



Universidad de Valladolid

Facultad de Ciencias

TRABAJO FIN DE GRADO

Grado en Física

**Procesado preliminar de datos del fotómetro CIMEL 318T
desplegado en el ártico noruego.**

Autor: Alberto Espinosa Arranz

Tutor/es: Ángel M. de Frutos Baraja - Carlos Toledano Olmeda

ÍNDICE

ÍNDICE	2
RESUMEN	3
ABSTRACT	4
INTRODUCCIÓN	5
CAPÍTULO 1. IMPORTANCIA DE LOS AEROSOL	6
1.1. ¿Qué es el aerosol atmosférico?	7
1.2. Clasificación de aerosoles	8
1.3. Efectos de los aerosoles atmosféricos.	10
CAPÍTULO 2. FOTOMETRÍA SOLAR Y LUNAR	14
2.1. Red AERONET	16
2.2. Fotómetro CIMEL triple multibanda sun-sky-lunar CE318-T	17
2.3. Fotometría solar	18
2.4. Fotometría Lunar	21
Modelo Irradiancia espectral de la Luna (modelo ROLO).	22
CAPÍTULO 3. PROCESADO DE DATOS. CASOS DE ESTUDIO	27
Tratamiento de datos	28
Valladolid	29
Burjassot	30
Andenes	31
CAPÍTULO 4. CONCLUSIONES Y LÍNEAS FUTURAS	35
Líneas Futuras.	35
BIBLIOGRAFÍA	37

RESUMEN

La red mundial de seguimiento de aerosoles AERONET, gestionada a nivel mundial por la NASA, y en menor medida por la Universidad de Lille y el Grupo de Óptica Atmosférica (Universidad de Valladolid) proporciona una serie de datos de aerosoles a lo largo de un gran número de estaciones de medida alrededor de todo el mundo. En este trabajo de fin de grado hemos procesado datos de tres de esas estaciones, pero en esta ocasión, no con un fotómetro solar, que es el instrumento que normalmente se utiliza para medir las propiedades de los aerosoles. En este trabajo de fin de grado hemos trabajado con fotómetros lunares capaces de proporcionar datos de aerosoles utilizando la Luna como fuente de radiación.

La primera parte de este trabajo ha sido conocer los aerosoles, sus características principales, el espesor óptico de aerosoles (AOD: aerosol optical depth, característica fundamental para caracterizar los aerosoles) y los efectos que producen en el clima.

En segundo lugar hemos estudiado las principales leyes físicas para la toma de datos del AOD con fotómetros teniendo como fuente el Sol o la Luna. Por otro lado hemos estudiado un modelo que permite usar la Luna como fuente y así obtener resultados del AOD también en la noche.

Para terminar hemos realizado el procesado de datos reales con los nuevos fotómetros CIMEL sun-sky-lunar triple multibanda 318-T en 3 estaciones de AERONET (Valladolid, Burjassot y Andenes) gestionadas por el Grupo de óptica atmosférica (Universidad de Valladolid) con objeto de comprobar si un fotómetro lunar puede dar resultados con una incertidumbre comparable a la de un fotómetro convencional de AERONET. La motivación principal de este trabajo ha sido procesar los datos del nuevo fotómetro CIMEL 318-T, instalado en la estación ártica de Andenes (Noruega). Su correcto funcionamiento permitirá obtener datos de AOD en las largas noches del ártico.

ABSTRACT

The Aerosol Robotic Network (AERONET), managed by NASA, the University of Lille and the Atmospheric Optics Group (University of Valladolid), provides a set of data of aerosols along a great number of measurement stations around the world.

To perform this degree thesis, we have processed data from three of these AERONET stations. But, instead of making use of a sun photometer, we have worked with a lunar photometer. This photometer is able to provide aerosol properties data using the moon as radiation source.

The first part of this work was to study the aerosol, its main properties, the AOD (aerosol optical depth, a key feature to characterize aerosols) and the effects that they have on the climate.

Secondly, we have studied the main physical laws to gather AOD's data using lunar and solar photometers. On the other hand, we have evaluated a model to overcome the difficulty of using the moon as a source and to obtain results of AOD also at night.

Finally we did a real data processing of the new triple sun-sky-lunar CIMEL 318-T multiband photometer at 3 stations AERONET (Valladolid, Burjassot and Andenes) managed by the Group of Atmospheric Optics (University of Valladolid), wanting to test if a lunar photometer can give the same results as a conventional photometer using the sun as a source of radiation. The main motivation of this study was to process the data of the new 318-T CIMEL installed in the Arctic Station Andenes (Norway). Its correct operation will allow to obtain data of AOD in the long nights of the arctic.

INTRODUCCIÓN

El estudio de aerosoles es una parte importante de la física de la atmósfera y aún nos queda mucho por conocer. Estudiar las características, sus desplazamientos, su comportamiento frente a otros compuestos de la atmósfera y en general cómo afectan al clima es un desafío para multitud de científicos en todo el mundo.

En este trabajo se tratará de explicar en qué consisten los aerosoles, cómo se clasifican y qué efectos tienen sobre el clima. Por otro lado, hemos querido comprender las leyes físicas que rigen la toma de datos de los fotómetros de la red AERONET, cuyo objetivo principal desde hace años ha sido el estudio de aerosoles.

Uno de los problemas de la toma de datos de aerosoles por medio de la fotometría solar es la poca continuidad de las series de datos. Dado que se utiliza el Sol como fuente de radiación los problemas son evidentes, condiciones de nubosidad (nubes tapando el sol) y la propia noche. En cuanto a lo primero no podemos hacer nada, pero otro de los objetivos principales de este Trabajo de Fin de Grado es la comprensión de un modelo que explica cómo se puede tomar la irradiancia extraterrestre de la Luna de forma precisa para así poder tomar datos de aerosoles también por la noche utilizando la Luna como fuente de radiación.

Comprendiendo esos modelos se han desarrollado fotómetros lunares que nos proporcionan los datos teniendo la Luna como fuente de radiación. El objetivo principal del trabajo ha sido realizar el procesado del espesor óptico de aerosoles en la estación de Andenes en el período de noche ártica usando la Luna como fuente. Su procesado nos permitirá mejorar las calibraciones del fotómetro y obtener medidas correctas en las noches árticas. También se ha procesado datos de los fotómetros lunares de Valladolid y Burjassot para mejorar su calibración. El GOA se encarga de la gestión de las estaciones de Andenes y Valladolid mientras que la de Burjassot, gestionada por el Grupo de radiación solar (Universidad de Valencia), se encarga de la calibración de los fotómetros.

CAPÍTULO 1. IMPORTANCIA DE LOS AEROSOLES

Los aerosoles tienen importantes consecuencias para el clima global, los procesos del ecosistema y la salud humana. La contaminación atmosférica por aerosoles se define como el cambio en la composición natural de la atmósfera debido a la suspensión de partículas, siendo uno de los grandes problemas ambientales en los países más desarrollados. Por otro lado, los aerosoles presentan una alta variabilidad espacial y temporal en la atmósfera con lo que su estudio es muy importante para saber los efectos que producen sobre el clima. (Aerosoles Atmosféricos, s.f. Experiencias astronómicas)

El efecto de los aerosoles sobre el clima es un área de investigación bastante activa. Al igual que con la mayoría de los aspectos de la ciencia del clima, los temas son complejos.. Las distintas fuentes naturales y antropogénicas, así como los mecanismos atmosféricos de transporte y deposición, hacen que la distribución espacial y temporal de los aerosoles atmosféricos sea enormemente variable.

El calentamiento global inducido por los gases de efecto invernadero reciben gran cobertura de prensa, pero este no es el único problema de cambio climático que está experimentando nuestro planeta. Las emisiones de minúsculas partículas hacia nuestra atmósfera conocidas como aerosoles, también están afectando nuestro clima. Los aerosoles provienen tanto de fuentes naturales (como tormentas de polvo, erupciones volcánicas y fuegos) como de fuentes antropogénicas (sobre todo centrales eléctricas que usan carbón y motores de combustión interna de automóviles y camiones). Los aerosoles alteran el balance energético de la Tierra (algunos dispersan o reflejan la luz, mientras que otros absorben parte de la energía solar) y causan cambios al ciclo del agua pues los aerosoles desempeñan un papel crítico en la formación de nubes y gotas de agua. Los efectos generales de los aerosoles son complejos porque hay gran cantidad de tipos, que influyen sobre diversos aspectos del clima de muchas maneras.

1.1. ¿Qué es el aerosol atmosférico?

Cuando hablamos de aerosoles atmosféricos nos referimos al conjunto de partículas líquidas o sólidas que se encuentran en suspensión en la atmósfera y que se mantienen el tiempo suficiente para poder observarlas y medirlas.

Por su origen, los aerosoles atmosféricos pueden clasificarse en naturales, compuestos principalmente por cenizas volcánicas (Figura I.I), esporas, polen, sal marina, polvo natural, etc, y en antropogénicos, derivados de la actividad humana ya sea por chimeneas, actividad industrial, contaminantes gaseosos...

Su razón de mezcla en superficie es variable, desde unos pocos mg/m^3 de un aire limpio a los $1000 mg/m^3$ que pueden alcanzarse en una atmósfera muy contaminada. Su presencia se debe a causas diversas: combustiones por procesos industriales, calefacciones, etc, productos generados en la misma atmósfera por reacciones químicas entre sustancias como sulfatos, nitratos, productos gaseosos..., movimientos de masas de aire que arrastran consigo partículas marinas o polvo desértico, etc.

El tamaño de las partículas que podemos encontrar en la atmósfera oscila desde unos pocos nanómetros ($nm = 10^{-9}m$) hasta unas 100 micras ($micra = 10^{-6}m$). Las partículas más pequeñas (por debajo de 0.1 micras) viven un tiempo muy corto, ya que se coagulan con otras partículas para formar agregados más grandes, y además intervienen de forma decisiva en la formación de nubes al actuar como núcleos de condensación. Su eliminación de la atmósfera es por tanto muy efectiva. Cuando las partículas tienen tamaños entre 0.1 y 1 micras aproximadamente, su eliminación de la atmósfera es más lenta. Las partículas en este rango de tamaños son además las que interactúan de forma más eficaz dispersando y absorbiendo radiación solar. Por último, las partículas de 1-2 micras se forman por procesos mecánicos y son las que más contribuyen a la masa total de aerosoles. Se eliminan sobre todo por sedimentación debido a la acción de la gravedad.



Figura I.I: Volcán Puyehue fotografiado por el instrumento MODIS a bordo del satélite Aqua de la NASA.

La mayor parte de los aerosoles de la atmósfera se concentran en la troposfera, es decir, relativamente cerca del suelo, hasta 1-2 km de altura. Las partículas que llegan a la atmósfera de forma natural o antropogénica, son eliminadas de la atmósfera por diferentes mecanismos, ya sea por precipitación o por la propia acción gravitatoria, lo que da lugar a un tiempo de vida de los aerosoles atmosféricos que puede variar de unos minutos a semanas en la troposfera (la capa más baja de la atmósfera) y llegar hasta años si las partículas consiguen llegar a la estratosfera (común en las erupciones volcánicas) ya que ahí procesos como la condensación o la precipitación no suceden.

Otra de las características de los aerosoles es que una vez suspendidas en la atmósfera pueden ser transportados por ella, en ocasiones, a miles de kilómetros de distancia. Un ejemplo muy claro y al que estamos acostumbrados es la llamada calima. La calima que suele afectar a España es un aerosol desértico con origen en el Sahara (Figura I.II). En determinadas regiones del sur de la península Ibérica y de Canarias llega con bastante frecuencia, hasta un 25% de los días (Toledano, ACTA, s.f.). Otro caso son los grandes incendios de origen agro-forestal, como los que se realizan en vastas extensiones cada primavera en el este de Europa, originan grandes masas de humo que afectan incluso a áreas remotas del Ártico. Este tipo de prácticas están prohibidas en la Unión Europea. Como último ejemplo, éste de gran relevancia a nivel climático, masas cargadas de aerosol desértico y contaminación originadas en el sudeste asiático, cruzan el océano Pacífico y llegan a Norteamérica o bien se extienden por el océano Índico.

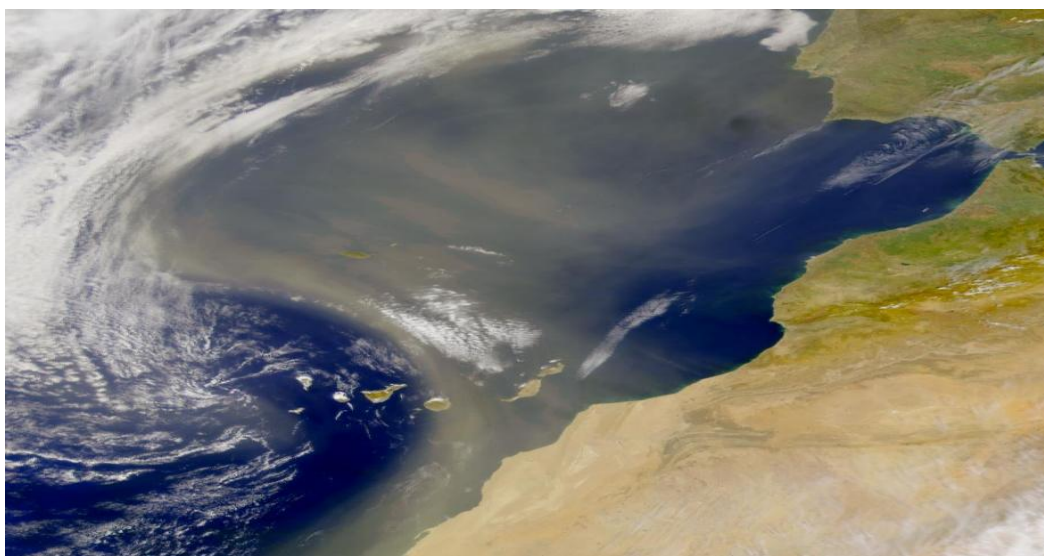


Figura I.II: Polvo africano en suspensión arrastrado desde África, en marzo de 2010. Foto NASA.

1.2. Clasificación de aerosoles

Son muchas las características de los aerosoles que son objeto de estudio a la hora de determinar sus efectos: forma, tamaño, composición química... No vamos a profundizar mucho en la clasificación de los aerosoles ya que hay mucha literatura al respecto (Durán, 1997; Vergaz, 2001; Toledano, 2004; Prats, 2009). Nuestra clasificación va a estar orientada desde un punto de vista climático, pues por las propiedades radiativas

de cada tipo de aerosol encontrado en la naturaleza, cada uno influirá de un modo determinado en el balance radiativo. Los modelos climáticos en los que entran en juego los aerosoles atmosféricos establecen una serie de tipos bien marcados, existen clasificaciones más exhaustivas pero elegiremos una más didáctica. (Vergaz, 2001).

- **Aerosol ártico.**

Su presencia se debe a la localización del frente polar. En invierno, éste frente se sitúa en latitudes más bajas, lo que provoca que se mezclen con aerosoles antropogénicos procedentes de la Europa industrializada y pueden llegar a alcanzar regiones árticas. En verano este frente está en latitudes más altas, evitando en gran parte mezclarse con los aerosoles de latitudes más bajas y protegiendo la zona ártica. Las masas de aire ártico suelen llegar con poca carga de aerosoles, y conformando una mezcla de aerosol marino (que se integra en el modo de acumulación) y mineral (de partículas más gruesas). En los periodos de abril-mayo y septiembre-octubre también entran en juego aerosoles de tipo biológico por ciclos naturales de vegetación.

- **Aerosol desértico.**

Algunas de las grandes circulaciones de aerosoles tiene como protagonista al aerosol desértico. En España tenemos que tener en cuenta la cercanía con el desierto del Sahara y otras regiones áridas del norte de África, que supone uno de los mayores generadores de este aerosol en el planeta. Si bien son evidentes generadores de turbiedad, los aerosoles desérticos tienen una gran variabilidad en sus propiedades, desde ópticas a microfísicas.

- **Aerosol continental.**

Bajo este nombre se encuentran varios tipos de aerosoles, desde el continental puro (zonas rurales) hasta los biogénicos o urbanos. Cada uno de ellos tiene unas características determinadas:

- El rural o continental limpio se encuentra en zonas poco pobladas alejadas de núcleos densos de población. Contienen sustancias solubles en agua y polvo.
- El forestal se encuentra en zonas con grandes masas vegetales (selvas africanas o sudamericanas) cargados por componentes generados biológicamente.
- El continental promedio que se localiza en zonas rurales no muy alejadas de núcleos urbanos. Una mezcla de humo, polvo y sustancias solubles en agua.
- El continental urbano procedente de zonas con gran densidad de población. Producidos por plantas industriales, zonas residenciales y tráfico. Están compuestos principalmente por nitratos, sustancias conteniendo azufre y carbón, polvo mineral y cenizas.

- **Aerosol marítimo.**

Los modelos de aerosoles consideran que el aerosol marítimo, el más abundante del planeta, es una mezcla de sustancias solubles en agua (99,96%) y de partículas salinas en agua (0,04%). Podemos determinar tres tipos de aerosol marítimo, con sus respectivas características:

- El aerosol marítimo limpio o puro se forman a partir de masas de aire que nacen o permanecen durante bastante tiempo en mitad del océano alejado de cualquier costa. En estas condiciones se forma un aerosol compuesto de partículas generadas por la actividad biológica mezclado con sulfatos y partículas salinas.
- El aerosol marítimo puro puede verse influenciado por otra masa de aire procedente del continente cargando aerosoles desérticos. La mezcla de las dos masas de aire hace que se formen aerosoles típicos en las costas españolas.
- Análogamente, junto a regiones muy industrializadas, especialmente en zonas costeras, el aerosol de tipo urbano puede terminar mezclándose con el marítimo puro, modificando sus distribuciones de tamaños. La importancia de este aerosol en la producción de nubosidad (actúa como núcleo de condensación) y por ende en el balance radiativo atmosférico es mayor de lo que puede parecer en un primer momento. (Vergaz, 2001)

En todos estos tipos de aerosoles hay que tener en cuenta todos aquellos que sean hidrófilos, pues al condensarse vapor de agua sobre ellos pueden cambiar su forma, tamaño y propiedades, en especial propiedades ópticas.

1.3. Efectos de los aerosoles atmosféricos.

Los aerosoles atmosféricos influyen en el clima a través de varios mecanismos, e inciden en la calidad del aire y por tanto también en la salud de las personas. Pueden ser químicamente activos y cambiar sus propiedades mientras se encuentran en la atmósfera.

En cuanto a la calidad del aire y la salud, una atmósfera cargada con gran cantidad de aerosoles puede provocar o agravar problemas respiratorios, alergias, etc., además de tener otros efectos en la vida cotidiana, como la disminución de la visibilidad o simplemente la suciedad debida a la sedimentación de partículas.

La directiva europea 1999/30/CE estableció valores máximos anuales y diarios para las concentraciones PM₁₀ (pequeñas partículas sólidas o líquidas de

polvo, cenizas, hollín, partículas metálicas, cemento o polen, dispersas en la atmósfera, y cuyo diámetro es menor que 10 μm). Se estableció un valor máximo de 50 microgramos por metro cúbico, que no debería ser excedido más de 35 días al año hasta 2005 y sólo un máximo de 7 días al año en 2010. Evidentemente esta directiva tiene como finalidad reducir las emisiones contaminantes, pero se enfrentan a dos problemas: en primer lugar estas concentraciones pueden verse superadas pero por episodios de aerosoles de origen natural, lo cual no debe contabilizarse. Por otro lado es sabido que las masas de aire cargadas de aerosoles pueden desplazarse grandes distancias, por tanto, se pueden medir concentraciones superiores a lo estipulado pero en regiones muy alejadas del lugar donde se producen las emisiones contaminantes. De cualquier modo naturales o antropogénicos los niveles superiores a 50 microgramos por metro cúbico son perjudiciales para la salud e implica igualmente una alerta por parte de las autoridades civiles (Toledano, ACTA, s.f.).

Sin duda el interés más actual respecto a los aerosoles atmosféricos es su efecto sobre el clima terrestre. Los aerosoles intervienen en numerosos procesos muy importantes, como la formación de nubes o la atenuación de radiación solar (por absorción y dispersión). Es evidente la gran relevancia de los aerosoles en el clima, pero existe un pobre conocimiento científico de cómo influyen en determinados procesos, lo que impide una evaluación cuantitativa fiable de su contribución en términos globales de calentamiento o enfriamiento del planeta Tierra.

Dos de los efectos más importantes de los aerosoles en la atmósfera es la dispersión y la absorción de radiación solar. La dispersión (scattering en inglés) devuelve al espacio una fracción de la radiación solar que incide sobre la Tierra. En conjunto, nubes, gases y aerosoles devuelve al espacio el 22% de la radiación solar incidente. El efecto de los aerosoles se muestra de manera explícita cuando ocurren grandes erupciones volcánicas como el Chichón (México, Abril de 1982), Nevado del Ruiz (Colombia, Noviembre de 1985) o sobre todo, la del Pinatubo (Filipinas, Junio de 1991). Estas erupciones son impredecibles y las cantidades de gases y partículas enviadas a la atmósfera desbordan cualquier predicción hecha a priori: 7×10^6 , 0.75×10^6 , 20×10^6 Tm de SO_2 (Bluth et al., 1992) respectivamente, donde sus efectos persisten durante varios años (Olmo et al., 1999). Se ha estimado que las partículas que expulsó el Pinatubo, junto con las que se originaron a partir de la conversión del SO_2 , provocaron descensos globales de 0.5 °C en las temperaturas estivales del año siguiente (Figura I.III).

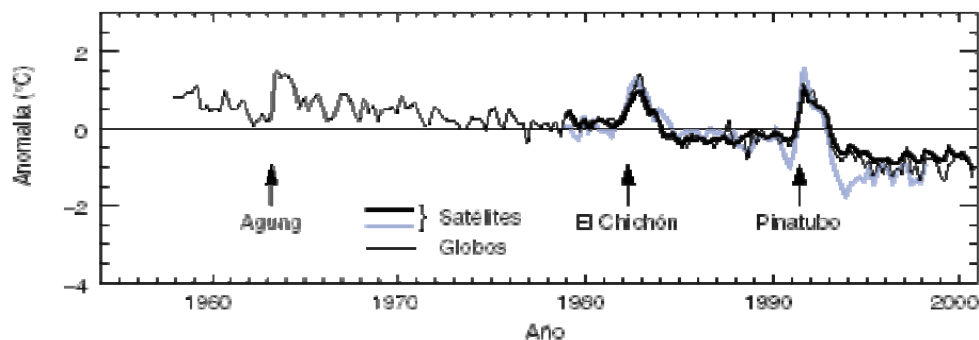


Figura I.III: Series temporales de anomalías en las temperaturas estacionales de la estratosfera inferior, basadas en globos y satélites.

Este efecto sobre el clima, es decir, la atenuación de la radiación solar, se conoce como efecto directo, y en general supone un enfriamiento del sistema climático excepto en el caso de aerosoles muy absorbentes sobre superficies altamente reflectantes (hielo o nieve).

La absorción de la radiación por parte de la partícula produce un calentamiento que se traslada a la atmósfera, alterando el perfil vertical de la temperatura. Esto tiene un impacto sobre la formación de nubes, pudiendo alterar de forma indirecta el balance energético modificando las propiedades de las nubes dado que estos actúan como núcleos de condensación (CCN). Twomey (1977) y posteriormente Charlson et al. (1987) han propuesto que dado un contenido en agua, si se aumenta el número de núcleos de condensación se provoca que el agua líquida disponible se distribuya en un mayor número de pequeñas gotas, aunque de menor dimensión que las que habría con menos CCN. Esto produce, finalmente, un aumento en el albedo de la nube en cuanto a la radiación de onda corta (reflejando al espacio mayor parte de la radiación solar incidente), pero muy poca o ninguna variación en la de onda larga. En la región del Atlántico Subtropical se ha determinado que un cambio del 30% en la concentración de los núcleos de condensación produciría un forzamiento radiativo global de -2 W/m^2 (Raes et al., 1997). Por otra parte, los procesos de formación de lluvia se debilitan ya que al ser gotas más pequeñas puede que no se produzca el tamaño crítico para la precipitación, aumentando la vida media de la nube y por tanto la cobertura nubosa de la Tierra. Estos efectos indirectos de los aerosoles son muy difíciles de cuantificar.

El esfuerzo de IPCC (Panel intergubernamental para el cambio climático) da un paso más al intentar evaluar el efecto que, sobre el sistema climático, tienen los aerosoles producidos exclusivamente por el hombre. Según el informe del IPCC (2007), el forzamiento radiativo proveniente del aumento de los gases de efecto invernadero antropogénicos es positivo (calentamiento), mientras que los efectos directo e indirecto de los aerosoles negativo (enfriamiento), presentando éste la mayor incertidumbre (Figura I.IV). Ésta se debe a que los aerosoles presentan inhomogeneidades con características regionales más fuertes, dada su distribución espacial, tamaño, forma y composición química.

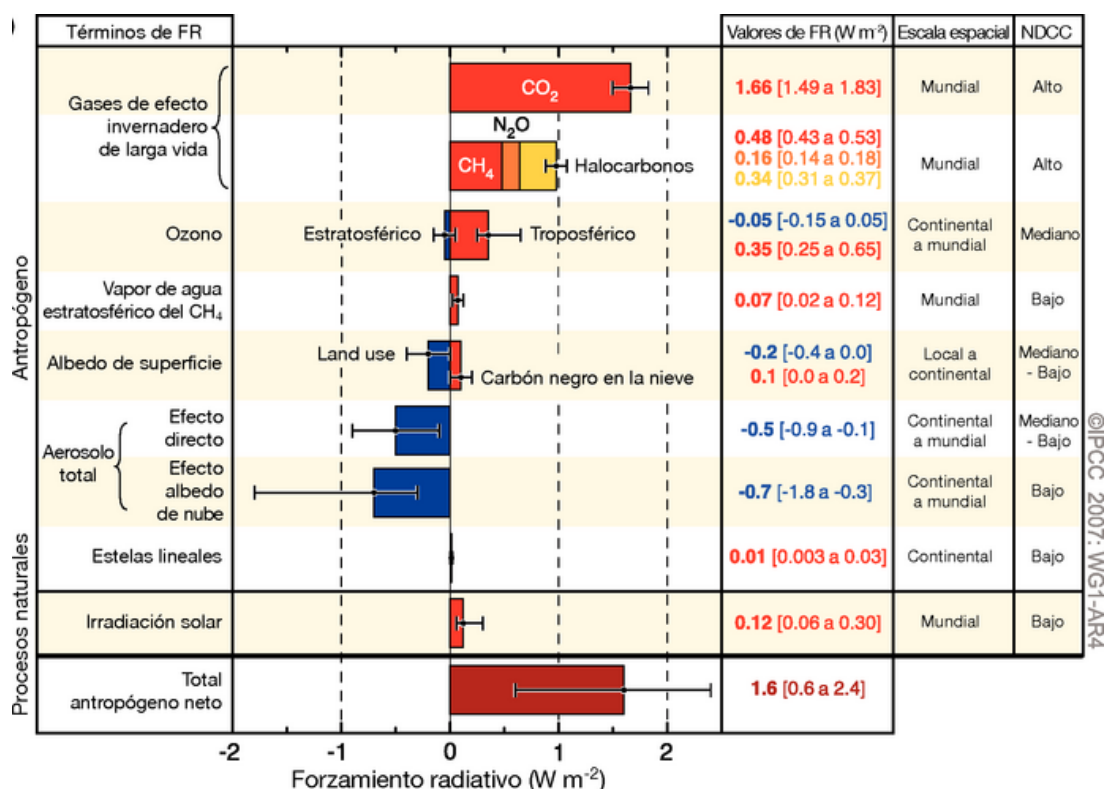


Figura I.IV : Forzamiento radiativo medio mundial en 2007. Las columnas de la derecha especifican los mejores cálculos de intervalos de probabilidad (valores FR); la extensión geográfica típica del forzamiento (escala espacial); y el nivel de conocimiento científico (LOSU, en sus siglas en inglés) que indica el nivel de confianza de los valores.

La imagen presenta el forzamiento radiativo de los principales grupos de aerosoles y gases de efecto invernadero. El efecto indirecto de los aerosoles que se muestra es su efecto en el tamaño y número de gotas de las nubes. Observamos que queda mucho camino por recorrer para llegar a entender el papel que juegan los aerosoles en el clima. Ésta es por tanto una de las cuestiones todavía abiertas en nuestra comprensión y capacidad de predicción del clima.

La composición química, la distribución espacial, vertical y temporal de los aerosoles, así como las características ópticas (dispersión y absorción) microfísicas (distribución de tamaños y forma), son los parámetros esenciales para determinar su impacto sobre el clima, en particular sobre la radiación. Para ello es necesario poder medir estos parámetros de manera continuada y a escala global. Finalmente se requiere estudiar y comprender los mecanismos físicos y químicos que intervienen, para introducir cada vez con mayor precisión el efecto de los aerosoles en los modelos del clima.

CAPÍTULO 2. FOTOMETRÍA SOLAR Y LUNAR

Existen numerosas técnicas para medir ese conjunto de parámetros que son necesarios para evaluar el forzamiento radiativo de los aerosoles. Podemos distinguir, al menos, las siguientes: muestreo directo, medidas "in situ" y técnicas de detección remota. Todas ellas se emplean tanto para realizar medidas en la atmósfera como experimentos de laboratorio.

El muestreo de aerosoles consiste en recoger partículas generalmente mediante el bombeo de aire sobre filtros, análisis de la precipitación, etc. Esto permite evaluar la concentración en masa, en análisis de formas y tamaños, por ejemplo mediante microscopio, la composición química, iónica, etc.

Una de las medidas más extendidas es la concentración de partículas PM₁₀ ya mencionada. Las medidas de PM₁₀ están muy extendidas por todo el mundo, con estaciones automáticas que proporcionan este valor estándar, que sirve de referencia también en redes de medida como EMEP (European Monitoring and Evaluation of Long-Range Air Pollution; medida y evaluación de contaminación a gran escala en Europa). Esta medida, al evaluar la concentración de partículas a nivel del suelo, está muy ligada a la calidad del aire y la salud humana.

Las medidas "in situ" tratan de evaluar determinadas propiedades de los aerosoles en el propio medio, es decir, suspendidos en la atmósfera. Los instrumentos que realizan este tipo de medidas utilizan diversos métodos para contar las partículas que hay en el aire o determinar parámetros ópticos (que determinan la interacción con la radiación), como los coeficientes de scattering y de absorción.

Si antes de contar las partículas se clasifican además por tamaños, por ejemplo mediante la ionización de las partículas y su paso por un campo eléctrico, es posible determinar la distribución de tamaños de los aerosoles. Esta medida nos indica cuántas partículas hay de cada tamaño, y es fundamental para evaluar los efectos de los aerosoles. La distribución de tamaños es característica de los distintos tipos de aerosoles. Por ejemplo, el humo de los incendios forestales o la contaminación urbana o industrial están formados predominantemente por partículas finas, mientras que el aerosol mineral de origen desértico o el aerosol marítimo tienen una contribución mucho mayor de las partículas gruesas. En la siguiente imagen (Figura II.I) mostramos el ejemplo de distribuciones de tamaños, en la que vemos además que las partículas de contaminación pueden cambiar de tamaño con el paso de las horas por coagulación entre ellas o cambios de humedad.

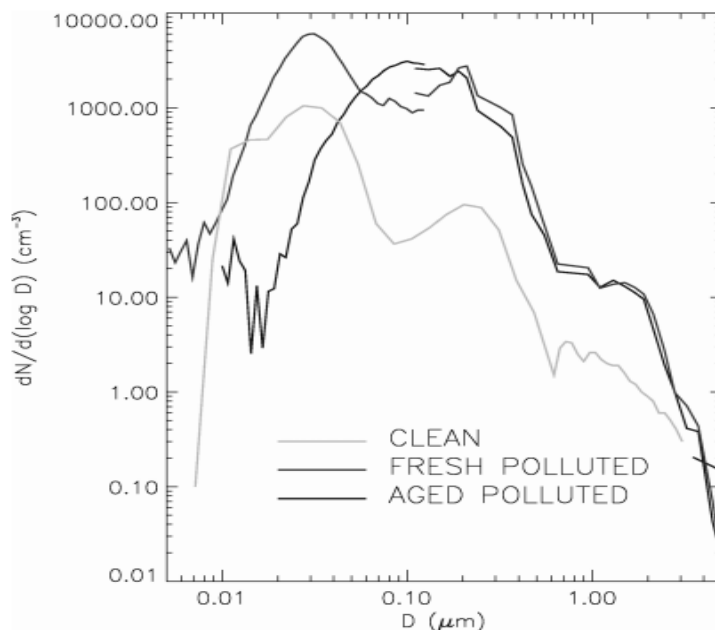


Figura II.I: Ejemplo de distribuciones de tamaños medidas en la atmósfera. El eje vertical indica el número de partículas (N) para cada rango de tamaños (en diámetro, D). En el eje horizontal se especifica el diámetro de las partículas entre 5 nm y 5 micras. Se trata de medidas realizadas desde un avión dentro de la campaña ACE-2, que tuvo lugar en el verano de 1997 en las costas de Portugal. Se muestran tres medidas: una masa de aire limpia, otra de contaminada reciente y otra masa de aire con contaminación más antigua. (Toledano, ACTA)

Las técnicas de detección remota (remote sensing) proporcionan información sobre los aerosoles mediante la medida de los efectos de los aerosoles sobre la radiación. En este grupo encontramos los fotómetros, lidar, radar, tanto en instrumentos colocados a nivel del suelo como a bordo de avión o satélite. A diferencia de las medidas "in situ" que miden aerosoles en superficie, los fotómetros toman medidas de las propiedades de los aerosoles en toda la columna atmosférica. En este TFG hemos trabajado con fotómetros, por ello vamos a centrarnos más en este tipo de instrumentación y en los parámetros ópticos que se puede medir.

2.1. Red AERONET

La red AERONET (AErosol ROBotic NETwork, <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>; Holben et al., 1998) nació de la necesidad de sistematizar la observación remota de los aerosoles para validar medidas de satélite. Creada por la NASA, se expandió posteriormente gracias a colaboraciones nacionales e internacionales. Empezó a operar en 1998 y actualmente engloba una federación de redes (AERONET de Norteamérica, PHOTONS de Francia, AEROCAN de Canadá y RIMA de la Península Ibérica) de fotómetros para la medida de aerosoles (Holben et al., 1998). La red está gestionada por el Goddard Space Flight Center (GSFC) de la NASA y el Laboratorio de Óptica Atmosférica (LOA) de la Universidad de Lille. Para asegurar el éxito de una red con cobertura a nivel mundial como es ésta (actualmente hay operativos más de 500 estaciones repartidas por todo el planeta (Figura II.II)) se requieren unos estándares en cuanto a la instrumentación, calibración y tratamiento de los datos. Siguiendo estos protocolos y con el mismo objetivo se ha creado la Red Ibérica de Medida fotométrica de Aerosoles (RIMA, <http://www.rima.uva.es>) de la cual es responsable actualmente el Grupo de óptica atmosférica de la Universidad de Valladolid y que en la actualidad se extiende más allá de la península ibérica hasta otros lugares de Europa e incluso a Cuba. Otras instituciones en España son INTA (Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial); AEMET (Agencia Estatal de Meteorología) y el CIEMAT (Centro de Investigaciones Energéticas y Medioambientales). Por otro lado, gran parte de las estaciones AERONET de Europa y África occidental pertenecen realmente a PHOTONS (PHOTométrie pour le Traitement Opérationnel de Normalisation Satellitaire, <http://www-loa.univ-lille1.fr/photons>). Los datos de la red AERONET proporcionan observaciones globales y prácticamente en tiempo real de espesor óptico de aerosol, vapor de agua, así como radiancia del cielo y, a posteriori y mediante un algoritmo de inversión, características tanto físicas como ópticas (radiativas) del aerosol. La importancia de la red radica en la variedad de estaciones con condiciones y tipos de aerosoles muy diversos: marítimos, desérticos, árticos, contaminados, etc. Los datos recogidos, enviados vía satélite o vía Internet, se procesan en el GSFC.

Dada la ya larga historia de esta red, ha ido evolucionando a lo largo del tiempo. Hasta el 2006 se contaba con la llamada Versión 1 del algoritmo de procesado de los datos correspondientes tanto a las medidas de directa, como el espesor óptico de aerosol o el coeficiente alfa de Ångström, como los productos de la inversión a partir de medidas de radiancia. Actualmente, y desde principios del 2007, se han aplicado mejoras tanto en los cálculos como en las asunciones a priori y otra serie de consideraciones llegándose a la ya establecida versión 2.

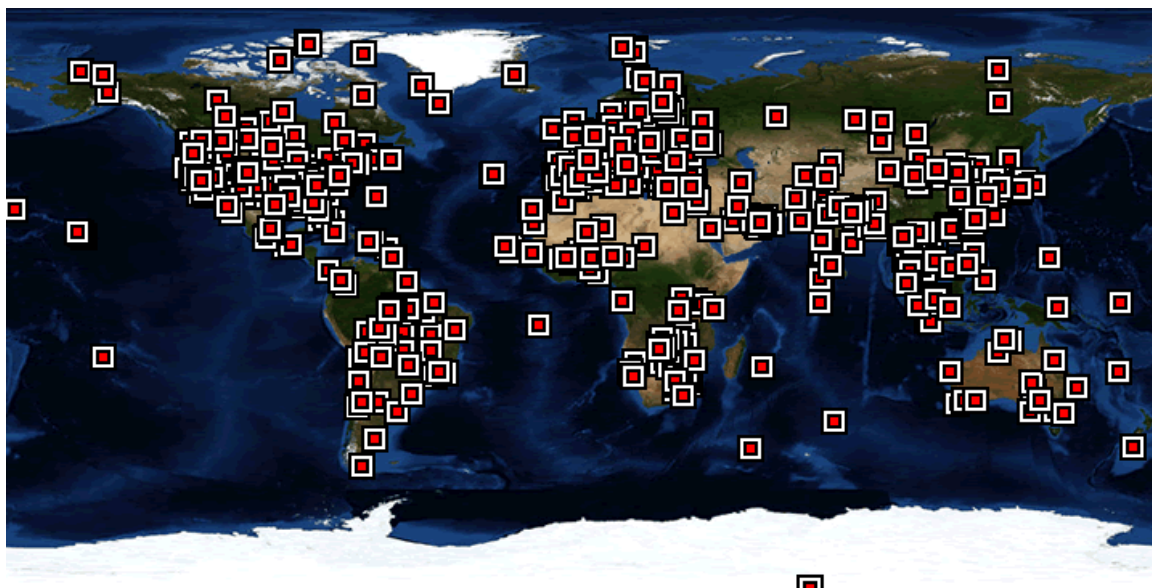


Figura II.II: Situación de los fotómetro CIMEL que pertenecen a la red AERONET (tomado de la web de AERONET)

2.2. Fotómetro CIMEL triple multibanda sun-sky-lunar CE318-T

El fotómetro CIMEL es el instrumento estándar de la red AERONET. La secuencia de medidas de todas las estaciones es idéntica. La transmisión de los datos producidos por el fotómetro se hace mediante satélite, o bien vía internet. Las transmisiones para cada estación se pueden seguir en tiempo cuasi-real en la página web de AERONET, así como los avisos sobre posibles problemas, como por ejemplo la exactitud de hora del fotómetro y del transmisor, los voltajes de las baterías, etc. En el año 2012 el GOA creó una página web (www.caelis.uva.es) en la que se pueden seguir, en tiempo cuasi-real, los valores obtenidos por los fotómetros de las estaciones que están a su cargo, así como avisos sobre posibles problemas que tengan los instrumentos de medida.

El fotómetro CIMEL CE318-T es un fotómetro de alta precisión para las medidas de las propiedades ópticas de la atmósfera (sol, cielo, la luna y la reflectancia del suelo) y proporciona la cuantificación y caracterización físico-óptica de los aerosoles.

La tecnología del fotómetro CE318 es mejorada constantemente para que esté a la altura de los nuevos retos tecnológicos para la observación y el seguimiento del clima. El fotómetro CIMEL sigue siendo el dispositivo de referencia para la mayoría de redes de observación de aerosoles y más específicamente para la federación internacional de redes AERONET.

El CE318-T realiza mediciones primarias de acuerdo con patrones estandarizados automáticos: la radiancia de Sol y del cielo en varias longitudes de onda tanto de día como de noche midiendo directamente la radiancia de la Luna en lugar del Sol (Figura II.III). El fotómetro CE318-T mide en 1020, 1640, 870, 675, 440, 500, 940, 380 y 340 nm.

Mediciones brutas pueden ser automáticamente procesadas para obtener varios parámetros atmosféricos como la distribución de tamaño de aerosoles, sus propiedades ópticas o la cantidad de vapor de agua.

La amplia gama de parámetros que podemos obtener hace del fotómetro CE318 un dispositivo a nivel mundial para las siguientes aplicaciones:

- Caracterización y cuantificación de aerosoles
- Calibración de las medidas de aerosoles tomadas por satélite
- La detección de cenizas volcánicas en tiempo real
- Determinación del AOD (espesor óptico de aerosoles)
- Determinación de las propiedades ópticas de la atmósfera para formación de imágenes por satélite
- Determinación de la cantidad de agua precipitable
- Monitoreo de la calidad del aire

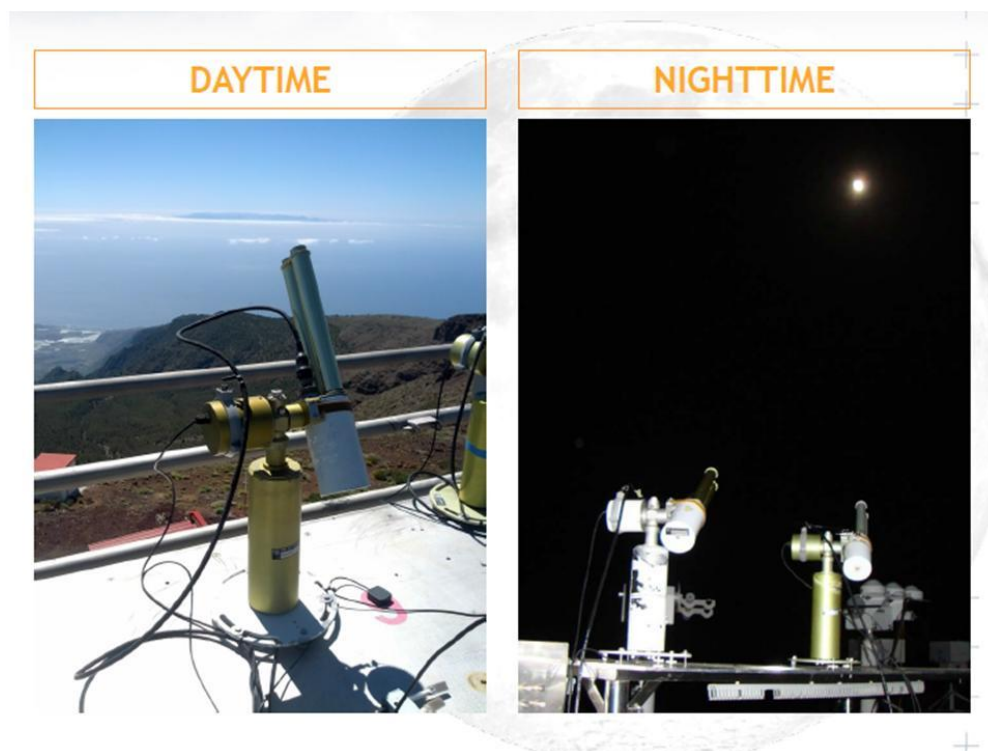


Imagen II.III Fotómetro sun-sky-lunar multibanda midiendo de día y de noche (Imagen obtenida de la web izana.aemet.es)

2.3. Fotometría solar

Los efectos de los aerosoles sobre la atmósfera y el clima se pueden resumir en los efectos directos de atenuación de la radiación, por scattering y absorción, y los efectos indirectos por su participación en la formación de nubes, y por tanto por su influencia sobre las características radiativas de las mismas, como el albedo.

Los aerosoles dejan su "firma" en la radiación que, procedente del sol, llega hasta la superficie de la tierra. El estudio de componentes atmosféricos, no sólo aerosoles si no también ozono, vapor de agua, oxígeno, etc. mediante medidas fotométricas se basa en la comparación entre el espectro de la radiación solar directa en la superficie de la tierra y el espectro solar extraterrestre. Ambos están representados en la Figura II.IV. La diferencia entre ellos se debe a la atmósfera, por atenuación debida a scattering de moléculas (scattering Rayleigh) y aerosoles (scattering Mie), y por absorciones selectivas debidas a diferentes componentes atmosféricos como el ozono, oxígeno, vapor de agua, etc.

Así pues, suponiendo una atmósfera plano-paralela de una sola capa, la atenuación se puede expresar mediante la ley de Beer-Bouguer-Lambert:

$$I = I_0 \cdot e^{-\tau m}$$

I es la irradiancia medida a nivel del suelo, I_0 es la irradiancia extraterrestre bien conocida, τ es el espesor óptico total de la atmósfera (espesor óptico de toda la columna atmosférica), y m es la masa óptica, que se define como la razón entre el espesor óptico en la vertical y el espesor óptico en una dirección determinada. (Toledano, 2004)

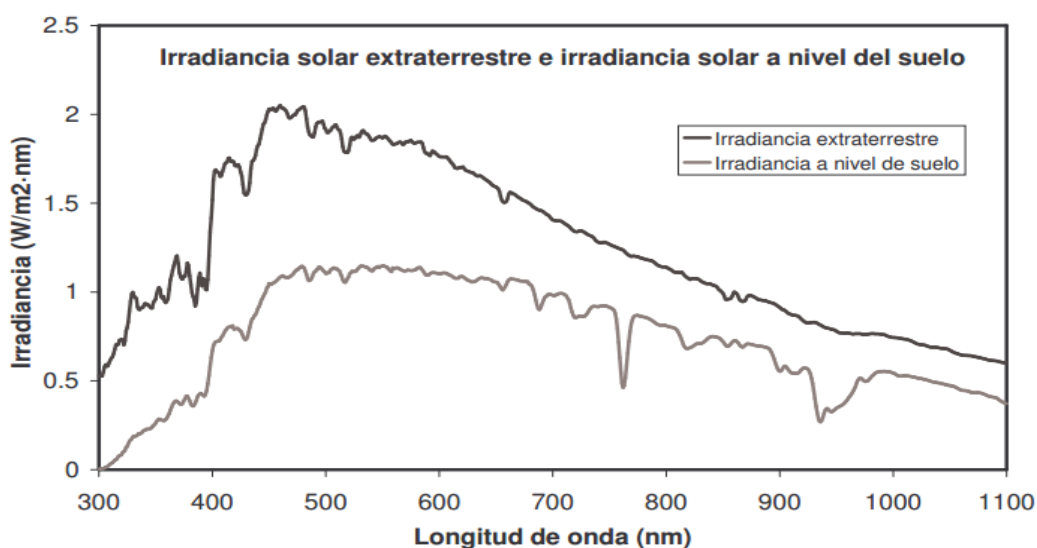


Figura II. IV: Irradiancia solar extraterrestre y al nivel del suelo. Espectro en el rango 300-1.100 nm a nivel del suelo tomado con una elevación de 44° sobre el horizonte (la región visible abarca de los 400 a los 700 nm) (Toledano, 2004)

Nuestra medida habitual para calcular el espesor óptico de la atmósfera es una medida directa al sol (medida de extinción). En este caso, asumiendo el modelo de la atmósfera plano paralela, la masa óptica se puede expresar en función del ángulo cenital solar (θ) como (Pedro Miguel Romero Campos, Rosa Delia García Cabrera, Victoria E. Cachorro Revilla, Nota técnica 12 de Aemet):

$$m = 1/(\cos\left(\theta \cdot \frac{\pi}{180}\right) + 0.15 \cdot (93.885 - \theta)^{-1.253})$$

A partir de la ley de Beer-Bouguer-Lambert, el espesor óptico total de la atmósfera viene dado por:

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

El espesor óptico de la atmósfera es una medida de transmitancia de la atmósfera en la dirección vertical y depende de la longitud de onda de la radiación. La contribución a este espesor óptico por parte de las moléculas del del aire es conocida por el scattering Rayleigh que viene dado por:

$$\tau_R = \frac{1}{117.2594 \cdot \lambda^4 - 1.3215 \cdot \lambda^2 + 3.2073 \cdot 10^4 - 7.6842 \cdot 10^{-5} \cdot \lambda^2}$$

Las absorciones selectivas de radiación por parte de gases dependen de la cantidad del gas en cuestión y se puede ver también en la Figura II.IV: en 780 nm (debida al oxígeno), en 940 nm (debida al vapor de agua, contenido muy variable) o en el ultravioleta (300-350 nm), donde el ozono, que varía con la situación geográfica y la estación del año, absorbe prácticamente toda la radiación que viene del sol. Fuera de las zonas de absorción la principal variable del espesor óptico es la contribución de aerosoles, es decir el espesor óptico de aerosoles. Esta magnitud óptica nos va a servir para describir la cantidad de aerosoles en la atmósfera.

Para obtener el espesor óptico de aerosoles (τ_a), restamos la contribución al espesor óptico total la contribución que se debe al scattering Rayleigh (τ_R) y las absorciones por parte de diferentes gases atmosféricos τ_g que en este trabajo vamos a tomarlo como nulo debido a las longitudes de onda que mide el CIMEL.

$$\tau_a = \tau - \tau_R - \tau_g$$

El espesor óptico de aerosoles es el parámetro fundamental y primario en el estudio de las propiedades de los aerosoles. Se trata de un indicador del contenido vertical de la cantidad (índice de turbiedad) de aerosoles en la atmósfera, y a partir de sus valores y haciendo uso de la teoría Mie, se puede utilizar toda una metodología de algoritmos de inversión para obtener la distribución de tamaños de los aerosoles (Toledano, 2004). Podemos encontrar diversos algoritmos de inversión, como por ejemplo el de King et al. (1978) que sólo utiliza la información del espesor óptico, o bien aquellos que utilizan conjuntamente medidas de espesor óptico y radiancia del cielo como se observa en la figura II.V (Nakajima et al, 1989; Dubovik and King, 2000).

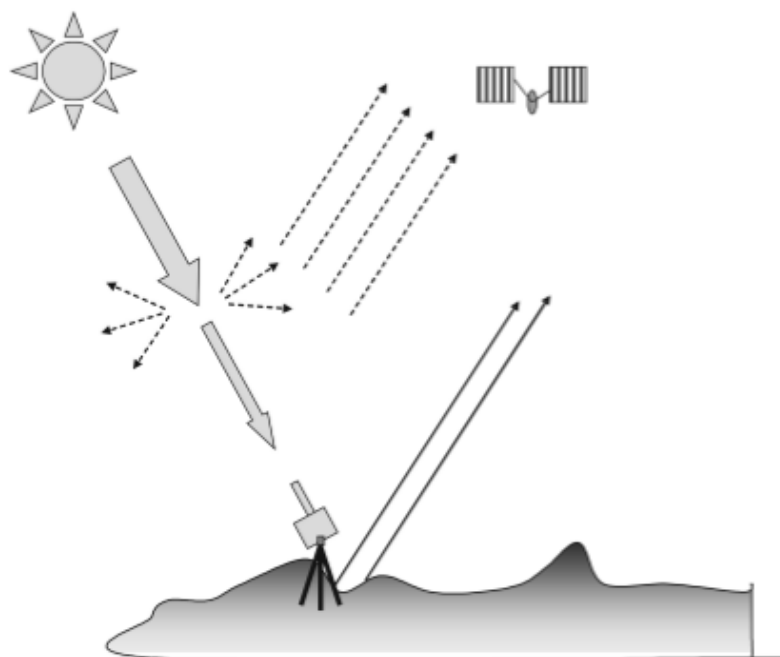


Imagen II.V: Esquema de la radiación que llega hasta un fotómetro en superficie y la que llega a un sensor de satélite: radiación reflejada en la superficie y radiación dispersada por moléculas y aerosoles en la atmósfera (líneas discontinuas) (Toledano ACTA)

2.4. Fotometría Lunar

Como ya hemos dicho, la red mundial AERONET (AErosol Robotic NETwork) de la NASA es una herramienta ampliamente utilizada por la comunidad científica para el estudio de las propiedades de los aerosoles atmosféricos. Este programa consiste en medidas diurnas de espesor óptico de aerosoles (τ_a) tomadas de manera continua y globalmente distribuidas haciendo uso de los fotómetros solares. Es precisamente la falta de observaciones nocturnas lo que introduce uno de los obstáculos para la reducción de las incertidumbres asociadas al efecto de los aerosoles en la evolución de nuestro clima y es necesario su seguimiento diario. Así pues, la introducción de medidas nocturnas en las actuales redes globales de aerosoles es necesario para el estudio de los mecanismos de transporte de aerosoles, para la validación en periodo nocturno de productos de teledetección o de modelos climáticos, para ampliar la baja resolución temporal que poseen las bases de datos actuales en estaciones polares, dado los extensos periodos de oscuridad a los que se ven afectados en invierno, y para estudiar el efecto de los aerosoles sobre la cobertura nubosa o detectar intrusiones de aerosoles durante la noche.

La fotometría Lunar tiene como principios básicos los mismos que la fotometría solar, el problema reside en saber la irradiancia extraterrestre de la luna ya que surgen varias complicaciones a la hora de realizar medidas con luz reflejada por la Luna, tanto por la reducida energía emitida por este cuerpo en comparación con la emisión solar, como por su complicada calibración teniendo en cuenta los ciclos de iluminación y las diferentes particularidades en su reflexión asociadas a su composición superficial y

geometría de iluminación. Para abordar estos problemas y así hacer que la fotometría lunar tome peso a la hora de estudiar los aerosoles se desarrolló el modelo ROLO para conseguir saber la irradiancia extraterrestre de la Luna en cualquier época del año y en cualquier lugar de la Tierra.

Actualmente lo que posibilita la fotometría lunar es el desarrollo del modelo ROLO y la apuesta de los fabricantes en desarrollar equipos comerciales y automáticos para la medida de la Luna, como el CIMEL 318-T.

Modelo Irradiancia espectral de la Luna (modelo ROLO).

En nuestro estudio hemos seguido el modelo del USGS (United States Geological Survey) desarrollado por Hugh H. Kieffer y Thomas C. Stone (The spectral Irradiance of the moon, Hugh H. Kieffer and Thomas C. Stone, 2005). El objetivo final es desarrollar un modelo espectral de la irradiancia de la Luna con una resolución angular y radiométrica y con precisión apropiada para la calibración desde la Tierra de satélites en órbita. Hay una necesidad de tener una norma espectral en órbita de la reflectancia solar en la región de longitudes de onda ($0.35 - 2.5 \mu m$). Los instrumentos en vuelo comúnmente experimentan cambios en la capacidad de respuesta de sus calibraciones previas al lanzamiento, los sistemas de calibración a bordo no utilizan el mismo camino óptico que los que se utilizan con un punto de vista desde la Tierra y tampoco la degradación de los componentes es la misma. Para la detección de las señales del cambio climático desde el espacio, la estabilidad a largo plazo de los instrumentos de medida de la banda solar de longitudes de onda es un 1% en más de una década (Satellite Instrument Calibration for Measuring Global Climatic Change, 2002), por eso es tan importante un buen modelo.

La base de datos para la especificación de la irradiancia lunar de la USGS es una extensa base de datos de imágenes de radiancia adquirida por el Robotic Lunar Observatory (ROLO) ubicado en el centro de Ciencias de USGS en Flagstaff, Arizona. ROLO observó la Luna en las noches claras entre el cuarto creciente y cuarto menguante durante más de 6 años. Telescopios gemelos entre sí cubrieron el rango de longitudes de onda desde el visible (VNIR, 350-950 nm en 23 bandas) hasta el infrarrojo de onda corta (SWIR, 950 hasta 2350 nm en 9 bandas). El resto del tiempo se dedicó a observar estrellas con el propósito de determinar las correcciones por la extinción atmosférica; se utilizó como referencia la estrella Vega, de la que sabemos bien su rango de longitudes de onda. La base de datos contiene más de 85000 imágenes lunares individuales (Figura II.VI), y varios cientos de miles de imágenes de estrellas.



Imagen II.VI: Imagen proyectada a 550 nm, ángulo de fase 9.02°, longitud solenográfica del observador -2.87° y latitud 6.80°. El área blanca rodeando al disco es la zona para acomodar los extremos de la libración. (Imagen del artículo THE SPECTRAL IRRADIANCE OF THE MOON, Hugh H. Kieffer and Thomas C. Stone)

El énfasis de Keiffer y Stone a la hora de desarrollar el modelo ha estado en conocer la irradiancia lunar integrada en el disco. Para el desarrollo de la forma analítica del modelo de irradiancia lunar y la determinación de los coeficientes del modelo, los datos de observación del ROLO son convertidos a reflectancia equivalente del disco. La irradiancia lunar es obtenida a partir de la integración de las imágenes lunares del ROLO después de haber sido corregidas por la extinción atmosférica y calibrando la luminosidad:

$$I'_k = \Omega_p \sum_{i=1}^{N_p} L_{i,k}$$

Donde $L_{i,k}$ es una medida de luminosidad individual (un pixel, por ejemplo) en la banda k de la Luna, Ω_p es el ángulo sólido de un pixel, y N_p es el total de pixeles que tiene el disco de la Luna en la imagen. Tanto para el desarrollo del modelo como para las comparaciones de las observaciones por satélites, los valores de la irradiancia de la Luna I' se corrigen para obtener la irradiancia I , por las distancia estándar adoptadas por el ROLO: distancia Sol-Luna D_{S-L} (1 AU), y la correspondiente al punto de vista del observador a la luna D_{O-L} respecto a 384,400 km (el radio medio de la órbita de la Luna alrededor de la Tierra).

$$I = f_d \cdot I', \text{ donde } f_d = \left(\frac{D_{S-L}}{1 \text{ AU}}\right)^2 \cdot \left(\frac{D_{O-L}}{384,400 \text{ km}}\right)^2$$

La conversión entre la irradiancia y la luminosidad efectiva del disco es:

$$I_k = A_k \Omega_k E_k / \pi$$

Donde A_k es la reflectancia del disco para la banda k , Ω_k es el ángulo sólido de la Luna ($6.4236 \cdot 10^{-5} \text{sr}$) y E_k es la irradiancia solar en la longitud de onda efectiva de la banda k . Los dos últimos términos son independientes de la distancia. Las reflectancias A_k , junto con los parámetros de la geometría de observación son las cantidades que marcan este modelo lunar.

La expresión analítica para la reflectancia equivalente del disco lunar se desarrolló empíricamente de forma que se introdujeran los coeficientes en función de la geometría de observación.

$$\ln A_k = \sum_{i=0}^3 a_{ik} g^i + \sum_{j=1}^3 b_{jk} \Phi^{2j-1} + c_1 \theta + c_2 \varphi + c_3 \Phi \theta + c_4 \Phi \varphi + d_{1k} e^{-\frac{g}{p_1}} + d_2 e^{-g/p_2} + d_{3k} \cos\left[\frac{g - p_3}{p_4}\right]$$

Donde g es la fase de la luna, θ y φ son la latitud y longitud selenográficas del observador y Φ es la longitud selenográfica del Sol.

El primer polinomio representa la dependencia de la función fotométrica sobre cualquier ángulo de fase, dejando de lado cualquier efecto de oposición. El segundo polinomio se aproxima a la asimetría de la superficie de la Luna que se ilumina. Los términos con c -coeficientes representan la cara de la luna que se está viendo (porcentaje de libración). La forma de los últimos tres términos, todos no lineales en g , son estrictamente empíricos.

Los datos del ROLO seleccionados están limitados a $1.55^\circ < g < 97^\circ$ con el requisito de que todas las imágenes utilizadas forman parte de la secuencia completa de los 32 filtros. Los datos fueron ponderados en las condiciones de observación nocturnas. Se realizaron dos iteraciones de procesamiento de datos ajustando por mínimos cuadrados, pero con todos los términos no lineales fijados a cero. Después de la primera iteración, se eliminaron los términos con residuos mayores que 3, después de la segunda los mayores de 0.25. Este proceso deja unas 1200 observaciones para cada banda. Luego se aplicó un proceso de adaptación para incluir a los términos no lineales. Este proceso produce 8 valores que son constantes a lo largo de la longitud de onda y 10 valores adicionales para cada filtro para un total de 328 coeficientes (Figura II.VII).

Así:

$$c_1 = 0.00034115; \quad c_2 = -0.0013425; \quad c_3 = 0.00095906; \quad c_4 = 0.00066229; \\ p_1 = 4.06054; \quad p_2 = 12.8802; \quad p_3 = -30.5858; \quad p_4 = 16.7498$$

WAVELENGTH (nm)	COEFFICIENT, TERM, NAME									
	a_0 , I, Constant	a_1 , g , Phase 1 (rad ⁻¹)	a_2 , g^2 , Phase 2 (rad ⁻²)	a_3 , g^3 , Phase 3 (rad ⁻³)	b_1 , Φ , SunLon 1 (rad ⁻¹)	b_2 , Φ^3 , SunLon 3 (rad ⁻³)	b_3 , Φ^5 , SunLon 5 (rad ⁻⁵)	d_1 , e^{-u/p_1} , Exponent 1	d_2 , e^{-u/p_2} , Exponent 2	d_3 , $\cos[(g - p_3)/p_4]$ Cosine
350.0.....	-2.67511	-1.78539	0.50612	-0.25578	0.03744	0.00981	-0.00322	0.34185	0.01441	-0.01602
355.1.....	-2.71924	-1.74298	0.44523	-0.23315	0.03492	0.01142	-0.00383	0.33875	0.01612	-0.00996
405.0.....	-2.35754	-1.72134	0.40337	-0.21105	0.03505	0.01043	-0.00341	0.35235	-0.03818	-0.00006
412.3.....	-2.34185	-1.74337	0.42156	-0.21512	0.03141	0.01364	-0.00472	0.36591	-0.05902	0.00080
414.4.....	-2.43367	-1.72184	0.43600	-0.22675	0.03474	0.01188	-0.00422	0.35558	-0.03247	-0.00503
441.6.....	-2.31964	-1.72114	0.37286	-0.19304	0.03736	0.01545	-0.00559	0.37935	-0.09562	0.00970
465.8.....	-2.35085	-1.66538	0.41802	-0.22541	0.04274	0.01127	-0.00439	0.33450	-0.02546	-0.00484
475.0.....	-2.28999	-1.63180	0.36193	-0.20381	0.04007	0.01216	-0.00437	0.33024	-0.03131	0.00222
486.9.....	-2.23351	-1.68573	0.37632	-0.19877	0.03881	0.01566	-0.00555	0.36590	-0.08945	0.00678
544.0.....	-2.13864	-1.60613	0.27886	-0.16426	0.03833	0.01189	-0.00390	0.37190	-0.10629	0.01428
549.1.....	-2.10782	-1.66736	0.41697	-0.22026	0.03451	0.01452	-0.00517	0.36814	-0.09815	-0.00000
553.8.....	-2.12504	-1.65970	0.38409	-0.20655	0.04052	0.01009	-0.00388	0.37206	-0.10745	0.00347
665.1.....	-1.88914	-1.58096	0.30477	-0.17908	0.04415	0.00983	-0.00389	0.37141	-0.13514	0.01248
693.1.....	-1.89410	-1.58509	0.28080	-0.16427	0.04429	0.00914	-0.00351	0.39109	-0.17048	0.01754
703.6.....	-1.92103	-1.60151	0.36924	-0.20567	0.04494	0.00987	-0.00386	0.37155	-0.13989	0.00412
745.3.....	-1.86896	-1.57522	0.33712	-0.19415	0.03967	0.01318	-0.00464	0.36888	-0.14828	0.00958
763.7.....	-1.85258	-1.47181	0.14377	-0.11589	0.04435	0.02000	-0.00738	0.39126	-0.16957	0.03053
774.8.....	-1.80271	-1.59357	0.36351	-0.20326	0.04710	0.01196	-0.00476	0.36908	-0.16182	0.00830
865.3.....	-1.74561	-1.58482	0.35009	-0.19569	0.04142	0.01612	-0.00550	0.39200	-0.18837	0.00978
872.6.....	-1.76779	-1.60345	0.37974	-0.20625	0.04645	0.01170	-0.00424	0.39354	-0.19360	0.00568
882.0.....	-1.73011	-1.61156	0.36115	-0.19576	0.04847	0.01065	-0.00404	0.40714	-0.21499	0.01146
928.4.....	-1.75981	-1.45395	0.13780	-0.11254	0.05000	0.01476	-0.00513	0.41900	-0.19963	0.02940
939.3.....	-1.76245	-1.49892	0.07956	-0.07546	0.05461	0.01355	-0.00464	0.47936	-0.29463	0.04706
942.1.....	-1.66473	-1.61875	0.14630	-0.09216	0.04533	0.03010	-0.01166	0.57275	-0.38204	0.04902
1059.5.....	-1.59323	-1.71358	0.50599	-0.25178	0.04906	0.03178	-0.01138	0.48160	-0.29486	0.00116
1243.2.....	-1.53594	-1.55214	0.31479	-0.18178	0.03965	0.03009	-0.01123	0.49040	-0.30970	0.01237
1538.7.....	-1.33802	-1.46208	0.15784	-0.11712	0.04674	0.01471	-0.00656	0.53831	-0.38432	0.03473
1633.6.....	-1.34567	-1.46057	0.23813	-0.15494	0.03883	0.02280	-0.00877	0.54393	-0.37182	0.01845
1981.5.....	-1.26203	-1.25138	-0.06569	-0.04005	0.04157	0.02036	-0.00772	0.49099	-0.36092	0.04707
2126.3.....	-1.18946	-2.55069	2.10026	-0.87285	0.03819	-0.00685	-0.00200	0.29239	-0.34784	-0.13444
2250.9.....	-1.04232	-1.46809	0.43817	-0.24632	0.04893	0.00617	-0.00259	0.38154	-0.28937	-0.01110
2383.6.....	-1.08403	-1.31032	0.20323	-0.15863	0.05955	-0.00940	0.00083	0.36134	-0.28408	0.01010

Figura II.VII: Coeficientes del modelo de irradiancia lunar ROLO (Tabla del artículo THE SPECTRAL IRRADIANCE OF THE MOON, Hugh H. Kieffer and Thomas C. Stone)

El promedio absoluto de los ajustes residuales sobre todas las bandas es de 0.0094 en $\ln A$, o aproximadamente un 1%. Este dato nos muestra la capacidad del modelo para predecir la variación de la radiación debido a los efectos geométricos, de fase y de libración.

Con los coeficientes mencionados, la fórmula de la reflectancia del disco y las distancia Tierra-Sol y Sol-Luna se puede calcular la irradiancia que refleja la Luna en todo momento. Esta irradiancia será la que se usa como irradiancia extraterrestre para el cálculo de AOD como en el caso del Sol. La irradiancia que refleja la Luna varía continuamente a diferencia de la del Sol que permanece prácticamente constante, por eso es tan importante este modelo desarrollado por Kieffer y Stone.

Aunque los datos del ROLO supone 1/4 del ciclo de repetición de libración (18.6 años), la cobertura para la libración es suficiente para un ajuste satisfactorio y para la capacidad de predicción. El siguiente diagrama de fase (Figura II.VIII) nos muestra los resultados lunares del modelo (rojo) y los datos de observación del ROLO (blanco) para 1234 puntos de datos en la banda de 555 nm. El rango de fase es de 90° antes de luna llena a 90° después. Las desviaciones del modelo que provocan las curvas en las líneas del diagrama muestran los efectos de la libración.

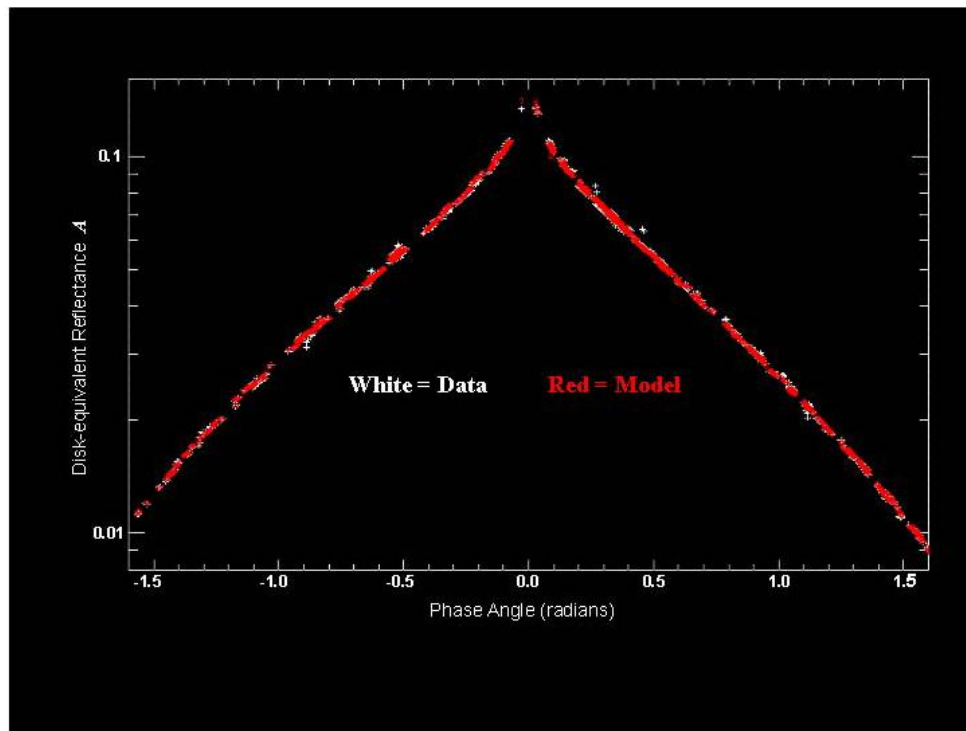


Figura II.VIII: Representación de la fase de la luna respecto a la reflectancia del disco con los datos del modelo(rojo) y los datos obtenidos por el ROLO (blanco). Diagrama obtenido de la web www.moon-cal.org

CAPÍTULO 3. PROCESADO DE DATOS. CASOS DE ESTUDIO

En este capítulo vamos a explicar cómo ha sido nuestro trabajo a la hora de procesar los datos que hemos obtenido de los fotómetros lunares situados en las bases de Valladolid, Burjassot y Andenes. El objetivo de nuestro trabajo era comprobar si los fotómetros lunares cumplían con las mismas funciones que los fotómetros solares ya han demostrado a lo largo de muchos años de medida.

Tratamiento de datos

El modelo de proceder con los datos que hemos seguido en este TFG es de la siguiente forma: De las tres bases de medida antes enumeradas, Valladolid, Burjassot y Andenes nos llegan en forma de triplete datos en cuentas digitales captadas por el fotómetro lunar, estos datos corresponden a una instante determinado, cada dato viene acompañado del día, hora, minuto y segundo en el que ha sido tomado. De Valladolid contábamos con unos 2400 datos, de Burjassot con 1600 aproximadamente mientras que en Andenes contábamos con casi 6000 datos.

De esas cuentas digitales, por medio de una calibración proporcionada por el GOA, basada en la transferencia de la calibración solar a la lunar a través del cálculo de la amplificación interna del fotómetro en una esfera integradora, obtenemos la irradiancia captada por los fotómetros para las longitudes de onda de 1020 (medida por dos sensores diferentes), 1640, 870, 675, 440, 500, 940, y 380 nm . El motivo para tomar las medidas basándose en tripletes es que la variación temporal de las nubes es típicamente mayor que la de los aerosoles y se manifestaría en una variación observable entre las tres medidas del triplete, lo que sirve para eliminar las medidas afectadas por nubosidad.

Por otro lado tenemos los datos del modelo ROLO con la irradiancia extraterrestre de la Luna para las longitudes de onda antes enumeradas. Los archivos de datos del modelo ROLO se han calculado utilizando los valores de las efemérides lunares en las fórmulas planteadas en el capítulo anterior, así se sabe el ángulo cenital de la Luna permitiendo calcular la masa óptica .

Ya con la masa óptica y las irradiancias tanto extraterrestre (modelo ROLO) como detectada por el fotómetro (cuentas digitales multiplicadas por los coeficientes de calibración mencionados) podemos calcular el espesor óptico de la atmósfera despejando la siguiente ecuación para cada longitud de onda del fotómetro:

$$I = I_0 \cdot e^{-\tau m}$$

Ya hemos dicho que este espesor óptico es una medida de transmitancia de la atmósfera en la dirección vertical y depende de la longitud de onda de la radiación.

Por otro lado calculamos la dispersión de Rayleigh :

$$\tau_R = \frac{1}{117.2594 \cdot \lambda^4 - 1.3215 \cdot \lambda^2 + 3.2073 \cdot 10^4 - 7.6842 \cdot 10^{-5} \cdot \lambda^2}$$

Ya con todos estos elementos podemos calcular el espesor óptico de aerosoles que era nuestro principal objetivo.

$$\tau_a = \tau - \tau_R - \tau_g$$

Como hemos mencionado para cada medida contamos con un triplete, lo que nos hace obtener tres irradiancias detectada por el fotómetro, esto provoca que obtengamos 3 medidas de espesor óptico atmosférico y , por tanto, 3 medidas de AOD (figura III.I). Para tomar por buena una medida la diferencia entre el máximo y el mínimo de esas tres medidas de AOD no puede sobrepasar el valor de 0.02. De esta forma nos quitamos las medidas afectadas por nubes, lamentablemente este valor es sobrepasado para la mayoría de datos en el intervalo de tiempos estudiados.

1	FECHA Y HORA	Masa optica	Irradiancia	Irradiancia	Irradiancia	10.1019W	Exp óptico	Exp óptico	Exp óptico	(1.020)Isc	AOD 1020	AOD 1020	AOD 1020	AOD 1020	AOD MAX	AOD MIN	AOD PRO	DESVIACION	ON	AO
2	27/04/2015 23:00:07	1.738972	4.53E-07	4.58E-07	4.59E-07	4.667E-07	0.017039	0.003955	0.003928	0.007232	0.005808	0.003763	0.002048	0.005808	0.002048	0.005208	0.007753			
3	27/04/2015 23:03:07	1.762357	4.53E-07	4.6E-07	4.57E-07	4.689E-07	0.016933	0.00801	0.012242	0.007232	0.009701	0.000778	0.00501	0.009701	0.000778	0.005163	0.008923			
4	27/04/2015 23:06:07	1.786621	4.53E-07	4.6E-07	4.57E-07	4.683E-07	0.016821	0.008435	0.011774	0.007232	0.009589	0.001203	0.004543	0.009589	0.001203	0.005112	0.008395			
5	27/04/2015 23:09:07	1.818905	4.53E-07	4.6E-07	4.61E-07	4.67E-07	0.016703	0.008024	0.007634	0.007232	0.009471	0.000792	0.000382	0.009471	0.000382	0.003549	0.009089			
6	27/04/2015 23:12:07	1.837955	4.53E-07	4.57E-07	4.57E-07	4.67E-07	0.01658	0.010282	0.011268	0.007232	0.009348	0.00485	0.004036	0.009348	0.004036	0.006078	0.005132			
7	27/04/2015 23:15:07	1.86512	4.51E-07	4.6E-07	4.61E-07	4.672E-07	0.016885	0.008419	0.007623	0.007232	0.01653	0.00187	0.000391	0.01653	0.000391	0.004411	0.011263			
8	27/04/2015 23:18:07	1.893351	4.51E-07	4.59E-07	4.59E-07	4.673E-07	0.018715	0.009585	0.009978	0.007232	0.011483	0.002353	0.002746	0.011483	0.002353	0.005527	0.00913			
9	27/04/2015 23:21:07	1.922705	4.53E-07	4.59E-07	4.6E-07	4.674E-07	0.015786	0.009336	0.008774	0.007232	0.008554	0.002704	0.001542	0.008554	0.001542	0.004267	0.007013			
10	27/04/2015 23:24:07	1.95324	4.51E-07	4.56E-07	4.58E-07	4.675E-07	0.01797	0.012185	0.010271	0.007232	0.010738	0.004953	0.003039	0.010738	0.003039	0.006243	0.007693			
11	27/04/2015 23:27:07	1.985021	4.59E-07	4.63E-07	4.62E-07	4.676E-07	0.009837	0.004977	0.006095	0.007232	0.002605	-0.00225	-0.00114	0.002605	-0.00225	-0.00026	0.00486			
12	27/04/2015 23:30:07	2.018117	4.55E-07	4.59E-07	4.59E-07	4.677E-07	0.013118	0.009412	0.009412	0.007232	0.005886	0.00218	0.00218	0.005886	0.00218	0.003415	0.003706			
13	27/04/2015 23:33:07	2.052801	4.59E-07	4.59E-07	4.59E-07	4.679E-07	0.013001	0.010094	0.008994	0.007232	0.005769	0.002652	0.001763	0.005769	0.001763	0.003461	0.004007			
14	27/04/2015 23:36:07	2.088555	4.58E-07	4.6E-07	4.6E-07	4.679E-07	0.011803	0.008223	0.008223	0.007232	0.004571	0.000397	0.000397	0.004571	0.000397	0.002189	0.003573			
15	27/04/2015 23:39:07	2.126064	4.46E-07	4.54E-07	4.55E-07	4.68E-07	0.023107	0.013914	0.013106	0.007232	0.015875	0.006582	0.005874	0.015875	0.005874	0.009444	0.01			
16	27/04/2015 23:42:07	2.165221	4.54E-07	4.56E-07	4.56E-07	4.681E-07	0.014011	0.011823	0.011823	0.007232	0.006779	0.004637	0.004637	0.006779	0.004637	0.005391	0.002082			
17	27/04/2015 23:45:07	2.206128	4.52E-07	4.57E-07	4.58E-07	4.682E-07	0.015558	0.010448	0.010109	0.007232	0.008326	0.003216	0.002877	0.008326	0.002877	0.004807	0.005449			
18	27/04/2015 23:48:07	2.248893	4.51E-07	4.57E-07	4.57E-07	4.683E-07	0.016368	0.010345	0.010678	0.007232	0.009136	0.003114	0.003446	0.009136	0.003114	0.005232	0.006023			
19	27/04/2015 23:51:07	2.293636	4.52E-07	4.53E-07	4.54E-07	4.684E-07	0.015483	0.014166	0.013181	0.007232	0.008251	0.006934	0.005349	0.008251	0.005349	0.007045	0.002302			
20	27/04/2015 23:54:07	2.340486	4.51E-07	4.53E-07	4.53E-07	4.685E-07	0.015913	0.014238	0.014621	0.007232	0.008681	0.007066	0.007389	0.008681	0.007066	0.007712	0.001615			
21	27/04/2015 23:57:07	2.389584	4.43E-07	4.54E-07	4.53E-07	4.686E-07	0.017903	0.013485	0.01378	0.007232	0.010671	0.006233	0.006548	0.010671	0.006233	0.007817	0.004438			
22	28/04/2015 00:00:07	2.441682	4.52E-07	4.55E-07	4.54E-07	4.687E-07	0.015127	0.012038	0.013271	0.007232	0.007895	0.004806	0.006039	0.007895	0.004806	0.006247	0.003089			
23	28/04/2015 00:03:07	2.49515	4.48E-07	4.52E-07	4.52E-07	4.688E-07	0.018239	0.014985	0.014282	0.007232	0.010007	0.007353	0.00705	0.010007	0.007353	0.006947	0.003358			
24	28/04/2015 00:06:07	2.551871	4.54E-07	4.54E-07	4.55E-07	4.689E-07	0.012572	0.012572	0.011394	0.007232	0.005341	0.005341	0.004162	0.005341	0.004162	0.004948	0.001179			
25	28/04/2015 00:09:07	2.611747	4.47E-07	4.49E-07	4.49E-07	4.69E-07	0.018766	0.018762	0.016137	0.007232	0.01534	0.009488	0.008905	0.01534	0.008905	0.009376	0.00263			
26	28/04/2015 00:12:07	2.674702	4.47E-07	4.49E-07	4.49E-07	4.691E-07	0.018122	0.018121	0.016695	0.007232	0.01089	0.009178	0.009463	0.01089	0.009178	0.009844	0.001712			
27	28/04/2015 00:15:07	2.741079	4.46E-07	4.49E-07	4.49E-07	4.692E-07	0.018325	0.016373	0.01554	0.007232	0.01093	0.009141	0.008308	0.01093	0.008308	0.009514	0.002785			
28	28/04/2015 00:18:07	2.81115	4.49E-07	4.49E-07	4.51E-07	4.693E-07	0.016046	0.015775	0.014423	0.007232	0.008814	0.008543	0.007191	0.008814	0.007191	0.008182	0.001623			
29	28/04/2015 00:21:07	2.885216	4.45E-07	4.48E-07	4.49E-07	4.694E-07	0.018365	0.016506	0.015449	0.007232	0.011133	0.008274	0.008217	0.011133	0.008217	0.009541	0.002916			
30	28/04/2015 00:24:07	2.96361	4.48E-07	4.51E-07	4.51E-07	4.695E-07	0.015632	0.013835	0.013579	0.007232	0.0084	0.006603	0.006348	0.0084	0.006348	0.007117	0.002053			
31	28/04/2015 00:27:07	3.046704	4.43E-07	4.48E-07	4.48E-07	4.696E-07	0.019059	0.016788	0.016788	0.007232	0.01827	0.009556	0.009556	0.01827	0.009556	0.010313	0.002271			
32	28/04/2015 00:30:07	3.194913	4.45E-07	4.47E-07	4.46E-07	4.697E-07	0.017814	0.016145	0.016634	0.007232	0.013362	0.008913	0.009402	0.013362	0.008913	0.009566	0.001469			
33	28/04/2015 00:33:07	3.228703	4.42E-07	4.46E-07	4.47E-07	4.698E-07	0.018847	0.015966	0.015275	0.007232	0.01815	0.008754	0.008943	0.01815	0.008943	0.009471	0.003572			
34	28/04/2015 00:36:07	3.285936	4.44E-07	4.46E-07	4.45E-07	4.7E-07	0.017193	0.015808	0.016731	0.007232	0.009361	0.008576	0.009439	0.009361	0.008576	0.009345	0.001386			
35	28/04/2015 00:39:07	3.435183	4.39E-07	4.41E-07	4.42E-07	4.701E-07	0.019659	0.018303	0.017628	0.007232	0.012427	0.010171	0.010396	0.012427	0.010396	0.01238	0.002032			
36	28/04/2015 00:42:07	3.549133	4.4E-07	4.4E-07	4.39E-07	4.702E-07	0.018658	0.018877	0.019315	0.007232	0.011426	0.011645	0.012083	0.011426	0.011645	0.012178	0.006558			

Figura III.I: Pequeña secuencia de datos para el cálculo de AOD a 1020 nm en Burjassot

Valladolid

Las coordenadas de la ciudad de Valladolid son 41° 38' N 4° 43' O y la altura media sobre el nivel del mar es de 705 metros. Los datos con los que contábamos para Valladolid tratan de las lunas desde el 26/02/2015 hasta el 12/03/2015. Por el clima de Valladolid estas fechas no son muy buenas para la toma de datos por medio de fotómetros por la presencia de nubes. De los aproximadamente 2400 datos en Valladolid a penas pudimos obtener una pequeña serie de 40 datos, a pesar de la meteorología, la mayoría se descartaron por un mal funcionamiento del fotómetro durante este periodo.

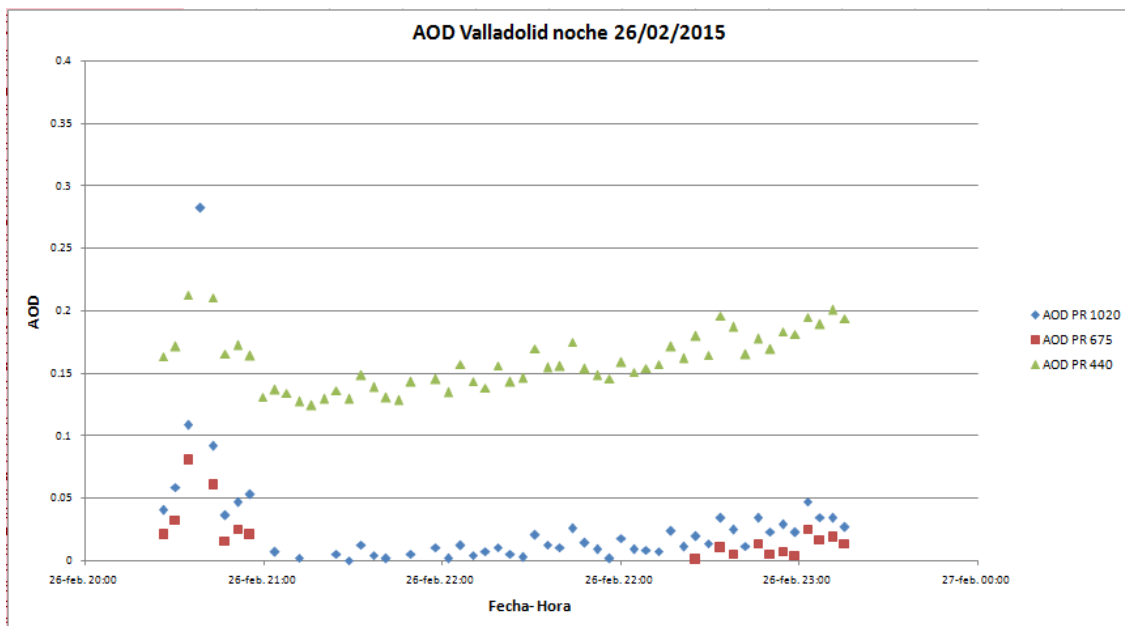


Figura III.II: AOD en Valladolid durante la noche del 26/02/2015

En la Figura III.II hemos representado el AOD para tres longitudes de onda. Podemos observar que para 675 nm hay un intervalo de tiempo en el que no tenemos valores, eso se debe a que cumplía el hecho de estar por debajo del error pero el valor de AOD estaba por debajo de 0, lo cual no tiene sentido.

Burjassot

La ubicación de Burjassot es $39^{\circ} 30' N$ $0^{\circ} 24' O$. Está situada a 7 kilómetros al Oeste de Valencia y se encuentra a 59 metros sobre el nivel del mar. Los datos que tenemos de Burjassot son de las lunas desde el 27/04/2015 hasta el 9/05/2015. Gracias al clima de esta región tenemos mejores datos que para Valladolid ya que no hubo los problemas de mal funcionamiento que ocurrieron en Valladolid. De los aproximadamente 1600 datos que teníamos hemos conseguido obtener series de 200 datos seguidos pudiéndolos representar. Al tener también series de datos de día hemos podido representar series día-noche para comprobar la continuidad de los datos cuando se cambia de fuente de radiación.

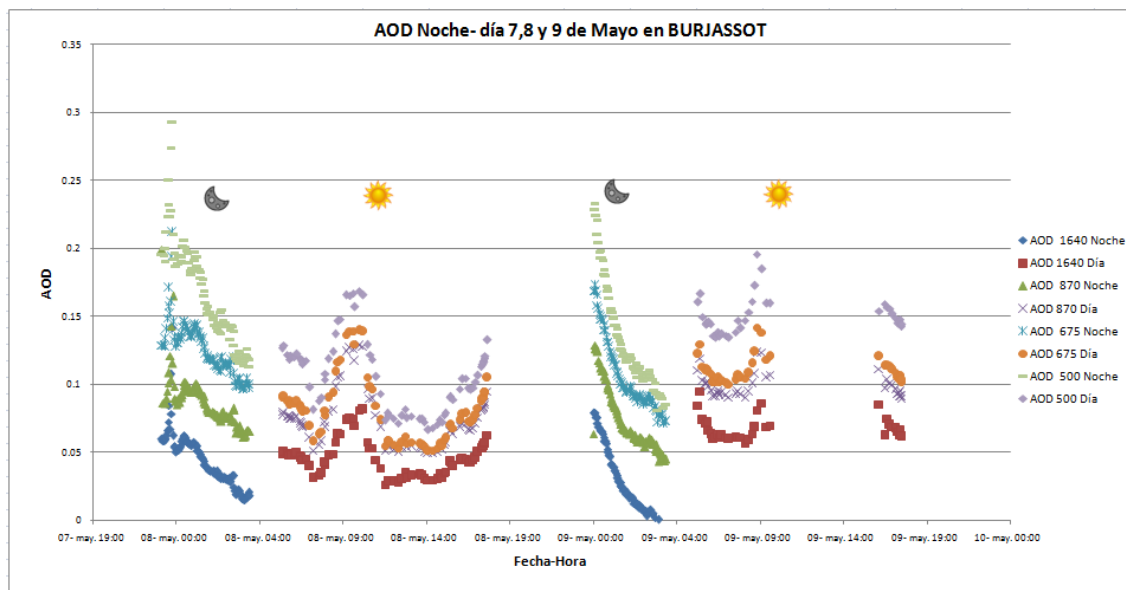


Figura III.III: Representación AOD día-noche para varias longitudes de onda durante el periodo del 7 al 9 de Mayo en Burjassot

En Figura III.III podemos observar los valores de AOD para las longitudes de onda de 1640, 870, 675 y 500 nm por el día y por las noches de los días 7, 8 y 9 de Mayo. Se observa una clara continuidad en los valores de AOD a pesar de cambiar de fuente de radiación (Luna-Sol). El hecho de que por la noche disminuya el AOD es debido a que el observatorio de Burjassot está en la ciudad y debido a la contaminación asociada a las emisiones de los coches y agravadas por la actividad fotoquímica cuando hay Sol hace que por el día el AOD sea mayor.

Andenes

El GOA-UVa cumpliendo con uno de sus objetivos de estudio, ha realizado diferentes campañas en la zona ártica y sub-ártica del continente Europeo y específicamente, desde el año 2002 ha realizado intensivas campañas de medida en la estación sub-ártica de ALOMAR (Arctic Lidar Observatory for Middle Atmosphere Research).



Figura III.IV: Estación Alomar en pleno proceso de mediciones lidar (fotografía sacada de la web andoyaspace)

El observatorio de ALOMAR (figura III.IV), ubicado a $69^{\circ} 16'N$, $16^{\circ} 00'E$ y a una altura de 380 metros sobre el nivel del mar, en la isla de Andøya al norte de Noruega, ofrece condiciones ideales para el estudio de fenómenos atmosféricos árticos. El problema de allí es la medición con fotómetros ya que las nubes son un constante en aquella zona.

Tenemos gran cantidad de datos de la estación, en torno a 6000 pero las condiciones allí son malas para nuestras mediciones por la gran cantidad de nubes que hay, aún así, tenemos algunas buenas series de datos.

En esta ocasión y dado que tenemos datos de día y de noche hemos querido representar la continuidad de los resultados al medir de día y de noche. Esta continuidad nos confirma que el modelo utilizado y el desarrollo de la fotometría lunar puede ofrecer grandes resultados en la caracterización de aerosoles.

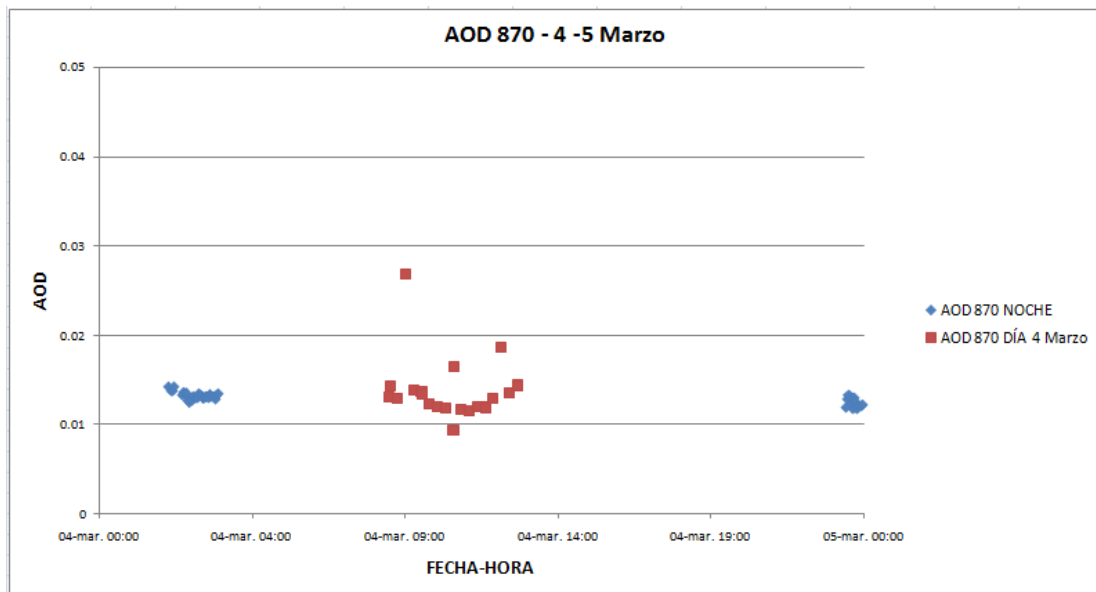


Figura III.V: Valores de AOD día-noche para 870 nm en el periodo del 4-5 Marzo

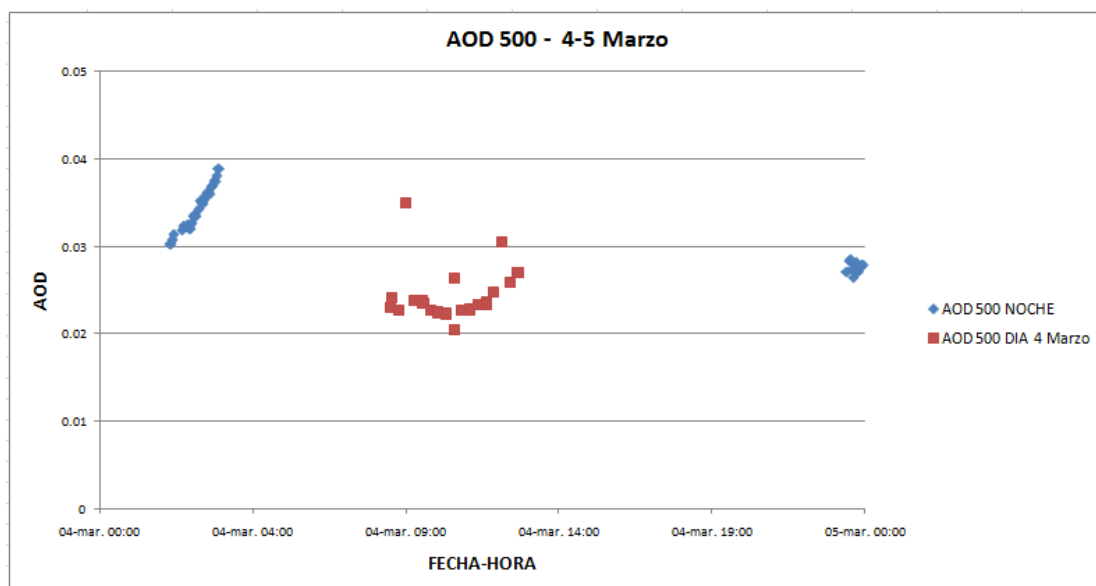


Figura III.VI: Valores de AOD día-noche para 500 nm en el periodo del 4-5 Marzo

Aquí podemos observar la continuidad de las medidas de AOD en dos longitudes de onda entre las medidas de las noches del 4 y 5 de Marzo con el día del 4 de Marzo. El hecho de conseguir esta continuidad nos demuestra que el fotómetro en esta serie de datos mide igual de día que de noche lo que es una gran noticia. Dado que el objetivo de este trabajo es el procesado de datos, podemos afirmar que las medidas nocturnas (son las que tienen mayor dificultad) son correctas.

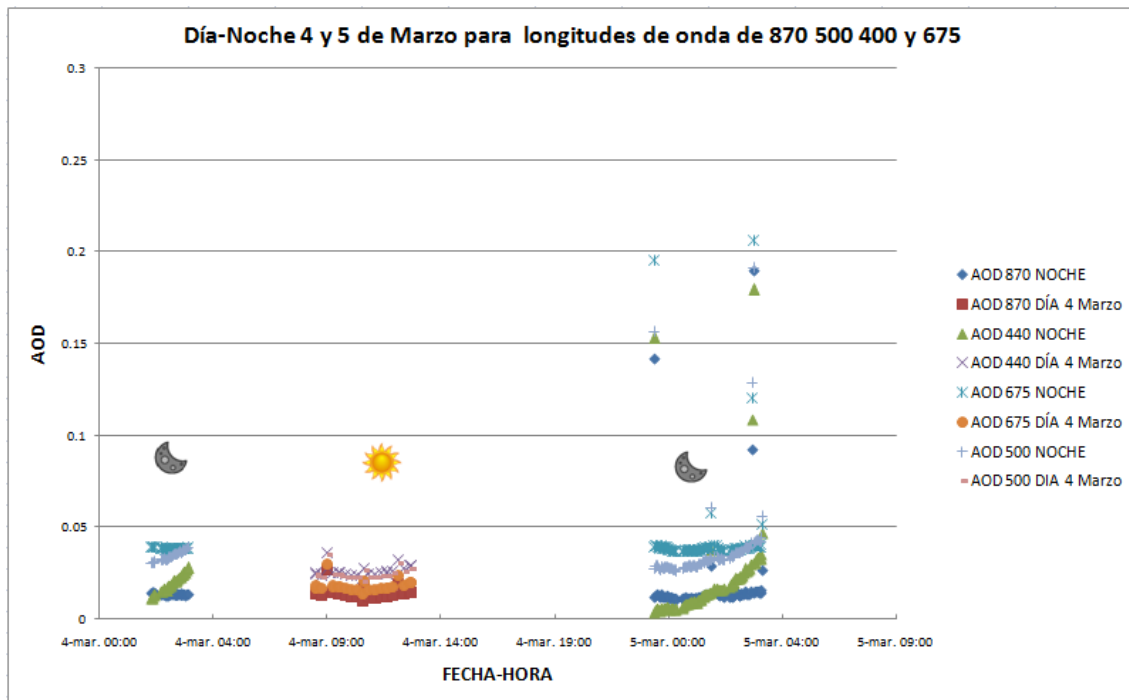


Figura III.VII: Representación de AOD Día-Noche en el periodo del 4-5 de Marzo

Representando ya varias longitudes de onda juntas vemos que el comportamiento es el mismo y la continuidad se mantiene entre el día y la noche. Hay algunas discrepancias que se deben a que la calibración de las medidas nocturnas es solo preliminar, por eso algunos canales dan mejores resultados que otros.

Con todo esto se puede concluir que los datos procedentes de este nuevo fotómetro lunar pueden ser utilizados para completar las bases de datos actuales de aerosoles con datos nocturnos, lo que sin duda supondrá una mejora operacional importante en la red AERONET.

CAPÍTULO 4. CONCLUSIONES Y LÍNEAS FUTURAS

Hasta ahora, y a pesar de la necesidad de introducir medidas nocturnas en el estudio de aerosoles, las técnicas de fotometría lunar han sido raramente utilizadas. Esto se debe a las importantes complicaciones y limitaciones que surgen a la hora de realizar medidas con la luz reflejada por la Luna.

Por otro lado debemos destacar la importancia de la red de AERONET a nivel mundial, ya que actualmente es la red de referencia para el estudio de los aerosoles atmosféricos. Esta red, gestionada globalmente por la NASA, y en menor medida por la Universidad de Lille y el Grupo de Óptica Atmosférica (Universidad de Valladolid), tiene como objetivo fundamental el estudio de los aerosoles a nivel mundial y el cómo afectan al clima del planeta. Por ese motivo no se han escatimados esfuerzos en intentar mejorar día a día la fotometría lunar e intentar con sus medidas nocturnas tener una mejor visión de cómo funciona la atmósfera.

El trabajo realizado lo podemos resumir en los siguientes puntos:

1. La comprensión de la importancia de los aerosoles en el clima. El conocimiento de sus propiedades fundamentales como el AOD y que efectos pueden ocasionar sobre el clima.
2. Comprender los mecanismos de medida del AOD una de los parámetros esenciales para caracterizar aerosoles.
3. Comprender el modelo para el cálculo de la irradiancia extraterrestre lunar (ROLO), desarrollado por Kieffer y Stone, tan importante para la fotometría lunar. El hecho de utilizar la Luna acarrea muchas dificultades que el modelo ROLO consigue en gran parte atajar, ofreciéndonos resultados con la Luna como fuente comparable en muchos casos al tener de fuente al Sol.
4. Procesado de datos reales de 3 bases importantes de la red AERONET dos de ellas gestionadas (Andenes y Valladolid) y otra calibrada (Burjassot) por el GOA (Universidad de Valladolid), con los que hemos comprobado el potencial de la fotometría lunar y como puede ayudar a este campo de estudio del clima.

Líneas Futuras.

Los próximos pasos de la fotometría lunar será la instalación de fotómetros como el CIMEL 318-T en determinadas estaciones de la red AERONET. Automatizar el procesado del AOD con la Luna en AERONET, y a nivel del GOA, en CAELIS, para lo cual son importantes los casos de estudio de este TFG como forma de validar los cálculos.

Por otro lado, se seguirá estudiando y mejorando los modelos que nos permiten obtener la irradiancia extraterrestre de la Luna, mejorando así las series de datos de AOD por la noche.

BIBLIOGRAFÍA

- Ångström, A. *The parameters of atmospheric turbidity*. Tellus, 16, 64-76, 1964.
- Dubobik, Oleg. *A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements*. *Journal of Geophysical Research*, 2000
- Durán, P. *Medidas espectrorradiométricas para la determinación de componentes atmosféricos (ozono, vapor de agua y aerosoles) y modelización del intercambio radiativo en la atmósfera*, Tesis Doctoral, Universidad de Valladolid, 1997.
- Kieffer, H, and C. Stone, T, *THE SPECTRAL IRRADIANCE OF THE MOON*. The Astronomical Journal June 2005.
- Prats, N. *Utilización de 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.
- Toledano, C. *Climatología de los aerosoles mediante la caracterización de las propiedades ópticas y masas de aire en la estación de "El Arenisillo" de la red AERONET*, Tesis Doctoral, Universidad de Valladolid, 2005.
- Toledano, C. *Los aerosoles y su influencia en la Península Ibérica*. ACTA.
- Velasco, C. *Cambio en las propiedades del aerosol sahariano debido al transporte hasta el caribe*. Trabajo 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, 2001
- Willeke, K. and P.A. Baron, Editors. *Aerosol Measurement. Principles, Techniques and Applications*. John Wiley & Sons, 1993