



Universidad de Valladolid



PROGRAMA DE DOCTORADO EN FÍSICA

TESIS DOCTORAL:

CONFIGURACIÓN Y METODOLOGÍA PARA EL USO DE CÁMARAS DE TODO CIELO EN LA OBTENCIÓN DE PARÁMETROS ATMOSFÉRICOS

Presentada por Juan Carlos Antuña Sánchez para optar al grado de Doctor
por la Universidad de Valladolid

Dirigida por:

Dr. Roberto Román Díez

Dra. Victoria E. Cachorro Revilla

Tutor:

Ángel Máximo de Frutos Baraja



Este trabajo ha sido realizado en el
Grupo de Óptica Atmosférica de la Universidad de Valladolid

Compendio de publicaciones

- **Publicación 1**

Referencia: Antuña-Sánchez, J. C., Román, R., Bosch, J. L., Toledano, C., Mateos, D., González, R., Cachorro, V. and de Frutos, A. ORION software tool for the geometrical calibration of all-sky cameras. PLoS ONE 17(3): e0265959. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0265959>, 2022.

Índice de impacto (JCR): 3.752 (2021), 4.069 (5 años), Categorías:

– Multidisciplinary Sciences: 29 de 73 (Q2)

- **Publicación 2**

Referencia: Antuña-Sánchez, J. C., Román, R., Cachorro, V. E., Toledano, C., López, C., González, R., Mateos, D., Calle, A., and de Frutos, Á. M.: Relative sky radiance from multi-exposure all-sky camera images, Atmos. Meas. Tech., 14, 2201–2217, <https://doi.org/10.5194/amt-14-2201-2021>, 2021.

Índice de impacto (JCR): 4.184 (2021), 4.473 (5 años), Categorías:

– Meteorology & Atmospheric Sciences: 40 de 94 (Q2)

- **Publicación 3**

Referencia: Román, R., Antuña-Sánchez, J. C., Cachorro, V. E., Toledano, C., Torres, B., Mateos, D., Fuertes, D., López, C., González, R., Lapionok, T., Herreras-Giralda, M., Dubovik, O., and de Frutos, Á. M.: Retrieval of aerosol properties using relative radiance measurements from an all-sky camera, Atmos. Meas. Tech., 15, 407–433, <https://doi.org/10.5194/amt-15-407-2022>, 2022.

Índice de impacto (JCR): 4.184 (2021), 4.473 (5 años), Categorías:

– Meteorology & Atmospheric Sciences: 40 de 94 (Q2)

A mi familia.

Índice general

Resumen	v
Abstract	vii
1 Introducción y fundamentos teóricos	1
1.1 La atmósfera terrestre	1
1.1.1 Gases	2
1.1.2 Aerosoles	3
1.1.3 Nubes	6
1.2 Transferencia radiativa en el sistema Tierra-Atmósfera	8
1.2.1 Radiación solar	8
1.2.2 La ecuación de transferencia radiativa	10
1.2.3 Ley de Beer-Bouguer-Lambert	11
1.2.4 Espesor óptico de aerosoles	12
1.2.5 Radiancia del cielo	14
1.3 Inversión de medidas radiométricas	15
1.3.1 Método de los mínimos cuadrados	16
1.3.1.1 Aproximación lineal	16
1.3.1.2 Método no lineal	18
1.3.2 Método de los mínimos cuadrados multi-término	20
1.4 GRASP	25
1.5 Motivación, objetivos y estructura de la tesis	27
1.5.1 Motivación	27
1.5.2 Objetivos	28
1.5.3 Estructura	29

ÍNDICE GENERAL

2 Instrumentación, estaciones de medida y datos	31
2.1 Historia y desarrollo de las cámaras de cielo	31
2.1.1 Pioneros	31
2.1.2 Año Geofísico Internacional	34
2.1.3 Era digital	35
2.1.3.1 Sensores CCD y CMOS	35
2.1.3.2 Patrón Bayer	37
2.2 Cámaras de cielo instaladas	38
2.2.1 SONA202-NF	39
2.2.2 OMEA-3C	39
2.2.3 Rasp-GOA	40
2.3 Estaciones de medida	41
2.3.1 Estación de Valladolid	44
2.4 Captura, almacenamiento y procesado de los datos	46
2.4.1 Captura	47
2.4.2 Estructura de la red	48
2.4.3 Procesamiento	49
3 Resultados	53
3.1 Artículo 1: ORION software tool for the geometrical calibration of all-sky cameras	53
3.1.1 Resumen y comentarios	53
3.2 Artículo 2: Relative sky radiance from multi-exposure all-sky camera images	55
3.2.1 Resumen y comentarios	55
3.3 Artículo 3: Retrieval of aerosol properties using relative radiance measurements from an all-sky camera	57
3.3.1 Resumen y comentarios	57
4 Conclusiones y líneas futuras	59
Bibliografía	65
Índice de figuras	77
Índice de tablas	79

Resumen

Los aerosoles atmosféricos, partículas sólidas o líquidas en suspensión, juegan un papel muy relevante en el clima de la Tierra, ya que dispersan y absorben parte de la radiación solar que llega al planeta. Las propiedades de los aerosoles se suelen derivar midiendo la radiación solar difusa que llega en distintas direcciones (radiancia del cielo), la cual es causada en parte por la dispersión de los aerosoles. La radiancia del cielo se mide generalmente con fotómetros. Una alternativa económica a estos fotómetros son las cámaras de todo cielo, o simplemente cámaras de cielo, que capturan imágenes del cielo en toda la bóveda celeste. En esta tesis doctoral se propone el uso de las cámaras de cielo para obtener parámetros atmosféricos como la radiancia del cielo y algunas propiedades de los aerosoles, las cuales se pueden inferir a partir de esas radiancias.

En este trabajo se ha desarrollado la aplicación ORION para calibrar geoméricamente las cámaras de cielo a través de la posición de las estrellas. Estas calibraciones son fundamentales para poder localizar los píxeles de una cámara que apuntan a una dirección concreta, como las direcciones en las que se va a extraer la radiancia del cielo. Con ORION se ha calibrado geoméricamente una cámara de cielo, la cual se ha configurado para capturar imágenes en formato RAW a varios tiempos de exposición. La configuración multi-exposición, en conjunto con una caracterización exhaustiva de la cámara (longitudes de onda efectivas, linealidad, ruido de lectura, etc.), ha permitido obtener una imagen lineal de alto rango dinámico del cielo gracias a una metodología propuesta. La radiancia del cielo es proporcional a la imagen lineal obtenida, por lo que con la metodología propuesta se puede obtener una radiancia del cielo relativa.

Una vez obtenidas las radiancias relativas con la cámara de cielo, estas se han usado como parámetro de entrada en el algoritmo de inversión GRASP (*Generalized Retrieval of Atmosphere and Surface Properties*) para obtener propiedades de los aerosoles. A partir de datos sintéticos, se ha estudiado que propiedades de los aerosoles se pueden derivar de estas medidas. Las propiedades obtenidas con medidas reales en GRASP se han comparado con las derivadas independientemente por un fotómetro de AERONET (*Aerosol RObotic NETwork*).

Como resultado se ha concluido que, si se aplican las metodologías desarrolladas en esta tesis doctoral, una cámara de cielo configurada adecuadamente puede usarse para calcular la radiancia del cielo, al menos de manera relativa, y éstas radiancias para inferir propiedades de los aerosoles.

Abstract

Atmospheric aerosols, solid or liquid particles floating in the atmosphere, play an important role in the Earth's climate, since they scatter and absorb part of the solar radiation reaching the Earth. The aerosol properties are usually obtained by measuring the diffuse solar radiation incoming in different directions (sky radiance), which is partially formed by the scattering of aerosols. The sky radiance is usually measured with photometers. A cheaper alternative to these photometers are the all-sky cameras, which capture images of the whole sky. In this doctoral thesis we propose the use of all-sky cameras to retrieve atmospheric parameters like the sky radiance and some aerosol properties, which can be obtained from these radiances.

In this work, the ORION application has been developed to calibrate geometrically the all-sky cameras through the position of the stars. These calibrations are essential to locate the pixels of the camera pointing to a specific direction, such as the directions in which the sky radiance will be extracted. An all-sky camera has been geometrically calibrated with ORION, but it also has been configured to capture images in RAW format at different exposure times. The multi-exposure configuration, in addition with a exhaustive characterization of the camera (effective wavelengths, linearity, read noise, etc.), has allowed to obtain a linear high dynamic range image of the sky applying a proposed methodology. The sky radiance is proportional to the linear image obtained, so a relative sky radiance can be obtained with this proposed methodology.

Once the relative sky radiances have been obtained with the all-sky camera, they have been used as input parameter in the GRASP (Generalized Retrieval of Atmosphere and Surface Properties) inversion algorithm to obtain some aerosol properties. It has been studied, using synthetic data, what aerosol properties can be derived from the relative sky radiance measured by all-sky cameras. The aerosol properties obtained with real measurements on GRASP have been compared with those independently derived by an AERONET (AERosol RObotic NETwork) photometer.

This work concludes that, if the methodologies developed in this doctoral thesis are applied, a properly configured all-sky camera can be used to calculate the sky radiance, at least in a relative way, and these radiances can be also used to retrieve aerosol properties.

Introducción y fundamentos teóricos

1.1 La atmósfera terrestre

La atmósfera terrestre es la capa gaseosa concentrada en torno al planeta Tierra gracias al efecto de la gravedad. La compresibilidad de los gases que la componen y la acción de la gravedad provocan que la mayor parte de la masa de la atmósfera se concentre en las capas más bajas. La particular estructura térmica de la atmósfera terrestre da lugar a la clasificación de los primeros 100 km en 5 capas: la troposfera, la capa más baja que abarca desde el suelo hasta una altura de 7 a 20 km; la estratosfera, que comienza al final de la troposfera y es donde la temperatura aumenta con la altura hasta alrededor de los 50 km, donde termina la capa; la mesosfera, capa situada entre la estratosfera y la termosfera que se encuentra aproximadamente entre los 50 y 80 km de altura; la termosfera, en la que la temperatura vuelve a incrementarse; y la exosfera, que comienza en torno a los 650 km y es una zona de tránsito entre el espacio interplanetario y la atmósfera terrestre.

La atmósfera ejerce una función protectora para las formas de vida existentes, tanto en la superficie terrestre como en las zonas de la atmósfera próximas a ésta y en los océanos. Esta protección consiste en la absorción por parte de la atmósfera de gran parte de la radiación más energética, y por tanto la más dañina para los seres vivos (rayos X, rayos gamma y radiación ultravioleta), que se dirige a la Tierra. Estos procesos de absorción se producen principalmente en la termosfera, aunque gran parte de la radiación ultravioleta (UV) es absorbida por la capa de ozono ubicada en la estratosfera (Liou, 2002).

1. INTRODUCCIÓN Y FUNDAMENTOS TEÓRICOS

Además, la atmósfera realiza una función reguladora sobre el clima y la temperatura de la Tierra a través de varios procesos. Durante el día la atmósfera absorbe y dispersa de vuelta al espacio una parte de la radiación solar incidente, evitando que alcance la superficie terrestre e incrementa notablemente la temperatura del planeta. Además la atmósfera también absorbe, tanto de día como de noche, parte de la radiación térmica infrarroja (IR) emitida por la superficie terrestre; una fracción de esta radiación absorbida es re-emitida de vuelta a la superficie (efecto invernadero), evitando el descenso brusco de la temperatura en la superficie. Al proceso descrito anteriormente se le une la circulación atmosférica, que tiende a compensar las diferencias de temperatura en diferentes partes del planeta originadas por la variación geográfica de la insolación (Wallace and Hobbs, 2006).

La atmósfera está compuesta por gases, pero también se encuentran en ella otros componentes, principalmente aerosoles y nubes, los cuales se describen a continuación.

1.1.1 Gases

Los principales componentes gaseosos del aire seco que predomina en la atmósfera son el nitrógeno (78.08 %), el oxígeno (20.95 %), el argón (0.93 %) y el dióxido de carbono (0.04 %) (Williams, 2021). El vapor de agua completa el conjunto de componentes gaseosos mayoritarios de la atmósfera, diferenciando el aire seco del aire húmedo y, a diferencia de los gases mencionados, presenta una gran variabilidad que oscila entre el 1 y el 4 % según la zona. El vapor de agua presente en la atmósfera proviene en un 90 % de la evaporación en la superficie de los océanos, y en un 10 % de la evaporación de lagos, ríos, glaciares y suelos húmedos, y de la evapotranspiración de las plantas y animales (Seinfeld and Pandis, 2016). También están presentes en la atmósfera otros componentes gaseosos, aunque en proporciones mucho más pequeñas, denominados componentes minoritarios; algunos de éstos son el ozono, el metano, o los óxidos de nitrógeno, y suelen presentar concentraciones de partes por millón (Liou, 2002).

Los gases atmosféricos son moléculas de muy pequeño tamaño (décimas de nanómetro). Son capaces de interactuar con la radiación que incide sobre ellos, principalmente mediante dos mecanismos: absorción y dispersión Rayleigh, también conocida como *scattering* de Rayleigh. La absorción de los gases es selectiva, absorbiendo líneas y bandas espectrales que varían según el tipo de gas. Respecto al *scattering* de Rayleigh, éste se produce cuando la longitud de onda de la radiación incidente es mucho más grande que la materia con la que interactúa, lo cual sucede con los gases y la radiación solar. El *scattering* de Rayleigh dispersa la misma cantidad de radiación en el sentido de la radiación incidente y en el contrario como se puede observar en la Figura 1.1. La intensidad del *scattering* de Rayleigh varía con el inverso de la cuarta potencia de la longitud de onda (Bodhaine *et al.*, 1999), lo que hace

que los gases dispersen en otras direcciones más radiación cuanto menor es la longitud de onda, mecanismo que explica el color azul del cielo. Los gases también emiten radiación debido a su temperatura y a la absorción de radiación.

Aquellos gases cuya absorción en las longitudes de onda del espectro solar es baja o nula, mientras que sí absorben y remiten hacia la superficie radiación térmica infrarroja, son los conocidos como gases de efecto invernadero, y su efecto neto es el de elevar la temperatura de la superficie y la atmósfera a un valor mayor del que habría sin estos gases (Solomon *et al.*, 2007). Entre los gases de efecto invernadero se encuentran el vapor de agua, el dióxido de carbono y el metano. Un aumento en las concentraciones de este tipo de gases, como el reportado en el dióxido de carbono desde hace más de siglo y medio por causas antropogénicas, conduce al fenómeno conocido como calentamiento global, de gran importancia en el cambio climático y que contribuye a un aumento de la temperatura del planeta (Pachauri *et al.*, 2014).



Figura 1.1: Esquema de la distribución de radiación dispersada por el *scattering* de Rayleigh para moléculas, y de Mie para partículas y partículas más grandes. Fuente: <http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbasees/atmos/blusky.html>.

1.1.2 Aerosoles

Los aerosoles atmosféricos son las partículas sólidas o líquidas, o mezcla de ambas, en suspensión en la atmósfera (Myhre *et al.*, 2013; Willeke *et al.*, 1993). A diferencia de los gases, cuya composición es estable y bien conocida en las distintas zonas del planeta, los aerosoles presentan una gran variabilidad temporal y geográfica en sus propiedades químicas, físicas y ópticas. Esto se debe, principalmente, a la amplia variedad de tipos de aerosol, causada por las numerosas fuentes de origen de los mismos alrededor del mundo (Seinfeld and Pandis, 2016).

Según el tipo de aerosol su tamaño puede variar desde centésimas de micrómetros (por ejemplo, el hollín proveniente de la quema de biomasa o combustibles fósiles) hasta decenas de micras (por ejemplo, los granos de polen o el polvo mineral de los desiertos). Debido a

1. INTRODUCCIÓN Y FUNDAMENTOS TEÓRICOS

este amplio rango de tamaños, se suelen clasificar los aerosoles en finos (partículas de radio menor de $0.5 \mu\text{m}$) y gruesos (partículas de radio mayor de $0.5 \mu\text{m}$) (González, 2021). En general, el tamaño de los aerosoles presentes en la atmósfera no presenta un único radio, aún incluso cuando se trata de un único tipo de aerosol, sino que existe una distribución de distintos tamaños. Esta distribución se suele asemejar a una distribución de dos modos, uno fino y otro grueso, con cada modo siguiendo una distribución normal respecto al logaritmo del radio (distribución lognormal bimodal) (Dubovik *et al.*, 2002). Esta distribución se puede expresar matemáticamente mediante la variación de la concentración en volumen de aerosoles, V , con el logaritmo del radio de partículas, r , según la siguiente ecuación 1.1:

$$\frac{dV}{d \ln r} = \frac{VC_F}{\sqrt{2\pi}\sigma_F} \exp\left[-\frac{(\ln r - \ln R_F)^2}{2\sigma_F^2}\right] + \frac{VC_C}{\sqrt{2\pi}\sigma_C} \exp\left[-\frac{(\ln r - \ln R_C)^2}{2\sigma_C^2}\right] \quad (1.1)$$

donde VC es la concentración en volumen total; R el radio modal de la distribución; σ la desviación estándar de cada distribución log-normal; y los subíndices F y C hacen referencia al modo fino y grueso, respectivamente. La Figura 1.2 muestra una distribución de este tipo, la cual se asemeja, en este caso especialmente en el modo fino, a la distribución más compleja obtenida en 22 intervalos diferentes.

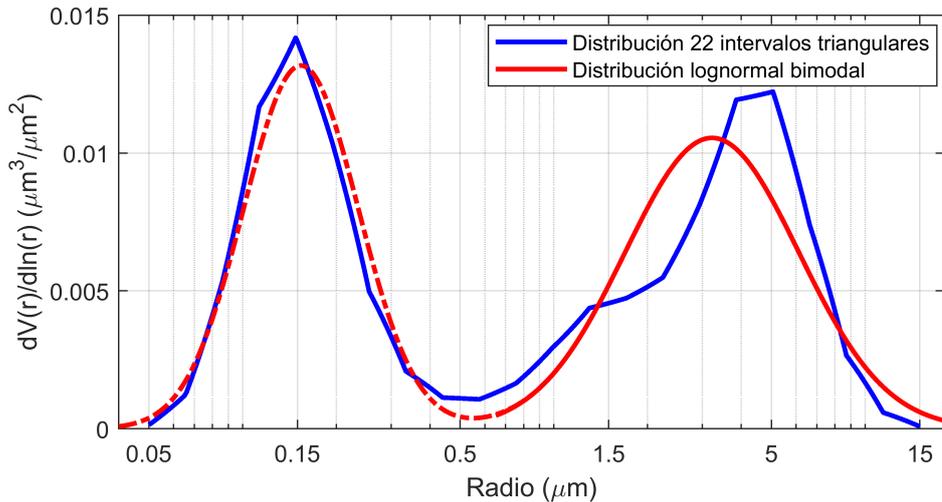


Figura 1.2: Distribución de tamaños del radio del aerosol, en concentración volumétrica, presente el 9 de julio de 2021 a las 08:30 UTC, en toda la columna atmosférica de Valladolid (España). En azul la distribución calculada en 22 intervalos triangulares. En rojo la distribución equivalente lognormal bimodal, siendo el modo fino representado con línea de puntos y el modo grueso en línea continua. Datos obtenidos de AERONET nivel 2.0 (<https://aeronet.gsfc.nasa.gov/>).

La compleja distribución geográfica de los aerosoles depende de la localización de sus fuentes (altamente variable), su ciclo de vida, y la dinámica atmosférica (Almansa Rodríguez, 2021). Tradicionalmente, los aerosoles se clasifican por su origen en antropogénicos o naturales. Las partículas de origen antropogénico, ligadas principalmente a la quema de combustibles fósiles y biomasa (tráfico rodado, calefacción, etc.), son principalmente de tipo fino, siendo capaces de permanecer mucho tiempo en suspensión en la atmósfera y, por tanto, recorrer largas trayectorias. Por el contrario, las partículas de origen natural (sal marina, polvo mineral, cenizas volcánicas, etc.) son generalmente gruesas y suelen depositarse más rápido por acción de la gravedad.

También se pueden clasificar los aerosoles en primarios o secundarios, según su formación. Los primarios son partículas emitidas directamente a la atmósfera, por ejemplo mediante procesos de convección. Los aerosoles primarios inorgánicos suelen ser gruesos y de origen natural, mientras que los aerosoles primarios que contienen carbono son de menor tamaño y tienen su fuentes principales en la combustión de combustibles fósiles (como gasolina, petróleo o carbón), madera y otras biomásas (Myhre *et al.*, 2010). Los aerosoles secundarios se forman a partir de gases precursores por condensación de vapores sobre partículas preexistentes o por nucleación de nuevas partículas (Boucher *et al.*, 2013). Los aerosoles secundarios son partículas que generalmente corresponden al modo fino; estos aerosoles consisten en mezclas de compuestos, siendo los componentes principales sulfato, nitrato y carbono orgánico. Los principales gases precursores provienen de la combustión de combustibles fósiles, ligados fuertemente a un origen antropogénico, aunque también pueden provenir de incendios y emisiones de compuestos orgánicos volátiles (Myhre *et al.*, 2010).

El tamaño y la composición química de las partículas evolucionan con el tiempo a través de la coagulación, la condensación y las reacciones químicas. Además, las partículas pueden crecer higroscópicamente absorbiendo agua, un proceso que depende de la composición química, el tamaño de las partículas y la humedad relativa ambiental (Myhre *et al.*, 2010).

Los aerosoles no sólo se encuentran a nivel de superficie, sino que están distribuidos verticalmente por toda la columna atmosférica. Por ejemplo, el transporte de partículas de polvo mineral sahariano (calima) hacia Europa suele darse en alturas entre 3 y 5 km sobre el nivel del suelo (Papayannis *et al.*, 2008) y, ocasionalmente, las erupciones volcánicas generan grandes cantidades de aerosoles primarios y secundarios que pueden llegar hasta la estratosfera (Boulon *et al.*, 2011). El papel que juegan los aerosoles que se encuentran a nivel de superficie es muy relevante ya que afectan directamente a la calidad del aire y, por tanto, a la salud humana, especialmente las partículas más pequeñas (Anderson, 2009; Pope and Dockery, 2006).

1. INTRODUCCIÓN Y FUNDAMENTOS TEÓRICOS

La importancia de los aerosoles no solo radica en el campo de la calidad del aire, sino que los aerosoles desempeñan un rol fundamental en el campo del cambio climático. Al igual que los gases, los aerosoles son capaces de dispersar y absorber parte de la radiación solar que llega a la Tierra, por lo que contribuyen al balance radiativo del sistema Tierra-atmósfera. Sin embargo, al tratarse de partículas más grandes que los gases, la dispersión de radiación por parte los aerosoles se produce a través del *scattering* de Mie (dispersión de Mie), cuya intensidad no es tan dependiente con la longitud de onda como en el *scattering* de Rayleigh. El *scattering* de Mie favorece más la dispersión en el sentido de incidencia de la radiación, a diferencia del *scattering* de Rayleigh, que dispersa la misma radiación en ambos sentidos (ver Figura 1.1). En cuanto a la absorción de radiación por parte de los aerosoles, ésta no es selectiva como en los gases, sino que varía suavemente con la longitud de onda, al menos en el espectro solar.

Si los aerosoles son muy absorbentes, éstos pueden calentar las masas de aire en las que se encuentran, contribuyendo a un mayor calentamiento de la atmósfera y, por tanto, al calentamiento global. Por otro lado, si son muy poco absorbentes, lograrán que una mayor parte de la radiación que llega a la Tierra sea dispersada de vuelta al espacio, consiguiendo un efecto neto de enfriamiento, contrarrestando parcialmente el calentamiento global causado por los gases de efecto invernadero. Las propiedades de los aerosoles (distribución de tamaños, absorción, etc.) varían según su tipología, por lo que algunos aerosoles pueden contribuir a un calentamiento global mientras que otros a un enfriamiento, lo cual genera una alta incertidumbre en el conocimiento del efecto neto de los aerosoles sobre el cambio climático, como se reportó en el informe AR5 del Panel Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC, 2014).

Los aerosoles también actúan como núcleos de condensación de las nubes. Esto implica que un cambio en las propiedades de los aerosoles, o en la concentración de éstos, puede modificar propiedades de las nubes tales como su tiempo de vida o su albedo, afectando al balance radiativo de la Tierra pero también al ciclo hidrológico y a la precipitación (Boucher *et al.*, 2013).

1.1.3 Nubes

La definición oficial de nube según el Atlas Internacional de Nubes elaborado por la Organización Meteorológica Mundial es la siguiente (WMO, 2017):

“Una nube es un hidrometeoro consistente en partículas diminutas de agua líquida o hielo o de ambas, suspendidas en la atmósfera y que en general no tocan el suelo. También

pueden incluir partículas de agua líquida o hielo de mayores dimensiones, así como partículas líquidas no acuosas o partículas sólidas, procedentes, por ejemplo, de gases industriales, humo o polvo.”

Las nubes son generalmente los únicos componentes visibles de la atmósfera. Su presencia y cobertura son el indicador más evidente del estado del tiempo. En promedio, las nubes cubren en torno al 64 % del planeta, aunque su distribución latitudinal es inhomogénea. La cobertura nubosa en el ecuador se encuentra entre un 50 % y 80 %, en las regiones entorno de los 30°N y 30°S es de aproximadamente el 30 %, mientras que oscila entre el 90 % y el 60 % desde los 60°S y 60°N hasta las regiones polares (Warren *et al.*, 2015). Existe una clasificación de las nubes atendiendo a 10 géneros divididos en 3 niveles de alturas (bajas, medias y altas), como se puede apreciar en la Figura 1.3.

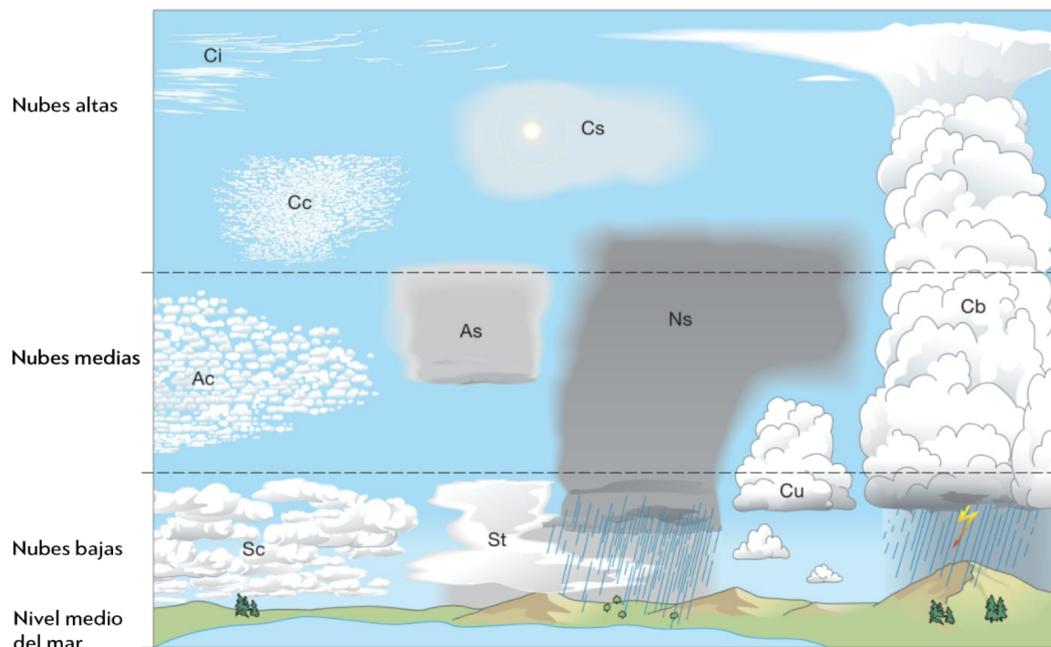


Figura 1.3: Representación de los 10 géneros de nubes y sus alturas. Cirrus (Ci), Cirrocumulus (Cc), Cirrostratus (Cs), Altocumulus (Ac), Altostratus (As), Nimbostratus (Ns), Cumulus (Cu), Stratocumulus (Sc), Stratus (St) y Cumulonimbus (Cb). Figura extraída de (WMO, 2017).

La sobre-saturación y condensación del vapor de agua atmosférico son las causas principales de la formación de las nubes. Mayoritariamente estos procesos ocurren debido a movimientos ascendentes de aire húmedo que se expande a causa de la disminución de la presión con la altitud y por el consiguiente enfriamiento adiabático. Entonces, una parte del vapor de agua se condensa para formar la nube. Los tipos de movimientos verticales que pueden dar lugar a la formación de nubes las enumeramos a continuación:

- Turbulencia mecánica (o turbulencia por fricción).

1. INTRODUCCIÓN Y FUNDAMENTOS TEÓRICOS

- Convección (o turbulencia térmica).
- Ascenso orográfico.
- Ascenso lento y extenso.

La turbulencia mecánica ocurre cuando el flujo de aire en la proximidad de la superficie terrestre se transforma en una serie de torbellinos debido a la fuerza de fricción. La presencia de obstáculos (árboles, edificios, colinas, etc.) contribuye a este tipo de turbulencia. El calentamiento del aire en las proximidades de la superficie origina la convección. La combinación de la convección y la turbulencia mecánica provoca el mezclamiento de las capas bajas de la atmósfera. El ascenso orográfico tiene lugar cuando el flujo de aire interactúa con una cadena de montañas o colinas elevándose forzosamente para superar el obstáculo. La masa de aire que ha sido obligada a elevarse se enfría por expansión adiabática y pueden formarse nubes. Por último, el ascenso de gran extensión horizontal se desencadena, con frecuencia, debido a una divergencia en la alta troposfera. El flujo divergente en grandes alturas provoca el descenso de la presión en las capas bajas próximas a la superficie terrestre, dando origen a una depresión. Como resultado, se desarrolla la convergencia cerca del nivel del mar y tiene lugar un ascenso lento y de gran extensión horizontal en un gran espesor de la troposfera, generando un extenso desarrollo de nubes siempre que haya disponible suficiente humedad.

La micro-física también forma parte del proceso por el cual se forman las gotas de agua a partir del vapor de agua; este proceso se conoce como nucleación. Existen dos tipos de nucleación: la homogénea, en la que las colisiones aleatorias entre moléculas de vapor de agua dan lugar a la formación de gotas de agua; y la heterogénea, en la que las moléculas de vapor de agua se condensan sobre núcleos de condensación disponibles, que no son más que aerosoles de diverso origen y distintas propiedades (Rogers and Yau, 1989).

1.2 Transferencia radiativa en el sistema Tierra-Atmósfera

1.2.1 Radiación solar

El Sol se comporta como un cuerpo negro cuya superficie se encuentra a una temperatura efectiva de 5800 K, emitiendo radiación electromagnética en un rango espectral que abarca desde el ultravioleta hasta el infrarrojo cercano (Liou, 2002). El 99 % de su energía se sitúa en el rango de longitudes de onda de 250 nm a 4000 nm. La cantidad de radiación solar total medida por unidad de tiempo y sobre un área unidad perpendicular a la dirección de propagación se denomina irradiancia (F). La irradiancia solar que llega al exterior de la atmósfera se conoce como irradiancia solar extraterrestre (F_0). En ambos casos nos estamos

1.2 Transferencia radiativa en el sistema Tierra-Atmósfera

refiriendo a la radiación espectral o dependiente con la longitud de onda. Si se integra F_0 espectralmente se obtiene lo que se conoce como la constante solar, que es de $1361.1 \pm 0.5 \text{ Wm}^{-2}$ para una distancia Tierra-Sol de 1 UA (Gueymard, 2018). La irradiancia solar extraterrestre varía con la distancia Tierra-Sol, causando una variación en torno a $\pm 3,3\%$ a lo largo del año (Iqbal, 1983). En la Figura 1.4 se puede observar el espectro de la irradiancia extraterrestre para 1 UA, el cual presenta un máximo en el rango visible.

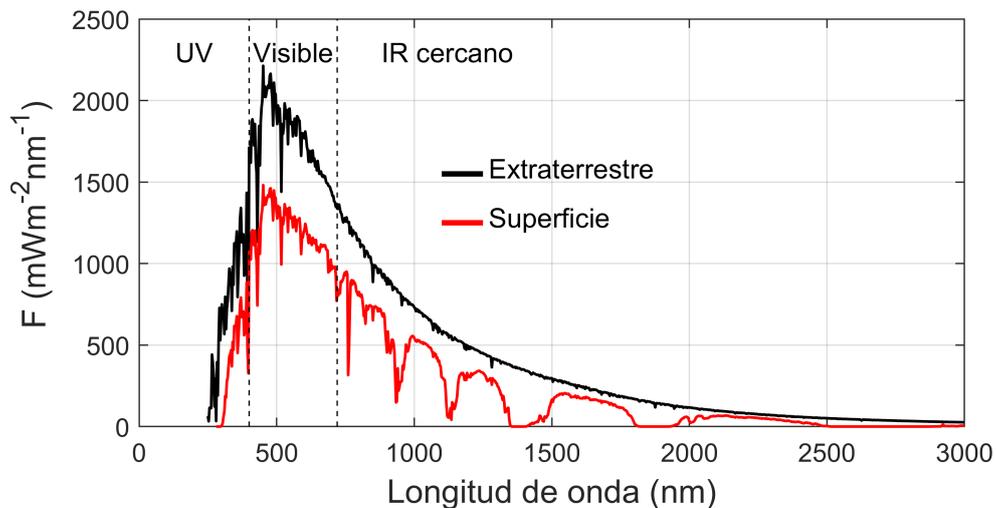


Figura 1.4: Irradiancia solar extraterrestre (negro) correspondiente a (Kurucz, 1992) e irradiancia solar horizontal en la superficie terrestre (rojo) en función de la longitud de onda. El espectro en superficie se ha obtenido mediante una simulación de un modelo de transferencia radiativa con valores por defecto para una altura solar de 60° . Figura extraída de (Román, 2014).

La irradiancia extraterrestre empieza a cruzar la atmósfera terrestre hacia la superficie terrestre en una única dirección, la de la recta que une al observador y el Sol. La irradiancia que va en esta dirección se llama irradiancia directa, ya que no se desvía. Durante esta propagación a través de un medio material como es la atmósfera terrestre, parte de la irradiancia directa interacciona con los componentes de la atmósfera (gases, aerosoles y nubes) mediante los procesos de absorción y *scattering*. La irradiancia directa es por tanto parcialmente atenuada (o extinguida). La irradiancia extinguida por *scattering* es redirigida en otras direcciones, lo que se conoce como radiación difusa, pudiendo llegar a la superficie terrestre en una dirección distinta a la inicial, o volver de vuelta al espacio. A la radiación (energía) solar difusa por unidad de tiempo, unidad de área y por unidad de ángulo sólido (estereorradián) en una dirección determinada, se la conoce como radiancia (I), magnitud que define completamente el campo radiativo de la radiación dentro de un medio. En este caso se conoce como radiancia del cielo a la radiancia cuyo origen proviene de la interacción de la irradiancia directa con la atmósfera mediante *scattering*. Cabe destacar que la radiancia difusa

1. INTRODUCCIÓN Y FUNDAMENTOS TEÓRICOS

mencionada puede volver a interactuar con la atmósfera y redirigirse en otras direcciones mediante *scattering*, lo cual se conoce como múltiple *scattering* y abarca todas los órdenes de *scattering* posibles.

Finalmente, a la superficie terrestre llega una irradiancia solar total que es la suma de una componente directa, la cual será una fracción de la irradiancia directa extraterrestre, y una componente difusa que es la integral de la radiancia del cielo sobre la bóveda celeste. En la Figura 1.4 se puede observar en color rojo la irradiancia total que llega a la superficie terrestre (sobre una superficie horizontal). Las diferencias entre la irradiancia solar extraterrestre y la que llega a la superficie terrestre se deben a las interacciones con la atmósfera mencionadas. En las longitudes de onda más cortas hay una atenuación más alta debido al *scattering* de Rayleigh, mientras que la absorción selectiva de los gases se puede observar en bandas de absorción, por ejemplo del vapor de agua alrededor de 1100 nm y 1400 nm, que atenúan en gran parte la irradiancia en superficie para esas longitudes de onda. De esta irradiancia que llega a la superficie terrestre, una parte será reflejada por la propia superficie terrestre; el cociente entre la radiación reflejada y la radiación recibida por la superficie se conoce como reflectancia o albedo de superficie.

La energía solar que absorbe la atmósfera y la superficie terrestre hace que éstas se calienten y, por tanto, emitan también radiación. La temperatura media de la superficie de la Tierra es de aproximadamente 15°C (288 K) y la de la atmósfera de -18°C (255 K) (Liou, 2002). De acuerdo a las leyes de emisión del cuerpo negro, la radiación térmica emitida por la superficie terrestre y la atmósfera se encuentra en el rango entre 4 y 100 μm , región denominada de onda larga (*Longwave* en inglés). La atmósfera y la superficie terrestre se enfrían emitiendo esta radiación de onda larga; el equilibrio termodinámico entre la radiación solar y de onda larga es lo que determina la temperatura de la atmósfera y la superficie terrestre.

1.2.2 La ecuación de transferencia radiativa

Si se tiene un haz de radiación que atraviesa un medio, éste se debilitará por su interacción con la materia. En el caso de la Figura 1.5, si la radiancia a una longitud de onda λ , I_λ , se convierte en $I_\lambda + dI_\lambda$ después de atravesar un espesor ds en la dirección de su propagación, entonces (Liou, 2002):

$$dI_\lambda = -k_\lambda \rho I_\lambda ds + j_\lambda \rho ds \quad (1.2)$$

donde ρ es la densidad del medio; k_λ es la sección eficaz de extinción (absorción + *scattering*) másica (unidades de area entre masa) a la longitud de onda λ ; y j_λ es el coeficiente de emisión del medio a la longitud de onda λ . El primer término de la derecha en la ecuación

1.2 Transferencia radiativa en el sistema Tierra-Atmósfera

1.2 expresa la reducción en la radiación incidente debida a la absorción y al *scattering* del medio. El segundo término de la ecuación 1.2 hace referencia al incremento en la radiación causado por la emisión de radiación del propio material y por el *scattering* múltiple de otras direcciones que deriva en la misma dirección que el haz considerado; estos factores están incluidos en j_λ , el cual tiene un significado físico similar a k_λ (Liou, 2002).

Si se define la función fuente, J_λ como el cociente entre j_λ y k_λ , entonces la ecuación 1.2 se puede expresar como la siguiente ecuación 1.3:

$$\frac{dI_\lambda}{k_\lambda \rho ds} = -I_\lambda + J_\lambda \quad (1.3)$$

que es la ecuación general de la transferencia radiativa sin ningún sistema de coordenadas impuesto, y que es fundamental en la discusión y análisis de cualquier proceso de transferencia radiativa (Liou, 2002).

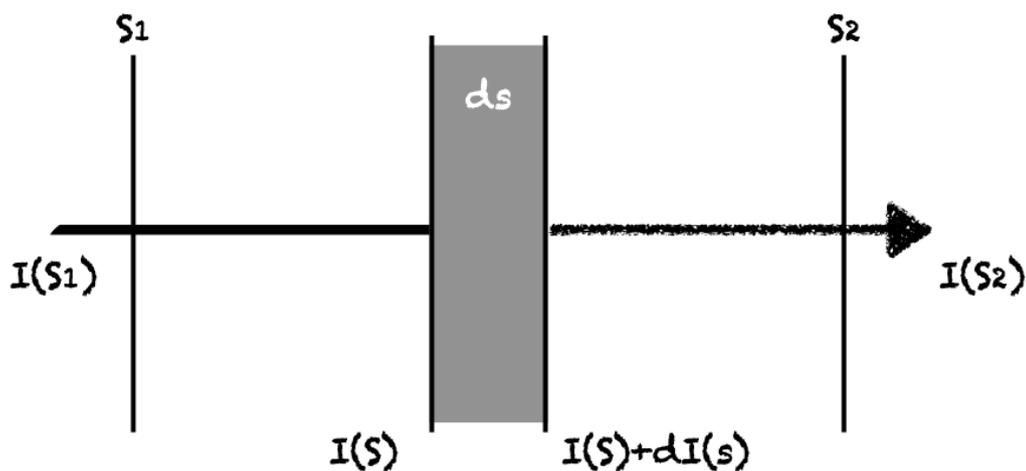


Figura 1.5: Proceso de extinción de la radiación representada por la magnitud radiancia, I , al atravesar en un medio material.

1.2.3 Ley de Beer-Bouguer-Lambert

La emisión de radiación por parte de la atmósfera es, como se ha visto en la Sección 1.2.1, despreciable en el rango de longitudes de onda del espectro solar. Entonces, si se descarta la contribución del múltiple *scattering*, la función fuente de la ecuación 1.3 será nula. Si se integra la ecuación 1.3 para el caso de la radiación solar atravesando la atmósfera desde s_1 , la parte más alta de la atmósfera, hasta s_2 , la superficie terrestre, se tiene para una longitud de onda λ la siguiente ecuación:

1. INTRODUCCIÓN Y FUNDAMENTOS TEÓRICOS

$$I_\lambda(s_2) = I_\lambda(s_1) \exp\left(-\int_{s_1}^{s_2} k_\lambda \rho \, ds\right) \quad (1.4)$$

Si se asume que el medio es homogéneo, con k_λ independiente de s , y se define la longitud de camino (del inglés *path length*), o masa total por unidad de área, como:

$$u = \int_{s_1}^{s_2} \rho \, ds \quad (1.5)$$

se tiene lo que se conoce como la ley de Beer-Bouguer-Lambert:

$$I_\lambda(s_2) = I_\lambda(s_1) \exp(-k_\lambda u) \quad (1.6)$$

Esta ley establece que la disminución de la radiancia, a una longitud de onda, que atraviesa un medio homogéneo depende de una función exponencial cuyo argumento es el producto de la sección eficaz de extinción másica a la misma longitud de onda y de la longitud del camino másico recorrido. Dado que esta ley no implica dependencia direccional, es aplicable no sólo a la cantidad de intensidad sino también a la irradiancia solar (Liou, 2002). Por tanto, se puede escribir la ley de Beer-Bouguer-Lambert para el caso de la irradiancia directa que llega a la superficie terrestre como la ecuación 1.7:

$$F_\lambda(s_2) = F_{0,\lambda} \exp(-k_\lambda u) \quad (1.7)$$

donde F_λ es la irradiancia directa que llega a la posición s_2 (superficie terrestre o cualquier otro punto), y $F_{0,\lambda}$ la irradiancia solar extraterrestre, ambas a la longitud de onda λ .

1.2.4 Espesor óptico de aerosoles

Se define el espesor óptico de la atmósfera, τ , como la integral que aparece en la ecuación 1.4 (o bajo la aproximación realizada como el producto de k_λ por u) cuando el haz de radiación extraterrestre incide normalmente sobre la Tierra ($s_1 = z_1 = z_0$ y $s_2 = z$; siendo z_0 la altura más alta de atmósfera y z la altura a la que se observa desde la superficie); es decir, cuando el Sol está en el cenit. Por tanto, el espesor óptico está definido sobre la vertical de la atmósfera. Sin embargo, la radiación solar suele llegar con una inclinación, la cual viene dada por el ángulo solar cenital (SZA, del inglés *Solar Zenith Angle*). Esto hace que cuanto mayor sea la inclinación (mayor SZA), mayor camino óptico recorra el haz y, por tanto, mayor será el valor de u y la atenuación en la irradiancia final. Para poder expresar la ley de Beer-Bouguer-Lambert en estos casos en función del espesor óptico, se introduce el concepto de masa óptica relativa del aire, m , en ocasiones también llamada simplemente masa óptica del aire:

1.2 Transferencia radiativa en el sistema Tierra-Atmósfera

$$m = \frac{u(\theta = SZA)}{u(\theta = 0)} \quad (1.8)$$

donde θ representa el ángulo cenital con el que se calcula u , ya que s variará con θ . La masa óptica del aire es aproximadamente la secante del ángulo solar cenital para ángulos menores de 70° ; existen formulas empíricas más precisas para ángulos más altos, como la de Kasten and Young (1989). Con esto se puede escribir finalmente la ley de Beer-Bouguer-Lambert en función del espesor óptico de la atmósfera como aparece en la siguiente ecuación 1.9:

$$F_\lambda(z) = F_{0,\lambda} \exp(-m\tau_\lambda) \quad (1.9)$$

Cuanto mayor sea el espesor óptico atmosférico, mayor será la extinción de la irradiancia. El espesor óptico depende de la sección eficaz de extinción másica, la cual se puede descomponer en la suma de las secciones eficaces de los distintos componentes atmosféricos discerniendo entre absorción y *scattering*. Por tanto, el espesor óptico de la atmósfera, a una longitud de onda λ , se expresa mediante la siguiente ecuación:

$$\tau_\lambda = \tau_{g,\lambda} + \tau_{R,\lambda} + \tau_{n,\lambda} + \tau_{a,\lambda} \quad (1.10)$$

donde τ_g y τ_R son los espesores ópticos de los gases debidos a absorción y *scattering* (Rayleigh), respectivamente; τ_n el espesor óptico de las nubes; y τ_a el espesor óptico de los aerosoles (incluye absorción y *scattering*), también conocido como AOD (del inglés *Aerosol Optical Depth*). El AOD es una propiedad de gran interés en el campo de los aerosoles, ya que determina la extinción de la irradiancia solar directa causada por los aerosoles y da una idea de la cantidad de partículas presentes en la columna atmosférica. Además, la variación espectral del AOD proporciona información sobre el tamaño del aerosol, siendo mayor el tamaño cuanto menor es esta variación. La variación espectral del AOD se suele cuantificar con la ley empírica de Angström dada en la ecuación 1.11 (Angström, 1930, 1961; Cachorro *et al.*, 1987):

$$\tau_{a,\lambda} = \beta\lambda^{-\alpha} \quad (1.11)$$

donde λ es la longitud de onda en micras; β es el coeficiente de turbiedad (equivale al valor del AOD a $1 \mu m$); y α es el parámetro conocido como exponente de Angström. Ambos se pueden calcular si se conoce el AOD a dos o más longitudes de onda. Valores de α bajos, normalmente por debajo de la unidad, indican una mayor presencia de partículas gruesas; mientras que valores altos de α , normalmente por encima de 1.5, implican predominancia de partículas finas. El AOD se puede determinar a una longitud de onda dada midiendo,

1. INTRODUCCIÓN Y FUNDAMENTOS TEÓRICOS

por ejemplo con un fotómetro, la irradiancia directa solar en superficie a esa longitud de onda y en ausencia de nubes, ya que los espesores ópticos de los gases se pueden estimar con facilidad al ser muy estables (González, 2021). Información más detallada de como se calcula el AOD a partir de medidas fotométricas de irradiancia directa solar se pueden encontrar en Holben *et al.* (1998), Giles *et al.* (2019), González *et al.* (2020) y González (2021).

El AOD también puede derivarse a partir de parámetros de micro-física a través de la sección eficaz de extinción de una partícula, dada por la teoría de Mie. Si se asume el aerosol como partículas esféricas, entonces el AOD se puede aproximar a la siguiente ecuación 1.12 (Dubovik and King, 2000; Nakajima *et al.*, 1996):

$$\tau_a(\lambda) = \int_{r_{min}}^{r_{max}} K_{ext}(x, \tilde{m}) \frac{3v_c(r)}{4\pi r^3} dr \quad (1.12)$$

donde r es el radio de las partículas; v_c es la distribución por tamaños de la concentración volumétrica de partículas (dV/dr), K_{ext} es la sección eficaz de extinción con $K_{ext} = \pi r^2 Q_{ext}$, siendo Q_{ext} la eficiencia de extinción de Mie; x es el parámetro de tamaño, definido por $x = 2\pi r/\lambda$ (Liou, 2002); y \tilde{m} es el índice de refracción, el cual está compuesto por una componente real, asociada con el *scattering*, y otra imaginaria que da cuenta de la absorción (Dubovik and King, 2000).

1.2.5 Radiancia del cielo

La radiancia del cielo que llega en una dirección concreta se puede estimar resolviendo la ecuación de transferencia radiativa para una atmósfera plano-paralela; llegando a las siguientes ecuaciones (Dubovik and King, 2000; Nakajima *et al.*, 1996):

$$\begin{aligned} \text{Si } \theta \neq \theta_0 &\implies I(\Theta, \lambda) = F_0(\lambda) m_0 \frac{\exp(-m_0 \tau_\lambda) - \exp(-m_1 \tau_\lambda)}{m_0 - m_1} [\tau_\lambda \omega(\lambda) P(\Theta, \lambda) + q(\Theta, \lambda)] \\ \text{Si } \theta = \theta_0 &\implies I(\Theta, \lambda) = F_0(\lambda) m_0 \exp(-m_0 \tau_\lambda) [\tau_\lambda \omega(\lambda) P(\Theta, \lambda) + q(\Theta, \lambda)] \end{aligned} \quad (1.13)$$

donde θ es el ángulo cenital en el que se observa la radiancia; θ_0 es el SZA; m_0 y m_1 corresponden a las masas ópticas de θ_0 y θ , respectivamente; Θ es el ángulo de *scattering*, formado por la dirección de incidencia y dispersión de la radiación; P es la función de fase; ω es el albedo de dispersión simple; y q es el término correspondiente al múltiple *scattering*. La función de fase P representa la cantidad de radiación que dispersa la atmósfera en cada ángulo Θ de *scattering*. El albedo de dispersión simple (SSA del inglés *Single Scattering Albedo*) se define como el cociente entre el coeficiente de *scattering* y el de extinción, representando la proporción del espesor óptico de *scattering* frente al total.

La función de fase, el espesor óptico y el SSA de la ecuación 1.13 dependen de sus componentes de gases y aerosoles (se descarta el estudio bajo nubes); es decir, de la función de fase de Rayleigh (gases), de los espesores ópticos de los gases, de la función de fase de los aerosoles, del AOD, y del SSA de los aerosoles. Las componentes de los gases son bien conocidas y poco variables, mientras que las de los aerosoles presentan mayor variabilidad, por tanto los valores de radiancia del cielo serán más variables debido a los aerosoles. Al igual que con el AOD en la ecuación 1.12, se puede escribir el producto del espesor óptico de aerosoles de *scattering* por la función de fase de aerosoles como:

$$\tau_a(\lambda)\omega_a(\lambda)P_a(\Theta, \lambda) = \int_{r_{min}}^{r_{max}} K_{scat}(\Theta, x, \tilde{m}) \frac{3v_c(r)}{4\pi r^3} dr \quad (1.14)$$

donde el subíndice a hace referencia a que son propiedades de los aerosoles; y K_{scat} es la sección eficaz de *scattering* de una partícula esférica. El término de la ecuación 1.14 está implícito en la ecuación 1.13, por lo que la ecuación 1.14 puede usarse para calcular las radiancias del cielo.

Con lo expuesto, se deduce que si se conocen las propiedades de los aerosoles (por ejemplo: el índice de refracción a unas longitudes de onda concretas y la distribución de tamaños), se puede calcular de forma unívoca, a las longitudes de onda del índice de refracción, el AOD (ecuación 1.12) y observaciones radiométricas como las radiancias del cielo (ecuaciones 1.13 y 1.14). Existen desarrollos de las ecuaciones 1.12 y 1.14 más complejos, en los que se tiene en cuenta la no esfericidad de las partículas e incluso su distribución vertical (Dubovik *et al.*, 2006, 2021; Lopatin *et al.*, 2013) para calcular valores como el AOD y las radiancias del cielo, entre otros. Por tanto, con estos métodos, o modelos de transferencia radiativa, se pueden calcular distintas observaciones radiométricas de manera unívoca a partir de las propiedades de los aerosoles. la Sección 1.3 aborda el proceso inverso: obtener propiedades de los aerosoles a partir de observaciones radiométricas.

1.3 Inversión de medidas radiométricas

Según lo explicado en la sección anterior, si se conocen las propiedades de los aerosoles en la atmósfera, entonces se puede determinar algunos parámetros medibles como el espesor óptico de aerosoles o la radiancia del cielo en cualquier dirección. En este caso, los aerosoles son la causa y la radiancia y el AOD serán el efecto, el cual se puede determinar a través de la teoría de transferencia radiativa; esto se conoce como un problema directo. Sin embargo, en muchas ocasiones las propiedades de los aerosoles se desconocen y lo que se busca es obtenerlas a través de medidas atmosféricas conocidas como la radiancia del cielo; es decir, obtener la causa conociendo el efecto. Esto es lo que se conoce como un problema inverso.

1. INTRODUCCIÓN Y FUNDAMENTOS TEÓRICOS

Bohren and Huffman (1983) ilustraron los problemas inversos con el ejemplo de un dragón; en este caso el problema directo sería análogo a describir las huellas que deja un dragón conocido, mientras que el problema inverso sería describir cómo es el dragón a partir de observar sus huellas.

En muchas ocasiones los problemas inversos son también problemas mal definidos (del inglés *ill-posed*). Un problema se considera mal definido si no cumple una de las siguientes condiciones: 1) tener solución (existencia); 2) que la solución sea única (unicidad); 3) que la solución dependa de manera continua de los datos del problema, es decir, que pequeñas fluctuaciones en los datos no varíen drásticamente la solución (estabilidad). En el caso de los aerosoles, unas medidas de radiancia del cielo pueden ser obtenidas por distintas combinaciones de las propiedades de los aerosoles, lo que implica falta de unicidad, ya que no hay una única solución al problema.

1.3.1 Método de los mínimos cuadrados

Para resolver un problema inverso se puede partir de la ecuación 1.15:

$$\mathbf{f}^* = \mathbf{f}(\mathbf{a}) + \Delta\mathbf{f}^* \quad (1.15)$$

donde \mathbf{f}^* es un vector cuyos elementos f_i^* representan unas observaciones medidas (AOD, radiancias del cielo, etc.), es decir, el efecto; \mathbf{a} es un vector que contiene las propiedades de los aerosoles (distribución de tamaños, índices de refracción, etc.), la causa; \mathbf{f} es el operador matemático, en este caso la transferencia radiativa, que aplicado a las propiedades de los aerosoles nos devuelve las observaciones medidas \mathbf{f}^* . Finalmente, $\Delta\mathbf{f}^*$ representa el error que toda medida experimental, en este caso \mathbf{f}^* , lleva intrínsecamente asociado.

Conocidas las propiedades de los aerosoles (\mathbf{a} : distribución de tamaños, índices de refracción, etc.), se pueden determinar unívocamente las observaciones (medidas) que obtendríamos experimentalmente, \mathbf{f}^* (AOD, radiancias, etc.), aplicando la ecuación 1.15 y usando la teoría de la transferencia radiativa para resolver $\mathbf{f}(\mathbf{a})$. Sin embargo, el método inverso, obtener \mathbf{a} a partir de las observaciones de \mathbf{f}^* , es más complejo.

1.3.1.1 Aproximación lineal

En el caso más sencillo se puede hacer la aproximación de que \mathbf{f} es lineal y las observaciones realizadas no tienen error, con lo que la ecuación 1.15 se expresaría como la ecuación 1.16:

$$\mathbf{f}^* = \mathbf{f}(\mathbf{a}) = \mathbf{K}\mathbf{a} \quad (1.16)$$

donde \mathbf{K} es una matriz que representa al operador transferencia radiativa. Si \mathbf{K} es una matriz cuadrada, coincidiendo con que el número de observaciones (elementos en \mathbf{f}^*) y parámetros de aerosol (elementos en \mathbf{a}) sean iguales, la solución del problema inverso sería única y vendría dada por la ecuación 1.17, siempre y cuando las filas de \mathbf{K} sean linealmente independientes y distintas de cero.

$$\mathbf{a} = \mathbf{K}^{-1}\mathbf{f}^* \quad (1.17)$$

En el caso de que $\Delta\mathbf{f}^*$ siga siendo despreciable, pero \mathbf{K} no sea cuadrada, la solución del problema inverso vendría dada a través de la Pseudoinversa de Moore-Penrose (Penrose, 1955). Esto se puede deducir multiplicando cada lado de la ecuación 1.16 por la traspuesta de \mathbf{K} (\mathbf{K}^T); entonces se tendría como solución la que aparece en la siguiente ecuación 1.18:

$$\mathbf{K}^T\mathbf{f}^* = \mathbf{K}^T\mathbf{K}\mathbf{a} \implies \mathbf{a} = (\mathbf{K}^T\mathbf{K})^{-1} \mathbf{K}^T\mathbf{f}^* \quad (1.18)$$

Esta solución es equivalente a un ajuste por mínimos cuadrados. La solución será única si el determinante del producto $\mathbf{K}^T\mathbf{K}$ es distinto de cero, es decir, no se trate de una matriz degenerada. Sin embargo, en el caso de la obtención de propiedades de aerosoles, el problema inverso está mal definido y ese determinante tenderá a cero. Además, la ecuación 1.18 no tiene en cuenta el error inherente en las observaciones contenidas en \mathbf{f}^* .

Una forma alternativa de abordar el problema es, precisamente, a través del error de las observaciones medidas. Si se asume que el error en las observaciones es puramente aleatorio (no sistemático), y se conoce la función de densidad de probabilidad de ese error (P_D), entonces, a partir de la ecuación 1.15, se tiene la siguiente ecuación 1.19:

$$P_D(\Delta\mathbf{f}^*) = P_D(\mathbf{f}^* - \mathbf{f}(\mathbf{a})) = P_D(\mathbf{f}(\mathbf{a})|\mathbf{f}^*) \quad (1.19)$$

Según el método de máxima verosimilitud (en inglés *Maximum Likelihood*), el valor de la ecuación 1.19 debe ser máximo si la función de densidad de probabilidad P_D describe correctamente la del error de las observaciones. Una función de densidad de probabilidad que describe bien los errores aleatorios es la función normal (o Gaussiana) (Dubovik, 2004; Dubovik and King, 2000). Si se asume P_D como una Gaussiana, entonces la ecuación 1.19 queda como la ecuación 1.20:

$$P_D(\mathbf{f}(\mathbf{a})|\mathbf{f}^*) = [(2\pi)^m |\mathbf{C}|]^{-\frac{1}{2}} \exp\left(-\frac{1}{2}(\mathbf{f}(\mathbf{a}) - \mathbf{f}^*)^T \mathbf{C}^{-1}(\mathbf{f}(\mathbf{a}) - \mathbf{f}^*)\right) \quad (1.20)$$

donde \mathbf{C} es la matriz de covarianza del vector \mathbf{f}^* , y m es la dimensión de los vectores \mathbf{f} y \mathbf{f}^* . Aplicando el método de máxima verosimilitud, y asumiendo que la función Gaussiana

1. INTRODUCCIÓN Y FUNDAMENTOS TEÓRICOS

representa correctamente los errores en las observaciones medidas, el valor de $P(\mathbf{f}(\mathbf{a})|\mathbf{f}^*)$ debe ser máximo; o lo que es equivalente, que el termino que aparece dentro de la exponencial de la ecuación 1.20, cambiado de signo, debe ser mínimo. Este término se expresa como Ψ (ecuación 1.21) y debe ser mínimo, lo cual es la base del conocido como método de mínimos cuadrados.

$$\Psi(\mathbf{a}) = \frac{1}{2} (\mathbf{f}(\mathbf{a}) - \mathbf{f}^*)^T \mathbf{C}^{-1} (\mathbf{f}(\mathbf{a}) - \mathbf{f}^*) = \min. \quad (1.21)$$

El mínimo de Ψ corresponde al punto que proporciona un gradiente de Ψ igual a cero; es decir, un punto donde todas las derivadas parciales de $\Psi(\mathbf{a})$ son cero (ecuación 1.22):

$$\nabla \Psi(\mathbf{a}) = \frac{\partial \Psi(\mathbf{a})}{\partial (a_i)} = \mathbf{0}, (i = 1, 2, \dots, N_a) \quad (1.22)$$

donde N_a es la longitud del vector \mathbf{a} . Calculando la derivada de la ecuación 1.22 se obtiene la siguiente ecuación 1.23:

$$\nabla \Psi(\mathbf{a}) = \mathbf{J}^T \mathbf{C}^{-1} \mathbf{f}(\mathbf{a}) - \mathbf{J}^T \mathbf{C}^{-1} \mathbf{f}^* \quad (1.23)$$

siendo la matriz \mathbf{J} la matriz jacobiana de $\mathbf{f}(\mathbf{a})$, cuyas componentes vienen dadas por la siguiente ecuación 1.24:

$$\{\mathbf{J}\}_{j,i} = \left. \frac{\partial f_j(\mathbf{a})}{\partial a_i} \right|_{\mathbf{a}} \quad (1.24)$$

En el caso en el que el operador \mathbf{f} es lineal (ecuación 1.16) \mathbf{J} es igual a \mathbf{K} ; si \mathbf{K} no es degenerada, entonces la solución es la de la ecuación 1.25:

$$\mathbf{a} = (\mathbf{K}^T \mathbf{C}^{-1} \mathbf{K})^{-1} \mathbf{K}^T \mathbf{C}^{-1} \mathbf{f}^* \quad (1.25)$$

Esta solución es similar al ajuste por mínimos cuadrados obtenido en la ecuación 1.18 pero, en este caso, a cada observación se le dará un peso, dado por la matriz de covarianza, dentro del ajuste. Esto lo convierte en un ajuste por mínimos cuadrados ponderado en el que el peso que se le da a cada observación medida dependerá de su error.

1.3.1.2 Método no lineal

Desafortunadamente, el operador \mathbf{f} no es lineal en el caso de la transferencia radiativa, por lo que hay que resolver la ecuación 1.22 mediante otro método. Para ello se va a utilizar el método iterativo de Gauss-Newton, el cual supone que por cada iteración p se va a obtener una solución \mathbf{a}_{p+1} más aproximada y que diferirá una cantidad $\Delta \mathbf{a}_p$ de la anterior solución como se ve en la ecuación 1.26:

$$\mathbf{a}_{p+1} = \mathbf{a}_p - \Delta \mathbf{a}_p \quad (1.26)$$

Si se aproxima el gradiente de Ψ en un desarrollo de serie de Taylor hasta la primera derivada, se tiene la ecuación 1.27:

$$\nabla \Psi(\mathbf{x}) \approx \nabla \Psi(\mathbf{a}_p) + \frac{\partial \nabla \Psi(\mathbf{a}_p)}{\partial \mathbf{a}_p} (\mathbf{x} - \mathbf{a}_p) \quad (1.27)$$

Y si se evalúa el gradiente de Ψ en \mathbf{a}_{p+1} y se iguala a cero (ecuación 1.22), se tiene la ecuación 1.28:

$$\nabla \Psi(\mathbf{a}_{p+1}) = \nabla \Psi(\mathbf{a}_p) - \frac{\partial \nabla \Psi(\mathbf{a}_p)}{\partial \mathbf{a}_p} \Delta \mathbf{a}_p = 0 \implies \nabla \Psi(\mathbf{a}_p) = \Delta \mathbf{J}_{\nabla, p} \Delta \mathbf{a}_p \quad (1.28)$$

con $\Delta \mathbf{J}_{\nabla, p}$ dado por la siguiente ecuación 1.29:

$$\{\Delta \mathbf{J}_{\nabla, p}\}_{j,i} = \left. \frac{\partial (\nabla \Psi)_j}{\partial a_i} \right|_{\mathbf{a}=\mathbf{a}_p} \quad (1.29)$$

La matriz $\Delta \mathbf{J}_{\nabla, p}$ puede obtenerse derivando la ecuación 1.23, dando como resultado la ecuación 1.30:

$$\Delta \mathbf{J}_{\nabla, p} = \mathbf{J}_p^T \mathbf{C}^{-1} \mathbf{J}_p + \mathbf{S}_p \quad (1.30)$$

donde \mathbf{S} depende de las derivadas parciales de segundo orden de $f(\mathbf{a}_p)$. Este último término se puede despreciar, por lo que, finalmente, si se juntan las ecuaciones 1.23, 1.28 y 1.30, se tiene la siguiente ecuación 1.31:

$$\Delta \mathbf{a}_p = (\mathbf{J}_p^T \mathbf{C}^{-1} \mathbf{J}_p)^{-1} \nabla \Psi(\mathbf{a}) = (\mathbf{J}_p^T \mathbf{C}^{-1} \mathbf{J}_p)^{-1} [\mathbf{J}_p^T \mathbf{C}^{-1} (f(\mathbf{a}_p) - \mathbf{f}^*)] \quad (1.31)$$

Se puede llegar a una solución final partiendo de una solución inicial \mathbf{a}_0 para $p=0$. Aplicando iterativamente la ecuación 1.31 en la ecuación 1.26 se irá obteniendo una solución \mathbf{a}_{p+1} para cada iteración p . El proceso iterativo se puede cortar cuando la reducción en el residuo $\Delta \mathbf{f}^*$ entre dos iteraciones contiguas sea menor que un determinado umbral, o directamente asignando un número máximo de iteraciones posibles. Una vez cortado el proceso iterativo en la iteración $p=N$, la solución al problema será el valor \mathbf{a}_{N+1} . Cabe destacar que este proceso permite obtener una solución sin tener que evaluar a través de la transferencia radiativa todos los posibles valores para encontrar el mínimo en Ψ , sino que es suficiente con calcular las matrices jacobianas \mathbf{J} en unos cuantos puntos. Esto es computacionalmente asequible ya que solo hay que ejecutar la transferencia radiativa en esos puntos y en puntos muy próximos para calcular las derivadas.

1. INTRODUCCIÓN Y FUNDAMENTOS TEÓRICOS

1.3.2 Método de los mínimos cuadrados multi-término

En el problema introducido las filas de la matriz a invertir (\mathbf{K} en el caso lineal) no son linealmente independientes, al tratarse de un problema mal definido. Esto implica que la solución no pueda calcularse directamente mediante la ecuación 1.25 en el caso de un sistema lineal, o con el método de Gauss-Newton en uno no lineal. Por tanto, habrá que realizar una regularización, lo que se refiere a un proceso que introduce información adicional para solucionar un problema mal definido. En este caso se va a explicar el método del ajuste por mínimos cuadrados multi-término (MLSM del inglés *Multi-Term Least Square Method*), ya que es el método en el que se basa el algoritmo GRASP (ver Sección 1.4) y que será usado a lo largo de esta tesis doctoral.

El método MLSM se basa en asumir distintos tipos, o subconjuntos, de observaciones dentro del vector \mathbf{f}^* . Asumiendo un número K de distintas observaciones, se puede escribir la ecuación 1.15 como un conjunto de ecuaciones dadas por:

$$\mathbf{f}_k^* = \mathbf{f}_k(\mathbf{a}) + \Delta\mathbf{f}_k^*, (k = 1, 2, \dots, K) \quad (1.32)$$

donde \mathbf{f}^* y $\mathbf{C}_{\mathbf{f}^*}$ pueden expresarse como:

$$\mathbf{f}^* = \begin{pmatrix} \mathbf{f}_1^* \\ \mathbf{f}_2^* \\ \dots \\ \mathbf{f}_K^* \end{pmatrix}; \mathbf{C}_{\mathbf{f}^*} = \begin{pmatrix} \mathbf{C}_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \mathbf{C}_2 & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & \dots & \mathbf{C}_K \end{pmatrix} \quad (1.33)$$

Los K subconjuntos de observaciones en el MLSM pueden ser distintos tipos de observaciones, por ejemplo $k=1$ para el AOD, $k=2$ para radiancias del cielo, etc.; pero también pueden ser observaciones del mismo tipo a las que se las asigna un error diferente, por ejemplo $k=1$ para el AOD a 340 nm y 380 nm, $k=2$ para el AOD a 440 nm y 675 nm, etc. Además, se pueden utilizar como subconjuntos de observaciones independientes algunas ligaduras como se verá más adelante. Si se desarrolla el método de máxima verosimilitud de las ecuaciones 1.19, 1.20 y 1.21, asumiendo una distribución también normal, pero partiendo de la ecuación 1.32 en lugar de la ecuación 1.15, se llega a la ecuación 1.34, la cual debe minimizarse:

$$\Psi(\mathbf{a}) = \frac{1}{2} \sum_{k=1}^K (\mathbf{f}_k(\mathbf{a}) - \mathbf{f}_k^*)^T (\mathbf{C}_k)^{-1} (\mathbf{f}_k(\mathbf{a}) - \mathbf{f}_k^*) = \min. \quad (1.34)$$

Esta ecuación se puede reescribir, siguiendo lo propuesto por Dubovik *et al.* (2011, 2021), haciendo un cambio de variables como se muestra en la ecuación 1.35:

$$\Psi(\mathbf{a}) = \frac{1}{2} \sum_{k=1}^K \gamma_k (\mathbf{f}_k(\mathbf{a}) - \mathbf{f}_k^*)^T (\mathbf{W}_k)^{-1} (\mathbf{f}_k(\mathbf{a}) - \mathbf{f}_k^*) = \min. \quad (1.35)$$

donde γ_k es el multiplicador de Lagrange y es igual al cociente $\epsilon_1^2/\epsilon_k^2$; ϵ_k^2 es el primer elemento de la diagonal de \mathbf{C}_k ($\epsilon_k^2 = \{C_k\}_{1,1}$); y \mathbf{W}_k es la matriz de peso para el subconjunto k y se calcula como $\mathbf{W}_k = \mathbf{C}_k/\epsilon_k^2$.

Resolviendo la ecuación 1.22 con el método no lineal explicado de Gauss-Newton, y considerando Ψ el dado por la ecuación 1.35, se tiene la siguiente ecuación 1.36:

$$\Delta \mathbf{a}_p = \left(\sum_{k=1}^K \gamma_k \mathbf{J}_{k,p}^T \mathbf{W}_k^{-1} \mathbf{J}_{k,p} \right)^{-1} \left(\sum_{k=1}^K \gamma_k \mathbf{J}_{k,p}^T \mathbf{W}_k^{-1} [\mathbf{f}_k(\mathbf{a}_p) - \mathbf{f}_k^*] \right) \quad (1.36)$$

Esta ecuación puede ser la base para unificar varias técnicas de imposición de ligaduras. Por ejemplo, si se constriñe la solución a una conocida *a priori* se puede considerar como una inversión de dos tipos o subconjuntos de observaciones. Este es el caso de la ecuación 1.37, donde se tienen dos subconjuntos de observaciones ($K=2$). El primero, \mathbf{f}_1 , incluye las observaciones medidas, ya sea el AOD, radiances de cielo, etc.; mientras que el segundo subconjunto ($k=2$) no es propiamente una observación medida, sino una ligadura que se va a introducir. En este caso se va a introducir, como si fueran observaciones, unos valores de las propiedades de los aerosoles a los que consideramos que la solución final debe parecerse; es decir, una solución *a priori* dada por el vector \mathbf{a}^* . Cuanto más pequeño sea el valor que se introduzca del error $\Delta \mathbf{a}^*$ que consideremos de \mathbf{a}^* , más se estará restringiendo a la solución final, \mathbf{a} , a que se parezca a la introducida \mathbf{a}^* como solución *a priori*, y viceversa.

$$\begin{cases} \mathbf{f}_1^* = \mathbf{f}_1(\mathbf{a}) + \Delta \mathbf{f}_1^* \\ \mathbf{f}_2^* = \mathbf{f}_2(\mathbf{a}) + \Delta \mathbf{f}_2^* \end{cases} \implies \begin{cases} \mathbf{f}^* = \mathbf{f}(\mathbf{a}) + \Delta \mathbf{f}^* \\ \mathbf{a}^* = \mathbf{a} + \Delta \mathbf{a}^* \end{cases} \quad (1.37)$$

Introduciendo las ecuaciones 1.37 en la ecuación 1.36 se tiene que la solución imponiendo ligaduras *a priori* quedaría como en la ecuación 1.38:

$$\Delta \mathbf{a}_p = (\mathbf{J}_p^T \mathbf{W}^{-1} \mathbf{J}_p + \gamma_a \mathbf{W}_{a^*}^{-1})^{-1} (\mathbf{J}_p^T \mathbf{W}^{-1} [\mathbf{f}(\mathbf{a}_p) - \mathbf{f}^*] + \gamma_a \mathbf{W}_{a^*}^{-1} [\mathbf{a}_p - \mathbf{a}^*]) \quad (1.38)$$

donde se ha teniendo en cuenta que $\mathbf{J}_{1,p} = \mathbf{J}_p$, $\mathbf{J}_{2,p} = \mathbf{I}$ (siendo \mathbf{I} la matriz identidad), $\mathbf{W}_1 = \mathbf{W} = \mathbf{C}_{f^*}/\epsilon_{f^*}^2$, $\mathbf{W}_2 = \mathbf{W}_{a^*} = \mathbf{C}_{a^*}/\epsilon_{a^*}^2$ y $\gamma_a = \epsilon_{f^*}^2/\epsilon_{a^*}^2$. Estas ligaduras tienen un doble efecto en la inversión. Lo primero es que se va a obtener una solución realista al imponer que la solución final sea más o menos parecida a una que consideramos acertada *a priori*; esta solución *a priori* puede ser inferida si se tiene información adicional que nos ayude a tener una idea de que propiedades de aerosol puede haber en el caso a resolver. Lo

1. INTRODUCCIÓN Y FUNDAMENTOS TEÓRICOS

segundo, al introducir esta ligadura se consigue evitar que el determinante de la matriz que hay que invertir en la ecuación 1.38 ($\mathbf{J}_p^T \mathbf{W}^{-1} \mathbf{J}_p + \gamma_a \mathbf{W}_{a^*}^{-1}$) sea cero al incorporar el término $\gamma_a \mathbf{W}_{a^*}^{-1}$. La solución elegida como *a priori*, \mathbf{a}^* , suele coincidir con la solución inicial de partida, \mathbf{a}_0 , con la que se inicia el método iterativo.

Otro tipo de ligadura que se suele usar en el MLSM es la de suavidad. Se sabe que ciertas propiedades de los aerosoles varían suavemente con algunos parámetros, por ejemplo: 1) el índice de refracción varía con la longitud de onda de manera suave, al menos en el rango solar; 2) la distribución de volumen varía suavemente con el radio de las partículas; o 3) las propiedades de los aerosoles no varían fuertemente con el tiempo sino que suelen variar de forma continua y progresiva. Esta variación se puede restringir, ayudando a reducir el número de soluciones posibles y obtener soluciones más plausibles.

Para restringir esta suavidad se va a hacer uso de las derivadas de las propiedades respecto al parámetro del que varían. Suponiendo que un subconjunto de propiedades de \mathbf{a} varían con el parámetro x , se pueden expresar los elementos de ese subconjunto como una función y cuya variable independiente es x ; es decir, cada elemento i del subconjunto de \mathbf{a} puede escribirse como: $a_i = y(x_i)$. Un ejemplo sería el subconjunto formado por los valores a invertir de la parte real del índice de refracción, donde x vendría representado por la longitud de onda. En este caso el índice de refracción, a la longitud de onda x_i , sería a_i y podría calcularse como $y(x_i)$. Si se asume que el índice de refracción debe variar con la longitud de onda como una recta ($y(x) = Bx + C$), se puede calcular la segunda derivada de y respecto x e igualarla a cero. En el caso de que se asuma que la variación debe ser nula (recta de pendiente cero), será la primera derivada la que vale cero. Si se quiere asemejar a una parábola entonces será la tercera derivada la que es cero, y así para cualquier orden de derivada como se puede ver en las ecuaciones 1.39, donde g_m representa la derivada enésima de la función y :

$$\begin{aligned}
 g_1(x) &= \frac{dy(x)}{dx} = 0 \implies y(x) = C \\
 g_2(x) &= \frac{d^2y(x)}{d^2x} = 0 \implies y(x) = Bx + C \\
 g_3(x) &= \frac{d^3y(x)}{d^3x} = 0 \implies y(x) = Ax^2 + Bx + C \\
 g_m(x) &= \frac{d^m y(x)}{d^m x} = 0 \implies y(x) = \sum_{j=1}^m C_j x^{j-1}
 \end{aligned} \tag{1.39}$$

Así se puede introducir una nueva ligadura en la ecuación 1.37 que regule la suavidad, como se aprecia en la ecuación 1.40. En este caso se asume como un nuevo subconjunto de observaciones las derivadas de orden m de un subconjunto de \mathbf{a} ; por ejemplo la parte real

del índice de refracción respecto a la longitud de onda. Al igual que en la segunda ecuación de 1.40 se fuerza al vector \mathbf{a} a ser más o menos (dependiendo de los valores elegidos de $\Delta\mathbf{a}^*$) parecido a un vector \mathbf{a}^* elegido *a priori*, en esta nueva ligadura de suavidad se va a obligar a que la derivada m -ésima de y ($\mathbf{g}_m(\mathbf{a})$) sea similar a una que asumimos *a priori* (\mathbf{g}_m^*). Como lo que se quiere es restringir la variación del subconjunto de \mathbf{a} respecto de \mathbf{x} a un polinomio de grado $m-1$, entonces el valor que se va a asumir *a priori* de \mathbf{g}_m^* va a ser cero (ecuación 1.40). Con esto se va a forzar a que la variación del subconjunto de \mathbf{a} se ajuste más a un polinomio de grado $m-1$ cuanto menor sean los valores elegidos de $\Delta\mathbf{g}_m^*$, y viceversa (Dubovik *et al.*, 2021).

$$\begin{cases} \mathbf{f}_1^* = \mathbf{f}_1(\mathbf{a}) + \Delta\mathbf{f}_1^* \\ \mathbf{f}_2^* = \mathbf{f}_2(\mathbf{a}) + \Delta\mathbf{f}_2^* \\ \mathbf{f}_3^* = \mathbf{f}_3(\mathbf{a}) + \Delta\mathbf{f}_3^* \end{cases} \implies \begin{cases} \mathbf{f}^* = \mathbf{f}(\mathbf{a}) + \Delta\mathbf{f}^* \\ \mathbf{a}^* = \mathbf{a} + \Delta\mathbf{a}^* \\ \mathbf{g}_m^* = \mathbf{g}_m(\mathbf{a}) + \Delta\mathbf{g}_m^* \end{cases} \implies \begin{cases} \mathbf{f}^* = \mathbf{f}(\mathbf{a}) + \Delta\mathbf{f}^* \\ \mathbf{a}^* = \mathbf{a} + \Delta\mathbf{a}^* \\ \mathbf{0}^* = \mathbf{G}_m\mathbf{a} + \Delta\mathbf{g}_m^* \end{cases} \quad (1.40)$$

Hay que resaltar de la ecuación 1.40, que la matriz \mathbf{G}_m es la jacobiana de las derivadas m -ésimas y $\mathbf{0}^*$ es el vector cero representando el hecho de que se consideran las derivadas *a priori* igual a cero. Las derivadas de un subconjunto de \mathbf{a} respecto de \mathbf{x} se pueden calcular computacionalmente de manera discreta (Dubovik, 2004).

Si se añade esta ligadura adicional con la anterior en la ecuación 1.35 y se minimiza siguiendo la ecuación 1.36, se tiene la siguiente ecuación 1.41:

$$\begin{aligned} & (\mathbf{J}_p^T \mathbf{W}^{-1} \mathbf{J}_p + \gamma_a \mathbf{W}_{\mathbf{a}^*}^{-1} + \gamma_g \Omega) \Delta\mathbf{a}_p = \\ & \mathbf{J}_p^T \mathbf{W}^{-1} [\mathbf{f}(\mathbf{a}_p) - \mathbf{f}^*] + \gamma_a \mathbf{W}_{\mathbf{a}^*}^{-1} [\mathbf{a}_p - \mathbf{a}^*] + \gamma_g \Omega \mathbf{a}_p \end{aligned} \quad (1.41)$$

donde Ω es igual a $\mathbf{G}_m^T \mathbf{W}_g^{-1} \mathbf{G}_m$, con $\mathbf{W}_g = \mathbf{W}_3 = \mathbf{C}_{g^*} / \epsilon_{g^*}^2$, y $\gamma_g = \epsilon_{f^*}^2 / \epsilon_{g^*}^2$. Resolviendo iterativamente el valor $\Delta\mathbf{a}_p$ de la ecuación 1.41 a partir de unas observaciones medidas \mathbf{f}^* y recalculando los datos con la ecuación 1.26, se puede llegar a una solución del problema inverso planteado, siempre que se seleccionen una solución inicial y unas ligaduras *a priori* y de suavidad idóneas a través de los multiplicadores de Lagrange.

La ecuación 1.41 ha sido obtenida a partir de la ecuación general 1.36, obtenida minimizando 1.35, para los tres subconjuntos de datos de la ecuación 1.32: observaciones medidas ($k=1$), ligaduras *a priori* ($k=2$) y ligaduras de suavidad ($k=3$). Sin embargo, se puede desarrollar la solución de una forma más genérica, ya que se nos permite utilizar cualquier número de subconjuntos. En el caso de tener N_f subconjuntos de observaciones medidas (con distintos errores), N_a ligaduras *a priori* (cada una con mayor o menor intensidad para cada propiedad), y N_g ligaduras de suavidad (cada una con un orden de derivada e intensidad), la ecuación 1.41 se puede generalizar mediante la siguiente ecuación 1.42:

1. INTRODUCCIÓN Y FUNDAMENTOS TEÓRICOS

$$\left(\sum_{k=1}^{N_f} \gamma_{f,k} \mathbf{J}_{k,p}^T \mathbf{W}_{f,k}^{-1} \mathbf{J}_{k,p} + \sum_{k=1}^{N_a} \gamma_{a,k} \mathbf{W}_{a^*,k}^{-1} + \sum_{k=1}^{N_g} \gamma_{g,k} \Omega_k \right) \Delta \mathbf{a}_p = \sum_{k=1}^{N_f} \gamma_{f,k} \mathbf{J}_{f,p}^T \mathbf{W}_{f,k}^{-1} [\mathbf{f}_k(\mathbf{a}_p) - \mathbf{f}_k^*] + \sum_{k=1}^{N_a} \gamma_{a,k} \mathbf{W}_{a^*,k}^{-1} [\mathbf{a}_p - \mathbf{a}_k^*] + \sum_{k=1}^{N_g} \gamma_{g,k} \Omega_k \mathbf{a}_p \quad (1.42)$$

donde los subíndices f , a y g hacen referencia al tipo de subconjunto: observación medida, ligadura *a priori* y ligadura de suavidad, respectivamente. el índice k indexa a los distintos subconjuntos dentro de cada subconjunto f , a y g . \mathbf{W}_f es \mathbf{W} ; los N_f valores de $\gamma_{f,k}$ son los multiplicadores de Lagrange de las observaciones medidas y es igual al cociente $\epsilon_{f^*,1}^2 / \epsilon_{f^*,k}^2$, siendo $\epsilon_{f^*,1}^2$ el primer elemento de la diagonal de $\mathbf{C}_{f^*,1}$, por lo que $\gamma_{f,1} = 1$; $\gamma_{a,k}$ y $\gamma_{g,k}$ corresponden a los multiplicadores de Lagrange de las ligaduras *a priori* y suavidad, respectivamente, y se calculan como $\gamma_{a,k} = \epsilon_{f^*,1}^2 / \epsilon_{a^*,k}^2$ y $\gamma_{g,k} = \epsilon_{f^*,1}^2 / \epsilon_{g^*,k}^2$.

En resumen, para encontrar una solución al problema inverso de obtener propiedades de los aerosoles a través de medidas radiométricas (observaciones), se establece que el error de las observaciones medidas debe ser equivalente al de una distribución normal y, aplicando el método de máxima verosimilitud, se puede encontrar una solución buscando el mínimo de la función Ψ (ecuación 1.21). Ψ puede expresarse como en la ecuación 1.35 si se considera que tenemos varios tipos de medidas distintos o incluso ligaduras, tanto *a priori* como de suavidad. Como las ecuaciones del problema descrito no son lineales, la minimización de Ψ debe hacerse mediante un método iterativo, por ejemplo el de Gauss-Newton. Es importante prestar atención a la ecuación 1.35 que describe Ψ , ya que aparecen los multiplicadores de Lagrange. Como se trata de minimizar Ψ , cuanto mayor sea el multiplicador de Lagrange en un subconjunto k (observaciones medidas o ligaduras), este subconjunto tendrá un peso mayor ya que una pequeña reducción de la diferencia $\mathbf{f}(\mathbf{a}) - \mathbf{f}^*$ causará una reducción más grande en Ψ respecto al caso de que el multiplicador de Lagrange fuera menor. Esto implica que cuanto mayor sea el multiplicador de Lagrange de una ligadura, más se estará forzando a que la solución satisfaga tal ligadura o, en el caso de las observaciones medidas, cuanto mayor sean sus covarianzas, menos peso tendrán en la minimización. Esto se resalta ya que a la hora de ejecutar el MLSM es necesario elegir unos valores de los multiplicadores de Lagrange y de las covarianzas de las observaciones medidas.

Finalmente, cabe destacar que, para evitar valores negativos, se suelen transformar todas las variables al espacio logarítmico (Dubovik, 2004). Todos los detalles acerca de la teoría y ecuaciones del problema de inversión analizado y el método MLSM pueden encontrarse en Dubovik and King (2000), Dubovik *et al.* (2006, 2021), Lopatin *et al.* (2013, 2021), Torres *et al.* (2017), y principalmente en Dubovik (2004).

1.4 GRASP

GRASP (*Generalized Retrieval of Atmosphere and Surface Properties*; (Dubovik *et al.*, 2014, 2021)) es un algoritmo de inversión de medidas para el cálculo de propiedades ópticas y micro-físicas del aerosol y de propiedades ópticas de la superficie terrestre. Entre las principales características de GRASP destacan las siguientes: es un algoritmo versátil, que permite invertir distintos tipos de medidas de manera conjunta o independiente; es flexible, siendo capaz de incorporar e intercambiar distintos métodos, módulos y librerías; es de código libre, abierto y gratuito (www.grasp-open.com).

GRASP está formado principalmente por dos módulos, como se puede apreciar en la Figura 1.6: el módulo de transferencia radiativa (*forward*) y el de inversión. El módulo *forward* se encarga de calcular las observaciones que se obtendrían en un escenario dado por el usuario y definido por unas propiedades incluidas en el vector α_p . Para ello utiliza las ecuaciones de la teoría de transferencia radiativa (ver Sección 1.2). Este módulo se puede utilizar de forma independiente, sin necesidad de utilizar el de inversión, para calcular cualquier tipo de observación (AOD, radiancias del cielo, señal lidar, etc.) a cualquier longitud de onda bajo el escenario que se quiera (propiedades de aerosol, SZA, albedo de superficie, etc.).

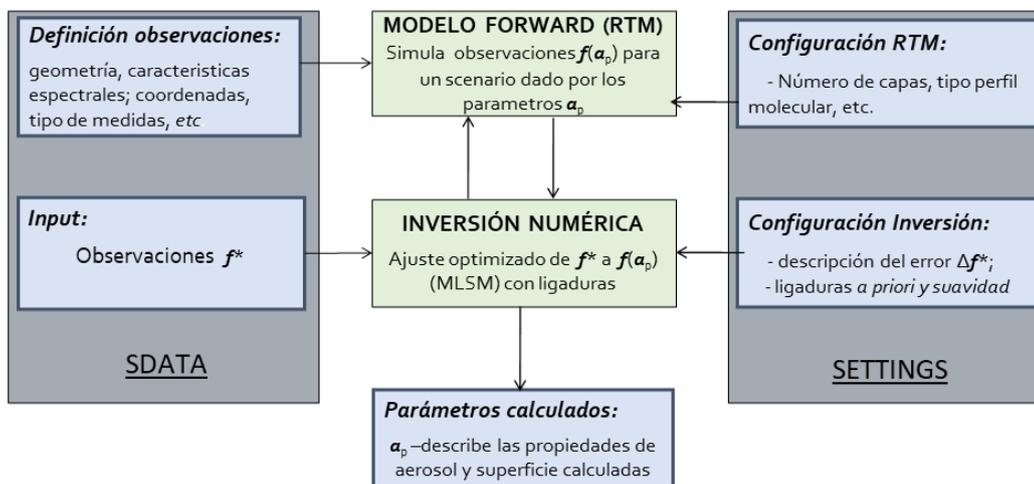


Figura 1.6: Estructura de GRASP.

En cuanto al módulo de inversión, este se basa en el método MLSM visto en la Sección 1.3, pero utilizando el método iterativo de Levenberg-Marquardt (Dubovik, 2004; Ortega and Rheinboldt, 1970; Press *et al.*, 1992) en lugar del de Gauss-Newton. Con este método la ecuación 1.42 queda como la ecuación 1.43, donde se añade un término a la matriz a invertir (parte izquierda de la ecuación) para estabilizar la inversión tratando de evitar que el determinante de esa matriz sea nulo.

1. INTRODUCCIÓN Y FUNDAMENTOS TEÓRICOS

$$\begin{aligned}
 t_p^{-1} \left(\sum_{k=1}^{N_f} \gamma_{f,k} \mathbf{J}_{\mathbf{f},k}^T \mathbf{W}_{\mathbf{f},k}^{-1} \mathbf{J}_{\mathbf{f},k} + \sum_{k=1}^{N_a} \gamma_{a,k} \mathbf{W}_{\mathbf{a}^*,k}^{-1} + \sum_{k=1}^{N_g} \gamma_{g,k} \boldsymbol{\Omega}_k + \lambda_{LM} \mathbf{D}_p \right) \Delta \mathbf{a}_p = \\
 \sum_{k=1}^{N_f} \gamma_{f,k} \mathbf{J}_{\mathbf{f},k}^T \mathbf{W}_{\mathbf{f},k}^{-1} [\mathbf{f}_k(\mathbf{a}_p) - \mathbf{f}_k^*] + \sum_{k=1}^{N_a} \gamma_{a,k} \mathbf{W}_{\mathbf{a}^*,k}^{-1} [\mathbf{a}_p - \mathbf{a}_k^*] + \sum_{k=1}^{N_g} \gamma_{g,k} \boldsymbol{\Omega}_k \mathbf{a}_p
 \end{aligned} \tag{1.43}$$

La matriz \mathbf{D}_p añadida en el método de Levenberg-Marquardt es predominantemente diagonal, siendo frecuentemente utilizada la matriz unidad como \mathbf{D}_p . El método de Levenberg-Marquardt es una generalización del método del descenso del gradiente (del inglés *steepest descent*), el cual asume \mathbf{D}_p como la matriz unidad y un valor de λ_{LM} grande (Press *et al.*, 1992), con lo que el método siempre converge hacia una solución si se selecciona un valor apropiado de λ_{LM} (Dubovik *et al.*, 2021). El valor t_p , con $0 < t_p \leq 1$, se utiliza principalmente para disminuir el valor de $\Delta \mathbf{a}_p$, ya que la aproximación lineal puede sobrestimar la corrección de $\Delta \mathbf{a}_p$. Por lo general, t_p se reduce por un factor (por 2 en el caso de GRASP) hasta que se satisface la condición $\Psi(\mathbf{a}_{p+1}) < \Psi(\mathbf{a}_p)$ (Dubovik *et al.*, 2021). Cabe destacar que en GRASP se transforman previamente todas las variables al espacio logarítmico.

Para ejecutar GRASP generalmente es necesario preparar dos ficheros distintos. La descripción del escenario, así como las medidas a invertir o simular, se introducen en GRASP en un fichero llamado *SDATA* (del inglés *Sensor Data*). En el fichero *SDATA* se introduce la posición del Sol en el escenario seleccionado, las longitudes de onda de las observaciones (medidas o que se quieren simular) los ángulos (acimut y cenit) de las radiancias del cielo, las alturas a la que se introduce señal lidar, los valores de AOD, etc. (ver Figura 1.6). El otro fichero es el de configuración, llamado *SETTINGS*, con extensión *.yaml*. En el fichero de *SETTINGS* se indica si se va a ejecutar GRASP en modo inversión o solo como modelo de transferencia radiativa (*forward*), la ruta del fichero *SDATA* que se va a usar y del fichero en el que se quiere escribir la salida, y también se introducen los parámetros referentes a la transferencia radiativa (número de capas de la atmósfera, tipo de atmósfera, etc.). Además, en el fichero de *SETTINGS* se indica la estrategia de inversión, que propiedades se van a invertir o utilizar de aerosoles y de la reflectancia de la superficie (\mathbf{a}), sus valores iniciales (\mathbf{a}_0), los multiplicadores de Lagrange de las distintas ligaduras, los distintos subconjuntos de medidas elegidos así como el error asociado a las medidas de cada subconjunto (ϵ_{f^*}), o el número máximo de iteraciones entre otras opciones (ver Sección 1.3.2).

Definida una estrategia de inversión en el fichero de *SETTINGS* y teniendo el escenario definido con las observaciones medidas (o a simular) en el fichero *SDATA*, GRASP seguirá el esquema de la Figura 1.6. En primer lugar se usará el modulo de transferencia radiativa para obtener las observaciones ($\mathbf{f}(\mathbf{a}_0)$) definidas en el *SDATA* bajo las propiedades de los

aerosoles iniciales, \mathbf{a}_0 , definidas en el fichero de *SETTINGS*. Si se ejecuta GRASP en modo *forward*, entonces GRASP pararía en este paso, dando como salida las simulaciones radiativas que produce \mathbf{a}_0 . Si GRASP se ejecuta en modo inversión, entonces se aplicará el método de MLSM de la Sección 1.3.2, optimizado con el método iterativo de Levenberg-Marquardt de la ecuación 1.43, para calcular unas propiedades de aerosoles \mathbf{a}_1 que reproduzcan mejor las medidas introducidas en el *SDATA*. Este nuevo vector \mathbf{a}_1 se introduce en el modulo de transferencia radiativa para obtener unas nuevas observaciones $f(\mathbf{a}_1)$ y, de nuevo, con el método de inversión, GRASP calcula una nueva solución \mathbf{a}_2 que reproduzca mejor las observaciones medidas. Este método se repetirá iterativamente hasta que se alcance el número de iteraciones máximas, elegido en el fichero de *SETTINGS*, o cuando la reducción en el residuo entre dos iteraciones consecutivas sea menor que un umbral también definido en el fichero de *SETTINGS*. Una vez el proceso iterativo se detiene, GRASP devolverá como salida el vector \mathbf{a}_p , siendo p la última iteración, así como una serie de información adicional más detallada acerca de las propiedades que se derivan de las obtenidas; por ejemplo el SSA, las observaciones que reproducen las propiedades obtenidas y el residuo de estas respecto a las medidas. Toda información sobre cómo descargar y ejecutar GRASP se puede obtener en www.grasp-open.com y en su manual para usuarios.

La versatilidad de GRASP ha permitido su uso para obtener propiedades de aerosoles mediante la combinación y uso de distintas medidas, entre otros casos: invirtiendo medidas de instrumentación *in-situ*, como las de un nefelómetro polar (Espinosa *et al.*, 2017), incluso a bordo de sondas (Lopatin *et al.*, 2021); usando solo valores de AOD medidos a varias longitudes de onda con un fotómetro (Torres *et al.*, 2017); combinando valores de AOD y radiancia del cielo de un fotómetro con un sistema lidar (Benavent-Oltra *et al.*, 2017; Lopatin *et al.*, 2013; Tsekeri *et al.*, 2017) o con un ceilómetro (Herrerias *et al.*, 2019; Román *et al.*, 2018; Titos *et al.*, 2019); juntando valores de AOD obtenidos por la noche, gracias a un fotómetro lunar, con la radiancia relativa del cielo en la aureola lunar extraída con una cámara de cielo (Román *et al.*, 2017b), y también añadiendo medidas lidar a esa combinación (Benavent-Oltra *et al.*, 2019); y utilizando medidas de satélites de forma independiente (Chen *et al.*, 2020; Wei *et al.*, 2020, 2021) o combinándolas con medidas tomadas desde superficie (Li *et al.*, 2019).

1.5 Motivación, objetivos y estructura de la tesis

1.5.1 Motivación

Resaltada la importancia de los aerosoles y del papel que desempeñan en el balance radiativo de la Tierra afectando al clima (calentamiento global y cambio climático), queda expuesta la

1. INTRODUCCIÓN Y FUNDAMENTOS TEÓRICOS

necesidad de medir, calcular y monitorizar las propiedades de los aerosoles a escala global. Los instrumentos a bordo de satélites en órbitas polares son capaces de dar una cobertura global de los aerosoles en todo el planeta en un solo día; sin embargo, la resolución temporal es muy baja ya que se suele tener un par de medidas al día por cada píxel observado, lo cual puede no ser suficiente. Instrumentos a bordo de satélites en órbitas geoestacionarias pueden dar una resolución más alta pero a costa de cubrir solo un único sector de la Tierra.

Los instrumentos instalados en la superficie terrestre suelen proporcionar propiedades de los aerosoles más precisas y exactas que los de satélite y con mayor resolución temporal. Sin embargo, los productos de estos instrumentos son representativos solo a escala local, por lo que es necesario desplegar una red de instrumentos distribuidos por todo el mundo para alcanzar una cobertura global. Este es el caso de la red AERONET (*AEROSOL ROBOTIC NETWORK*; (Holben *et al.*, 1998); ver Sección 2.3.1), la cual utiliza como instrumento de referencia un fotómetro que mide radiancia del cielo e irradiancia del Sol y la Luna para derivar el AOD. AERONET tiene estaciones distribuidas por todo el mundo (<https://aeronet.gsfc.nasa.gov>). Gracias a este tipo de redes se puede tener una imagen global del aerosol alrededor del mundo con gran exactitud y precisión, y de gran utilidad para la calibración y validación de instrumentos a bordo de satélite. Sin embargo, existen zonas amplias del planeta que las redes como AERONET todavía no abarcan. Además, los instrumentos como los fotómetros de AERONET no suelen ser económicos, por lo que en ocasiones no es sencillo crear una nueva estación de medida.

Este marco motiva la utilización de nuevos instrumentos de medida, más económicos, que sean capaces de proporcionar propiedades de los aerosoles de utilidad para poder extender la cobertura espacial en la monitorización de los aerosoles desde superficie. El instrumento propuesto en este trabajo para este fin es la *cámara de todo cielo*, o simplemente *cámara de cielo*. Se trata de un instrumento económico y que no consta de partes móviles, lo cual es muy útil para crear nuevas estaciones de medida y ampliar la resolución espacial de instrumentos en superficie. Este instrumento captura imágenes del cielo en toda la bóveda celeste, por lo que es sensible a la radiancia del cielo en todos los puntos del cielo (ver Capítulo 2). Esto significa que, con una correcta configuración y metodología, se puede estimar la radiancia del cielo con una cámara de cielo (por ejemplo en Román *et al.* 2012) y, por tanto, usar esas medidas en GRASP para obtener propiedades de los aerosoles gracias a la versatilidad de este algoritmo.

1.5.2 Objetivos

En este marco y con esta motivación, el objetivo principal de esta tesis doctoral es: **desarrollar una metodología que sea capaz de extraer radiancias del cielo a través de imágenes**

de una cámara de cielo y utilizar esas medidas en GRASP para inferir propiedades de los aerosoles. Para conseguirlo se establecen los siguientes objetivos:

- Crear una herramienta que permita de manera rápida y sencilla una calibración geométrica precisa de cualquier cámara de cielo a partir de un conjunto de imágenes del cielo en noches despejadas.
- Configurar una cámara de cielo para maximizar el uso de su potencial (captura de imágenes RAW, distintos tiempos de exposición, etc.), caracterizar sus propiedades (señal de oscuridad, linealidad, longitudes de onda efectivas, etc.), y desarrollar una metodología para poder extraer radiancias del cielo de forma relativa a partir de las imágenes capturadas.
- Cuantificar las incertidumbres en las radiancias relativas obtenidas con la cámara de cielo a través de una intercomparación con medidas y simulaciones independientes.
- Desarrollar una estrategia para invertir con GRASP las radiancias obtenidas con una cámara de cielo y estudiar, mediante un análisis de sensibilidad con datos sintéticos, que propiedades de aerosoles pueden ser obtenidas y con que incertidumbre.
- Aplicar la estrategia de inversión desarrollada a medidas reales de cámara de cielo y comparar las propiedades de aerosoles obtenidas con GRASP con las que proporciona AERONET utilizando una instrumentación totalmente independiente.

1.5.3 Estructura

Esta tesis doctoral está estructurada en 4 capítulos diferentes. El capítulo 1 introduce y explica los fundamentos teóricos en los que se basa el trabajo de investigación presente. Se describe la atmósfera terrestre y sus distintos componentes (gases, aerosoles y nubes). Se abordan los fundamentos de la transferencia radiativa en el sistema Tierra-Atmósfera, la inversión de medidas radiométricas y el algoritmo de inversión GRASP. Para concluir este capítulo concluye presentando la motivación y los objetivos principales de la tesis.

El capítulo 2 está dedicado a la instrumentación, estaciones de medidas y los datos obtenidos. Se hace un breve repaso de la historia de las cámaras de cielo, comenzando por los pioneros de estos instrumentos hasta la era digital. Se presentan los modelos de cámaras de cielo instalados en distintas estaciones y una descripción de las mismas, con énfasis en la estación de Valladolid y el fotómetro CE-318T. Este capítulo concluye describiendo los procesos de captura, almacenamiento y procesado de los datos.

1. INTRODUCCIÓN Y FUNDAMENTOS TEÓRICOS

En el capítulo 3, Resultados, se presentan las tres publicaciones que componen el compendio de artículos de esta tesis doctoral. El primer artículo describe la aplicación, ORION, para la calibración geométrica de las cámaras de cielo y un caso de uso (Antuña-Sánchez *et al.*, 2022). La segunda publicación aborda la obtención de radiancias del cielo relativas a partir de imágenes capturadas en multi-exposición con una cámara de cielo (Antuña-Sánchez *et al.*, 2021). En este trabajo se hace una caracterización detallada de las longitudes de onda efectivas, el ruido de lectura, los píxeles calientes y la linealidad de la cámara de cielo SONA202-NF. Además, se expone la metodología para extraer los mapas de radiancias normalizadas de estas imágenes. El tercer artículo muestra el potencial de las cámaras de cielo en la obtención de propiedades de los aerosoles utilizando el algoritmo de inversión GRASP (Román *et al.*, 2022). En este trabajo se invierten con GRASP medidas reales de radiancia relativas obtenidas con una cámara de cielo (usando la metodología del segundo artículo) para obtener propiedades de los aerosoles. Las propiedades obtenidas han sido comparadas con los valores medidos de forma independiente con un fotómetro de AERONET, dando como resultado un buen acuerdo entre los valores de AOD obtenidos con la cámara y con el fotómetro. Estas publicaciones se han ordenado de esta forma para presentar un hilo argumental coherente con los objetivos de esta tesis.

Para concluir, el último capítulo presenta las conclusiones principales de la tesis y las posibles líneas futuras de investigación que se plantean para continuar con el trabajo realizado.

Instrumentación, estaciones de medida y datos

2.1 Historia y desarrollo de las cámaras de cielo

El cielo ha sido una fuente de inspiración y curiosidad para el hombre, desde los astros hasta las nubes. En el siglo XIX los meteorólogos comenzaron los esfuerzos por clasificar los distintos tipos de nubes (Lamarck, 1802; Poey, 1865, 1870, 1872), pero resultaba complejo compartir la metodología por no tener registros gráficos. En 1879 se presenta el primer estudio de clasificación de nubes utilizando fotografías (Hildebrandsson, 1879); sería la génesis del Atlas Internacional de Nubes, aunque los esfuerzos no daban el resultado esperado por el costo y la calidad de las imágenes (Abercromby, 1887). Este atlas tiene su primera edición, en tres idiomas, en 1896 contando con 28 imágenes en colores, descripción e instrucciones para la clasificación de los tipos de nubes (Hildebrandsson *et al.*, 1896). Durante este período serían varios los pioneros en el desarrollo de las cámaras de cielo.

2.1.1 Pioneros

A finales del siglo XIX y principios del XX fueron varios los pioneros en las cámaras de cielo. El primero del que se encuentran referencias es Adolf Sprung (1848 – 1909), quien fue un meteorólogo alemán que construyó dispositivos innovadores de medición y registro. Uno de sus principales trabajos fue el primer libro de meteorología dinámica, publicado en 1886 bajo el título *Lehrbuch der Meteorologie* (Libro de texto de Meteorología). En este mismo

2. INSTRUMENTACIÓN, ESTACIONES DE MEDIDA Y DATOS

año fue nombrado oficial científico principal del Real Instituto Meteorológico Prusiano de Berlín.

En 1894, Sprung hizo una propuesta al Comité Meteorológico Internacional para simplificar las correspondientes fotografías de nubes con vistas a la primera edición del Atlas de Nubes (Süring, 1922). Su propuesta se basaba en dos dispositivos automáticos que tomarían fotografías cenitales del cielo en dos estaciones, separadas por 1946 metros, con el objetivo de calcular la altura de las nubes, su velocidad y definir el tipo de nube. Este autómata de nubes (Figura 2.1) constaba de una caja de chapa de zinc, con marco de hierro, de aproximadamente 80 x 150 x 55 cm para la protección contra la intemperie; todo esto montado sobre un fuerte pilar de ladrillos. La cámara utilizada tenía una distancia focal de 184 mm. A ambos lados se encontraban unas cajas de recolección para las placas fotográficas de 15 x 18 cm, que eran cambiadas automáticamente por un motor (Hellmann, 1912). Toda esta estructura tenía una cubierta protectora contra la lluvia que era levantada por unos contrapesos accionados eléctricamente por una batería de 80 elementos Leclanché. Este sistema funcionaba con mecanismos de relojería diseñados por la empresa R. Fueß.

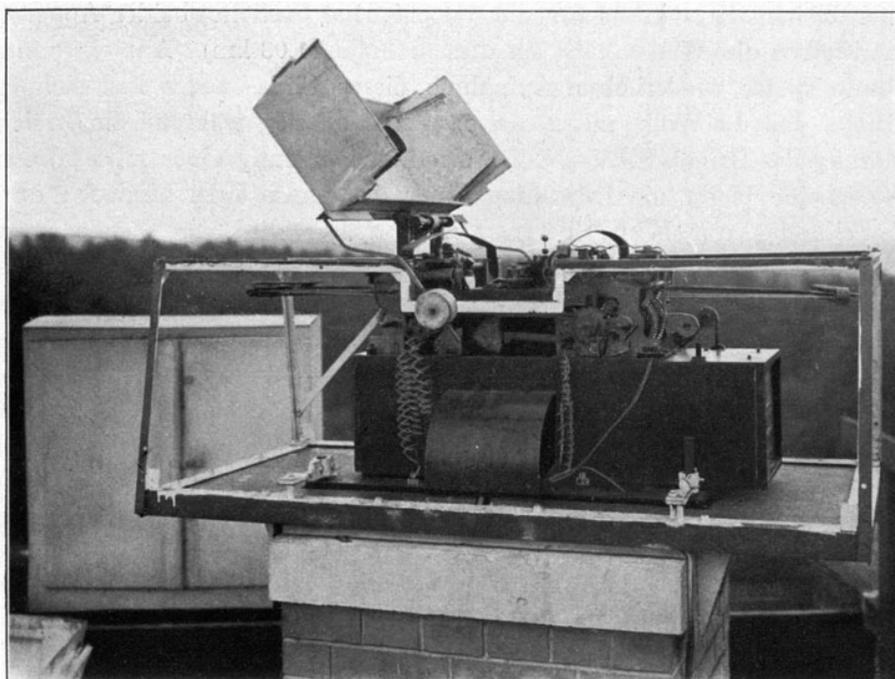


Figura 2.1: Foto del autómata de nubes en la terraza del observatorio de Postdam. Fuente: Hellmann (1912).

El proceso de captura se realizaba de forma automática y constaba de tres pasos: levantar la cubierta protectora, tomar la instantánea y cambiar las placas. Sprung desarrolló un método para ajustar la orientación y posición de las marcas que contenían las placas. Este método

2.1 Historia y desarrollo de las cámaras de cielo

consistía en fotografiar las estrellas al comienzo de la noche y comparar las trayectorias con las calculadas en el Anuario Astronómico. Este procedimiento se realizaba principalmente en otoño, utilizando las estrellas Vega y Deneb que se encuentran cerca del cenit en esa época del año. Entre los años 1900 y 1920 se obtuvieron 1665 placas dobles.

En 1896 este diseño llamó la atención de Oliver Lanard Fassig (1860-1936), un meteorólogo y climatólogo estadounidense que trabajó en el United States Weather Bureau (Fassig, 1896). Este se convirtió en 1899 en el primer doctor en meteorología de Estados Unidos (Koelsch, 1981). En 1905 conoció la cámara Cyclorama de 360°, fabricada y patentada por Frederick Mueller. Se trataba de un sistema de película en movimiento, girando alrededor del cenit, con una cámara con inclinación de 45° para fotografiar todo el cielo (Figura 2.2a, b). Todo el funcionamiento del dispositivo era automático, desde la rotación hasta la captura de la imagen, la cual tenía una duración de 5 a 10 segundos. Tras la captura se tenía que realizar una corrección a la fotografía (Figura 2.2c) porque la base podía haber girado más de 360°. A pesar de esto, Fassig veía un gran potencial para el estudio de la nubosidad y su utilización en los servicios meteorológicos (Fassig, 1915). Este fue el primer diseño de cámara de todo cielo que era capaz de capturar toda la bóveda celeste en una imagen.

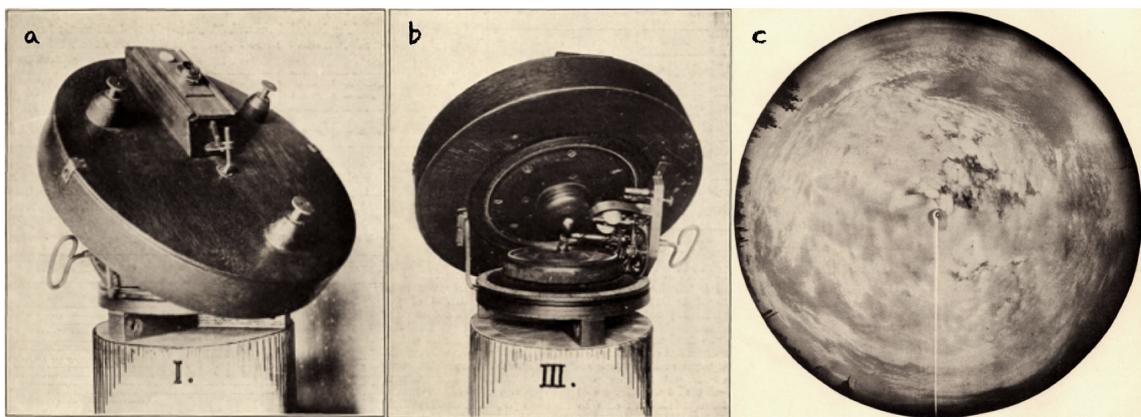


Figura 2.2: Modelo de cámara Cyclorama. a) Foto frontal del dispositivo, con una inclinación de 45°; b) vista trasera, donde se aprecia el mecanismo de relojería que controla la rotación; c) imagen final, corregida, de la bóveda celeste. Fuente: Fassig (1915).

Robert Williams Wood (1868 – 1955), profesor de física experimental en la Universidad Johns Hopkins y pionero de la fotografía infrarroja y ultravioleta, describió en 1911, en la segunda edición del libro *Physical Optics* (Dieke, 1956), un método para construir una cámara que simulara la visión de un pez. Este diseño exploraba la diferencia entre índices de refracción del aire y el agua, tratando de proporcionar una disposición idéntica a la vista de un pez bajo el agua. La gran desventaja de este aparato es que la placa fotográfica debía estar sumergida en agua (Robert W. Wood, 1911). Este experimento sentó las bases de lo que

2. INSTRUMENTACIÓN, ESTACIONES DE MEDIDA Y DATOS

serían las lentes ojo de pez. El primer diseño de estas lentes fue patentado en 1924 por Robert Hill, a quien le surgió, durante la lectura del libro *Physical Optics*, la idea de construir una lente para tomar fotografías de todo el hemisferio. Este diseño consistía en el uso de lentes de menisco divergentes con una superficie convexa hacia el objeto y una superficie posterior profundamente cóncava (Robert Hill, 1924).

En 1922, W. N. Bond tuvo la idea de convertir el experimento presentado por R.W. Wood en una lente que le permitía realizar fotos del hemisferio completo (Bond, 1922). Independientemente de esto, Hill tuvo una idea parecida pero considerando los diferentes tipos de proyecciones (Bendall, 1994), reconociendo que la producción de una imagen que abarque 2π estereorradianes en una superficie plana no es posible sin distorsión. Hill abordó los efectos de los diferentes tipos de configuraciones de lentes y las diferencias entre los distintos tipos de proyecciones, utilizando para este estudio un tablero de ajedrez (Hill, 1924).

Johannes Georgi, un meteorólogo, explorador y glaciólogo alemán, diseñó y construyó en 1933 una cámara de cielo utilizando un espejo convexo para proyectar todo el cielo y fotografiarlo directamente. Esta cámara estaba diseñada para su uso en los servicios meteorológicos, la investigación de las nubes, óptica atmosférica, astronomía (estrellas fugaces), investigación de la ionosfera (auroras), meteorología marina y la investigación sobre hielo fotografiando la superficie del mar desde el mástil utilizando el instrumento al revés (Georgi, 1957). Este diseño era bastante versátil al tener diferentes configuraciones y formas de colocación. Este principio de capturar la imagen reflejada en un espejo convexo se aplicaría en las cámaras utilizadas durante el Año Geofísico Internacional.

2.1.2 Año Geofísico Internacional

En el año Geofísico Internacional, desde el 1 de julio de 1957 al 31 de diciembre de 1958, participaron un total de 67 países y más de 30000 científicos en distintas ramas científicas: auroras y luminiscencia nocturna, rayos cósmicos, geomagnetismo, gravedad, física ionosférica, determinación de latitud y longitud, meteorología, oceanografía, sismología y actividad solar. El objetivo principal de la utilización de cámaras de cielo era el estudio de las auroras boreales (Feldstein and Yevlashin, 2008; Landolt, 1958; Stoffregen, 1955).

Durante este período se instalaron un total de 115 cámaras de cielo: 90 en el hemisferio norte y 25 en el sur (Nicolet, 2013). El modelo más utilizado fue el C-180, de fabricación soviética, este diseño se basaba en la propuesta de cámara del científico sueco Willy Stoffregen (Chamberlain, 1995). Todos estos modelos de cámaras se basaban en capturar imágenes sobre un espejo cóncavo; las imágenes se almacenaban en rollos de 16 o 35 mm. Este período supuso un antes y un después en la utilización de las cámaras de cielo, demostrando el

potencial de estas. Con la llegada de la era digital, se introdujeron considerables mejoras en el diseño de los instrumentos, la captura y el almacenamiento de los datos.

2.1.3 Era digital

La era digital para la fotografía comenzó a finales de la década de 1960, cuando Willard Boyle y George E. Smith (Boyle and Smith, 1970) inventaron el dispositivo de carga acoplada (CCD del inglés *Charge-Coupled Device*). En el año 2009 recibirían el premio Nobel de Física por este invento. La idea consistía en un dispositivo capaz de leer uno a uno los valores de la carga eléctrica, generada por conversión de fotones en electrones, de una matriz y convertirlos en señal digital. La primera patente de un sensor CCD apareció en 1971 por parte de Michael Tomsett (Tomsett, 1978).

A mediados de la década de 1980 se comenzó a utilizar los sensores CCD en las cámaras de cielo gracias al dispositivo llamado sensor de todo el cielo (del inglés *whole sky sensor*). Este dispositivo, desarrollado por James Rocks (Rocks, 1987), consistía en 2 cámaras (modelo TN2505 de General Electric) separadas por unos 290 metros y que estaban acopladas a un ordenador 286-12 AT. Este operaba con un procesador 80286 a 12 MHz, 1 MB de RAM y 20 MB de almacenamiento. Este dispositivo capturaba imágenes de 360 x 240 píxeles, con las que se obtenía la cobertura nubosa y la altura y la velocidad de las nubes (Rocks, 1986).

Durante muchos años se siguieron utilizando sensores CCD en la construcción de cámaras de cielo (Bettonvil, 2006; Cazorla *et al.*, 2008; Oznovich *et al.*, 1994; Pickering, 2006; Shields, 1990; Shields *et al.*, 1998; Tirado, 2006; Widener and Long, 2004; Zhang, 2009). Los sensores CMOS (del inglés *Complementary Metal-Oxide-Semiconductor*) comenzaron a imponerse en el desarrollo de prototipos de cámaras de cielo a principios de la década del 2010, en detrimento de los CCD (Antuña-Sánchez *et al.*, 2015; Crispel and Roberts, 2018; Dye, 2012; Hudec *et al.*, 2011; Jechow *et al.*, 2018; Urquhart *et al.*, 2015).

2.1.3.1 Sensores CCD y CMOS

Los sensores digitales están compuestos generalmente por una matriz de silicio, u otro semiconductor, dividida en fotodiodos. Los fotodiodos reciben luz, ésta es convertida en electrones generando una carga eléctrica y esta carga es almacenada en el propio fotodiodo. Cada fotodiodo representa un píxel de la imagen final. Así se puede construir una imagen en la que la señal de cada píxel será proporcional a la señal de su fotodiodo correspondiente. La principal diferencia entre los sensores CCD y CMOS radica en como se lee y se procesa la carga de cada píxel y se convierte en señal digital.

2. INSTRUMENTACIÓN, ESTACIONES DE MEDIDA Y DATOS

El funcionamiento de un sensor CCD está esquematizado en la Figura 2.3. Los registros de desplazamiento vertical transfieren la carga de cada fotodiodo; luego esta carga es transmitida, fila a fila, al registro de desplazamiento horizontal. Todas estas cargas de electrones serán amplificadas a una señal de voltaje analógico. Finalmente, la señal amplificada es convertida a digital por el convertor analógico-digital. Esto contribuye a que la estructura interna del sensor sea bastante simple con el inconveniente de necesitar un chip adicional, que se encarga de tratar la información, incrementando el consumo de energía y el tamaño. Estos sensores poseen mayor homogeneidad y menor ruido. Sin embargo, si un píxel se satura, generando más carga de la que soporta, esta saturación se trasladará a los píxeles de la misma columna al realizar el registro horizontal (efecto *blooming*). Evitar este efecto era la razón principal por la que se usaban bandas o bolas sombreadoras en muchos modelos de cámaras de cielo con sensores CCD.

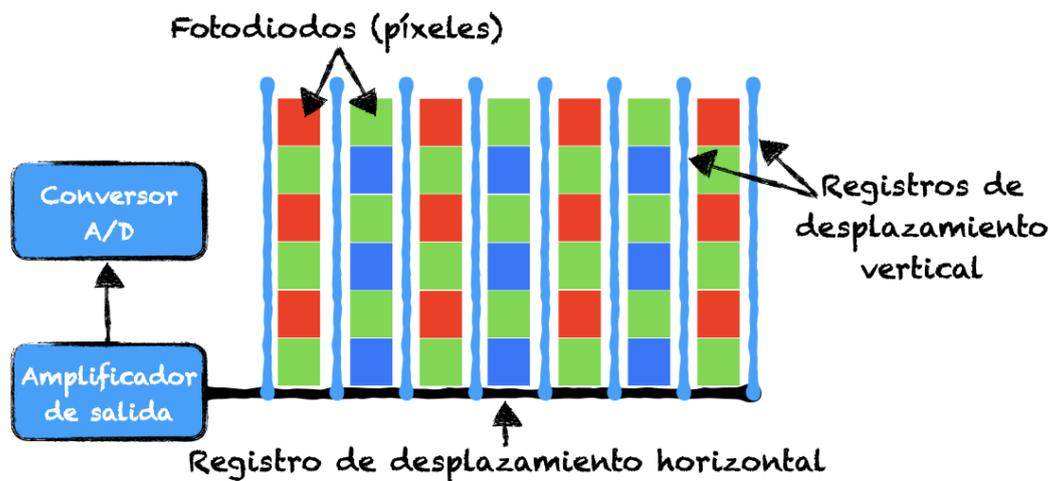


Figura 2.3: Funcionamiento de un sensor CCD con un patrón Bayer RGGB.

El funcionamiento de un sensor CMOS se muestra de manera simplificada en la Figura 2.4. En estos sensores la conversión en voltaje de la carga que se genera en un fotodiodo se realiza en el propio fotodiodo, ya que cada fotodiodo está dotado de la electrónica necesaria. Al igual que en los CCD, la señal analógica es convertida finalmente a digital. Este diseño los hace más baratos de fabricar, ofrecen menor consumo y carecen del efecto *blooming*. Además, permiten una mejor integración electrónica, lo que los hace muy versátiles. En un comienzo, los sensores CMOS contaban con desventajas marcadas con respecto a los CCD, pero con su desarrollo las prestaciones se han igualado hasta convertirse en la referencia.

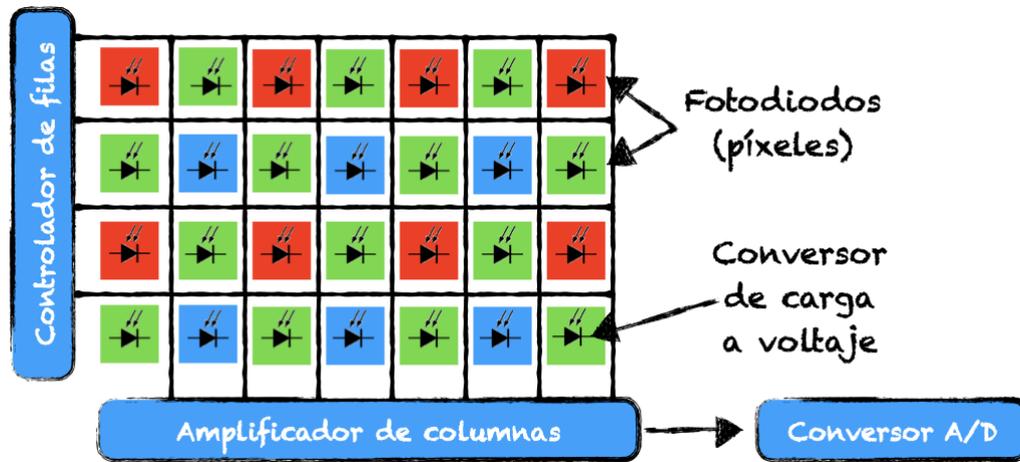


Figura 2.4: Funcionamiento de un sensor CMOS con un patrón Bayer RGGB.

2.1.3.2 Patrón Bayer

Los fotodiodos, sean de sensores CCD o CMOS, capturan la intensidad de la luz que reciben, con lo que proporcionan una única matriz de píxeles que formarán una imagen en la que no se puede discernir el color, ya que todos los fotodiodos son sensibles al mismo rango electromagnético. Para identificar colores en la imagen final, se coloca encima del sensor un filtro óptico formado por un mosaico de celdas que siguen un patrón determinado. El más utilizado es el patrón Bayer que lleva el nombre de su inventor, Bryce Bayer, que en 1974 diseñó el patrón de colores Bayer RGB (del inglés *Red, Green, Blue*) (Bayer, 1976).

En las figuras 2.3 y 2.4 se observa un patrón Bayer RGGB en un sensor CCD y CMOS, respectivamente. En la primera fila el primer píxel capta solo las longitudes de onda asociadas al color rojo (el filtro solo deja pasar estas), el segundo las longitudes de onda sensibles al verde y se va repitiendo para el resto de los píxeles de esta fila. Esto va a ocurrir para el resto de las filas impares del sensor. En el caso de las filas pares, el primer píxel capta las longitudes de onda asociadas al verde y el siguiente al azul. Esta distribución corresponde a un patrón Bayer RGGB (del inglés *Red, Green, Green, Blue*), donde se tiene un 25 % de píxeles rojos, otro 25 % de azules y un 50 % de verdes. Se dedica el doble de píxeles para el verde porque el ojo humano es más sensible a la zona central del espectro visible. Según la posición donde se sitúe cada filtro en la matriz, siendo la referencia la celda 2 x 2 situada en la esquina superior izquierda, se tendrá un patrón Bayer diferente; por ejemplo: BGGR, RGBG o GRBG. Lo importante es que cada píxel capte los fotones de un color determinado (Igual, 2017).

Existen algunas alternativas al patrón Bayer. Entre los patrones más utilizados se encuentran:

2. INSTRUMENTACIÓN, ESTACIONES DE MEDIDA Y DATOS

- Patrón RGBW: este patrón sustituye uno de los filtros verdes del patrón Bayer por un filtro pancromático, sensible a todo el rango visible, lo que hace que el sensor sea más sensible a la luminancia. Esto es de utilidad en escenarios con poca iluminación.
- Patrón CYGM: funciona como el patrón Bayer, pero utilizando cian y amarillo en las filas impares y el verde y magenta en las pares.
- Patrón RGBE: este patrón utiliza filtros verde y azul en las filas impares, y rojo y cian en las pares.

Las cuentas digitales de cada píxel forman la imagen RAW (bruta o cruda), la cual no contiene información de color. Para obtener la interpretación de color correcta en cada píxel, se aplica una interpolación de color o *demosaicing*. Con esto, si se tiene un filtro Bayer RGGB o similar, se consiguen tres matrices de la imagen final, una para cada color; la combinación de las tres resulta en la imagen final a color. Existen varios algoritmos para aplicar esta interpolación, con lo cual podemos tener varias versiones diferentes de la imagen. En este trabajo se ha utilizado una interpolación bilineal implementada en la librería *Colour - Demosaicing* (Developers, 2022).

2.2 Cámaras de cielo instaladas

Esta tesis se ha desarrollado en el seno del Grupo de Óptica Atmosférica de la Universidad de Valladolid (GOA-UVa). El GOA-UVa fue fundado en 1995 con el objetivo principal de estudiar los aerosoles atmosféricos a través de métodos ópticos. Se trata de un grupo con experiencia demostrada en aerosoles atmosféricos, teledetección remota con satélites, radiación solar y cámaras de cielo (González, 2021). Las cámaras de cielo utilizadas en esta tesis doctoral pertenecen al GOA-UVa, por lo que, a continuación, se van a detallar los distintos modelos de cámaras de los que el grupo dispone, o ha dispuesto.

El primer modelo de cámara de cielo instalado en la plataforma instrumental del GOA-UVa en Valladolid (ver Sección 2.3.1), fue el Sistema de Observación de Nubosidad Automático (SONA) fabricado por *Sieltec Canarias S.L.*. Esta cámara contaba con un sensor CCD y una banda de sombra, proporcionando imágenes del cielo de un tamaño de 480 x 480 píxeles. Además, tenía la posibilidad de quitar y poner de forma automatizada un filtro que bloqueaba las longitudes de onda del infrarrojo. Con este modelo se realizaron estudios sobre la obtención de radiancias del cielo en la aureola lunar para obtener propiedades de los aerosoles (Román *et al.*, 2017b), sobre la captura de imágenes de alto rango dinámico (Román *et al.*, 2015, 2017a) y sobre la sinergia con otros instrumentos (Benavent-Oltra *et al.*,

2019). Los resultados obtenidos demostraron el potencial de este tipo de instrumentos y la necesidad de adquirir nuevos modelos con mejores prestaciones.

2.2.1 SONA202-NF

En julio de 2018 se instaló en la plataforma instrumental del GOA-UVa de Valladolid (ver Sección 2.3.1) el modelo de cámara de cielo SONA202-NF de *Sieltec Canarias S.L.* (Figura 2.5a). Este dispositivo cuenta con un sensor CMOS SONY IMX249, para un tamaño de imagen de 1172 x 1158 píxeles con una resolución de 2.35 mega-píxeles y 10 bits. El sensor tiene un mosaico de filtros Bayer siguiendo un patrón RGGB y un filtro tri-banda que reduce, pero no elimina completamente como se aprecia en la Figura 2.6, el solapamiento entre los canales de color (Antuña-Sánchez *et al.*, 2021). Esta cámara de cielo dispone de una lente de ojo de pez con una visión de 185° para poder fotografiar todo el cielo. Todo se encuentra encapsulado en una carcasa resistente a la intemperie con una cúpula de cristal transparente.



Figura 2.5: Modelos de cámaras de cielo con los que cuenta el GOA-UVa. a) SONA202-NF, b) OMEA-3C y c) Rasp-GOA.

Este modelo cuenta con un ordenador acoplado para su gestión y control a través de una interfaz web. Desde esta interfaz se puede configurar, entre otras opciones, la captura de las imágenes en formato RAW y una secuencia de tiempos de exposición dada. La configuración exacta con la que se capturan las imágenes se explica en la Sección 2.4.1.

2.2.2 OMEA-3C

Con el objetivo de la instalación de cámaras en zonas polares, el GOA-UVa adquirió el modelo OMEA-3C del fabricante *Alcor Systems* (Figura 2.5b). Esta cámara de cielo cuenta con un sensor IMX178 de SONY, con un tamaño de imagen de 3096 x 2080 píxeles, resolución de 6.44 mega-píxeles y 14 bits. Este sensor tiene un mosaico Bayer, de patrón RGGB, al que se le ha añadido un filtro que bloquea la radiación infrarroja; las respuestas espectrales de

2. INSTRUMENTACIÓN, ESTACIONES DE MEDIDA Y DATOS

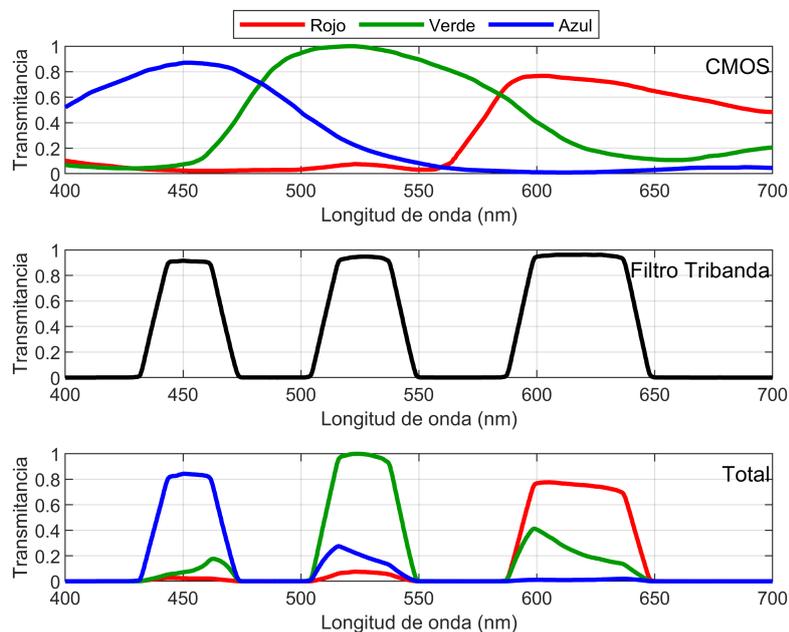


Figura 2.6: Respuesta espectral (transmitancia normalizada) de: los filtros del mosaico Bayer del sensor CMOS (parte superior), del filtro tribanda (centro), y de la cámara de cielo con ambos filtros juntos (parte inferior).

estos filtros se muestran en la Figura 2.7. Este modelo cuenta con una lente ojo de pez y un sensor externo de temperatura y humedad. Además posee un sistema de calefacción interno para evitar la condensación en el interior y eliminar rápidamente las gotas de agua, en caso de lluvia o rocío.

En las estaciones donde se encuentra instalado este modelo, se necesita un ordenador donde poder conectarlo. Se ha desarrollado una aplicación para la captura de imágenes y compresión de los datos con este modelo que se explica en más detalle en la sección 2.4.1.

2.2.3 Rasp-GOA

Como parte del convenio de colaboración entre el GOA-UVa y el Grupo de Óptica Atmosférica de Camagüey (GOAC), se construyó un prototipo de cámara de cielo de bajo coste continuando con el trabajo realizado en Antuña-Sanchez *et al.* (2015). En este nuevo dispositivo, llamado RASP-GOA, se reemplazó, respecto al modelo de Antuña-Sanchez *et al.* (2015), la lente ojo pez, la cúpula por una de cristal, se mejoró la estructura y se desarrolló una nueva versión del software de captura y control. El sensor de esta cámara es un Omnivision OV5647, con un tamaño de imagen de 2592×1944 píxeles y resolución de 5 mega-píxeles. Este prototipo (Figura 2.5c) estuvo en fase de pruebas durante 2016 en la

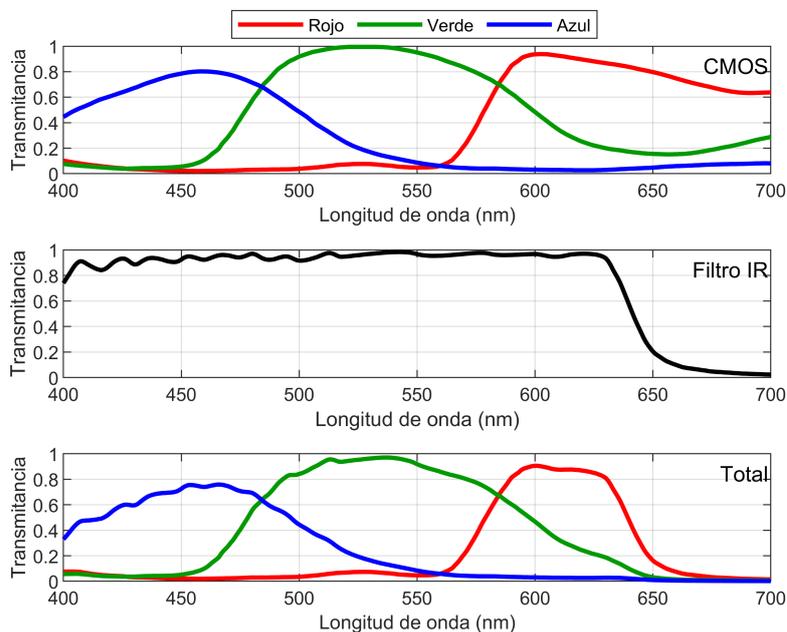


Figura 2.7: Respuesta espectral (transmitancia normalizada), para los canales RGB del mosaico Bayer del sensor SONY IMX178 en el panel superior, en el centro la del filtro infrarrojo incorporado (filtro IR), y la de ambos juntos en la parte inferior.

plataforma instrumental del GOA-UVa de Valladolid. En el año 2019 se instaló en la estación Camagüey, Cuba, donde continúa en operación. En ese mismo año, durante una estancia de investigación en la División de Atmósfera del Instituto de Investigaciones Científicas y Técnicas para la Defensa (CITEDEF), se desarrolló un prototipo similar con el objetivo de aumentar las estaciones de medidas de nubosidad en Argentina. Este tipo de dispositivo, de bajo coste, permite ampliar y diversificar una red de medidas de nubosidad sin necesidad de grandes inversiones. Debido al interés en este tipo de dispositivos, se continua colaborando en su desarrollo.

2.3 Estaciones de medida

Como parte de los proyectos POLARMOON (CTM2015-66742-R) y ePOLAAR (RTI2018-097864-B-I00), para el estudio de aerosoles en zonas polares y financiados por la Agencia Estatal de Investigación (RETOS 2015 y 2018), se instalaron cámaras de cielo en la base argentina de Marambio en la Antártica y en la estación de Ny-Alesund (Noruega) en el ártico. A partir de aquel momento el GOA-UVa instaló cámaras en otras estaciones como se muestra en la Figura 2.8. A continuación se describe brevemente cada una de estas estaciones.

2. INSTRUMENTACIÓN, ESTACIONES DE MEDIDA Y DATOS

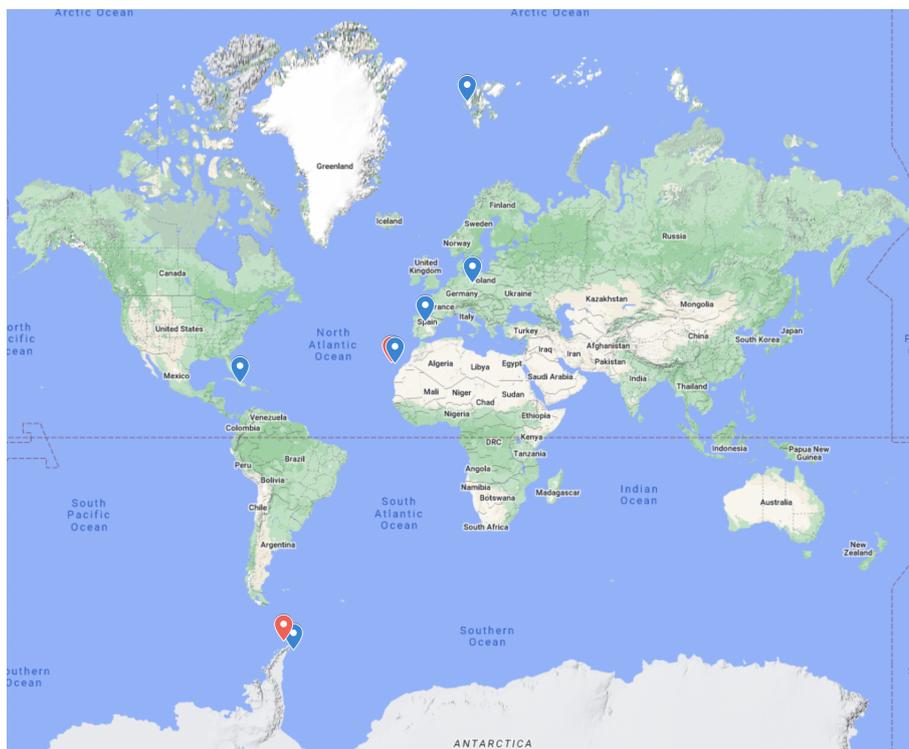


Figura 2.8: Estaciones con cámaras de cielo instaladas por el GOA-UVa. Están en funcionamiento las señaladas por el marcador azul y en rojo las que están inactivas.

- La estación de Valladolid (41.66°N , 4.70°O , 705m s. n. m.), España, es el sitio instrumental de referencia del GOA-UVa. En el año 2014 se procedió a configurar una cámara SONA, primer modelo desarrollado por *Sieltec Canarias S.L.*, para la captura en modo multi-exposición, estando operativa hasta marzo de 2018. El 11 de julio de 2018 se instaló el modelo SONA202-NF, del mismo fabricante, el cual continúa en operación hasta la actualidad. El 16 de julio de 2020 se añadió el modelo OMEA-3C a esta estación.
- La base Antártica de Marambio (64.24°S , 56.52°O , 200m s. n. m.) es la principal estación antártica científica permanente de Argentina. La instalación de una cámara OMEA-3C se realizó en cooperación con el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) en el año 2018, contando con datos desde el 26 de enero de 2018 hasta la actualidad.
- La estación de Ny-Alesund (78.92°N , 11.92°E , 7m s. n. m.), Noruega, perteneciente al *Alfred Wegener Institut* (AWI). Es la estación de investigación más septentrional del mundo, la cual facilita y acoge proyectos de investigación y series de observación a largo plazo. Una cámara OMEA-3C está operativa desde el 3 de octubre de 2018 hasta la actualidad.

- La estación de Lindenberg (52.20°N, 14.12°E, 120m s. n. m.), Alemania, gestionada por el *Deutscher Wetterdienst* (DWD). Es un observatorio con más de 100 años en sus series de datos donde se prueban nuevos sensores y sistemas de observación para su posible empleo operativo en la red de medición del DWD. Una cámara OMEA-3C fue instalada en esta estación a raíz de la participación del GOA-UVa en la campaña de medidas SCILLA (agosto 2020), y sigue capturando imágenes allí en la actualidad.
- La estación de Camagüey (21.42°N, 77.84°O, 122m s. n. m.), Cuba, ubicada en el Centro Meteorológico Provincial de Camagüey. Esta cuenta desde 2019 con el prototipo Rasp-GOA desarrollado por el GOA-UVa. Luego de varios procesos de mejora del hardware y el software, su serie de datos comenzó el 17 de febrero de 2021 hasta la actualidad.
- La estación de Fuencaliente en La Palma (28.48°N, 17.84°O, 630m s. n. m.), España, se desplegó para monitorizar los aerosoles generados por la erupción del volcán Tajogaite en la isla de La Palma. El GOA-UVa instaló una cámara OMEA-3C el 6 de octubre de 2021, 18 días después de iniciada la erupción, y estuvo operativa hasta el 24 de enero de 2022, 42 días después de finalizada.
- La estación de Izaña (28.30°N, 16.49°O, 2400m s. n. m.), España, pertenece al Centro de Investigación Atmosférica de Izaña. Este se encuentra normalmente por encima de una capa de inversión de temperatura, generalmente bien establecida sobre la isla de Tenerife, y por tanto libre de influencias antropogénicas locales. Una cámara OMEA-3C se instaló el 4 de febrero de 2022 y continúa operativa.
- La base Antártica Española Juan Carlos I (62.66°S, 60.38°O, 12m s. n. m.) es dependiente del Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC). Es una estación científica, no permanente, que se encuentra operativa en el verano austral, entre noviembre y marzo. Miembros del GOA-UVa instalaron el 8 de enero de 2022 una cámara de cielo OMEA-3C que estuvo operativa hasta el día 29 del mismo mes.

El GOA-UVa ha instalado cámaras de cielo en todas estas estaciones a partir del año 2018, teniendo que realizar un gran esfuerzo logístico y personal dadas las ubicaciones de varias de ellas. La estación de Valladolid, de referencia para el GOA-UVa, cuenta con varios instrumentos para el estudio de los aerosoles y la radiación solar; en la sección 2.3.1 se describen con más detalles.

2. INSTRUMENTACIÓN, ESTACIONES DE MEDIDA Y DATOS

2.3.1 Estación de Valladolid

El GOA-UVa forma parte de la red AERONET (*AERosol RObotic NETwork*), que pertenece a la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*). Esta red tiene como objetivo el estudio de los aerosoles atmosféricos sobre cualquier punto mediante la técnica de fotometría solar y lunar. Actualmente cuenta con más de 500 estaciones de medidas, con una gran relevancia en la validación de productos de satélites y en mejorar los conocimientos sobre el comportamiento climático de los aerosoles (Holben *et al.*, 1998).

El instrumento estándar de referencia en AERONET es el fotómetro CE318 del fabricante *Cimel Electronique*. Este instrumento sigue un estricto protocolo de calibración y el GOA-UVa es uno de los pocos grupos que se encargan de esta labor. Con este fin, el GOA-UVa creó una plataforma instrumental en la terraza de la Facultad de Ciencias de Valladolid en 2012. Esta plataforma cuenta actualmente con 16 posiciones para los fotómetros que se calibran, además de otros instrumentos (por ejemplo: una cámara SONA-202NF y una OMEA-3C), como puede apreciarse en la Figura 2.9. Por tanto, en esta estación de Valladolid siempre hay varios fotómetros midiendo, de los cuales siempre hay dos pertenecientes al GOA-UVa que son de referencia (másters) y están calibrados para poder calibrar el resto por intercomparación.

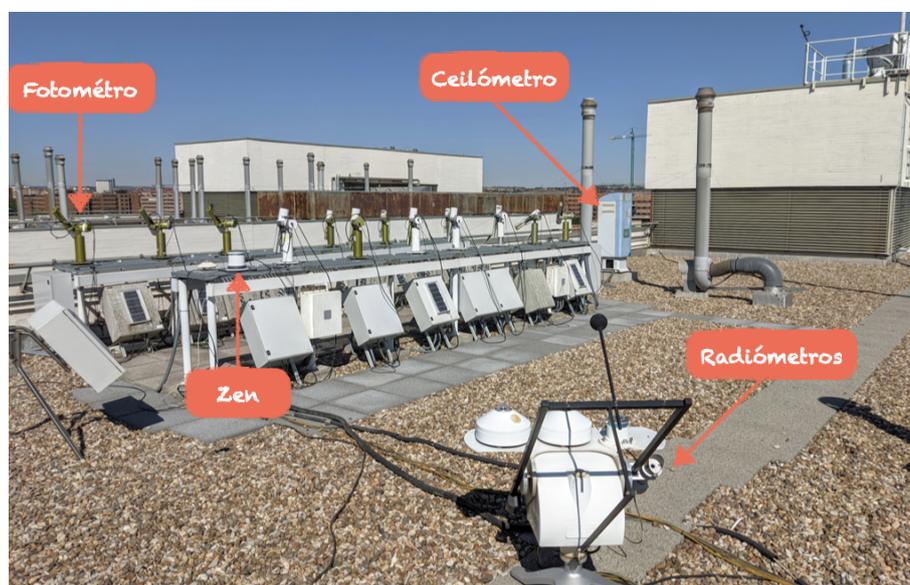


Figura 2.9: Plataforma instrumental del GOA-UVa situada en la terraza de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Valladolid, donde se encuentran instalados los instrumentos de medida.

El fotómetro CE318 realiza medidas a distintas longitudes de onda de la radiancia del cielo, de la irradiancia del Sol y, en el caso del modelo más reciente CE318-T, de la Luna. En la Figura 2.10 se muestra las 4 partes fundamentales que componen el modelo CE318-T:

colimador, cabeza, robot y caja de control. La cabeza tiene en su interior una rueda de filtros interferenciales estrechos, habitualmente para las longitudes de onda de 340, 380, 440, 500, 675, 870, 935, 1020 y 1640 nm. El robot cuenta con un eje acimutal y otro cenital, lo que le permite seguir al Sol, la Luna y apuntar a cualquier punto del cielo. El funcionamiento es totalmente automático y está gestionado por la caja de control. El colimador evita que entre luz parásita a los sensores.

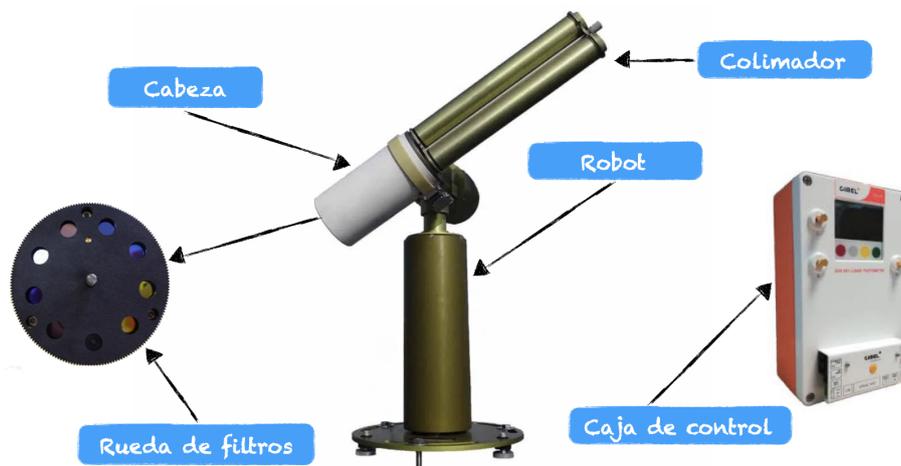


Figura 2.10: Componentes principales del fotómetro CE318-T.

Existen 3 tipos de geometrías de las medidas de radiancias del cielo, que definen los distintos escenarios:

- **Almucantar:** en esta geometría el ángulo cenital del fotómetro se mantiene constante e igual al SZA, mientras que el ángulo acimutal va cambiando ente 3.5° y 180° con respecto al centro del disco solar. Se realizan dos ramas de medidas simétricas tomando como posición inicial la del Sol.
- **Plano Principal:** esta geometría implica que el acimut se mantiene fijo e igual al del Sol y sólo varía el ángulo cenital. En este caso las medidas se realizan a partir de 6° por debajo del disco solar y hasta 150° por encima.
- **Híbrido:** este escenario simétrico es una combinación entre el almucantar y el plano principal, variando en acimut y cenit para realizar medidas de un determinado grupo de ángulos de scattering hasta llegar a un ángulo cenital de 75° . Cuando se alcanza el ángulo cenital de 75° , éste se queda fijo y solo se varía el ángulo acimutal como si se tratase de un almucantar.

2. INSTRUMENTACIÓN, ESTACIONES DE MEDIDA Y DATOS

Los datos de los fotómetros son procesados por AERONET para obtener el espesor óptico de aerosoles (Giles *et al.*, 2019) y, utilizando un algoritmo de inversión (MLSM; ver Sección 1.3.2), otras propiedades micro-físicas y radiativas de los aerosoles (Dubovik and King, 2000; Dubovik *et al.*, 2006; Sinyuk *et al.*, 2020). Estos datos son accesibles a través de la web de AERONET: <https://aeronet.gsfc.nasa.gov/>. Se puede encontrar más información sobre la calibración, el envío y el procesamiento de los datos en González (2021).

Además de los fotómetros y las cámaras de cielo SONA-202NF y OMEA-3C, la estación de medida de Valladolid cuenta con una serie de instrumentos auxiliares de gran utilidad en el estudio de los aerosoles y las nubes. Entre estos se encuentra un ceilómetro Lufft CHM15k (Figura 2.9), que cuenta con un rango de detección de señal lidar hasta 15 km, en el cual puede detectar capas de nubes, cirros y capas de aerosol. Este ceilómetro se ha utilizado en combinación con las cámaras de cielo y los fotómetros de Valladolid para detectar cubierta nubosa y obtener perfiles verticales de propiedades de aerosoles (Román *et al.*, 2017a, 2018). Otro instrumento instalado en la estación es el radiómetro cenital ZEN-R52 (*Sieltec Canarias S.L.*), el cual permite medir radiancias del cielo en cinco longitudes de onda en la dirección del cenit (Almansa *et al.*, 2020). El instrumental científico del GOA-UVa se completa en esta estación con unos radiómetros, montados en un seguidor solar (SOLYS-2; *Kipp & Zonen*), de *Kipp & Zonen* que miden la irradiancia solar global, directa y difusa.

2.4 Captura, almacenamiento y procesamiento de los datos

Debido al incremento de las estaciones con cámaras de cielo del GOA-UVa, se ha decidido establecer una estructura de red para el almacenamiento y procesamiento de las imágenes que garantice una escalabilidad sostenible. Las cámaras de cielo se han configurado en régimen de captura en multi-exposición para obtener un mayor rango dinámico. Las imágenes se registran en formato RAW para tener una mayor sensibilidad. Almacenar estas imágenes genera un volumen considerable de datos, llegando a los 500 GB mensuales por cámara, dependiendo de la localización de la estación y el régimen de captura establecido. Para ordenar y optimizar estos datos, se utiliza el formato de archivos HDF5 (del inglés *Hierarchical Data Format*), en adelante H5. Este volumen de datos debe gestionarse de forma ordenada, garantizando la accesibilidad a los mismos. En esta sección se describe el régimen de captura de datos, la estructura de la red y los productos básicos que se generan en ella.

2.4.1 Captura

Una cámara de cielo solo permite captar la radiación dentro de un determinado rango de luminosidad. Fuera de este rango no se aprecia ninguna diferencia, ya que las zonas sobreexpuestas, o saturadas, aparecen de color blanco puro y las muy poco expuestas, o oscuras, como negro puro. La relación entre el tono máximo y mínimo se conoce como rango dinámico. Combinar imágenes tomadas con varios tiempos de exposición diferentes, permite obtener una imagen con un mayor rango dinámico (Debevec and Malik, 1997). Para abarcar un mayor rango dinámico, se ha definido un régimen de captura multi-exposición que permita generar imágenes HDR (del inglés *High Dynamic Range*). La secuencia de captura se define a partir de una lista de tiempos de exposición, que varían entre el día y la noche. Para el caso del modelo SONA202-NF, estos tiempos se configuran directamente en la interfaz web donde vienen definidos ambos modos. En este caso se ha configurado una secuencia de 7 imágenes para el modo día (0.3, 0.4, 0.6, 1.2, 2.4, 4.8 y 9.6 ms); la secuencia es de 9 imágenes para la noche (0.1, 0.5, 2, 4, 6, 8, 10, 12 y 14 s) con una ganancia de amplificación de 20. Estas imágenes se obtienen en formato RAW de 10 bits, que luego serán comprimidas en ficheros H5 para cumplir con el diseño establecido en la red. Esta cámara toma una secuencia multi-exposición cada 5 minutos.

Para el modelo OMEA-3C se ha desarrollado la aplicación *GOA OMEA Capture* para realizar la captura y compresión de las imágenes, así como el envío de los datos. La secuencia capturada es almacenada en un fichero H5 junto con toda la meta-información que ofrece la cámara. En esta aplicación se añade la posibilidad de definir tiempos de exposición para distintos intervalos de SZA, reduciendo la infra-exposición en la salida y puesta del sol. Para la noche se pueden configurar distintos tiempos de exposición en 2 escenarios, con Luna o sin ella. Con todas estas posibilidades de configuración para el modelo OMEA-3C, se tienen distintas secuencias en cada escenario. Esta aplicación cuenta con la posibilidad de generar un mapeado tonal de las imágenes HDR en el momento de la captura (ver Sección 2.4.3). El software obtiene los datos de temperatura y humedad, tanto interior como exterior, de la cámara y se encarga del envío de estos al servidor. Además genera un registro (*.log*) con todos los cambios que se realicen en la configuración y los actualiza en el servidor. La aplicación desarrollada permite elegir los intervalos de tiempo entre las secuencias multi-exposición. En general todas las cámaras se han configurado para capturar secuencias cada 5 minutos durante el día y cada 2 minutos por la noche.

2. INSTRUMENTACIÓN, ESTACIONES DE MEDIDA Y DATOS

2.4.2 Estructura de la red

Para facilitar la gestión de los datos de las cámaras de cielo del GOA-UVA, se decidió establecer una estructura de red instrumental. Se establece un identificador único para cada cámara, con el formato “C + número” (ejemplo: C005), el cual se va incrementando con cada nuevo instrumento. En la Figura 2.11 se muestra el funcionamiento de la red, donde se ha desplegado un servidor de almacenamiento, con el software *Nextcloud* a modo de nube, donde se reciben los datos. Esto permite controlar los niveles de acceso de los usuarios y compartir los datos de una forma organizada y segura.

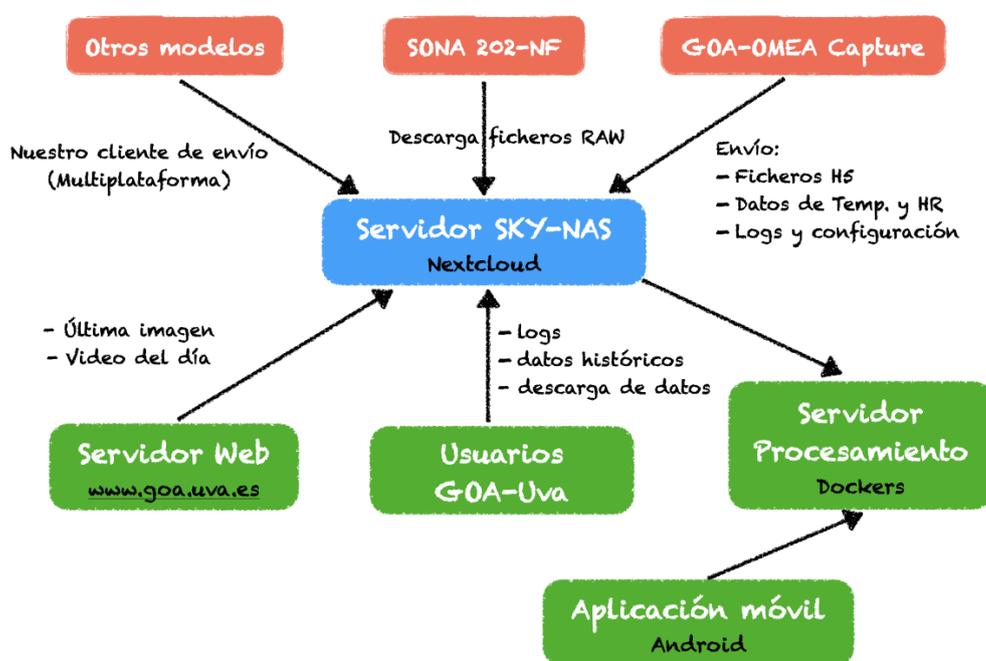


Figura 2.11: Estructura de la red de cámaras de cielo del GOA-UVA.

El primer paso es el envío o descarga, dependiendo del modelo de cámara, de los datos al servidor al que se ha nombrado SKY-NAS. En el caso de la SONA202-NF, los ficheros RAW son descargados directamente desde el servidor con una frecuencia de 5 minutos. Para el modelo OMEA-3C, los datos son enviados directamente por la aplicación *GOA OMEA Capture* con la frecuencia que sea definida en el menú de configuración de la aplicación. A esta red se pueden agregar otros modelos de cámara utilizando para el envío de las imágenes un cliente desarrollado para este fin por el GOA-UVA; este es el caso del prototipo Rasp-GOA. Esta estructura brinda una gran escalabilidad en los servicios y productos que se pueden ofrecer.

En el servidor SKY-NAS se realizan varios procesos que nutren otros servicios que serán descritos más adelante. Una de las opciones disponibles es el envío de los datos que se desean procesar al servidor de procesamiento. Los usuarios del GOA-UVA, o a los que se

2.4 Captura, almacenamiento y procesamiento de los datos

les conceda acceso, pueden acceder a los distintos ficheros que se generan para su consulta o descarga. Además, el sitio web del GOA-UVa (<http://goa.uva.es>) tiene una pestaña para cada estación, donde se muestra la última imagen HDR del cielo y un vídeo compuesto por las imágenes procesadas que van desde las 00:00 hasta la hora actual (ver Sección 2.4.3). Con el objetivo de hacer más accesible los datos, se ha desarrollado una aplicación móvil donde se pueden ver las últimas imágenes, el vídeo del día y consultar el histórico de los mismos. La descripción de cómo se obtienen estos productos se muestra en la siguiente sección.

2.4.3 Procesamiento

En la Figura 2.12 se puede apreciar el flujo de procesos que se ejecutan en el servidor SKY-NAS a la llegada de los datos a la carpeta *DataUpload*. En esta carpeta los datos se almacenan por el identificador de cada cámara, año, mes y día. Los ficheros RAW de una secuencia de captura de la SONA202-NF son convertidos a H5 al comprobar que una secuencia está completa. Las estaciones que cuentan con el modelo OMEA-3C realizan el envío del fichero H5 de cada secuencia de captura, excepto en el caso de las bases antárticas donde se envían sólo las imágenes HDR (en formato *jpg*). Esto ocurre por el limitado ancho de banda con el que cuentan. En este caso, los ficheros H5 son almacenados en discos externos que se reemplazan cada año; algo similar sucede con el modelo Rasp-GOA instalado en Camagüey.

Todos los ficheros generados tienen el siguiente formato sin importar su extensión:

idCamara_fecha_horaUTC.extension
(Ejemplo: C005_20210914_2300.h5)

Además del nombre del fichero, la estructura de carpetas para su almacenamiento es: idCamara / año / mes / día y dentro del día todos los ficheros entre las 00:00 y las 23:59 UTC.

Para generar las imágenes HDR a partir de los ficheros H5, se utiliza una librería propia que crea un mapeo tonal cuyo objetivo es poder apreciar en la imagen tanto las partes más brillantes como las más oscuras. El algoritmo desarrollado para realizar este mapeo tonal se basa principalmente en cuatro puntos:

1. Se selecciona una serie de píxeles de forma aleatoria, pero iguales en todas las imágenes, y se calcula el cociente entre la señal de cada imagen con las del resto en esos píxeles.

2. INSTRUMENTACIÓN, ESTACIONES DE MEDIDA Y DATOS

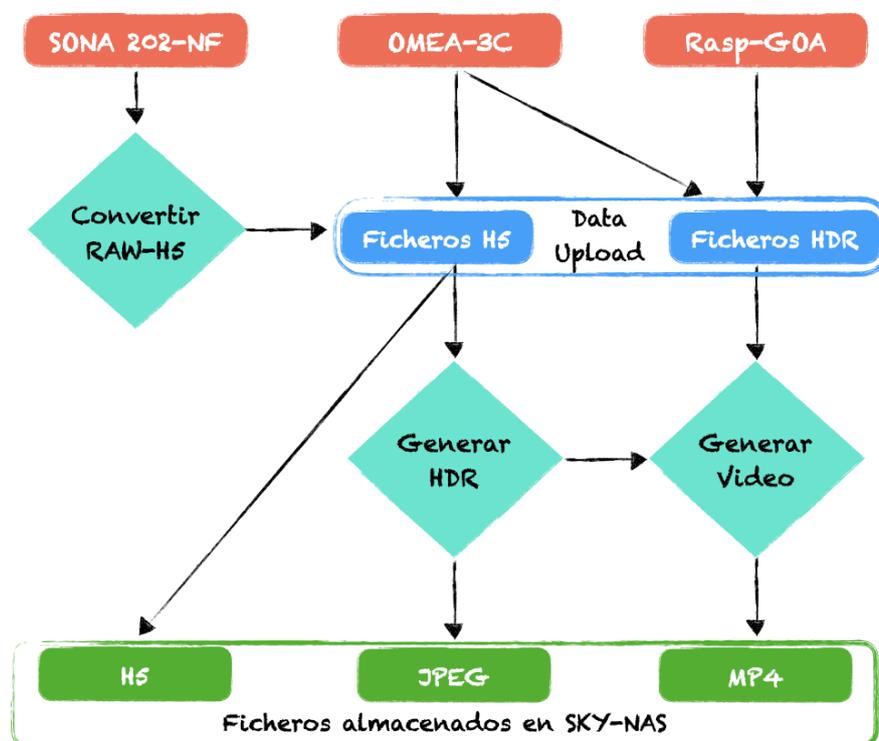


Figura 2.12: Estructura del procesamiento de los datos de la red de cámaras de cielo del GOA-UVa.

2.4 Captura, almacenamiento y procesamiento de los datos

2. Conociendo la proporcionalidad entre la señal de cada imagen, se normalizan todas las imágenes a la misma exposición y se calcula la media de todas excluyendo las zonas saturadas.
3. Se calcula la raíz cuadrada de la señal obtenida en cada píxel de la imagen promedio para reducir las diferencias entre las zonas más brillantes y las oscuras y se aplica un balance de blancos fijo. El balance de blancos consiste en multiplicar los píxeles de cada canal por un valor específico para obtener un color más realista.
4. Por último, se normaliza la imagen obtenida dividiendo la señal de todos los píxeles entre el percentil 99.5 de la señal de todos los píxeles, lo que hace que la escena de la imagen final siempre se vea iluminada independientemente si unos cuantos píxeles presentaban una señal muy alta.

En la Figura 2.13 se puede apreciar una imagen HDR generada a partir de una secuencia de 6 imágenes. Se pueden observar zonas muy oscuras y otras con píxeles saturados en las imágenes individuales; en las que el color es más verdoso al no estar aplicado el balance de blancos. La imagen HDR muestra una señal más equilibrada en la que todos los elementos se aprecian con claridad. Las imágenes HDR son almacenadas en formato *jpg* utilizando la estructura de directorios mencionada anteriormente.

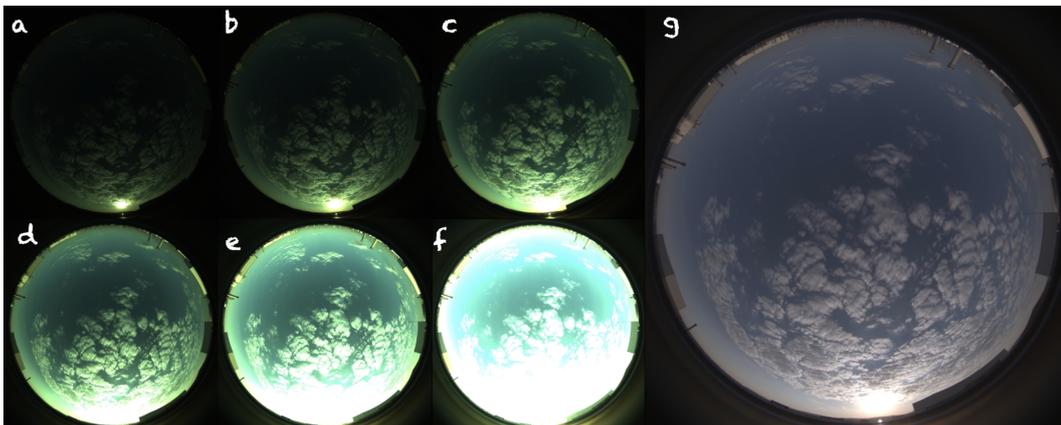


Figura 2.13: Secuencia capturada en RAW sin balance de blancos, pero con el patrón Bayer corregido (*demosaicing*) y la imagen HDR generada (imagen g). Las imágenes de la a hasta la f con tiempos de exposición de 214, 356, 640, 1208, 2344 y 4616 μ s respectivamente. Fecha de captura el 2 de agosto de 2022 a las 6:10 UTC, en la estación Valladolid con el modelo OMEA-3C.

A la última imagen registrada en cada estación se le aplica una máscara con los datos de la estación, los logos del GOA-UVA y de la institución donde se encuentra instalada la

2. INSTRUMENTACIÓN, ESTACIONES DE MEDIDA Y DATOS

cámara, la dirección web y la cuenta de Twitter (Figura 2.14). Esta imagen es la que aparece en la web del GOA-UVa que se menciona en la anterior Sección 2.4.2. Todas las cámaras están calibradas geométricamente, utilizando la aplicación ORION (ver Sección ??). Esta calibración sirve para rotar la última imagen HDR de cada estación de forma que el Norte geográfico quede apuntando a la parte superior de la imagen. Finalmente, con una frecuencia de 15 minutos, se genera a partir de las imágenes HDR un vídeo del día desde las 00:00 UTC hasta la hora de la última imagen disponible. Al finalizar cada día se genera el vídeo completo, que es almacenado siguiendo la estructura de la red. Todos estos procesos ocurren de manera automática en el servidor, mientras que todos los productos están accesibles en las distintas plataformas mencionadas en la Sección 2.4.2 (web del GOA-UVa, aplicación móvil, servidor SKY-NAS). Todo esto permite mantener una organización y control de la red, la cual ha contribuido a obtener los resultados que se presentan en este documento.

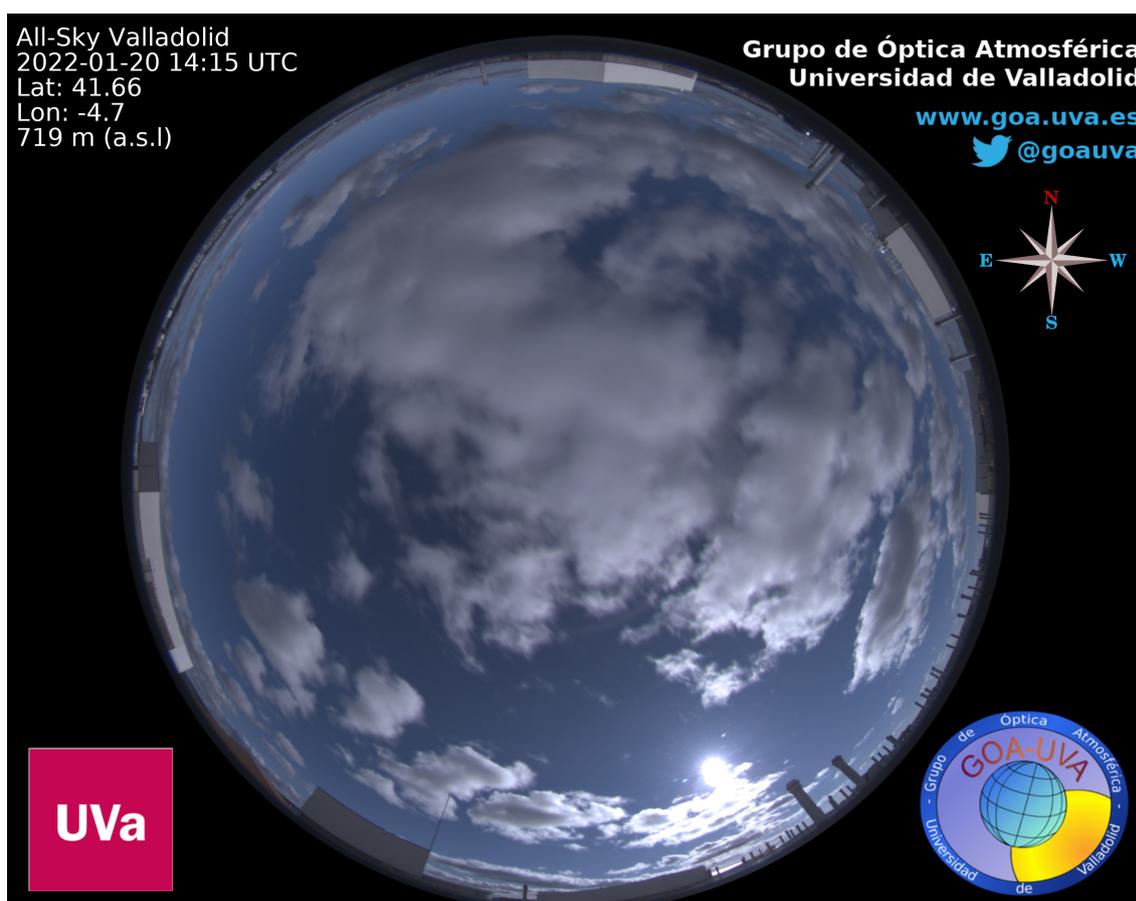


Figura 2.14: Imagen HDR obtenida con el mapeo tonal desarrollado, con la máscara aplicada y el desfase respecto al norte corregido. Capturada con una OMEA-3C en la estación de Valladolid el 20 de enero de 2022 a las 14:15 UTC.

Resultados

3.1 Artículo 1: ORION software tool for the geometrical calibration of all-sky cameras

3.1.1 Resumen y comentarios

Las cámaras de cielo se pueden utilizar para tareas más complejas que determinar el estado del cielo o cuantificar la cubierta nubosa. En la mayoría de estos casos se necesita conocer la posición del cielo que ve cada píxel; es decir, los ángulos de acimut y cenit de la bóveda celeste al que apunta cada píxel. Conocer esta información ayuda a localizar en una imagen cualquier cuerpo celeste (sol, luna, estrellas) o punto del cielo (radiancia del cielo). A la determinación de las matrices del ángulo acimutal y cenital de una cámara de cielo se la conoce como calibración geométrica. Existen diversos métodos para calibrar geoméricamente una cámara de cielo y suele tratarse de una tarea manual y tediosa. En este artículo se explica el funcionamiento y uso de la aplicación multi-plataforma ORION (*All-sky camera geometry calibration from star positIONS*) que se ha desarrollado para facilitar las calibraciones geométricas.

ORION solo necesita un conjunto de imágenes del cielo despejado por la noche para realizar la calibración. Esta se basa en identificar, de forma manual o automática, la posición de distintas estrellas en una imagen. Conocida la posición de cada estrella en la imagen y las coordenadas de estas en la bóveda celeste, ORION calcula la posición del cenit (centro del cielo) en las imágenes y la variación con el ángulo acimutal de la distancia de un píxel a la

3. RESULTADOS

posición del cenit. Con estos dos parámetros, asumiendo simetría de revolución, ORION es capaz de calcular las matrices de calibración.

Como ejemplo del uso, este artículo presenta un caso particular de calibración de una cámara de cielo instalada en Valladolid (España). En este ejemplo se muestran también las herramientas que incluye ORION para comprobar que la calibración es correcta y cuantificar sus errores. Para el caso analizado la precisión es de aproximadamente 9.0 arcmin, donde se ha usado una cámara con una resolución promedio de 5.4 arcmin/píxel (alrededor de 1.7 píxeles).

En este artículo queda expuesta la capacidad para realizar una calibración geométrica con facilidad y sencillez utilizando la aplicación ORION. Esta aplicación puede usarse para cualquier modelo de cámara de cielo por lo que se recomienda su uso a la comunidad científica que utiliza este tipo de instrumentación.

A continuación, se puede ver en detalle una descripción de ORION, los conceptos físicos y matemáticos que hay detrás, así como su modo de uso y las herramientas que incluye.

DOI: <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0265959>

3.2 Artículo 2: Relative sky radiance from multi-exposure all-sky camera images

3.2.1 Resumen y comentarios

Las cámaras de cielo se utilizan comúnmente para cuantificar la cubierta nubosa o para obtener información auxiliar sobre el estado del cielo. En este artículo se plantea una metodología para que las cámaras de cielo puedan utilizarse también para obtener productos más complejos como la radiancia del cielo. Para este propósito se ha usado una cámara de cielo SONA202-NF, instalada en Valladolid (España), que incorpora como novedad un filtro tri-banda que reduce la anchura espectral de los filtros RGB de la cámara. Se ha configurado esta cámara para capturar durante el día, cada 5 minutos, una secuencia de 7 imágenes a distintos tiempos de exposición, incrementando el rango dinámico. Las imágenes se han capturado y almacenado en formato RAW (10 bits), para aprovechar al máximo el potencial de esta cámara.

En este trabajo se ha realizado un estudio detallado de las características de la cámara y sus fuentes de error: se han determinado las longitudes de onda efectivas de los canales rojo ($605 \pm 3nm$), verde ($536 \pm 3nm$) y azul ($467 \pm 2nm$); se ha corregido el balance de blancos pre-establecido en la cámara; se ha calculado el ruido de lectura (señal oscura), 0.43 DC, y la posición de los píxeles calientes a través de un conjunto de imágenes tomadas con la cámara tapada y en oscuridad; y la linealidad de la cámara se ha determinado estableciendo una relación entre la señal de los píxeles en tiempos de exposición diferentes. Una vez caracterizada las propiedades de la cámara, se ha podido establecer un método para obtener, a partir del conjunto de 7 imágenes a distintas exposiciones, una única imagen lineal de alto rango dinámico (HDR) que representa los mapas de radiancia del cielo (relativa, en unidades arbitrarias) en las tres longitudes de onda efectivas de la cámara. Este método también calcula la incertidumbre de la señal de cada píxel de la imagen HDR lineal obtenida.

La radiancia del cielo es proporcional a la señal de las imágenes HDR lineales obtenidas, por lo que a partir cada imagen se puede extraer la radiancia del cielo en distintos puntos del cielo, aunque de forma relativa; es decir, con unidades arbitrarias en vez de absolutas. Para un subconjunto de puntos de cielo (geometría híbrida y almucantar) se ha extraído la radiancia del cielo relativa de cada imagen HDR lineal y se ha normalizado, para cada longitud de onda, dividiendo cada señal entre la suma de todas. Esta radiancia se ha llamado radiancia del cielo normalizada (NSR del inglés *Normalized Sky Radiance*).

Los valores de radiancia relativa y NSR medidos con la cámara de cielo desde julio de 2018 hasta marzo de 2020 han sido comparados con las radiancias medidas por un fotómetro

3. RESULTADOS

de AERONET en el mismo periodo. Los valores de la cámara muestran correlación con las radiancias medidas por el fotómetro excepto para ángulos de *scattering* por debajo de 10° , lo que probablemente se deba a algunos reflejos de luz en la lente ojo de pez y la cúpula de la cámara. Como las longitudes de onda de la cámara y el fotómetro no coinciden, se ha utilizado un modelo de transferencia radiativa, alimentado con información de los aerosoles derivada de las medidas del fotómetro, para simular los valores de NSR que debería medir la cámara. La comparación entre los valores de NSR simulados y medidos por la cámara de cielo ha cuantificado la incertidumbre de los valores de NSR de la cámara en 3.3 %, 4.3 % y 5.3 % para 467 nm, 536 nm y 605 nm, respectivamente. Estos resultados se han obtenido filtrando previamente los datos de NSR de la cámara de cielo a través de una serie de filtros de nubes y criterios de calidad; por ejemplo, se han descartado los ángulos de *scattering* por debajo de 10° y los que tienen un ángulo cenital entre 48° y 65° , ya que se ven afectados por un reflejo interno de la propia cámara.

A continuación, se puede leer en detalle la metodología propuesta para obtener medidas de NSR con la cámara de cielo y la comparación exhaustiva de los valores obtenidos con la cámara y los derivados del fotómetro.

DOI: <https://doi.org/10.5194/amt-14-2201-2021>

3.3 Artículo 3: Retrieval of aerosol properties using relative radiance measurements from an all-sky camera

3.3.1 Resumen y comentarios

Los aerosoles dispersan parte de la radiación solar en otras direcciones, dejando su huella en la radiancia del cielo. Por tanto, las medidas de radiancia del cielo contienen información sobre el aerosol atmosférico. Este artículo explora la sensibilidad a los cambios en las propiedades del aerosol que hay en las medidas de radiancia del cielo normalizadas (NSR) y las propiedades de los aerosoles que pueden ser calculadas a partir de la inversión de estas medidas. Las radiancias normalizadas se pueden obtener mediante una cámara de cielo y son relativas; es decir, dan cuenta de como es la forma de la variación en la radiancia con el ángulo de *scattering*, pero no la cantidad en $Wm^{-2}sr^{-1}$.

En primer lugar, se han simulado los valores de NSR que se medirían bajo 7 tipos de aerosol distintos y diferentes cargas de aerosol dadas por el espesor óptico de aerosoles (AOD). Como resultado, los valores de NSR son sensibles al AOD, pero solo para cargas de aerosol baja o moderada, con valores de AOD a 467 nm por debajo de 0.5. Las radiancias normalizadas sí son sensibles a los cambios en el tipo de aerosol incluso para cargas de aerosol elevadas.

Después, los valores de NSR simulados han sido perturbados introduciendo aleatoriamente la incertidumbre propia de la cámara de cielo analizada en el artículo anterior. Estas radiancias más realistas se han introducido en GRASP para ver que propiedades de los aerosoles se pueden obtener con estas medidas y cuantificar su incertidumbre. Se deriva de los resultados de este estudio de sensibilidad-inversión que los valores de NSR no contienen información sobre la absorción de los aerosoles por lo que no se pueden inferir propiedades como la parte imaginaria del índice de refracción o el albedo dispersión simple. Por otro lado, las medidas de NSR sí son útiles para obtener datos de AOD cuando estos son bajos o moderados; su exactitud es de ± 0.02 . Las medidas de NSR también pueden ser usadas para calcular la parte real del índice de refracción y los parámetros de la distribución de tamaños bi-lognormal. La inversión es más sensible al modo fino que al grueso cuando no se incluyen ángulos de *scattering* por debajo de 10° .

Tras el estudio teórico de sensibilidad, se han invertido directamente, con GRASP, medidas de NSR cada cinco minutos desde julio del 2018 hasta septiembre del 2021, todas obtenidas con una cámara SONA202-NF instalada en Valladolid (España). Las propiedades de aerosol obtenidas se han comparado con las que proporciona la red AERONET de forma independiente a través de un fotómetro instalado en la misma plataforma de medida. Como

3. RESULTADOS

resultado se obtiene que los valores de AOD obtenidos a partir de la cámara muestran una correlación alta con los obtenidos por AERONET ($r^2 \approx 0.87-0.88$). Como señala el análisis de sensibilidad, las mayores diferencias aparecen para valores de AOD altos. Tomando AERONET como referencia, la incertidumbre combinada del AOD obtenido con la cámara se encuentra entre 0.026 y 0.030, según la longitud de onda. También muestran correlación los parámetros de la distribución de tamaños con los de AERONET en el caso del radio del modo fino ($r^2 \approx 0.35$) y de la concentración en volumen total ($r^2 \approx 0.61$), del modo fino ($r^2 \approx 0.38$) y del modo grueso ($r^2 \approx 0.57$).

También se ha explorado la inversión de las medidas de NSR de la cámara de cielo con GRASP pero aplicando la configuración de multi-píxel temporal. Esta configuración consiste en una estrategia de inversión que tiene en cuenta la variabilidad en el tiempo de las propiedades de los aerosoles a invertir, pudiendo constreñir la suavidad con la que pueden variar estas propiedades en el tiempo. Esto implica que se invierten todas las medidas de NSR tomadas en un día a la vez. Como resultado se tiene que la configuración multi-píxel mejora ligeramente la exactitud de las propiedades obtenidas y, además, permite obtener resultados en muchos casos en los que no los había con la configuración estándar al no haber disponibles ángulos de *scattering* suficientemente bajos.

Con este artículo se pone de manifiesto la sensibilidad que tienen las medidas de NSR a las distintas propiedades de los aerosoles y por tanto, la utilidad de usar cámaras de cielo en la obtención de propiedades de los aerosoles. No obstante, se requieren ciertas mejoras en estos instrumentos que eviten reflejos y permitan obtener medidas de NSR a ángulos de *scattering* bajos, lo cual mejorará la obtención de las propiedades de partículas gruesas, como se puede leer a continuación.

DOI: <https://doi.org/10.5194/amt-15-407-2022>

Conclusiones y líneas futuras

A lo largo de esta tesis se ha mostrado la versatilidad y el potencial de las cámaras de cielo para la observación atmosférica. Se ha creado una estructura de red instrumental para la gestión y control de los datos de las estaciones con instrumentación del GOA-UVa. A partir de la calibración geométrica y la obtención de mapas de radiancias relativas se han obtenido propiedades de aerosoles utilizando el algoritmo de inversión GRASP (*Generalized Retrieval of Atmosphere and Surface Properties*). Todo esto se resume más detalladamente a continuación:

1. Se ha realizado un breve repaso a la historia y presente de las cámaras de cielo, desde sus inicios hasta la era digital. Dado el número creciente de estaciones con estos instrumentos, se ha generado una estructura de red y se han explicado los beneficios para obtener los resultados de esta tesis doctoral. El régimen de captura en formato RAW y multi-exposición permite generar imágenes con un mapeado de tono de alto rango dinámico (HDR) con gran calidad gracias al desarrollo de una librería propia. Los servicios automáticos de la red permiten monitorizar adecuadamente el funcionamiento de las cámaras, además de un acceso fácil y seguro de los datos.
2. Se ha desarrollado la aplicación multi-plataforma ORION (ver Sección ??), la cual permite la calibración geométrica de cualquier cámara de cielo basándose en la posición de las estrellas en las imágenes. Esta herramienta genera las matrices del ángulo de acimut y cenit para cada píxel, además de la matriz FOV (*Field Of View*). La aplicación ORION permite la localización de cualquier cuerpo celeste en las imágenes de cámaras de cielo.

4. CONCLUSIONES Y LÍNEAS FUTURAS

3. Se ha caracterizado el ruido de lectura, los píxeles calientes, el balance de blancos pre-establecido, la linealidad y las longitudes de onda efectivas (467 nm, 536 nm y 605 nm) de la cámara de cielo SONA202-NF (ver Sección ??). La caracterización de estos parámetros ha permitido calcular una imagen HDR lineal y, a continuación, un mapa de radiancia del cielo relativa, así como su incertidumbre, en los tres canales de la cámara. Con esto, se ha definido la radiancia del cielo normalizada (NSR); dado un conjunto de radiancias del cielo a una longitud de onda, los valores de NSR serán los de esas radiancias divididos por la suma de todas las radiancias del conjunto.
4. Los valores de NSR obtenidos se han comparado con los mismos valores medidos de forma independiente por un fotómetro CE318-T en las longitudes de onda más cercanas: 440 nm, 500 nm y 675 nm. Se han detectado regiones de la imagen con reflejos de la luz solar en la cúpula de la cámara y en la lente de ojo de pez cerca de la posición del Sol; los ángulos que corresponden a estas regiones han sido excluidos del estudio. A su vez, las radiancias normalizadas de la cámara se han comparado con simulaciones de NSR en las mismas longitudes de onda efectivas utilizando las propiedades de los aerosoles de AERONET (*AErosol RObotic NETwork*) como entrada en un modelo de transferencia radiativa.
5. Se han realizado una serie de simulaciones de datos de NSR bajo distintos tipos y cargas de aerosoles para estudiar la sensibilidad de este tipo de medidas a los cambios en las propiedades de los aerosoles (ver Sección ??). Como resultado se ha obtenido que las medidas de NSR sí son sensibles a los cambios en el aerosol, tanto en el tipo de aerosol como a los valores bajos y moderados del espesor óptico de aerosoles (AOD).
6. Se ha definido la metodología y estrategia de inversión GRASP-CAM para obtener propiedades de los aerosoles utilizando las medidas de radiancias del cielo normalizadas en el algoritmo GRASP (ver sección ??). Se ha realizado un estudio de sensibilidad con datos sintéticos para determinar que propiedades de los aerosoles pueden derivarse invirtiendo medidas de NSR con GRASP y con que incertidumbre.
7. Se han invertido medidas reales de NSR obtenidas con la cámara de cielo SONA202-NF instalada en Valladolid (España) desde julio de 2020 hasta septiembre de 2021 (ver Sección ??). Las propiedades de los aerosoles obtenidas se han comparado con las derivadas de un fotómetro perteneciente a AERONET e instalado en la misma estación. Se ha observado una alta correlación entre los valores de AOD obtenidos con la cámara y los de AERONET.

-
8. Se ha explorado la configuración multi-píxel temporal en la inversión GRASP-CAM. Se trata de una técnica que vincula todas las medidas de un día completo y restringe la evolución temporal de las propiedades del aerosol a lo largo de ese día (variación suave con el tiempo). La implementación de la técnica multi-píxel temporal ha conseguido mayor número de inversiones disponibles.

Las principales conclusiones de este trabajo obtenidas a través de las tareas descritas son:

1. ORION es una aplicación de gran utilidad para la calibración geométrica de cualquier cámara de cielo. En base a un caso particular de una cámara con una resolución de 5.4 arcmin/píxel, se estima que la precisión media de la calibración con esta aplicación es de 9.0 arcmin (1.7 píxeles). Al tratarse de una aplicación sencilla de manejar, puede ser utilizada con facilidad por cualquier usuario sin experiencia previa que necesite calibrar cualquier tipo de cámara de cielo.
2. Cualquier cámara de cielo puede ser usada para obtener medidas de radiancia del cielo, al menos de forma relativa o normalizada, si se caracterizan algunas propiedades técnicas del instrumento (ruido de lectura, linealidad, etc.) y se aplica la metodología desarrollada en esta tesis doctoral. En el caso de la cámara SONA202-NF, las radiancias del cielo normalizadas, obtenidas con esta metodología, pueden obtenerse con una incertidumbre del 3.3 %, 4.3 % y 5.3 % para 467 nm, 536 nm y 605 nm, respectivamente.
3. Las medidas de NSR contienen información sobre el AOD para cargas de aerosol bajas o moderadas (hasta valores de AOD a 467 nm en torno a 0.4–0.5). Estas medidas también contienen información sobre el tipo de aerosol, independientemente del valor de AOD, pero no sobre las propiedades de absorción de los aerosoles.
4. Los valores de AOD obtenidos con el método GRASP-CAM, invirtiendo medidas de NSR de cámara de cielo con GRASP, correlacionan con el AOD obtenido de forma independiente con un fotómetro, siendo el coeficiente de determinación, r^2 , en torno a 0.87–0.88. La incertidumbre combinada del AOD obtenido con GRASP-CAM varía entre 0.026 y 0.030, según la longitud de onda. El AOD obtenido con GRASP-CAM debe de tenerse en cuenta solo para situaciones donde la carga del aerosol es baja o moderada.
5. En cuanto a la distribución de tamaños volumétrica de los aerosoles obtenida con GRASP-CAM, la precisión y la exactitud del modo grueso de los aerosoles mejora

4. CONCLUSIONES Y LÍNEAS FUTURAS

si se añaden a la inversión ángulos de *scattering* inferiores a 10° . Los parámetros obtenidos con GRASP-CAM, sin incluir ángulos de *scattering* por debajo de 10° , que correlacionan con los obtenidos de forma independiente con un fotómetro de AERONET son: el radio del modo fino ($r^2=0.35$) y las concentraciones volumétricas del modo fino ($r^2=0.38$), del modo grueso ($r^2=0.57$), y total ($r^2=0.61$).

El trabajo de investigación presentado en esta tesis plantea una serie de tareas futuras con las que continuar esta línea de investigación. Algunas de estas tareas son:

1. Informar, advertir y recomendar a los fabricantes de cámaras de cielo sobre: la aplicación del balance de blancos después de la captura de la imagen en RAW en lugar de antes, ya que esto evita saturaciones de píxeles innecesarias y reduce el ruido de disparo; la reducción de los reflejos en las imágenes generados por la lente de ojo de pez y la cúpula de la cámara, que evitan obtener ángulos de *scattering* de gran utilidad como los más bajos que dan información sobre el modo grueso del aerosol; y la utilización de filtros con una anchura espectral más reducida, ya que algunos canales de color siguen siendo sensibles a las longitudes de onda asociadas a los otros canales.
2. Adaptar la metodología propuesta de obtención de radiancias del cielo normalizadas al resto de cámaras de cielo del GOA-UVa. Calcular estas radiancias permitirá conocer propiedades de los aerosoles en el resto de estaciones gracias a la metodología GRASP-CAM. Esto será extensible a otros modelos de cámara de cielo de los que se disponga en un futuro. A su vez, se intentará extender la metodología propuesta para obtener no solo radiancias normalizadas, sino también radiancias del cielo absolutas (en unidades físicas; por ejemplo $Wm^{-2}sr^{-1}$). Para este fin se estudiará, entre otros factores, la sensibilidad a la radiación incidente de cada sensor CMOS y su variación con la temperatura.
3. Identificar que píxeles de una imagen están contaminados por nubes. Esto es fundamental para poder excluir las radiancias de esos píxeles en el método GRASP-CAM. Aunque en este trabajo se han aplicado con este fin algunos métodos basados en los fotómetros, tener a disposición una imagen del cielo completo proporciona una información adicional útil al tener una instantánea completa del mismo. Así se plantea analizar cada imagen del cielo utilizando inteligencia artificial (redes neuronales convolucionales) para identificar los píxeles nubosos. Esto también será de utilidad para el estudio de la nubosidad, en la clasificación de la cobertura nubosa y el estado del disco solar. Actualmente el GOA-UVa tiene mas de un millón de imágenes almacenadas de todas sus estaciones y se ha comenzado con el trabajo en esta línea de investigación.

-
4. Plantear, desarrollar y validar nuevas sinergias entre cámaras de cielo y otros instrumentos. Se va a plantear combinar las radiancias normalizadas de una cámara de cielo con el AOD obtenido con otro instrumento (por ejemplo un fotómetro); como las radiancias del cielo normalizadas no son sensibles al AOD para altas cargas de aerosol pero sí al tipo de aerosol, esto puede ayudar a mejorar la obtención de propiedades de los aerosoles cuando el AOD es alto. Además, el GOA-UVa cuenta con otros instrumentos en sus estaciones, lo que permitirá explorar la sinergia de estos con las cámaras de cielo con el objetivo de obtener mejores productos de aerosoles; por ejemplo, obtener perfiles verticales de los aerosoles combinando la cámara de cielo con el ceilómetro. Finalmente, se seguirá explorando la configuración multi-píxel temporal en estas sinergias, por ejemplo utilizándola en la combinación de las medidas de la cámara de cielo con las del radiómetro cenital.

Bibliografía

- Abercromby, R. (1887). Suggestions for an international nomenclature of clouds. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **13**(62), 154–166. 31
- Almansa, A. F., Cuevas, E., Barreto, A., Torres, B., García, O. E., Delia García, R., Velasco-Merino, C., Cachorro, V. E., Berjón, A., Mallorquín, M., López, C., Ramos, R., Guirado-Fuentes, C., Negrillo, R., and de Frutos, A. M. (2020). Column Integrated Water Vapor and Aerosol Load Characterization with the New ZEN-R52 Radiometer. *Remote Sensing*, **12**(9), 1424. Number: 9 Publisher: Multidisciplinary Digital Publishing Institute. 46
- Almansa Rodríguez, A. F. (2021). *Desarrollo y evaluación de técnicas radiométricas de observación de aerosoles y vapor de agua en la atmósfera desde plataformas terrestres*. Ph.D. thesis, Universidad de Valladolid. 5
- Anderson, H. R. (2009). Air pollution and mortality: A history. *Atmospheric Environment*, **43**(1), 142–152. 5
- Angström, A. (1930). On the atmospheric transmission of sun radiation II. *Geogr Annales*, **H 11**, 1301–1308. 13
- Angström, A. (1961). Techniques of determining the turbidity of the atmosphere. *Tellus*, **13**, 214–223. 13
- Antuña-Sánchez, J. C., Diaz, N., Estevan, R., de Frutos, A., and Antuña-Marrero, J. C. (2015). Cloud camera design using a Raspberry Pi. *Optica Pura y Aplicada*, **48**(3), 199–205. 35, 40
- Antuña-Sánchez, J. C., Román, R., Cachorro, V. E., Toledano, C., López, C., González, R., Mateos, D., Calle, A., and de Frutos, A. M. (2021). Relative sky radiance from multi-exposure all-sky camera images. *Atmospheric Measurement Techniques*, **14**(3), 2201–2217. 30, 39

BIBLIOGRAFÍA

- Antuña-Sánchez, J. C., Román, R., Bosch, J. L., Toledano, C., Mateos, D., González, R., Cachorro, V., and de Frutos, A. (2022). ORION software tool for the geometrical calibration of all-sky cameras. *PLOS ONE*, **17**(3), 1–17. Publisher: Public Library of Science. 30
- Bayer, B. E. (1976). Color imaging array. 37
- Benavent-Oltra, J. A., Román, R., Granados-Muñoz, M. J., Pérez-Ramírez, D., Ortiz-Amezcuca, P., Denjean, C., Lopatin, A., Lyamani, H., Torres, B., Guerrero-Rascado, J. L., Fuertes, D., Dubovik, O., Chaikovsky, A., Olmo, F. J., Mallet, M., and Alados-Arboledas, L. (2017). Comparative assessment of GRASP algorithm for a dust event over Granada (Spain) during ChArMEx-ADRIMED 2013 campaign. *Atmospheric Measurement Techniques*, **10**(11), 4439–4457. 27
- Benavent-Oltra, J. A., Román, R., Casquero-Vera, J. A., Pérez-Ramírez, D., Lyamani, H., Ortiz-Amezcuca, P., Bedoya-Velásquez, A. E., de Arruda Moreira, G., Barreto, A., Lopatin, A., Fuertes, D., Herrera, M., Torres, B., Dubovik, O., Guerrero-Rascado, J. L., Goloub, P., Olmo-Reyes, F. J., and Alados-Arboledas, L. (2019). Different strategies to retrieve aerosol properties at night-time with the GRASP algorithm. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **19**(22), 14149–14171. 27, 38
- Bendall, D. S. (1994). Robert Hill. 2 April 1899-15 March 1991. *Biographical Memoirs of Fellows of the Royal Society*, **40**, 143–170. 34
- Bettonvil, F. (2006). A digital all-sky camera. Conference Name: Proceedings of the International Meteor Conference, 24th IMC, Oostmalle, Belgium, 2005 Pages: 90-98 ADS Bibcode: 2006pimo.conf...90B. 35
- Bodhaine, B. A., Wood, N. B., Dutton, E. G., and Slusser, J. R. (1999). On Rayleigh Optical Depth Calculations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **16**(11), 1854–1861. 2
- Bohren, C. F. and Huffman, D. R. (1983). *Absorption and scattering of light by small particles*. John Wiley and Sons, New York, 530 pp. 16
- Bond, W. N. (1922). A wide angle lens for cloud recording. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, **44**(263), 999–1001. Publisher: Taylor & Francis _eprint: <https://doi.org/10.1080/14786441208562576>. 34
- Boucher, O., Randall, D., Artaxo, P., Bretherton, C., Feingold, G., Forster, P., Kerminen, V.-M., Kondo, Y., Liao, H., Lohmann, U., and others (2013). Clouds and aerosols. In

- Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 571–657. Cambridge University Press. 5, 6
- Boulon, J., Sellegri, K., Hervo, M., and Laj, P. (2011). Observations of nucleation of new particles in a volcanic plume. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **108**(30), 12223–12226. Publisher: Proceedings of the National Academy of Sciences. 5
- Boyle, W. S. and Smith, G. E. (1970). Charge Coupled Semiconductor Devices. *Bell System Technical Journal*, **49**(4), 587–593. 35
- Cachorro, V. E., de Frutos, A. M., and Casanova, J. L. (1987). Determination of the angstrom turbidity parameters. *Appl. Opt.*, **26**(15), 3069–3076. 13
- Cazorla, A., Olmo, F. J., and Alados-Arboledas, L. (2008). Development of a sky imager for cloud cover assessment. *Journal of the Optical Society of America A*, **25**(1), 29. 35
- Chamberlain, J. W. (1995). *Physics of the aurora and airglow*. Classics in geophysics. American Geophysical Union, Washington, D.C. 34
- Chen, C., Dubovik, O., Fuertes, D., Litvinov, P., Lapyonok, T., Lopatin, A., Ducos, F., Derimian, Y., Herman, M., Tanré, D., Remer, L. A., Lyapustin, A., Sayer, A. M., Levy, R. C., Hsu, N. C., Descloitres, J., Li, L., Torres, B., Karol, Y., Herrera, M., Herreras, M., Aspetsberger, M., Wanzenboeck, M., Bindreiter, L., Marth, D., Hangler, A., and Federspiel, C. (2020). Validation of GRASP algorithm product from POLDER/PARASOL data and assessment of multi-angular polarimetry potential for aerosol monitoring. *Earth System Science Data*, **12**(4), 3573–3620. 27
- Crispel, P. and Roberts, G. (2018). All-sky photogrammetry techniques to georeference a cloud field. *Atmospheric Measurement Techniques*, **11**(1), 593–609. 35
- Debevec, P. E. and Malik, J. (1997). Recovering high dynamic range radiance maps from photographs. In *Proceedings of the 24th annual conference on Computer graphics and interactive techniques - SIGGRAPH '97*, pages 369–378, Not Known. ACM Press. 47
- Developers, C. (2022). Colour - Demosaicing 0.2.2 documentation. 38
- Dieke, G. H. (1956). Robert Williams Wood. 1868-1955. *Biographical Memoirs of Fellows of the Royal Society*, **2**, 327–345. 33
- Dubovik, O. (2004). Optimization of numerical inversion in photopolarimetric remote sensing. In *Photopolarimetry in remote sensing*, pages 65–106. Springer. 17, 23, 24, 25

BIBLIOGRAFÍA

- Dubovik, O. and King, M. D. (2000). A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **105**(D16), 20673–20696. _eprint: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2000JD900282>. 14, 17, 24, 46
- Dubovik, O., Holben, B., Eck, T., Smirnov, A., Kaufman, Y., King, M. D., Tanre, D., and Slutsker, I. (2002). Variability of Absorption and Optical Properties of Key Aerosol Types Observed in Worldwide Locations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **59**, 590–608. 4
- Dubovik, O., Sinyuk, A., Lapyonok, T., Holben, B. N., Mishchenko, M., Yang, P., Eck, T. F., Volten, H., Muñoz, O., Veihelmann, B., Zande, W. J. v. d., León, J.-F., Sorokin, M., and Slutsker, I. (2006). Application of spheroid models to account for aerosol particle nonsphericity in remote sensing of desert dust. *Journal of Geophysical Research*, **111**, D11208. 15, 24, 46
- Dubovik, O., Herman, M., Holdak, A., Lapyonok, T., Tanré, D., Deuzé, J. L., Ducos, F., Sinyuk, A., and Lopatin, A. (2011). Statistically optimized inversion algorithm for enhanced retrieval of aerosol properties from spectral multi-angle polarimetric satellite observations. *Atmospheric Measurement Techniques*, **4**(5), 975–1018. 20
- Dubovik, O., Lapyonok, T., Litvinov, P., Herman, M., Fuertes, D., Ducos, F., Lopatin, A., Chaikovskiy, A., Torres, B., Derimian, Y., Huang, X., Aspetsberger, M., and Federspiel, C. (2014). GRASP: a versatile algorithm for characterizing the atmosphere. *SPIE Newsroom*. 25
- Dubovik, O., Fuertes, D., Litvinov, P., Lopatin, A., Lapyonok, T., Dubovik, I., Xu, F., Ducos, F., Chen, C., Torres, B., Derimian, Y., Li, L., Herreras-Giralda, M., Herrera, M., Karol, Y., Matar, C., Schuster, G. L., Espinosa, R., Puthukkudy, A., Li, Z., Fischer, J., Preusker, R., Cuesta, J., Kreuter, A., Cede, A., Aspetsberger, M., Marth, D., Bindreiter, L., Hangler, A., Lanzinger, V., Holter, C., and Federspiel, C. (2021). A Comprehensive Description of Multi-Term LSM for Applying Multiple a Priori Constraints in Problems of Atmospheric Remote Sensing: GRASP Algorithm, Concept, and Applications. *Frontiers in Remote Sensing*, **2**, 706851. 15, 20, 23, 24, 25, 26
- Dye, D. G. (2012). Looking skyward to study ecosystem carbon dynamics. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, **93**(14), 141–143. _eprint: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2012EO140002>. 35

- Espinosa, W. R., Remer, L. A., Dubovik, O., Ziemba, L., Beyersdorf, A., Orozco, D., Schuster, G., Lapyonok, T., Fuertes, D., and Martins, J. V. (2017). Retrievals of aerosol optical and microphysical properties from Imaging Polar Nephelometer scattering measurements. *Atmospheric Measurement Techniques*, **10**(3), 811–824. 27
- Fassig, O. L. (1896). Automatic cloud photography. *Monthly Weather Review*. 33
- Fassig, O. L. (1915). A revolving cloud camera. *Monthly Weather Review*, **43**(6), 274–275. 33, 78
- Feldstein, Y. I. and Yevlashin, L. (2008). Visual observations of aurorae during the IGY in the Soviet Union. *Physics of Auroral Phenomena*, **30**(1), 60–63. Publisher: " 34
- Georgi, J. (1957). The Photographic Sky-Mirror. *Weather*, **12**(5), 149–153. _eprint: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/j.1477-8696.1957.tb00468.x>. 34
- Giles, D. M., Sinyuk, A., Sorokin, M. G., Schafer, J. S., Smirnov, A., Slutsker, I., Eck, T. F., Holben, B. N., Lewis, J. R., Campbell, J. R., Welton, E. J., Korkin, S. V., and Lyapustin, A. I. (2019). Advancements in the Aerosol Robotic Network (AERONET) Version 3 database – automated near-real-time quality control algorithm with improved cloud screening for Sun photometer aerosol optical depth (AOD) measurements. *Atmospheric Measurement Techniques*, **12**(1), 169–209. 14, 46
- González, R. (2021). *Desarrollo de nuevos métodos de procesamiento de datos de redes fotométricas para el análisis de propiedades del aerosol atmosférico*. Ph.D. thesis, Universidad de Valladolid. 4, 14, 38, 46
- González, R., Toledano, C., Román, R., Fuertes, D., Berjón, A., Mateos, D., Guirado-Fuentes, C., Velasco-Merino, C., Antuña-Sánchez, J. C., Calle, A., Cachorro, V. E., and de Frutos, A. M. (2020). Daytime and nighttime aerosol optical depth implementation in CÆLIS. *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems*, **9**(2), 417–433. 14
- Gueymard, C. A. (2018). A reevaluation of the solar constant based on a 42-year total solar irradiance time series and a reconciliation of spaceborne observations. *Solar Energy*, **168**, 2–9. Advances in Solar Resource Assessment and Forecasting. 9
- Hellmann, G. (1912). *Das meteorologisch-magnetische Observatorium bei Potsdam*. Springer Berlin Heidelberg. OCLC: 1026893478. 32, 77

BIBLIOGRAFÍA

- Herreras, M., Román, R., Cazorla, A., Toledano, C., Lyamani, H., Torres, B., Cachorro, V. E., Olmo, F. J., Alados-Arboledas, L., and Frutos, A. M. d. (2019). Evaluation of retrieved aerosol extinction profiles using as reference the aerosol optical depth differences between various heights. *Atmospheric Research*, **230**, 104625. 27
- Hildebrandsson, H. H. (1879). *Sur la classification des nuages employée à l'Observatoire météorologique d'Upsala: Photographies de M. Henri Osti*. 31
- Hildebrandsson, H. H., Hildebrandsson, H. H., Riggenbach, A., Teisserenc de Bort, L. P., International Meteorological Committee, and Commission des nuages (1896). *International cloud-atlas*. Gauthier-Villars, Paris. OCLC: 28309835. 31
- Hill, R. (1924). A lens for whole sky photographs. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **50**(211), 227–235. 34
- Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J. P., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J. A., Kaufman, Y. J., Nakajima, T., Lavenu, F., Jankowiak, I., and Smirnov, A. (1998). AERONET – a federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sens. Environ.*, **66**, 1–16. 14, 28, 44
- Hudec, R., Spurny, M., Krizek, M., Rerabek, M., Pata, P., and Klima, M. (2011). Low [U+2010] Cost Optical All [U+2010] Sky Monitoring Camera: Further Developments and Tests. *AIP Conference Proceedings*, **1358**(1), 377–380. Publisher: American Institute of Physics. 35
- Igual, J. (2017). *Ruido, sensores y exposición PARTE I: Fundamentos del ruido en fotografía digital*. 37
- IPCC (2014). Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change). IPCC,. Technical report, Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, Switzerland. 6
- Iqbal, M. (1983). *An introduction to solar radiation*. Academic Press, Inc. 9
- Jechow, A., Ribas, S. J., Domingo, R. C., Hölker, F., Kolláth, Z., and Kyba, C. C. M. (2018). Tracking the dynamics of skyglow with differential photometry using a digital camera with fisheye lens. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **209**, 212–223. 35

- Kasten, F. and Young, A. T. (1989). Revised Optical Air Mass Tables and Approximation Formula. *Appl. Opt.*, **28**, 4735–4738. 13
- Koelsch, W. A. (1981). Pioneer: The First American Doctorate in Meteorology. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **62**(3), 362–367. 33
- Kurucz, R. L. (1992). Model Atmospheres for Population Synthesis. In B. Barbuy and A. Renzini, editors, *The Stellar Populations of Galaxies*, International Astronomical Union / Union Astronomique Internationale, pages 225–232, Dordrecht. Springer Netherlands. 9, 77
- Lamarck, J. B. (1802). Sur la forme des nuages. *Annuaire Météorologique pour l’an X de la République Française*, (3). 31
- Landolt, A. U. (1958). An Aurora and airglow program at the south pole. *Publications of the Astronomical Society of the Pacific*, **70**(417), 581–584. Publisher: [University of Chicago Press, Astronomical Society of the Pacific]. 34
- Li, L., Dubovik, O., Derimian, Y., Schuster, G. L., Lapyonok, T., Litvinov, P., Ducos, F., Fuertes, D., Chen, C., Li, Z., Lopatin, A., Torres, B., and Che, H. (2019). Retrieval of aerosol components directly from satellite and ground-based measurements. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **19**(21), 13409–13443. 27
- Liou, K.-N. (2002). *An introduction to atmospheric radiation*. Number v. 84 in International geophysics series. Academic Press, Amsterdam Boston, 2nd ed edition. 1, 2, 8, 10, 11, 12, 14
- Lopatin, A., Dubovik, O., Chaikovsky, A., Goloub, P., Lapyonok, T., Tanré, D., and Litvinov, P. (2013). Enhancement of aerosol characterization using synergy of lidar and sun-photometer coincident observations: the GARRLiC algorithm. *Atmospheric Measurement Techniques*, **6**(8), 2065–2088. 15, 24, 27
- Lopatin, A., Dubovik, O., Fuertes, D., Stenchikov, G., Lapyonok, T., Veselovskii, I., Wienhold, F. G., Shevchenko, I., Hu, Q., and Parajuli, S. (2021). Synergy processing of diverse ground-based remote sensing and in situ data using the GRASP algorithm: applications to radiometer, lidar and radiosonde observations. *Atmospheric Measurement Techniques*, **14**(3), 2575–2614. 24, 27
- Myhre, G., Alterskjaer, K., and Lowe, D. (2010). A fast method for updating global fossil fuel carbon dioxide emissions (vol 4, 034012, 2009). *ENVIRONMENTAL RESEARCH LETTERS*, **5**(3). 5

BIBLIOGRAFÍA

- Myhre, G., Myhre, C., Samset, B., and Storelvmo, T. (2013). Aerosols and their relation to global climate and climate sensitivity. *Nature Education Knowledge*, **4**(5), 7. 3
- Nakajima, T., Tonna, G., Rao, R., Boi, P., Kaufman, Y., and Holben, B. (1996). Use of sky brightness measurements from ground for remote sensing of particulate polydispersions. *Applied Optics*, **35**, **15**, 2672–2686. 14
- Nicolet, M. (2013). *The Fifth Meeting and the Termination of CSAGI: Annals of The International Geophysical Year, Vol. 10*. Elsevier. Google-Books-ID: _sA3BQAAQBAJ. 34
- Ortega, J. and Rheinboldt, W. (1970). *Iterative Solution of Nonlinear Equations in Several Variables*. 25
- Oznovich, I., Yee, R., Schiffler, A., McEwen, D. J., and Sofko, G. J. (1994). The all-sky camera revitalized. *Applied Optics*, **33**(30), 7141–7150. Publisher: Optica Publishing Group. 35
- Pachauri, R. K., Allen, M. R., Barros, V. R., Broome, J., Cramer, W., Christ, R., Church, J. A., Clarke, L., Dahe, Q., Dasgupta, P., Dubash, N. K., Edenhofer, O., Elgizouli, I., Field, C. B., Forster, P., Friedlingstein, P., Fuglestvedt, J., Gomez-Echeverri, L., Hallegatte, S., Hegerl, G., Howden, M., Jiang, K., Jimenez Cisneros, B., Kattsov, V., Lee, H., Mach, K. J., Marotzke, J., Mastrandrea, M. D., Meyer, L., Minx, J., Mulugetta, Y., O'Brien, K., Oppenheimer, M., Pereira, J. J., Pichs-Madruga, R., Plattner, G.-K., Pörtner, H.-O., Power, S. B., Preston, B., Ravindranath, N. H., Reisinger, A., Riahi, K., Rusticucci, M., Scholes, R., Seyboth, K., Sokona, Y., Stavins, R., Stocker, T. F., Tschakert, P., van Vuuren, D., and van Ypersele, J.-P. (2014). *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. IPCC, Geneva, Switzerland. Pages: 151 Publication Title: EPIC3Geneva, Switzerland, IPCC, 151 p., pp. 151, ISBN: 978-92-9169-143-2. 3
- Papayannis, A., Amiridis, V., Mona, L., Tsaknakis, G., Balis, D., Bösenberg, J., Chaikovskii, A., De Tomasi, F., Grigorov, I., Mattis, I., Mitev, V., Müller, D., Nickovic, S., Pérez, C., Pietruczuk, A., Pisani, G., Ravetta, F., Rizi, V., Sicard, M., Trickl, T., Wiegner, M., Gerding, M., Mamouri, R. E., D'Ámico, G., and Pappalardo, G. (2008). Systematic lidar observations of saharan dust over europe in the frame of earlinet (2000–2002). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **113**(D10). 5
- Penrose, R. (1955). A generalized inverse for matrices. *Mathematical Proceedings of the Cambridge Philosophical Society*, **51**(3), 406–413. 17

- Pickering, T. E. (2006). The MMT all-sky camera. In *Ground-based and Airborne Telescopes*, volume 6267, pages 448–454. SPIE. 35
- Poey, A. (1865). Instructions pour servir à l'observation des nuages, des courants inférieurs et supérieurs de l'atmosphère. *Annuaire de la Société Météorologique de France*, **13**, 85–100. 31
- Poey, A. (1870). New classification of clouds. Technical report, Washington D.C. 31
- Poey, A. (1872). Nouvelle classification des nuages, suivie d'instructions pour servir à l'observation des nuages et des courants atmosphériques. *Annales Hydrographiques*, **1**(35), 615–715. 31
- Pope, C. A. and Dockery, D. W. (2006). Health Effects of Fine Particulate Air Pollution: Lines that Connect. *Journal of the Air & Waste Management Association*, **56**(6), 709–742. Publisher: Taylor & Francis _eprint: <https://doi.org/10.1080/10473289.2006.10464485>. 5
- Press, W. H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T., and Flannery, B. P. (1992). *Numerical Recipes in FORTRAN, the Art of Scientific Computing.*, volume 965. Cambridge university press. 25, 26
- Robert Hill (1924). Improvements in photographic lenses. CIB: G02B13/04. 34
- Robert W. Wood (1911). *Physical Optics*, volume 25. The Macmillan Company, second edition edition. 33
- Rocks, J. K. (1986). The Whole Sky Sensor. Final Phase I, United States Air Force of Scientific Research, Leesburg, VA. 35
- Rocks, J. K. (1987). The microscience whole-sky sensor. In *Fifth Tri-Service Clouds Modeling Workshop*, United States Naval Academy, Annapolis, MD. 35
- Rogers, R. R. and Yau, M. K. (1989). *A Short course in cloud physics*. Butterworth Heine-
mann, Burlington, Mass. OCLC: 803626757. 8
- Román, R. (2014). *Reconstrucción y análisis de la radiación ultravioleta eritemática en la Península Ibérica desde 1950*. Ph.D. thesis, Universidad de Valladolid. 9, 77
- Román, R., Antón, M., Cazorla, A., de Miguel, A., Olmo, F. J., Bilbao, J., and Alados-Arboledas, L. (2012). Calibration of an all-sky camera for obtaining sky radiance at three wavelengths. *Atmospheric Measurement Techniques*, **5**(8), 2013–2024. 28

BIBLIOGRAFÍA

- Román, R., Gonzalez, R., Toledano, C., Cazorla, A., Velasco-Merino, C., Burgos, M. A., Mateos, D., Calle, A., Cachorro, V., and Frutos, A. M. (2015). Obtención de imágenes del cielo en alto rango dinámico (hdr) a través de una cámara de todo cielo. In *XI Reunión Nacional de Óptica (RNO2015)*, Salamanca, Spain. 38
- Román, R., Cazorla, A., Toledano, C., Olmo, F. J., Cachorro, V. E., Frutos, A. d., and Alados-Arboledas, L. (2017a). Cloud cover detection combining high dynamic range sky images and ceilometer measurements. *Atmospheric Research*, **196**, 224–236. 38, 46
- Román, R., Torres, B., Fuertes, D., Cachorro, V. E., Dubovik, O., Toledano, C., Cazorla, A., Barreto, A., Bosch, J. L., Lapyonok, T., González, R., Goloub, P., Perrone, M. R., Olmo, F. J., Frutos, A. d., and Alados-Arboledas, L. (2017b). Remote sensing of lunar aureole with a sky camera: Adding information in the nocturnal retrieval of aerosol properties with GRASP code. *Remote Sensing of Environment*, **196**, 238–252. 27, 38
- Román, R., Benavent-Oltra, J. A., Casquero-Vera, J. A., Lopatin, A., Cazorla, A., Lyamani, H., Denjean, C., Fuertes, D., Pérez-Ramírez, D., Torres, B., and others (2018). Retrieval of aerosol profiles combining sunphotometer and ceilometer measurements in GRASP code. *Atmospheric Research*, **204**, 161–177. Publisher: Elsevier. 27, 46
- Román, R., Antuña-Sánchez, J. C., Cachorro, V. E., Toledano, C., Torres, B., Mateos, D., Fuertes, D., López, C., González, R., Lapyonok, T., Herreras-Giralda, M., Dubovik, O., and Frutos, A. M. (2022). Retrieval of aerosol properties using relative radiance measurements from an all-sky camera. *Atmospheric Measurement Techniques*, **15**(2), 407–433. 30
- Seinfeld, J. H. and Pandis, S. N. (2016). *Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change*. OCLC: 929985301. 2, 3
- Shields, J. E. (1990). *Automated cloud cover & visibility systems for real time applications*. University of California, San Diego, Scripps Institution of Oceanography Issue: 217. 35
- Shields, J. E., Karr, M. E., Tooman, T. P., Sowle, D. H., and Moore, S. T. (1998). The whole sky imager—a year of progress. In *Eighth Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Science Team Meeting, Tucson, Arizona*, pages 23–27. Citeseer. 35
- Sinyuk, A., Holben, B. N., Eck, T. F., Giles, D. M., Slutsker, I., Korokin, S., Schafer, J. S., Smirnov, A., Sorokin, M., and Lyapustin, A. (2020). The AERONET Version 3 aerosol

- retrieval algorithm, associated uncertainties and comparisons to Version 2. *Atmospheric Measurement Techniques*, **13**(6), 3375–3411. 46
- Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Alley, R. B., Berntsen, T., Bindoff, N. L., Chen, Z., Chidthaisong, A., Gregory, J. M., Hegerl, G. C., Heimann, M., Hewitson, B., Hoskins, B. J., Joos, F., Jouzel, J., Kattsov, V., Lohmann, U., Matsuno, T., Molina, M., Nicholls, N., Overpeck, J., Raga, G., Ramaswamy, V., Ren, J., Rusticucci, M., Somerville, R., Stocker, T. F., Whetton, P., Wood, R. A., and Wratt, D. (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. pages 21–87. Cambridge University Press, New York, USA. Section: Technical Summary Contribution of Working Group 1 to the 4th Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. 3
- Stoffregen, W. (1955). All-Sky Camera Auroral Research during the Third Geophysical Year 1957–58. *Tellus*, **7**(4), 509–517. 34
- Süring, R. (1922). *Photogrammetrische Wolkenforschung in Potsdam in den Jahren 1900 bis 1920*. 32
- Tirado, A. J. C. (2006). Cámara digital nocturna y sus aplicaciones para la observación automática de todo el cielo. 35
- Titos, G., Ealo, M., Román, R., Cazorla, A., Sola, Y., Dubovik, O., Alastuey, A., and Pandolfi, M. (2019). Retrieval of aerosol properties from ceilometer and photometer measurements: long-term evaluation with in situ data and statistical analysis at Montsec (southern Pyrenees). *Atmospheric Measurement Techniques*, **12**(6), 3255–3267. 27
- Tompsett, M. F. (1978). Charge transfer imaging devices. 35
- Torres, B., Dubovik, O., Fuertes, D., Schuster, G., Cachorro, V. E., Lapyonok, T., Goloub, P., Blarel, L., Barreto, A., Mallet, M., Toledano, C., and Tanré, D. (2017). Advanced characterisation of aerosol size properties from measurements of spectral optical depth using the GRASP algorithm. *Atmospheric Measurement Techniques*, **10**(10), 3743–3781. 24, 27
- Tsekeri, A., Lopatin, A., Amiridis, V., Marinou, E., Igloffstein, J., Siomos, N., Solomos, S., Kokkalis, P., Engelmann, R., Baars, H., Gratsea, M., Raptis, P. I., Biniotoglou, I., Mihailopoulos, N., Kalivitis, N., Kouvarakis, G., Bartsotas, N., Kallos, G., Basart, S., Schuettemeyer, D., Wandinger, U., Ansmann, A., Chaikovsky, A. P., and Dubovik, O. (2017). GARRLiC and LIRIC: strengths and limitations for the characterization of dust and marine particles along with their mixtures. *Atmospheric Measurement Techniques*, **10**(12), 4995–5016. 27

BIBLIOGRAFÍA

- Urquhart, B., Kurtz, B., Dahlin, E., Ghonima, M., Shields, J. E., and Kleissl, J. (2015). Development of a sky imaging system for short-term solar power forecasting. *Atmospheric Measurement Techniques*, **8**(2), 875–890. 35
- Wallace, J. M. and Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric Science: An Introductory Survey*. Elsevier. Google-Books-ID: HZ2wNtDOU0oC. 2
- Warren, S., Eastman, R., and Hahn, C. (2015). Clouds and Fog | Climatology. In *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, pages 161–169. Elsevier. 7
- Wei, Y., Li, Z., Zhang, Y., Chen, C., Dubovik, O., Zhang, Y., Xu, H., Li, K., Chen, J., Wang, H., Ge, B., and Fan, C. (2020). Validation of polder grasp aerosol optical retrieval over china using sonet observations. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **246**, 106931. 27
- Wei, Y., Li, Z., Zhang, Y., Chen, C., Xie, Y., Lv, Y., and Dubovik, O. (2021). Derivation of PM10 mass concentration from advanced satellite retrieval products based on a semi-empirical physical approach. *Remote Sensing of Environment*, **256**, 112319. 27
- Widener, K. and Long, C. (2004). All sky imager. 35
- Willeke, K., Baron, P. A., and Martonen, T. (1993). *Aerosol measurement: principles, techniques, and applications*, volume 876. Van Nostrand Reinhold New York. 3
- Williams, D. R. (2021). Planetary Fact Sheet. 2
- WMO (2017). Atlas Internacional de Nubes. 6, 7, 77
- Zhang, L. (2009). *Durham All-Sky Camera (DAC)*. Master’s thesis, Durham University. 35

Índice de figuras

1.1	Esquema de la distribución de radiación dispersada por el <i>scattering</i> de Rayleigh para moléculas, y de Mie para partículas y partículas más grandes. Fuente: http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbasees/atmos/blusky.html	3
1.2	Distribución de tamaños del radio del aerosol, en concentración volumétrica, presente el 9 de julio de 2021 a las 08:30 UTC, en toda la columna atmosférica de Valladolid (España). En azul la distribución calculada en 22 intervalos triangulares. En rojo la distribución equivalente lognormal bimodal, siendo el modo fino representado con línea de puntos y el modo grueso en línea continua. Datos obtenidos de AERONET nivel 2.0 (https://aeronet.gsfc.nasa.gov/).	4
1.3	Representación de los 10 géneros de nubes y sus alturas. Cirrus (Ci), Cirrocumulus (Cc), Cirrostratus (Cs), Altocumulus (Ac), Altostratus (As), Nimbostratus (Ns), Cumulus (Cu), Stratocumulus (Sc), Stratus (St) y Cumulonimbus (Cb). Figura extraída de (WMO, 2017).	7
1.4	Irradiancia solar extraterrestre (negro) correspondiente a (Kurucz, 1992) e irradiancia solar horizontal en la superficie terrestre (rojo) en función de la longitud de onda. El espectro en superficie se ha obtenido mediante una simulación de un modelo de transferencia radiativa con valores por defecto para una altura solar de 60°. Figura extraída de (Román, 2014).	9
1.5	Proceso de extinción de la radiación representada por la magnitud radiancia, I , al atravesar en un medio material.	11
1.6	Estructura de GRASP.	25
2.1	Foto del autómatas de nubes en la terraza del observatorio de Postdam. Fuente: Hellmann (1912).	32

ÍNDICE DE FIGURAS

2.2	Modelo de cámara Cyclorama. a) Foto frontal del dispositivo, con una inclinación de 45°; b) vista trasera, donde se aprecia el mecanismo de relojería que controla la rotación; c) imagen final, corregida, de la bóveda celeste. Fuente: Fassig (1915).	33
2.3	Funcionamiento de un sensor CCD con un patrón Bayer RGGB.	36
2.4	Funcionamiento de un sensor CMOS con un patrón Bayer RGGB.	37
2.5	Modelos de cámaras de cielo con los que cuenta el GOA-UVa. a) SONA202-NF, b) OMEA-3C y c) Rasp-GOA.	39
2.6	Respuesta espectral (transmitancia normalizada) de: los filtros del mosaico Bayer del sensor CMOS (parte superior), del filtro tribanda (centro), y de la cámara de cielo con ambos filtros juntos (parte inferior).	40
2.7	Respuesta espectral (transmitancia normalizada), para los canales RGB del mosaico Bayer del sensor SONY IMX178 en el panel superior, en el centro la del filtro infrarrojo incorporado (filtro IR), y la de ambos juntos en la parte inferior.	41
2.8	Estaciones con cámaras de cielo instaladas por el GOA-UVa. Están en funcionamiento las señaladas por el marcador azul y en rojo las que están inactivas.	42
2.9	Plataforma instrumental del GOA-UVa situada en la terraza de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Valladolid, donde se encuentran instalados los instrumentos de medida.	44
2.10	Componentes principales del fotómetro CE318-T.	45
2.11	Estructura de la red de cámaras de cielo del GOA-UVa.	48
2.12	Estructura del procesamiento de los datos de la red de cámaras de cielo del GOA-UVa.	50
2.13	Secuencia capturada en RAW sin balance de blancos, pero con el patrón Bayer corregido (<i>demosaiicing</i>) y la imagen HDR generada (imagen g). Las imágenes de la a hasta la f con tiempos de exposición de 214, 356, 640, 1208, 2344 y 4616 [Pleaseinsertintopreamble]s respectivamente. Fecha de captura el 2 de agosto de 2022 a las 6:10 UTC, en la estación Valladolid con el modelo OMEA-3C.	51
2.14	Imagen HDR obtenida con el mapeo tonal desarrollado, con la máscara aplicada y el desfase respecto al norte corregido. Capturada con una OMEA-3C en la estación de Valladolid el 20 de enero de 2022 a las 14:15 UTC.	52

Índice de tablas

