiendo poder de absorción al registrar valores de SSA más cercanos a la unidad.

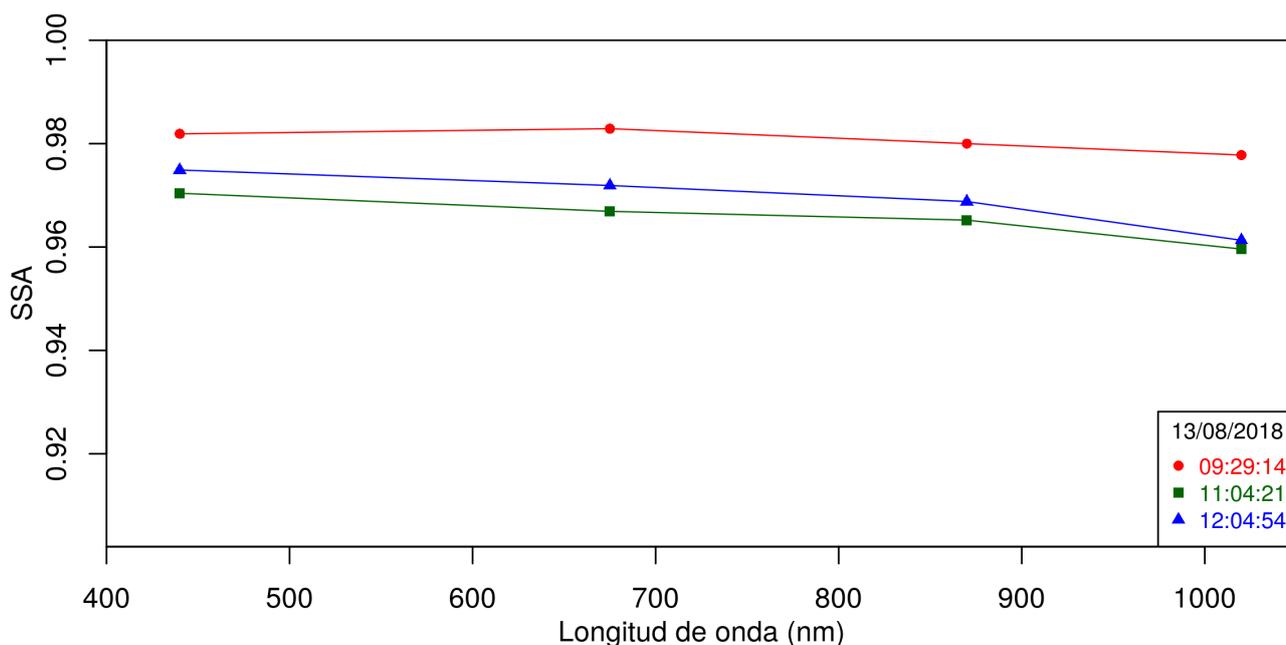


Figura 6.11: SSA a longitudes de onda de 440, 675, 870 y 1020 nm.

Índice de refracción (n_r)

Como comentamos en el capítulo 1 cuando describimos las propiedades ópticas, y en concreto dimos la definición del índice de refracción, vimos que este parámetro relacionaba sus partes real e imaginaria con la dispersión y la absorción respectivamente por el aerosol. Por ello su parte imaginaria tiene una fuerte dependencia con el SSA.

Para el estudio del índice de refracción tenemos que distinguir entre la parte real y la parte imaginaria de dicho índice, como ya explicamos en teoría.

Del trabajo de Duvobik et al., (2002), tomamos los datos de estos dos parámetros.

- Parte real del índice de refracción, n . Para este caso, el valor de este parámetro que se predice en el trabajo anteriormente mencionado es:

n
1.50 ± 0.04

En la Figura 6.12 se muestra en tres gráficas, correspondientes a 3 horas diferentes del día 13/08/2018, la variación de n con la longitud de onda para 4 longitudes de onda distintas (440, 675, 870, 1020 nm).

Los valores obtenidos para la parte real del índice de refracción se encuentran en torno a 1.506, sin observarse una dependencia clara con la longitud de onda para este parámetro. El valor obtenido para $n(\lambda)$ es prácticamente igual que el que predice en su trabajo Duvobik et al., (2002), que no muestra dependencia con λ .

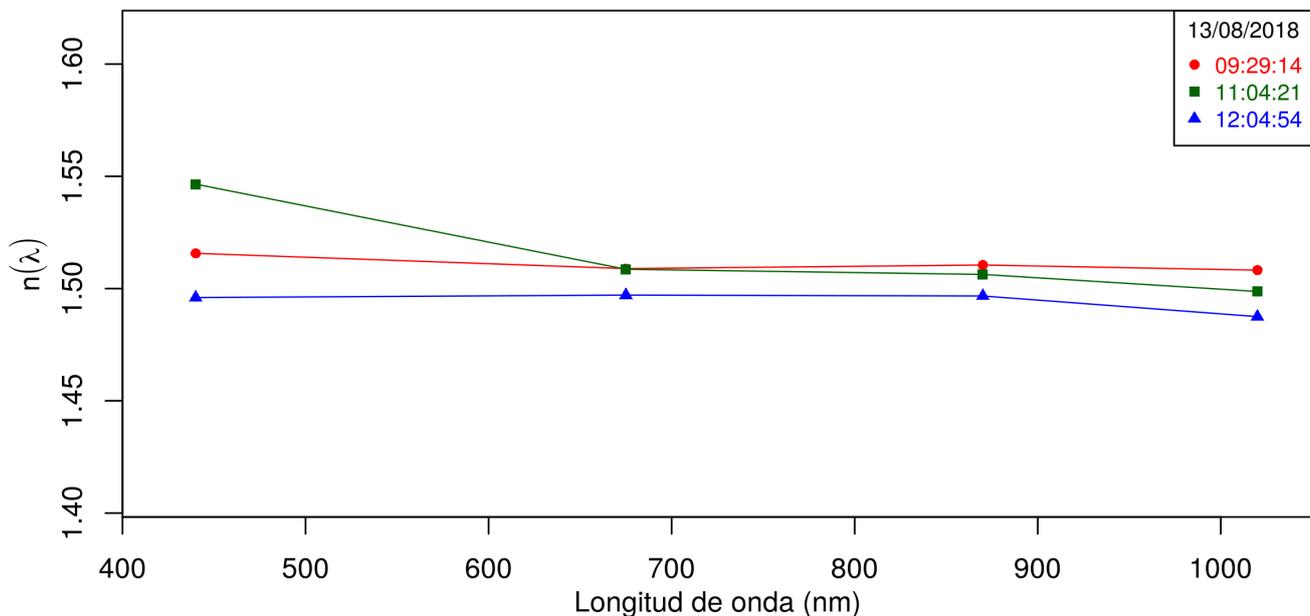


Figura 6.12: Parte real $n(\lambda)$ del índice de refracción para las longitudes de onda de 440, 675, 870 y 1020 nm.

- Parte imaginaria del índice de refracción, k . Para este caso, el valor de este parámetro que se predice en el trabajo anteriormente mencionado es:

k
0.0094 ± 0.003

En la Figura 6.13 se muestra en tres gráficas, correspondientes a 3 horas diferentes del día 13/08/2018, la variación de k con la longitud de onda para 4 longitudes de onda distintas (440, 675, 870, 1020 nm).

Los valores de $k(\lambda)$ oscilan entre 0.0027 y 0.0057. Lo cual da lugar a una incertidumbre tan alta en las medidas que este parámetro no va a dar información complementaria a los otros parámetros calculados.

El valor obtenido para k en el trabajo de Duvobik et al., (2002), dista bastante de los valores a los que nos acabamos de referir para nuestro caso de estudio. Esto puede deberse a que los valores registrados en dicho trabajo fueron obtenidos en un tiempo próximo a cuando se produjeron los incendios.

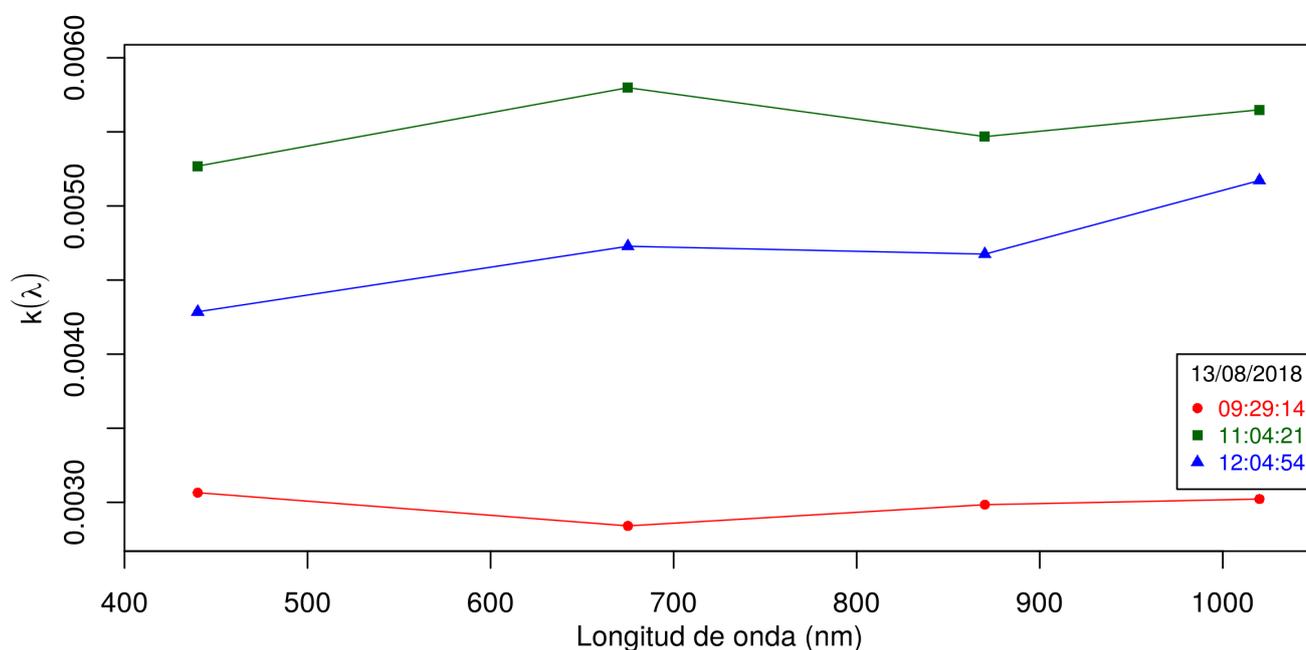


Figura 6.13: Parte imaginaria $k(\lambda)$ del índice de refracción para las longitudes de onda de 440, 675, 870 y 1020 nm.

Parámetro de asimetría (g)

En la Figura 6.14 se muestra en tres gráficas, correspondientes a 3 horas diferentes del día 13/08/2018, la variación de g con la longitud de onda para 4 longitudes de onda distintas (440, 675, 870, 1020 nm).

En nuestro caso de estudio, hemos obtenido que el parámetro de asimetría tiene una fuerte dependencia con la longitud de onda. Los valores de g oscilan entre 0.71 para la menor longitud de onda y 0.57 para la mayor longitud de onda.

Los valores del parámetro g que se predicen en el trabajo de Duvobik et al., (2002), para el caso de estudio mencionado son:

Longitud de onda	g
440	0.69 ± 0.06
670	0.61 ± 0.06
870	0.55 ± 0.06
1020	0.53 ± 0.06

Los valores de g obtenidos para nuestro caso de estudio son un poco superiores a los dados en el trabajo de Duvobik et al., (2002).

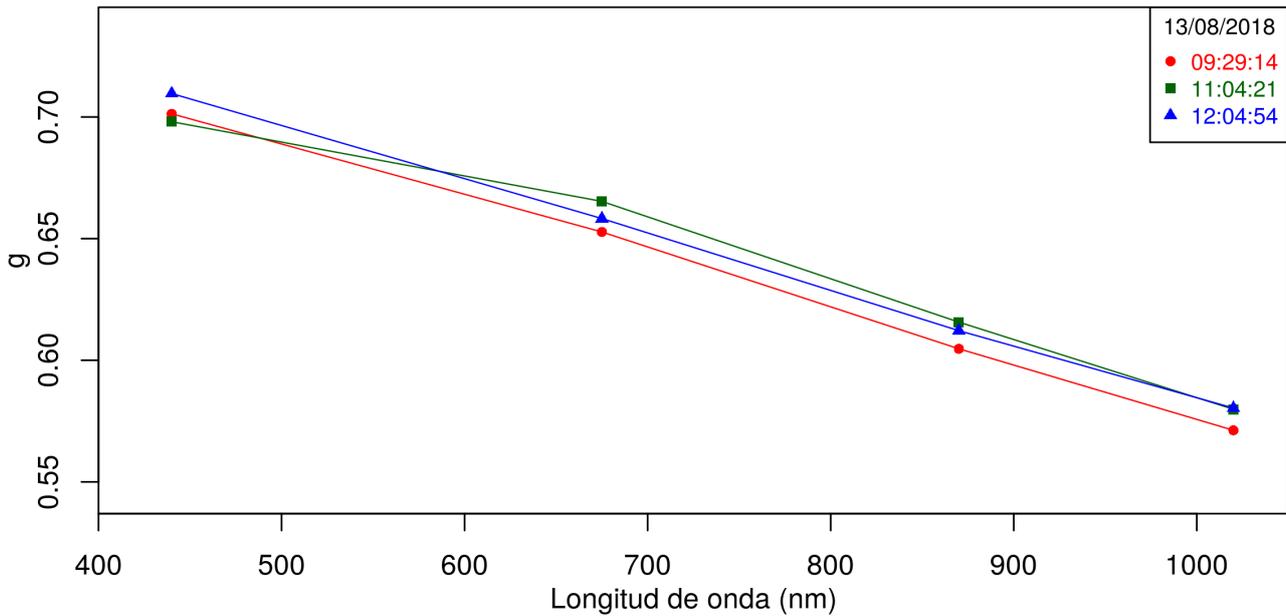


Figura 6.14: Factor de asimetría (g) para las longitudes de onda de 440, 675, 870 y 1020 nm.

Distribución volúmica de tamaños

En la Figura 6.15, mostramos la distribución de tamaños de las partículas para nuestro caso de estudio. Llama la atención los mayores valores de concentración en el rango de radios $0.05 \mu\text{m} < r < 0.5 \mu\text{m}$ (perteneciente al modo de acumulación), con los picos en el intervalo $(0.035, 0.071) \mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$ aproximadamente y $r \in (0.194, 0.255) \mu\text{m}$. Por ello nos encontramos ante una distribución dominada por la presencia de partículas finas.

Además aparece un pico, cuya intensidad es mucho menor, en el rango de radios pertenecientes al modo grueso ($1.0 \mu\text{m} < r < 15 \mu\text{m}$).

En el trabajo de Duvobik et al., (2002), para el aerosol producido por quema de biomasa cuyo combustible es bosque forestal, la distribución de tamaños de las partículas para todo el humo está dominada por el modo de acumulación ($0.05 \mu\text{m} < r < 0.5 \mu\text{m}$).

Para el modo fino, el trabajo de Duvobik et al., (2002) predice el siguiente valor para el radio:

$$r_{Vf} = [0.15 + 0.015 \tau(440)] \pm 0.01$$

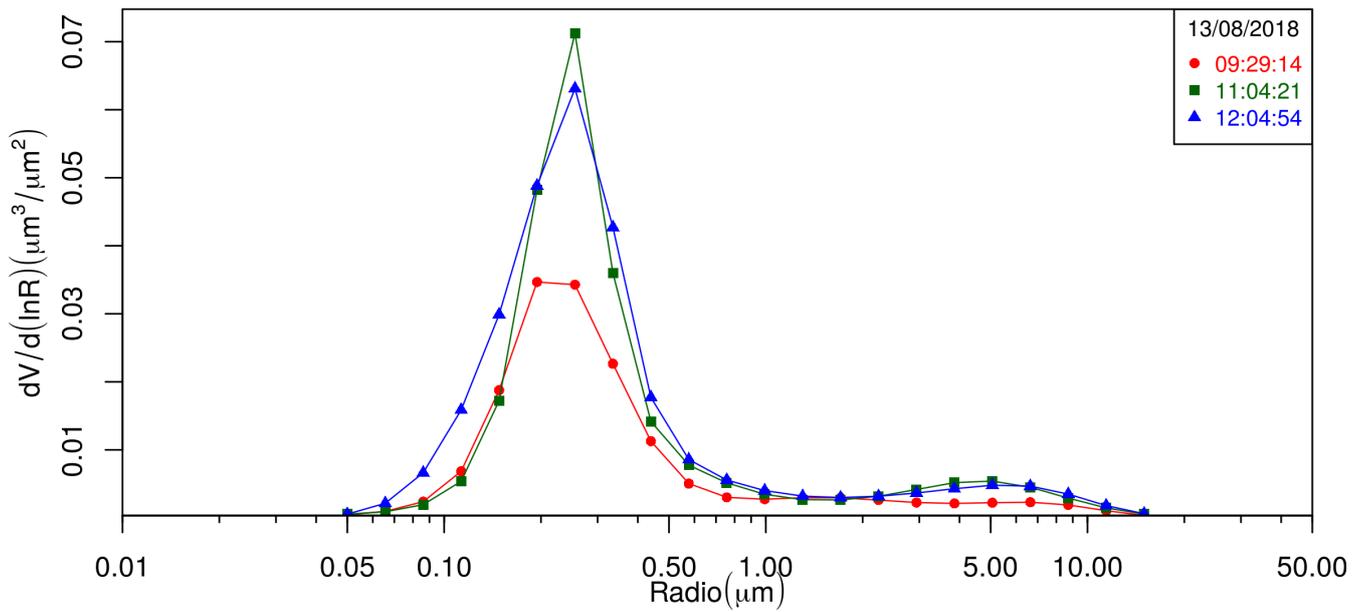


Figura 6.15: Distribución volúmica de tamaños en columna (en escala logarítmica de radios).

La medida de las 09:29:14 horas, es la que más se ajusta a los valores dados por el trabajo de Duvobik et al., (2002). A esta hora el valor de la concentración es aproximadamente $0.035 \mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$ y el valor del radio donde sucede el máximo es $0.194 \mu\text{m}$.

El aumento de la distribución volúmica de tamaños en columna observada en las dos curvas posteriores en el tiempo (verde y azul) guarda relación en cómo es la evolución temporal del evento en Ny-Ålesund, que muestra un incremento continuado hasta el final de la toma de datos.

6.3 Eficiencia del aerosol

Desde un punto de vista matemático, la eficiencia del aerosol se define como:

$$Eficiencia = \frac{\Delta(AOD)}{\Delta(V_{CT})}$$

es decir, la eficiencia del aerosol es el incremento de AOD que se produce como consecuencia del incremento unitario de V_{CT} .

Desde el punto de vista físico, la eficiencia del aerosol da idea de cuanto de efectivo es el aerosol para producir extinción.

Un valor de eficiencia alto para el mismo incremento de AOD necesita un incremento menor de concentración volúmica de partículas en columna que un valor de eficiencia más bajo.

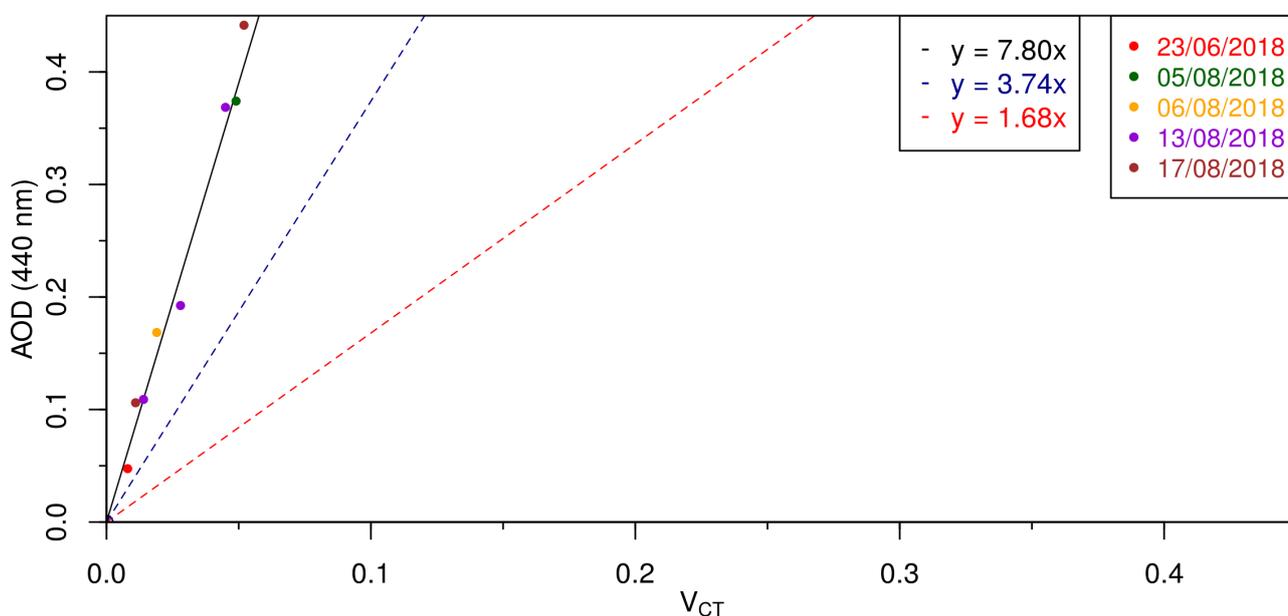


Figura 6.16: AOD vs V_{CT} : Eficiencia del aerosol. Los valores de las rectas discontinuas en azul y rojo han sido tomados de Burgos et al., (2016).

En la gráfica 6.16 se muestra la relación entre el AOD y la fracción de concentración de volumen total (V_{CT}). Con esta gráfica podremos estudiar la eficiencia del aerosol bajo estudio (Burgos et al., 2016).

Se han analizado la dependencia del AOD en función de la concentración en volumen para los 5 eventos más importantes registrados con las medidas del fotómetro. Estos eventos tuvieron lugar los días que vemos señalados en la leyenda de la Figura 6.16. Estos son, el 23 de junio de 2018 el aerosol detectado en nuestra estación procedía del norte de Rusia con una alta concentración de sulfatos en superficie, los eventos registrados el 5, 6, 13 y 17 de agosto de 2018 eran debidos al aerosol procedente del Noroeste de Rusia (zona del lago Baikal), donde se estaban produciendo grandes incendios desde la última quincena de julio, dicho aerosol ya ha sido descrito a lo largo de este capítulo, y es el que ha producido el evento más fuerte registrado en la estación el día 13 de agosto de 2018, que correspondía con aerosol producido por combustión de biomasa. Dichos eventos

tienen medidas también de parámetros de inversión. Se ha procedido a estudiar cómo es el AOD en función de la concentración volúmica en toda la columna.

Los valores de referencia de la eficiencia (pendiente de la recta azul y roja) dados en la Figura 6.16 se han tomado de Burgos et al., (2016) que estudiaron la eficiencia del aerosol desértico en la región de Castilla y León. La eficiencia de $1.68 \mu\text{m}^2 \mu\text{m}^{-3}$ fue dada para partículas gruesas, mientras que la de $3.74 \mu\text{m}^2 \mu\text{m}^{-3}$ fue dada para situaciones de mezcla donde hay partículas de los dos modos: fino y grueso. Como puede verse, los puntos de los eventos de alta carga de aerosol en Ny-Ålesund que se corresponden con partículas pequeñas, normalmente son el resultado de quema de biomasa en Canadá o Rusia y presentan una eficiencia mayor. El ajuste experimental de los puntos de la figura hace que se proponga un valor de eficiencia del aerosol de quema de biomasa de $7.80 \mu\text{m}^2 \mu\text{m}^{-3}$.

El gran problema a la hora de realizar este estudio ha surgido porque algunos de los días que hemos calificado e identificado como días en que estaba teniendo lugar un evento como se ha indicado en la Tabla 5.2, no disponen de medidas fiables de los parámetros de inversión. Con lo que no se han podido tener en cuenta en la Figura 6.16.

Capítulo 7

Conclusiones

El estudio del aerosol es muy amplio y variado. En este trabajo fin de grado hemos dado una descripción completa del aerosol producido por combustión de biomasa, ya que ha sido el tipo principal que hemos encontrado en todos los eventos estudiados en la estación de Ny-Ålesund (Svalbard, Ártico Europeo).

El objetivo general de este trabajo, que era conocer las fuentes que pueden dar lugar a eventos de alta turbiedad en el Polo Norte, ha sido superado. Hemos podido observar como las principales fuentes se encuentran en Canadá y en Rusia.

Por lo que partiendo de las fechas en las que se registraron los eventos de mayor turbiedad en Ny-Ålesund, se ha podido establecer el tipo de aerosol mediante el análisis de la carga de aerosol y la dependencia espectral que esta presentaba. Para llegar a este resultado garantizando que el aerosol encontrado había sido producido por quema de biomasa y poder estudiar sus propiedades, ha sido necesario el estudio de las retrotrayectorias de las masas de aire, las imágenes proporcionadas por el satélite MODIS y las concentraciones de contaminantes dadas por NAAPS, y con ello completábamos el objetivo de identificar las fuentes que daban lugar a los eventos.

A partir del estudio, durante el periodo que abarca de 2017 a 2019, de los eventos de alta turbiedad registrados en Ny-Ålesund, hemos podido crear un inventario específico con todos los eventos registrados en el periodo de tiempo de estudio. En este inventario hemos añadido unos comentarios de las características similares que presentaban los eventos cada mes de toma de datos. Ha sido considerado que en el Ártico, un evento de alta turbiedad puede ser aquel que presentaba un AOD mayor de 0.10, debido al bajo nivel de partículas que presenta una zona tan aislada y remota. Se han registrado un total de 81 días con evento de aerosol, aunque muchos de ellos presentan un valor de AOD no muy elevado, se pueden considerar como de mayor carga de aerosol respecto a las condiciones del fondo.

A la hora del estudio de las propiedades ópticas y microfísicas del aerosol, nos hemos centrado en uno de los eventos más fuertes registrados en los últimos años en Ny-Ålesund. Se ha profundizado en el caso de un evento de transporte de quema de biomasa en agosto de 2018. La dificultad de comparar los resultados mostrados en este trabajo con estudios anteriores radica en que las propiedades pueden variar dependiendo del combustible que esté ardiendo y del tiempo que tenga este aerosol en modificar sus propiedades en el transporte.

En el estudio de estas propiedades para el evento del 13 de agosto de 2018 las principales carac-

terísticas observadas son las siguientes. —Hemos comprobado que en este evento domina la presencia de partículas en modo fino. —Hemos observado como el SSA de este tipo de aerosol tiene una fuerte dependencia con la longitud de onda y aunque su poder de absorción es bajo, lo que puede ser debido a que el evento es detectado en Ny-Ålesund el 13 de agosto mientras que los incendios son producidos en la segunda quincena de julio en la zona del lago Baikal de Rusia; por lo que ha tenido lugar un transporte de partículas de aerosol a larga distancia y en un largo periodo de tiempo. —El aerosol presentaba características típicas de la quema de bosque boreal. —Los resultados presentan gran coincidencia con los valores de referencia.

Estudiando en conjunto todos los eventos de aerosol que disponen de medida de parámetros de inversión, se ha concluido que este tipo de eventos de quema de biomasa presenta una eficiencia de $7.8 \mu\text{m}^2 \mu\text{m}^{-3}$. Con esta información, estudios interdisciplinarios que incluyan distintos tipos de medidas como las realizadas *in situ* mediante filtros en la superficie pueden ser interpretadas en conjunto con medidas fotométricas que involucran a toda la columna.

El inventario realizado en este trabajo fin de grado (ver Anexo) será la base para poder desarrollar estudios sobre el impacto de las altas cargas de aerosol y todas sus consecuencias en la calidad del aire, en el balance radiativo y en el cambio climático en una zona de máximo interés científico como el Ártico Europeo.

Anexo

A.1 Inventario de eventos de alta turbiedad por días durante los tres años de medida en Ny-Ålesund.

Año	Mes	Día con evento	Media AOD (440nm)	Media AE (440-870nm)
2017	Junio	1	0.050	1.217
		2	0.059	0.956
		3	0.057	1.111
		6	0.040	1.222
		9	0.059	1.305
		24	0.057	1.856
2017	Julio	3	0.046	1.237
		24	0.046	1.641
		29	0.058	1.637
2017	Agosto	2	0.052	1.784
		12	0.039	1.444
		20	0.039	1.444
		21	0.322	1.291
		30	0.083	1.575
2017	Septiembre	6	0.069	1.570
		14	0.119	1.429
		15	0.087	1.523
2018	Marzo	22	0.066	1.403
		23	0.089	1.310
		25	0.098	1.025
		30	0.087	1.920
2018	Abril	2	0.163	0.747
		4	0.180	0.867
		5	0.096	1.454
		6	0.141	1.554
		7	0.090	1.175
		10	0.107	1.497
		17	0.079	1.166
		19	0.111	1.220
		23	0.099	1.250
		24	0.092	1.380
		25	0.071	1.352
		26	0.106	1.443
		27	0.099	1.325
29	0.080	0.978		
2018	Mayo	2	0.078	1.372
		3	0.091	0.850
		14	0.057	1.044

A.1 continuación.

Año	Mes	Día con evento	Media AOD (440nm)	Media AE (440-870nm)
2018	Junio	6	0.065	1.517
		11	0.070	1.253
		19	0.039	1.487
		22	0.049	1.056
		23	0.061	1.182
2018	Julio	30	0.049	1.742
2018	Agosto	1	0.065	1.563
		2	0.061	1.442
		5	0.375	2.004
		6	0.131	1.612
		7	0.132	1.603
		8	0.091	1.638
		13	0.322	1.497
		17	0.112	1.702
2018	Septiembre	3	0.100	1.126
		19	0.080	1.602
2019	Marzo	21	0.056	0.722
		22	0.205	0.676
2019	Abril	1	0.115	1.562
		6	0.087	1.248
		7	0.077	1.442
		8	0.076	1.613
		22	0.106	0.568
		29	0.106	1.639
		30	0.077	1.581
2019	Mayo	1	0.119	1.793
		2	0.139	1.609
		3	0.110	1.528
		4	0.097	1.869
		5	0.123	1.269
		6	0.068	1.752
		7	0.078	1.726
		8	0.079	1.873
		9	0.114	1.951
		10	0.108	1.789
		11	0.094	1.582
		21	0.057	1.671
		22	0.073	1.514
		23	0.083	1.368
2019	Junio	1	0.060	1.487
		2	0.065	1.302

Bibliografía

Alcántara, A., *Caracterización de las propiedades radiativas y microfísicas del aerosol atmosférico en la campaña Veleta 2002*, Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 2013.

Ångström, A., *On the atmospheric transmission of sun radiation an on dust in the air*, Geograf. Ann. Deut., 11:156-166, 1929.

Ångström, A., *The parameters of atmospheric turbidity*, Tellus, 16, 64-76, 1964.

Borbón, A., Mora, W., *Edición de Textos Científicos LATEX*, Instituto Tecnológico de Costa Rica, 2017.

Burgos, M.A., *Estudio de las propiedades en columna y superficie del aerosol atmosférico en la zona centro-norte de la Península Ibérica: énfasis en aerosol desértico*, Tesis Doctoral, Universidad de Valladolid, 2016.

Burgos, M.A., Mateos, D., Cachorro, V.E., Toledano, C., de Frutos, A.M., *Aerosol properties of mineral dust ant its mixtures in a regional background onnorth-central Iberian Peninsula*, 2016.

Dubovik, O., Holben, B.N., Eck, T.F., Smirnov, A., Kaufman, Y.J., King, M.D., Tanre, D., and Slutsker, I., *Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations*, J. Atm. Sci., 59, 590-608, 2002.

Durán, P., *Medidas espectrorradiométricas 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.

Guirado, C., *Caracterización de las propiedades de los aerosoles en columna en la región subtropical*, Tesis Doctoral, Universidad de Valladolid 2014.

Hess, M., Koepke, P. and Schult, I., *Optical properties of aerosols and clouds. The software package OPAC*. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 79, 5, 831-844, 1998.

Maturilli, M., Herber, A., and König-Langlo, G., *Climatology and time serie of surface meteorology in Ny-Ålesund, Svalbard*. April 2013.

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.

Radke, L. F. and Coauthors, *Particulate and trace gas emsissions from large biomass fires in North America. Global Biomass Burning: Atmospheric, Climatic, and Biopheric Implications*, J.S.

Levine, Ed., MIT Press, 209-224, 1991.

Santana, J.S., Farfán, E.M., *El arte de programar en R: un lenguaje para la estadística*, Ed. Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, 2014.

Smirnov, A., Yu. Villevalde, N.T., O'Neill, Royer, A., and Tarussov, A., *Aerosol optical depth over the oceans: analysis in terms of synoptic air mass types*, J. Geophys. Res., 100, 16 639-16 650, 1995.

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.

Stein, A.F., Draxler, R.R., Rolph, G.D., Stunder, B.J.B., Cohen, M.D., and Ngan, F., (2015). *NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system*, Bull. Amer. Meteor. Soc., 96, 2059-2077.

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.

Velasco, C., *Cambio en las propiedades del aerosol sahariano debido al transporte hasta el caribe*, Trabajo de Fin de Máster, Universidad de Valladolid, 2015.

Vergaz, R., *Propiedades ópticas de los aerosoles atmosféricos. Caracterización del área del Golfo de Cádiz*. Tesis doctoral, Universidad de Valladolid, Septiembre de 2001.

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

Zielinski, T., Blozacchini, E., Cataldi, M., Ferrero, L., Grabl, S., Hansen, G., Mateos, D., Mazzola, M., Neuber, R., Pakszys, P., Posyniak, M., Ritter, C., Sv eri, M., Sobolewski, P., Traversi, R., and Velasco-Merino, C., *Study of Chemical and Optical Properties of Biomass Burning Aerosols during Long-Range TRansport Events toward the Arctic in Summer 2017*, 2020.